HAL
open science

La déformation synsédimentaire des bassins paléogènes de l'Arc de Castellane (Annot, Barrême, Saint-Antonin)

Yannick y Callec

To cite this version:

Yannick y Callec. La déformation synsédimentaire des bassins paléogènes de l'Arc de Castellane (Annot, Barrême, Saint-Antonin). Tectonique. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2001. Français. NNT : . tel-00921215

HAL Id: tel-00921215

https://theses.hal.science/tel-00921215v1

Submitted on 20 Dec 2013

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

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

160286 CCLTH1269

B.

ECOLE DES MINES DE PARIS

MÉMOIRES DES SCIENCES DE LA TERRE

N°43

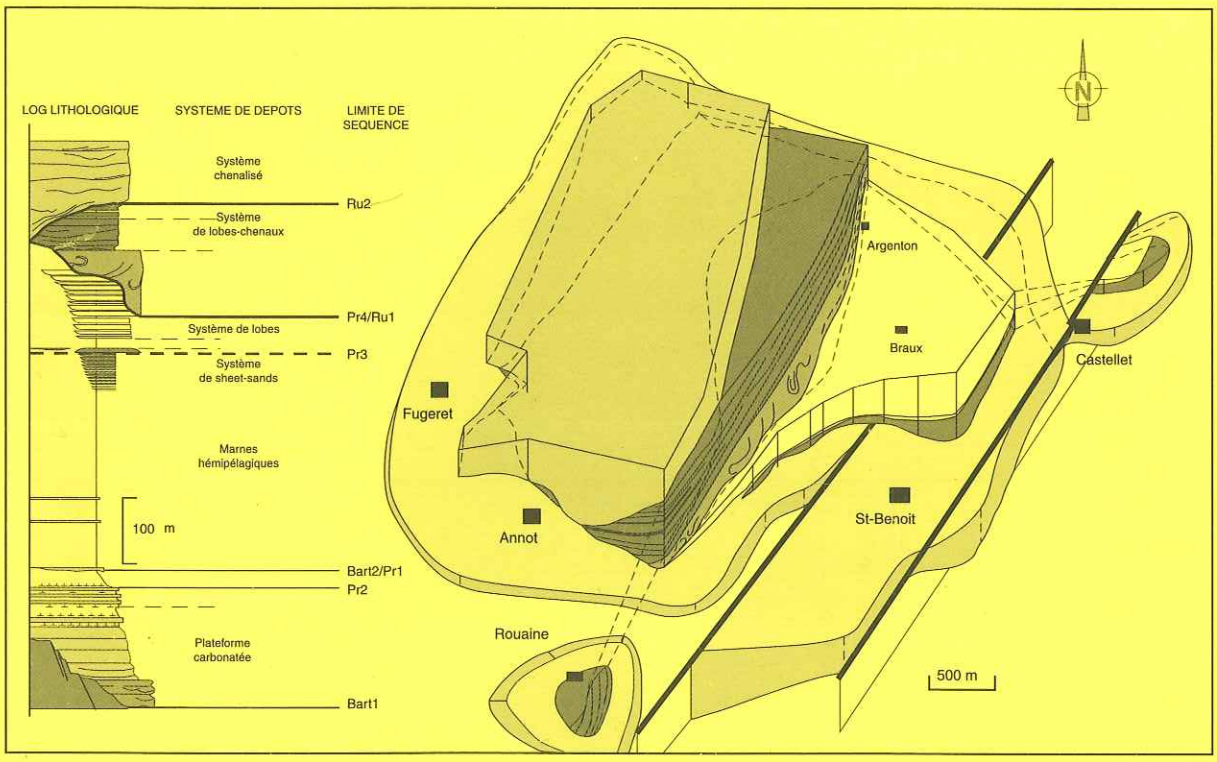
2001

Yannick CALLEC

LA DÉFORMATION SYNSÉDIMENTAIRE DES BASSINS PALÉOGÈNES DE L'ARC DE CASTELLANE (Annot, Barrême, Saint-Antonin)

MINES ParisTech
Bibliothèque

Volume I : Texte



CENTRE DE GÉOTECHNIQUE ET D'EXPLOITATION DU SOUS-SOL - SÉDIMENTOLOGIE

ECOLE DES MINES DE PARIS

Callec Yannick (2001) - La déformation synsédimentaire des bassins paléogènes de l'arc de Castellane (Annot, Barrême, Saint-Antonin).

E.N.S.M.P. Mém. Sc. de la Terre, n° 43 - 2001 - ISBN : 2-900788-44-7 - ISSN : 0985-9829

Mots-clés : *bassin d'avant-pays, Paléogène, Alpes externes méridionales, tectonique, eustatisme*

Résumé - *Les bassins d'avant-pays alpins constituent des domaines où il est possible de caractériser et de quantifier les relations entre la tectonique et la sédimentation. . Nous avons ciblé notre étude sur les bassins marins paléogènes d'Annot, Barrême et Saint-Antonin dans le domaine externe des Alpes méridionales.*

Les nouvelles études biostratigraphiques montrent un diachronisme insoupçonné entre le système d'Annot/Saint-Antonin et le bassin de Barrême, et des taux de sédimentation contrastés dans le temps et dans l'espace. L'analyse verticale de faciès aboutit à proposer un découpage en cortèges sédimentaires. Nous observons des évolutions semblables et synchrones de l'enregistrement des séquences de dépôts, entre les bassins d'Annot et Saint-Antonin, et entre les différents systèmes deltaïques de Barrême.

L'intégration des données biostratigraphiques nous permet de corréler le découpage séquentiel entre les bassins, mais également avec les standards chronostratigraphiques. L'histoire marine des bassins paléogènes de l'arc de Castellane est compatible avec la superséquence TA4. Cependant la déformation active dans les bassins d'avant-pays, tout d'abord liée à la subsidence tectonique du foredeep puis à la surrection, conduit à une modulation de l'enregistrement eustatique. La subsidence tectonique amplifie les remontées et atténue les chutes eustatiques. Ce processus est diachrone et d'intensité variable. La surrection, également diachrone, entraîne une baisse progressive de l'espace disponible et génère un régime de régression forcée. Là où la déformation plicative est marquée (à Saint-Antonin et à Barrême), la superposition des oscillations du niveau marin génère des éventails synsédimentaires.

Une approche pluridisciplinaire nous a permis d'apprécier les interférences localisées entre les mécanismes structuraux, sédimentaires et eustatiques, entraînant ainsi des architectures variées du remplissage sédimentaire des bassins d'avant-pays paléogènes des Alpes méridionales.

Synsedimentary deformation of paleogene basins in the Arc de Castellane (Annot, Barrême, Saint-Antonin).

Key-words : *foreland basin, Paleogene, Southern External Alps, tectonic, eustatism*

Summary : *Alpine foreland basins constitute areas where it is possible to characterize and quantify relationships between tectonic, sedimentary flux and eustatism. We focus our study on marine paleogene basins of Southern External Alps with Annot, Barrême and Saint-Antonin synclines.*

New biostratigraphical data show a spectacular diachronism of sedimentary infill between Annot/Saint-Antonin basin and Barrême basin. Elsewhere, we observe contrasted sedimentation rates in space and time. Vertical facies analysis allows to propose systems tracts stratigraphy. We observe similar and contemporaneous evolution of sequence stratigraphy, between Annot and Saint-Antonin basins, and between different deltaic systems of upper part succession of Barrême basin.

Biostratigraphical data integration allows us to correlate sequential stratigraphy of each basin, and with the standard chronostratigraphy of Hardenbol et al. (1998). Marine Paleogene basins of Castellane arc history is contemporaneous with TA4 second order sequence. But active deformation in these foreland basins, firstly caused by foredeep tectonic subsidence and secondly by uplift, entails sea-level fluctuations and modulates eustatism records. Tectonic subsidence which is diachronic with variable intensity, increases sea-level rises and reduces sea-level falls. Uplift is also diachronic, means progressive lowering of accommodation space, increases sea-level falls and generates forced regressions. Where folding deformation is pronounced (in Saint-Antonin and Barrême synclines), superposition of eustatic variations and folding generates synsedimentary fan geometries.

To conclude, pluridisciplinary approach allows us to identify and quantify located interferences between structural, sedimentary and eustatic mechanisms. Theses interferences generate different architectures of sedimentary infill of paleogene foreland basins in Southern External Alps.

© ENSMP - 60 bd Saint-Michel
Paris 6è
ISBN : 2-900788-44-7
ISSN : 0985-9829

ECOLE DES MINES DE PARIS

MÉMOIRES DES SCIENCES DE LA TERRE

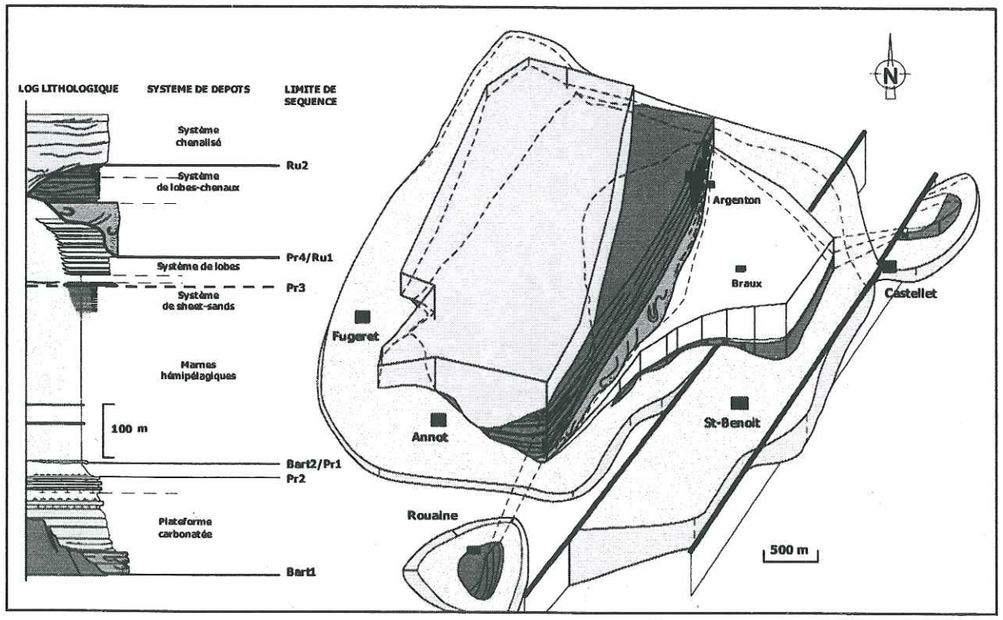
N°43

2001

Yannick CALLEC

LA DÉFORMATION SYNSÉDIMENTAIRE DES BASSINS PALÉOGÈNES DE L'ARC DE CASTELLANE (Annot, Barrême, Saint-Antonin)

Volume I : Texte



CENTRE DE GÉOTECHNIQUE ET D'EXPLOITATION DU SOUS-SOL - SÉDIMENTOLOGIE

ECOLE DES MINES DE PARIS

Le texte de ce mémoire est celui d'une thèse soutenue publiquement le 26 mars 2001 à l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, devant un jury composé de Monsieur Bernard Beaudoin, Président, Mesdames Mary Ford, Rapporteur et Fabienne Orszag-Sperber, Co-Directeur de thèse, Messieurs Daniel Mercier, Co-Directeur de thèse, Christian Ravenne, Rapporteur, Jean-Loup Rubino, Examinateur et Roland Wernli, Rapporteur, en vue de l'obtention du titre de Docteur de l'Ecole des Mines de Paris, spécialité « Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires ».

AVANT-PROPOS

Avant de présenter les résultats de ce travail, je souhaiterais tout d'abord remercier tous ceux qui, de près ou de loin, ont participé et m'ont appuyé tout au long de ma thèse.

Je voudrais remercier **Monsieur Bernard Beaudoin**, Responsable de la formation doctorale en Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires, de m'avoir accueilli au sein du Laboratoire de Sédimentologie dès mon stage de DEA et ultérieurement en thèse, de m'avoir fait bénéficier de son regard critique et constructif ; à **Madame Isabelle Cojan**, Responsable du Laboratoire de Sédimentologie, de m'avoir accueilli au sein de son Laboratoire et d'avoir fait en sorte que je finisse mon manuscrit dans les meilleures conditions.

Madame Fabienne Orszag-Sperber et **Monsieur Daniel Mercier**, Directeurs de thèse ont bien voulu encadrer mon travail tout au long de son évolution et lors de son achèvement, qu'ils en soient remerciés sincèrement.

Je remercie enfin **Madame Mary Ford** de l'Université de Nancy et **Monsieur Christian Ravenne** de l'Institut Français du Pétrole, qui ont bien voulu rapporter ce travail.

Au cours de mon travail de thèse, la diversité des thèmes abordés et des méthodes utilisées m'ont permis de rencontrer de nombreux chercheurs et techniciens qui m'ont fait profiter de leur savoir-faire et leurs compétences, qu'ils en soient tous remerciés vivement.

Je suis tout particulièrement reconnaissant à **Monsieur Roland Wernli** de l'Université de Genève. Il m'a initié au travail laborieux et indispensable de biostratigraphe. Par ailleurs, il a bien voulu vérifier mes déterminations des foraminifères planctoniques et également être rapporteur de ce manuscrit. Je le remercie vivement.

Dans ce « volet stratigraphique », je tiens également à exprimer ma gratitude à **Monsieur Claude Guernet** de l'Université Pierre et Marie Curie pour ses déterminations des Ostracodes, à **Madame Marie-Pierre Aubry** de l'Université de Montpellier-II concernant le Nannoplancton, à **Monsieur Jean Dupéron** de l'Université Pierre et Marie Curie pour les empreintes foliaires.

Je tiens aussi à exprimer toute mon amitié à **Madame Irène Lefevre** et **Messieurs Olivier Pierrard** et **Eric Robin** du LSCE/CNRS pour la quête commune du niveau à microtektites de l'Eocène supérieur pour lequel nous avons partagé les joies du terrain et du laboratoire pendant de nombreuses semaines.

Mes remerciements s'adressent également à **Monsieur Bruno Galbrun** de l'Université Pierre et Marie Curie et **Monsieur Pesonen** du *Geological Survey* de Finlande pour avoir permis le traitement de nos échantillons paléomagnétiques.

Dans le « volet sédimentaire », je voudrais exprimer ma reconnaissance à tous ceux avec qui j'ai eu des discussions fructueuses, sans qui cette étude ne serait pas ce qu'elle est.

Je remercie sincèrement **Messieurs Patrice Imbert** et **Jean-Loup Rubino** de TOTALFINAELF, **Olivier Parize** de l'ENSMP avec qui les discussions ont été menées tout au long de mon travail, tant au laboratoire que lors des nombreuses et diverses missions de terrain. Ils m'ont fait en outre profiter de leurs connaissances des systèmes siliciclastiques. Je suis particulièrement reconnaissant à Jean-Loup Rubino qui a bien voulu participer à ce jury.

Mes sincères remerciements vont également à l'ensemble du personnel de la bibliothèque de l'ENSMP du site de Fontainebleau pour leur disponibilité et leur souplesse dans les prêts des ouvrages , à **Messieurs Michel Pinault, Philippe Lecaer** pour leur soutien technique et **Jean Bachelet** pour les nombreuses lames minces réalisées , aux secrétaires, **Sylvie Boj, Sophie Picque** et **Dominique Vassiliadis**, toujours là quand il faut , à **mes amis d'ici et d'ailleurs**, à **mes collègues thésards** du Laboratoire de Sédimentologie et du site de Fontainebleau pour tous les bons moments, les discussions, les réconforts et les activités extra-professionnelles que nous avons partagés.

A mes parents,
A ma famille,
A Solène.

RÉSUMÉ

Les bassins d'avant-pays alpins constituent des domaines où il est possible de caractériser et de quantifier les relations entre la tectonique et la sédimentation. . Nous avons ciblé notre étude sur les bassins paléogènes d'Annot, Barrême et Saint-Antonin dans le domaine externe des Alpes méridionales.

Les études biostratigraphiques mettent en lumière : un diachronisme insoupçonné entre le système d'Annot/Saint-Antonin et le bassin résiduel de Barrême, et également **des taux de sédimentation contrastés entre les bassins et au sein du même bassin**, tout au long de la sédimentation marine.

L'analyse verticale de faciès, menée indépendamment dans les différents secteurs étudiés, permet de suivre l'évolution dans le temps des conditions de dépôts que l'on interprète en terme de fluctuations du niveau marin relatif. Cela aboutit à **proposer un découpage en cortèges sédimentaires**. Cette approche met en évidence des évolutions semblables et synchrones (à l'aide du canevas stratigraphique) de l'enregistrement des séquences de dépôts, d'une part entre le bassin d'Annot et le domaine deltaïque de Saint-Antonin, d'autre part entre les différents systèmes deltaïques développés à Clumanc, St-Lions et Senez, dans le bassin de Barrême. Cette démarche n'a pu être menée que grâce à l'établissement d'un cadre chronostratigraphique précis, permettant également de **comparer les variations locales du niveau marin avec les fluctuations eustatiques** reconnues sur les marges passives et les bassins intracratoniques. Il nous est alors possible de distinguer l'influence respective de la tectonique, et de l'eustatisme sur l'architecture du remplissage sédimentaire.

Il ressort que **les fluctuations eustatiques de IIème, IIIème ordre (et même de IVème ordre) sont enregistrées et peuvent être utilisées comme outils de corrélations** au sein du même bassin, entre les différents bassins, mais également avec les standards chronostratigraphiques. Ainsi, l'approfondissement des bassins paléogènes de l'arc de Castellane est compatible avec la période de transgression au IIème ordre TA4. Cependant, on observe un **approfondissement différentiel des domaines de sédimentation** en relation étroite, d'une part avec le bâti structural et d'autre part avec la proximité du prisme orogénique.

Cependant **la déformation active dans les bassins d'avant-pays**, tout d'abord liée à la subsidence tectonique du *foredeep* puis à la surrection, conduit à une modulation de l'enregistrement eustatique. **La subsidence tectonique amplifie les remontées et atténue les chutes eustatiques** de IIIème ordre, quelque soit leur amplitude. Cela conduit à l'élévation constante du niveau marin et par conséquent de l'espace disponible, malgré des taux de sédimentation importants. **Ce processus est diachrone et d'intensité variable entre les bassins**. Développé au cours du Bartonien et du Priabonien à Annot et Saint-Antonin, il module fortement les séquences Bart1, Pr1, Pr2 et Pr3. A Barrême il apparaît au cours du Rupélien inférieur et affecte plus modérément les séquences Ru1 et Ru2. **La surrection entraîne a contrario une baisse constante de l'espace disponible,** amplifie les chutes eustatiques (donc l'amplitude des érosions) et atténue les remontées eustatiques de IIIème **en générant un régime de régression forcée**. Ce processus est également diachrone en relation avec la migration de l'onde de déformation. Il apparaît au cours du Rupélien inférieur à Annot et St-Antonin où il affecte les séquences Ru1 et Ru2. A Barrême, la régression forcée se développe au Rupélien supérieur et module les séquences de IVème ordre, définies au sein des séquences de IIIème ordre Ru3a et Ru3.

Là où **la déformation plicative** est marquée (à Saint-Antonin dès le Rupélien inférieur, et à Barrême au cours du Rupélien supérieur, puis dans les formations continentales superposées), **la superposition des oscillations du niveau marin à la tectonique génèrent des éventails synsédimentaires.**

Une approche pluridisciplinaire nous a permis d'apprécier dans le cas des bassins d'avant-pays paléogènes des Alpes méridionales, les **interférences localisées entre les mécanismes structuraux, sédimentaires et eustatiques**, entraînant ainsi des architectures variées du remplissage sédimentaire.

AVANT-PROPOS.....1
RESUME.....3

PREMIERE PARTIE : INTRODUCTION.....9

- **CHAPITRE I - CADRE DU SUJET**.....11

  I.1 - Introduction
  I.2 - Les bassins d'avant-pays : une synthèse

- **CHAPITRE II - LES BASSINS D'AVANT-PAYS DES ALPES MÉRIDIONALES**.....19

  II.1 - Les Alpes méridionales : un cadre structural singulier
  II.2 - Les formations tertiaires des Alpes méridionales
  II.3 - Incertitudes sur l'évolution du bassin d'avant-pays paléogène

- **CHAPITRE III - MÉTHODES UTILISEES**.....31

  III.1 - Les outils stratigraphiques
  III.2 - Analyse sédimentologique
  III.3 - Analyse séquentielle
  III.4 - Les chartes chronostratigraphiques recouvrant l'intervalle de temps considéré dans ce travail

- **CHAPITRE IV - LES SYNCLINAUX ÉTUDIÉS**.....41

  IV.1 - Le synclinal de Barrême
  IV.2 - Le synclinal d'Annot
  IV.3 - Le synclinal de Saint-Antonin
  IV.4 - Contrastes structuraux et hétérogénéités sédimentaires

DEUXIÈME PARTIE : ANALYSES STRATIGRAPHIQUES.....53

- **CHAPITRE I - DONNÉES CHRONOSTRATIGRAPHIQUES**.....57

  I.1 - Les données stratigraphiques du synclinal de Barrême
  I.2 - Les données stratigraphiques du synclinal d'Annot
  I.3 - Les données stratigraphiques du synclinal de Saint-Antonin

- **CHAPITRE II - CORRÉLATIONS ET SYNTHÈSE**.....91

  II.1 - Le diachronisme des formations paléogènes à l'échelle de l'Arc de Castellane
  II.2 - Remarques sur les corrélations stratigraphiques présentées
  II.3 - Les chartes chronostratigraphiques

TROISIÈME PARTIE : LE SYNCLINAL DE BARREME.....99

- CHAPITRE I - LES DISCONTINUITÉS REMARQUABLES.....101

  I.1 - La surface de transgression paléogène
  I.2 - La discontinuité du Ravin de la Colle
  I.3 - La discontinuité du Dégoutail
  I.4 - La transition marin/continental
  I.5 - Synthèse

- CHAPITRE II - LES SÉQUENCES DE DÉPÔT.....115

  II.1 - La Série des Sauzeries
  II.2 - La série de Clumanc et ses équivalents latéraux
  II.3 - Les Conglomérats de Clumanc
  II.4 - Les Conglomérats de St-Lions
  II.5 - Les Grès de Senez
  II.6 - Corrélations des formations marines paléogènes supérieures
  II.7 - Synthèse

- CHAPITRE III - INTERFERENCES ENTRE TECTONIQUE ET SEDIMENTATION...191

  III.1 - Le synclinal de Barrême : un bassin soumis à un continuum de déformation
  III.2 - Comparaison du découpage séquentiel de la série paléogène du synclinal

- CHAPITRE IV – CONCLUSIONS.....203

  IV.1 - L'évolution spatio-temporelle de l'architecture du remplissage sédimentaire : un exemple de bassin plicatif caractéristique
  IV.2 - Le synclinal de Barrême : un bassin de type piggy-back ?

QUATRIEME PARTIE : LE SYSTEME DETRITIQUE D'ANNOT *S.L.* (D'ANNOT À SAINT-ANTONIN).....211

- CHAPITRE I – GENERALITES.....213

  I.1 – Le canevas structural
  I.2 - Le cadre paléogéographique et géodynamique
  I.3 - La série paléogène du synclinal d'Annot
  I.4 - Les Grès d'Annot : une série de références pour la sédimentation turbiditique
  I.5 - Les systèmes turbiditiques
  I.6 - Les différentes interprétations de la physiographie du système turbiditique des Grès d'Annot
  I.7 - Synthèse et problématiques

- CHAPITRE II - MORPHOLOGIE DU BASSIN ET DEVELOPPEMENT DIFFERENTIEL DES DEPOTS NUMMULITIQUES.....227

  II.1 - Particularité de la paléofalaise de Saint-Benoît
  II.2 - Distribution spatiale des Conglomérats infranummulitiques
  II.3 - Développement différentiel des Calcaires à nummulites
  II.4 - Développement différentiel des Marnes bleues
  II.5 - Développement différentiel des Grès d'Annot
  II.6 - Synthèse

- CHAPITRE III - LES SEQUENCES DE DEPOTS DE LA SERIE D'ANNOT....237

  III.1 - La séquence d'ennoiement du bassin
  III.2 - La séquence de la crête de la Barre
  III.3 - La séquence des Scaffarels
  III.4 - La séquence des Garambes

- CHAPITRE IV - SYNTHESE DU SYSTEME TURBIDITIQUE DES GRES D'ANNOT...273

  IV.1 - La séquence verticale synthétique
  IV.2 - Un système turbiditique sableux à lobes attachés
  IV.3 - Modalités d'enregistrement de la déformation
  IV.4 - Proposition de découpage séquentiel pour la série des Grès d'Annot
  IV.5 - Modulation de l'enregistrement des fluctuations eustatiques par la tectonique

- CHAPITRE V - CORRELATIONS AVEC LES FORMATIONS DE SAINT-ANTONIN...283

  V.1 -Corrélations litho-biostratigraphiques
  V.2 -Dynamique sédimentaire de la série de Saint-Antonin
  V.3 -Aperçus de la déformation synsédimentaire du synclinal de Saint-Antonin et implications
  V.4 -Découpage séquentiel de la série détritique de Saint-Antonin
  V.5 -Corrélations chronostratigraphiques avec les Grès d'Annot à Annot
  V.6 - Le système alluvial de St-Antonin et le système turbiditique d'Annot : un modèle fluvio-turbiditique

- CHAPITRE VI – CONCLUSIONS.....297

  VI.1 - Héritage structural et conséquences sur la déformation paléogène
  VI.2 - L'histoire paléogène du secteur d'Annot montre les étapes successives d'un bassin de *foreland*
  VI.3 - Les interactions entre tectonique et sédimentation
  VI.4 - Le système fluvio-turbiditique des Grès d'Annot *s.l.*

CINQUIEME PARTIE : CONCLUSIONS GENERALES.....303

• CHAPITRE I - LE CANEVAS TECTONO-SEDIMENTAIRE DES SYNCLINAUX PALEOGENES DE L'ARC DE CASTELLANE.....305

I.1 - Corrélations biostratigraphiques et aperçus paléogéographiques
I.2 - Chronologie, importance et conséquences des évènements tectoniques
I.3 - Contrastes morphostructuraux entre les bassins de Barrême, d'Annot et Saint-Antonin

• CHAPITRE II - INTERACTIONS TECTONO-EUSTATIQUES.....315

II.1 - La stratigraphie séquentielle appliquée aux bassins d'avant-pays
II.2 - L'intervalle d'approfondissement lié à la subsidence tectonique
II.3 - L'intervalle de comblement et de surrection

• CHAPITRE III – PERSPECTIVES.....321

BIBLIOGRAPHIE.....325

PREMIERE PARTIE : INTRODUCTION

I - CADRE DU SUJET

II - LES BASSINS D'AVANT-PAYS DES ALPES MÉRIDIONALES

III - MÉTHODES UTILISEES

IV - LES SYNCLINAUX ÉTUDIÉS

I - CADRE DU SUJET

I.1 - Introduction

I.2 - Les bassins d'avant-pays : une synthèse
I.2.1 - Définition et caractérisation
I.2.1a Position par rapport à la zone de suture
I.2.1b Caractérisation géométrique et structurale des Bassins d'avant-pays
I.2.2 - Évolution sédimentaire et relation tectonique et Sédimentation dans les bassins d'avant-pays

MINES
Bibliothèque

I- CADRE DU SUJET

I.1- Introduction

Sous l'impulsion de la géologie pétrolière, l'analyse de la dynamique des bassins d'avant-pays montre un regain d'intérêt depuis une quinzaine d'années (Allen *et al.*, 1986 ; Mascle & Puigdefabregas, 1998). Ces bassins constituent des domaines privilégiés où l'analyse de la déformation peut et doit se faire de façon concomitante avec l'étude du remplissage sédimentaire. Il s'agit d'identifier et de caractériser les paramètres contrôlant le développement spatio-temporel des différents cortèges sédimentaires au regard de la déformation.

Du point de vue structural et sédimentaire, un bassin d'avant-pays ou "foreland basin" définit tout bassin situé à proximité d'une zone de convergence crustale (Allen *et al.*, 1986).

Dans les zones frontales de sutures orogéniques, la déformation la plus fréquente de ces bassins est plicative (Ori & Friend, 1984 ; Ricci-Lucchi, 1986). Elle est souvent associée à des discordances progressives (Anadon *et al.*, 1986 ; Mascle & Puigdefabregas, 1998 ; Puigdefabregas *et al.*, 1986) et/ou la migration des dépôts-centres en relation avec le déplacement de l'onde de déformation (Crumeyrolle *et al.*, 1991 ; Mutti *et al.*, 1996; Sissingh, 1997).

•La problématique est ici :

-De discriminer la part de la tectonique et de l'eustatisme vis-à-vis de l'évolution spatio-temporelle de l'architecture du remplissage sédimentaire.

-De chercher la signification, l'origine des géométries et des discontinuités observées dans ce contexte.

Cette problématique est appliquée aux bassins nummulitiques de la nappe de Digne **(fig.1.1)** et concerne la série de l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur (*Trilogie priabonienne* s.l.; Boussac, 1912), contemporaine de la structuration du domaine subalpin (Moret, 1936) et plus précisement de la mise en place des nappes de l'Embrunais-Ubaye (Kerckhove, 1969 ; Beaudoin *et al.*, 1975 ; Tricart, 1980 ; Likorisch & Ford, 1998) **(fig.1.2)**.

La surrection du domaine interne alpin, contemporaine de la sédimentation marine paléogène des chaînes subalpines méridionales, est soulignée d'une part par la migration de la ligne de rivage nummulitique (Boussac, 1912) et d'autre part par la présence dans plusieurs bassins paléogènes d'éléments allochtones provenant du démantèlement des reliefs ainsi créés :

-Les Schistes à blocs dans les synclinaux septentrionaux des Trois Évêchés, La Cayolle (Kerckhove, 1969 ; Inglis *et al.*, 1981 ; Jean, 1985 ; Ravenne *et al.*, 1987),

-Dans les bassins méridionaux avec l'occurence de formations semblables au sommet de la série de Peïra-Cava (Wazi *et al.*, 1985)

-Dans le synclinal de Barrême qui constitue le bassin à remplissage marin paléogène le plus occidental de la nappe de Digne (à l'exception de la série nummulitique réduite de l'unité de Turriers (Gigot *et al.*, 1974)). Au sommet de la série, apparaissent des formations conglomératiques à forte affinité pétrographique "alpine" (Termier, 1895 ; Gubler, 1958 ; Chauveau & Lemoine, 1961 ; Bodelle, 1971 ; Graciansky *et al.*, 1971).

Enfin cet intervalle constitue la dernière période marine du Paléogène, développée dans le domaine subalpin, avant que celui-ci soit affecté par la migration du front de déformation et le décollement de l'ensemble de la couverture mésozoïque, créant ainsi la nappe de Digne (Siddans, 1979 ; Ford *et al.*, 1999).

À partir de cet épisode, les bassins d'avant-pays se trouvent rejetés au front de la nappe de Digne. Ils sont représentés par le bassin molassique oligo-miocène de Digne-Valensole et le fossé rhodanien (Demarck *et al.*, 1984 ; Rubino *et al.*, 1991). La limite occidentale de la nappe de Digne constitue alors le front de chevauchement principal des Alpes externes.

I.2- Les bassins d'avant-pays

I.2.1- Définition et caractérisation

Les bassins d'avant-pays constituent les domaines de sédimentation situés en périphérie des zones de collision, dont le développement par la subsidence flexurale résulte de la surcharge créée par le déplacement du prisme orogénique (Price, 1973, 1981 ; Beaumont, 1981).

Ils peuvent être caractérisés différemment selon que l'on considère leur géométrie, leur position par rapport à la zone de suture ou encore le canevas structural de ces bassins (Dickinson, 1974 ; Bally & Snelson, 1980 ; Allen *et al.*, 1986 ; Ori & Friend, 1984 ; Ricci-Lucchi, 1986 ; Ingersoll, 1988 ; Busby & Ingersoll, 1995 ; Mascle & Puigdefàbregas, 1998).

I.2.1a- Position par rapport à la zone de suture (Dickinson, 1974 ; Allen *et al.*, 1986)

Il est possible de distinguer deux types de bassins d'avant-pays selon leur position par rapport à la zone de collision :

-On parle génériquement de bassins d'avant-pays périphériques ("peripheral foreland basins") pour les bassins se situant au front de l'arc externe des zones de collision continent-continent, comme le bassin molassique nord alpin (Allen *et al.*, 1986), le bassin molassique de Digne-Valensole (Crumeyrolle *et al.*, 1986) ou encore les bassins paléogènes des Alpes externes méridionales (Ravenne *et al.*, 1987).

-Ils se distinguent des bassins rétroarc ("retroarc foreland basins"), situés en arrière de l'arc magmatique lié à une subduction d'une lithosphère océanique, comme les bassins des Rocheuses ; ou encore le bassin molassique de la plaine du Pô, situé en arrière de la zone de collision continent-continent de l'arc alpin occidental (Mascle & Puigdefàbregas, 1998).

Pour Allen *et al.* (1986), les bassins d'avant-pays correspondent à tout bassin situé en périphérie et dans les zones de sutures associées à une compression majeure. Lorsque la sédimentation se fait dans un bassin situé au front d'un chevauchement actif, on parle de "toe-trough basin" ou de "foredeep basin" ; lorsque la déformation se propage sous le bassin, au sein du substratum (par exemple au profit d'une surface de décollement préférentiel), et que celui-ci se trouve lui-même transporté, on parle de "thrust-sheet-basin" ou de "piggy-back basin" (Ori & Friend, 1984 ; Ricci-Lucchi, 1986).

La surcharge lithosphérique que génère la mise en place du prisme orogénique entraîne le développement préférentiel de dépôts-centres dits *foredeep basins* au front de l'orogène dont la migration contrôle la migration des dépôts-centres (Crampton & Allen, 1995) **(fig.1.3)**.
On citera pour exemple les dépôts molassiques miocènes du bassin de Digne-Valensole au front de la nappe de Digne (Crumeyrolle *et al.*, 1991), et la série oligocène de la Formation Molare dans le Piémont italien (Mutti *et al.*, 1996).

Dans le domaine externe se développe, avant la flexuration, un bombement ou *forebulge* à faible mouvement vertical. La migration du bombement, provoquée par le déplacement de la zone de flexure, contrôle l'érosion de la zone externe de l'avant-pays et développe ainsi une discordance avec la série de remplissage du *foredeep*.

I.2.1b- Caractérisation géométrique et structurale des bassins d'avant-pays

Les principaux facteurs influençant, voire contrôlant le développement des bassins d'avant-pays sont :

-Les propriétés physiques de la lithosphère, telles que son épaisseur ou encore son comportement mécanique, élastique ou visco-élastique (Allen & Allen, 1990). L'âge de la couverture, ainsi que ses propriétés thermiques et flexurales (liées à l'épaisseur et à la nature de celle-ci) sont les principales variables (Miall, 1995).

Dans le cas d'une couverture peu épaisse et/ou jeune, ce sont préférentiellement des bassins à forte flexuration de type "foredeep" qui sont initiés avec des géométries piggy-back simples ou complexes, associées à des bassins satellites au front voir au sein des unités chevauchantes **(fig.1.4)**.

Dans le cas d'une couverture épaisse et/ou vieille, on parle de "broken foreland basins" ou encore "intraforeland, tilted-block basins" (McQueen & Beaumont, 1989 ; Ingersoll, 1988, 1995). Ce sont les accidents hérités qui seront réactivés avec le développement de bassins à jeu de blocs : cas du bassin mésozoïque d'Alberta dont la couverture est précambrienne (Stockmal *et al.*, 1987). Lors du raccourcissement crustal, les chevauchements frontaux se développent préférentiellement au profit des accidents hérités de l'extension (Graciansky *et al.*, 1988 ; Stampfli *et al.*, 1998), où les décollements majeurs sont initiés au contact socle/couverture sur des surfaces plastiques telles que les séries évaporitiques triasiques pour ce qui est de la marge péritéthysienne d'Europe occidentale (Siddans, 1979 ; Dewey *et al.*, 1986 ; Pfiffner, 1986) ainsi que dans les écailles des Appenins (Ricci-Lucchi, 1986).

Dans le domaine externe des Alpes méridionales, Ganeval (1973) montre l'interaction entre la distribution spatiale de la déformation au regard de la zonation faciologique de la série mésozoïque **(fig.1.5)**. Ainsi les zones provençale et septentrionale sont peu déformables en raison : de la série essentiellement carbonatée jurassique sur la plate-forme méridionale et le seuil durancien et de la puissance de la série (à dominante marneuse avec les "Terres Noires" du Bathonien-Oxfordien *p.p.*) dans le bassin. Alors que dans la zone intermédiaire, la série est réduite (lacunaire), donc susceptible d'être plus facilement déformable. Ceci a pour conséquences le développement préférentiel et plus intense de plis et d'accidents dans les domaines intermédiaires.

-La combinaison du comportement mécanique de la couverture et la réactivation du canevas structural hérité qui conduisent à une évolution morpho-structurale différente.

-A cela s'ajoute également la vitesse de raccourcissement lors de la collision qui va contrôler la durée de la flexuration et par conséquent la migration des dépôts-centres (Allen *et al.*, 1986).

-Le taux de subsidence des bassins de *foreland* est un paramètre majeur contrôlant l'évolution spatio-temporelle du remplissage sédimentaire (Stockmal *et al.*, 1987 ; Homewood *et al.*, 86). Deux facteurs peuvent se combiner pour expliquer cette forte subsidence : un approfondissement lithosphérique par flexuration liée à la surcharge créée par le prisme orogénique (intégration ici des contractions thermiques. Beaumont, 1981), et la subsidence par failles, principalement des failles réactivées (Martini, 1968).

Le taux de subsidence varie selon la proximité du prisme orogénique (Martini, 1968) avec une augmentation de la marge cratonique (position du *forebulge*) vers le prisme orogénique (Allen *et al.*, 1986 ; Posamentier & Allen, 1993a, b). Ainsi une flexuration rapide, liée à une couverture facilement déformable (peu épaisse ou légère), conduira à un rapide ennoyage/approfondissement du bassin,

alors que dans le cas d'une flexuration lente, la sédimentation peut éventuellement compenser la subsidence, développant ainsi de puissantes séries de plate-forme (Dorobeck, 1995).

Dans le cas des bassins nummulitiques, ceci est souligné par le passage de faciès carbonatés (calcaires à nummulites) aux faciès hémipélagiques et pélagiques des Marnes bleues dépassant, localement les 500 m (Mougin, 1978 ; Jean, 1985).

-Le type de convergence crustale (fig.1.6) ainsi que le régime de contraintes vont engendrer de nouvelles fractures ou, le plus souvent, réactiver les accidents préexistants. Dans le cas d'une convergence transpressive, des bassins transpressifs sont initiés **(fig.1.6a)**. Au cours de convergence hybride **(fig.1.6b)**, des bassins polygéniques peuvent se développer avec des géométries de type *pull-apart* (Nilsen & Sylvester, 1995). Si la convergence est collisionnelle-frontale, il y a développement de bassins flexuraux "classiques" **(fig.1.6c)**. La vitesse de migration du front de convergence influence la vitesse de propagation du bourrelet de front et la flexuration de la marge mais aussi la surrection du prisme orogénique (Flemings & Jordan, 1990). Si celle-ci est forte (en comparaison de l'érosion), elle entretient les reliefs au niveau du *forebulge* et du prisme orogénique constituant des zones sources de matériel détritique alimentant les bassins périphériques (Sinclair & Allen, 1992).

La tectonique apparaît donc comme le principal moteur de la subsidence dans les bassins d'avant-pays, induite par la surcharge de l'orogène et la migration du front de chevauchement (Posamentier & Allen, 1993a, b ; Ingersoll & Busby, 1995 ; Sinclair, 1997).

I.2.2- Évolution sédimentaire et relation tectonique et sédimentation dans les bassins d'avant-pays

La distribution et la géométrie du remplissage sédimentaire au sein d'un bassin d'avant-pays dépendent, comme dans tout bassin, des variations de l'espace disponible. Celles-ci sont contrôlées par trois facteurs principaux que sont la tectonique, les variations eustatiques et le flux sédimentaire.

La tectonique est le facteur déterminant dans le cas des bassins d'avant-pays puisqu'elle entretient les reliefs développés au niveau du prisme orogénique et du bourrelet de front. De plus elle est le principal moteur de la subsidence par flexuration ou par faille affectant l'évolution sédimentaire. Plus localement, elle contrôle la géométrie des bassins développés en périphérie des zones de collisions et par conséquent la distribution géographique, l'hydrodynamisme des systèmes de dépôts, les épaisseurs des séquences et des cortèges sédimentaires (Luterbacher *et al.*, 1991 ; Posamentier & Allen, 1993ab ; Mutti *et al.*, 1996 ; Jacquin & Graciansky, 1998).

L'interaction entre les variations eustatiques et la subsidence différentielle développée dans les bassins d'avant-pays conduit à distinguer deux domaines distincts (Posamentier & Allen, 1993a, 1993b) : le premier où la subsidence forte vient masquer les variations eustatiques et l'autre, en bordure, où la sédimentation va être, essentiellement contrôlée par les fluctuations du niveau marin **(fig.1.7)**. Dans le second cas, l'interaction entre la déformation et les variations eustatiques module l'espace disponible (Crumeyrolle *et al.*, 1991), pouvant générer des discordances progressives à géométries variables (Anadon *et al.*, 1986 ; Williams *et al.*, 1998) contrôlées par la déformation locale du bassin **(fig.1.8)**.

Les conditions climatiques sont un facteur prépondérant sur le rapport terrigène/carbonate (Tucker & Wright, 1994). Dans les zones orogéniques, le flux détritique alimenté par les reliefs du prisme orogénique et du bourrelet de front sera contrôlé par la quantité de précipitation, la couverture végétale, ainsi que les reliefs qui dépendent de l'interaction entre le climat et la surrection (Summerfield & Hulton, 1994).

Les environnements sédimentaires rencontrés dans les bassins de *foreland* sont fréquemment dominés par une sédimentation turbiditique siliciclastique, ce qui est majoritairement le cas dans les bassins d'avant-pays du domaine péri-alpin **(fig.1.9)** : Grès de Taveyannaz et d'Illiez dans les bassins paléogènes nord-alpins, Grès d'Annot et du Champsaur dans les Alpes externes méridionales (Homewood & Caron, 1982 ; Homewood, 1983 ; Ravenne *et al.*, 1987), et aussi l'Hecho group dans les *forelands* sud-pyrénéens (Labaume *et al.*, 1985), les bassins éo-oligocènes de l'Ebre (Vergès *et al.*, 1998), les séries turbiditiques miocènes des Appenins (Mutti & Ricci-Lucchi, 1972 ; Mutti, 1985 ; Ricci-Lucchi, 1986) pour ce qui est des bassins d'avant-pays de l'Europe occidentale.

La fermeture des bassins d'avant-pays se fait par le comblement, la surrection et/ou le recouvrement de ceux-ci lors du raccourcissement. Cela entraîne la déformation et la migration des dépôts-centres affectant ainsi la distribution spatiale des cortèges sédimentaires (Mutti *et al.*, 1996 ; Crumeyrolle *et al.*, 1991). Dans certains cas les dépôts se "cannibalisent", voire sont érodés et remaniés dans les bassins situés en position plus distale, développant ainsi des discordances progressives dont leurs géométries dépendent du cadre tectonique local (Anadon *et al.*, 1986 ; Vitale, 1998).

II - LES BASSINS D'AVANT-PAYS DES ALPES MÉRIDIONALES

II.1 - Les Alpes méridionales : un cadre structural singulier
II.1.1 - Paléogéographie au Mésozoïque
II.1.2 - Paléogéographie du Crétacé supérieur : héritage structural et effets de la déformation provençale
II.1.3 - Cadre morpho-structural au moment de la genèse du *foredeep* dans les Alpes méridionales

II.2 - Les formations tertiaires des Alpes méridionales
II.2.1 - Lithostratigraphie de la série paléogène des Alpes méridionales
II.2.1a Les Conglomérats infranummulitiques
II.2.1b Les Calcaires à nummulites
II.2.1c Les Marnes bleues
II.2.1d Les Grès d'Annot *s.l.*
II.2.1e Les Schistes à blocs et de ses équivalents latéraux
II.2.1f La série continentale des bassins occidentaux
II.2.2 - La série paléogène : un modèle d'évolution de bassin d'avant-pays

II.3 - Incertitudes sur l'évolution du bassin d'avant-pays paléogène

II- LES BASSINS D'AVANT-PAYS DES ALPES MÉRIDIONALES

Les synclinaux paléogènes des Alpes méridionales constituent des bassins d'avant-pays caractéristiques, liés à la migration du prisme orogénique que constitue la zone pennique frontale et plus particulièrement les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Kerckhove, 1969 ; Fry, 1989 ; Sinclair, 1997).

L'étude de ces bassins nécessite de cerner, en premier lieu, l'héritage du canevas structural mésozoïque et ses conséquences sur le développement du *foredeep* paléogène.

II.1- Les Alpes méridionales : un cadre structural singulier

II.1.1- Paléogéographie au Mésozoïque

Le Bassin du sud-est est limité en périphérie par des socles cristallins hercyniens, avec au Nord le massif du Pelvoux, à l'Est le massif de l'Argentera-Mercantour, à l'Ouest le massif Central et au Sud le massif des Maures-Esterel. Les socles hercyniens montrent un tégument permo-carbonifère détritique qui se poursuit avec les quartzites de la base du Trias. Cette série continentale est surmontée de dépôts évaporitiques triasiques constituant la surface de décollement principal des Alpes externes (Cf. fig.1.1).

La succession mésozoïque présente un développement variable de 2 à 8 km de puissance de sédiments marins à dominante marno-calcaire. Les variations d'épaisseur et de faciès observées soulignent une paléogéographie de blocs correspondant à la marge continentale de la Téthys occidentale (Beaudrimont & Dubois, 1977 ; Lemoine, 1985 ; Lemoine *et al.*, 1986 ; Atrops *et al.*, 1989), avec des séries réduites, lacunaires à dominante calcaire sur les plateformes, comprises entre 2000 et 2500m d'épaisseur et des séries marneuses dilatées dans les bassins subsidents où les dépôts atteignent 6000 à 8000m de puissance.

Dans le domaine méridional, la zone de transition plateforme provençale/bassin est subéquatoriale, limitée par des accidents E-W à composante décrochante importante (Beaudoin *et al.*, 1975 ; Atrops *et al.*, 1989). Le seuil durancien, qui se prolonge au nord par le seuil dauphinois, est bordé par un faisceau d'accidents subméridiens séparant la zone vocontienne à l'ouest du bassin de Gap-Digne à l'est (Baudrimont & Dubois, 1977 ; Graciansky *et al.*, 1988). Les accidents varisques (N45°) contrôlent tout au long du Mésozoïque le développement de bassins subsidents et de points hauts avec les accidents duranciens, faisceau du Var, faille de Nîmes et accidents cévenoles **(fig.1.10)**.

Ces hétérogénéités de faciès et d'épaisseur conduiront à un comportement différentiel à l'égard de la déformation au cours de la structuration des Alpes externes (Ganeval, 1973) réactivant en inversion les accidents hérités de la paléogéographie téthysienne (Dewey *et al.*, 1989, Graciansky *et al.*, 1988).

II.1.2- Paléogéographie du Crétacé supérieur : héritage structural et effets de la déformation provençale

A la fin du Crétacé **(fig.1.11)**, la compression pyrénéo-provençale N-S engendre la migration vers le NNE du domaine marin, associée au bombement durancien (bourrelet de front provençal). La mer du Crétacé supérieur est alors repoussée progressivement vers le NE, sur l'actuelle nappe de Digne du Turonien au Santonien où la sédimentation marine développe une série atteignant plus de 500 m de puissance d'alternances marno-calcaires (Debrand-Passard *et al.*, 1984).

Au Campano-Maastrichtien **(fig.1.12)**, la mer ne persiste qu'en périphérie de la zone déformée avec le développement de chevauchements dans la zone provençale et de plis E-W dans la zone vocontienne (Flandrin, 1966 ; Siddans, 1979 ; Dewey *et al.*, 1989).
La flexuration d'axe E-W s'attenue rapidement vers l'actuelle nappe de Digne, limitée par des décrochements subméridiens (Baudrimont & Dubois, 1977). Les plis E-W n'apparaissent alors que sur la bordure occidentale du bassin tertiaire de Barrême et au sud, à la hauteur du synclinal de St-Antonin (Goguel, 1936 ; Lapparent, 1938 ; Bodelle, 1971).

La structuration des domaines orientaux, caractérisée par la migration vers le nord-ouest de la plaque adriatique et des unités pénniques externes (Stampfli *et al.*, 1998), entraîne le dépôt de Flysch à Helminthoïdes et des unités détritiques de Prättigau, Gosau, Niesen et de Tarentaise (Homewood & Caron, 1982 ; Homewood, 1983). Nous ne détaillerons pas plus la cinétique complexe et mal connue des zones internes, ne constituant pas le sujet de cette étude.

II.1.3- Cadre morpho-structural au cours de la genèse du bassin d'avant-pays dans les Alpes méridionales

Les formations paléogènes des Alpes méridionales reposent sur différents termes mésozoïques **(fig.1.13)**, allant des calcaires maastrichtiens dans le secteur oriental (Campredon, 1972, 1977), aux alternances marno-calcaires de l'Hauterivien/Barrémien pour le secteur occidental à la hauteur de Barrême (Bodelle, 1971). Cette hétérogénéité de l'âge du substrat mésozoïque, sur lequel repose la série paléogène, souligne :

-L'intensité de la structuration provençale fini-crétacée-paléocène dans les secteurs les plus occidentaux (domaine subalpin).
-L'installation du bourrelet de front dans le secteur oriental des Alpes externes.

La surimposition de ces deux mécanismes entraîne l'érosion différentielle du substrat mésozoïque :

-Il est fortement érodé à l'ouest où se superpose, à la structure héritée de la déformation provençale, la surrection générée par la mise en place du bourrelet de front.
- A l'est, seule la mise en place du bourrelet de front engendre la surrection du substrat soumis à une érosion de moins longue durée. Cette différence conduit à une meilleure préservation du substrat mésozoïque où persiste une puissante série carbonatée campano-maastrichtienne (Debrand-Passard *et al.*, 1984), dont le comportement rigide vis-à-vis de la déformation est important (Ganeval, 1973).

II.2- Les formations tertiaires des Alpes méridionales

L'évolution spatio-temporelle des bassins d'avant-pays du sud-est de la France résulte de la collision, depuis le Crétacé supérieur, de la plaque apulienne avec la marge nord-occidentale de la paléo-téthys (Stampfli *et al.*,1998). Ce changement de contraintes conduit à une inversion des accidents mésozoïques hérités de la marge passive téthysienne (Graciansky *et al.*, 1988 ; Dewey *et al.*, 1989). Tout au long de la collision alpine se développent de puissantes séries détritiques à faciès de flysch, puis de molasse dans les domaines d'avant-pays.

Les dépôts, liés à la migration du prisme orogénique dans les Alpes externes, sont datés du Crétacé supérieur au Plio-quaternaire et montrent une distribution spatio-temporelle centrifuge (fig.1.14) qui souligne le déplacement progressif du front de déformation (Sissingh, 1997 ; Sinclair, 1997 ; Lickorish & Ford, 1998 ; Ford *et al.*, 1999):
-Du Paléocène à l'Oligocène, les bassins périphériques sont associés au prisme que constituent les nappes de l'Embrunais-Ubaye. Ils sont principalement développés dans les chaînes subalpines.
-De l'Oligocène au Pliocène, les bassins périphériques se trouvent rejetés plus à l'ouest, au front des chaînes subalpines dont la structuration constitue le nouveau prisme orogénique.

II.2.1- Lithostratigraphie synthétique de la série paléogène des Alpes méridionales (fig.1.15)

II.2.1a- Les Conglomérats infranummulitiques dits des Poudingues d'Argens (Rabaté, 1955)

Entre le substrat mésozoïque et les dépôts marins nummulitiques, s'intercalent localement des dépôts conglomératiques. Ils présentent une grande extension géographique allant des synclinaux tertiaires de l'Arc de Nice aux synclinaux occidentaux de l'Arc de Castellane **(fig.1.16)** (Gubler, 1958 ; Bodelle, 1971 ; Graciansky *et al.*, 1971). Ils ont été appelés différemment selon les auteurs :
-Poudingues d'Argens (Gubler, 1958) en raison de la bonne qualité d'affleurement dans cette localité.
-Conglomérats à *Microcodium* (Faure-Muret & Fallot 1954, Faure-Muret, 1955 ; Chauveau & Lemoine, 1961 ; Bodelle, 1971) en raison de l'abondance de *Microcodium* en certains points d'affleurement.
-Conglomérats anténummulitiques vu la position stratigraphique de ces dépôts, intercalés systématiquement entre le substrat mésozoïque et la série marine paléogène (Lapparent, 1966).

La distribution spatiale et le développement vertical des Poudingues d'Argens montrent de forts contrastes avec des variations d'épaisseurs brutales, de 0 à 600m dans la localité de Barrême, qui traduisent la présence de dépôts-centres prononcés et parfois le remplissage de vallées incisées (Apps, 1987 ; Gupta, 1997, 1999 ; Gupta & Allen, 2000). Il est intéressant de noter que certaines zones d'accumulation préférentielle sont localisées à proximité d'accidents majeurs. Ainsi à Barrême et Taulanne, ces dépôts conglomératiques sont situés en périphérie d'extrusions diapiriques et à St-Antonin ils se localisent à proximité d'accidents (postérieurement) chevauchants (Bodelle, 1971).

A cette distribution géographique singulière s'ajoutent, selon les localités, des environnements sédimentaires différents :
-Des dépôts continentaux fluviatiles à Barrême, Argens, St-Antonin (Gubler, 1958 ; Bodelle, 1971).
-Des dépôts lacustres à St-Antonin (Bodelle, 1971).

-Des dépôts de *shoreface* conglomératique à Allons et Peyresq, intercalés dans les calcaires à nummulites proprement dits (Apps, 1987; Pairis, 1988).

Il est donc contradictoire de rassembler, sous le même terme, des formations de natures faciologiques très différentes. De plus ces dépôts ne sont pas anténummulitiques, puisqu'ils sont localement intercalés dans les calcaires et ne présentent apparemment pas de discordance angulaire avec les dépôts marins superposés. Le terme de conglomérats infranummulitiques, plus approprié, sera par la suite utilisé dans ce travail.

L'absence de cadre stratigraphique précis ne permet pas de savoir si ces dépôts sont contemporains ou diachrones entre les différents secteurs. Il paraît indispensable de cerner les modalités de sédimentation de cette formation à l'égard de la structuration du bassin d'avant-pays et ainsi de comprendre la diversité d'environnements que recouvre cette formation. On distinguera :

-Les conglomérats infranummulitiques à faciès Argens pour les dépôts fluvio-lacutres,

-Les conglomérats infranummulitiques à faciès Peyresq pour les dépôts littoraux.

II.2.1b- Les Calcaires à nummulites

Les Calcaires à nummulites présentent également une forte hétérogénéité faciologique ainsi qu'un diachronisme prononcé dans toutes les Alpes méridionales (Boussac, 1912 ; Blondeau, 1968 ; Blondeau *et al.*, 1968 ; Bodelle, 1971 ; Campredon, 1972, 1977).
Les faciès calcaires peuvent être de nature et de texture bien différentes selon la localité :

-calcaires construits de St-Jacques, d'Allons et sur la bordure occidentale du synclinal d'Annot (Bodelle, 1971 ; Apps, 1987),

-calcarénites bioclastiques massives au Fa à Annot (Mougin, 1978),

-calcaire fin à bioclastes aux Scaffarels à Annot et à Barrême (Bodelle, 1971),

-alternance de calcaires gréseux et d'horizons de conglomérats perforés, à la base des Calcaires à nummulites de Peyresq (Apps, 1987) et sur le flanc oriental du synclinal de Barrême (Bodelle, 1971).

Le diachronisme est mis en évidence par les attributions stratigraphiques fournies par les grands foraminifères benthiques que sont les nummulites (Blondeau, 1968, 1972 ; Bodelle, 1971 ; Campredon, 1977).

Dans les synclinaux orientaux, les associations de nummulites sont caractéristiques de la zone A (Lutétien supérieur-Bartonien inférieur). La limite occidentale de la mer à cette époque est confortée par l'existence de faciès margino-littoraux alternants de conglomérats et de calcarénites à Nummulites aux Quatres-Cantons et sur la bordure ouest du synclinal de Contes (Campredon, 1977) **(fig.1.17)**.

Les calcaires, dont les nummulites sont caractéristiques de la zone B (Bartonien), se développent dans les synclinaux de Saint-Antonin, d'Annot, d'Allons et d'Argens **(fig.1.18)**. Mais ils n'atteignent pas le synclinal de Barrême. La sédimentation calcaréo-marneuse persiste dans les synclinaux de l'arc de Nice, mais disparaît progressivement au profit des Marnes bleues (Zone à *T. rohri* et *G. semiinvoluta* de Bolli, 1966, équivalent de la zone P14/P15 de Berggren *et al.*, 1995).

Les calcaires, stratigraphiquement attribués à la Zone C (Priabonien), atteignent le synclinal de Barrême et constituent le sommet des calcaires du synclinal d'Annot **(fig.1.19)**.

A grande échelle, le diachronisme est évident (Boussac, 1912 ; Bodelle, 1971 ; Campredon, 1977) et conforté par les attributions biostratigraphiques des marnes qui les coiffent. Il est intéressant de souligner la présence de zones de forte accumulation carbonatée à proximité de faisceaux d'accidents (faisceau de Rouaine-St-Benoit) et d'accidents postérieurement chevauchants (cas du secteur de Pierrefeu-Roquesteron).

Cependant, il est nécessaire de reprendre une analyse stratigraphique, la plus précise possible, afin de cerner les modalités de la transgression, de permettre les corrélations entre les différents bassins et de comprendre le développement différentiel des calcaires, tant du point de vue faciologique que dans les épaisseurs rencontrées.

II.2.1c- Les Marnes bleues

Les Marnes bleues (Boussac, 1912) montrent un diachronisme prononcé avec une logique analogue à celle rencontrée pour les calcaires, où la sédimentation marneuse s'installe précocement à l'est et migre progressivement vers l'ouest **(fig.1.20)**.

Elle débute dans les synclinaux les plus orientaux de l'arc de la Roya et de l'arc de Nice, au sein des zones à *G. lehneri* équivalent partiel de la zone P12 de Berggren *et al.*, 1995 et *O. beckmanni* (Bolli, 1966), équivalent de la zone P13 de Berggren *et al.*, 1995 donnant un âge fini-lutétien-bartonien (Campredon, 1972).

Au début du Priabonien, les marnes de la zone à *G. semiinvoluta* de Bolli, 1966 (équivalent partiel de la Zone P15 de Berggren *et al.*, 1995) atteignent le synclinal d'Annot et de St-Antonin (Bodelle, 1971 ; Campredon, 1972) et montrent des développements verticaux contrastés (Besson *et al.*, 1970).

C'est au sommet de la zone à *G. gortanii* (partiellement équivalent de la Zone P18 de Berggren *et al.*, 1995) que la sédimentation marneuse atteint le bassin de Barrême (Bodelle, 1971).
A l'ouest de Barrême, l'unité allochtone de Turriers (Gigot *et al.*, 1974) montre un fin revêtement nummulitique où les marnes sont absentes.

Les marnes présentent généralement une couleur bleue-grise, localement brune dans leur partie sommitale où elles font transition avec les dépôts détritiques des grès d'Annot *s.l.* (Jean, 1985 ; Ravenne *et al.*, 1987 :). Elles sont riches en carbonates avec des valeurs qui oscillent entre 55 et 70% de $CaCO_3$ (Bodelle *et al.*, 1969 ; Besson, 1972 ; Mougin, 1978). De plus la richesse en formes planctoniques (nannoplancton et foraminifères) souligne le caractère hémipélagique de celles-ci.
Localement cette sédimentation est perturbée par des faisceaux calcarénitiques décimétriques, parfois érosifs : coupe des Scaffarels, Baou de Parou (Alboussaïdi & Laval, 1984), faisceau détritique du ravin de Cumi sur la coupe du Pont des Miolans à St-Antonin, coupe des Sauzeries à Barrême (Bodelle, 1971), faisceaux marneux contournés à Annot (Campredon, 1972 ; Besson *et al.*, 1970).

De la même façon que pour les calcaires à Nummulites, on observe des développements verticaux contrastés (Besson *et al.*, 1970, Ford *et al.*, 1999) que certains expliquent par le jeu synsédimentaire d'accidents extensifs (Ravenne *et al.*, 1987).

II.2.1d- La série des Grès d'Annot *s.l.*

Les Grès d'Annot (Gras, 1834 ; Boussac, 1912) présentent un développement vertical cumulé atteignant au maximum 1500 m. (Apps, 1987) et une extension géographique allant des bassins les plus orientaux (arc de Nice, nord-Argentera) jusqu'au bassin de Barrême à l'ouest ; ainsi qu'au nord du massif de l'Argentera avec les puissantes séries du Col de la Cayolle, Sanguinière, Lauzanier (Inglis *et al.*, 1981 ; Jean, 1985 ; Pickering & Hilton,1998).
La dénomination "grès d'Annot" pour la série détritique paléogène des Alpes méridionales vient de la qualité d'affleurement exceptionnelle de cette formation au-dessus de la localité d'Annot, où les grès forment des falaises massives hectométriques (Gras, 1834).

La mise en place de la sédimentation détritique dite des grès d'Annot débute à l'Eocène moyen pour les dépôts les plus orientaux jusqu'à l'Oligocène inférieur (Campredon, 1972 ; Bodelle, 1971) à l'ouest (Cf. fig.1.20). Ce diachronisme existe aussi au sein du même bassin, comme celui d'Annot

(Besson *et al.*, 1970 ; Mougin, 1978). L'équivalent latéral le plus occidental (Stanley, 1961a) dit des *Grès de Ville* (Boussac, 1912) dans le synclinal de Barrême est daté de l'Oligocène inférieur (Bodelle, 1971). L'âge de la fin de cet épisode détritique reste inconnu en raison du peu de données chronostratigraphiques obtenues dans les grès et de la lacune des derniers termes.

La composition pétrographique des grès d'Annot (Stanley, 1961a, 1961b, 1964, 1965) permet de distinguer trois zones d'associations de minéraux lourds **(fig.1.21)** :

-L'association S.D.G (staurotide, disthène, grenat) est présente depuis Senez-Clumanc à l'ouest jusqu'aux bassins orientaux situés au Sud du Massif de l'Argentera.

-L'association S.D.R.A (staurotide, disthène, résistants, apatite) qui s'étend à l'ouest de l'Argentera et au nord du Dôme de Barrot.

Ces deux associations présentent une forte affinité avec les massifs cristallophylliens et cristallins des Maures-Esterel, ce qui est en accord avec les sens d'écoulements mesurés dans ces séries (Kuenen *et al.*, 1957 ; Bouma, 1962 ; Lanteaume *et al.*, 1967).

-L'association G.R.A (grenat, résistants, apatite) se développe au nord et nord-ouest de l'Argentera. Stanley émet l'hypothèse, déjà formulée par Gubler (1958), que le matériel "proviendrait de l'érosion de la couverture permo-triasique du massif [de l'Argentera] et non du cristallin" (Stanley, 1961a. p.152). Cependant cette hypothèse ne semble pas confirmée par Jean (1985) qui souligne une affinité sud-orientale pour une importante partie du matériel gréseux en proposant une source constituée par "un socle gneissique à intrusions granitiques et formations volcaniques acides hercyniennes", situé probablement dans le prolongement est du massif corso-sarde (Jean, 1985. p.210).

L'analyse du quartz en grains des grès par thermoluminescence (Ivaldi, 1974) permet de confirmer les diverses sources du matériel détritique avec une contribution au sud du prolongement corso-sarde du massif des Maures-Esterel, au nord et à l'est des nappes de Flysch à Helminthoïdes et de séries permo-triasiques à affinité septentrionale rattachées aux cordillères du col de Tende, de la Stura et d'Allos-Pelat. C'est ce modèle de remplissage du bassin d'avant-pays que propose également Sinclair (1997).

Les Grès d'Annot sont l'objet de nombreux travaux sédimentologiques en raison de l'excellente qualité des affleurements, de la puissance des séries détritiques et de la diversité faciologique rencontrée (Kuenen *et al.*, 1957 ; Bouma, 1959, 1962, 1988, 1990 ; Bouma & Coleman, 1985 ; Stanley, 1961a, 1961b, 1964, 1975, 1980a, 1980b ; Lanteaume *et al.*, 1967 ; Ghibaudo, 1992 ; Cremer, 1983 ; Apps, 1987 ; Ravenne & Beghin, 1983 ; Ravenne *et al.*, 1987, 1995 ; Sinclair, 1993, 1994, 2000 ; Hilton, 1995 ; Pickering & Hilton, 1998 ; Kneller *et al.*, 1998). A ce titre, les grès de Peïra-cava ont servi de référence au modèle turbiditique de Bouma (Bouma, 1959, 1962) et ceux de la localité type à la classification de Ghibaudo (Ghibaudo, 1992). Cette diversité de faciès **(fig.1.22 & 1.23)** permet schématiquement de définir trois aires de sédimentation (Stanley, 1975):

-Dans les synclinaux de Saint-Antonin et de Contes, la formation des Grès d'Annot se caractérise par des grès grossiers à horizons graveleux et conglomératiques attribués à des dépôts deltaïques (Bodelle, 1971 ; Stanley, 1980b).

-Dans le synclinal de Barrême, les grès de Ville, équivalent occidental des grès d'Annot, sont peu épais et dominés par des structures de tempêtes caractéristiques de dépôts de plateforme (Elliot *et al.*, 1985).

-Dans les synclinaux d'Annot, du Grand-Croyer et de Peïra-Cava (Bouma, 1990 ; Lanteaume *et al.*, 1967 ; Mougin, 1978 ; Cremer, 1983 ; Apps, 1987 ; Ravenne *et al.*, 1987), Les grès sont représentés par des turbidites dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à plusieurs mètres, jusqu'à des bancs massifs dépassant les dix mètres, présentant localement des structures chenalisantes (Apps, 1987 ; Ravenne *et al.*, 1995 ; Hilton, 1995). Ils définissent une sédimentation de pente dite de zone intermédiaire (Stanley, 1961a ; Pickering & Hilton, 1998).

-Dans les synclinaux septentrionaux des Trois Evèchés, de Sanguinière, la sédimentation turbiditique est dominée par des faciès rythmés de type "flyschs", typiques d'une sédimentation de bassin, intercalés parfois de un à plusieurs horizons conglomératiques (Ravenne *et al.*, 1987 ; Sinclair, 1993).

Le contact des Grès d'Annot avec la formation sous-jacente des Marnes bleues présente différents aspects (Sinclair, 2000) :

-Il peut être graduel et s'effectuer par l'intermédiaire d'un intervalle marno-silteux dits des "marnes brunes" (Jean, 1985 ; Ravenne *et al.*, 1987), représentant vraisemblablement les termes distaux/latéraux des Grès d'Annot (synclinaux d'Annot, Grand-Croyer, Trois Evêchés, Col de la Cayolle).

-Il peut présenter localement une géométrie en *onlap* entre les Marnes bleues franches et les grès turbiditiques comme au niveau de la crête de la Barre dans le secteur oriental du synclinal d'Annot (Apps, 1987 ; Sinclair, 1994 ; Kneller *et al.*, 1998), ou au niveau du Col de Chalufy (Hilton & Pickering, 1995) que certains attribuent à des variations latérales de faciès (Sinclair, 2000).

-Le contact peut être plus brutal, franchement érosif comme dans le secteur occidental au pied des falaises d'Annot (Apps, 1987 ; Hilton & Pickering, 1995) ou du Grand-Coyer (Sinclair, 2000).

-Il peut encore présenter un contact franc où les grès remplissent une dépression (Sinclair, 2000) comme dans le secteur du Grand-Coyer.

La série des grès d'Annot recouvre ainsi une grande diversité faciologique entre les bassins et au sein du même bassin ce qui traduit des dynamiques sédimentaires contrastées.

Cependant, les observations restent locales et aucun ne présente de schéma général de l'évolution verticale et latérale des Grès d'Annot, ainsi que les relations géométriques entre les grands ensembles faciologiques (à l'exception de l'étude récente de Pickering & Hilton, 1998).

De plus aucun modèle séquentiel n'a été proposé concernant les dépôts paléogènes des Alpes méridionales. Il n'est donc pour le moment pas possible d'intégrer ces formations dans un cadre chronostratigraphique précis permettant d'établir des corrélations d'un bassin à l'autre et de comprendre les modalités d'interactions entre les variations eustatiques globales et la déformation.

II.2.1e- Les Schistes à blocs et ses équivalents latéraux

Au toit des Grès d'Annot *s.l.*, dans les synclinaux septentrionaux (Kerkhove, 1969 ; Inglis *et al.*, 1981 ; Jean, 1985) et orientaux (Wazi *et al.*, 1985), apparaît localement une formation hétérolithique à matrice marneuse dans laquelle flottent de nombreux blocs anguleux de tailles variées, décimétriques à métriques. Ces dépôts reposent en discordance sur les Grès d'Annot qu'ils érodent fortement avec des profondeurs d'incisions pluridécamétriques (Inglis *et al.*, 1981 ; Jean, 1985 ; Apps, 1987).

Cette formation dite des Schistes à blocs (Kerkhove, 1969), peut être observée dans les synclinaux localisés au front des nappes de l'Embrunais-Ubaye . Elle est constituée de coulées de débris hétérolithiques, remaniant des éléments des Marnes bleues, des éléments gréseux analogues aux Grès d'Annot, quelques galets de Calcaires à nummulites, ainsi que des éléments remaniés de Flysch à Helminthoïdes (Jean, 1985).

Dans les synclinaux plus occidentaux de l'arc de Castellane, aucune formation analogue n'a été observée. Cependant dans le synclinal de Barrême, au toit de l'équivalent latéral des grès d'Annot, apparaît une puissante formation conglomératique dite des Conglomérats de Clumanc (Boussac, 1912) dont les nombreuses études pétrographiques ont montré la présence croissante de galets provenants des zones internes (Gubler, 1958 ; Bodelle, 1971 ; Graciansky *et al.*, 1971 ; Touré, 1981 ; Evans & Mange-Rajetzky, 1991) et des éléments de Calcaires à nummulites, de Flysch à Helminthoïdes. Ces dépôts présentent une dynamique de transport équatoriale qui contraste fortement avec les écoulement subméridiens des Grès d'Annot.

Cet intervalle caractérise une période charnière de forte modification paléogéographique avec le passage d'une "dynamique méridionale" à une "dynamique alpine" soulignant la mise en place des chevauchements de la zone pennique.

Le manque de données chronostratigraphiques ne permet pas de savoir si le sommet des sables et conglomérats de St-Antonin est contemporain du dépôt des Schistes à blocs et des conglomérats de Clumanc (Bodelle, 1971), et ne permettent pas de proposer un schéma de corrélations avec la puissante formation des grès d'Annot.

II.2.1f- La série continentale des bassins occidentaux

Seuls les bassins les plus occidentaux de de la nappe de Digne (synclinaux de Barrême et Majastres) présentent des dépôts continentaux (Graciansky *et al.*, 1982). La sédimentation continentale de Barrême est caractérisée par des dépôts à dominante fluviatile (Molasse Rouge, série saumon et série des grès verts à serpentine) et lacustre (série grise) à microvertébrés datés de l'Oligocène supérieur (Carbonnel *et al.*, 1972).

Les paléocourants mesurés sont synthétiquement subéquatoriaux avec des écoulements de l'Est vers l'Ouest conforté par la nature du matériel détritique, majoritairement d'origine locale (Molasse Rouge, série saumon): calcaires mésozoïques et remaniements des dépôts paléogènes sous-jacents (Gubler, 1958). On observe également des écoulements du Nord vers le Sud pour du matériel d'origine plus lointaine (série des grès verts à serpentine) : radiolarites, diabases détritiques, serpentinite, orthopyroxènes (Graciansky *et al.*, 1982).

On retrouve une bonne concordance lithostratigraphique entre la série continentale de Barrême et de Majastres, à l'exception de la série des grès verts présente uniquement dans le synclinal de Barrême. Ces dépôts constituent les termes ultimes (conservés) de la sédimentation paléogène des bassins de la nappe de Digne. Des zones de sédimentation, contemporaines de celle-ci, se développent plus à l'ouest, au front de la nappe de Digne avec le bassin de Digne-Valensole, siège de forte déformation plicative (Gigot *et al.*, 1974 ; Crumeyrolle *et al.*, 1991 ; Ford & Lickorisch, 1998 ; Ford *et al.*, 1999). A partir de cette période, il constitue le *foredeep* associé au nouveau prisme orogénique que constitue alors la structuration de la nappe de Digne.

La série continentale superposée, qui dépasse le cadre de notre étude, est le seul intervalle lithostratigraphique qui permet d'établir *a priori* des corrélations avec le bassin d'avant-pays de Digne-Valensole.

Il semblera intéressant d'approcher tout de même cette série afin de comprendre l'évolution morpho-structurale de la nappe de Digne et d'intégrer de façon plus régionale les déformations enregistrées précocement dans la série marine paléogène.

II.2.2- La série paléogène : un modèle de bassin d'avant-pays

La série marine éo-oligocène caractérise un grand cycle transgressif-régressif **(fig.1.15)** lié à l'évolution du bassin d'avant-pays (Beaudoin *et al.*, 1975 ; Sinclair, 1997, 2000 ; Sissingh, 1997).

Elle débute sur une surface discontinuité avec le substratum mésozoïque qui constitue la surface de développement du *foredeep*.

-(a) Le terme de base, lorsqu'il est présent, est caractérisé par des dépôts fluviatiles ou littoraux appelés Conglomérats infranummulitiques qui traduisent le démantèlement du bourrelet de front et alimentent localement la rampe carbonatée externe du bassin (Apps, 1987 ; Gupta, 1997 ; Gupta & Allen, 2000).

-(b) La sédimentation évolue vers des calcaires de plate-forme à nummulites soulignant l'ennoiement progressif du paysage dont l'hétérogénéité faciologique dépend de la nature du substrat.

-(c) Ensuite, se développent les Marnes bleues qui traduisent l'approfondissement de l'aire de sédimentation. On notera la puissance contrastée des marnes selon les secteurs.

-(d) Puis, apparaissent une sédimentation détritique dits des Grès d'Annot *s. l.* dans les Alpes méridionales où les écoulements sont essentiellement subméridiens. Ils traduisent le comblement du bassin.

-(e) Ils sont surmontés localement de dépôts molassiques marins (Schistes à blocs dans les bassins orientaux et Conglomérats de Clumanc dans le bassin de Barrême) ou chevauchés par les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Kerkhove, 1969). Cette période caractérise une étape charnière dans la paléogéographie puisqu'elle traduit le passage d'une dynamique subméridienne à une dynamique équatoriale associée à une modification des environnements de dépôts et aux premiers indices reconnus de l'inversion tectonique avec des discordances intraformationnelles et des plis synsédimentaires (Boussac, 1912 ; Lapparent, 1938 ; Chauveau & Lemoine, 1961 ; Elliot *et al.*, 1985 ; Evans & Elliot, 1999).

Cette période marque la fermeture du bassin d'avant-pays des chaînes subalpines au front desquelles apparaissent les nouveaux dépôts-centres.

-(f) La série paléogène ne présente alors plus d'affinité marine et les dépôts sont caractérisés par une sédimentation continentale qui se développe préférentiellement dans les bassins occidentaux (Barrême et Majastres) et également au front de la nappe de Digne avec le bassin de Digne-Valensole. Ces dépôts marquent la fin et le comblement définitif des bassins paléogènes situés "sur le dos" de la nappe. Ultérieurement l'aire de sédimentation, localisée au front de la nappe de Digne, constitue le bassin d'avant-fosse contemporain de la structuration du domaine subalpin.

II.3- Incertitudes sur l'évolution du bassin d'avant-pays paléogène

A l'échelle des synclinaux paléogènes des Alpes méridionales, des incertitudes stratigraphiques persistent entre les bassins et au sein d'un même bassin.

Ces incertitudes ne permettent pas d'estimer précisément l'extension temporelle des dépôts infranummulitiques, mais également des dépôts détritiques supérieurs (grès d'Annot, conglomérats de Clumanc, sables et conglomérats de Saint-Antonin, séries continentales de Barrême).

De plus en l'absence de données stratigraphiques, les corrélations restent floues. A cela s'ajoute alors la difficulté de corréler les séquences de dépôts établies dans chaque secteur, avec les autres secteurs et avec les chartes chronostratigraphiques globales (voir ci-dessous).

Les études antérieures ont été faite à des échelles d'observations variées, de l'échelle de l'affleurement :

-Dans le secteur de Clumanc, de St-Lions et de Senez à Barrême où plusieurs géométries ont été proposées (Chauveau & Lemoine, 1961 ; Elliot *et al.*, 1985 ; Artoni & Meckel, 1998 ; Evans & Elliot, 1999) sans calage stratigraphique précis. De plus les processus et leurs interactions aboutissant à ces géométries ne sont pas abordés, tant du point de vue de leurs mécanismes, que du point de vue chronologique.

-Dans le synclinal d'Annot où l'architecture des grès a été étudiée ponctuellement (Apps, 1987 ; Sinclair, 1993, 1994, 2000 ; Kneller *et al.*, 1998 ; Hilton, 1995 ; Hilton & Pickering, 1995) sans proposer de cadre séquentiel.

A l'échelle de l'ensemble des bassins paléogènes, les modèles proposés ne permettent pas de comprendre les interactions tectonique/sédimentation en dehors du grand cycle tectono-eustatique transgressif/régressif que constitue régionalement la série paléogène (Bodelle, 1971 ; Sinclair, 1997 ; Ford *et al.*, 1999).

Par conséquent, vouloir caractériser les interactions entre tectonique et eustatisme dans les bassins paléogènes de l'arc de Castellane, nécessite de reprendre l'étude détaillée de chaque bassin de façon indépendante afin :

-de préciser les modalités propres de son évolution tectono-sédimentaire, lors de la subsidence puis de la surrection,

-de proposer un cadre stratigraphique le plus précis possible,

-de comparer la dynamique des différents bassins, tant du point de vue stratigraphique que sur les mécanismes de la déformation,

-enfin de distinguer à l'échelle régionale les grands mécanismes interagissant sur l'évolution spatio-temporelle de l'architecture du remplissage sédimentaire.

III - METHODES UTILISEES

III.1 - Les outils stratigraphiques
III.1.1 - Les nummulites
III.1.2 - Les foraminifères planctoniques
III.1.3 - Le nannoplancton calcaire
III.1.4 - La magnétostratigraphie

III.2 - Analyse sédimentologique

III.3 - Analyse séquentielle
III.3.1 - Principes de la stratigraphie séquentielle
III.3.1a Définitions
III.3.1b Les cortèges sédimentaires
III.3.1c Variations du niveau marin
III.3.1d Cas des systèmes mixtes siliciclastiques/carbonates (extrait de Haq, 1991)
III.3.2 - Les facteurs influençant l'enregistrement séquentiel

III.4 - Les chartes chronostratigraphiques recouvrant l'intervalle de temps considéré dans ce travail

III- MÉTHODES UTLISÉES

Le secteur étudié se situe à cheval sur les départements des Alpes de Haute-Provence (04) et des Alpes maritimes (06). Il recouvre un domaine compris entre Digne à l'Ouest et la vallée du Moyen-Var à l'Est constituant un parallélépipède de 50 km de longueur (E-W) pour une largeur de 25 km (N-S). A ce titre plusieurs cartes topographiques et géologiques on été utilisées.

-Les cartes géologiques au 1/250 000 :
- Carte BRGM n°35. Feuille de Gap.
- Carte BRGM n°40. Feuille de Nice.

-Les cartes géologiques au 1/50 000 :
- Carte BRGM n°970. Feuille de Moustiers-Ste-Marie n°XXXIV-42.
- Carte BRGM n°944. Feuille de Digne n°XXXIV-41.
- Carte BRGM n°945. Feuille d'Entrevaux n°XXXV-41.
- Carte BRGM n°971. Feuille de Castellane n°XXXV-42.
- Carte BRGM. Feuille de Roquesteron n°XXXVI-41.

-Les cartes topographiques au 1/50 000 (Série Orange) :
- Carte IGN. Feuille de Digne n°3441.
- Carte IGN. Feuille de Moustiers-Ste-Marie n°3442.
- Carte IGN. Feuille d'Annot-Entrevaux n°3541.

-Les cartes topographiques IGN au 1/25 000 (Série Bleue) :
- Carte IGN. Feuille de Barrême n°3441 Est.
- Carte IGN. Feuille de Senez/Gorges du Verdon n°3442 Est.
- Carte IGN. Feuille de St-André-les Alpes n°3541 Ouest.
- Carte IGN. Feuille d'Annot n°3541 Est.
- Carte IGN TOP 25. Feuille du Moyen Var n°3641 OT.

Plusieurs campagnes de terrain ont été entreprises tout au long du déroulement de ma thèse.

Les moyens utilisés ont été :

-des relevés cartographiques les plus précis possibles des différentes formations rencontrées afin de préciser leurs géométries.

-des levers de coupes au 1/100 afin de nous éclairer sur l'évolution verticale de faciès (toutes les coupes présentées sont disponibles sous fichier informatique CANVAS© 3.5 & 7.0) permettant une interprétation précise des environnements sédimentaires et de leur évolution dans le temps.

Cette analyse sédimentologique a été complétée par des observations panoramiques et des zooms d'observations réalisés à différentes échelles. Ils ont pour objectif de préciser la géométrie d'objets sédimentaires singuliers, mais aussi de suivre latéralement les surfaces caractéristiques rencontrées.

De plus, un échantillonnage ponctuel et continu des coupes considérées comme représentatives a été mené afin de préciser le cadre stratigraphique.

III.1- Les outils stratigraphiques

III.1.1- Les nummulites

Les différentes biozonations des Nummulitidés définies par Blondeau *et al.*, (1968), Blondeau (1972), Bombita & Moisescu (1968), Herb & Hekel (1973), Schaub (1981) et Menkveld-Gfeller (1993), permettent de proposer un découpage, relativement contraint, pour l'intervalle Eocène-Oligocène.

Cependant il faut noter que certains auteurs (Trevesani & Pappazoni, 1996) suggèrent une extension écophénotypique de certaines espèces. Il n'en reste pas moins que l'on peut établir, grâce aux travaux d'A. Blondeau *et al.* (1968) et Blondeau (1972), dans les Alpes méridionales, une biozonation des nummulites basée sur les associations d'individus, ce qui aboutit à distinguer trois biozones paléontologiques (les zones A, B, C).

Plus récemment, Serra-Kiel *et al.* (1998) ont entrepris de reprendre la biostratigraphie téthysienne des grands foraminifères du Paléocène à l'Eocène **(fig.1.24)**. Nous utiliserons cette biozonation qui propose également une corrélation avec l'échelle des temps de Berggren *et al.* (1995).

III.1.2- Les foraminifères planctoniques

Plusieurs échantillonnages systématiques ont été effectués, sur des coupes connues que nous voulions affiner (coupe des Sauzeries à Barrême, coupes des Scaffarels et de la route de Braux à Annot) et sur des nouvelles coupes qu'il nous paraissait important d'intégrer dans ce travail (Coupes de St-Lions et de Senez à Barrême ; coupes de Baou de Parou et du Fugeret à Annot). Ces analyses ont été complétées par un échantillonnage ponctuel dans les intercalations marno-silteuses des formations détritiques.

Les travaux de référence que nous avons considérés pour les attributions stratigraphiques des foraminifères planctoniques sont ceux de Blow 1969, 1979 ; Bolli, 1966 ; Bolli *et al.*, 1985 ; Berggren & Miller, 1988 et Berggren *et al.*, 1985, 1995 **(fig.1.25)**.

III.1.3- Le nannoplancton calcaire

Les données concernant le nannoplancton calcaire sont principalement tirées des travaux bibliographiques existants, nous avons cependant effectué un échantillonnage ponctuel au niveau de la coupe des Sauzeries (synclinal de Barrême), ainsi que dans quelques niveaux marno-silteux intercalés dans les grès d'Annot.

Nous avons utilisé les travaux de K. Perch-Nielsen (*in* Bolli *et al.*, 1985) pour les attributions biozonales **(fig.1.25)**, complétées des travaux de M. P. Aubry (*in* Berggren *et al.*, 1995) en ce qui concerne les attributions géochronologiques de chaque biozone.

III.1.4- La magnétostratigraphie

A ces analyses biostratigraphiques, il est possible d'utiliser la magnétostratigraphie comme outil temporel. Pour cela nous avons considéré également la synthèse récente de Berggren *et al.* (1995), se référant aux travaux de Cande & Kent (1992, 1995).

III.2- Analyse sédimentologique

Les synclinaux considérés présentent une grande diversité d'environnements en raison de leur position respective au sein du bassin d'avant-pays éo-oligocène.

Un dispositif détritique distal dans le bassin d'Annot et les synclinaux plus septentrionaux caractérisant un système turbiditique. Les travaux bibliographiques sont abondants, on peut citer : Stanley, 1961a, 1975, 1980a ; Stanley & Mutti, 1968 ; Cremer, 1983 ; Jean, 1985 ; Ravenne *et al.*, 1987, 1995 ; Apps, 1987 ; Ghibaudo, 1992 ; Sinclair, 1993, 1994, 1997a, 1997b, 2000 ; Hilton, 1995 ; Pickering & Hilton, 1998.

Plusieurs classifications faciologiques existent pour les modèles de dépôts turbiditiques : Lowe, 1982 ; Ghibaudo, 1992 ; Pickering *et al.* 1986, 1989 ; Mutti, 1979, 1992. L'analyse sédimentologique des grès d'Annot a pour notre part été entreprise en considérant la classification faciologique de Mutti (1992).

Des environnements deltaïques dans les formations marines supérieures du bassin de Barrême avec les Conglomérats de Clumanc et de St-Lions (Gubler, 1958 ; Chauveau & Lemoine, 1961 ; Bodelle, 1971 ; Elliot *et al.*, 1985 ; Artoni & Meckel, 1998 ; Evans & Elliot, 1999) **et dans les Sables et Conglomérats du synclinal de St-Antonin** (Stanley, 1980 ; Bodelle, 1971 ; Campredon & Giannerini, 1982 ; Pickering & Hilton, 1998).

III.3- Analyse séquentielle

Les fondements de la stratigraphie séquentielle ont été développés sur des transects plate-forme / bassin de marges siliciclastiques stables et des bassins intracratoniques par le groupe Exxon (Vail *et al.*, 1977, 1991 ; Mitchum, 1977 ; Posamentier *et al.*, 1998 ; Van Wagoner *et al.*, 1988).

L'analyse séquentielle consiste à étudier l'organisation spatio-temporelle de l'enregistrement sédimentaire afin de discriminer des unités de dépôts, génétiquement liées, limitées par des surfaces remarquables (à l'échelle du bassin et/ou globales) et de les intégrer dans un cadre chronostratigraphique (Mitchum, 1977).

Elle a pour objectif de corréler des cortèges sédimentaires au sein d'un même bassin (échelle locale) et entre différents bassins contemporains (échelle régionale), permettant ainsi d'affiner les reconstitutions paléogéographiques.

Plusieurs travaux ont montré la possibilité d'utiliser l'outil séquentiel dans les bassins d'avant-pays. On citera la synthèse de Sissingh (1997) en ce qui concerne les grands cycles tectono-eustatiques des formations tertiaires de l'arc alpin occidental, la thèse de Viard (1998) pour les formations paléogènes des chaînes subalpines du domaine helvétique, l'analyse de Luterbacher *et al.* (1991) pour les dépôts paléogènes des *forelands* sud-pyrénéens, les travaux de Crumeyrolle *et al.* (1991) pour le Miocène rhodanien.

III.3.1- Principes de la stratigraphie séquentielle

III.3.1a- Définitions

La séquence de dépôt est définie par une succession répétée de couches sédimentaires génétiquement liées et limitées par des surfaces d'érosion ou de non-dépôt et leur équivalents latéraux corrélables (Van Wagoner *et al.*, 1988).

L'agencement des séquences de dépôts est contrôlé par :
-La tectonique,
-L'eustatisme,
-Les apports sédimentaires,
-Le climat.

L'interaction de ces 4 paramètres influent sur la quantité d'espace disponible (taux de changement relatif du niveau marin) qui gouverne la géométrie, l'organisation des corps sédimentaires et leurs caractéristiques faciologiques.

La séquence constitue l'unité de base de la stratigraphie séquentielle (Mitchum, 1977). Elle est délimitée au mur et au toit par des limites de séquence et est composée par une succession de cortèges sédimentaires, eux-mêmes séparées par des surfaces singulières:
-Le cortège de bas niveau marin (Lowstand System Tract/LST),
-Le cortège transgressif (Transgressive System Tract/TST),
-Le cortège de haut niveau marin (Highstand System Tract/HST),
-Le cortège de bordure de plate-forme (Shelf Margin Wedge/SMW) assimilé au LST.

Deux types de limites de séquence sont reconnus :
-Le type 1 correspond à un taux de chute du niveau marin plus élevé que le taux de subsidence au niveau de la rupture de pente (Haq, 1991 ; Vail *et al.*, 1991) qui caractérise une régression forcée (Posamentier *et al.*, 1992). Cela entraîne une exondation complète de la plate-forme où se développent des incisions fluviales et le transit important du matériel détritique vers le bassin ("basinward shift of facies"). Dans le bassin, la limite de séquence de type 1 est surmontée d'un LST caractérisé par des dépôts de cônes sous-marins, cônes de pente, système progradant de bas niveau. Ce type de limite apparaît dans la zone B du modèle de *foreland* de Posamentier & Allen (1993a).
-Le type 2 correspond à un taux de chute du niveau marin plus faible que le taux de subsidence au niveau de la rupture de pente. Il se traduit par une exondation partielle de la plate-forme peu affectée par des incisions et le développement en zone distale d'un prisme progradant (SMW) à la place du LST. Ce type de limite apparaît dans la zone A du modèle de *foreland* de Posamentier & Allen (1993a).

III.3.1b- Les cortèges sédimentaires

Le LST correspond aux dépôts associés à la baisse du niveau marin relatif. Il est caractérisé par des paraséquences progradantes-aggradantes qui traduisent un "basinward shift of facies". On distingue l'éventail sous-marin (basin floor fan, slope fan) et le bas niveau progradant (lowstand prograding complex). Il est bordé à la base par une limite de type 1 qui définit le mur de la séquence et au toit par la surface de transgression (ou top LST surface).
-La chute du niveau marin entraîne l'émersion progressive de la plate-forme soumise à l'érosion et à des incisions fluviales dans lesquelles se développent des systèmes fluvio-torrentiels.
-Lorsque la chute du niveau marin continue, l'incision se poursuit sur la bordure de plate-forme et sur la pente avec l'apparition de canyons sous-marins constituant des drains pour le transit du matériel détritique vers le bassin où se développent des cônes sous-marins turbiditiques (*slope* et*basin floor fans*) associée à des coulées de débris et des slumps sur la pente (Mutti, 1985 ; Mutti & Normark, 1987 ; Vail *et al.*, 1991).

-Le prisme de bas niveau (*Lowstand wedge*) se développe dans l'intervalle de ralentissement de la chute du niveau marin. Il est composé par une succession de paraséquences progradantes-aggradantes caractérisées par des faciès de plus en plus proximaux (Van Wagoner *et al.*, 1988).

Le SMW se développe au toit d'une limite de séquence de type 2. Il est caractérisé en bordure de plate-forme par des paraséquences progradantes-aggradantes qui se développe en *downlap* vers le bassin où la discontinuité devient alors concordante . Il est caractérisé par un "sudden basinward shift of coastal onlap" (Haq, 1991) avec une sédimentation côtière et/ou deltaïque.

Le TST correspond aux dépôts associés à la remontée du niveau marin relatif. Il est carcatérisé par des parasaquences rétrogradantes qui traduisent un "landward shift facies". Il est limité à la base par la surface de transgression et au toit par la surface d'inondation maximum (mfs).
-Sur la plate-forme érodée, la surface de transgression peut être elle-même une surface d'érosion surimposée à la discontinuité majeure masquant ainsi toutes traces d'émersion (Posamentier & James, 1993). La surface de transgression est alors surmontée par des sables transgressifs et des débris coquilliers (Abbott, 1986 ; Baum & Vail, 1988) sur lesquels s'empilent les paraséquences rétrogradantes du TST.
-La rétrogradation faciologique se poursuit avec une diminution progressive de l'épaisseur et de la granulométrie des dépôts vers le bassin jusqu'au maximum d'inondation constituant dans le bassin une surface de condensation (Haq, 1991).

Le HST correspond aux dépôts associés au comblement de l'espace disponible créé au cours de la transgression. Il est caractérisé par des paraséquences d'abord aggradantes puis progradantes ou totalement progradantes qui traduisent un "*basinward shift of facies*". Il est limité à la base par la surface d'inondation maximum et au sommet par la limite de la séquence suivante.
-Les dépôts de haut-niveau se traduisent par une succession de paraséquences granocroissantes tout d'abord aggradantes.
-Lorsque l'espace disponible sur la plateforme est comblé, la tendance à l'aggradation évolue vers un dispositif progradant avec la migration vers le bassin de la ligne de côte et le développement de faciès côtiers et/ou deltaïques puis de plaine d'inondation sur la plate-forme (Posamentier *et al.*, 1988).

III.3.1c- Variations du niveau marin

Six ordres cycliques, responsables des variations globales du niveau marin ont été reconnus (Vail *et al.*, 1991) en fonction de leur durée relative :
-Les cycles de premier et deuxième ordre, d'une durée respective de + de 50 Ma. et de l'ordre de 10 Ma.. Les cycles de 2ème ordre sont responsables de cycles tectono-eustatiques transgressifs-régressifs qui se traduisent par des superséquences, elles-même composées de plusieurs séquences de 3ème ordre.
-Les cycles de troisième ordre d'une durée comprise entre 0,5 et 3 Ma. Ils sont à la base de la séquence unitaire déposée au cours d'un cycle eustatique (Haq, 1991). Ces cycles résultent de l'interaction entre la tectonique et les variations eustatiques.
-Les cycles de quatrième au sixième ordre d'une durée comprise entre 0,01 et 0,5 Ma., résultent des variations des paramètres orbitaux de Milankovitch (Milankovitch, 1941). Ils génèrent des paraséquences constituées d'une succession concordante de bancs liés génétiquement et délimitée par une surface de même nature.

III.3.1d- Cas des systèmes mixtes siliciclastiques/carbonates (Haq, 1991)

Comme nous le voyons dans les bassins paléogènes des Alpes méridionales, les systèmes sédimentaires développés en périphérie du prisme orogénique sont mixtes avec des apports terrigènes, carbonatés et siliciclastiques (le flux terrigène dépend en partie de la lithologie du substrat mésozoïque qui montre une grande diversité), associés au développement d'une rampe carbonatée (Apps, 1987 ; Gupta, 1997 ; Sinclair, 1997 ; Gupta & Allen, 2000).

-Lors d'une chute du niveau marin relatif au delà de la rupture de plate-forme (limite de séquence de type 1), l'émersion totale de la plate-forme facilite le développement de vallées incisées dans lesquelles transitent le matériel terrigène jusque dans le bassin créant des LST (*slope fans* et *basin floor fans*) à forte composante siliciclastique.

-Lors d'une chute du niveau marin relatif, plus modeste, en arrière de la rupture de plate-forme (limite de séquence de type 2), le cortège de bas niveau marin aura une composante mixte siliciclastique et carbonatée

-Au cours du cortège de haut niveau, la montée du niveau marin au cours de la transgression a entraîné un déplacement vers le continent de la limite C/S (carbonate/siliclastique=1) qui se traduit par une sédimentation essentiellement carbonatée à la base du HST. Puis, lors de l'intervalle de progradation, la limite C/S migre progressivement vers le bassin.

Dans le cas d'un rapport flux sédimentaire/subsidence•1, la subsidence de la rampe peut être compensée par un taux de sédimentation élevée favorisant le développement d'une puissante série de plate-forme (Dorobeck, 1995).

III.3.2- Les facteurs influençant l'enregistrement séquentiel

Plusieurs facteurs peuvent interagir avec les variations eustatiques globales et ainsi moduler l'enregistrement séquentiel.

Les bassins d'avant-pays constituent des domaines de sédimentation où la tectonique est le paramètre majeur affectant l'organisation spatio-temporelle des dépôts (Posamentier & Allen, 1993a, 1993b ; Posamentier *et al.*, 1992).
Ainsi (Cf. Fig.1.7), dans les zones à forte subsidence (zone A de Posamentier & Allen, 1993a), voire anormalement subsidentes (grabens, pull-apart) la signature des limites de séquences peut être fortement atténuée.
Dans les zones de faible subsidence ou de surrection (Zone B de Posamentier & Allen, 1993a) telles que les fronts orogéniques ou les flancs du *forebulge*, plusieurs limites de séquences peuvent être amalgamées ne permettant pas un enregistrement complet du temps.

A cela s'ajoute les variations du flux sédimentaires pouvant conduire à enregistrer plus de cycles (lorsque le flux est élevé) ou moins de cycles (lorsque le flux est faible) que les chartes reconnues (Posamentier & James, 1993), mais aussi affecter l'extension dans le bassin des cortèges de bas niveau et de haut-niveau (Posamentier *et al.*, 1988).

L'évolution des conditions paléo-climatiques mal connues ne permet pas d'apprécier le rôle du climat sur la dynamique sédimentaire.

Les corrélations des séquences de dépôts à l'échelle des bassins nummulitiques des Alpes méridionales sont rendues difficiles par la diversité des environnements sédimentaires et par des expressions différentes de la déformation.

Il semble donc, à première vue, difficile d'utiliser la stratigraphie séquentielle sur les marges actives et plus particulièrement dans les bassins paléogènes des Alpes méridionales où plusieurs de ces facteurs sont mal connus.

III.4- Les chartes chronostratigraphiques recouvrant l'intervalle de temps considéré dans ce travail

Dans l'intervalle de temps représenté dans les bassins paléogènes étudiés, les données chronostratigraphiques obtenues sur les marges passives et les bassins intracratoniques (Haq *et al.*, 1987 ; Hardenbol*et al.*, 1998) montrent des fluctuations eustatiques de 2ème et 3ème ordre avec des variations décamétriques à hectométriques du niveau marin **(fig.1.26)**.

Nous utiliserons dans ce travail la récente charte chronostratigraphique de Hardenbol *et al.* (1998) pour être cohérent avec les échelles biostratigraphiques considérées, de Berggren *et al.* (1995) pour la microfaune planctonique (foraminifères et nannoplancton) et de Serra-Kiel *et al.*, (1998) pour les nummulites.

Il semblera donc intéressant au cours de ce travail, à l'appui des données biostratigraphiques nouvelles permettant de préciser le cadre stratigraphique, de comparer les séquences de dépôts, enregistrées dans les bassins étudiés, de celles enregistrées sur les domaines, " tectoniquement " plus stables.

IV - LES SYNCLINAUX ÉTUDIÉS

IV.1 - Le synclinal de Barrême
IV.1.1 - Le cadre structural
IV.1.2 - Géométrie du synclinal de Barrême
IV.1.3 - La lithostratigraphie paléogène du synclinal de Barrême

IV.2 - Le synclinal d'Annot
IV.2.1 - Le synclinal d'Annot dans son cadre structural
IV.2.2 - Géométrie du synclinal d'Annot
IV.2.3 - La lithostratigraphie synthétique d'Annot

IV.3 - Le synclinal de Saint-Antonin
IV.3.1 - Le synclinal de Saint-Antonin dans son cadre structural
IV.3.2 - Géométrie du synclinal de Saint-Antonin
IV.3.3 - Lithostratigraphie synthétique de Saint-Antonin

IV.4 - Contrastes structuraux et hétérogénéités sédimentaires
IV.4.1 - Contrastes morpho-structuraux
IV.4.2 - Hétérogénéités du remplissage sédimentaire
IV.4.3 - Cadre stratigraphique

IV- LES SYNCLINAUX ÉTUDIÉS

J'ai étudié les synclinaux de Barrême, d'Annot et Saint-Antonin (**fig.1.27**) qui couronnent l'arc de Castellane pour les raisons suivantes :

Cette série recouvre une séquence tectono-eustatique complète, de la genèse à la fermeture d'un bassin périphérique de marge active (Ravenne *et al.*, 1987 ; Pairis, 1988 ; Sinclair, 1997).

Le remplissage de ces bassins recouvre l'intervalle de temps charnière de la mise en place des nappes de l'Embrunais-Ubaye au cours de laquelle l'avant-pays se modifie fortement. Ces modifications se traduisent par :

-Une rotation de 90° des polarités d'écoulement avec le comblement du sillon nummulitique périalpin.

-Le passage d'une sédimentation marine à faciès turbiditique à une sédimentation molassique marine puis continentale.

-La présence, localement, de géométries plicatives caractéristiques.

-La migration du bassin d'avant-pays au front du chevauchement péri-alpin.

Les bassins analysés ont l'avantage de se situer sensiblement le long d'un transect E-W permettant de suivre les modalités de la transgression et de comblement de la mer nummulitique associés à la migration du front de déformation.

Ils présentent de bonnes qualités d'affleurement et un canevas stratigraphique existe soulignant la contemporanéité du remplissage sédimentaire (Bodelle *et al.*, 1969 ; Bodelle, 1971 ; Campredon, 1972 ; Besson *et al.*, 1970 ; Mougin, 1978).

Par ailleurs, ils montrent des géométries contrastées en raison de leur position respective au sein de l'arc de Castellane ainsi que des remplissages sédimentaires dont la nature et le développement sont fort différents d'un bassin à l'autre et au sein du même bassin.

IV.1- Le synclinal de Barrême

IV.1.1- Le cadre structural (fig.1.28)

Le synclinal de Barrême se situe dans les Alpes externes méridionales (chaînes subalpines) au sein de la nappe de Digne, où il constitue la branche nord occidentale des bassins nummulitiques de l'arc de Castellane (Cf. fig.1.27). Il se trouve poinçonné entre les accidents orientaux de la zone diapirique du Gévaudan et les accidents subméridiens de la zone frontale de la nappe de Digne (Ganeval, 1973). Ces limites structurales lui confèrent cette orientation parallèle à la direction N-S du front de la nappe de Digne.

Le synclinal de Barrême se caractérise par un alignement subméridien d'une vingtaine de kilomètres de long de Tartonne au nord, à Blieux au sud pour une largeur maximale de quatre kilomètres à Barrême, localement resserré à un kilomètre comme dans le secteur de St-Lions, ou de la Tuilière. Il présente dans sa partie sud à la hauteur de Blieux un diverticule triangulaire aligné NW-SE, appelé le synclinal de Blieux (Bodelle, 1971) dont le remplissage tertiaire fait partie intégrante de la série paléogène marine de Barrême.

L'analyse structurale montre une superposition de plis d'axes différents. on trouve ainsi des plis E-W (N100°) et WNW-ESE (N120°), attribués à la déformation provençale, qui affectent l'assise mésozoïque (Gras, 1840 ; Bertrand, 1891 ; Goguel, 1936).
Se superposent à cette structuration des plis d'axe N-S (N175°) qui affectent le Nummulitique de Barrême et son substratum mésozoïque (Goguel, 1936 ; de Lapparent, 1938 ; Chauveau & Lemoine, 1961) et des plis NW-SE (N140°) développés dans les séries continentales superposées (Fougeirol & Tallon, 1972 ; Graciansky, 1972).

L'ensemble de ces structures est affecté de décrochements N-S associés à des chevauchements qui viennent décaler les axes de plis par le jeu dextre de ces accidents (Ganeval, 1973).

IV.1.2- Géométrie du synclinal de Barrême

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

-Dans le secteur de Clumanc **(fig.1.29.a)**,
-Dans la partie médiane du synclinal, à la hauteur de St-Lions **(fig.1.29.b)**,
-A Senez **(fig.1.29.c)**,
-A Blieux **(fig.1.29.d)**.

Cette dissymétrie où le déversement se fait généralement vers l'Ouest, souligne la flexuration du flanc oriental du bassin. Depuis longtemps a été mis en évidence le jeu synsédimentaire de cette déformation aussi bien à Clumanc (Boussac, 1912 ; Goguel, 1936 ; Lapparent, 1938 ; Chauveau & Lemoine, 1961) qu'à Senez (Chauveau & Lemoine, 1961) et dans les dépôts continentaux superposés (Chauveau & Lemoine, 1961 ; Pairis, 1971a).

Cependant selon les auteurs, les géométries et les surfaces de discordances diffèrent fortement (Elliot *et al.*, 1985 ; Artoni & Meckel, 1998 ; Evans & Elliot, 1999).

IV.1.3- La lithostratigraphie paléogène du synclinal de Barrême (fig.1.30)

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

-Elle débute par une série de brèches d'une puissance hectométrique sur laquelle prennent place les Conglomérats infranummulitiques à faciès Argens (Gubler, 1958 ; Bodelle, 1971 ; Fougeirol & Tallon, 1972), développés sur plusieurs centaines de mètres (Pairis, 1971).

-Les premiers dépôts marins se caractérisent le plus souvent par un calcaire gréseux, localement construit ou conglomératique, constituant les Calcaires à nummulites. Autour de la localité de Barrême et Blieux, s'intercalent des horizons olistolithiques de calcaires sénoniens (Zürcher, 1895) dits des Olistolithes de Barrême, Chauveau & Lemoine (1961) et Olistolithes de Blieux, Vanzon (1973)).

-Au-dessus s'installe une puissante série marneuse à faciès hémipélagique caractéristique des Marnes bleues ou marnes à *Meletta* (Espitalié & Sigal, 1960 ; Pairis, 1988), datée de l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur (Espitalié & Sigal, 1960 ; Bodelle, 1971).

-Puis apparaît un intervalle gréseux, développé sur une cinquantaine de mètres, dit des Grès de Ville dans le secteur de Clumanc, "Grès de St-Jacques et Flysch de Barrême" plus au sud (Boussac, 1912 ; Lapparent, 1938). Les sens de courant que l'on peut relever sur les fréquentes figures de base de bancs donnent des sens cohérents NNE-NNW (Stanley, 1961 ; Bodelle, 1971), confortés par l'affinité pétrographique des grès avec la couverture permo-triasique du Massif des Maures-Esterel (Evans & Mange-Rajetsky, 1991).

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

-Dans le secteur de Clumanc, la sédimentation est marquée par des dépôts grossiers conglomératiques, dits des Conglomérats de Clumanc (Boussac, 1912), alternant avec des marnes silteuses. La puissance de l'ensemble atteint 150 m. Ces dépôts présentent des écoulements équatoriaux, de l'Est vers l'Ouest. Ils présentent une affinité pétrographique croissante avec les zones internes (Termier, 1895 p. 884 ; Gubler, 1958 ; Chauveau & Lemoine, 1961 ; Bodelle, 1971 ; Graciansky *et al.*, 1971 ; Touré, 1981 ; Evans & Mange-Rajetzky, 1991) ainsi que des reliquats de volcanisme andésitique (Gubler, 1958 ; Bodelle, 1971 ; Touré, 1981).

-Dans la partie médiane du synclinal, on observe un ensemble conglomératique, d'une cinquantaine de mètres, appelée Conglomérats de St-Lions, sur lesquels se développent un fin biostrome (Gubler, 1958 ; Chauveau & Lemoine, 1961 ; Bodelle, 1971). Les écoulements sont subméridiens du Nord vers le Sud (Graciansky *et al.*, 1982 ; Elliot *et al.*, 1985 ; Evans & Elliot, 1999). Les conglomérats présentent également une affinité pétrographique alpine (Bodelle, 1971 ; Evans & Mange-Rajetzky, 1991). Ils passent progressivement vers le sud aux sables et conglomérats à *Natica crassatina* de Barrême (Tournouër, 1872 ; Depéret, 1895 ; Boussac, 1912 ; Chauveau & Lemoine, 1961).

-Dans le secteur de Senez, c'est une sédimentation gréseuse qui s'installe, appelée Grès de Senez (Gras, 1840 ; Zürcher, 1895). Localement ils sont surmontés d'un niveau conglomératique qui présente des imbrications E-W (Bodelle, 1971 ; Hadj-Mockneche, 1997). Au-dessus se développe une sédimentation palustre, prémice des dépôts continentaux superposés de la Molasse Rouge.
Chauveau & Lemoine (1961) ont pu cartographier le passage latéral des Grès de Senez aux Sables et Conglomérats à *Natica crassatina* ce qui indiquerait le côté synchrone de ces dépôts. Evans & Mange-Rajetzky (1991) montrent au contraire que les grès proviennent du démantèlement de la couverture permo-triasique du massif des Maures-Esterel, ces formations ne sont pas synchrones mais superposées. Alors que Ravenne *et al.* (1987) considèrent que les Grès de Senez correspondent au dispositif deltaïque alimentant les Grès de Ville.

La sédimentation détritique à dominante conglomératique marque la fin de la sédimentation marine, sur laquelle s'installe, en discordance selon Gubler (1958), Elliot *et al.* (1985), Evans & Elliot (1999), une puissante sédimentation continentale. On y distingue, dans l'ordre stratigraphique : la série de la Molasse Rouge constituée de conglomérats fluviatiles et marnes rouges d'une puissance comprise entre 100 et 150 m ; la série saumon à faciès fluvio-torrentiel d'une soixantaine de mètres d'épaisseur ; la série grise à faciès lacustre dont l'épaisseur varie fortement de 10 m à 150 m ; au sommet, la série des grès verts à serpentine à dominante gréseuse fluviatile (Graciansky *et al.*, 1971 ; Graciansky *et al.*, 1982) qui repose en discordance (Chauveau & Lemoine, 1961) sur les termes sous-jacents et constitue les derniers dépôts tertiaires observables dans le synclinal de Barrême.

IV.2- Le synclinal d'Annot

IV.2.1- Le synclinal d'Annot dans son cadre structural (fig.1.31)

C'est un des synclinaux paléogènes le plus étudié des Alpes externes méridionales en raison de la nature et de la puissance de la série paléogène marine qui le caractérisent, en particulier la formation des Grès d'Annot qui affleure sur plus de 80 km^2. La qualité d'affleurement exceptionnelle favorisa leurs analyses et l'établissement de modèles de références de surface pour les environnements

turbiditiques (Stanley, 1961, 1975, 1980a ; Cremer, 1983 ; Apps, 1987 ; Ghibaudo, 1992 ; Pickering & Hilton, 1998).

Le synclinal d'Annot se situe au sein de la nappe de Digne, à une trentaine de kilomètres en arrière du front de chevauchement de la nappe de Digne, où les affleurements paléogènes couvrent une surface de 110 km^2 (Cf. fig.1.27).

Il est limité à l'Est par les accidents décrochants sénestres du Var (faisceau de Rouaine) et le dôme permo-triasique de Barrot où les fractures N45° sont pérennes depuis le paléozoïque (Basso *et al.*, 1984 ; Avril, 1989 ; Beaudoin *et al.*, 1975 ; Beaudoin & Friès, 1984).

A l'Ouest, les dépôts paléogènes sont limités par l'anticlinal subméridien du Puy de Rent-La Colle St-Michel qui séparent les affleurements d'Annot de ceux d'Allons-Argens.

Dans la partie occidentale (à l'ouest du faisceau de Rouaine), le synclinal présente un axe subméridien (NNW-SSE) et les accidents présents ont essentiellement une direction NNW-SSE (N330°).

Dans la partie orientale (limitée par le faisceau des accidents du Var), les dépôts présentent une flexuration E-W très prononcée avec une succession de plis redressés dans le secteur du Plateau d'Educh. Les accidents principaux sont les accidents N45° auxquels s'ajoutent les conjugués à N330°.

IV.2.2- Géométrie du synclinal d'Annot

Il ne présente pas de direction privilégiée en raison de sa position interne au sein de la nappe de Digne, en arrière des accidents frontaux. Les accidents principaux affectant le synclinal sont de direction N040° et des conjugués de direction N330°, où les accidents SW-NE sont les mieux exprimés. Le secteur oriental du synclinal est affecté d'un faisceau d'accidents N045° à composante décrochante sénestre qui se prolonge sur la bordure occidentale du Dôme de Barrot (Beaudoin *et al.*, 1975 ; Kerkhove *et al.*, 1978).

On remarque que le faisceau d'accidents de rouaine affecte le développement vertical de la série paléogène où les dépôts sont beaucoup plus puissants à l'est des accidents qu'à l'ouest (Rudloff, 1968). De plus cette dilatation est visible sur l'ensemble des termes, des Poudingue d'Argens aux Marnes Bleues, ainsi que pour les grès d'Annot **(fig.1.32).**

IV.2.3- La lithostratigraphie synthétique d'Annot (fig.1.33)

Le substratum mésozoïque est daté du Crétacé supérieur (Rudloff, 1968), constitué de calcaires lités le plus souvent turoniens, d'alternances marno-calcaires santoniennes et localement de calcaires marneux campaniens dans le secteur septentrional (Albussaïdi & Laval, 1984) dont la puissance cumulée atteint plusieurs centaines de mètres.

La série nummulitique du synclinal d'Annot présente la succession classique de la *trilogie nummulitique* (Moret, 1936) avec des développements contrastés selon les secteurs.

Localement, les premiers dépôts paléogènes sont représentés par des Conglomérats infranummulitiques à faciès Peyresq pour laisser place progressivement aux Calcaires à nummulites (Apps, 1987).

Les Calcaires à nummulites montre une bonne homogénéité faciologique dans le secteur d'Annot avec un aspect massif basal, dit des calcaires massifs (Bodelle *et al.*, 1969 ; Besson, 1972) ; une alternance de faisceaux calcaréo-marneux faisant transition avec le terme sus-jacent des Marnes bleues,

dits des calcaires intermédiaires. Cependant ils présentent un développement différentiel avec des rapports de 1 à 4 selon les secteurs (Besson *et al.*, 1970).

Les Marnes bleues sont représentées par une série marneuse hémipélagique à microfaune planctonique abondante dans laquelle apparaissent épisodiquement des intercalations détritiques. On observe de la même façon que pour la formation calcaire un développement différentiel entre le secteur oriental avec une puissance moyenne de 400 m, et le secteur occidental où elle n'atteint au maximum que 200 m.

Dans le secteur septentrional du synclinal d'Annot, le sommet des Marnes bleues présente un faciès de transition avec les Grès d'Annot, analogue aux marnes brunes (Jean, 1985 ; Ravenne *et al.*, 1987). Dans les autres secteurs, le passage aux Grès d'Annot est plus franc.

Les Grès d'Annot montre un développement spatial très important, de l'ordre de 60 km^2 et une puissance cumulée de plus de 800 m Plusieurs ensembles se distinguent selon leur extension géographique et leur aspect stratonomique. Ces ensembles, ainsi que leurs limites, seront détaillés dans la partie IV :

-Le membre des grès de la crête de la Barre est essentiellement développé dans le secteur oriental du synclinal et atteint une puissance maximale de 250 m. Ils se caractérisent par une superposition de bancs gréseux dépassant exceptionnellement les 5 m à interbancs silto-marneux métriques (Campredon, 1972 ; Apps, 1987 ; Sinclair, 1994 ; Hilton & Pickering, 1995 ; Kneller *et al.*, 1998 ; Pickering & Hilton, 1998).

-En rive droite du ravin du Coulomb, on observe un ensemble massif, atteignant au maximum 100 m d'épaisseur. Il est érosif et comprend de nombreux faisceaux gréseux contournés pluridécamétriques ce qui a fait dire à Beaudoin *et al.* (1975) qu'il s'agissait d'un mégaglissement (des Scaffarels). Nous l'appellerons le mégaglissement des Gastres.

-Au-dessus apparaissent des falaises massives le long du versant des Gastres, avec un développement vertical atteignant plus de 200 m. On l'appelle le membre des grès des Scaffarels et se caractérise par la superposition de bancs jointifs d'épaisseurs plurimétriques, et souvent décamétriques, où les diasthèmes marneux sont peu fréquents.

-Cet ensemble est brutalement interrompu par une surface d'érosion spectaculaire qui vient fortement tronquer les bancs massifs du sommet des Scaffarels (Apps, 1987; Hilton, 1995). Cette troncature est scellée par des grès grossiers à graveleux constitués de bancs massifs décamétriques sans diasthèmes que l'on appelle membre des grès des Garambes. Il constitue les grès situés au-dessus de la localité d'Annot, qui dépassent les 200m de puissance. Cette unité constitue les derniers dépôts des grès d'Annot aujourd'hui observables.

Du point de vue lithologique, le contraste avec la série de Barrême est fort aussi bien dans le développement vertical de la série nummulitique que dans le type d'environnement qu'elle caractérise avec la mise en place d'un système turbiditique (Stanley, 1961) profond pour lequel plusieurs modèles de dépôts ont été proposés (Stanley, 1975 ; Cremer, 1983 ; Apps, 1987 ; Pickering & Hilton, 1998).

Les travaux antérieurs ne présentent pas de cadre chronostratigraphique pour l'ensemble de la série. De plus, les observations sédimentologiques restent ponctuelles, ne permettant pas de saisir l'évolution de la dynamique sédimentaire et les interactions possible avec la tectonique.

IV.3- Le synclinal de St-Antonin

IV.3.1- Le synclinal de Saint-Antonin dans son cadre structural

Le synclinal de St-Antonin se situe dans l'extrémité méridionale de la nappe de Digne, coincé entre les accidents chevauchants équatoriaux de l'Arc de Castellane (Cf. fig.1.32). Ces accidents sont hérités de la structuration téthysienne au Mésozoïque où ils délimitent dès le Lias la plateforme carbonatée provençale et le domaine septentrional, à pôle marneux, du bassin de Digne-Gap (Cotillon, 1971 ; Assenat, 1972 ; Beaudoin *et al.*, 1975 ; Beaudrimont & Dubois, 1977 ; Atrops *et al.*, 1989).

Les formations paléogènes reposent sur différents termes mésozoïques, allant du Cénomanien au Santonien dans le synclinal de St-Antonin et localement Hautérivien-Barrémien dans la région de prignolet à l'Ouest et de Roquesteron au Sud (Bodelle, 1971. fig.202). Cette hétérogénéité de l'âge du substrat souligne des plissements antérieurs à la transgression nummulitique, attribués à la déformation provençale fini-crétacée.

IV.3.2- Géométrie du synclinal de Saint-Antonin (fig.1.35)

Le bassin présente un alignement E-W de 30 km de long sur 10 km de large. Il est limité au Nord-Est par des accidents équatoriaux chevauchants à vergence sud marquée. Il montre une géométrie de bassin plicatif complexe, assez comparable à celle du synclinal de Barrême (Bodelle, 1971 ; Touré, 1980 ; Campredon & Giannerini, 1982).
Cependant le resserrage est différent de celui de Barrême car il est lié à sa position méridionale au sein de l'arc de Castellane (resserrage N-S). Il présente deux synformes E-W subparallèles délimités par une zone de fractures inverses de même alignement qui constituent la terminaison orientale d'un pli équatorial attribué à la déformation provençale.

Le remplissage sédimentaire ne présente pas une extension homogène et régulière, on constate des hiathus importants selon les secteurs et au sein des dépôts détritiques.

Ainsi dans le secteur occidental de Collongues **(fig.1.35a)**, on constate une migration vers le Sud des dépôts détritiques successifs qui s'accompagne de la cannibalisation des dépôts sous-jacents.

Dans le secteur oriental de St-Antonin **(fig.1.35b)**, le coeur du synclinal présente un faisceau d'accidents inverses rehaussant le soubassement mésozoïque et l'assise nummulitique. Cette structuration semble précoce, au moins contemporaine des dépôts détritiques superposés (Campredon & Giannerini, 1982).

IV.3.3- Lithostratigraphie synthétique de Saint-Antonin (fig.1.36)

J'ai repris la coupe du Pont des Miolans levée par J. Bodelle (1971). Nous la considérerons comme coupe de référence en raison des données biostratigraphiques qu'elle fournit. Cette coupe débute à la hauteur du Pont des Miolans, au Sud du synclinal et se raccorde à l'Est, aux environs du Bois de Cumi, pour se poursuivre le long de la D. 427, jusqu'à St-Antonin.

Selon les secteurs, les Conglomérats infranummulitiques à faciès Argens ne sont pas toujours présents. Lorsqu'ils le sont, ils montrent fréquemment un développement plurimétrique à décamétrique (Amirat, Cuebris, la Rochette, la Penne), localement de plus de 250 m, et présentent une

grande diversité faciologique, avec des horizons conglomératiques, des passées sableuses, des bancs calcaires à *Microcodium* et des marnes à Cérithes (Bodelle, 1971).

Les Calcaires à nummulites montrent des développements très contrastés de l'ordre de la trentaine de mètres sur le flanc nord du synclinal pour atteindre plus de 300 m à l'extrémité orientale du synclinal aux environs de Roquesteron-Pierrefeu. Ils présentent un aspect massif à la base avec des bancs plurimétriques, intercalés de niveaux plus tendres. Au-dessus prend place une sédimentation calcaréo-marneuse, analogue aux calcaires intermédiaires du synclinal d'Annot. ils font transition avec les marnes qui se développent au-dessus.

Les Marnes bleues, dont la puissance atteint au maximum 170 m., renferme une riche microfaune planctonique.
Dans la deuxième moitié de cette formation, s'intercale un épisode détritique, développé sur une vingtaine de mètres (Bodelle, 1971) que l'on appelle faisceau du ravin de Cumi, visible au sud de St-Antonin. Il est représenté par une alternance de bancs minces (ne dépassant qu'exceptionnellement la dizaines de centimètres) calcaréo-gréseux et de marnes silteuses micacées grises et épisodiquement lie-de-vin. Au-dessus de cet ensemble, la sédimentation marneuse est récurrente jusqu'à l'apparition des premiers termes de la formation des Sables et Conglomérats de Saint-Antonin.

Les Sables et Conglomérats de Saint-Antonin dépassant les milles mètres cumulés se subdivisent en trois termes détritiques séparés par des intervalles marno-silteux :

-La première formation détritique apparaît progressivement au toit des Marnes Bleues par l'intermédiaire d'un terme de transition développé sur une vingtaine de mètres. Celui-ci débute par de fines passées turbiditiques décimétriques intercalées d'horizons marno-silteuses à lentilles gréseuses. Les grès présentent une stratocroissance rapide pour atteindre des bancs plurimétriques à nombreuses stratifications obliques. Puis ce sont de puissantes passées conglomératiques qui dominent la sédimentation (les cents derniers mètres) dans la partie supérieure de cette formation qui atteint au total environ 400 m.

-Pour J. Bodelle (1971) la base de la deuxième formation détritique, au SW de St-Antonin, correspond à l'apparition des premiers galets andésitiques issus du "volcanisme de St-Antonin" (L. Bertrand, 1896 ; Goguel, 1952 ; Vernet, 1964 ; Bodelle, 1971 ; Le Guern, 1979). Cette formation est constituée par 80 m de sables et conglomérats à patine rousse qui montre une géométrie lenticulaire avec un amincissement de part et d'autre du village de Saint-Antonin, associée à une diminution latérale de la taille des conglomérats (Bodelle, 1971. Fig.73). Au toit s'installe un intervalle marno-gréseux micacé, à microfaune planctonique " non marqueur " (Bodelle, 1971. p. 165), intercalé d'horizons grossiers, d'une cinquantaine de mètres de puissance. Nous considérerons que chaque intervalle marneux constitue la limite entre les formations détritiques.

-Puis apparaît un nouvel épisode conglomératique sur lequel est assis le village de St-Antonin. Il est nommé "lentille du village de St-Antonin" (Bodelle, 1971). Les éléments conglomératiques sont alors de grandes tailles, atteignant parfois le mètre de diamètre, avec plusieurs blocs de marnes fossilifères à Nummulites, ainsi que des blocs andésitiques dépassant le mètre cube (Bodelle, 1971. vol. I. p.167). Cet épisode conglomératique montre comme précédemment un aspect lenticulaire où l'épaisseur est maximale à l'aplomb du village de St-Antonin accompagnée d'une érosion des marnes sableuses sous-jacentes, alors que latéralement il y a concordance des dépôts.

La troisième formation détritique se situe au coeur du synclinal et présente un développement de 500 m. environ. Elle débute par un intervalle marno-sableux puissant de 200 m. à faune planctonique (Bodelle, 1971. p.182), couronné localement par une brèche andésitique à gros blocs d'andésites (cette brèche constitue la limite supérieure de la deuxième formation pour Bodelle (1971)). La sédimentation détritique est à nouveau dominée par des horizons conglomératiques puissants qui renferment en abondance des blocs d'andésite. Au Nord celle -ci présente une discordance notable en érodant dans sa totalité la deuxième formation détritique.

Le matériel détritique est à affinité méridionale (Stanley, 1961 ; Bodelle, 1971 ; Ivaldi, 1974 ; Touré, 1980), identique aux grès du synclinal d'Annot.

IV.4- Contrastes structuraux et hétérogénéités sédimentaires

IV.4.1- Constrastes morphostructuraux

Les trois secteurs étudiés constituent les synclinaux paléogènes couronnant l'arc de Castellane. Deux géométries se distinguent :

-Une géométrie plicative simple pour le synclinal de Barrême, complexe pour le synclinal de Saint-Antonin,

-Une géométrie de blocs pour le synclinal d'Annot affecté par une famille d'accidents décrochants.

Cette hétérogénéité est à rapprocher de la position respective des synclinaux, vis-à-vis des accidents principaux de la nappe de Digne. Ainsi les synclinaux de Barrême et Saint -Antonin se situent à proximité du front de la nappe, marqué par de nombreux accidents chevauchants. A l'inverse, le synclinal d'Annot se localise en arrière de la zone frontale et ne présente pas la géométrie plicative aussi franche.

Il semble intéressant de comparer ces trois bassins du point de vue morpho-structural pour lequel il faut se demander si :

-Ces géométries différentes résultent d'un canevas structural préétabli, ou développé durant la sédimentation, ou encore ultérieurement, au cours de la structuration de la nappe de Digne.

-Dans le cas où cette structuration est synsédimentaire, quelles sont les interactions des différents types de déformation sur la nature et la géométrie du remplissage sédimentaire ?

IV.4.2- Hétérogénéité du remplissage sédimentaire

Le remplissage sédimentaire des trois bassins montre une succession sédimentaire inférieure homogène avec les Calcaires à nummulites, les Marnes bleues et les dépôts détritiques des Grès d'Annot *s.l.*.
Mais les développements verticaux sont contrastés selon les bassins et au sein d'un même bassin.

De plus, pour ce qui est des dépôts superposés, les dynamiques sédimentaires sont beaucoup plus diversifiées et traduisent des environnements différents :

-Un système turbiditique profond à Annot (Sinclair, 1975 ; Cremer, 1983 ; Apps, 1987),

-Des systèmes deltaïques à dominante alluviale à Barrême (à l'exception de Senez) et à Saint-Antonin (Bodelle, 1971 ; Stanley, 1980b).

-Une forte hétérogénéité du remplissage détritique dans le bassin de Barrême.

-La présence de dépôts continentaux superposés à la série marine dans le synclinal de Barrême.

Des questions se posent quant aux moteurs des modifications sédimentaires, parfois brutales, observées dans les trois synclinaux :

-D'une part, ces modifications sont-elles synchrones ?

-Auquel cas, répondent-elles aux seules variations globales du niveau marin ?

IV.4.3- Cadre stratigraphique

Les attributions stratigraphiques existantes soulignent la contemporanéité à grande échelle du remplissage sédimentaire dans les trois bassins considérés. Cependant celle-ci devient beaucoup plus hypothétique pour les formations détritiques.
L'établissement d'un cadre stratigraphique trouve ici toute son importance pour la compréhension de la cinétique des phénomènes enregistrés, tant du point de vue tectonique que sédimentaire.

En effet, seul un calage stratigraphique, le plus précis possible, nous permettra de comparer les différents bassins, mais aussi avec les chartes chronostratigraphiques globales afin de distinguer la part de la tectonique et de l'eustatisme vis à vis de la sédimentation.

DEUXIEME PARTIE : ANALYSES STRATIGRAPHIQUES

I - DONNÉES CHRONOSTRATIGRAPHIQUES

II - CORRÉLATIONS ET SYNTHÈSE

Cerner l'évolution spatio-temporelle des dépôts nécessitent de définir un cadre stratigraphique le plus précis possible afin :

- De préciser l'extension temporelle des dépôts en appréciant également les taux de sédimentation.

- Mettre en évidence des synchronismes et a contrario des diachronismes d'un bassin à l'autre, voire au sein d'un même bassin.

- Et de permettre une comparaison avec les chartes chronostratigraphiques globales.

Pour cela il a été nécessaire de reprendre les travaux existants principalement biostratigraphiques afin de les réinterpréter avec les synthèses récentes (Bolli *et al.*, 1985 ; Berggren & Miller, 1988 ; Berggren *et al.*, 1995 ; Serra-Kiel *et al.*, 1998), ainsi que d'effectuer nos propres échantillonnages sur des coupes préexistantes et sur de nouvelles coupes, mais aussi de diversifier nos méthodes d'approche stratigraphiques par l'analyse magnétostratigraphique, la recherche de niveaux à spinelles cosmiques.

De nombreuses études biostratigraphiques ont été menées aussi bien sur la microfaune que sur la macrofaune des dépôts paléogènes marins des Alpes méridionales. Les principaux travaux ont été ceux de J. Boussac (1912) qui utilisait les Nummulitidés comme marqueurs stratigraphiques. Il pu ainsi mettre en évidence l'évolution de la transgression paléogène sur le pourtour de l'arc alpin. Plus tard c'est à J. Bodelle (1971) et R. Campredon (1972) que l'on doit une étude systématique de tous les bassins marins paléogènes de l'arc de Castellane et de l'arc de Nice, où les attributions stratigraphiques des séries rencontrées se basèrent sur plusieurs types d'organismes, aussi bien les formes planctoniques (foraminifères et nannoplancton calcaire) que les Nummulitidés, ou encore les Ostracodes. Dans les trois bassins considérés pour cette étude, les déterminations biostratigraphiques antérieures ont montré que la sédimentation recouvre un intervalle allant de la base du Priabonien à l'Oligocène inférieur indéterminé (Campredon, 1972 ; Bodelle, 1971).

En ce qui concerne cette étude :

- Les foraminifères planctoniques ont été analysés en collaboration avec Mr le Professeur Roland Wernli de l'Université de Genève, Suisse.

- Les échantillons crétacés ont été déterminés par Mme M. Caron, Université de Fribourg, Suisse.

- Le nannoplancton calcaire a été déterminé par Mme Marie-Pierre Aubry de l'Université de Montpellier II.

- Les empreintes foliaires prélevées dans les conglomérats de Clumanc, à Barrême, ont été déterminées par Mr Jean Dupéron au Laboratoire de Paléobotanique et Palynologie évolutives, Université Pierre et Marie Curie PARIS-VI.

- Les Ostracodes ont été déterminés par Mr Claude Guernet de l'Université PARIS-VI.

Cette approche biostratigraphique a été complétée par une analyse paléomagnétique, en collaboration avec Mr le Directeur de recherche Bruno Galbrun de l'Université PARIS-VI pour la

désaimantation thermique, et Mr Pesonen du *Geological Survey* de Finlande pour la désaimantation par champ alternatif.

À l'exception de la coupe des Scaffarels (synclinal d'Annot), l'échantillonnage paléomagnétique n'a pu être exploité en raison d'une forte réaimantation qui induit la perte du signal magnétique sédimentaire (Pierrard, 1999).

L'existence, à l'échelle globale, d'un niveau à minéraux cosmiques dans les sédiments de l'éocène supérieur (Pierrard, 1999) nous a poussé à entreprendre sa recherche dans la série nummulitique des Alpes méridionales. Celle-ci a été menée sur plusieurs coupes du synclinal d'Annot en collaboration avec Olivier Pierrard et Eric Robin (LSCE, CNRS Gif-s-yvette).

I - DONNÉES CHRONOSTRATIGRAPHIQUES

I.1 - Les données stratigraphiques du synclinal de Barrême
I.1.1 - Le secteur de Clumanc
I.1.1a Lithostratigraphie de la Coupe des Sauzeries
I.1.1b Données stratigraphiques
I.1.1c Litho-stratigraphie de la coupe du Chateau de Clumanc
I.1.1d Données biostratigraphiques
I.1.2 - Le secteur de Saint-Lions
I.1.2a Lithostratigraphie de la coupe des St-Lions
I.1.2b Données biostratigraphiques
I.1.3 - Le secteur de Senez
I.1.3a Lithostratigraphie composite de Dégoutail-Malvoisin-Ourgeas
I.1.3b Données biostratigraphiques
I.1.4 - Le secteur de Blieux
I.1.4a Lithostratigraphie de la coupe de l'Oratoire St-Joseph
I.1.4b Données biostratigraphiques
I.1.5 - Synthèse

I.2 - Les données stratigraphiques du synclinal d'Annot
I.2.1 - Les données biostratigraphiques du secteur oriental de Saint-Benoît
I.2.1a Les nummulites
I.2.1b Les foraminifères planctoniques
I.2.2 - Les données biostratigraphiques du secteur occidental
I.2.2a Les nummulites
I.2.2b Les foraminifères planctoniques
I.2.2c Le nannoplancton calcaire
I.2.2d Analyse de la concentration en spinelle nickélifère aux Scaffarels (un niveau repère ?)
I.2.3 - Synthèse

I.3 - Les données stratigraphiques du synclinal de Saint-Antonin
I.3.1 - Lithostratigraphie de la coupe du Pont des Miolans-Saint-Antonin
I.3.2 - Les données biostratigraphiques
I.3.2a Les nummulites.
I.3.2b Les foraminifères planctoniques
I.3.2c Le nannoplancton calcaire
I.3.3 - Données radiométriques sur l'âge du volcanisme de Saint-Antonin
I.3.4 - Synthèse

I- DONNÉES CHRONOSTRATIGRAPHIQUES

I.1- Les données stratigraphiques du synclinal de Barrême

I.1.1- Les coupes de références

En raison de la grande diversité faciologique rencontrée dans la série paléogène marine du synclinal de Barrême, plusieurs coupes ont été levées **(fig.2.1)**:

1-La coupe des Sauzeries se situe dans le secteur de Clumanc, elle peut être levée de part et d'autre de la D19 du hameau les Sauzeries-basses au lieu-dit la Poste de Clumanc.

2-La coupe du Château de Clumanc se situe à l'Est du hameau de la Lèche à l'aplomb de la butte 943 m.

3-La coupe de St-Lions débute en rive droite du ravin de la Bourbonne au pied de l'Adret, elle se poursuit en rive droite au pied du Coulet Rouge.

4-La coupe du secteur de Senez est composite. Elle est levée sur le flanc oriental du synclinal, au nord du ravin du Dégoutail **(4)**, sur le flanc occidental de l'anticlinal de Malvoisin **(4')** et sur la bordure ouest du synclinal à la hauteur du Riou d'Ourgeas **(4")**.

5-La coupe du secteur de Blieux est levée à l'extrémité nord-occidentale de la barre de l'Échelette.

I.1.2- Le secteur de Clumanc

I.1.2a- Lithostratigraphie de la coupe des Sauzeries **(fig.2.2)**

La coupe des Sauzeries peut être levée en rive droite ou en rive gauche du ravin des Sauzeries, le long de la D219 (Cf. fig.2.1), les dépôts paléogènes présentent une structure monoclinale à vergence Est, ce qui permet d'observer l'ensemble des termes lithostratigraphiques de la série.
Les conglomérats fluviatiles assimilés aux Conglomérats infranummulitiques ainsi que la Molasse Rouge ne sont pas présents dans ce secteur.
Je définis dans le secteur de Clumanc deux unités distinctes, en raison du contraste sédimentaire et de la présence d'une discontinuité entre les deux ensembles (voir Partie III, Chap. I) :

-la série des Sauzeries, constituée par les Calcaires à nummulites, les Marnes bleues et les Grès de Ville ;
-et la série de Clumanc définit par une succession de passées conglomératiques séparées par des intervalles marneux plurimétriques dont l'ensemble définit les Conglomérats de Clumanc.

•La Série des Sauzeries

Elle constitue l'ensemble des formations lithologiques présentes sur le flanc occidental de la Buissière d'Entouart. De l'Ouest vers l'Est, à partir du village des Sauzeries-Basses, la coupe débute par des marnes apto-albiennes à pendage Est, sur lesquelles repose en discordance ravinante l'assise calcaire de la série paléogène.

Les Calcaires à nummulites sont caractérisés à la base par une calcarénite bioclastique d'épaisseur décamétrique. La sédimentation devient progressivement plus marneuse avec le développement sur une quinzaine de mètres de calcaires marneux. Un second horizon calcaréo-gréseux apparaît progressivement et se développe sur 3 m (cote +33 m à +36 m).

Sans faciès de transition, la sédimentation devient alors brutalement marneuse et se poursuit jusqu'à la cote +104 m. Elle caractérise les Marnes bleues. A partir de la cote +97 m, les marnes deviennent finement silteuses et s'enrichissent en débris micacés, prémices à la sédimentation détritique des Grès de Ville.

Les Grès de Ville apparaissent franchement, sur la coupe de référence à partir de la cote +105 m, où s'intercalent au sein des marnes silteuses les premiers horizons centimétriques de grès fins. Cet épisode détritique se développe sur plus d'une cinquantaine de mètres avec une alternance de marnes silteuses à nombreuses passées de grès fins lenticulaires pluricentimétriques et de bancs gréseux fins à moyens dépassant exceptionnellement le mètre. Les grès de Ville sont bien visibles dans la topographie du secteur de Clumanc puisqu'ils constituent la corniche de la Buissière d'Entouart (rive gauche du ravin des Sauzeries) et du Clouet (rive droite du ravin des Sauzeries).

•La Série de Clumanc.

Elle débute au toit des grès de Ville et se caractérise dans le paysage par trois cuestas successives en rive droite du ravin des Sauzeries ainsi que la butte du Château de Clumanc en rive gauche de l'Asse de Clumanc, soulignant pour chacune d'elles les intervalles conglomératiques des conglomérats de Clumanc, séparés par des vires marneuses.

J'ai ainsi distingué au sein des conglomérats de Clumanc quatre unités distinctes, séparées par des surfaces d'érosion. La description faciologique de la série de Clumanc est détaillée dans la partie III (voir fig. 3.57). On distingue :

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

I.1.2b- Données stratigraphiques

•Les nummulites

Les nummulites n'ont été observées que dans l'assise calcaire et sont récurrentes dans les intercalations bioclastiques de la base des Marnes bleues, où elles sont le plus souvent fragmentées.

L'assise calcaire (cote 0 m +12 m) comprend de nombreuses nummulites avec : *N. aff. bouillei, N. chavannesi, N. pulchellus, N. fabianii* (A), *N. striatus var. irregularis, N. incrassatus*, **caractéristiques de la Zone C de Blondeau (1972) et de la zone SBZ 19 de Serra-kiel et al. (1998).**

-La seconde assise (cote +33 m +36 m) comprend des fragments de *N. fabianii* (A), *N. chavannesi* et *N. incrassatus* confirme la SBZ 19. L'absence de *N. striatus* souligne que l'on se situe vraisemblablement dans la partie haute de la SBZ 19.

Cette association se poursuit jusque dans le banc de calcarénite intercalé dans les Marnes bleues de la cote +52 m, où les nummulites sont fréquemment cassées soulignant un fort remaniement. A partir de la cote +52 m, aucune nummulite n'a plus été observée.

•Les foraminifères benthiques et planctoniques

J. Bodelle (1971), dont les déterminations ont été effectuées par M. Tourmakine, précise la stratigraphie par l'analyse systématique de la microfaune planctonique. Il définit ainsi la Zone à *G. gortanii/G. centralis* (Blow, 1969), équivalent partiel de la Zone à *T. cerroazulensis s.l.* de Bolli (1957, 1966) jusqu'à la cote + 52 m et caractérise pour la série superposée un assemblage microfaunistique de l'Oligocène inférieur indifférencié. Nous avons repris ses déterminations et révisé leur attribution biozonale
Pour notre part, en ce qui concerne l'assise calcaire, peu de formes planctoniques déterminables sont présentes. Les premiers foraminifères planctoniques apparaissent à partir de la cote + 15 m. Ils sont présents jusqu'à la base des grès de Ville et dans les intervalles marno-silteux des conglomérats de Clumanc, où de nombreux remaniements sont observés avec des individus de l'Éocène moyen et supérieur et du Crétacé inférieur.

A partir de la cote + 24 m : l'association des foraminifères planctoniques est caractéristique de la Zone P17. Les sédiments calcaréo-marneux sous-jacents sont donc, par défaut, au plus jeunes de la Zone P16 sans qu'il soit possible de préciser.
Cette association se poursuit jusqu'à la cote +46 m (Ech. Sa 46/95), où nous observons *G. tapuriensis*, pour la première fois, qui marque la limite P17/P18. La mauvaise qualité de préservation de la microfaune dans les marnes sous-jacentes ne permet pas de préciser la limite inférieure de la Zone P18, qui pourrait débuter plus bas.

A partir de la cote + 46 m, et jusqu'aux premiers termes francs des Grès de Ville, à la cote +112 m, les foraminifères présents caractérisent l'intervalle P18/19 sans qu'il soit possible de préciser mieux en raison de l'absence des biomarqueurs tels que *G. sellii* et *Pseudohastigerina sp.*.

A la cote + 112m (Ech. Sa 104/95) apparaît *G. opima opima* , qui marque la limite inférieure de la Zone à *G. opima opima* (Blow, 1969 ; Bolli *et al*, 1985). Ceci est conforté par la première apparition de *G. ciperoensis ciperoensis* . La présence de *T. Munda* (Ech. Sa 105/95), appuit la Zone P20 pour Berggren & Miller (1988). Nous pouvons donc placer la limite P19/P20 à la côte + 112 m.

Les derniers échantillons de la série des Sauzeries (Rc001 ; Rc002 ; Rc003) ont fourni une association similaire sans la présence de *G. ampliapertura* dont l'absence marque la Zone P20 pour Berggren & Miller (1988) et Berggren *et al.* (1995).

Dans la série de Clumanc, des échantillons ont été prélevés dans les premiers termes de la série.

Les échantillons (Ech. C1/96 ; E1/97 ; C3/96 ; C4abc/96) ont une affinité P19, soulignant le remaniement des marnes sous-jacentes dans les dépôts détritiques qui caractérisent la base de ces conglomérats. Certains galets marneux prélevés dans les premiers bancs de grès grossiers présentent même une affinité crétacée :

-Ech. E1.4/97 : association de la Zone à *Rotalipora ticinensis* . Vraconien
-Ech. E1.3/97 : *Rotalipora ticinensis, Rotalipora appenninica, Planomalina buxtorfi.* Albien terminal *sensu* Vraconien.

Au-dessus, la faune contemporaine de la sédimentation est peu abondante et souvent noyée par les individus remaniés. Cependant certains niveaux ont fourni une faune susceptible de donner une attribution biostratigraphique.

Ainsi dans le membre de Tréouiller (Ech. CR0/98), on observe toujours *G. opima opima* en association avec une faune compatible de la Zone P20, à laquelle se superpose une faune remaniée avec *G. cerroazulensis cerroazulensis, Truncorotaloides sl.* et *G. ampliapertura.*

Dans le membre de Serre-Genestier, les derniers horizons marno-silteux ont fourni (Ech. SG1/98 ; SG1/99) :*G. aff. ciperoensis angulisuturalis* qui marque la base de la Zone P21 (Blow, 1969 ; Berggren *et al.*, 1995) ainsi que des individus remaniés de l'Éocène moyen et supérieur avec *T. bulbrooki* et *G. cerroazulensis cerroazulensis.*

Au-dessus, dans le membre du Château de Clumanc, aucune espèce marine n'a été observée.

•Le nannoplancton calcaire

Nous avons analysé quelques échantillons dans les premiers niveaux des Marnes bleues (Ech. Sa40/95 ; Sa45/95 ; Sa55/95 ; Sa65/95), ainsi que dans les marnes silteuses intercalées dans les conglomérats de Clumanc. Le nannoplancton montre une faible préservation et de nombreux individus remaniés.

-Sa40/95 comprend *Ericsonia formosa* (rare), *Reticulofenestra umbilicus* (commun), *Reticulofenestra floridina, Clathrolithus ellipticus* (un seul individu), *Reticulofenestra reticulata* (un seul individu succeptible d'être remanié?) ; association que l'on attribue approximativement à la Zone NP19/20, voire NP21.

-Sa45/95 ; Sa55/95 et Sa65/95 contiennent des assemblages bien différents avec *R. floridina* (commune), *Lanternithus minutus* et *Reticulofenestra bisecta* que l'on place dans la Zone NP23, en raison de l'absence de *R. abisecta.*

D'autres échantillons ont été analysés dans les marnes silteuses intercalées.

À la base du membre de Tréouiller, on observe :
-Ech. T1/97 : *Coccolithus pelagicus, Reticulofenestra floridina, Ericsonia formosa, Reticulofenestra reticulata, Cf. Helicosphaera seminulum, Reticulofenestra bisecta, Zygrhablitus bijugatus, Reticulofenestra umbilicus, Sphenolithus anarrhopus* et plusieures espèces crétacées. Cette association est difficile à déterminer en raison de l'absence de Discoaster, ni des marqueurs *C. oamaruensis* et *I. recurvus.* On peut simplement noter la présence de formes du Paléocène et de l'Éocène moyen ce qui conforte l'importance du remaniement.

Dans les marnes silteuses intercalées au sein du membre de Tréouiller, en rive droite du ravin des Sauzeries, on observe :
-Ech. CR2/98 : *Coccolithus pelagicus, Reticulofenestra floridina, Ericsonia formosa, Reticulofenestra bisecta, Zygrhablitus bijugatus, Chiasmolithus grandis, Sphenolithus radians, Chiasmolithus oamaruensis, Discoaster barbadoensis, Lanternithus minutus, Cf. Helocosphaera gartneri.* Des espèces paléocènes : *Placozygus sigmoides, Toweius eminens, Fasciculithus spp., Discoaster perpolitus, Cruciplacolithus tenuis,* et des epèces crétacées. Cette association peut être attribuée à la Zone NP23 ou plus récent en considérant que *E. formosa, S. radians, C. delus* et *C. grandis* sont remaniées.

A la base des conglomérats du membre de Serre-Genestier, J. Bodelle (1971) a trouvé *Sphenolithus ciperoensis* qui marque la base de la Zone NP24.

•La flore

Médus & Pairis (1990) ont étudié les associations palynologiques de la coupe du Clouet, en rive droite du ravin des Sauzeries, équivalente de celle que nous avons levée. L'assemblage palynologique est compatible avec les données obtenues par la faune planctonique du point de vue stratigraphique, où la partie supérieure des Marnes bleues présente une affinité oligocène. Du point de vue paléoclimatique, les populations palynologiques présentent une tendance tropicale/tempérée que l'on retrouve dans l'assemblage palynologique de la série paléogène de Castellane (Médus & Pairis, 1990). Ceci est en accord avec les reconstitutions paléogéographiques, qui placent ce secteur aux environs de 36° de latitude nord (Dercourt *et al.*, 1993), sous un climat tempéré chaud à subtropical que l'on observe aussi dans le domaine pyrénéen (Plaziat, 1984).

Des empreintes foliaires ont été échantillonnées (Cr F/98) dans les niveaux de grès grossiers du Membre de Champ-Richard. Mr Jean Dupéron a ainsi reconnu des fragments que l'on peut rapporter au genre *Cinnamomum* (Lauracées), appelé du nom actuel de *Phragmite* dont la taille des feuilles, inférieure à 20 cm^2, les classe dans la catégorie des microphylles, à bord entier. Ces données sont tout à fait compatibles avec l'existence d'un climat tropical à subtropical, en accord avec les reconstitutions paléogéographiques proposées (Cavelier, 1979 ; Dercourt *et al.*, 1993).

•Les minéraux volcaniques

Depuis Y. Gubler (1958), des reliquats "frais" de volcanisme andésitique ont été identifiés dans les conglomérats de Clumanc. Lithostratigraphiquement, les premières manifestations sont précoces :

Dans les premiers conglomérats du membre de Champ-Richard (Bodelle, 1971. p.499), constituant le matériel gréseux de remplissage de chenal intercalé dans les marnes silteuses sous forme de petits plagioclases zonés **(Lm Eb6/96).**

Dans le membre supérieur de Tréouiller où ils abondent dans des sables gris verts appelés *grauwackes* (Gubler, 1958) sous l'aspect d'intraclastes gréseux centimétriques d'andésite altérée, associés à des galets exogènes, des hornblendes et pyroxènes altérés **(Lm T4/97 ; T5/97).**

Dans le membre de Serre-Genestier où ils abondent (Bodelle, 1971) sous forme de galets pouvant atteindre une dizaine de centimètres et dans la matrice sous forme de plagioclases toujours altérés.
Ces plagioclases ont une composition andésine-labrador (Gubler, 1958) où l'analogie avec les reliquats andésitiques observés à St-Antonin est frappante (Touré, 1980).

Evans & Mange-Rajetzky (1991) ont entrepris l'analyse pétrographique des formations paléogènes du synclinal de Barrême. Ils soulignent une contribution continue de minéraux volcaniques qui se manifestent dès les Calcaires à nummulites et ont pour origine un volcanisme andésitique (Evans & Mange-Rajetzky, 1991. tab.1). La contribution est plus importante dans les dépôts conglomératiques de Clumanc où le matériel volcanique est peu altéré (en comparaison des formations précédentes) pour lequel on attribue une provenance du volcanisme calco-alcalin, contemporain, de St-Antonin ou du Champsaur (Lapierre *et al.*, 1995, Féraud *et al.*, 1995).

La présence de minéraux volcaniques peu altérés conforte la contemporanéité de la série de Clumanc avec les manifestations volcaniques des Alpes méridionales, et plus particulièrement celles observées dans le synclinal de St-Antonin.

I.1.2c- Litho-stratigraphie de la coupe du Château de Clumanc (fig.2.3)

La coupe du Château de Clumanc est levée à l'Est du lieu-dit la Lèche, en remontant le ravin des morts, sur le flanc nord de la butte du Château. La coupe est levée à partir de la côte + 850 m Au fond du ravin des Morts, on retrouve le substratum mésozoïque constitué ici de marnes albiennes, sur lesquelles repose en discordance le Nummulitique marin.

Les Calcaires à nummulites sont développés sur une épaisseur de 18,30 m, avec à la base une calcarénite à nombreuses nummulites et petits galets flottants présents seulement sur les deux premiers mètres de la série. A partir de la cote + 8,20 m la série évolue progressivement vers un pôle marneux, perturbée à la côte + 9,40 m par un épisode gréseux érosif de 15 cm d'épaisseur à galets mous et nombreux bioclastes. Au-dessus, un intervalle plus calcaire réapparaît entre la cote +16,60 m et +18,30 m, au toit duquel se développe un horizon très fossilifère.
Cette succession est lithologiquement analogue à celle observée sur la coupe des Sauzeries avec cependant des épaisseurs plus réduites de chacun des intervalles.

Je limite la base des Marnes bleues au niveau fossilifère de la cote +18,30 m. Elle débute par des marnes silteuses dans lesquelles s'intercalent quelques horizons biodétritiques entre les cotes +31,25 m et + 32,10 m. Au sommet de la première moitié des Marnes bleues (cote +45,40m.-+62,25m.) apparaissent deux bancs calcaréo-silteux bioturbés à bioclastes dont le premier atteint une épaisseur de 6,50 m, et le deuxième un peu plus de 2,50 m. Il faut noter ici que nous n'avons pas trouver d'équivalent à ce faisceau calcaire au niveau de la coupe des Sauzeries. Ce faisceau calcaire est surmonté de marnes franches jusqu'à la cote +102,25 m.

À partir de cette cote, c'est une sédimentation essentiellement détritique qui s'installe qui souligne une forte discontinuité sédimentaire. Elle débute sur les 6 premiers mètres par un épisode détritique à bancs de grès érosifs décimétriques à rides de courants et interbancs silteux. À la cote +108,45 m apparaissent brutalement les premiers conglomérats du membre du Château de Clumanc. Ils débutent par un banc métrique de galets perforés et de galets mous flottants dans une matrice de grès grossier, sur lequel se développe sur plus de 25 m une succession de bancs conglomératiques de galets jointifs à interbancs de grès grossiers.

I.1.2d- Données biostratigraphiques

•Les foraminifères planctoniques

Les échantillons analysés au sein des Calcaires à nummulites n'ont pas permis d'établir précisément une biozonation nette en raison de l'absence de biomarqueurs planctoniques.

L'association présente caractérise le Priabonien terminal, Zone P16/17 indifférenciée.

C'est au toit du second banc calcaire, à la cote +18,30m (E4/99), qu'apparaît *G. tapuriensis* délimitant ainsi la base de la Zone P18. Celle-ci se poursuit au sein des Marnes bleues, jusqu'à la cote +36,50 m. (E9/99) où disparaît *P. micra*.

Les associations faunistiques des marnes superposées sont caractéristiques de la Zone P19 avec la présence continue de *G. ampliapertura*.

A la cote + 87,50 m apparaissent *G. opima opima* et *G. ciperoensis ciperoensis* (E19/99), marquant la base de la Zone à *G. opima opima* de Bolli *et al.* (1985), analogue de la Zone P20.

Dans les sédiments détritiques superposés, seules les marnes silteuses sous-jacentes aux premiers conglomérats ont fourni de la microfaune déterminable (E24/99). Celle-ci est caractéristique de la Zone à *G. opima opima* de Bolli *et al.* (1985). Elle montre une abondante faune remaniée de

l'Éocène moyen et supérieur (*Acarinina s.l. ; Morozovella s.l. ; G. cerroazulensis s.l.*), comparable à ce que l'on trouve en rive gauche de l'Asse de Clumanc, dans les intervalles marneux des conglomérats de Clumanc.

Les échantillons prélevés (T5/97) dans les interbancs gréso-silteux du membre du Château de Clumanc sont azoïques.

I.1.2e- Synthèse

La ré-attribution des déterminations effectuées antérieurement à laquelle nous avons ajouté notre propre échantillonnage ont permis de définir un cadre biostratigraphique précis en terme de biozones.

-Les Calcaires à nummulites sont priaboniens, datés de la zone SBZ 19, équivalents stratigraphiques des Zones P15 et P16 *pro parte* des foraminifères planctoniques.

-L'intervalle marneux développé entre les deux barres calcaires a fourni des associations de foraminifères planctoniques caractéristiques des zones P16 et P17.

-La limite Éocène/Oligocène se superpose à la limite lithologique entre les Calcaires à nummulites et les Marnes bleues. Ceci est conforté par le nannoplancton calcaire où les premiers mètres de marnes donnent la Zone NP21.

-Les Marnes bleues recouvrent les biozones P18 et P19.

-La Zone P20 débute dans les premiers termes des Grès de Ville sur le flanc occidental du bassin (coupe des Sauzeries). Sur le flanc occidental, au niveau du Château de Clumanc, les grès de Ville ne sont pas présents et la Zone P20 est représentée par une sédimentation marneuse comparable aux Marnes bleues.

-La série de Clumanc débute par d'importants remaniements faunistiques du substrat crétacé, mais aussi de foraminifères absents dans la série des Sauzeries de l'Éocène supérieur et moyen.

-La série de Clumanc est dans sa grande partie attribuée à la Zone P20, compatible avec le nannoplancton qui indique la Zone NP23.

-Les dernières indications biostratigraphiques obtenues dans les marnes sommitales du membre de Serre-Genestier donnent une affinité P21, compatible avec la Zone de nannoplancton NP24
.

Les séries des Sauzeries et de Clumanc présentent d'importants contrastes entre les deux flancs du synclinal.

-La série des Sauzeries se corrèlent bien mais elle présente des développements différentiels avec un amincissement de l'épaisseur des formations et l'absence des Grès de Ville dans le secteur du Château de Clumanc. Les biozones suivent la même logique avec des zones moins épaisses.

-La série de Clumanc qui atteint 200 m sur le flanc occidental est ramené à moins de 35 m au niveau du Château de Clumanc où seuls, un intervalle marno-silteux et le membre du Château, sont représentés. Il y a donc une lacune spectaculaire d'une grande partie de la série de Clumanc.

I.1.3- Le secteur de Saint-Lions

I.1.3a- Lithostratigraphie de la coupe des St-Lions (fig.2.4)

Celle-ci est incomplète puisque une grande partie de l'équivalent de la série des Sauzeries n'est pas visible. En effet l'essentiel des marnes bleues se retrouve sous le lit de l'Asse de Clumanc.
En rive droite, le long de la D19, on trouve en discordance sur des alternances marno-calcaires du Barrémien les Calcaires à nummulites peu développés, représentés par une accumulation de bioclastes et de débris alguaires. En rive gauche, on observe une succession réduite de bancs gréseux décimétriques, analogues aux Grès de Ville. Après un masque de végétation d'une vingtaine de mètres, on trouve les premiers horizons marno-silteux du terme supérieur, annonciateurs de la série détritique de St-Lions.

N.B. : Le secteur de St-Lions a la particularité de montrer la puissante série continentale de Barrême superposée à la sédimentation marine, absente du secteur de Clumanc. Nous présenterons ici un rappel des données biostratigraphiques disponibles dans la série continentale.

J'ai distingué la série de St-Lions en 4 termes dont le détail est explicité dans la Partie III :

-Les Conglomérats de St-Lions sont divisés en 3 membres :
-le membre du cimetière (rive droite et base rive gauche),
-le membre du Coulet rouge (rive gauche),
-le membre des Sables verts et conglomérats.
-Le Biostrome de St-Lions sur lequel s'installe la série continentale avec la Molasse Rouge, la série saumon, la série grise et la série des grès verts à serpentine (Gubler, 1958).

Le membre du cimetière débute par des marnes silteuses à horizons gréseux fortement bioturbés dans lesquels s'intercale un banc pluridécimétrique de conglomérats à galets jointifs bien roulés exogènes. Dès les premiers conglomérats, on observe en abondance des galets exogènes analogues de ceux observés dans les conglomérats supérieurs de Clumanc.

Puis se développent sur quelques mètres, des bancs de grès grossiers à galets arrondis flottants, intercalés de faisceaux contournés de marnes et lambeaux de grès que l'on appellera membre inférieur des conglomérats du Cimetière.

La sédimentation se poursuit par une vire marneuse plurimétrique, sur laquelle prennent place des bancs conglomératiques métriques de galets jointifs à matrice grossière, développés sur une vingtaine de mètres.

Ces niveaux à galets jointifs constituent la base du membre supérieur des conglomérats du Cimetière. Vers le Sud ces conglomérats disparaissent et passent latéralement à des grès fins, puis des marnes silteuses. Ces conglomérats ne se retrouvent que de façons discrètes dans le secteur du Coulet rouge, avec des petits horizons décimétriques. Ceux-ci sont encadrés et surmontés d'un intervalle gréso-silteux plurimétrique à débris coquilliers et niveaux ligneux. Puis réapparaissent des conglomérats à galets jointifs organisés en grandes stratifications obliques qui caractérisent la base du membre du Coulet Rouge.

Le membre du Coulet rouge, puissant d'une trentaine de mètres est caractérisé dans sa moitié inférieure par des conglomérats le plus souvent jointifs qui s'organisent en stratifications obliques de grande taille d'amplitude décamétrique. Elles sont surmontées de plusieurs mètres d'horizons conglomératiques tabulaires à galets jointifs et aplatis.

La moitié supérieure, que je nomme le membre des sables verts à conglomérats, puissante de 8 m, est constituée de sables grossiers à patine verte et de lentilles conglomératiques, de plus en plus fréquentes, à galets jointifs aplatis.

Au toit, apparaît sur 50 cm, un banc calcaire bioclastique à galets subjointifs, huîtres et polypiers coloniaux constituant l'équivalent latéral du Biostrome de St-Lions (Chauveau & Lemoine, 1961). Au Nord, il repose directement sur les conglomérats tabulaires du sommet du membre du Coulet Rouge, vers le sud il repose sur les sables verts à conglomérats, puis directement sur les marnes silteuses de la base du membre du Coulet Rouge ce qui souligne une forte discontinuité que vient sceller le Biostrome de St-Lions (Cf. Partie III, I, I.4).

C'est au toit de ce banc que se développe en concordance sur l'horizon à huîtres et polypiers la sédimentation continentale. Elle débute par la série de la Molasse Rouge, dominée par des marnes versicolores décimétriques qui surmontent le niveau précédent passant très rapidement aux silts rouges dans lesquels s'intercalent quelques passées conglomératiques et des horizons de paléosols calcaires (Fougeirol & Tallon, 1972 ; Graciansky *et al.*, 1982).

I.1.3b- Données biostratigraphiques

•Les foraminifères planctoniques

Nous avons réalisé un échantillonnage ponctuel en plusieurs points de la série des conglomérats de Saint-Lions, le plus souvent dans les horizons marno-silteux, la sédimentation ne présentant plus dans ce secteur de marnes franches.

Les premiers échantillons ont été prélevés au toit de l'équivalent latéral des grès de Ville. Ces grès sont dans le secteur de St-Lions peu développés, où ils sont réduits à quelques bancs gréseux décimétriques. Ils passent latéralement aux grès de St-Jacques, appelés Flysch de Barrême par Boussac (1912), beaucoup mieux représentés avec une épaisseur d'une trentaine de mètres. les marnes silteuses de cet épisode détritique ont fourni :
-Ech. SJ1/97 : *G. praebulloïdes sl., Catapsydrax dissimilis, G. ouachitaensis sl., G. yeguaensis, G. pseudoampliapertura, G. euapertura, G. aff. ciperoensis ciperoensis , G. opima nana.* Cet assemblage carcatérise la Zone P20, compatible avec l'attribution biozonale des Grès de Ville du secteur des Sauzeries.

Plusieurs échantillons ont été prélevés dans les marnes silteuses du membre du Cimetière :
-Ech. SlO/97 : *G. praebulloïdes sl., Catapsydrax sl., G. aff. ciperoensis angulifficinalis, G. ouachitaensis sl., G. aff. yeguaensis* et une *Acaranina sp.*.
-Ech. Sl1/98 : *Morozovella sl., G. praebulloïdes sl., G. ouachitaensis s.s., G. aff. opima nana-opima opima (transition), Catapsydrax dissimilis, G. euapertura, G. pseudovenezuelana et G. aff. ciperoensis ciperoensis.*
-Ech. C15/96 :*M. bulbrooki, M. aff. spinulosa, Planorotalites spp., Acaranina spp., T. rohri, Troncorotaloïdes sl., G. aff. ampliapertura, Turborotalia sl., Permicra sp., Tenuitella gemma, G. praebulloïdes sl., G. officinalis, G. ouachitaensis sl., G. ciperoensis angustiumbilicata.*

et dans les intervalles silto-gréseux du membre du Coulet Rouge et du membre des sables verts à conglomérats où aucun foraminifère planctonique n'a été récolté (Ech. Sl2/97, Sl2/98, Sl3/97, Sl3/98, Sl4/98).

•La malacofaune et le biostrome à polypiers

Le Biostrome de St-Lions, situé au toit des conglomérats du Coulet Rouge, est caractéristique du Sannoisien supérieur *sensu* Stampien terminal (Chauveau & Lemoine, 1961) sans plus de

précisions, ce qui est compatible avec les déterminations de Depéret (1895) sur la malacofaune présente dans les marnes silteuses dites des *Sables et Conglomérats à Natica crassatina*.

Le Biostrome de St-Lions serait donc proche de la limite Rupélien/Chattien.

•Les Ostracodes des conglomérats de St-Lions

Des Ostracodes ont été récoltés à différents niveaux de la formation de St-Lions (C15/96 ; Sl0/97 ; Sl1/98 ; Sl3/98), où Mr Guernet a identifié *Cytherella cf. consueta* et *Loxoconcha sl.*. Cependant il est difficile de savoir si ils ne sont pas remaniés comme le sont les foraminifères planctoniques.

Apostolescu & Dellenbach (1999) ont entrepris une révision des Ostracodes de Haute-Provence. En ce qui concerne la série tertiaire de Barrême, pour les *Sables et Conglomérats à Natica crassatina*, équivalent latéral des conglomérats de St-Lions, ils attribuent un âge Bartonien (!).

Cependant ils ne tiennent pas compte ici du remaniement faunistique abondant dans cette série ; remaniement que nous mettons en évidence par la microfaune planctonique dans les marnes silteuses de Saint-Lions (Ech. C15/96 ; Sl0/97 ; Sl1/98).

•Données biostratigraphiques de la série continentale

Des études palynologiques ont été faites par Mr J. J. Chateauneuf (*in* Fougeirol & Tallon, 1972) dans les formations continentales superposées. Seuls les échantillons récoltés dans la série grise ont fourni une microflore assez monotone de spores (Lygodium et Polypodium) et de conifères (Pinacées essentiellement). Ces déterminations permettent difficilement de préciser l'âge des dépôts continentaux.

Dans le tiers supérieur de la série (Série saumon ou grise?), Apostolescu & Dellenbach (1999) ont déterminé des Ostracodes limniques caractéristiques du Chattien du bassin de Forcalquier.

Des Charophytes déterminés par Mr Feist-Castel (*in* Fougeirol & Tallon, 1972) ont donné un âge Oligocène supérieur *s.l.* pour l'ensemble de la Série grise.

Les Mollusques (déterminations Depéret, 1895 ; Truc, *in* Graciansky *et al.*, 1982) découverts dans les horizons lacustres fournissent un âge stampien pour le faune saumâtre de la partie inférieure de la série grise et un âge aquitanien avec *Helix ramondi, Unio jordanorum* et *Limnea sp.* (Depéret, 1895) pour la partie supérieure de la Série grise (Pairis, 1971).

Les déterminations de Vianey-Liaud des Vertébrés (*in* Fougeirol & Tallon, 1972) récoltés, d'une part à la base de la série grise (secteurs de la Tuilière et de la Rouvière) et d'autre part dans les marnes sommitales des grès à serpentines (dites des "marnes de la Rouvière" Fougeirol & Tallon, 1972), ont fourni comme individus caractéristiques :

-Pour la série grise : *Melissiodon aff. quercyi ; Heterocricetodon sp. ; Pseudocricetodon aff. montalbanensis ; Pseudotheridomys aff. pusillus ; Archaeomys aff. laurillardi ; Caenomeryx sp.*.

-Pour les marnes de la Rouvière : *Eucricetodon sp.*

Dans la Molasse d'eau douce inférieure (*Lower Freshwater Molasse*) des bassins d'avant-pays septentrionaux (Suisse et Savoie), de nouvelles biozonations ont récemment été définies constituant les "parastratotypes" des zones à Mammifères de l'Oligocène (Engesser & Mödden, 1997 ; BiochroM'97, 1997). *Heterocricetodon sp.* apparaît pour la dernière fois dans la Zone d'assemblage de Fornant 7 (Engesser & Mödden, 1997. p.487) et l'occurence de *Pseudotheridomys* caractérise la base de la Zone superposée de Fornant 6 (Engesser & Mödden, 1997. p.487). Ainsi l'association de Mammifères

récoltées à la base de la Série Grise est chronologiquement compatible avec la limite des zones Fornant 7/Fornant 6 définies dans la Molasse suisse.

Les actes du Congrès BiochroM'97 considèrent le gisement repère de la Zone MP 28 au Pech du Fraysse, et les gisements de Fornant 7 & 6 comme ses parastratotypes (BiochroM'97, 1997. p. 780).

N.B. : La biozonation de l'Oligocène a été coordonnée par Mme Vianey-Liaud.

Les vertébrés récoltés à la base de la Série grise serait par conséquent compatible avec l'assemblage de la Zone MP 28, confortée par l'occurence de *Melissiodon aff. quercyi* caractéristique de cette zone (BiochroM'97, 1997. p. 793) en association avec *Heterocricetodon sp.* et *Pseudotheridomys*.
Les nouvelles attributions chronostratigraphiques, donnent pour la Zone MP 28, dont la base est datée à 25,0 Ma. (Hardenbol *et al.*, 1998), un Chattien terminal. Ce résultat est en accord avec les résultats obtenus par les Ostracodes et les Charophytes et conforte l'attribution chattienne *s.s.* faite pour les formations continentales sous-jacentes.

L'occurence d'*Eucricetodon sp.* dans les marnes de la Rouvière du sommet de la Série des grès verts ne constitue pas un marqueur stratigraphique suffisamment précis puisque la lignée de Cricétidés *Eucricetodon sp.* persiste jusqu'au Miocène inférieur (sommet de la Zone d'assemblage de Bierkeller en Suisse (Kälin, 1997), équivalent de la partie inférieure de la Zone de Wintershof-west, Zone MN 3a (Mein, 1990). La Série des grès verts peut avoir une extension du Chattien terminal à l'Aquitanien sans plus de précision.

I.1.3c- Synthèse

Peu de données biostratigraphiques ont été obtenues dans le secteur de St-Lions. Cependant on notera que :

-Les intercalations gréseuses observées dans les Marnes bleues sont datées de la Zone P20, ce qui est compatible avec les âges obtenus pour les Grès de Ville du secteur des Sauzeries. Cependant leur puissance est ici beaucoup plus réduite.

-La microfaune planctonique de la formation de St-Lions présente de très fréquents remaniements faunistiques de l'Eocène moyen à supérieur, associés à un assemblage compatible avec la Zone P20.

-La série continentale a fourni de nombreux indicateurs de l'Oligocène supérieur *sensu* Chattien et les micromammifères ont donné un assemblage caractéristique de la Zone MP28, proche de la limite Chattien/Aquitanien pour le sommet de la série grise.

I.1.4- Le secteur de Senez

I.1.4a- Lithostratigraphie composite de Dégoutail-Malvoisin-Ourgeas **(fig.2.5)**

Il n'est pas possible, comme dans la localité de St-Lions, de trouver une coupe complète. Cependant une coupe composite peut être proposée qui ne respecte que schématiquement les épaisseurs en raison des fortes variations latérales observées.

Sur le flanc occidental au niveau du riou d'Ourgeas, nous retrouvons, discordant sur les marnes apto-albiennes une formation, équivalente aux Conglomérats infranummulitiques, caractérisée par un faisceau décamétrique de conglomérats et silts rouges. Au-dessus, apparaît une calcarénite bioclastique à conglomérats perforés (pour plus de détails se référer à la coupe du riou d'Ourgeas de Bodelle, 1971) représentant les Calcaires à nummulites.

L'assise nummulitique atteint une vingtaine de mètres d'épaisseur avec des variations verticales de faciès analogues de celles relevées dans le secteur des Sauzeries.

L'épaisseur des Marnes bleues de l'ordre de la centaine de mètres est difficile à estimer en raison de la mauvaise qualité d'affleurement du flanc ouest et de la présence d'accidents chevauchants sur le flanc est.

L'équivalent des Grès de Ville semble ici très discret et ramené à quelques horizons silto-gréseux centimétriques sur le flanc Est. Sur le rebord occidental du synclinal (Chauris et Ourgeas), les Marnes Bleues deviennent progressivement silteuses avec un accroissement des intercalations gréseuses. La proportion grossière reste cependant très faible en comparaison de ce que l'on observe dans le domaine septentrional du synclinal.

La formation supérieure, dite des Grès de Senez est bien développée et se décompose en plusieurs membres, dont la lithologie essentiellement gréseuse contraste avec les dépôts des autres secteurs du synclinal.

Sur le flanc oriental du synclinal, au lieu-dit du Ravin du Dégoutail dans les Marnes bleues un faisceau gréseux de texture et de patines analogues aux grès de Ville. Il est surmonté d'un faisceau contourné métrique constituant le premier terme de la formation des Grès de Senez que j'ai subdivisé en plusieurs membres.

-Le membre des silts gréso-calcaires du Dégoutail présente une alternance de bancs calcaréo-gréseux à nombreux terriers intercalés de marnes silteuses.
La partie inférieure des calcaires gréseux du Dégoutail montrent une dominante marno-silteuse à bioclastes très bioturbée où s'intercalent quelques niveaux silteux rouges.
Puis dans la partie médiane,la sédimentation montre un enrichissement en horizons rouges jusqu'à un niveau décimétrique de calcaire silteux riches en traces de racines, surmonté d'une passée marneuse grise de 30 cm (Ech. DN 5/97 ; Deg 3/97) qui marque la limite avec le membre des grès de Senez.

-Le membre des grès de Senez *sensu stricto* montre un développement pluridécamétrique. Il constitue le ressaut topographique bien visible dans l'ensemble du secteur qui permet de le suivre sur plusieurs kilomètres.
Il débute, à Malvoisin, par un grès fin bioturbé, intercalé de fines passées ocres-rouges que l'on appelle unité des grès blancs (Hadj-mokneche, 1997). La sédimentation présente une stratocroissance notable, associée à une granocroisance allant de grès fins à des grès médiums voir grossiers. Sur le flanc occidental du synclinal, cette unité débute brutalement (Bodelle, 1971) sur des marnes silteuses.
Puis s'installe une sédimentation de grès grossier homogène à patine verte que l'on appelle unité des grès verts (Hadj-Mokneche, 1997), dans laquelle se manifestent de nombreuses structures sédimentaires de houle et de tempête.
Au-dessus s'installe brutalement une sédimentation conglomératique.

Les Conglomérats de Malvoisin apparaissent brutalement au toit des Grès de Senez à Malvoisin où ils dépassent les 20 m. Ils sont constitués de niveaux conglomératiques plurimétriques à galets perforés jointifs, sans granoclassement apparent, intercalés d'horizons graveleux. Deux niveaux à stromatholithes sont visibles (**Ech. MV1/98 ; MV2/98**), l'un dans la partie médiane à une vingtaine de mètres de la base de la formation, l'autre au sommet où il se trouve directement surmonté par les premiers dépôts silteux rouges de la Molasse Rouge.
Au riou d'Ourgeas, on retrouve cette formation représentée par un grès grossier intercalé de bancs conglomératiques. Le dernier horizon est marqué par un grès marmorisé lie-de-vin riche en traces de racines qui est vraisemblablement le terme de transition avec la Molasse Rouge.

La Molasse Rouge atteint une soixantaine de mètres avec une forte proportion d'intervalles conglomératiques.

I.1.4b- Données biostratigraphiques

•Les nummulites

Les nummulites récoltées dans les Calcaires à nummulites du Riou d'Ourgeas (Bodelle, 1971) : *N. cf. bouillei, N. aff. fabianii, N. incrassatus, N. striatus, N. pulchellus* sont caractéristiques de la zone SBZ 19 de Serra-Kiel *et al.* (1998), analogues aux calcaires septentrionaux des Sauzeries.

Dans les Grès de Senez, ont également été récolté des nummulites (Bodelle, 1971. p.. 289). On trouve *N. incrassatus s.l* et *N. vascus* qui est le marqueur de la SBZ 21 de Serra-Kiel *et al.* (1998) qui se poursuit jusqu'à la base de la Zone P20 des foraminifères planctoniques.

•Les foraminifères planctoniques

Aucune détermination biostratigraphique concernant les foraminifères planctoniques n'avait été entreprise dans le secteur de Senez. Nous avons effectué un échantillonnage ponctuel en différentes localités afin de cerner les diachronismes possibles, mais aussi de définir un cadre biostratigraphique permettant des corrélations avec les autres secteurs du synclinal de Barrême.

Dans le secteur du Dégoutail, les échantillons prélévés au sein (Y2/97) et au sommet du faisceau détritique intercalé dans les Marnes bleues ont fourni :
-Ech. Y2/97 : *G. ouachitaensis ouachitaensis, G. ouachitaensis gnaucki, G. ampliapertura, G. officinalis, G. praebulloïdes sl..*
-Ech. Dn1/97 : *G. ouachitaensis ouachitaensis, G. officinalis, G. ciperoensis ciperoensis, G. ciperoensis angustiumbilicata.*
Ces assemblages correspondent à la limite P19/P20, voire la base de la Zone P20, ce qui confirme que cet épisode détritique est synchrone desGrès de Ville et se place à la base de la Zone P20.

Les échantillons analysés dans le membre du Dégoutail donnent :
-Ech. Deg2/97 : *G. ouachitaensis ouachitaensis, G. ouachitaensis gnaucki, G. officinalis, G. praebulloïdes sl.*
-Ech. Dn5/97 : *G. ouachitaensis ouachitaensis, G. praebulloïdes s.s. et G. ampliapertura (remaniée).*
Ils sont compatibles avec la Zone P20 définie dans les sédiments sous-jacents, sans apporter plus d'informations stratigraphiques en raison de la pauvreté croissante en formes planctoniques.

Les échantillons prélevés dans les intervalles marno-silteux du membre des grès de Senez s.s. montrent une microfaune monospécifique de Benthiques et d' Ostracodes, on trouve peu de foraminifères planctoniques :
-Ech. C1/96 : *G. yeguaensis, G. praebulloïdes occlusa, G. praebolloïdes leroyi.*
-Ech. C13/96 : *G. aff. ouachitaensis s.s., G. praebulloïdes s.s., G. praebulloïdes occlusa, G. ciperoensis angustiumbilicata.*
Ils n'apportent pas d'indices biostratigraphiques supplémentaires mais ne sont pas incompatibles avec la Zone P20.

Dans le secteur du riou d'Ourgeas, nous avons échantillonné le sommet des marnes silteuses sous-jacentes aux Grès de Senez :
-Ech. Ro 1/98 : *G. opima opima, G. praebulloïdes s.s., G. aff. ciperoensis angustiumbilicata, G. aff. ciperoensis anguliofficinalis.*
Cet assemblage des foraminifères donne une limite inférieure au moins de la Zone P20, avec la présence de *G. opima opima.* La sédimentation étant par la suite trop détritique, aucun foraminifère n'a pu être observé.

•Les Ostracodes (Détermination Mr Guernet, UP VI)

Les Ostracodes récoltés dans le membre des silts gréso-calcaires du Dégoutail (Ech. Mn'1/96) et dans les termes de base du Membre des grès de Senez *s. s.* (Ech. C1/96) sont monospécifiques et représentés par *Cypredeis sp.* qui sont typiques d'environnement saumâtre soumis à des variations de salinité ce qui est compatible avec l'occurence périodique de niveaux oxydés soulignant vraisemblablement des périodes d'émersions temporaires.

Dans l'intervalle décimétrique de marnes grises des calcaires ocres du Dégoutail (Ech. DN5/97), on trouve les Ostracodes*Cytherella sp., Bythocepris sp. (?)* et *Pterygocythereis sp.* qui caractérisent des eaux calmes, protégées de la houle, soulignant un confinement du milieu de sédimentation.

I.1.4c- Synthèse

La succession sédimentaire du secteur de Senez est dans la partie inférieure analogue à celles de Clumanc et de St-Lions avec les Calcaires à nummulites, les Marnes bleues et les Grès de Ville. La partie supérieure est quand à elle bien différente avec une succession essentiellement gréseuse où les conglomérats n'apparaissent que dans les termes ultimes.

-Les Calcaires à nummulites sont datés de la Zone SBZ 19.

-Les Grès de Ville sont, dans le secteur de Senez, très discrets et biostratigraphiquement datés de la Zone P20.

-Les Grès de Senez n'ont fourni que peu de foraminifères planctoniques en raison du caractère grossier de la succession sédimentaire, mais les assemblages obtenus confirment la Zone P20, au moins pour la partie inférieure des grès. Les nummulites récoltées dans les grès du riou d'Ourgeas sont compatibles avec cette attribution biozonale.

I.1.5- Le secteur de Blieux

I.1.5a- Lithostratigraphie de la coupe de l'Oratoire St-Joseph**(fig.2.6)**

Dans le synclinal de Blieux, la série paléogène montre un développement diffférentiel très fort de l'est vers l'ouest du synclinal (Gitton, 1978). Cette coupe a été levée à l'extrémité occidentale de la barre de l'Échelette sur laquelle s'appuie le village du Blieux où la série est peu épaisse en comparaison du secteur est.
Au lieu-dit l'Oratoire St-Joseph, l'assise mésozoïque est constituée de marnes apto-albiennes, surmontées d'un calcaire lithographique cénomanien pluridécamétrique qui disparaît vers l'est, érodé par des conglomérats et brèches tertiaires.

Au toit des calcaires cénomaniens érodés, on trouve un conglomérat à galets calcaires et siliceux, arrondis jointifs sur une épaisseur de 3 à 5 m, sur lequel se développe sur une quinzaine de mètres une brèche massive avec des éléments de tailles hétérogènes, appelée Olistolithes de Blieux (Bodelle, 1971).

Puis sur 10 m, s'installe une nouvelle passée conglomératique à galets arrondis jointifs parfois perforés

Sur ces conglomérats, reposent directement les premiers Calcaires à nummulites, représentés ici par un calcaire graveleux à petits galets arrondis et nombreux débris ligneux.

Ils sont surmontés d'un horizon bréchique plurimétrique. Les calcaires gréso-graveleux se développent encore sur 5-7 m avec une macrofaune repésentée par de nombreux bioclastes de bivalves du genre Pectinidés, des Nummulites ainsi que des polypiers isolés et coloniaux en place et des algues abondantes.

La sédimentation évolue en quelques mètres vers un pôle plus marneux et montre sur une dizaine de mètres une succession de séquences métriques granocroissantes, débutant par un calcaire marno-gréseux jusqu'à une calcarénite graveleuse.

Par la suite, se développe sur une vingtaine de mètres un intervalle essentiellement marneux, analogue aux Marnes bleues, intercalé de fines passées gréseuses.

Au toit des Marnes bleues, la série évolue rapidement vers un pôle calcaréo-gréseux de 5 m de puissance à nombreux bioclastes que j'appelle les calcaires gréseux de l'Echelette. Ils constituent le toit de la barre du même nom.

Il n'est pas possible de suivre plus haut la série en raison d'un masque de végétation et du pli qui redresse l'ensemble de la série paléogène au pied de la Montagne de Vibres (Cf. fig.2.1).

I.1.5b- Données biostratigraphiques

•Les nummulites

Dans l'assise calcaire de la base de la série, les nummulites récoltées sont priaboniennes de la Zone C (J. Bodelle, 1971) avec : *N. fabianii, N. incrassatus, N. pulchellus* et *N. bouillei*, et confirment la zone SBZ 19 et la contemporanéité des ces calcaires avec les Calcaires à nummulites définis aux Sauzeries et au riou d'Ourgeas dans le secteur de Senez.

•Les foraminifères planctoniques

Les déterminations des foraminifères planctoniques du sommet de la vire marneuse ont fourni l'assemblage suivant :

-Ech. S3/98 : *G. aff. ouachitaensis gnaucki, G. ouachitaensis ouachitaensis, G. praebulloïdes s.s., G. opima nana, G. aff. increbescens, G. aff. eocaena, G. ciperoensis angustiumbilicata, G. ciperoensis ciperoensis.*
Cet assemblage donne la Zone P20 sans plus de précisions.

Le manque de données biostratigraphiques dans ce secteur ne nous permet pas d'intégrer correctement la série de Blieux à l'ensemble de la série du synclinal de Barrême. Une nouvelle campagne d'échantillonnage serait nécessaire afin d'affiner le canevas stratigraphique de la terminaison méridionale du synclinal. Pour celle-ci il serait judicieux d'effectuer un échantillonnage continu dans le secteur oriental du synclinal où la série est plus dilatée (voir Gitton, 1978. Cf. partie III).

I.1.5c- Synthèse

L'extrémité occidentale du synclinal de Blieux est beaucoup plus réduite que les autres domaines de sédimentation.

On observe une forte dilatation des Calcaires à nummulites en partie liée à l'intercalation de brèches massives.

A contrario, les Marnes bleues sont très réduites ramenée à une vingtaine de mètres alors qu'elles atteignent 60 m dans le secteur des Sauzeries et une centaine de mètres dans l'extrémité orientale du bassin de Blieux (Gitton, 1978).

Les déterminations biostratigraphiques confirment la contemporanéité de la sédimentation marine du secteur de Blieux avec les autres domaines.

L'assise calcaire se situe dans la SBZ 19, ce qui est analogue aux résultats obtenus à Senez (Ourgeas) et à Clumanc (Sauzeries).

Le sommet des Marnes bleues est datée de la Zone P20 où les intercalations détritiques assimilées aux Grès de Ville n'ont pas été observées.

Une campagne doit être envisagée dans le zone orientale du secteur de Blieux où la série est plus dilatée (Gitton, 1978) et plus pélagique.

I.1.6- Synthèse (fig.2.7)

•Les nouvelles données biostratigraphiques ont permis de :

-préciser la stratigraphie de l'ensemble de la série paléogène,

-proposer des corrélations pour les différents domaines de sédimentation du synclinal de Barrême.

•Du point de vue stratigraphique (échelle de Berggren *et al.*, 1995)

Les Calcaires à nummulites sont d'âge Priabonien supérieur, datés au moins de la SBZ 19, voir SBZ 20. Par conséquent, la série marine semble débuter par défaut au Priabonien supérieur, au sein de la Zone P15, mais les premiers dépôts marins ne sont pas datés précisément. Aux Sauzeries, les marnes intercalées ont fourni des foraminifères planctoniques dont les assemblages évoquent les Zones P16 et P17.

Le passage Eocène-Oligocène daté à 33,7±0,5 Ma (Odin, 1994), correspondant pour les foraminifères planctoniques à la limite P17/P18, est placé au sommet des Calcaires à nummulites, ce que confirme par ailleurs l'analyse du nannoplancton.

Les Marnes bleues sont d'âge Rupélien et recouvrent les Zones P18 et P19. Elles montrent des développements différentiels avec des zones plus condensées comme sur le flanc oriental du secteur de Clumanc et l'extrémité occidentale du bassin de Blieux.

La limite P19/P20, datée à 30,2 Ma se situe dans les termes marno-silteux annonciateurs de l'épisode détritique des Grès de Ville. Les Grès de Ville sont datés de la base de la Zone P20.

L'arrivée de la sédimentation détritique superposée est un évènement synchrone dans l'ensemble du bassin, ou du moins se situe au sein de la même biozone.

Au-dessus, la pauvreté de formes planctoniques ne permet pas de proposer un découpage précis. A cela s'ajoutent, pour les secteurs de Clumanc et de St-Lions, d'importants remaniements avec des faunes, absentes dans les dépôts sous-jacents du bassin de Barrême, de l'Éocène moyen et supérieur.

Dans le secteur de Clumanc les derniers horizons marno-silteux ont donné un assemblage planctonique qui marque la base de la Zone P21 et la Zone de Nannoplancton NP24, c'est à dire le Rupélien terminal, proche de la limite Rupélien/Aquitanien, datée à 28,5 Ma.

Les dernières informations biostratigraphiques sont obtenues dans la série continentale. Les Vertébrés récoltés à la base de la série grise donnent la Zone MP 28 du Chattien terminal. Par extrapolation, la série des grès verts serait du Chattien terminal ou Aquitanien basal, dont la limite est datée à 23, 8 Ma.

•Les schémas chronostratigraphiques présentés par Elliot *et al.* (1985), Evans & Mange-Rajetzky, (1991), Artoni & Meckel (1998) et Evans & Elliot (1999) sont par conséquent notablement modifiés. Les déterminations antérieures doivent être réinterprétées en tenant compte des récents standards chronostratigraphiques. On retiendra :

La limite Eocène-Oligocène ne se situe pas, comme ils le présentent, à la base des Grès de Ville mais beaucoup plus bas, au sommet des Calcaires à nummulites.

Les analyses de la microfaune confirment le synchronisme entre les Conglomérats de Clumanc, St-Lions et les Grès de Senez qui se déposent au cours de la même biozone ; alors que Evans & Mange-Rajetzky, (1991), Evans & Elliot (1999) proposaient un diachronisme entre ces formations, diachronisme basé uniquement sur un contraste pétrographique du matériel détritique.

Les attributions stratigraphiques pour la série continentale montrent que la Molasse Rouge, la Série saumon et la Série grise sont chattiennes s.s., et la Série des grès verts chattienne terminale, voire aquitanienne basale.

I.2-Les données stratigraphiques du synclinal d'Annot

En raison des fortes variations d'épaisseurs des différentes formations lithologiques et du diachronisme des grès d'Annot (Bodelle *et al.*, 1968 ; Besson *et al.*, 1970 ; Mougin, 1978) il a été nécessaire d'analyser plusieurs coupes **(fig.2.8)**. Nous avons repris les travaux antérieurs en utilisant les attributions chronostratigraphiques standards de Berggren *et al.* (1995).

Dans le secteur oriental du synclinal d'Annot (secteur de St-Benoit), deux coupes ont été analysées d'un point de vue biostratigraphique :

1-la coupe du Fa,
2-la coupe de la Route de Braux.

Dans le secteur occidental plusieurs coupes, reprises de la bibliographie, ont été réinterprétées et certaines complétées par un échantillonnage ponctuel :

3-La coupe des Scaffarels,
5-La coupe du Ruch.

De nouvelles coupes ont été levées et échantillonnées, soit en continu (coupe de Baou de Parou), soit ponctuellement (coupe de l'oratoire St-Joseph, du Clot Bernard, du gros Vallon du Fugeret) :

4-La coupe de Baou de Parou a été échantillonnée sur toute son épaisseur avec un pas d'échantillonnage de 2,5 m. Elle débute au sein des Marnes bleues , l'assise calcaire n'affleurant pas dans ce secteur.
-Les coupes du clôt Bernard (**6**), de l'oratoire St-Joseph (**6''**) et du Gros Vallon du Fugeret (**6'**), dans le secteur du Fugeret ont fait l'objet d'un échantillonnage ponctuel de part et d'autre d'horizons remarquables. Comme dans le secteur du Baou, les coupes débutent au sein des Marnes bleues.

Des analyses de la concentration en spinelles nickellifères ont aussi été menées sur la coupe des Scaffarels.

A cela s'ajoute également une étude magnétostratigraphique, entreprise sur la coupe du Fa, du Ruch et des Scaffarels.

N.B. : La nomenclature utilisée pour les formations sédimentaires du synclinal d'Annot sera explicitée dans la partie IV.

I.2.2- Les données biostratigraphiques du secteur oriental de St-Benoit

I.2.2a- Les nummulites

•La coupe du Fa (fig.2.9)

L'assise calcaire montre un développement de l'ordre de la centaine de mètres. L'association de nummulites caractérisant la Zone B inférieur de Blondeau (1972) dans le premier mètre (Mougin, 1978. p.. 17), est compatible avec la SBZ 17 (il n'est pas préciser ici s'il s'agit d'individus remaniés). Les vingts mètres suivants sont caractéristiques de la SBZ 18. Au-dessus les nummulites sont présentes jusqu'à la cote +185 m et montrent une association caractéristique de la SBZ 19.

•La coupe de la route de Braux (fig.2.10)

Les Calcaires à nummulites montre une association caractéristique de la Zone C (Mougin & Pairis, 1973). La totalité des calcaires est attribuée à la SBZ 19 avec, dès la base, l'occurrence de *N. garnieri*. Cette zone se poursuit jusque dans les marnes et les premières intercalations gréseuses où persiste *N. fabianii*.

I.2.2b-Les foraminifères planctoniques

Les déterminations ont été effectuées par Mougin (1978) pour la coupe du Fa et Mougin & Pairis (1973) pour la coupe de Braux. Les levers de coupe sont nos propres levers sur lesquels nous avons replacé les taxons déterminés.

•Dans le secteur du Fa (fig.2.9)

Les Marnes bleues présentent un développement vertical spectaculaire atteignant les 400 m.

G. semiinvoluta apparaît à la cote +190 m, taxon dont la première apparition marque la base de la Zone P15 pour Berggren *et al* (1995). Ainsi les marnes sous-jacentes sont attribuées, par défaut et en première approximation, à la Zone P14.

Les foraminifères planctoniques des deux tiers inférieurs des Marnes bleues montrent par la suite une association caractéristique de la Zone P15.

Il faut attendre la cote +433 m pour observer le marqueur de la base de la Zone P16 sensus W. H. Blow (1969, 1979) avec la première apparition de *Cribrohantkenina inflata*. Selon Berggren & Miller (1988) *Cribrohantkenina inflata*. apparaît concomitemment avec *Globorotalia cerroazuenlis cunialensis* qui marque la base de la Zone P16.
Ceci est conforté par l'apparition à la cote +393 m. de *Globorotalia cerroazuenlis cocoensis-cunialensis Transition*, précurseur de *Globorotalia cerroazuenlis cunialensis* qui n'a pas été déterminée sur cette coupe.
Nous placerons la limite P15/P16 à la cote +393 m où apparaît la première forme de*Globorotalia cerroazuenlis cocoensis-cunialensis Transition* et quelques mètres au-dessus de façon concomitante *G. gortanii praeturritilina* et *Hantkenina alabamensis* dont l'association avec des taxons du phyllum *G. Cerroazulensis* marque la Zone P16 selon W.H. Blow (Blow 1969).

Cribrohantkenina inflata persiste jusqu'à l'arrivée des premiers horizons détritiques, ce qui implique que les premières décharges détritiques du Membre inférieur des grès de la crête de la Barre apparaissent au sein de la Zone P16.

•Au niveau de la route de Braux (fig.2.10)

La série est beaucoup plus réduite avec un développement inférieur à la centaine de mètres et l'intercalation dans la partie médiane d'un faisceau gréseux décamétrique, équivalent latéral réduit du Membre inférieur de la crête de la Barre.

G. semiinvoluta, apparaît à la cote +57 m, quelques mètres au-dessus des calcaires à nummulites, plaçant ainsi la limite inférieure de la Zone P15. Les sédiments sous-jacents sont attribués, par défaut et en première approximation, à la Zone P14.

C'est à la cote +63 m, juste sous le faisceau gréseux du Membre inférieur des grès de la crête de la Barre, qu'apparaît le premier exemplaire de *Cribrohantkenina inflata*. Il faut attendre la côte +70 m

pour trouver *Globorotalia cerroazuenlis cunialensis.*, marqueur de la base de la Zone P16 de Berggren *et al.* (1995).

La Zone P16 persiste jusqu'à la cote +92 m où apparaît le dernier spécimen de *Cribrohantkenina inflata*.

Au-dessus, *Globorotalia cerroazuenlis cunialensis*. persiste jusqu'à l'arrivée des grès du membre supérieur de la crête de la Barre, qui se situe donc biostratigraphiquement au sein de la Zone P17.

A l'extrémité occidentale de la crête de la Barre, les Marnes bleues situées juste sous le membre supérieur des grès de la crête de la Barre ont fourni :

-Ech. SCG062/95 : *G. cerro. cerroazulensis, G. cerro. cerroazulensis-cocoensis T., G. cerro. cocoensis. G. tripartita, G . ampliapertura, G. pseudoampliapertura, G. venezuelana, G. pseudovenezuelana, G. increbescens, Catapsydrax dissimilis*. Cette association caractérise la Zone P17.

Dans le dernier intervalle marno-silteux de la crête de la Barre (Coupe de la Route de Braux), nous avons déterminé :

-Ech. Barre1/97 : *G. tripartita, G. venezuelana, G. praebulloides s.s., G. aff. tapuriensis.*
Cette association présente une affinité oligocène basale sans certitude avec *G. aff. tapuriensis* et l'absence d'individus du phylum *cerroazulensis*.

I.2.2c- Synthèse

Le développement différentiel des formations rencontrées dans le secteur oriental de part et d'autre des accidents de Rouaine/St-Benoit (Mougin & Pairis, 1973) et de la paléostructure de St-Benoit (Gubler *in* Beaudoin *et al.*, 1975 ; Maillart, 1991) est confirmé et précisé par les attributions biozonales.

L'assise des Calcaires à nummulites est attribuée à la SBZ 18 au Fa alors qu'elle correspond à la SBZ 19 au niveau de la route de Braux. Ceci souligne la précocité de la sédimentation carbonatée dans le domaine du Fa.

Les déterminations des foraminifères planctoniques montrent que la sédimentation marneuse débute dans la Zone P14. Cependant cela est incompatible avec les nummulites, où selon les corrélations de Serra-Kiel *et al.* (1998) les zones SBZ 18 et SBZ 19 sont équivalents strictes de la Zone P15 (Cf. fig.1.24). Ainsi, l'absence de *G. semiinvoluta* à la base des Marnes bleues, au Fa et au niveau de la crête de la Barre, n'a pas de signification stratigraphique, mais plus vraisemblablement environnementale. La mise en place de la sédimentation hémipélagique des Marnes bleues se fait par conséquent au cours de la zone P15.

La zone P15 présente un développement différentiel notable avec un rapport 10 entre le secteur du Fa où elle atteint 281m et la coupe de la route de Braux où elle est réduite à 26m.

Les grès les plus précoces du bassin d'Annot apparaissent au sein de la Zone P16 et se développent aussi bien dans le secteur du Fa que dans le secteur de Braux. Ils se mettent en place plus précocement au niveau de Braux que dans le secteur du Fa où persiste la sédimentation marneuse.

Le sommet des grès inférieurs de la crête de la Barre sont datés de la Zone P17 qui se poursuit dans les grès du membre supérieur de la crête de la Barre.

La sédimentation gréseuse de la crête de la Barre se poursuit dans la Zone P17 jusqu'à la limite P17/P18.

I.2.3- Les données stratigraphiques du secteur occidental

I.2.3a- Les nummulites

•A la hauteur des Scaffarels (fig.2.11)

Les Calcaires à nummulites présentent sur les vingt premiers mètres une association caractéristique de la Zone B (Bodelle *et al.*, 1969), c'est à dire de la zone SBZ 18 de Serra-Kiel *et al.* (1998), avec la concomitance de N. *striatus*, N. *chavannesi* et N. *perforatus*.

Au-dessus apparaît, à la cote + 20 m, N. *fabianii* qui délimite la base de la zone SBZ 19. N. *fabianii* se poursuit jusque dans l'horizon de calcarénite bioclastique de la cote +190 m intercalé dans les Marnes bleues.

•Dans la terminaison septentrionale du synclinal d'Annot, au niveau de la Tête du Ruch (fig.2.14)

Les premières grands foraminifères benthiques récoltés dès la base des calcaires sont caractéristiques de la partie supérieure de la SBZ 18 avec *Chapmanina gassinensis* associée à *N. striatus* et *N. praefabianii*. Cette association se poursuit sur 25 m.

C'est à la cote +25 m de la base des calcaires qu'apparaît *N. garnieri* en délimitant ainsi la base de la SBZ 19 qui se poursuit jusqu'au passage aux Marnes bleues.

I.2.3b- Les foraminifères planctoniques

•Au niveau des Scaffarels, en rive droite du Ravin du Coulomb (fig.2.11)

La première*G. semiinvoluta* apparaît à la cote + 69 m et délimite normalement la base de la Zone P15. Comme au Fa et au niveau de la crête de la Barre, ceci est incompatible avec la SBZ 19. Nous considérons ici, comme dans le reste du synclinal que les Marnes bleues débutent au sein de la zone P15.

A la cote +170 m. apparaît *Cribrohantkenina spp.* (Bodelle, 1971) marquant la limite P15/P16 de Bolli *et al.* (1985). Comme pour la coupe de la Route de Braux, *Globorotalia cerroazuenlis cunialensis* apparaît de façon diachrone une vingtaine de mètres au-dessus de la première "occurence" de*Cribrohantkenina spp.*, à la cote +190 m (Ech. SCD070/95). par conséquent, c'est à + 190 m que nous plaçons la limite P15/P16 en accord avec la charte de Berggren *et al.* (1995).

Cribrohantkenina spp persiste de façon abondante jusqu'à la cote +223m, pour devenir plus discrète par la suite.

A la cote + 245 m (Ech. SCD085/95) apparaissent de façon concomitante *G. increbescens et G. ampliapertura* dont l'association donne une affinité à la Zone P17 pour W. H. Blow (1969).

Quelques mètres sous les premières passées gréseuses, à la cote +290m (Ech. SCD99/95) on observe concomittement *Globorotalia cerroazuenlis cunialensis* et*G. tapuriensis* qui marque la limite P17/P18.

Au-dessus, juste sous les grès, (Ech. SCD100/95 ; SCD101/95), on n'observe plus d'individus du phyllum *G. cerroazulensis*,, alors que *G. tapuriensis* persiste ; ceci confirme l'Oligocène basal pour la base des grès du secteur des Scaffarels.

Les échantillons prélevés au sein des marnes silteuses intercalés dans les grès superposés (coupe Gastres Sud, Ech. SC4/97) ont fourni :
Ech. SC4/97 : *G. yeguaensis, G. ouachitaensis s.s., G. ampliapertura, G. euapertura, G. praebulloïdes s.s., G. aff. increbescens, G. tapuriensis, Catapsydrax dissimilis, G. opima nana*. Association caractéristique de la Zone P18.

•A l'Ouest d'Annot, au pied du Baou de Parou (fig.2.12)

Cette coupe débute au sein des Marnes bleues et atteint la base des grès massifs du secteur d'Annot.

Elle présente sur une dizaine de mètres un faisceau intercalé de calcarénites bioclastiques décimétriques (cote +48-59 m de la base de la coupe), comparables mais plus développées que les horizons bioclastiques présents aux Scaffarels (cote +190 m)

A la cote +41 m, apparaissent les premières *Globorotalia cerroazuenlis cunialensis* caractérisant la base de la Zone P16. Nous n'avons pas observé sur cette coupe *Cribrohantkenina inflata*.

A la cote +70 m, apparaissent *G. increbescens* et *Hantkenina aff. alabamensis* et quelques mètres au-dessus *G. ciperoensis angustumbilicata* avec en continu *G. ampliapertura*. L'association de ces taxons caractérise la Zone P17 *sensu* W. H. Blow (1969), équivalente de la Zone P17 de Berggren *et al.* (1995).

A la cote +91 m, disparaissent les individus du phyllum *G. cerroazulensis sl.*,, et apparaissent de façon concomitante les premières *G. tapuriensis* qui marquent la limite P17/P18. La série marneuse perdure encore sur 25m. avant l'arrivée brutale des grès massifs du membre des Garambes.

•En rive gauche du vallon du Fugeret, de l'oratoire au clôt Bernard (fig.2.13)

En rive gauche du Ravin du gros vallon du Fugeret (Cf. fig.2.8), la sédimentation présente une puissante série marneuse dans laquelle s'intercalent, 80 m sous les premiers grès, 4 m de bancs gréso-calcaires bioclastiques (coupe du clôt Bernard) analogues aux horizons biodétritiques du Baou de Parou et des Scaffarels.

La microfaune récoltée à la base de cet horizon (Ech. Fu12/98) a fourni une association caractéristique de la Zone P16, ce qui est biostratigraphiquement compatible avec les horizons bioclastiques intercalées dans les Marnes bleues des autres coupes.

Le sommet des Marnes bleues montre, 4 m sous les grès francs, la présence d'un niveau marno-gréseux contourné plurimétrique (coupe de l'Oratoire). A la base de cet intervalle, la microfaune caractérise la Zone P18 (Ech. Fu8/98 ; Ech.Fu7/98).
Sans plus de précisions cartographiques et biostratigraphiques, ce faisceau de grès contourné se situe dans le même intervalle biostratigraphique que le mégaglissement des Gastres. On retrouve ce même horizon plus au Sud, au niveau de la coupe de l'oratoire.

A la base (Ech. Fu14/98), la microfaune a fourni une association caractéristique de la Zone P18, compatible avec les résultats obtenus sur la coupe de l'oratoire.

Les marnes au-dessus de cet épisode gréseux ont fourni une faune caractéristique de la Zone P18, aussi bien dans le secteur de l'oratoire (Ech.Fu6/98, Fu5/98, Fu4/98, Fu3/98, Fu2/98, Fu9/98, Fu10/98) que dans le secteur du col du clôt Bernard (Fu15/98).

•Au Pied du Vallon du Fugeret (fig.2.13)

Les marnes sommitales, directement sous les grès, considérés comme équivalents latéraux du membre des grès des Scaffarels, ont fourni (Ech.Fu16/98) une faune attribuée à la Zone P18.

Les échantillons prélevés dans les intervalles marno-gréseux des grès superposés (Ech. Fu17/98, Fu19/98, Fu20/98, Fu21/98, Fu22/98) n'apportent pas d'informations biostratigraphiques supplémentaires par la pauvreté faunistique et l'absence d'individu planctonique index.

•Dans la terminaison septentrionale du synclinal d'Annot, au niveau de la coupe du Ruch (fig.2.14)

Nous avons repris les déterminations de Besson (1972) pour lesquelles nous avons considéré les nouvelles chartes biostratigraphiques de Berggren *et al.* (1995).

La base de la série est attribuée par défaut à la Zone P14 jusqu'à la cote +100 m où apparaît *G. semiinvoluta* ce qui place la limite inférieure de la Zone P15. Comme dans le secteur oriental, ceci est incompatible avec les attributions stratigraphiques des grands foraminifères benthiques. Il s'agit également d'un problème d'occurrence de *G. semiinvoluta*. La sédimentation marneuse débute donc au cours de la zone P15.

Cribrohantkenina inflata apparaît à la cote +120 m et persiste jusqu'à +175 m.
G. cerroazulensis cunialensis montre un décalage important puisqu'il ne s'observe qu'à +200 m, après l'extinction de *Cribrohantkenina inflata*, ce qui est incompatible avec les chartes biostratigraphiques existantes (Bolli *et al.*, 1985 ; Berggren *et al.*, 1995) où ils apparaissent de façon quasi-concomitante.
Ce décalage peut être expliqué par une mauvaise détermination du taxon *G. cerroazulensis cunialensis*. D'ailleurs il faut noter que L. Besson ne détermine pas l'espèce de transition entre *G. cerroazulensis cocoensis* et *G. cerroazulensis cunialensis*.

Pour définir la Zone P16, nous considérerons l'extinction totale de *Cribrohantkenina inflata*, qui définit la Zone P16 de Blow (1969), équivalente de la Zone P16 de Berggren *et al.* (1995). Cependant le décalage important entre *Cribrohantkenina inflata* et *G. cerroazulensis cunialensis* ne peut être expliqué et devra être vérifié par de nouvelles déterminations couvrant cet intervalle d'incertitudes.

La Zone P17 s'étend par défaut de la cote +175 m jusqu'à l'extinction de *G. cerroazulensis cunialensis* à la cote +213 m ainsi que l'ensemble des Hantkeninidés présents, ce qui est un argument supplémentaire pour placer à +213 m la limite P17/P18 (Berggren *et al.*, 1995).

I.2.3c- Le nannoplancton calcaire

Seules les coupes des Scaffarels (Bodelle *et al.*, 1971) et la coupe du Ruch (Besson, 1972) présentent des données concernant le nannoplancton calcaire (fig.2.11 et fig. 2.14).

•La coupe des Scaffarels (fig.2.11)

Ismolithus recurvus apparaît à la cote + 145 m, qui délimite la base de la Zone NP19/20.

Le sommet de cette zone est limitée à l'extinction de *Discoaster barbadoensis* , effective à la cote +190 m.

La partie supérieure des Marnes bleues correspond à la Zone NP21, qui se poursuit jusqu'à la base des grès.

Ce découpage biostratigraphique est compatible avec les résultats obtenus par les foraminifères planctoniques, en accord avec les chartes biostratigraphiques de Berggren *et al.*, (1995).

•Au niveau de la coupe du Ruch (fig.2.14)

Chiasmolithus oamarensis, qui délimite la base de la Zone NP18 apparaît dans la partie inférieure du membre des calcaires intermédiaires, et *Ismolithus recurvus* (individu index de la base de la Zone NP 19-20) dans la partie terminale de ces calcaires, à la cote +55 m.

L'ensemble des Marnes bleues correspond à la Zone NP19-20, et c'est dans les premiers horizons gréseux que disparaissent de façon quasi synchrone *D. saipanensis* et *D. barbadoensis*, individus index marqueurs de la limite des Zones NP19-20/NP 21.

N.B. : L'extension jusque dans les premiers niveaux gréseux de la Zone NP19/20 pose problème au regard des résultats obtenus sur les Foraminifères planctoniques.

Pour Berggren *et al.* (1995), la limite supérieure de la Zone NP19/20 s'arrête au sein de la Zone P16 ; alors que sur la coupe du Ruch, elle se poursuit jusqu'à la base des grès, attribuée à la Zone P18. Il est possible d'envisager ici des remaniements de la microfaune qui s'appuient sur le faciès particulier du sommet des marnes (faciès Marnes brunes de Jean (1985)). De plus la Zone NP19-20, au niveau des Scaffarels, montre une extension plus réduite que sur la coupe du Ruch, avec un développement de 45 m, alors qu'au Ruch, au regard des déterminations de L. Besson (1972), celle-ci est développée sur un intervalle de 190 m environ.

Cette dilatation importante de la Zone NP19-20 au niveau du Ruch peut s'expliquer par le remaniement de *D. barbadoensis* et *D. saipanensis* dans la partie supérieure des Marnes Bleues, où elles présentent une forte affinité avec le terme des marnes brunes. Dans ce cas, les déterminations faites sur les foraminifères planctoniques est aussi à remettre en cause. Par conséquent la coupe du Ruch pose plusieurs problèmes biostratigraphiques qu'il sera nécessaire de résoudre, par une nouvelle campagne d'échantillonnage par exemple.

•Dans le secteur occidental

Plusieurs échantillons ont été prélevés dans les horizons marnosilteux intercalés entre les grès. Les échantillons E11/96, Gar1/97, Ruch1/98 et Fu23/98 sont azoïques.

Dans le secteur du Fugeret, l'échantillon Fu22/98 a fourni : *Reticulofenestra hesslandi, R. bisecta, Ericsonia formosa, Zygrhablithus bijugatus, Reticulofenestra umbilicus, C. pelagicus, D. saipanensis, D. multiradiatus, Chiasmolithus consuetus.* qui montre une faible abondance du Nannoplancton des remaniements manifestes et une position biozonale imprécise (NP19/20), peu compatible avec les résultats obtenus par les Foraminifères.

I.2.3d- Analyse de la concentration en spinelle nickélifère aux Scaffarels (un niveau repère?)

Les données microplanctoniques indiquent que la série marine paléogène d'Annot recouvre l'intervalle des biozones P15 à P18. Dans ce même intervalle temps, il a été reconnu

en plusieurs sites, un ou plusieurs horizons contenant des résidus d'impact météoritique avec des microtektites, microkrystites, quartzs choqués et une concentration élevée en iridium (Glass *et al.*, 1973 ; Glass *et al.*, 1982 ; Montanari *et al.*, 1993 ; Wei, 1995 ; Clymer *et al.*, 1996 ; Pierrard *et al.*, 1998). Le cratère de Popigaï en Sibérie (Bottomley *et al.*, 1993) et le cratère de Cheasapeake Bay (Koeberl *et al.*, 1995) sont tout deux datés de l'Eocène supérieur et donc candidats au site d'impact.

La coupe de Massignano en Italie centrale se caractérise par une série à dominante calcaire, qui constitue la coupe de référence (GSSP) pour la limite Éocène-Oligocène (Coccioni *et al.*, 1988), avec une étude intégrée bio-, magnéto-, radio- et chimiostratigraphique.

Un pic anomalique en iridium a été observé (Montanari *et al.*, 1993) à la base de la coupe de Massignano (à la cote +5,62-5,68 m) avec une valeur de •280±20 pg.g^{-1} (Pierrard *et al.*, 1998), daté à 35,7±0,4 Ma par encadrement, biostratigraphiquement placé à la base de la Zone P16 (Coccioni *et al.*, 1988).

En considérant la nouvelle charte de Berggren *et al.* (1995), cette anomalie se situe au sommet de la Zone P15, 1,85m sous la première apparition de *G. cerro. cunialensis* (base de la Zone P16) Pierrard *et al.* (1998) ont ré-échantillonné cet intervalle et analysé la distribution des spinelles. Il apparaît, de façon concomitante à l'anomalie en iridium, une concentration maximale en spinelles d'•800 Cristaux de spinelles/mg, avec une étalement vertical sur 15-20 cm. autour de ce maximum vraisemblablement lié à la bioturbation qui a affecté le sédiment.

En Collaboration avec O. Pierrard (Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, LSCE/CNRS de Gif-^{S}/Yvette), nous avons entrepris une analyse de la concentration en spinelles au niveau de la coupe des Scaffarels, dans la partie sommitale de la Zone P15 **(fig.2.15)**.

Entre les cotes +112-156,50 m, nous avons effectué un échantillonnage intégré avec un pas d'1,50 m. et entre les cotes +156-168 m, un pas d'échantillonnage intégré de 2m. 35 m de sédiments ont été ainsi intégrés et analysés.

N. B. : Nous avons de plus analysé la coupe du Ruch entre la cote +50 m et +150 m avec un pas d'échantillonnage de 2,5 m. Cependant cette coupe a été abandonnée en raison de la faible teneur en minéraux magnétiques.

Les concentrations en spinelle nickélifère, analysées sur plus de 20 m (entre les cotes +134-157 m), montrent des valeurs très faibles qui oscillent autour de 4 cristaux par gramme de résidus insolubles avec des pics à 10 cx.g^{-1} qui ne sont pas significatifs d'une "anomalie extraterrestre" mais peuvent correspondre au flux cosmique continu (O. Pierrard, communication personnelle).

L'analyse des spinelles au Microscope Electronique à Balayage **(fig.2.16)** montre essentiellement des cristaux octaédriques de petite taille (< à 2 µm) sans aucune mesure avec ceux observés sur le site de Massignano (Pierrard *et al.*, 1998 ; Pierrard, 1999).

En conclusion, la recherche du niveau à Spinelles nickélifères de l'Éocène supérieur dans les sédiments marins du synclinal d'Annot a été compliquée par :

-La dilution créée par un taux de sédimentation important marqué par le fort développement des biozones P15, P16 et P17.

-Un pas d'intégration de chaque échantillon trop lâche (de 1, 5 m à 2m).

-De plus certains auteurs évoquent la possibilité de plusieurs niveaux à spinelles (Keller *et al.*, 1983 ; Hazel, 1989 ; Miller *et al.*, 1991 ; Wei, 1995) pour l'Éocène supérieur, impliquant un étalement de la largeur du pic, voir l'existence de plusieurs pics.

Cette analyse montre que les Marnes bleues enregistrent le flux cosmique continu, donc susceptible de contenir le niveau anomalique équivalent de Massignano. Cependant le pas d'échantillonnage trop lâche que nous avons utilisé ne nous a pas permis de le positionner.
Cette coupe constitue cependant une coupe intéressante pour une telle étude de part son homogénéité faciologique et lithologique et de part l'abondance de la microfaune benthique et planctonique, pouvant permettre de cerner l'influence d'un tel phénomène sur la production biologique et sa diversité (voir les autres sites étudiés par O. Pierrard, 1999). Les analyses de concentration en spinelles Ni-Fe se poursuivent actuellement, par Eric Robin (CNRS/LSCE Gif-s/Yvette), sur la partie inférieure de la coupe des Scaffarels.

I.2.3e- Analyse magnétostratigraphique de la coupe des Scaffarels **(fig.2.11)**

Une étude magnétostratigraphique a aussi été entreprise sur les coupes des Scaffarels, du Fa et du Ruch afin de préciser l'intervalle pouvant contenir l'horizon à spinelles :

Pour les Scaffarels un échantillonnage tous les 10 m a été effectué sur toute la coupe (Cf. fig.2.11).

Pour le Ruch et le Fa, un pas d'échantillonnage compris entre 5 et 10 m a été effectué du toit des calcaires au milieu de la Zone P16. Cependant la faible intensité magnétique des échantillons de ces deux coupes n'a pas permis leurs interprétations.

De plus la coupe du Ruch présente plusieurs incompatibilités stratigraphiques au regard des résultats obtenus par les Foraminifères planctoniques et le nannoplancton. La coupe des Scaffarels semble à ce titre plus cohérente.

•En désaimantation thermique

L'échantillon subit une réaimantation par oxydation de la pyrite lors de la chauffe (voir à ce titre Pierrard, 1999) ne permettant pas l'identification du signal magnétique primaire.

•En champ alternatif

Les résultats n'indiquent pas de réaimantation, mais le signal est faible.

2 zones à polarité inverse sont mises en évidence, une à la base dans les calcaires à Nummulites de la cote +0-30 m, l'autre au sein des Marnes bleues où elle recouvre l'intervalle compris entre les cotes +90-255 m.
A l'inverse, 2 zones à polarité normale sont identifiées de la cote +30-90 m et l'autre à partir de la cote + 255 m.
L'intégration des données biostratigraphiques permet de proposer un essai d'attribution stratigraphiques des chrons magnétiques.

Le chron normal du sommet de la coupe se situe biostratigraphiquement à cheval sur les zones P17 et P18, et au sein de NP21. En considérant les chartes chronostratigraphiques récentes (Berggren *et al.*, 1995), cet intervalle normal est équivalent au Chron C13n, premier chron normal de la Zone NP21, même si l'échelle standard montre que C13n débute au sein de la Zone P18. Cette différence peut être expliquée par des lacunes d'observation de la microfaune et des remaniements peuvent être envisagés.

Le chron normal de la base de la coupe se situe à cheval sur la SBZ 18 et SBZ 19, et également dans la P15, et au sein de la Zone NP18. Pour O. Pierrard (Pierrard, 1999) il correspond au Chron C16n alors que celui-ci se situe au sein de la Zone *P15 s.s.* et de la Zone NP19/20. Pour ma part si je

considère comme effectives les attributions biostratigraphiques et la proposition de corrélation de Serra-Kiel *et al.* (1998), je pense plus raisonnable de le considérer comme équivalent du Chron C17n-1n qui recouvre le sommet de la SBZ 18 et SBZ 19 et également au sein de la Zone P15.

Par conséquent l'intervalle inverse de la base de la coupe correspondrait au Chron C17r. L'intervalle inverse compris entre les cotes +90-255 m recouvrirait alors les chrons compris entre le sommet de C17n et la base de C13n. Dans l'échelle standard, plusieurs inversions sont définies, non observées aux Scaffarels. Ces lacunes (des chrons normaux C16n et C15n) peuvent être expliquées par un pas d'échantillonnage trop lâche et/ou des lacunes dans l'enregistrement du champ magnétique (lacunes de sédimentation, variations brutales des taux de sédimentation par exemples).

La méthode de désaimantation par champ alternatif semble la plus adéquate pour la recherche des chrons magnétiques. Elle donne ici les premiers résultats magnéto-stratigraphiques obtenus sur la série paléogène des Alpes méridionales. Ils sont compatibles avec les résultats obtenus par le microplancton et nécessiteraient de nouvelles analyses en prenant un pas d'échantillonnage plus petit.

I.2.4-Synthèse

La réattribution des analyses stratigraphiques existantes et les nouvelles déterminations permettent d'affiner la stratigraphie du synclinal d'Annot, de préciser les corrélations et de mettre en évidence des développements spatio-temporels forts différents selon les secteurs.

•Biozonation des Calcaires à nummulites (fig.2.17)

Si l'on considère la stratigraphie des nummulites **(fig.2.17), la série marine débute de façon synchrone au sein de la SBZ 18** avec un développement homogène dans l'ensemble du synclinal, à l'exception du sommet de la paléostructure de St-Benoit (Route de Braux) où la SBZ 18 est inexistante.

Au cours de la SBZ 19, le contraste s'accentue fortement, mais cette fois entre le compartiment oriental du faisceau de Rouaine-St-Benoit avec plus de 80 m d'épaisseur et le secteur occidental où la puissance des calcaires de la SBZ 19 est homogène, de l'ordre de 50 m. Le secteur de la crête de la Barre constitue une zone de plus faible sédimentation avec moins de 40 m de calcaires.

Aucune analyse des nummulites des calcaires du Plateau d'Educh (secteur SSE du synclinal à l'Est des accidents de Rouaine) n'ayant été entreprise il est difficile de savoir si une partie ou la totalité de la puissante asssise nummulitique, dépassant les 200m, correspond à la SBZ 18 ou 19.

•Biozonation à partir de la microfaune planctonique (fig.2.18)

Les corrélations récentes de Serra-Kiel *et al.* (1998) montrent que la sédimentation marneuse du synclinal d'Annot ne peut débuter au cours de la zone P14 comme cela est défini si l'on s'appuie sur l'occurrence de *G. semiinvoluta* et au cours de la SBZ 19 si l'on regarde les nummulites (Cf. fig.1.24).
Ainsi nous considérerons que la zone P15 doit sensiblement recouvrir la base des Marnes bleues et se poursuivre par équivalence à l'ensemble des Calcaires à nummulites.

-Un développement différentiel remarquable existe au sein de la Zone P15 selon les domaines de sédimentation du synclinal d'Annot.
Dans le secteur du Fa, le caractère précoce de la transgression se poursuit par une forte subsidence accompagnée par un taux de sédimentation élevé où la Zone P15 dépasse les 200 m. Le secteur NW (Ruch) ne suit pas la même logique avec une Zone P15 réduite à 20 m. Le taux de sédimentation

semble alors plus fort dans le domaine méridional du bassin où la Zone P15 est relativement puissante, de l'ordre de 120 m aux Scaffarels, plus de 40 m au Baou de Parou, le secteur de Braux constituant toujours une zone de faible sédimentation où la Zone P15 ne dépasse pas les 15 m.

-Les premières intercalations détritiques grossières sont datées de la Zone P16. Elles sont représentées par des grès francs à l'Est du faisceau d'accidents Rouaine/St-Benoit, alors que dans les autres secteurs, elles se traduisent par un faisceau gréseux pluridécamétrique dans le secteur de Braux (membre inférieur des grès de la crête de la Barre), et par des intercalations calcarénitiques décimétriques au sein des Marnes bleues persistantes dans les secteurs plus occidentaux.

-Au cours de la Zone P17, la sédimentation gréseuse s'installe franchement dans les domaines orientaux du Fa et de Braux (membre supérieur des grès de la crête de la Barre) alors que persiste la sédimentation marneuse dans le reste du synclinal. Le sommet du membre supérieur des grès de la crête de la Barre présentent une affinité oligocène similaire aux premiers grès du secteur des Scaffarels.

-Le passage Éocène/Oligocène est marquée à l'échelle du bassin d'Annot par une généralisation de la sédimentation détritique, à l'exception du secteur de Baou de Parou et du Fugeret où persiste encore sur plusieurs mètres une sédimentation marneuse analogue aux Marnes bleues avant que ne s'installe brutalement les grès d'Annot.

Les échantillons prélevés dans les intervalles marno-silteux intercalés dans les grès n'ont apporté aucune information stratigraphique supplémentaire.

Ainsi le diachronisme des grès d'Annot connu à l'échelle régionale (Bodelle, 1971 ; Campredon, 1972), existe au sein du synclinal d'Annot sur quelques kilomètres. Ils se mettent en place précocement dans le secteur oriental du bassin où ils apparaissent dès la Zone P16. La série gréseuse, développée fortement à l'Est des accidents, s'amincit progressivement vers l'ouest (crête de la Barre) et persiste jusqu'à la base de l'Oligocène (P18), alors que la sédimentation des Marnes Bleues se poursuit dans les autres domaines de sédimentation.
A partir de L'Oligocène l'aire de sédimentation des grès s'étend à l'ensemble du bassin d' Annot. Cependant dans certains secteurs la sédimentation marneuse perdure comme dans le secteur de Baou de Parou, du Fugeret et du Ruch où la mise en place des grès est plus tardive.

•Des taux de sédimentation contrastés

Les attributions biozonales permettent d'approcher les taux de sédimentation (en tenant compte de la compaction) dans les différents secteurs **(tab.2.1)** si l'on se réfère aux durées absolues de chaque biozone (Berggren *et al.*, 1995). Le découpage des intervalles sédimentaires considérés est explicité dans la partie V- Conclusions Générales de ce mémoire.

N. B. : le logiciel GENEX, développé à l'IFP et au BEICIP-FRANLAB, a été utilisé afin de modéliser l'évolution géodynamique des différents bassins. Les taux de sédimentation en configuration décompactée ont été obtenus sous GENEX. Je tiens à remercier ici Roland Vially (IFP) pour son aide technique à l'utilisation de GENEX.

-On observe dès la sédimentation des Calcaires à nummulites des taux de sédimentation contrastés selon les secteurs. Cette tendance s'accentue par la suite.

-Au cours de la Zone P15, le secteur oriental constitue une zone d'accumulation préférentielle avec des taux de sédimentation dépassant les 1000 m/Ma, alors que dans le secteur occidental les taux de sédimentation sont deux fois moins forts avec des valeurs comprises entre 405 et 475 m/Ma. et au niveau de la crête de la Barre avec une sédimentation plus faible de l'ordre de 130 m/Ma..

-Au cours des zones P16 et P17, le contraste s'accentue encore avec le développement précoce des grès de la crête de la Barre, tout d'abord au Fa puis au niveau de la crête de la Barre.

-A l'Oligocène basal il est difficile de proposer des vitesses de sédimentation en raison de l'absence de marqueur temporel dans les grès. Cependant comme nous l'avons vu précédemment la sédimentation marneuse perdure au Baou de Parou, au Fugeret et au Ruch alors que les grès s'installent dès la base de la Zone P18 aux Scaffarels.

I.3- Les données stratigraphiques du synclinal de Saint-Antonin

I.3.1- Lithostratigraphie de la coupe du Pont des Miolans-Saint-Antonin (fig 2.19)

Cette coupe a été présentée précédemment dans la Partie I, chap.III. Je ne reprends donc pas ici la description lithologique de celle-ci. Une analyse sédimentologique de l'intervalle gréseux de Cumi et de la première Formation des Sables et Conglomérats sera détaillée ultérieurement (Partie IV).

I.3.2- Biostratigraphie de la coupe du Pont des Miolans-Saint-Antonin (fig.2.19)

I.3.2a- Les nummulites

Au niveau de la coupe du Pont des Miolans, les données fournies par Bodelle (1971) permettent de placer la limite entre les zones SBZ 18 et SBZ 19 à la cote +33 m de la base de la coupe avec l'apparition de *N. fabianii*.

Cependant, selon les secteurs, le développement de chaque biozone diffère fortement avec des rapports de 1 à 10, en raison du développement différentiel que l'on observe pour les Calcaires à nummulites, où les épaisseurs sont maximales à l'extrémité sud-orientale du synclinal aux environs de Pierrefeu-Roquesteron (Cf. Partie I).

I.3.2b- Les foraminifères planctoniques

Seules les Marnes bleues ont fourni une abondante microfaune planctonique (Bodelle, 1971).

A la cote +156 m apparaissent les premières "formes aigues" du groupe des *G. cerroazulensis* que l'on peut rattacher au taxon *G. cerroazulensis cunialensis*, qui marque la base de la Zone P16. Ceci est conforté par la présence dans les niveaux marneux superposés d'association caractéristique de la P16 avec la concomitance des individus du phyllum *G. cerroazulensis s.l.* et *G. gortanii praeturritilina, Hantkenina alabamensis* .
C. inflata n'ayant pas été observée sur cette coupe il est difficile de placer la limite supérieure de la P16. Le faisceau détritique du ravin de Cumi se situe biostratigraphiquement au sein de la Zone P16.

La base des Sables et Conglomérats de St-Antonin semble être attribuée au sommet de la Zone P16, voir la base de la Zone P17 avec dans les derniers mètres marneux l'association de *G. ampliapertura, G. increbescens, G. officinalis* et *G. prasaepis* qui caractérise la Zone P17 sensu Blow (1969. p. 211).
On fixera la base de la Zone P17 à la cote +265 m où apparaissent de façon synchrone les premières *G. prasaepis, G. ampliapertura* et *G. ciperoensis angustiumbilicata*, ainsi que *G. increbescens* quelques mètres au-dessus.

Dans les intervalles marneux séparant les différentes formations conglomératiques, J. Bodelle (1971) a prélevé plusieurs échantillons (les intervalles échantillonnés sont notés sur la figure 1.46. Partie I).

Dans le premier intervalle marno-silteux pluridécamétrique constituant l'assise de la 2ème formation détritique de St-Antonin, les foraminifères planctoniques présents sont à la fois des formes de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène (Bodelle, 1971.p.165).

Dans les marnes silteuses constituant l'assise de la 3ème formation détritique (Bodelle, 1971.p.168), ont été récoltées des formes analogues aux précédentes associées à des individus remaniés de l'Eocène moyen avec *G. cg. spinuloinflata* et *Gl. cf. bulbrooki*.

Latéralement dans le secteur de Collongues (Vallon du Cheinet), un échantillon a fourni *G. brevispara, G. eocaena, G. angiporoïdes, G. linaperta, G. officinalis, G. ciperoensis angustiumbilicata, G. galavisi* et *G. ciperoensis ciperoensis* qui caractérisent franchement l'Oligocène inférieur (Bodelle, 1971.p.182), au plus vieux la Zone P20, au plus jeune la Zone P22.

I.3.2c- Le nannoplancton calcaire

Sur cette même coupe du Pont des Miolans, des analyses nannoplanctoniques ont été effectuées (Bodelle, 1971).

-*Ismolithus recurvus* qui marque la base de la Zone NP19/20, apparaît à la cote +146 m, dans les premiers mètres des Marnes bleues.

-La Zone NP19/20 se poursuit jusque dans la partie sommitale des Marnes bleues, jusqu'à la cote +301 m où disparaît *D. saipanensis*, marquant ainsi la base de la Zone NP 21.
Ceci est conforté une dizaine de mètres au dessus, à +314 m, par la disparition de *D. barbadoensis*. La disparition quasi synchrone de *D. saipanensis* et *D. barbadoensis* marque la fin de la Zone NP19/20, constituant la limite Eo/Oligocène pour le nannoplancton calcaire (Perch-nielsen *in* Bolli *et al.*, 1985. p.440).

Au regard des données fournies par les foraminifères planctoniques, il y a compatibilité du découpage biozonale avec le nannoplancton pour la base de la série.

I.3.3- Données radiométriques sur l'âge du volcanisme de Saint-Antonin

La présence de minéraux et de galets andésitiques dans les sables et conglomérats de St-Antonin a été découverte par L. Bertrand (1896), pour laquelle il attribuait une provenance méridionale. Lapparent (1938) souligne la similitude entre l'andésite présente dans les sables et conglomérats de St-Antonin et les grès mouchetés du Champsaur.

C'est Goguel (1952) qui remarque la présence d'une brèche volcanique interstratifiée dans la série détritique de St-Antonin et introduit l'idée d'une origine locale pour ce matériel, ce qui sera conforté par les travaux de Biju-Duval (1953), Bodelle *et al.* (1966), Bodelle (1971). Leguern (1979) souligne l'analogie de ces brèches andésitiques avec les nuées ardentes (Leguern, 1979.p. 30-31).

Des travaux récents se sont penchés sur le contexte géodynamique du magmatisme calco-alcalin de Saint-Antonin (Lapierre *et al.*, 1995), différent de ceux du Champsaur et de Taveyannaz. Ainsi le volcanisme calco-alcalin autochtone de St-Antonin est attribué à des pointements volcaniques liés "à la subduction d'une plaque océanique pentée vers le Nord-Ouest sous le bloc corso-sarde", idée déjà émise par Touré (1980) mais contredite par Leguern (1979) pour qui ce volcanisme est "à rechercher en relation avec un modèle de type "poinçonnement et écrasement rigide-plastique" (Leguern, 1979.p. 107).

Les données géochronologiques $^{40}Ar/^{39}Ar$ obtenues sur des cristaux individuels d'amphiboles et de biotites (Féraud *et al.*, 1995) de deux andésites analysées de St-Antonin (dont nous ne connaissons pas la position stratigraphique des échantillons) ont fourni deux âges plateaux concordants à 30,8+-0,4 Ma. et 31,1+-0,4 Ma.

Antérieurement, des datations radiométriques (K/Ar) ont été effectuées sur des blocs d'andésite de la formation volcano-détritique inférieure qui ont donné des âges compris entre 36,1+-2,2 Ma. et 30,8+-2,4 Ma. (Baubron, 1974) avec un âge moyen à 33,7+-1,6 Ma. (Baubron & Cavelier, 1982).

Les âges radiométriques obtenus dans les autres gisements de matériels volcaniques paléogènes (Champsaur, Taveyannaz) ont donné des âges comparables avec une majorité d'âge-plateau autour de 31 Ma. (Féraud *et al.*, 1995), alors que la composition géochimique des produits volcaniques ont montré que ces épisodes volcaniques "n'étaient pas cogénétiques".

Au sud-est, dans le synclinal des Baumettes, des reliquats de volcanisme dacitique ont été récemment identifiés (Montenat *et al.*, 1999) avec deux datations (K/Ar) à 29,6+-0,5 Ma. et 29,0+-0,5 Ma. Ces reliquats dont "la similitude pétrographique et les données sédimentaires (provenance du NNE) sont autant d'arguments en faveur d'une provenance du matériel depuis le secteur de Saint-Antonin". Ils "pourraient être mis en parallèle avec les matériaux de la formation volcano-détritique supérieure" (Montenat *et al.*, 1999. p.48), voir les "sables volcano-clastiques" de la formation des Conglomérats de Clumanc (membre de Tréouiller), attribuée biostratigraphiquement à la Zone P20 *s.l.*.

I.3.4- Synthèse

Les données stratigraphiques reprises des travaux antérieurs soulignent que la série paléogène de St-Antonin est subcontemporaine de celles des autres bassins étudiés.

La sédimentation marine débute au sein de la Zone SBZ 18 définie par Serra-Kiel *et al.* (1998).

On remarque une hyperdilatation de la sédimentation carbonatée qui se poursuit sur plus de 150 m.

Le détritisme de St-Antonin s'installe discrètement avec le Faisceau du ravin de Cumi au sommet de la Zone P16/base P17.

La sédimentation franchement détritique des Sables et Conglomérats s'installe au sein de la Zone P17.

La présence de reliquats volcaniques, interstratifiés dans les sables et conglomérats, montre un étalement des âges radiométriques de 31,1+-0,4 Ma et 29,0+-0,5 Ma. Cela implique une extension temporelle du détritisme de St-Antonin jusqu'au sommet de l'Oligocène inférieur.

II - CORRÉLATIONS ET SYNTHÈSE

II.1 - Le diachronisme des formations paléogènes à l'échelle de l'Arc de Castellane
II.1.1 - Au cours de la zone P14
II.1.2 - Au cours de la zone P15
II.1.3 - Au cours de la zone P16
II.1.4 - Au cours de la zone P17
II.1.5 - Au cours de la zone P18
II.1.6 - L'intervalle P19 et base P20
II.1.7 - La sédimentation fini-rupélienne de la zone P20 à P21
II.1.8 - La sédimentation chattienne

II.2 - Remarques sur les corrélations stratigraphiques présentées

II.3 - Les chartes chronostratigraphiques

II- CORRÉLATIONS ET SYNTHÈSE

La synthèse des données biostratigraphiques existantes, combinées avec nos propres déterminations et comparées aux chartes chronostratigraphiques récentes ont permis d'affiner et de présenter un nouveau canevas stratigraphique des bassins paléogènes de l'arc de Castellane **(fig.2.20)**.

Ces nouvelles données mettent en lumière à l'échelle du secteur étudié:

-Le diachronisme des dépôts paléogènes marins et de la mise en place des dépôts détritiques entre les bassins orientaux d'Annot/ St-Antonin et le bassin de Barrême, mais aussi au sein du bassin d'Annot.

-Des synchronismes entre la série détritique de St-Antonin et les grès d'Annot.

-Des taux de sédimentation contrastés selon les secteurs du même bassin et dans le temps.

-La contemporanéité entre la série de Clumanc et les manifestations volcaniques de St-Antonin.

-La mise en place dans le même intervalle biozonale des séries détritiques supérieures du synclinal de Barrême, entre les conglomérats de Clumanc, les conglomérats de St-Lions et les grès de Senez.

II.1- Chronologie des formations paléogènes à l'échelle de l'Arc de Castellane

Les premiers termes paléogènes sont représentés par les Conglomérats infranummulitiques qui présentent des faciès et des développements distincts selon les localités. L'attribution stratigraphique de cette formation est difficilement établie. A Peyresq, l'intercalation de conglomérats dans les Calcaires à nummulites (Cf. Partie I) donne un âge Bartonien si l'on considère que les calcaires sont datés de la Zone SBZ 18. Ainsi les Conglomérats infranummulitiques seraient d'âge Bartonien pour les premiers termes.
Pour les dépôts équivalents, à Barrême et St-Antonin, l'absence de marqueurs stratigraphiques ne nous permet pas de proposer de corrélations.

La transgression dans les synclinaux d'Annot et de St-Antonin est datée du Bartonien supérieur à Priabonien inférieur où les nummulites de l'assise calcaire définissent la Zone SBZ 18.

Il faut attendre le Priabonien et la Zone SBZ 19 pour que la transgression ennoie totalement la secteur d'Annot et atteigne le synclinal de Barrême.

Le découpage biostratigraphique, basé sur les foraminifères planctoniques, permet de présenter une évolution par biozone du domaine étudié en considérant les attributions chronostratigraphiques de Berggren *et al.* (1995).

II.1.1- Au cours de La Zone P14 (40,1-38,4 Ma)

Comme nous l'avons détaillé précédemment, les attributions par défaut de la zone P14 sont incompatibles avec les biozones établies sur les nummulites.

II.1.2- Au cours de la Zone P15 (38,4-35,2 Ma)

Cet intervalle marque l'approfondissement général du bassin d'Annot et de St-Antonin par la mise en place, au cours de cet intervalle et dans ces bassins, de la puissante formation des Marnes bleues.

Les taux de sédimentation traduisent des flux terrigènes très importants et contrastés, compris entre 1015 m/Ma et 132 m/Ma à Annot et atteignent plus de 234 m/Ma à St-Antonin. Ces contrastes impliquent des drainages préférentiels notables (secteur du Fa), compensé par un taux de subsidence important puisque la sédimentation essentiellement marneuse traduit un approfondissement continu des aires de sédimentation (Mougin, 1978). Cependant on remarque un gradient N-S (de St-Antonin à Annot) qui montre qu'une grande partie du matériel est piégée dans la zone proximale de St-Antonin.

La Zone P15 n'est pas défini dans les premiers termes marins du synclinal de Barrême ? Cependant l'existence de la SBZ19 dans l'assise carbonatée (équivalent stratigraphique de la partie supérieure de la Zone P15 selon Serra-Kiel *et al.* (1998)) tend à considérer que la transgression ennoie le secteur de Barrême au cours de cette même zone.

II.1.3- Au cours de la Zone P16 (35,2-34,0 Ma)

A Barrême, le faible développement des Calcaires à nummulites, datée de la Zone SBZ 19 et l'intercalation précoce de marnes datées de la Zone P16 soulignent la rapidité de la transgression.

Alors qu'apparaissent les premiers horizons détritiques dans le secteur le plus oriental du synclinal d'Annot (membre inférieur des grès de la Crête de la Barre) et dans le synclinal de St-Antonin (faisceau détritique du Ravin de Cumi), la sédimentation marneuse perdure dans le secteur occidental du synclinal d'Annot où s'intercalent quelques faisceaux détritiques.

Dans le secteur occidental du synclinal d'Annot, les taux de sédimentation sont bien plus faibles qu'au cours de la Zone P15, aussi bien à Annot où ils sont compris entre 132 m/Ma et 39 m/Ma et à St-Antonin de l'ordre de 272 m/Ma.
Cette diminution générale du flux détritique s'explique par le caractère transgressif de cet intervalle confinant le détritisme à la zone de plate-forme (diminution par deux du flux détritique entre Annot et St-Antonin).

II.1.4- Au cours de la Zone P17 (34,0-33,8 Ma)

La sédimentation détritique confinée au secteur oriental du synclinal d'Annot s'étend progressivement vers l'ouest et atteint le secteur de Braux (Membre supérieur des grès de la crête de la Barre), alors que se poursuit la sédimentation des Marnes bleues dans les autres secteurs du synclinal.

Les taux de sédimentation traduisent, dans l'ensemble du bassin d'Annot, l'augmentation du flux détritique où la Zone P17 est très dilatée aussi bien dans le secteur de Braux où se développent

que dans les secteurs occidentaux où perdure une sédimentation hémipélagique avec des taux compris entre 173 et 521 m/Ma.

À St-Antonin la sédimentation des Sables et Conglomérats s'installe progressivement.

Dans le secteur de Barrême, la sédimentation calcaréo-marneuse perdure et évolue progressivement vers un pôle marneux soulignant l'ennoiement général de la gouttière Clumanc-Senez dans laquelle apparaissent des horizons récurrents de calcarénites.

II.1.5- Au cours de la Zone P18 (33,8-32 Ma)

La base de l'Oligocène se caractérise à Annot par le développement de la sédimentation gréseuse dans le secteur des Scaffarels où elle présente un aspect plus massif (Mégaglissement des Gastres et Grès des Scaffarels), alors que la sédimentation marneuse perdure dans l'extrémité occidentale du synclinal (secteur de Baou de Parou et du Fugeret).

À St-Antonin, la sédimentation des "Sables et Conglomérats" se poursuit. Cependant il est difficile de préciser l'intervalle correspondant en raison de l'absence de données biostratigraphiques.
Les dépôts équivalents constituent la première formation détritique sous-jacent aux reliquats volcaniques (datés au plus vieux à 31 Ma).

À Barrême cet intervalle correspond à la transition rapide entre la sédimentation de plate-forme représentée par la formation des calcaires à Nummulites et le développement des Marnes Bleues soulignant l'approfondissement généralisé de l'aire de sédimentation.

II.1.6- L'intervalle P19 et base P20 (32-30,3 Ma)

Il n'est bien défini stratigraphiquement que dans le secteur de Barrême où la série est dominée par une sédimentation marneuse riche en faune planctonique au sommet de laquelle s'installe la sédimentation détritique des grès de Ville considérés par certains comme synchrones des grès d'Annot à Annot (Elliot *et al.*, 1985 ; Evans & Mange-Rajetzky, 1991 ; Evans & Elliot, 1999).

Dans les autres bassins la sédimentation semble essentiellement représentée par des dépôts détritiques, avec la puissante série des Grès des Scaffarels et des Garambes à Annot, et les "Sables et Conglomérats" à St-Antonin. Cependant l'absence de données biostratigraphiques dans ces dernières ne permet pas d'affiner les corrélations.

II.1.7- La sédimentation fini-rupélienne de la Zone P20 à P21 (30,3-28,5 Ma)

Elle n'est datée que dans le synclinal de Barrême, où elle se caractérise par la mise en place d'une série grossière, soit à dominante conglomératique comme pour les Conglomérats de Clumanc et ceux de St-Lions, soit à dominante sableuse avec la formation des Grès de Senez.
C'est au cours de cet intervalle qu'apparaissent dans le synclinal de Barrême les éléments issus des zones internes.

Pour ce qui est de la série détritique de St-Antonin, aucune indication faunistique ne permet de proposer de corrélations biostratigraphiques fiables.

Cependant les données radiométriques obtenues sur les reliquats volcaniques indiquent que la Formation des sables et conglomérats de St-Antonin se poursuit au cours du Rupélien moyen à terminal avec un encadrement compris entre 31,1+-0,4 Ma et 29,0+-0,5 Ma (Montenat *et al.*, 1999).

Les dépôts marins paléogènes les plus récents de la série du synclinal de Barrême ont fourni une faune fini-rupélienne (secteur de Clumanc), la sédimentation marine paléogène ne semblant pas se poursuivre dans le Chattien.

II.1.8- La sédimentation chattienne (28,5-23,8 Ma)

Les formations continentales de Barrême sont, jusqu'à la Série grise, datées du Chattien en considérant les micro-vertébrés récoltés qui caractérisent la Zone MP 28 (dernière mammazone du Chattien). Par extension la série des grès verts superposée serait, au plus vieux, attribuée au Chattien terminal, voire un Aquitanien basal.

II.2- Remarques sur les corrélations stratigraphiques présentées

Le diachronisme entre les Grès d'Annot à Annot et les Grès de Ville à Barrême est beaucoup plus fort que ce que considèrent certains auteurs (Elliot *et al.*, 1985 ; Evans & Mange-Rajetzky, 1991 ; Evans & Elliot, 1999). A *contrario* on notera que l'évolution sédimentaire observée à Annot est synchrone de celle observée dans le synclinal de St-Antonin (du moins pour la série recouvrant l'Éocène moyen à supérieur).

Les grès les plus précoces du synclinal d'Annot, datés de la Zone P16 et P17 (membre des grès de la crête de la Barre), sont contemporains de la sédimentation des Calcaires à nummulites dans le synclinal de Barrême.

-Les grès massifs (Mégaglissement des Gastres, Grès des Scaffarels et Grès des Garambes) sont datés au plus jeune de la Zone P18. Ils sont donc contemporains des Marnes bleues à Barrême.

Les corrélations stratigraphiques que nous proposons présentent des incertitudes en ce qui concernent les formations détritiques.

L'absence de calage stratigraphique précis dans les Conglomérats infranummulitiques ne permet pas de confirmer le synchronisme entre la série fluviatile infranummulitique du synclinal de Barrême et la série de Peyresq et d'Argens.

Le peu de données stratigraphiques disponibles dans les Grès d'Annot et dans les Sables et Conglomérats de St-Antonin ne permet pas d'estimer la durée de ces dépôts.

Cependant, à Barrême, la présence dans les dépôts conglomératiques de Clumanc et St-Lions d'éléments issus du démantèlement des zones internes (Gubler, 1958 ; Chauveau & Lemoine, 1961 ; Graciansky *et al.*, 1971) implique l'extension du bassin versant jusqu'aux zones internes.
Le transit de tels matériels, des zones internes vers le bassin les plus occidental de la nappe de Digne, implique le comblement des bassins situés entre la zone source et le dispositif deltaïque de Clumanc et de St-Lions.

Au cours de cette période, les bassins nummulitiques plus orientaux (donc plus anciens) sont eux-mêmes le siège de fortes érosions soulignées par le remaniement de la microfaune planctonique de l'Éocène moyen à supérieur.

Il est donc raisonnable de considérer que la fin de la sédimentation des Grès d'Annot soit au plus tard datée de la base de la Zone P20 correspondant à la mise en place des Conglomérats de Clumanc et de St-Lions dans le synclinal de Barrême.

Pour les Sables et Conglomérats de St-Antonin, nous proposons :

Les intercalations gréseuses dans les Marnes bleues (faisceau gréseux du ravin de Cumi) et la base de la série détritique du bassin de St-Antonin sont respectivement synchrones du membre inférieur des grès de la crête de la Barre et du membre supérieur du bassin d'Annot.

L'extension temporelle de la puissante série des sables et conglomérats est difficile à établir en raison du peu de données biostratigraphiques disponibles. Un échantillonnage des intervalles marneux devra être envisagé ultérieurement pour affiner nos corrélations.

Les âges radiométriques des reliquats volcaniques de St-Antonin donnent un âge Rupélien compris entre 31,1+-0,4 Ma et 29,0+-0,5 Ma (Montenat *et al.*, 1999).
Les résidus peu altérés de volcanisme andésitique présents dans les conglomérats de Clumanc (Gubler, 1958) sont encadrés par une microfaune datée de la Zone P20 (30,3 Ma-29,4 Ma) ce qui rend compatible la contemporanéité de la sédimentation détritique de Clumanc avec le volcanisme et la sédimentation détritique de St-Antonin.

II.3- Les chartes chronostratigraphiques

Pour la sédimentation marine allant du Bartonien au Rupélien terminal, les chartes chronostratigraphiques montrent de fortes variations eustatiques (Haq *et al.*, 1988 ; Hardenbol *et al.*, 1998) enregistrées sur les marges passives et les bassins intracratoniques **(fig.2.21)**.

Le canevas stratigraphique que nous venons d'obtenir précise les modalités de la transgression nummulitique et met en évidence des synchronismes et des diachronismes de l'évolution sédimentaire entre les synclinaux d'Annot, St-Antonin et Barrême (voir ci-dessus).
Plusieurs constatations apparaissent quant aux changements observés :

Les bassins sédimentaires étudiés montrent, malgré des dynamiques sédimentaires contrastées, des changements synchrones dans les régimes hydrodynamiques ; ont-ils pour origine les seules variations eustatiques ?

Au deuxième ordre on remarque que l'intervalle de temps étudié recouvre le super-cycle Transgressif/Régressif du Bartonien au Rupélien terminal, noté TA 4.

A Annot et St-Antonin, on remarque que la tendance à l'approfondissement représentée par les faciès proximaux des Conglomérats infranummulitiques, puis de plate-forme avec les Calcaires à nummulites et enfin par les Marnes bleues, correspondent temporellement à l'intervalle transgressif de TA 4.
La sédimentation détritique des grès d'Annot et des sables et conglomérats de St-Antonin apparaît paradoxalement dans la partie supérieure de l'intervalle transgressif de TA 4.

A Barrême, où la sédimentation est plus tardive, les termes d'approfondissement sont synchrones de la partie supérieure de l'intervalle transgressif de TA 4 où le maximum d'ennoiement de TA 4 se situe dans la biozone P19, définie dans les Marnes bleues.
Les dépôts détritiques ultérieurs correspondent à l'intervalle régressif de TA 4.

Par extension on notera que la sédimentation continentale supérieure de Barrême (Molasse Rouge, Série Saumon, Série grise, Série des grès verts) correspond sensiblement au super-cycle ultérieur (Hardenbol *et al.*, 1998), noté TB 1 (Haq *et al.*, 1987).

-Ces super-cycles sont constitués d'une succession de séquences de IIIème ordre, délimitées par des surfaces de discontinuités caractéristiques. Peut-on également identifier ces séquences de IIIème ordre ?

-Comment se caractérisent les discontinuités majeures (de IIème ordre) telles que Bart2/Pr1, Pr4/Ru1, Ru4/Ch1 ? et les discontinuités de IIIème ordre Pr2, Pr3, Ru2, Ru3 ?

-S'enregistrent elles ? et si cela est le cas, l'enregistrement se fait-il de la même façon d'un bassin à l'autre et au sein du même bassin ?

La déformation, manifeste dans la série paléogène marine des Alpes méridionales, est un paramètre majeur affectant la géométrie des dépôts.

-Quelles sont les interactions entre les paramètres tectonique et eustatique dans l'enregistrement sédimentaire ?

-Y a t'il une modulation de l'enregistrement des séquences de dépôts de IIIème ordre, alors que la super-séquence TA 4 semble bien exprimée ?

Répondre à ces questions nécessite de mener une analyse sédimentologique la plus précise possible de chacun des domaines de sédimentation, afin d'identifier des surfaces de discontinuités permettant de définir des séquences de dépôts.

L'intégration des données biostratigraphiques permettra d'établir des comparaisons avec les chartes chronostratigraphiques et de mettre en évidence, s'il y a lieu, les modulations de l'enregistrement séquentiel obtenu sur les marges passives et les bassins intracratoniques, mais aussi entre les différents bassins étudiés.

TROISIEME PARTIE : LE SYNCLINAL DE BARREME

I - LES DISCONTINUITÉS REMARQUABLES

II - LES SÉQUENCES DE DÉPÔTS

III - INTERFERENCES ENTRE TECTONIQUE ET SEDIMENTATION

IV - CONCLUSIONS

Les analyses de la microfaune planctonique (Cf. Partie II) ont permis de préciser le cadre stratigraphique de la série marine paléogène du synclinal de Barrême. Rappelons que :

-Les Conglomérats infranummulitiques caractérisent une sédimentation fluvio-torrentielle sans attribution biostratigraphique,

-Les Calcaires à nummulites sont priaboniens *s.s.*

-Les Marnes bleues et les Grès de Ville *s.l.* sont Rupélien inférieur,

-Les formations marines supérieures sont datées du Rupélien terminal,

-Les formations continentales terminales sont chattiennes *s.s.* jusqu'à la série grise inclue, et la série des grès verts attribuée au Chattien terminal-Aquitanien basal.

La dynamique sédimentaire est caractérisée par une modification importante des environnements de dépôts et des polarités d'écoulements. A cela s'ajoute la présence de surfaces et de géométries soulignant une déformation continue, au cours de la sédimentation tertiaire du secteur de Barrême **(fig.3.1)**.

Dans cette série, de nombreux objets et géométries soulignent l'aspect synsédimentaire de la déformation :

-Dans le secteur de Clumanc, la discordance du Château de Clumanc (Lapparent, 1938 ; Chauveau & Lemoine, 1961 ; Elliot *et al.*, 1985 ; Artoni & Meckel, 1998 ; Evans & Elliot, 1999) implique un plissement prononcé de la bordure orientale du bassin au cours de la sédimentation **(fig.3.2a)**.

-Les Grès de Senez présentent une déformation plicative analogue sur le flanc oriental avec l'anticlinal de Malvoisin (Graciansky *et al.*, 1982 ; Evans & Elliot, 1999) qui montre également un développement en éventail de la série gréseuse **(fig.3.2b)**.

-La structure en éventail de la Molasse Rouge au toit de l'anticlinal de Malvoisin (Chauveau & Lemoine, 1961) **(fig.3.2c)**.

-La discordance de la série des grès verts sur les séries continentales sous-jacentes à l'est de Barrême (Pairis, 1971 ; Fougeirol & Tallon, 1972 ; Graciansky *et al.*, 1982) **(fig.3.2d)**.

Il y a donc des surfaces de discordance caractéristiques à la base, au sein et au sommet de la série marine paléogène, qui délimitent des unités distinctes marquées par des changements dans la dynamique sédimentaire et dans les sens d'écoulements.

Au cours de cette étude, nous nous attacherons tout d'abord à décrire et caractériser chacune des discontinuités rencontrées. Ces surfaces sont des surfaces de discordance angulaire qui soulignent l'importance de la tectonique dans ce secteur. Elles délimitent ainsi des "séquences d'origine tectonique". Pour discriminer la part de l'eustatisme et de la tectonique, chacune d'elles fera l'objet d'analyses sédimentologiques et géométriques afin d'interpréter l'évolution verticale des dépôts en terme de variations d'espace disponible. Nous préciserons :

-les modalités d'enregistrements de la déformation,

-l'évolution spatio-temporelle du remplissage sédimentaire,

-"l'architecture séquentielle des dépôts".

Enfin l'intégration des données biostratigraphiques permettra de comparer le cadre chronostratigraphique établi avec les chartes globales et ainsi de caractériser :

- les modalités d'enregistrement des fluctuations eustatiques dans le bassin,

-les interactions entre tectonique et sédimentation dans ce contexte particulier d'avant-pays.

I - LES DISCONTINUITÉS REMARQUABLES

I.1 - La surface de transgression paléogène
I.1.1 - La morphologie anté-transgression : héritage de la déformation provençale
I.1.2 - Les Conglomérats d'Argens à Barrême : une dynamique alluviale développée sur une paléo-topographie
I.1.2a La coupe de la route de Moriez
I.1.2b Les autres affleurements
I.1.2c Interprétation
I.1.3 - Modalités de la transgression nummulitique : rôle de la paléo-topographie anté-nummulitique sur la répartition faciologique des premiers termes de la série marine paléogène
I.1.3a Le secteur occidental de Saint-Jacques
I.1.3b Les olistolithes de Barrême
I.1.3c Les olistolithes de Blieux
I.1.3d Les géométries en onlap du flanc oriental

I.2 - La discontinuité du Ravin de la Colle
I.2.1 - Du point de vue structural
I.2.2 - Modification des environnements de dépôts et des polarités d'écoulements
I.2.3 - Intégration des données biostratigraphiques

I.3 - La discontinuité du Dégoutail
I.3.1 - Du point de vue structural
I.3.2 - Modification des environnements de dépôts et des polarités d'écoulements
I.3.3 - Intégration des données biostratigraphiques

I.4 - La transition marin/continental
I.4.1 - Dans le secteur de Saint-Lions/Saint-Jacques
I.4.2 - Dans le secteur de Senez
I.4.3 - Dans le secteur de Clumanc

I.5 - Synthèse

I- LES DISCONTINUITÉS

I.1- La surface de transgression paléogène

I.1.1- La morphologie anté-transgression : héritage de la déformation provençale

La discordance de la série paléogène sur différents termes du Crétacé montre que la structuration anténummulitique était bien développée avec l'existence de plis E-W (repris ultérieurement au cours de la structuration mio-pliocène). Ceux-ci sont partiellement érodés au moment de la sédimentation tertiaire ce qui est soulignée par la diversité de l'âge du substrat sur lequel se déposent localement les conglomérats "infranummulitiques" et directement les sédiments marins de la transgression nummulitique **(fig.3.3)** :

-Alternances marno-calcaires de l'Hautérivien au niveau de la source de Barrême (secteur de St-Lions, St-Jacques) et du Chateau de Sesset.

-Calcaires barrémiens au pied de St-Martin et à l'Ouest de Senez (au Riou d'Ourgeas).

-Marnes albiennes et aptiennes aux Sauzeries et aux environs de Barrême.

-Marnes albiennes/cénomaniennes sur le flanc oriental au Nord de St-Lions et à Barrême.

-Contact des Conglomérats d'Argens sur les calcaires turono-sénoniens à l'Est de Barrême.

-Calcaires cénomaniens à l'extrémité occidentale du synclinal de Blieux (Vanzon, 1973).

I.1.2- Les Conglomérats infranummulitiques, à faciès Argens, de Barrême : une dynamique alluviale développée sur une paléo-topographie

Les Conglomérats infranummulitiques affleurent de façons discontinues dans le synclinal de Barrême. Ils s'observent principalement :

-Le long de la route de Moriez, à l'Est de Barrême où ils atteignent une puissance remarquable de l'ordre de 500-600 m.

-Au NNE où ils constituent le synclinal de la Sapée ou synclinal des Douroulles avec un développement hectométrique.

-Plus ponctuellement on les retrouve à l'Ouest de St-Jacques (20 m au maximum).

-Au Nord de Senez aux environs du riou d'Ourgeas où ils atteignent une dizaine de mètres.

-A l'Est du Dégoutail à la hauteur de Senez (30 m).

-Au lieu-dit la Tuilière à la jonction du synclinal de Blieux avec une trentaine de mètres.

Le développement spatial de ces conglomérats, le plus souvent de part et d'autre des anticlinaux provençaux, souligne le contrôle morphostructural du substrat mésozoïque sur les premiers sédiments tertiaires (Cf. fig.3.5).

I.1.2a- La coupe de la route de Moriez

Le long de la route de Moriez **(fig.3.4)**, les couches sont subverticales et ravinent, en concordance apparente, les calcaires turoniens-sénoniens (Gubler, 1958). Plus au sud, ils sont nettement discordants sur les mêmes termes mésozoïques (Fougeirol & Tallon, 1972). La succession est la suivante :

La série débute par des bancs bréchiques plurimétriques à interbancs de graviers. Ces brèches sont constituées essentiellement de calcaires blancs du Crétacé supérieur (Turonien) dont la taille varie de la dizaine de centimètres au mètre. Quelques éléments de silex noir de petites tailles existent aussi (Gubler, 1958). Les imbrications assez frustres et les structures chenalisantes observées dans les interbancs à graviers soulignent des écoulements de l'est vers l'ouest ce qui confirme l'existence d'une zone haute plus à l'est.

Ce faciès bréchique atteint une trentaine de mètres d'épaisseur et évolue progressivement vers un faciès conglomératique à éléments tout d'abord sub-arrondis puis arrondis en même temps que la taille des éléments diminuent.

Les conglomérats à éléments arrondis jointifs superposés sont organisés en bancs érosifs dont l'épaisseur varie fortement de plusieurs dizaines de centimètres à plusieurs mètres, la taille des éléments suit la même logique. Ils présentent une pétrographie analogue à celle des brèches sous-jacentes avec des éléments essentiellement locaux.
Les niveaux conglomératiques sont à la base dominés par un granoclassement inverse puis normal plus ou moins bien représenté selon la taille des éléments, ainsi que des structures chenalisantes fréquentes (Bodelle, 1971) dont les axes ont une direction N-S et des imbrications vers le NNE.
Progressivement les interbancs gréso-silteux jaunâtres sont de plus en plus abondants et les niveaux conglomératiques montrent fréquemment des géométries de chenaux méandriformes dont les structures d'accrétion latérale traduisent systématiquement une migration vers l'ouest.

En se dirigeant vers Barrême, toujours le long de la RN 202, nous n'observons pas le passage avec la série marine paléogène, mais directement la série grise qui repose en discordance (Chauveau & Lemoine, 1961). Celle-ci caractérise une sédimentation lacustre dans laquelle on trouve de nombreux gastéropodes de l'Oligocène supérieur (Depéret, 1895 ; Carbonnel *et al.*, 1972). Il manque dans ce secteur la totalité de la série marine, ainsi que la base de la série continentale. Cette lacune et cette discordance ne peuvent s'expliquer que par l'existence d'une déformation et d'une érosion au cours de la sédimentation tertiaire (Pairis, 1971).

I.1.2b- Les autres affleurements

Les autres affleurements confirment l'existence d'un réseau hydrographique subméridien dans l'axe actuel du synclinal ce qui conforte l'existence d'une paléo-vallée drainant les dépôts fluviatiles dans une gouttière N-S **(fig.3.5)** où le rôle des structures E-W devient subordonné.

Au NNE de Barrême, le synclinal de la Sapée (Goguel, 1936 ; Bodelle, 1971) appelé aussi synclinal des Douroulles (Chauveau & Lemoine, 1961), orienté N-S, présente une série conglomératique pluridécamétrique reposant en discordance fortement ravinante sur les calcaires du Crétacé supérieur. Sur le flanc ouest sont localisées des brèches à éléments crétacés et des horizons conglomératiques grossiers passant vers l'est à des faciès alternants de niveaux conglomératiques moins épais et de marnes versicolores (Bodelle, 1971).

I.1.2c- Interprétation

Ces reliefs entretenus, limitant le développement spatial des dépôts, peuvent trouver leur origine dans l'existence d'un important réseau de failles, auquel se surimpose le diapir du Gevaudan (Guébhard, 1914 ; Goguel, 1936 ; Emré, 1977). T. Emré (p.127) émet l'idée que ce diapir s'est

mis en place précocement dès la phase de déformation provençale à la faveur des plis anticlinaux E-W, nombreux dans le secteur de Barrême.

De plus, dans l'autochtone ainsi que dans les Alpes maritimes, de telles structures diapiriques préexistaient dès le Lias, au droit des accidents subméridiens actifs (Dardeau & Graciansky, 1990), et perçaient localement au cours de l'Eocène (Gigot & Haccard, 1970).
Il n'a cependant pas été observé de matériel triasique remanié dans ces conglomérats, ce qui suppose que les dépôts gypseux du diapir du Gévaudan n'étaient vraisemblablement pas encore soumis à l'altération météorique (il faut attendre les séries grises à sédimentation saumâtre de l'Oligocène supérieur pour observer une contribution en matériel salin (Carbonnel *et al.*, 1972)).

Cette paléotopographie ainsi que le développement d'un régime fluvio-torrentiel semblent engendrés et entretenus par deux mécanismes successifs :

-Le plissement E-W d'âge fini-crétacé/paléocène, généré par la déformation provençale. Le comportement différentiel à l'érosion développe des reliefs en relation directe avec la lithologie des formations mésozoïques.

-L'existence d'un bourrelet de front (Cf. Partie I)) est difficile à caractériser. Cependant la puissance singulière des conglomérats infranummulitiques souligne une intense érosion en amont et également une déformation continue au cours de la sédimentation. Ces observations tendent à caractériser ici la signature du bourrelet de front. De plus, en première approximation ces dépôts sont contemporains du foredeep oriental de l'Eocène moyen (Cf. Partie I), ce qui serait en accord avec le modèle géodynamique de Crampton & Allen (1995).

-Enfin nous pouvons penser que l'halocinèse du Gévaudan (initiée au cours du Mésozoïque) à proximité se superpose au développement du bourrelet de front.

La superposition de ces deux phénomènes favorise le développement de cuestas, au creux desquelles s'installe une sédimentation fluvio-torrentielle, alimentée latéralement par des brèches de démantèlement des reliefs entretenus (fig.3.6).

I.1.3- Modalités de la transgression nummulitique : rôle de la paléo-topographie anténummulitique sur la répartition faciologique des premiers termes de la série marine paléogène

I.1.3a- Le secteur occidental de St-Jacques

Les premiers dépôts nummulitiques (marins) montrent une forte variabilité faciologique en relation avec la paléomorphologie anté-transgression (Chauveau & Lemoine, 1961 ; Bodelle, 1971 ; Vanzon, 1973 ; Graciansky *et al.*, 1982) **(fig.3.7)**.

Sur le flanc sud de l'anticlinal de Chaudon-Norante/St-Martin, au contact des calcaires barrémiens érodés (Coupe du Ravin de la Louve au nord des Aiguines) apparaît sur 2 m d'épaisseur un calcaire construit de type *boundstone*, à Algues lithothamniées, polypiers coloniaux et bivalves de grande taille (Bodelle, 1971).

Vers le sud (Pte 978 m ; source captée de St-Jacques), la proportion d'organismes constructeurs en place diminuent progressivement et des conglomérats perforés apparaissent.
Puis on ne retrouve plus que des fragments d'Algues lithothamniées dispersés dans une calcarénite grossière dont l'épaisseur n'excède pas 1 m. À contrario s'intercalent, entre le substrat marneux et les calcaires, des conglomérats jointifs à galets arrondis qui ne présentent des perforations qu'au sommet.
Leur épaisseur s'accroît vers le sud. Inexistants au nord, ils atteignent un maximum de 20 m à l'ouest de St-Jacques (ravin des Moulières). Plus au sud, nous n'observons qu'une calcarénite inframétrique, grossière à pectens, développée directement sur les calcaires barrémiens subverticaux.

Les premiers dépôts nummulitiques du secteur occidental de St-Jacques sont donc caractérisés par de francs changements latéraux de faciès et d'épaisseur, directement contrôlés par la

morphologie du paysage anté-transgression, héritée de la structuration provençale et de l'érosion différentielle du substrat.

I.1.3b- Les Olistolithes de Barrême

Les Olistolithes de Barrême (Chauveau & Lemoine, 1961), connus depuis Depéret (1895) et Boussac (1912), sont présents sur la bordure occidentale du synclinal en périphérie de Barrême **(fig.3.8)**.

Ils montrent une extension latérale de plus de 2 km du quartier des Vignes au nord de Barrême jusqu'à la ferme de la Dévôte au SE. Ces olistolithes (ou klippes sédimentaires. Bodelle, 1971), d'une trentaine de mètres de puissance au maximum, sont constitués de blocs à mégablocs anguleux de calcaires sénoniens reposant soit sur des conglomérats à galets perforés (Coulet pointu), soit directement sur les marnes apto-albiennes (barre du Pré des Aubres) ou encore sur les calcaires à Nummulites (pied de la butte de la Chapelle St-Jean). On les retrouve également ponctuellement plus à l'Est à la hauteur des Blachettes (Fougeirol & Tallon, 1972).

L'épaisseur est maximale à la chapelle St-Jean, où les mégablocs sénoniens atteignent des tailles conséquentes de plusieurs mètres cube. Latéralement, les niveaux à blocs évoluent vers des brèches, puis des horizons microbrèchiques intercalés dans une calcarénite grossière.

Certains auteurs envisageaient une origine orientale en raison de l'absence actuelle de terrains sénoniens à l'ouest du bassin (Bodelle, 1971 ; Elliot *et al.*, 1985 ; Evans & Elliot, 1999). Le caractère très localisé de ces olistolithes, sur le flanc nord des anticlinaux des Moulières-la Barre et les imbrications frustres mesurées dans les brèches soulignent une provenance de l'WSW. Cela appuie l'idée de Chauveau & Lemoine (1961), de supposer le "décoiffement d'une butte-témoin" de terrains du Crétacé supérieur à l'W de Barrême, terrains aujourd'hui disparus.

I.1.3c- Les Olistolithes de Blieux

Les Olistolithes de Blieux (Bodelle, 1971 ; Vanzon, 1973 ; Gitton, 1978) sont, comme dans le secteur de Barrême, principalement développés dans le domaine occidental du synclinal où ils constituent les corniches du Touchard et de la Barre de l'Échelette, alignées NW-SE **(fig.3.9)**.

Cette formation est constituée de blocs jointifs anguleux métriques à décamétriques de calcaires cénomaniens et localement turoniens (Vanzon, 1973). Elle repose au NW sur les calcaires cénomaniens qu'elle ravine fortement, et au SE sur des calcaires construits à nummulites ou encore directement sur les marnes apto-albiennes.

Son épaisseur varie selon cette direction avec un épaississement maximal au pied des calcaires cénomaniens et une diminution progressive vers la Bourbonne où les éléments sont alors de petite taille et diffus dans des calcarénites.

La présence de paléo-escarpements de calcaires cénomaniens dans la terminaison nord-occidentale de la Barre de l'Échelette, la taille des éléments, les imbrications mesurées et l'amincissement progressif des brèches vers le SE confirment l'existence de reliefs prononcés au moment de la transgression nummulitique.

Ces résultats sont analogues de ceux obtenus pour les olistolithes de Barrême et appuient ainsi l'idée de "buttes-témoin" de Crétacé supérieur en cours de démantèlement sur le rebord occidental du domaine de sédimentation. Celles-ci ont été complètement démantelées (Barrême), ou sont encore partiellement présentes (extrémité occidentale du synclinal de Blieux), alors ennoyées lors de la transgression nummulitique.

I.1.3d- Les géométries en onlap du flanc oriental

Le flanc oriental du synclinal et le secteur septentrional de Clumanc ne présentent pas une telle diversité de faciès en raison de l'homogénéité lithologique du substratum mésozoïque représenté essentiellement par les marnes apto-albiennes et cénomaniennes.

Les premiers dépôts marins se caractérisent par des calcarénites grossières à nummulites dans lesquelles s'intercalent localement des horizons conglomératiques à éléments arrondis jointifs, perforés. Les perforations observés sur les galets ne sont alors développées qu'au toit des conglomérats soulignant le non-remaniement de ceux-ci après leur dépôt (Gubler, 1958).

L'assise nummulitique du flanc oriental du synclinal de Barrême présente localement une géométrie en onlap sur le substrat crétacé (fig.3.10a), où les horizons conglomératiques soulignent des pulsations transgression/régression hautes fréquences au sein de la transgression généralisée. Ces niveaux conglomératiques présentent ailleurs (Ferme du Pigeonnier) des géométries chenalisantes **(fig.3.10b)**.

I.2- La discontinuité du ravin de la Colle

I.2.1-Du point de vue structural

Une cartographie détaillée des Grès de Ville, dans la terminaison périclinale nord du synclinal, met en évidence la présence de nombreux plis affectant cette formation **(fig.3.11)**.

Au nord, à la hauteur du Bois de Tartonne **(fig.3.12a)**, les Grès de Ville présentent une succession synclinal-anticlinal-synclinal faillée, superposée au plisssement de l'assise nummulitique. Elle est affectée d'accidents verticaux subméridiens dextres décalant le faisceau calcaire et localement les Grès de Ville représentés par une série de bancs de grès grossiers métriques.

Entre la ferme de Lamartine et le ravin de la Colle **(fig.3.12b)**, les bancs gréseux sont moins développés, dominés par une sédimentation silto-gréseuse. Les grès montrent des plis plus accentués où les flancs sont subverticaux avec des axes subméridiens à pendage sud compris entre 50° et 30°S. Ces plis s'amortissent vers l'ouest où les pendages s'attenuent et sont homogènes de l'ordre de 30°E le long de la crête occidentale de la Buissière d'Entouart.

Dans le fond du ravin de la Colle **(fig.3.12c)**, nous retrouvons les faciès marno-silteux des Grès de Ville où localement apparaît un petit anticlinal décamétrique de bancs silto-gréseux. L'extrados de ce pli est érodé par les dépôts gravitaires à dominante marneuse superposés constituants le terme de base des conglomérats de Clumanc. Cette surface de troncature se suit vers l'ouest en remontant le long du ravin de la Colle, où les coulées de débris marneux, plus épaisses, viennent alors éroder les marnes sommitales des Grès de Ville. L'intervalle silteux qui surmonte les sédiments gravitaires ne montre pas une telle déformation.
Il y a donc une franche discordance angulaire entre les Grès de Ville et les premiers termes des Conglomérats de Clumanc.

Les premiers dépôts des Conglomérats de Clumanc, caractérisés par des écoulements gravitaires remaniant les dépôts marneux sous-jacents (Cf.partie II, Chap.II) montrent un développement différentiel, peu épais à l'aplomb de l'anticlinal du ravin de la Colle, ils s'épaississent à l'ouest où les Grès de Ville n'affleurent plus et s'amincissent à nouveau lorsque ceux-ci réapparaissent, ainsi qu'au sud au pied de la butte de Champ-Richard. Les dépôts gravitaires viennent donc éroder les

plis développés dans la série sous-jacente et comblent les dépressions créées lors de la flexuration **(fig.3.13)**.

I.2.2- Modification des environnements de dépôts et des polarités d'écoulements (fig.3.14)

Les Grès de Ville, dominés par une sédimentation détritique à dépôts de tempêtes (Elliot *et al.*, 1985) caractérise un environnement hémipélagique de plateforme externe.

Les faisceaux gréseux présentent de nombreuses figures de traction (*groove-casts*) à la base des bancs décimétriques, ainsi que des figures d'affouillement (*flute-casts*) à la base de bancs métriques granoclassés.
Les directions et sens de courants, homogènes à l'échelle du synclinal, sont compris dans le secteur de Clumanc entre N330° et N010° soulignant une morphologie subméridienne avec une polarité d'écoulement du sud vers le nord, confortée par l'affinité pétrographique des grès avec les massifs méridionaux des Maures-Esterel (Ewans & Mange-Rajetzky, 1991).

Les Conglomérats de Clumanc se caractérisent par différentes unités conglomératiques bien marquées dans la topographie, intercalées de marnes silteuses. Ils traduisent la progradation d'un système deltaïque alluvial (Bodelle, 1971 ; Elliot *et al.*, 1985).

Les écoulements sont équatoriaux avec une polarité de l'est vers l'ouest associés à un enrichissement progressif en éléments issus des zones internes (Gubler, 1958 ; Graciansky *et al.*, 1971 ; Bodelle, 1971) soulignant leur surrection et l'extension de l'aire de drainage du système deltaïque jusqu'à ces massifs.

La discontinuité du ravin de la Colle, cartographiable sur tout le flanc occidental du secteur de Clumanc, délimite donc :
-Deux environnements sédimentaires forts contrastés,
-Une modification dans la polarité des écoulements,
-Des bassins versants différents, l'un méridional pour les Grès de Ville, l'autre oriental pour les Conglomérats de Clumanc.

I.2.3- Intégration des données biostratigraphiques

Cette discontinuité, scellée par les dépôts gravitaires de la base des Conglomérats de Clumanc constitue donc une discontinuité majeure où, à une discontinuité sédimentaire, se superpose une discordance angulaire prononcée.

Du point de vue stratigraphique, les données obtenues par les foraminifères planctoniques au sein des Grès de Ville, placent cette discontinuité à la base de la Zone P20 (Berggren *et al.*, 1995). Les intervalles marneux inférieurs (du membre de Champ-Richard et du membre de Tréouiller) séparant les passées conglomératiques des Conglomérats de Clumanc donnent des associations de foraminifères planctoniques caractéristiques de la Zone P20 (Cf. Partie II).

Elle résulte donc d'un phénomène rapide puisque les sédiments déposés de part et d'autre se situent au sein de la même biozone (Zone P20).

I.3- La discontinuité du Dégoutail

I.3.1- Du point de vue structural (fig.3.15)

Le ravin de Dégoutail se situe à la même latitude que le village de Senez sur le flanc oriental du synclinal. Il recoupe la série tertiaire fortement redressée et faillée **(fig.3.16a)**.

À l'extrémité orientale, on trouve l'assise nummulitique, à vergence est, reposant sur les marnes apto-albiennes. Elles viennent chevaucher les Marnes bleues dans lesquelles s'intercalent plusieurs horizons gréseux décimétriques contemporains des Grès de Ville. Ces niveaux détritiques sont subverticaux et plissés avec un axe nord-sud.

En se déplaçant vers l'ouest, au pied des Grès de Senez redressés constituant une barre repère subméridienne, on retrouve les marnes à microfaune planctonique abondante et intercalations gréseuses décimétriques qui présentent un pendage N195-60°W. Ils montrent un pendage subvertical, ce qui implique une discordance angulaire d'une vingtaine de degrés. Lorsque l'on suit latéralement la surface séparant les Grès de Senez et les dépôts sous-jacents, celle-ci vient tronquer les intercalations gréseuses vers le nord, alors qu'au sud les marnes superposées aux derniers bancs de grès sont plus développées ce qui implique une troncature plus accentuée vers le flanc oriental.

À la hauteur de Malvoisin, les Grès de Senez forment un anticlinal dont l'axe montre un plongement vers le nord. Il est percé au sud, mettant à l'affleurement les termes du coeur de l'anticlinal **(fig.3.16b)**.

Le coeur de l'anticlinal est constitué de bancs gréseux très micacés, eux-mêmes plissés, assimilés aux Grès de Ville. Le plongement de l'axe des grès est beaucoup plus fort que l'axe des Grès de Senez superposés ce qui appuie l'existence d'une discordance angulaire.

Les marnes silto-argileuses intercalées (membre du Dégoutail) entre les grès micacés et les Grès de Senez renferment quelques bancs gréseux repères dont les pendages montrent une divergence progressive qui s'appuie, de plus, sur un développement différentiel de cet intervalle marneux de part et d'autre de l'anticlinal.

Sur le flanc occidental du bassin, les marnes franches ne montrent que rarement des intercalations gréseuses ce qui donne une impression de concordance de l'ensemble des formations marines paléogènes, cependant le passage au faciès des grès de Senez est localement brutal, marqué par une surface d'érosion (déjà soulignée par Bodelle, 1971).

I.3.2- Modification des environnements de dépôts et des polarités d'écoulements

Les marnes dans lesquelles s'observent localement les intercalations gréseuses analogues aux Grès de Ville renferment une abondante microfaune planctonique et benthique caractéristique d'une sédimentation hémipélagique. Au toit de la discontinuité du Dégoutail, la sédimentation montre un faisceau contourné métrique à lambeaux de grès calcaires ocres, puis s'installe sur une vingtaine de mètres une série à dominante gréso-calcaire. Les premiers termes renferment quelques bivalves entiers ainsi que des terriers de type *ophiomorpha*. Ceux-ci disparaissent au fur et à mesure que se développent de façon récurrente des horizons argileux rouges centimétriques à traces de racines et manchons calcaires centimétriques soulignant des périodes d'émersions temporaires, ce qui est conforté par les déterminations des Ostracodes (Cf. Partie II).

La discontinuité du Dégoutail sépare donc un environnement franchement marin dans lequel se développe une sédimentation hémipélagique, d'un environnement proximal soumis à des émersions répétées ce qui explique la diminution progressive de la microfaune planctonique.

Les mesures de courant sont peu nombreuses dans les grès équivalent des Grès de Ville en raison du faible développement du détritisme dans ce secteur. Les quelques mesures effectuées donnent des directions SSW-NNE, compatibles avec les écoulements relevés dans l'ensemble du synclinal.
Dans la formation superposée, les mesures de courant sont rares et mal conservées en raison de l'intense bioturbation qui a affecté ces dépôts, cependant les axes de chenaux, les rides de courants, les imbrications de galets indiquent des écoulements moyens équatoriaux (Cf. fig.3.15).

Cette discontinuité marque une modification des polarités d'écoulements qui, subméridiennes pour les termes inférieurs, deviennent équatoriales pour les Grès de Senez.

On constate de fortes similitudes entre la discontinuité du Dégoutail et celle du ravin de la Colle. Elles sont caractérisées toutes deux par une discordance angulaire, plus marquée dans le secteur de Clumanc, ainsi qu'une discontinuité sédimentaire délimitant deux dynamiques contrastées :

-Le domaine sous-jacent à polarité subméridienne.

-Le domaine sus-jacent à polarité équatoriale, à sédimentation conglomératique dans le secteur de Clumanc, et à sédimentation gréseuse à Senez.

I.3.3- Intégration des données biostratigraphiques

Un échantillonnage ponctuel a été effectué de part et d'autre de cette discontinuité, dans les derniers niveaux marneux des Grès de Ville et dans les horizons les plus argileux de la base des Grès de Senez (Cf. Partie II). La microfaune planctonique déterminée dans les marnes sous-jacentes donnent une affinité P19, limite P20.

Au-dessus, les rares horizons argilo-maneux intercalés contiennent une microfaune planctonique peu abondante comprenant quelques individus marqueurs de la zone P20.

La discontinuité du Dégoutail se situe biostratigraphiquement à la base de la Zone P20. Ces résultats sont semblables de ceux obtenus dans le domaine septentrional du synclinal, de part et d'autre de la discontinuité du ravin de la Colle, ce qui met en lumière le synchronisme de ces deux discontinuités.

Ces deux discontinuités sont contemporaines et résultent d'un phénomène dont l'enregistrement se fait au moins à l'échelle du bassin. Il s'agit d'un évènement stratigraphiquement situé au sein de la Zone P30, c'est à dire compris entre 30,3 et 29,4 Ma selon l'échelle de Berggren *et al.*, 1995.

I.4- La transition entre la sédimentation marine et la sédimentation continentale

Elle n'est pas visible dans l'ensemble du synclinal, malgré le bon développement de la série continentale. Cependant, plusieurs secteurs permettent d'observer les modalités de passage de la série marine paléogène à la série continentale qui lui fait suite.

I.4.1- Dans le secteur de St-Lions/St-Jacques (fig.3.17)

Entre les derniers dépôts marins et la base des sédiments continentaux, représentés par la Molasse Rouge, apparaît un intervalle conglomératique à huîtres, localement construit (Biostrome de St-Lions, Chauveau & Lemoine (1961)) qui repose en discordance érosive angulaire sur différents termes de la série marine. Sur cet intervalle marin récurrent se développent en concordance les marnes silteuses de la Molasse Rouge.
Dans le secteur du Coulet Rouge à St-Lions, il est constitué d'un conglomérat polygénique noyé de polypiers coloniaux qui repose à la faveur d'une surface d'érosion sur les Conglomérats marins du Membre du Coulet Rouge.

-Plus au sud il est représenté essentiellement par des conglomérats à huîtres en place et repose sur les marnes silteuses sous-jacentes aux conglomérats de St-Lions (Y. Gubler (comm. orale) *in* Fougeirol & Tallon, 1972. p. 33).

-En se dirigeant vers Barrême on suit de façon discontinue ce niveau, toujours constitué de conglomérats à huîtres, reposant en discordance angulaire sur les marnes sommitales de la formation des grès de Ville (Château de Barrême, la Basse Palud).

-Aux Blachettes (sur le rebord oriental du synclinal), la discordance stratigraphique est très forte puisque la Molasse Rouge , à faciès nettement plus conglomératique, repose directement sur les conglomérats infranummulitiques du Bois de Lieye.

Ainsi dans ce secteur, la discordance ne se situe pas entre la série marine et la Molasse Rouge comme cela était précédemment décrit (Bousac, 1912 ; Lapparent, 1938 ; Gubler, 1958 ; Chauveau & Lemoine, 1961 ; Bodelle, 1971 ; Evans & Elliot, 1999) mais entre deux épisodes marins.
Le sommet des Conglomérats de St-Lions montre une surface d'érosion importante, accompagnée d'une discordance angulaire. La surface de discontinuité ainsi créée est scellée par des dépôts conglomératiques à huîtres et polypiers caractérisant une brève mais franche (absence de terme de transition et banc peu épais à faune marine franche) incursion marine avant que ne s'installe la sédimentation continentale de la Molasse Rouge débutant par des argiles silteuses rouges lie-de-vin à paléosols calcaires. Cet intervalle transgressif ne se développe pas sur l'ensemble du domaine puisque plus à l'est, c'est la série continentale qui repose directement en discordance angulaire sur les conglomérats infranummulitiques.

I.4.2- Dans le secteur de Senez

Les dépôts continentaux de la Molasse Rouge sont localisés sur le flanc oriental du synclinal, en rive droite de l'Asse de Blieux **(fig.3.18)**.

À Malvoisin, en rive droite de l'Asse de Blieux, les grès de Senez forment un anticlinal d'axe nord-sud surmonté par la Molasse Rouge. Entre ces termes s'intercalent sur une trentaine de mètres des conglomérats à galets jointifs perforés (conglomérats de Malvoisin). Ils érodent les grès verts constituant le sommet des grès de Senez dans ce secteur. Cette érosion est croissante vers le sommet de la structure anticlinale où les grès verts sont érodés **(fig.3.19)**.
Ils présentent deux horizons à constructions algaires stromatolithiques dont le dernier fait transition avec la série continentale superposée. Ces intervalles construits marquent des arrêts dans la sédimentation conglomératique sous une faible tranche d'eau.

En rive gauche de l'Asse de Blieux, on ne retrouve pas partout les conglomérats de Malvoisin. Au riou d'Ourgeas, ils apparaissent sur 1 m d'épaisseur avec des galets jointifs qui érodent les grès

verts, alors qu'au niveau du riou de Chauris ce sont des grès grossiers à galets flottants qui viennent éroder le sommet des grès verts.
Ils présentent dans leur partie sommitale un horizon palustre versicolore à traces de racines faisant transition avec la Molasse Rouge.

Dans le secteur de Senez, on retrouve donc une organisation verticale comparable de celle observée à St-Lions. Les formations marines sommitales présentent une discontinuité interne franche, associée localement à une discordance angulaire (secteur de St-Lions/St-Jacques) Elle délimite deux épisodes marins dont le second est marquée par le développement d'horizons construits à polypiers et algues sur lesquels s'installe en concordance la sédimentation continentale de la Molasse Rouge.

I.4.3- Dans le secteur de Clumanc (fig.3.20)

Le membre du Château de Clumanc, terme ultime de la série de Clumanc, ne présente pas d'affinité marine. En rive gauche de l'Asse de Clumanc, à l'aplomb de la butte du Château (943 m), il repose en discordance franchement érosive sur la série réduite des Sauzeries et sur les marnes du membre de Serre-Genestier. En rive droite de l'Asse de Clumanc, les conglomérats du Château deviennent concordants sur le membre des conglomérats de Serre-Genestier qu'ils érodent fortement.
Dans le domaine septentrional du synclinal que constitue le secteur de Clumanc les formations continentales ne sont pas présentes comme à Barrême, il n'est donc pas possible d'observer le passage à la Molasse Rouge.

Entre Clumanc et St-Lions, au lieu-dit les Gravières **(fig.3.21)** des argiles rubéfiées affleurent largement ; analogues à la Molasse Rouge. Chauveau & Lemoine (1961) et Bodelle (1971) les considéraient comme un faciès particulier des Calcaires à nummulites et des Marnes bleues.
Sous ces dépôts, on retrouve des conglomérats à éléments polygéniques comparables à ceux de Clumanc. Ils reposent avec une discordance angulaire de 90° sur les Calcaires à nummulites. L'ensemble de ces formations est surmonté d'une dizaine de mètres de marnes lie-de-vin et sables jaunâtres. Elles reposent sur les conglomérats polygéniques (de Clumanc) et latéralement directement en discordance sur les conglomérats perforés intercalés dans les Calcaires à nummulites.

Contrairement à ce qu'affirme J. Bodelle (p.267-268, 1971), ces observations confirment l'existence d'une discordance entre les Conglomérats de Clumanc/St-Lions et l'assise nummulitique verticalisée (Chauveau & Lemoine, 1961). À cela s'ajoute une discordance avec les dépôts continentaux de la Molasse Rouge. Cependant ici le niveau à polypiers et huîtres n'apparaît pas alors que nous l'avons observé aux environs de St-Lions. Il semble que la récurrence marine intercalée entre les conglomérats sommitaux de la série marine et les dépôts continentaux n'atteigne pas les domaines situés au nord de St-Lions.

I.5- Synthèse

Les données biostratigraphiques obtenues par l'analyse des foraminifères planctoniques et la présence de discontinuités similaires et contemporaines permettent, d'une part de préciser l'âge des discontinuités observées dans la série paléogène de Barrême et d'autre part d'établir un découpage en "séquences tectoniques" limitées par des surfaces de discordances **(fig.3.22)**.

On définit la série des Sauzeries comme l'intervalle sédimentaire représenté par la les Calcaires à nummulites, les Marnes bleues et les Grès de Ville qui montrent une bonne homogénéité dans l'ensemble du bassin.

La discontinuité du ravin de la Colle/Dégoutail résulte d'un évènement bref, située biostratigraphiquement à la base de la Zone P20 (FP). Elle définit une surface d'érosion et de discordance angulaire qui délimite des environnements sédimentaires contrastés et une modification importante et généralisée des polarités d'écoulement.

La série des Sauzeries correspnd à la trilogie nummulitique au sens de Moret (1936) et se traduit par une polarité subméridienne, générale à l'ensemble du bassin.

La série de Clumanc se traduit par une polarité essentiellement équatoriale. Elle est caractérisée par une forte hétérogénéité du milieu de sédimentation à l'échelle du bassin, avec les Conglomérats de Clumanc dans la domaine septentrional, les Conglomérats de St-Lions dans le domaine médian et les Grès de Senez dans le secteur méridional du bassin.

La discontinuité superposée (notée 3 sur la figure 3.22), placée antérieurement à la base de la Molasse Rouge, est redéfinie. Elle se situe en fait à la base du biostrome de St-Lions et des Conglomérats de Malvoisin et marque une surface d'érosion et de discordance. Elle est encadrée stratigraphiquement au mur par des sédiments du Rupélien élevé, au toit par des dépôts chattiens. Par corrélations, on la retrouve plus au Nord, au lieu-dit les Gravières, puis dans le secteur de Clumanc, à la base du terme conglomératique ultime de la série de Clumanc (membre des conglomérats du Château de Clumanc qui scelle la discordance).

Dans les dépôts continentaux, la série des grès verts est discordante sur les dépôts sous-jacents et vient sceller des plis développés dans la Molasse Rouge et la série grise (Pairis, 1971a ; Fougeirol & Tallon, 1972). Cette discordance est située au sommet du Chattien, proche de la limite Chattien/Aquitanien.

Ainsi la sédimentation marine paléogène montre plusieurs surfaces caractéristiques qui constituent des surfaces de discordance angulaire.

-Ces discontinuités ont-elles une origine eustatique?

-A partir de quand et de quelle façon la déformation se manifeste dans la série marine paléogène?

-Quelles sont les modalités d'enregistrement de la déformation?

-Quelles sont les interactions entre eustatisme et tectonique?

-Peut-on utliser la stratigraphie séquentielle dans la série paléogène pour affiner les corrélations ?

-Ce cadre séquentiel une fois établi, montre t'il des similitudes avec le découpage séquentiel proposé sur les marges passives et les bassins intracratoniques?

II - LES SÉQUENCES DE DÉPÔT

II.1 - La Série des Sauzeries
II.1.1 - Les Calcaires à nummulites
II.1.1a Cartographie et singularités locales
II.1.1b Les coupes de référence des Calcaire à nummulites
II.1.1c Interprétation en terme de fluctuations du niveau marin
II.1.1d Enregistrements de la déformation
II.1.2 - Les Marnes bleues
II.1.2a Les coupes de références
II.1.2b Interprétation en terme de fluctuations du niveau marin
II.1.2c Enregistrements de la déformation
II.1.3 - Les Grès de Ville
II.1.3a Données à l'échelle du synclinal
II.1.3b Analyse de faciès
II.1.3c Interprétation sédimentologique
II.1.3d Des objets singuliers
II.1.3e Interprétation en terme de fluctuations du niveau marin
II.1.3f Enregistrement de la déformation synsédimentaire
II.1.4 - Découpage séquentiel de la Série des Sauzeries et intégration des données chronostratigraphiques
II.1.4a Modèle séquentiel proposé
II.1.4b Intégration des données chronostratigraphiques
II.1.5. Conclusions

II.2 - La série de Clumanc et ses équivalents latéraux
II.2.1 - Contrastes à l'échelle du synclinal
II.2.2 - Problématique et méthodes utilisées

II.3 - Les Conglomérats de Clumanc
II.3.1 - Cartographie, structures et géométries d'ensemble
II.3.2 - Analyse sédimentologique
II.3.2a Les Conglomérats de Clumanc : une grande diversité de faciès
II.3.2b Les figures et structures sédimentaires relevées dans l'ensemble de la formation soulignent des écoulements subéquatoriaux
II.3.2c Les Conglomérats de Clumanc : un delta à caractère alluvial dominant
II.3.2d Effet des fluctuations du niveau marin sur les environnements deltaïques
II.3.3 - Organisation verticale de faciès.
II.3.4 - Découpage séquentiel
II.3.4a Les surfaces caractéristiques
II.3.4b Les cinq séquences de dépôts des Conglomérats de Clumanc
II.3.5 - Caractérisation de l'éventail synsédimentaire de Clumanc : Relation déformation et sédimentation
II.3.5a Les Conglomérats de Clumanc : une régression forcée (Posamentier *et al.*, 1992)
II.3.5b La cartographie des séquences de dépôts des Conglomérats de Clumanc souligne une dissymétrie dans l'enregistrement sédimentaire

II.3.5c La géométrie de l'éventail développé dans les Conglomérats de Clumanc : résultat de la surimposition de fluctuations de l'espace disponible et de la déformation plicative
II.3.5d Intégration des données chronostratigraphiques
II.3.6 - Conclusions

II.4 - Les Conglomérats de Saint-Lions
II.4.1 - Cartographie et structures
II.4.2 - Analyse sédimentologique
II.4.2a Les faciès rencontrés dans les Conglomérats de Saint-Lions
II.4.2b Les figures et structures de courant
II.4.2c Les Conglomérats de Saint-Lions : une organisation deltaïque de type Gilbert
II.4.3 - Organisation verticale de faciès
II.4.4 - Découpage séquentiel
II.4.4a Les surfaces caractéristiques
II.4.4b Les séquences de dépôts des Conglomérats de Saint-Lions
II.4.5 - Caractérisation du système deltaïque de Saint-Lions : relation déformation et sédimentation
II.4.5a Les Conglomérats de Saint-Lions : une régression forcée
II.4.5b Cartographie des séquences de dépôts
II.4.5c Interactions entre tectonique et sédimentation
II.4.5d Intégration des données chronostratigraphiques
II.4.6 - Conclusions

II.5 - Les Grès de Senez
II.5.1 - Cartographie, structures et géométrie des Grès de Senez
II.5.2 - Analyse sédimentologique
II.5.2a Les Grès de Senez
II.5.2b Les Conglomérats de Malvoisin
II.5.2c Les figures et structures de courant
II.5.2d Les grès de Senez : une dynamique sédimentaire de *shoreface*
II.5.3 - Organisation verticale de faciès
II.5.4 - Découpage séquentiel
II.5.4a Les surfaces caractéristiques
II.5.4b Les séquences de dépôt des Grès de Senez
II.5.5 - Relation tectonique et sédimentation
II.5.5a Les Grès de Senez : une régression forcée
II.5.5b Cartographie des séquences de dépôts
II.5.5c Des géométries caractéristiques
II.5.5d Effet de la déformation sur l'enregistrement et le développement des séquences de dépôts
II.5.5e Intégration des données chronostratigraphiques
II.5.6 - Conclusions

II.6 - Corrélations des formations marines paléogènes supérieures du synclinal de Barrême
II.6.1 - Corrélations proposées dans ce travail
II.6.1a Les points de corrélations
II.6.1b Corrélations des séquences de dépôts

II.7 - Synthèse

II- LES SÉQUENCES DE DÉPÔTS

II.1- La série des Sauzeries

La série des Sauzeries comprend les termes classiques de la trilogie nummulitique (Moret, 1936) représentée par les Calcaires à nummulites, les Marnes bleues et les Grès de Ville. Elle est limitée :

-Au mur par la surface de transgression marine paléogène.
-Au toit par la discontinuité supra-grès de Ville, du ravin de la Colle dans le secteur de Clumanc et du Dégoutail dans le secteur de Senez.

Une cartographie fine et une analyse sédimentologique en terme de variations verticales et latérales de faciès ont permis d'apprecier le développement spatial de chaque formation afin de mettre en lumière les enregistrements de la déformation ainsi que les fluctuations du niveau marin qui ont affecté les termes inférieurs de la sédimentation marine paléogène.

II.1.1- Les Calcaires à nummulites

II.1.1a- Cartographie et singularités locales

Les Calcaires à nummulites sont représentés dans l'ensemble du synclinal par un terme carbonaté dont la puissance varie entre 3m et 35m **(fig.3.23)**. Cette variabilité est, comme nous l'avons déjà précisé, liée à la diversité du substratum mésozoïque contrôlant la nature faciologique et la puissance des dépôts transgressifs (Cf. I.1.3).

II.1.1b- Les coupes de référence des Calcaires à nummulites **(fig.3.24)**

Nous avons pris comme coupe de référence la coupe du ravin des Sauzeries à Clumanc en raison des bonnes qualités d'affleurement et de l'existence de données biostratigraphiques (coupe 1 de la figure 3.23). A celle-ci s'ajoute :

-La coupe du Château de Clumanc sur la bordure orientale du secteur de Clumanc (coupe 2).
-La coupe de La Bastide de St-Lions au nord du secteur de St-Lions (coupe 3).
-La coupe du riou d'Ourgeas sur la bordure occidentale du secteur de Senez (coupe 4).
-La coupe de l'arête de Touchard dans le synclinal de Blieux (coupe 5).

•Description litho-faciologique (fig.3.24 & fig.3.25)

Ils débutent en discordance ravinante sur les marnes apto-albiennes (surface **a, a1**), où ils atteignent 35m d'épaisseur. Ils sont constitués de deux barres calcaires faisant surplomb, séparées par un intervalle marno-calcaire d'une vingtaine de mètres d'épaisseur. Latéralement l'assise nummulitique présente des développements verticaux contrastés :

-18,5m au Château de Clumanc,
-51,5m à la bastide de St-Lions,
-20,5m au Riou d'Ourgeas au NW de Senez (Bodelle, 1971),
-10,5m à l'arête de Touchard dans le synclinal de Blieux (Bodelle, 1971),

-61m au Ravin de la Bourbonne (Gitton, 1978).

•Évolution verticale de faciès

-Cote +0 à +10 m. La première barre calcaire est caractérisée dans les 8 premiers mètres par une calcarénite grossière à nombreux bioclastes (nummulites, bivalves, gastéropodes), terriers subverticaux, débris ligneux abondants et quelques galets marneux arrachés au substrat, localisés dans les premiers décimètres de l'assise carbonatée.

-Au sommet de ce premier banc, la sédimentation devient progressivement plus marneuse, moins riche en éléments figurés sur une épaisseur de 0,7 à 1m et marquée par une intense bioturbation (surface **a2**). Dans les autres secteurs, les premiers dépôts présentent localement de nombreux conglomérats perforés (coupe du Château de Clumanc, coupe du riou d'Ourgeas, coupe de la Bastide de St-Lions, coupe de l'arête de Touchard) avec un interbanc marneux plus ou moins bien exprimé.

-Cet intervalle marneux est limité au toit par une surface d'érosion (surface **b**) sur laquelle s'installe un banc pluridécimétrique de calcarénite grossière identique au banc de base. Latéralement ce banc érosif est microconglomératique (arête de Touchard) ou renferme des clastes marneux crétacés (coupe du riou d'Ourgeas). La surface d'érosion est fortement bioturbée par des terriers verticaux et horizontaux qui se prolongent dans les marnes calcaires sous-jacentes.

-Le toit du banc supérieur montre une abondante macrofaune bien conservée (surface **b1**), localement à algues, bryozoaires et polypiers (arête de Touchard, Riou d'Ourgeas) sur lesquels s'installe rapidement une sédimentation marneuse.

-Cote +10 à +27 m. La vire marno-calcaire débute par un calcaire gréseux bioclastique développé dans les premiers mètres, avant que la sédimentation devienne marneuse. Dans le tiers supérieur de cet intervalle apparaît un niveau (cote +22 m) à macrofaune en bon état (surface **b2**). Cet épisode marneux montre un développement vertical très contrasté selon les secteurs, ramené à moins d'1m à l'arête de Touchard.

-Les marnes sont alors brutalement interrompues par un horizon érosif (surface **c**), sans structures internes, de 0,3 à 0,5m d'épaisseur, constitué d'une calcarénite grossière à gros quartz anguleux. À la base de celui-ci quelques *groove-casts* ont été mesurés donnant des directions N190°-010°. Latéralement cet épisode détritique est beaucoup plus grossier, représenté par 2m de conglomérats jointifs à l'arête de Touchard, ou non observé (coupe du Riou d'Ourgeas, coupe de la Bastide de St-Lions).

-La surface supérieure de ce banc est intensément bioturbée (surface **c1**) et surmontée sans transition par un intervalle marneux.

-2 m de marnes qui évoluent progressivement vers un faisceau calcaire constituant la seconde barre repère.

-cote +33 à +36 m. Ce second faisceau calcaire épais de 3m est caractérisé par une calcarénite à terriers subverticaux, débris ligneux et malacofaune de gastéropodes et bivalves. Latéralement ce second épisode calcaire se réduit à moins de 2m (coupe du Château de Clumanc), ou à l'inverse atteint plus de 10m (coupe de la Bastide de St-Lions). Dans le secteur de Blieux (coupe de l'arête de Touchard), cet intervalle calcaire montre le développement de polypiers coloniaux et massifs algaires, brutalement interrompu par la mise en place, sur 5 m d'épaisseur, de brèches olistolithiques à éléments cénomaniens soulignant la destabilisation des reliefs périphériques. Au riou d'Ourgeas les marnes s'enrichissent progressivement en bancs bioclastiques stratocroissants limités au sommet par un banc calcaire microconglomératique à base érosive.

-La surface supérieure (surface d) est très fossilifère avec des individus entiers en position de vie tels que des huîtres, polypiers isolés (Boussac, 1912), associés à de nombreux grains de glauconie qui constituent dans la terminaison nord du synclinal un véritable sable glauconieux atteignant plusieurs décimètres d'épaisseur.
À Blieux, au toit des brèches cénomaniennes, s'installe un horizon métrique de calcaire construit (coupe de l'arête de Touchard), représenté latéralement par un banc où la macrofaune est très abondante (coupe du Ravin de la Bourbonne (Gitton, 1978)). Les marnes franches font suite brutalement à ces dépôts.

•Évolution microfaciologique (fig.3.25)

-À l'échelle de la formation, on observe une décroissance générale de la granulométrie et de la texture du sédiment (classification de Dunham) de la base de l'assise nummulitique jusqu'à la surface d'érosion de la cote +27m avec une texture *grainstone-packstone* dans la première barre jusqu'à une texture *mudstone* dans le sommet de la vire marno-calcaire.
Ceci souligne une diminution progressive de l'hydrodynamisme associée à une décroissance de l'influence détritique qui reste cependant conséquente.

-La proportion de quartz oscille entre 10%-15% dans l'intervalle marno-calcaire de la première barre calcaire et la vire marneuse superposée et 35% dans les horizons calcaires. Le haut de la vire marneuse montre cependant une augmentation de grains de quartz, atteignant jusqu'à 25%. Les débris ligneux montrent la même tendance avec des valeurs croissantes de 40% à 60% des éléments figurés.

-Au-dessus du banc calcarénitique de la cote +27m, l'évolution texturale présente une tendance inverse avec le passage d'une texture *mudstone* à la base jusqu'à une texture *grainstone-packstone* au sommet du second banc calcaire. La proportion de quartz, allant de 15% dans l'intervalle marneux à 30% dans la seconde barre calcaire, suit la même logique d'augmentation de l'hydrodynamisme et de l'influence détritique.

-La surface supérieure du second banc calcaire constitue une surface singulière de part la quantité remarquable d'individus entiers présents et de part la proportion de grains glauconieux atteignant plus de 30% des éléments figurés au niveau de la coupe des Sauzeries (Ech/95), et plus de 50% latéralement dans la terminaison septentrionale du Bois de Tartonne (Ech/99), où la partie sommitale du banc est représentée par une vingtaine de centimètres de sable glauconieux à nombreux bivalves entiers et polypiers isolés.

II.1.1c- Interprétation en terme de fluctuations du niveau marin relatif

On observe une bonne concordance de la succession verticale de faciès entre les différentes coupes étudiées.

Elles montrent des développements différentiels des faisceaux calcaires et des intervalles marneux entre les secteurs ainsi que des variations faciologiques du sédiment. Cependant les évolutions verticales sont similaires.

Les fluctuations dans l'évolution verticale de la dynamique sédimentaire, analogues d'un bout à l'autre du synclinal malgré les contrastes locaux, peuvent donc être interprétées en terme de variations du niveau marin (fig.3.26).

•Quatres surfaces caractéristiques ont été identifiées, délimitant des séquences de dépôts (sensu Vail *et al.*, 1977) plus ou moins complètes.

-Surface a, a1. Discordance de la série paléogène sur le substrat mésozoïque. La surface **a** et **a1** constituent respectivement le mur et le toit des conglomérats infranummulitiques à faciès Argens

lorqu'ils sont présents (coupe du Riou d'Ourgas, secteur oriental de Barrême). Dans les autres secteurs, elles sont amalgamées.

-**Surface b.** Surface d'érosion du toit du premier faisceau calcaire. Elle est scellée par une calcarénitique grossière localement conglomératique (coupe du riou d'Ourgeas, coupe de l'arête de Touchard).

-**Surface c.** Surface d'érosion du sommet de l'intervalle marno-calcaire. Elle est surmontée par un grès calcaire bioclastique pluridécimétrique. Latéralement ce banc est microconglomératique à galets crétacés, voire conglomératique atteignant 2m de puissance à Blieux où il est constitué essentiellement d'un conglomérat à galets jointifs perforés.

-**Surface d.** Surface supérieure de la seconde barre calcaire. Elle marque un arrêt dans la sédimentation, soulignée par le développement de glauconie et d'organismes fouisseurs et constructeurs. À Senez et à Blieux, s'intercalent au sommet de la barre calcaire, selon les localités, un intervalle érosif microconglomératique ou une puissante brèche érosive soulignant le démantèlement des reliefs périphériques. Au toit de ces décharges détritiques se développent des individus constructeurs.

•Les discontinuités sédimentaires, caractérisant des modifications nettes et brutale de la dynamique sédimentaire, permettent de distinguer 3 séquences superposées.

-**La séquence S1.** Elle est représentée par les premiers termes marins paléogènes constitués d'une calcarénite localement conglomératique à la base (surface **a, a1**) et évoluant vers une sédimentation plus fine, marno-silteuse (surface **a2**), traduisant une diminution progressive de l'hydrodynamisme du milieu. Elle souligne l'ennoyage continu du domaine de sédimentation et l'éloignement de la ligne de rivage avec une diminution de la part détritique grossière au profit des argiles fortement bioturbées.

-**La séquence S2.** Elle débute par un terme détritique érosif (surface **b**), localement conglomératique à galets crétacés (coupe du riou d'Ourgeas, coupe de l'arête de Touchard), et matrice gréseuse bioclastique. Elle passe presque sans transition à une sédimentation marno-calcaire (surface **b1**), puis à des marnes marquant un intervalle transgressif. Dans le dernier tiers un horizon fossilifère (surface **b2**) caractérise le maximum de transgression au-dessus duquel la sédimentation s'enrichit en faisceaux calcaires (Coupe du Riou d'Ourgeas) ou devient plus silteuse (Coupe du Château de Clumanc ; Coupe de la Bastide de St-Lions) soulignant un intervalle de progradation.

-**La séquence S3.** La base de cette séquence est sensiblement analogue au terme inférieur de la séquence précédente, marquée par une arrivée détritique érosive peu développée, voire inexistante localement (surface **c**). Il souligne un épisode bref et brutal d'apport détritique dans le bassin, sur lequel s'installe à nouveau une sédimentation marneuse franche marquant un ennoiement rapide de l'aire de sédimentation (surface **c1**) ce qui est conforté par l'abondance des terriers au toit du banc gréseux. Puis apparaît progressivement une sédimentation calcaire à granulométrie croissante (surface **c2**) traduisant la progradation du détritisme sur le bassin jusqu'à un environnement sédimentaire proche de celui observé dans l'assise nummulitique où abondent les bioclastes, débris algaires, bryozoaires et quartz.

-**La limite supérieure de cette séquence est une surface caractérisée (surface d) par l'abondance de grains glauconieux constituant localement un sable transgressif au sens d'Abbot (1986), associé à une macrofaune abondante avec des organismes constructeurs constituant une surface de condensation prononcée.** Cela souligne un arrêt de la contribution en matériel terrigène, propice à la condensation et au développement de la glauconie, des individus fouisseurs et constructeurs. Ceci est conforté par le passage aux Marnes bleues qui est le plus souvent net et franc avec des marnes à faunes planctoniques dès les premiers décimètres (coupe du Château de Clumanc),

ce qui indique un ennoyage rapide et prononcé de l'ensemble du bassin. Le hiathus de sédimentation, visible plus au nord, est marqué dans le secteur de Blieux par l'intercalation d'olistolithes cénomaniens érodant le toit de l'intervalle progradant de la séquence S3 sur lesquels se développent un massif construit. **Cette surface caractérise la limite de la séquence S3 et de la séquence supérieure S4, correspondant à la limite entre les Calcaires à nummulites et les Marnes bleues à laquelle se superpose une surface de condensation (horizon repère à glauconie ou construit).**

II.1.1d- Enregistrement de la déformation

Dans la terminaison septentrionale du synclinal, au nord du secteur de Clumanc, les Calcaires à nummulites sont affectés de plis d'axe nord-sud à plongement sud. Sur le flanc oriental, la géométrie de l'assise calcaire est beaucoup plus tourmentée, la flexuration est plus prononcée avec un resserrage et un redressement important des plis, ce qui est à mettre en relation avec l'existence de failles transpressives dextres allant jusqu'à de faibles chevauchements à la hauteur du Coulet Berton **(fig.3.27)**.

Le lever de coupes dans l'assise nummulitique de part et d'autre de ces accidents montre systématiquement des variations de l'épaisseur des bancs calcaires et des interbancs marneux.

Ces variations d'épaisseur peuvent être interprétées comme résultant d'une variation proximale/distale de faciès. Cependant le côté systématique de ces variations, de part et d'autre d'accidents, milite en faveur de la contemporanéité du jeu de ces fractures lors de la mise en place des premiers dépôts nummulitiques.

Les coupes représentatives montrent de fortes similitudes où chacun des cortèges sédimentaires peut être identifié et corrélé à l'échelle du bassin malgré les contrastes faciologiques (Cf. fig.3.24). On note cependant un développement vertical différent des séquences et des cortèges les constituant. Ceci souligne que la sédimentation carbonatée s'accompagne d'une déformation différentielle selon les secteurs du bassin de Barrême.

II.1.2- Les Marnes bleues

II.1.2a-Les coupes de références : les coupes du Clouet et des Sauzeries ; la coupe du Château de Clumanc ; la coupe du ravin de la Bourbonne

Plusieurs coupes ont été analysées afin de cerner les évolutions locales de faciès et d'épaisseur des Marnes bleues.

•Coupes des Sauzeries et du Château de Clumanc (fig.3.28)

Le sommet des Calcaires à nummulites montre un arrêt de sédimentation, marqué par une abondante macrofaune, d'individus fouisseurs (bivalves, gastéropodes) et constructeurs, associée à un sable glauconieux (surfaces **d, d1**). Le passage aux Marnes bleues est franc et brutal sans terme de transition.

Ces coupes, très proches l'une de l'autre, sont complémentaires. Au Château de Clumanc, la série marneuse superposée est moins dilatée que celle du flanc occidental, ce qui est dû à la lacune du sommet des marnes et des Grès de Ville, érodés par les Conglomérats de Clumanc.

•Évolution verticale de faciès

-La sédimentation marneuse débute dès le toit de la seconde barre calcaire (surfaces **d, d1**), sans terme de transition. Les marnes sont homogènes et franches. Aux Sauzeries, elles se poursuivent jusqu'à la cote +52 m où apparaît un intervalle détritique pluridécimétrique. La surface d'érosion (surface **e**) présente quelques figures d'abrasion du substrat, représentées par des *groove-casts* avec des directions moyennes d'écoulement N225°-045° (coupe des Sauzeries).
Sur le flanc oriental du Château de Clumanc, les marnes sont moins développées et montrent un horizon fossilifère à bivalves entiers, à la cote + 22,8 m (surface **d2**), puis deux bancs gréseux décimétriques (cote +31,25 à +32,1 m) à bases érosives contenant de nombreuses nummulites fragmentées, ainsi que des intraclastes marneux plurimillimétriques. Nous mettons en corrélation cette récurrence détritique de part et d'autre du synclinal.

-Au-dessus de ce banc (surface **e1**) réapparaît, à l'Est comme à l'Ouest, la sédimentation franchement marneuse à microfaune planctonique et benthique abondante sur une épaisseur pluridécamétrique.

-Aux Sauzeries, les marnes (cote +52,3 à +93 m) sont franches jusqu'à un horizon d'argiles plastiques (surface **f**), prémices de l'arrivée du détritisme que seront les Grès de Ville.
Au Clouet, où la série est plus épaisse, le sommet des marnes montre un intervalle de 1,5m plus carbonaté (cote +107,3 à +108,8) sur lequel s'installent les marnes finement litées, puis micacées, annonciatrices des Grès de Ville.

-Au Château de Clumanc, où la série est plus réduite, entre les cotes +45,4 à +62,25 m, apparaissent deux bancs de calcaires silteux. Ils ont une texture *wackstone* à petits grains de quartz anguleux et bioclastes. À la base, fortement bioturbée, on remarque quelques grains glauconieux diffus dans la matrice carbonatée (Ech. E11bis/99). Ils montrent des gastéropodes entiers et quelques nummulites. L'intervalle marneux est bioturbé et montre des nodules de pyrite oxydée.
A partir de la cote +62,25 m, la sédimentation redevient franchement marneuse avec une abondante faune planctonique et benthique.
Le toit des Marnes bleues est limitée par une surface d'érosion surlaquelle s'installe une sédimentation argilo-gréseuse à faune remaniée (cote +102,25 m), puis conglomératique caractéristique des Conglomérats de Clumanc. On constate qu'ici le terme des Grès de Ville n'est pas représenté.

Je considère les deux bancs de calcaires silteux comme les équivalents du faisceau calcaire observé sur la coupe du Clouet entre les cotes +107,3 et +108,8 m. On notera qu'entre le flanc oriental et occidental, les taux de sédimentation montre un rapport de 2 avec une dilatation dans le secteur occidental.

•Évolution microfaciologique (voir fig.3.25)

-Les marnes surmontant les Calcaires à nummulites montre dès la base une texture *mudstone* dans laquelle les éléments figurés sont essentiellement des foraminifères planctoniques et benthiques (entre 70% et 80%) flottants dans une boue carbonatée, la quantité de quartz détritiques est de l'ordre de 10% à la base. Elle montre une augmentation en quartz (jusqu'à 20%) sous le banc gréseux de la cote +52 m (coupe du ravin des Sauzeries).

-Au-dessus, la part du détritisme diminue progressivement avec un minimum à la cote +73 m où les quartz représentent moins de 5% des éléments constitués à plus de 90% de foraminifères (planctoniques et benthiques).

-Les marnes superposées montrent un accroissement de la teneur en quartz détritique qui se poursuit au-dessus de l'horizon argileux de la cote +93 m et atteint rapidement 20% des éléments soulignant le premières manifestations des Grès de Ville.

•Coupe du ravin de la Bourbonne

Le secteur de la Bourbonne à l'extrémité orientale du synclinal de Blieux montre une série très épaisse en comparaison des autres secteurs. La puissance totale de la série marine paléogène est d'au moins 260 m, le sommet de la série étant masqué par le Cénomanien chevauchant.

-L'assise calcaire atteint ici 60 m d'épaisseur avec une forte proportion d'interbancs marneux.

-Cet intervalle est limité au toit par un banc métrique (cote +61 m) avec une très grande abondance de la macrofaune (Lamellibranches, Gastéropodes, Nautiles, Crabes) qui se corrèle latéralement avec le calcaires à algues et polypiers coloniaux du sommet des calcaires de la coupe de l'arête du Touchard (Gitton, 1978).

-Puis s'installe une alternance de marnes homogènes et de bancs marno-calcaires métriques sur plusieurs dizaines de mètres.

-À la cote +105 m apparaît un banc calcaire argilo-gréseux repère riche en Crabes, très bioturbé à la base. Latéralement, à la hauteur de Blieux, ce niveau est représenté par un banc calcarénitique localement conglomératique à géométrie de chenal, érodant la série calcaire de la barre de l'Échelette (Vanzon, 1973 ; Gitton, 1978). Il représente l'équivalent latéral du faisceau détritique intramarneux du secteur septentrional du bassin.

-15 m de Marnes bleues dans lesquelles s'intercalent plusieurs bancs gréseux à bases érosives fortement bioturbées masquant les figures de courant de base de bancs (J.L. Gitton, 1978). Je considère ces intercalations détritiques comme équivalentes des Grès de Ville.

-Le faciès franc des Marnes bleues s'arrête au niveau d'un horizon lumachellique (cote +164,5m) sur lequel s'installent des marnes grises silteuses dont la puissance atteint au minimum la centaine de mètres en raison du chevauchement des calcaires cénomaniens, comme nous l'avons mentionné plus haut.

Malgré l'absence de données biostratigraphiques, le développement vertical et de la singularité faciologique du secteur de Blieux et de la Bourbonne, nous retrouvons sensiblement les mêmes tendances dans l'évolution sédimentaire que dans le reste du synclinal. Cependant la dilatation de cette série tend à penser à une subsidence plus forte du domaine oriental du synclinal de Blieux que dans les autres secteurs du synclinal (Gitton, 1978). Une analyse de la microfaune planctonique doit être envisagée dans ce secteur afin de préciser nos corrélations.

II.1.2b- Interprétation en terme de fluctuations du niveau marin relatif

Comme pour l'assise nummulitique, on observe une bonne concordance de l'évolution verticale de faciès dans l'ensemble du bassin. Ces fluctuations peuvent à leur tour être interprétées en terme de variations du niveau marin relatif **(fig.3.28)**.

•Les Marnes bleues présentent deux surfaces de discontinuités sédimentaires.

-Surface d. La surface supérieure des Calcaires à nummulites décrite précédemment est surface caractérisée par une lacune de sédimentation et de condensation aux Sauzeries où abondent les

grains de glauconie marquant une transgression franche et rapide sans dépôts. Au Sud, par l'arrivée de brèches massives érosives à Blieux, et d'une calcarénite microconglomératique à Senez.

-Surface e. C'est l'arrivée brutale de sédiments détritiques, marquée par une intercalation de grès à base érosive dans le secteur de Clumanc, et par des remplissages conglomératiques de chenaux à base érosive dans le synclinal de Blieux qui caractérise cette surface.

•Les Marnes bleues sont caractérisées par 2 séquences de dépôts (*pro parte*).

-La séquence S4- Elle débute au toit des Calcaires à nummulites, marquée dans le domaine septentrional par une surface très fossilifère à sables glauconieux (surface **d, d1**) constituant un niveau de condensation très prononcée. Dans le synclinal de Blieux, elle débute par le niveau érosif de brèches à olistolithes cénomaniens au toit du cortège progradant de S3 (surface **d**), l'intervalle transgressif est alors caractérisé par le développement d'un calcaire construit à madréporaires. La base de cet horizon construit correspond à la surface de transgression de S4 (surface **d1**). Dans le ravin de la Bourbonne ce niveau est un banc gréso-calcaire contenant une grande diversité de macrofaune.

Au-dessus, s'installent de façon franche et générale des marnes à faunes planctoniques traduisant un environnement hémipélagique franc. Sur le flanc occidental des Sauzeries, le maximum de transgression est superposée, au regard de l'abondance de glauconie, à la limite de séquence S3/S4.

Les marnes superposées montrent une tendance inverse avec une proportion de quartz qui oscille entre 20 à 25% des éléments figurés indiquant la progradation du détritisme (qui reste fin) dans le bassin. Sur le flanc oriental (coupe du Château de Clumanc) l'intervalle marneux superposé montre la récurrence de passées bioclastiques.

La surface supérieure est limitée par l'intercalation de décharges gréseuses bioclastiques érosives (surface **e**).

-La séquence S5- L'intercalation de matériel détritique érosif (bioclastes, quartz, galets de boue) traduit une baisse rapide du niveau marin relatif facilitant l'érosion et le transit de matériel terrigène dans le bassin (surface **e**). Dans le synclinal de Blieux, cet horizon détritique présente localement un chenal à remplissage conglomératique, au toit duquel se développe un faciès à lithotamniés et polypiers coloniaux (Vanzon, 1973), impliquant une faible bathymétrie.
La série marneuse directement superposée montre une diminution progressive de la teneur en quartz traduisant l'intervalle transgressif de S5.

La limite intra-marneuse, séparant les marnes franches sous-jacentes des marnes silteuses litées, prémices à l'arrivée des Grès de Ville, traduit un minimum en matériel terrigène, caractéristique du maximum d'inondation (surface **f**). Dans le secteur de Clumanc, sur le flanc occidental, cette surface est bien caractérisée du point de vue du microfaciès avec une proportion très faible du détritisme (<10% quartz) et des éléments figurés dominés par une abondante microfaune (>85%). De plus, au Clouet, la transition avec les marnes silteuses est nette et franche. Sur le flanc oriental, la position de celle-ci est plus discutable, vraisemblablement à la base du faisceau calcaire qui comprend de petits quartz anguleux soulignant une augmentation de l'influence terrigène dans le bassin. Cette surface est donc remarquable puisqu'elle traduit un maximum de transgression où le détritisme est représenté essentiellement par les argiles.

Au-dessus, la sédimentation montre une contribution croissante en matériel terrigène, tout d'abord micacé puis gréseux, annonciateur des Grès de Ville.

II.1.2c- Enregistrements de la déformation

L'exemple le plus spectaculaire de déformation synsédimentaire au sein de la formation des Marnes bleues est observable sur le versant nord de la butte du Château de Clumanc **(fig.3.29)**.

Le faisceau calcaire intercalé dans les Marnes bleues présente une variation notable de la puissance des bancs et de l'interbanc marneux.

L'assise nummulitique montre une succession de plis d'axe nord-sud relativement serrés. On constate que les variations dans l'épaisseur du faisceau calcaire se superpose relativement bien à la géométrie de l'assise.

Les deux barres repères montrent un amincississement au toit de la structure anticlinale, et un épaississement de part et d'autre, soulignant une déformation plicative contemporaine de la sédimentation des Marnes bleues.

On remarquera également le développement différentiel des marnes sous-jacentes à ce faisceau calcaire, avec une épaisseur double du flanc occidental (coupe du Clouet) par rapport au flanc oriental (coupe du Château de Clumanc).

Dans le synclinal de Blieux, un transect WNW-ENE met en évidence une très forte dilatation du secteur oriental du bassin **(fig.3.30)** avec une série marine dépassant les 250 m. L'intervalle marneux que l'on attribue aux Marnes bleues, atteint une centaine de mètres (l'équivalent des Calcaires à nummulites atteint 60 m d'épaisseur). Les données paléoécologiques obtenues sur la macrofaune de la série du ravin de la Bourbonne indiquent une tranche d'eau n'excédant pas la centaine de mètres (Gitton, 1978.p. 419). Seule une subsidence marquée du secteur oriental du bassin de Blieux peut expliquer la puissance remarquable de la série marneuse déposée sous une faible tranche d'eau.

II.1.3-Les Grès de Ville

II.1.3a- A l'échelle du synclinal

La carte au 1/50000, ainsi que les levers que nous avons effectués montrent que les grès de Ville (Boussac, 1912) sont cartographiables dans l'ensemble du synclinal de Barrême, du synclinal de Blieux à la terminaison périclinale nord de Tartonne.

•Le développement vertical (fig.3.31)

L'analyse de la puissance des Grès de Ville montre une forte hétérogénéité :

-des domaines à fort développement vertical, comme les secteurs de St-Jacques, Chambaresc, Tartonne et Chauris au nord de Senez,

-d'autres secteurs où la série gréseuse est plus réduite comme dans les secteurs de St-Lions, Dégoutail et l'extrémité occidentale de la barre de l'Échelette à Blieux.

Cette variabilité se superpose relativement bien avec la localisation des plis provençaux anté-transgression. En effet les épaisseurs sont minimales au toit de l'anticlinal de St-Martin, où les grès sont réduits à quelques bancs décimétriques, alors que de part et d'autre les Grès de Ville atteignent plusieurs dizaines de mètres. Cela souligne le contrôle morphostructural des plis anté-transgresssion sur la sédimentation des Grès de Ville, avec la présence de dépôt-centres de part et d'autre des anticlinaux E-W.

Par ailleurs, les Grès de Ville sont peu représentés voire absents sur le flanc oriental du synclinal. Cela peut s'expliquer par l'existence d'une morphologie en cuvette nord-sud, drainant les dépôts détritiques au coeur de la gouttière (terme employé d'ailleurs par J. Bodelle (1971) pour définir le synclinal Barrême-Senez). On remarque la faible puissance des grès lorsqu'ils sont présents sur le rebord oriental du synclinal, cependant les tronchatures fréquentes (secteur de Clumanc, de St-Lions) et le recouvrement par la série continentale masquent le plus souvent la série marine.

•Les sens d'écoulement (fig.3.31)

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

Le contrôle morphostructural anté-transgression, d'orientation équatoriale, n'affecte donc pas la polarité des écoulements mais essentiellement le développement vertical des Grès de Ville. Cette attenuation des morphologies E-W se fait au profit d'une orientation subméridienne qui contrôle les écoulements des Grès de Ville.

À ce développement différentiel s'ajoute la localisation des systèmes chenalisants situés sur les flancs nord des anticlinaux provençaux où ils présentent des écoulements moins longitudinaux que les dépôts gréseux de l'ensemble du bassin, soulignant des contributions latérales en matériel détritique :

-Chenal de Chambaresc, enraciné dans les marnes silteuses avec un axe N020-200° à N040-220°.

-Chenal du Clouet dans les derniers bancs gréseux de la crête du Clouet avec un axe N040-220°.

-Chenal de la ferme de Chauris au nord de Senez, une dizaine de mètres sous les grès de Senez, avec un axe N020-200°.

II.1.3b- Analyse de faciès

L'analyse sédimentologique des Grès de Ville a été effectuée dans différents secteurs du synclinal de Barrême. La série représentative de la dynamique sédimentaire est celle des Sauzeries, prise comme coupe de référence. Des objets sédimentaires singuliers seront par ailleurs détaillés.

•8 faciès distincts ont été identifiés dans les Grès de Ville (tab.3.1).

À l'exception des bancs grossiers caractéristiques des écoulements turbiditiques (Ggt) et des faciès de remplissage de système distributaire (grès grossier granoclassé à intraclastes), la majorité des faciès rencontrés présente des structures sédimentaires caractéristiques des dépôts soumis aux influences de la houle (Elliot *et al.*, 1985). L'intensité de l'hydrodynamisme affecte directement l'organisation interne du sédiment.

Il est proposé une distribution spatiale des structures sédimentaires de dépôts de tempêtes (Bourgeois, 1980 ; Dott & Bourgeois, 1982 ; Guillocheau, 1990 ; Seilacher & Aigner, 1991) en relation avec le gradient d'intensité de la houle de tempête donc de l'épaisseur de la tranche d'eau (*shoreface* & *offshore*), engendrant une modification des paramètres hydrodynamiques **(fig.3.32a ; 3.32b)** :

-En milieu de *shoreface* (milieu de sédimentation à houle permanente) :

Les dépôts de tempêtes sont caractérisés préférentiellement par des *Hummocky Cross Stratification* en érosion **(fig.3.33a)**, proches des *Swaley Cross Stratification* (Brenchley, 1985 ; Guillocheau, 1990). Les surfaces d'érosion sont prononcées et marquées par des gouttières et sillons d'érosion, résultants de courants répétitifs, stables dans leur direction et forts, ce qui est le cas des tempêtes. Il en résulte un caractère plus sableux (rapport sable/argile élevé) et un amalgame fréquent des bancs (Dott & Bourgeois, 1982 ; Einsele & Seilacher, 1991 ; Guillocheau, 1990).

Si le caractère de houle permanente (non liée aux épisodes de fortes tempêtes), persiste dans un sédiment riche en argile, les bancs gréso-silteux sont peu développés et montrent alors

systématiquement des structures à rides symétriques, interprétées comme des rides de houle **(fig.3.33b)**.

Ces dépôts peuvent présenter un aspect lenticulaire en mamelons (faciès LGf^) de type rythmites gradées (Guillocheau, 1990) dans une sédimentation riche en sable **(fig.3.33d)** où la sédimentation enregistre les tempêtes répétées (Dott & Bourgeois, 1982).

-En milieu d'*offshore* (milieu de sédimentation sous la zone de houle permanente) :

Ce sont les *Hummocky Cross Stratification* en accrétion (latérale ou verticale) peu érosives qui dominent les dépôts de tempêtes **(fig.3.33c)**. La sédimentation plus argileuse n'enregistre que les évènements de tempêtes majeures ressemblant aux turbidites (faciès Gm^ et Ggt).

•Évolution verticale de faciès de la coupe des Sauzeries le long de la route D219

La coupe est levée le long de la route des Sauzeries (route D219) en direction de la Poste de Clumanc. Elle présente un développement d'une cinquantaine de mètres dans laquelle se distinguent trois faisceaux gréseux plurimétriques séparés par des marnes silteuses d'épaisseur décamétrique, localement à horizons contournés **(fig.3.33)**.

Chaque faisceau gréseux présente une organisation strato-grano-croissante. Il débute par des lentilles gréseuses convexes-plates à stratifications obliques dans lesquelles s'intercalent progressivement des bancs tout d'abord de type turbiditiques (faciès Ggt) faiblement érosifs, puis des horizons décimétriques à HCS plates (faciès Gm^, Gg HCS. Les bancs de grès fins pluricentimétriques ne sont pas érosifs et présentent fréquemment des rides de houle **(fig.3.33e)**.

Chaque faisceau montre une augmentation progressive de l'influence permanente de la houle, avec à la base des "turbidites de tempêtes (faciès Gm^) marquant les tempêtes majeures, puis des horizons à HCS (faciès Gg^) et parfois des bancs plus épais, érosifs et amalgamés à structures HCS en érosion, voire de type*Swaley Cross Stratification* (faciès Gg SCS).

Au sommet des Grès de Ville, la sédimentation est essentiellement silto-gréseuse, dominée par des lentilles convexes plates laminées à rides chevauchantes et structures HCS **(fig.3.33d)**. Les horizons plus gréseux montrent de fréquentes rides de houle et les HCS en érosion sont fréquentes.
Ce dernier faisceau atteint localement une dizaine de mètres, mais cet intervalle s'observe difficilement en raison de sa position en surface structurale au toit de la Buissière d'Entouart. Ce faciès est similaire aux rythmites gradées de Guillocheau (1990).

Les grès présentent de nombreuses figures de bases de bancs qui traduisent des écoulements subméridiens, ce qui est conforté par le sens des rides de courant (rides dissymétriques sommitales, principalement des rides lingoïdales).

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

Au niveau du Clouet (Coupe du Clouet/99), les grès de Ville sont moins bien développés avec une dominance des marnes silteuses litées sur les horizons détritiques. Les niveaux gréseux sont à 90%

constitués de grès fins à moyens et montrent des géométries lenticulaires convexes-plates à HCS (faciès LGf^), identiques à celles de la figure 3.33d. Les bancs continus présentent des rides de houle. Les derniers 10 m montrent un accroissement progressif des intercalations gréseuses et débutent par des strates à HCS peu érosives associées à des rides de houle et se terminent par un faciès plus grossier, érosif à galets mous, de type turbiditique (séquence Tab de Bouma) à géométrie de chenal.

II.1.3c- Interprétation sédimentologique

Les Grès de Ville du secteur des Sauzeries apparaissent plus progressivement que ce qui est décrit par Evans & Elliot (1999). Au-dessus de la surface **f**, les marnes deviennent de plus en plus micacées et silteuses et des petits horizons gréseux centimétriques puis décimétriques s'y intercalent.

Les Grès de Ville sont dominés par une sédimentation marno-silteuse à lentilles gréseuses convexes-plates à rides de courant dans laquelle apparaissent épisodiquement des dépôts de tempêtes de type HCS. On constate une nette prépondérance des faciès lenticulaires et des strates à structures HCS peu érosives (absence de sillon et de gouttière) à accrétion verticale.

Ils montrent trois intervalles détritiques distincts, séparés par des épisodes marno-silteux rétrogradants. Chaque intervalle gréseux présente une organisation interne progradante allant de faciès distaux (*offshore*) caractérisés par une dominance des marnes silteuses à turbidites de tempêtes épisodiques vers des horizons pluridécimétriques à HCS de plus en plus érosifs, intercalés de niveaux plus fins à rides de houle. Cette évolution traduit le passage d'un environnement distal de type *offshore* inférieur à un environnement plus proximal houle quasi-permanente (*offshore* supérieur ou limite *offshore/shoreface*).

À l'échelle de la formation, on retrouve cette même tendance progradante avec un accroissement du rapport sable/argile, le passage de faciès distaux à houle épisodique, vers des faciès plus proximaux à HCS en érosion et à houle quasi-permanente (rythmites gradées). Ceci se confirme au niveau du Clouet où l'on retrouve cette même évolution avec l'apparition au sommet de la formation de grès grossiers à géométrie chenalisante (coupe du Clouet/99 ; coupe de la Grande Bastide/99).

II.1.3d- Des objets singuliers

•Le système chenalisant de Chambaresc (fig.3.34)

-Description faciologique

À la hauteur du Pont de Chambaresc, à mi-chemin entre Barrême et Clumanc, on observe de part et d'autre de l'Asse de Clumanc les Grès de Ville qui forment un ressaut dans la topographie générale. Les grès ont un pendage régulier N120°-30°NE et une puissance pluridécamétrique constitués de bancs gréseux fins à médiums dont l'épaisseur unitaire dépasse rarement les 50cm et d'interbancs marneux micacés.

À la base de cette série, on note cependant la présence de bancs plurimétriques de grès grossier-graveleux à intraclastes marneux, bioclastes et débris de végétaux. L'assise des grès montre une géométrie chenalisante inscrite dans les marnes silteuses de l'encaissant et dissymétrique avec un flanc ouest abrupt qui entaille sur plus de 5m le substrat marno-silteux. Le matériel à remplissage gréseux montre une quantité importante de galets marneux sur ce flanc soulignant l'abrasion du substrat meuble au moment du creusement/dépôt du chenal.

Par la suite les bancs sont fréquemment amalgamés et foisonnent de galets mous, ils sont majoritairement lenticulaires concaves-plats érosifs dominés par des structures SCS (faciès Gg SCS). Le

matériel de remplissage des chenaux est granoclassé grossier à base érosive développant des sillons pluridécimétriques à métriques dans lesquels l'organisation interne se rapproche des turbidites (Bouma, 1962).

Cependant les fréquentes déformations hydroplastiques et niveaux à convolutes viennent souvent détruirent les structures originelles et soulignent les déstabilisations sur la pente. A cela s'ajoute la présence de filons de profondeur pluricentimétrique à remplissage gréseux *per descensum*. Les directions de fracturation de ces microfilons sédimentaires sont identiques aux directions des figures d'abrasion de base de bancs soulignant de fréquentes instabilités sur la pente.

-Interprétation sédimentologique

En comparaison du domaine septentrional des Sauzeries et du Clouet, on note une nette prédominance des sables sur les intervalles marno-silteux. Les dépôts de tempêtes sont plus grossiers avec des sillons érosifs métriques. À cela s'ajoute le caractère inscrit des chenaux, leur abondance ainsi que la nature grossière et bioclastique (faune entière à turritelles) du matériel de remplissage soulignant la proximité du rivage. Ces structures, ainsi que les géométries rencontrées indiquent un environnement de type *shoreface* où dominent les dépôts de tempête amalgamés et fortement érosifs.
Les directions d'écoulement mesurés dans les Grès de Ville à Chambaresc sont obliques par rapport à l'axe de la gouttière *sensu* Bodelle (1971) avec une composante NNE dominante, soulignant des apports latéraux et non pas seulement axiaux et longitudinaux. Cela conforte l'idée, déjà émise avec la présence des olistolithes et des intercalations détritiques dans les Calcaires à nummulites, d'une ligne de rivage proche et pérenne sur la bordure occidentale du bassin de Barrême.

•Les lentilles singulières de la Buissière d'Entouart

-Description faciologique

Dans le secteur de Clumanc, les Grès de Ville constituent la crête occidentale de la Buissière d'Entouart. On observe trois à quatre entités distinctes de formes oblongues atteignant jusqu'à 100m de long dans la section observable (Panorama de la Buissière d'Entouart).

Un de ces objets a été particulièrement détaillé **(fig.3.35)**. L'intersection entre la direction de la section d'affleurement (020°-200°) et les figures de courant, essentiellement des *flute-casts*, relevées à la base des bancs (N330°) montre que cette section est oblique par rapport à l'écoulement.
La lentille de la cote 1013m a une extension à l'affleurement de plus de 70 m et une épaisseur maximale plurimétrique (5 à 8 m). la texture est caractérisée par un grès médium à grossier à structures turbiditiques incomplètes (séquence Tabc et Tbc selon la classification de Bouma, 1962).

Les Grès de Ville débute progressivement, plusieurs mètres sous cet écorché par l'arrivée strato-granocroissante de bancs gréseux à structures turbiditiques (Tbc), occasionnellement à HCS. Le contact de cette lentille avec le substrat marno-silteux est en ce point franchement érosif avec des *flute-casts* décimétriques. Les nombreuses érosions internes, soulignées par des horizons d'intraclastes marneux conduisent à une faible régularité latérale/longitudinale de l'épaisseur de chaque épisode gréseux. À cela s'ajoute de fortes variations latérales de faciès avec des bancs turbiditiques d'épaisseur métrique passant en quelques dizaines de mètres à des niveaux de grès fins de quelques décimètres à rides de courant. Peu des structures sédimentaires sont visibles à l'exception de rides de courant en sommet de banc ou dans les niveaux les plus fins.

-Interprétation sédimentologique

L'ensemble gréseux de la cote 1013m est la seule lentille gréseuse de la Buissière d'Entouart à avoir été détaillée, il sera donc difficile de généraliser aux autres corps. L'aspect de lentille très aplatie (rapport Longueur/Hauteur>8) indique que cet ensemble est peu inscrit dans le substrat marneux

soulignant une faible contrainte morphologique (plane et peu pentée) sur l'agencement spatial des dépôts. L'abondance des surfaces d'érosion intraformationnelles ainsi que le faible degré de maturité des turbidites montrent une bonne affinité avec le remplissage de système chenalisant. Chaque banc, individuellement considéré, présente une géométrie concave-plate à base érosive soulignée par les galets mous d'abrasion du substrat au cours du transport. L'absence de structures de tempêtes dans cette unité, dominée par des rides de courant confirme un hydrodynamisme unidirectionnel des écoulements.

La présence de chenaux dans ce secteur est conforté par l'existence d'un système distributaire plus en amont (Chenal de Chambaresc) et peut expliquer le développement en position distale de dépôts turbiditiques grossiers (grès du Bois de Tartonne).

Nous voyons, par conséquent, que latéralement aux aires de sédimentation dominées par des dépôts de tempêtes (cas le plus fréquemment rencontré dans le synclinal), apparaissent quelques secteurs où se distinguent des écoulements turbiditiques localement chenalisants permettant le transit du matériel détritique dans le bassin. Ceci est conforté par l'incursion au sein des dépôts de tempêtes d'épisodes gravitaires turbiditiques.

II.1.3e- Interprétation en terme de fluctuations du niveau marin relatif (Cf. fig.3.28).

Le sommet des Marnes bleues montre une contribution détritique très faible et principalement argileuse caractérisant le maximum d'ennoyage de la séquence **S5** (surface **f**, Cf. fig.3.25).

L'apparition progressive des incursions détritiques dans le bassin avec le passage d'un environnement *offshore* distal (sous la zone de houle permanente) à un environnement limite *offshore/shoreface* inférieur (zone à houle permanente) traduit la diminution continue de la tranche d'eau liée à la progradation du détritisme dans le bassin. Les grès de Ville montrent donc une tendance progradante à l'échelle de la formation avec localement l'apparition de chenaux distributaires (Clouet, Buissière d'Entouart, la Grande Bastide à Senez).

À la progradation générale se superposent des fluctuations plus courtes bien visibles au niveau de la coupe des Sauzeries où chaque épisode gréseux traduit un cortège progradant séparé par des intervalles marno-silteux de rétrogradation. Cet intervalle de progradation est limité au toit par la discontinuité du Ravin de la Colle/Dégoutail (surface **g**).

Du point de vue paléobathymétrique, les travaux de J.L. Gitton (1978) sur la malacofaune du secteur de Blieux indiquent une profondeur d'eau n'excedant pas la centaine mètres de profondeur, ce qui est compatible avec les faciès dominés tempêtes observés dans les Grès de Ville. Elliot *et al.* (1985) suggèrent même une paléobathymétrie plus faible, comprise entre 40 et 50 m.

Evans & Elliot (1999. p.1629) ont récemment proposé que la transition des Marnes bleues aux Grès de Ville était représentée par une surface d'érosion brutale traduisant une régression forcée (au sens de Posamentier *et al.*, 1992). Ce passage brutal peut être observé localement comme à la base des corps chenalisants, mais, de façon générale, l'arrivée des Grès de Ville est progressive, annoncée par des marnes silteuses, puis des intercalations silto-micacées avant les termes francs des Grès de Ville (Cf. Evolution des microfaciès de la figure 3.25). D'ailleurs, le chenal de Chambaresc est enraciné dans des marnes silteuses micacées annonciatrices des grès et la lentille 1013 m n'érode pas les Marnes bleues mais des marnes silteuses dans lesquelles apparaissent déjà une dizaine de mètres sous cette surface des passées gréseuses turbiditiques et à HCS (Coupe des Sauzeries ; Coupe 1013 m). De même, on observe que les foraminifères planctoniques persistent dans les marnes silteuses (Cf. partie II) et disparaissent progressivement.

La sédimentation des Grès de Ville s'inscrit donc dans l'intervalle de progradation (cortège de Haut-Niveau Marin) de la séquence S5 surmontant la surface d'inondation maximum (surface f). L'analyse faciologique de la récurrence marneuse, observée au toit de la Buissière d'Entouart et du Clouet, montre qu'il s'agit en fait de dépôts silto-gréseux soumis à la houle permanente, similaire à des rythmites gradées (Guillocheau, 1990).

En conclusion, les Grès de Ville ne constituent pas des dépôts associés à une régression forcée (Evans & Elliot, 1999), mais ils s'intègrent en fait dans le cortège de haut niveau marin de la séquence S5 avec un dispositif détritique progradant sur un domaine de sédimentation hémipélagique. La progradation des Grès de Ville accompagne une diminution progressive de la tranche d'eau qui se manifeste par une influence croissante de la dynamique de houle.

II.1.3f- Enregistrement de la déformation synsédimentaire

•La terminaison septentrionale du synclinal (Bois de Tartonne)

La terminaison périclinale nord du synclinal montre une assise carbonatée affectée de plis N-S **(fig.3.36)**. Les Grès de Ville, constituant la surface structurale de la Buissière d'Entouart, montrent une divergence des directions d'écoulement de 15° entre le flanc Ouest et Est **(fig.3.37)**.
Cette divergence se superpose nettement à la géométrie du soubasssement où elle se fait de part et d'autre de l'anticlinal du centre de la structure. À cela s'ajoute un développement différentiel de la puissance des grès. Ils atteignent des puissances décamétriques dans les synclinaux, alors qu'au toit de l'anticlinal, la série gréseuse se réduit à quelques mètres.

Du point de vue faciologique, la série gréseuse est nettement plus massive et grossière que celle observée sur le flanc occidental, les grès sont grossiers à bases de banc érosives et présentent des structures turbiditiques le plus souvent incomplètes où les termes Tac sont les plus souvent exprimés. Les déformations hydroplastiques sont très fréquentes soulignant de nombreux épisodes de destabilisation sur les pentes.

Les corrélations latérales montrent que les grès les plus précoces se sont déposés d'abord sur la bordure occidentale puis dans l'ensemble de l'aire de sédimentation avec un développement préférentiel à l'aplomb des synformes. L'épisode gréseux superposé n'est développé que dans la "cuvette" orientale du bassin avec un épaississement maximal à l'est. Il est fortement érosif et entaille les marnes intercalées entre les deux épisodes gréseux au coeur de cette dépression. Cette migration du dépôt-centre souligne la flexuration du bassin déjà initiée au cours du dépôt des Marnes bleues. L'extrémité orientale de ce second épisode n'est pas visible en raison de l'érosion récente, cependant la verticalité singulière de l'assise nummulitique et l'existence de failles transpressives subméridiennes sur ce flanc incite à envisager qu'il constituait déjà un relief au moment du dépôt des grès. Déjà, Lapparent (1938) avait signalé une discordance angulaire entre les calcaires et les grès sur le flanc oriental de la Buissière d'Entouart.

•Surrection du flanc oriental du secteur de Clumanc

Comme nous l'avons vu précédemment, le flanc oriental est soumis à une déformation plicative contemporaine de la sédimentation des Marnes bleues (Cf. II.1.2c) qui se caractérise par le développement d'une succession de plis synclinaux-anticlinaux. Cette flexuration se poursuit au cours des Grès de Ville, non représentés sur ce flanc du synclinal. Cette absence, résultat de l'érosion, ou d'un passage latéral à un faciès marneux conforte l'idée de la surrection du flanc oriental, qui se traduit par la naissance de plis d'axes N-S. Cette structuration a sans doute limité l'extension spatiale des grès au centre du bassin constituant la zone de plus forte subsidence. Les grès se déposant en onlap (non visible) sur cette morphologie entretenue (comme le supposent Artoni & Meckel, 1998).

Le soubassement calcaires/marnes était donc déjà sensiblement déformé avec le développement d'une morphologie ondulée générant des cuvettes subméridiennes. Dans ces dépressions se déposaient préférentiellement les dépôts turbiditiques contrôlant les directions d'écoulement et leurs puissances. La migration des épisodes gréseux de l'ouest vers l'est semble indiquer que la flexuration se poursuivait au cours de la sédimentation détritique avec le déplacement du dépôt-centre vers l'extrémité nord-orientale du secteur de Clumanc ; l'abondance des déformations hydroplastiques conforte notre hypothèse. Cette déformation plicative se poursuit au cours et après le dépôt des Grès de Ville avec le développement de plis subméridiens prononcés qui sont tronqués par la discontinuité g puis scellés par les dépôts gravitaires de la base des conglomérats de Clumanc.

Enfin l'analyse de faciès montre que cet ensemble s'est déposé sous une tranche d'eau modérée et sensiblement constante tout au long de la sédimentation ce qui induit, vue l'épaisseur des Grès de Ville (de l'ordre de 50 m), une subsidence forte dans l'ensemble du bassin qui accompagne la déformation plicative observée dans le secteur de Clumanc.

II.1.4- Découpage séquentiel de la série des Sauzeries et intégration des données chronostratigraphiques

II.1.4a- Modèle séquentiel proposé

L'analyse verticale de faciès nous a permis de distinguer des surfaces limitant 5 séquences de dépôts. On distingue ainsi **(fig.3.38)** :

•Les surfaces de discontinuités majeures ou "unconformities" sont les surfaces a, b, c, d, e et g, découpant la Série des Sauzeries en 5 séquences de dépôts : S1, S2, S3, S4, S5 .

-Les séquences S1 à S3 correspondent à l'ensemble de l'intervalle carbonaté des Calcaires à nummulites.
-Les séquences S4 et S5 incluent les Marnes bleues et les Grès de Ville.

•Chaque séquence est limitée par des surfaces qui traduisent un changement du niveau marin relatif, délimitant des systèmes de dépôts ou cortèges sédimentaires (Posamentier *et al.*, 1988) .

-Les surfaces de transgression (a (a1), b1, c1, d1 et e1) qui correspondent à la remontée du niveau marin.
-Les surfaces de non-dépôt ou de condensation (a2, b2, c2, d1 et f) qui traduisent la période d'accommodation maximale et de flux continental minimum vers le domaine marin.

II.1.4b- Intégration des données chronostratigraphiques

Les déterminations biostratigraphiques obtenues sur la coupe des Sauzeries, intégrées au découpage séquentiel permettent de comparer les fluctuations du niveau marin relatif du bassin de Barrême aux chartes chronostratigraphiques établies sur les marges passives et les bassins intracratoniques (Haq *et al.*, 1987, 1988 ; Hardenbol *et al.*, 1998).

Dans l'intervalle de temps représenté par la série des Sauzeries, les chartes eustatiques montrent des fluctuations importantes du niveau marin relatif qui déterminent plusieurs séquences de 3ème ordre. La formation des Sauzeries (Calcaires à nummulites, Marnes bleues et Grès de Ville) recouvre un intervalle allant du Priabonien au Rupélien, limitée au sommet par la discontinuité du ravin de la Colle, datée de la Zone P20. On constate une bonne similitude des variations du niveau marin relatif définies dans la série avec celles enregistrées sur les marges passives. De plus les limites

de séquences et les surfaces d'inondation maximum que nous venons de définir se corrèlent, d'un point de vue stratigraphique, relativement bien avec les fluctuations eustatiques de troisième ordre.

•Dans les Calcaires à nummulites, d'âge Priabonien s.l., 3 séquences de dépôts ont été définies.

Elles sont compatibles avec les 3 séquences priaboniennes de Hardenbol *et al.* (1998) et de Haq *et al.* (1987), limitées au toit par le passage brutal aux Marnes bleues, daté de la limite Eocène/Oligocène qui constitue notre point de calage avec les chartes chronostratigraphiques.

-La surface a, située stratigraphiquement au sein de la SBZ 19, est attribuée à la limite **Bart2/Pr1**. Le sommet de la première barre évolue vers un intervalle plus marneux très bioturbé (surface a2) qui traduit la période d'inondation maximale de cette séquence. **La séquence S1 correspond sensiblement à la séquence PR1 de Hardenbol *et al.* (1998) et 4.1 de Haq *et al.* (1987).**

-La surface b est compatible avec la limite **Pr2**. Localement au sein de la vire marneuse on observe un horizon très fossilifère (surface b2), traduisant une période de vacuité de la sédimentation qui du point de vue du microfaciès se corrèle avec une teneur minimum en Quartz détritique. **La séquence S2 correspond sensiblement à la séquence PR2 de Hardenbol *et al.* (1998) et 4.2 de Haq *et al.* (1987).**

-La surface c, proche de la limite biozonale P16/P17 se situe dans le même intervalle biostratigraphique que la limite **Pr3**. Au-dessus d'un maximum d'argilosité (surface **c2**) apparaît progressivement un intervalle de plus en plus grossier traduisant la progradation du détritisme sur le bassin. **La séquence S3 correspond sensiblement à la séquence PR3 de Hardenbol *et al.* (1998) et 4.3 de Haq *et al.* (1987).**

•Dans les Marnes bleues et les Grès de Ville, 2 séquences de dépôts sont définies.

Elles montrent des développements verticaux plus importants que celles de l'assise nummulitique ce qui confirme l'approfondissement général du bassin entraînant une augmentation de l'espace d'accommodation.

-La surface d (limite Calcaires à nummulites/Marnes bleues), située à la limite P17/P18 sur la coupe du Château de Clumanc, est temporellement équivalente à la limite **Pr4/Ru1** de Hardenbol *et al.* (1998) et à la limite **4.3/4.4** de Haq *et al.* (1987), proche de la limite Éocène/Oligocène. Brinkhuis (1988 ; 1992) suggère qu'elle peut être correlée avec la limite de séquence de troisième ordre TA4.3/4.4, où l'intervalle de temps séparant ces deux épisodes est inférieur à 0,5 Ma. (Berggren *et al.*, 1995). Cette discontinuité qui est localement une surface d'érosion (secteur de Senez et Blieux) ne montre pas de discordance angulaire et est surmontée de sables glauconieux à abondante macrofaune constituant la surface d'inondation maximum de cette séquence. **La séquence S4 est compatible avec la séquence Ru1 où à la limite de séquence se superpose la surface de transgression et le maximum d'inondation (surface d, d1).**

-La surface e, placée biostratigraphiquement à la base de la Zone P19 est compatible avec la limite **Ru2** de Graciansky *et al.* (1998). Le maximum d'inondation (surface f) se situe dans la partie supérieure de la Zone P19, compatible avec la surface d'inondation maximum de troisième ordre. La Formation des Grès de Ville traduit la progradation continue de la sédimentation détritique dans le bassin avec une diminution progressive de la paléobathymétrie soulignée par l'influence croissante de la houle. **La séquence S5 est compatible avec la séquence Ru2.**

La discontinuité du Ravin de la Colle/Dégoutail (surface g) placée à la base de la Zone P20, correspond sensiblement à la limite 4.4/4.5 de Haq *et al.* (1987), datée à 30 Ma. Cette limite n'est pas

intégrée à la charte de Hardenbol *et al.* (1998), alors qu'elle correspond à un évènement glacio-eustatique majeur (évènement •^{18}O appelé OI-2 de Wright & Miller, 1992 ; Abreu & Anderson, 1998 ; Abreu & Haddad, 1998) daté à 30,2 Ma. Jacquin & Graciansky (communication personnelle, 1999) confirment l'existence de cette discontinuité en Mer du Nord que j'appellerai Ru3a.

II.1.5- Conclusions

•Du point de vue de la dynamique sédimentaire

La série des Sauzeries évolue globalement vers un environnement de plateforme externe, ce qui traduit un processus d'approfondissement continu du domaine de sédimentation.

L'évolution verticale de faciès montre des tendances analogues dans l'ensemble du bassin, malgré des contrastes locaux, ce qui implique un même moteur de ces fluctuations, interprétées comme des oscillations d'origines eustatiques.

Les fluctuations interprétées en terme de variations de l'espace disponible et la reconnaissance de surfaces caractéristiques permettent de proposer un découpage en séquences de dépôts.

Les écoulements détritiques sont subméridiens du sud vers le nord. Les apports latéraux sporadiques qui se manifestent dans l'assise calcaire, à la base de la sédimentation marneuse et dans les Grès de Ville sont drainés dans l'axe du bassin.

•Du point de vue de la déformation

Le fort développement de la série des Sauzeries, et en particulier des Marnes bleues et localement des Grès de Ville, implique, alors que les reconstitutions paléobathymétriques indiquent une paléoprofondeur inférieure à la centaine de mètres (Gitton, 1978), une forte subsidence de la partie centrale du bassin qui compense le taux de sédimentation élevé dans les Grès de Ville.

Le flanc oriental du synclinal constituait un relief entretenu tout au long de la sédimentation avec une série réduite où le détritisme, drainé dans l'axe du bassin, est absent (absence des dépôts détritiques des grès de Ville, érodés ultérieurement ou représentés latéralement par des dépôts marneux).

Les variations dépaisseur dans les Grès de Ville de la terminaison périclinale nord du synclinal se superposent aux plis développées dans les Calcaires à nummulites. Elles traduisent les premiers indices de l'inversion tectonique du bassin avec le développement dans le secteur de Clumanc de plis d'axe subméridien, contrôlant le développement spatial des grès en drainant le détritisme dans l'axe des synclinaux.

•Du point de vue chronostratigraphique

Les données biostratigraphiques que nous avons obtenues permettent de donner un âge Priabonien s.s. pour les Calcaires à nummulites et un âge Rupélien inférieur pour les Marnes bleues et les Grès de Ville.

L'analyse séquentielle de la formation des Sauzeries, couplée aux attributions biostratigraphiques a permis d'établir une comparaison avec les chartes chronostratigraphiques globales :

-La série des sauzeries s'intègre dans l'intervalle transgressif de la superséquence (IIème ordre) TA4 de Haq *et al.* (1987).

-Les Calcaires à nummulites recouvrent les 3 séquences de IIIème ordre du Priabonien (Pr1, Pr2, Pr3 de Hardenbol *et al.*, 1998).

-Les Marnes bleues et les Grès de Ville représentent les deux premières séquences de IIIème ordre du Rupélien (TA4.1, TA4.2 de Haq *et al.* , 1987 ; Ru1, Ru2 de *Hardenbol et al.*, 1998).

On constate que les séquences enregistrées dans la formation des Sauzeries sont de plus en plus complètes à mesure que l'on monte dans la série.

Ceci correspond à un approfondissement progressif, créé par la subsidence (remontée eustatique basse fréquence de 2ème ordre) du bassin. Elle favorise une préservation et un épaississement croissants des séquences de dépôts et des cortèges sédimentaires les constituant (principalement les cortèges de haut niveau marin).
A ce titre il apparaît que la surface d'inondation maximum de la séquence S5 (surface f) est biostratigraphiquement compatible avec la surface d'inondation maximum de 2ème ordre de la superséquence TA4 (Haq *et al.*,1987).
Le moins fort développement des séquences de dépôts du flanc oriental du secteur de Clumanc (à l'est des accidents subméridiens) conforte le caractère moins subsidant de la bordure est du bassin.

II.2- La série de Clumanc et ses équivalents latéraux

II.2.1- Contrastes à l'échelle du synclinal

Au toit de la série des Sauzeries, la sédimentation paléogène marine du synclinal de Barrême montre des formations dont la continuité cartographique est difficile à établir et une hétérogénéité du remplissage sédimentaire entre les secteurs de Clumanc, St-Lions et Senez malgré des polarités d'écoulements similaires **(fig.3.39)**:

-Au nord, les Conglomérats de Clumanc atteint une puissance maximale de 150 m. Il est caractérisé par quatres ensembles conglomératiques intercalés avec des marnes silteuses. Les conglomérats représentent une dynamique deltaïque alluviale (Gubler, 1958 ; Bodelle, 1971 ; Elliot *et al.*, 1985) dont les écoulements sont équatoriaux avec une polarité de l'est vers l'ouest.

-À St-Lions, les formations conglomératiques sont représentées en partie par de grandes stratifications obliques grano-strato-croissantes progradantes vers le sud. La puissance cumulée est de l'ordre de la centaine de mètres. Elles ont tout d'abord été interprétées comme des dépôts de cordons littoraux (Bodelle, 1971), puis comme des dépôts de delta de type *Gilbert* (Elliot *et al.*, 1985) à dominante fluviatile en raison de l'absence de structures de vagues et de marées. Les dépôts plus méridionaux sont plus sableux, appelés *Sables et Conglomérats à Natica crassatina* (Garnier, 1872 ; Zürcher, 1895 ; Boussac, 1912) en raison de l'abondance de ces gastéropodes. Ils se prolongent jusqu'au Château de Barrême, au nord de la localité. Vers le sud, Chauveau & Lemoine (1961) ont observé le passage latéral aux grès de Senez (Chauveau & Lemoine, 1961). Cependant cet affleurement n'existe plus à ce jour.

-Au sud, les Grès de Senez est représenté par une série gréseuse granocroissante pluridécamétrique où l'intensité de la bioturbation vient souvent masquer les structures sédimentaires. La présence de grandes stratifications obliques, les nombreux horizons oxydés (Hadj-Mokneche, 1997), l'abondance de débris de plantes et de la bioturbation sont interprétés comme traduisant un environnement de type *shoreface* progradant (Elliot *et al.*, 1985) à dominante subéquatoriale où les écoulements sont tout d'abord du SE vers le NW puis de l'est vers l'ouest.

II.2.2- Problématique et méthodes utilisées

L'absence de corrélations cartographiques précises et la diversité des environnements sédimentaires rencontrées ne permettent pas d'effectuer de corrélations justifiées, ni de présenter une évolution de l'ensemble du bassin de Barrême.

L' analyse de l'évolution verticale de faciès, interprétée en terme de fluctuations du niveau marin relatif, permettra de préciser la dynamique sédimentaire et de proposer un découpage en séquences de dépôts. Ce découpage, une fois établi indépendamment pour chacune des formations, permettra de comparer les environnements sédimentaires qu'ils caractérisent et de cerner les modalités d'interactions entre la sédimentation et la déformation.

II.3- Les Conglomérats de Clumanc

II.3.1- Cartographie, structures et géométries d'ensemble

Dans le secteur de Clumanc, les ensembles conglomératiques constituent des cuestas dans la topographie en raison de l'érosion différentielle affectant les marnes silteuses intercalées. Ainsi, en rive droite de l'Asse de Clumanc, plusieurs buttes témoins sont visibles **(fig.3.40)** :

-En rive gauche du ravin des Sauzeries, le membre de Tréouiller constitue la butte 981 m et l'équivalent latéral du membre de Serre-Genestier la butte 932 m. Les Conglomérats de Clumanc sont moins développés qu'au sud avec des intercalations marneuses plus réduites et même localement inéxistantes. L'intervalle conglomératique supérieur du membre de Champ-Richard ne semble pas être présent.

-En rive droite du ravin des Sauzeries, Le membre de Champ-Richard est visible à la butte 972 m. L'équivalent latéral du membre de Tréouiller est représenté par les conglomérats de la butte 908 m, où ils sont beaucoup plus réduits qu'au nord. Le membre de Serre-Genestier constitue la butte 941 m *pro parte*. Le membre du Château de Clumanc est peu représenté sur cette rive de l'Asse de Clumanc ; il constitue les conglomérats sommitaux de la butte 941 et les conglomérats du rebord oriental de la butte 932 m. En rive gauche de l'Asse de Clumanc, seuls les conglomérats du Château de Clumanc sont présents.

Plusieurs coupes sériées équatoriales montrent la dissymétrie du synclinal ainsi que le développement différentiel des ensembles conglomératiques et des intervalles marno-silteux **(fig.3.41)**.

Les Conglomérats de Clumanc, présents en rive droite de l'Asse de Clumanc (membres de Champ-Richard, de Tréouiller et de Serre-Genestier), sont concordants avec des pendages homogènes à vergence est compris entre 20°et 30°. Les conglomérats du membre du Château de Clumanc montrent une flexuration accentuée en rive gauche de l'Asse de Clumanc, associée à une forte érosion de la série marine puisqu'ils constituent la seule unité conglomératique présente en raison de la lacune des membres sous-jacents et des Grès de Ville.
A la hauteur du Château de Clumanc, ils ne reposent pas directement sur les Marnes bleues, mais sur les marnes silteuses à faune remaniée (Cf. Partie II) du membre de Serre-Genestier. Vers le nord, l'intensité de l'érosion est plus forte, là où les premiers conglomérats ravinent fortement les Marnes bleues et reposent quelques mètres au-dessus des Calcaires à nummulites verticalisés et renversés.

Un transect subméridien **(fig.3.42)**, établi à partir des levers de coupes, montre que les dépôts gravitaires scellant la discontinuité du ravin de la Colle sont présents dans l'ensemble du secteur occidental au toit des grès de Ville. A l'aplomb de la butte de Champ-Richard, ils sont dominés par des dépôts gréseux, alors que dans le secteur du ravin de la Colle ils sont constitués essentiellement de dépôts gravitaires marneux.

Les ensembles conglomératiques superposés ne présentent pas une extension aussi homogène, ils sont caractérisés par des géométries chenalisantes de largeurs kilométriques et montrent une tendance générale à la migration vers le sud :

-Les conglomérats du membre de Champ-Richard ont une extension latérale de 750 m pour une épaisseur maximale de 25-30 m. Ils s'amincissent de part et d'autre de la butte 972 m.

-Les deux ensembles conglomératiques du membre de Tréouiller présentent un développement plus septentrional et une plus grande extension latérale de l'ordre de 1250 m pour une épaisseur moyenne de 25 m.

-Les conglomérats de Serre-Genestier ont une extension latérale semblable à celle de Tréouiller avec un dépôt-centre situé au sud du ravin des Sauzeries.

-Les conglomérats du membre du Château de Clumanc n'atteignent que quelques mètres de puissance de ce côté de l'Asse de Clumanc et une extension latérale plus réduite que les corps conglomératiques précédents. Ils sont principalement développés en rive droite où ils atteignent 25 m de puissance pour une extension latérale kilométrique.

Pour les intervalles marno-silteux, on note des variations analogues. Les marnes silteuses du membre de Champ-Richard sont plus puissantes au nord où les conglomérats n'apparaissent pas. A l'inverse, l'intervalle silto-marneux du membre de Tréouiller est plus développé au sud au détriment des conglomérats. Il en est de même pour les marnes silteuses du membre de Serre-Genestier.

II.3.2- Analyse sédimentologique

II.3.2a- Les Conglomérats de Clumanc présentent une grande diversité de faciès **(tab.3.2)**

15 faciès ont été identifiés. Les associations faciologiques permettent de préciser les différents types d'environnements sédimentaires rencontrés.

•Les dépôts gravitaires : Slm, Cgm, Cghm

Ils sont développés essentiellement au toit de la discontinuité Ru3a, dans l'intervalle conglomératique de Champ-Richard ainsi que dans les premiers horizons de l'ensemble conglomératique inférieur du membre de Tréouiller (secteur du ravin de la Colle).

-Les dépôts de pente **(fig.3.43)** :

A la hauteur du ravin de la Colle **(fig.3.44)**, les dépôts gravitaires sont dominés par des faciès marneux et atteignent au total plusieurs dizaines de mètres. Les faisceaux contournés (Slm) dépassent rarement les 5 m d'épaisseur. Ils sont associés à des coulées de débris dont les éléments marneux subjointifs arrondis ou parallélépipédiques (Cgm) atteignent plusieurs dizaines de centimètres de diamètres constituant des coulées de blocs de boue (faciès h de Einsele, 1991 ; Prior *in* Mulder & Cochonat, 1996. fig. 8). La présence de clastes marneux anguleux implique une déstabilisation du substrat suffisamment intense pour arracher du matériel en cours d'induration. Ils s'organisent en véritables lentilles plurimétriques érosives intercalées dans des slumps marneux, ou de façons plus diffuses au sein des faisceaux contournés. Ces horizons s'empilent sur plusieurs dizaines de mètres constituant un large slump de pente (Bouma *et al.*, 1991) ou de pied de pente (Galloway & Hodday, 1996 ; Galloway, 1998).

Dans cet intervalle à faciès gravitaires dominants, s'intercalent plusieurs épisodes gréseux érosifs (Gg et Ggt) souvents bien triés, propres, à patine claire, incorporant de nombreux galets mous. Ils traduisent la présence de courants de turbidité provoquant le transit de matériel, de l'embouchure du delta vers le pied de pente (Prior & Bornhold, 1988, 1990 ; Bornhold & Prior, 1990).

Au niveau de Champ-Richard, les faciès gravitaires sont plus hétérogènes avec l'occurence d'horizons sableux fréquents à géométries chenalisantes peu inscrits dans l'encaissant et de faisceaux marneux contournés (faciès Slm) **(fig.3.45)**. Le matériel de remplissage des corps chenalisants est de type Gg associé à des faciès de débordement Ggt parfois à structures HCS (Ggt^). Ils s'intercalent dans des dépôts hémipélagiques de prodelta (Sm, Ms1 ; analogue au faciès VI de Wescott & Ethridge, 1983). Au sein des horizons de grès grossiers amalgamés apparaissent fréquemment des intraclastes marneux arrachés à l'encaissant marneux et parfois au substrat crétacé en amont (Cf. Partie II) et carbonatés (Cpe C-R/A, B, C/96) impliquant des arrivées sporadiques provenant de la partie proximale du delta.

Ils sont comparables aux dépôts de courants de turbidités de haute densité ou de la terminaison distale de coulées en masse provenant du front deltaïque (Postma, 1984. fig. 27).

-Les dépôts de front deltaïque **(fig.3.46)** :

Au niveau de la butte 972 m de Champ-Richard (Cf. figure 3.45), l'ensemble conglomératique débute par des slumps marneux (Slm) et des coulées de débris pseudoplastiques, peu cohésives, amalgamées (Cgm et Cghm, analogue au faciès F1 de Mutti, 1992 ; Gmm, Gmg de Miall, 1996). La base de chaque unité est érosive, surmontée localement par un sable grossier à clastes intra et extraformationnels dispersés (Gg). Au-dessus la matrice est hétérogène, constituée du mélange de marnes et de sables graveleux contournés dans lesquels flottent des éléments hétérolithiques (faciès Cghm) pluridécimétriques (clastes marneux et carbonatés dont certains présentent une forte affinité avec les bancs calcaires du Clansayesien affleurant sur la bordure orientale du synclinal). Puis apparaît un intervalle plus homogène dont le contact avec le slump sous-jacent se caractérise par une surface de liquéfaction. La matrice est essentiellement gréseuse, dans laquelle les éléments flottants, plus abondants, présentent des imbrications frustres, analogues aux figures relevées à la base de chaque unité **(fig.3.47)**. Cet intervalle montre une augmentation progressive de la matrice au détriment des éléments pour finir par un grès grossier sans structures (séquence de faciès analogue au coulée de débris de Nemec & Steel, 1984. fig. 16 ; faciès II de Wescott & Ethridge, 1983).

A la base de ce dispositif, on observe des chenaux **(fig.3.48)** fortement inscrits dans le substrat marneux dominé par des coulées boueuses. Ils présentent des axes équatoriaux avec des écoulements de l'Est vers l'Ouest. Le remplissage est constitué d'un grès grossier-graveleux granoclassé-normal à intraclastes marneux et petits galets aplatis carbonatés (faciès Gg ; faciès V de Wescott & Ethridge, 1992), associés à de nombreux fragments de feuilles (Cf partie II). Plusieurs surfaces de réactivation internes sont visibles, soulignées par des horizons de galets marneux. Occasionnellement les flancs des chenaux présentent l'intercalation de slumps marneux remaniant les dépôts gréseux ce qui souligne, comme précédemment, l'instabilité des dépôts de pente. On observe également une accrétion latérale frustre soulignée par des stratifications obliques développées dans les grès de remplissage **(fig.3.49)**.

Les conglomérats inférieurs de Tréouiller, observables à la hauteur du ravin de la Colle (section E-W) s'organisent en grandes sigmoïdes progradant vers l'Ouest **(fig.3.50)**. Elles sont constituées de niveaux plurimétriques de conglomérats hétérolithiques (à éléments marneux et carbonatés) mal triés, flottant dans une matrice gréseuse (Cghm). Le contact avec les marnes silteuses sous-jacentes est abrupt et érosif et la surface inférieure des bancs conglomératiques présentent de nombreuses figures d'érosion (*flutecasts, groovecasts, crescentcasts*).

Les coulées de débris hétérolithiques sont interprétées comme des coulées en masse sous-aquatiques (Nemec & Steel, 1984. fig. 16 ; Postma, 1984. fig. 25 ; Surlyk, 1984. fig. 7 & 8 ; Nemec, 1990b. fig. 6 ; faciès IV de Wescott & Ethridge, 1983). Elles caractérisent des déstabilisations de pente et la remobilisation du matériel grossier au front d'un delta alluvial (Postma, 1984 ; Nemec, 1990b) constituant de véritables cônes d'éboulis sous-marins (Prior & Bernhold, 1988. fig. 18 , 1990. fig. 12 ; Reading & Richards, 1994. fig. 9 & 14) remaniant et incorporant les marnes du substratum. Les conglomérats inférieurs de Tréouiller présentent des faciès analogues de ceux des conglomérats de Champ-Richard, mais la matrice est ici plus gréseuse et homogène, soulignant un moindre mélange (plus proximal) avec les marnes sous-jacentes. Le développement de *foresets* est analogue aux grandes obliques de delta de type Gilbert (Gilbert, 1899 ; Nemec, 1990a) qui soulignent une morphologie prononcée au front du système deltaïque.

La présence d'horizons gréseux chenalisants à structures turbiditiques et éléments extraformationnels confortent l'existence d'apports éphémères provenant de la partie proximale du dispositif deltaïque (Prior & Bernhold, 1990. fig. 13). Ces apports sont comparables à des courants de turbidité de haute densité, similaires aux courants hyperpycnaux (Mulder & Syvitski, 1995), issus probablement de phénomènes de crue de moindre intensité dans le bassin versant que les coulées en masse à débris hétérolithiques (Mutti *et al.*, 1996).

Ces associations de faciès caractérisent une morphologie de pente instable (Prior & Bornhold, 1988, 1990 ; Dabrio, 1990), au front d'un sytème deltaïque où les phénomènes de resédimentation sont fréquents. Ils s'observent :

-Sur la pente, en position distale ou latéralement à l'embouchure du delta, avec des coulées de débris intraformationnels (Cgm) associées à des slumps marneux (Slm).

-Au front du delta où se développent des coulées de débris hétérolithiques (Cghm) caractérisant des phénomènes d'avalanches et de coulées en masse. Ces dépôts présentent une organisation amalgamée (Champ-Richard) ou en grandes sigmoïdes progradantes de type *Gilbert-delta* (secteur nord de Tréouiller, ravin de la Colle).

A ces processus gravitaires sont associés des courants de turbidité engendrant le transit de matériel grossier vers le pied de pente. Ils incisent le substrat sur la pente et présentent alors des géométries chenalisantes (base des conglomérats de Champ-Richard) ou se déposent sous forme de lobes peu inscrits en pied de pente (dépôts gravitaires à la base du Membre de Champ-Richard).

•Les dépôts deltaïques : Cg, Cgn, Cgi, CgGr, Ggl

Les dépôts deltaïques constituent les ressauts topographiques de Tréouiller, de Serre-Genestier et du Château de Clumanc. Plusieurs associations de faciès sont identifiées caractérisant des environnements deltaïques distincts.

-Environnement deltaïque dominé par un sytème en tresse et à forte dynamique de crue :

Les conglomérats du membre inférieur de Tréouiller érodent fortement les dépôts marno-silteux de prodelta **(fig.3.50 ; fig.3.51a)**. Ils présentent de nombreuses géométries chenalisantes de tailles très variables, emboîtées et amalgamées **(fig.3.51b)**. Les chenaux présentent une organisation en tresse avec le développement de corps composites associé à une faible aggradation. Les faciès de remplissage sont essentiellement conglomératiques (Cg, Cgn, Cgi) avec des séquences de faciès unitaires typiques des dépôts de crue (au sens de Mutti *et al.* 1996 ; *turbulent stream flood* de Nemec & Steel, 1984) plus ou moins complètes en relation avec l'intensité de l'hydrodynamisme **(fig.3.52)**.

Les remplissages des chenaux sont dominés par les faciès Cg soulignant une sédimentation sous courants de gravité (élément SG de Miall, 1985, 1996) initiés par une dynamique de crue élevée (faciès 1 de Mutti *et al.*, 1996 ; faciès II de Wescott & Ethridge, 1983). Entre ces épisodes de crue s'intercalent des horizons alternants de lits conglomératiques et de grès grossier à graviers (CgGr) qui traduisent le développement de barres longitudinales (élément GB de Miall, 1985) ou des dépôts de crue de moins forte intensité (faciès 2 de Mutti *et al.*, 1996). Localement les faciès Cgi apparaissent au toit de chenaux à remplissage Cg constituant une séquence de crue plus complète (Mutti *et al.* 1996).

Les conglomérats du Château de Clumanc présentent des faciès et des géométries similaires avec une nette prépondérance des faciès Cg. Ils montrent localement des intraclastes marneux métriques (à la base du Membre du Château de Clumanc, Pte de Serre-Genestier. Bodelle, 1971. fig. 108) soulignant une dynamique de crue élevée dominée par des coulées gravitaire érosives chenalisantes (Stanistreet & Mc Carthy, 1993 *in* Miall, 1996. fig. 8.68).

-Environnement deltaïque dominé par un sytème méandriforme à faible dynamique de crue :

Le membre supérieur de Tréouiller constitue un chenal principal d'extension latérale kilométrique organisé en plusieurs chenaux amalgamés **(fig.3.51c)**. La sédimentation est dominée par des horizons alternants de lits conglomératiques et de grès grossiers (CgGr) où les chenaux présentent un remplissage conglomératique de faciès Cgn, Cgi, indiquant une dynamique de crue moins forte (faciès 2-3 de Mutti *et al.*, 1996) que précédemment. Dans ce dispositif apparaissent plusieurs chenaux

à remplissage de grès grossiers massifs (faciès Cg, Cgn à la base) à stratifications entrecroisées au sommet (faciès Gg, équivalent au faciès Ss de Miall, 1978) ou d'alternance de graviers et de conglomérats (faciès GgGr, analogue au faciès Gt de Miall (1978). Ils passent latéralement au faciès Ggl à rides de courant sommitales constituant les faciès de débordement de ces systèmes distributaires.

L'absence de *débris-flows* (faciès Cg) dans ce secteur (à l'exception de la terminaison sud, au niveau de la route D219 où persiste une dynamique torrentielle à coulées de débris chenalisantes, et la décroissance granulométrique progressive du matériel soulignent le développement d'un régime hydrodynamique tractif (prépondérance des faciès Cgn, Cgi).

A cela s'ajoute le développement d'un système chenalisant d'épaisseur plurimétrique et d'extension latérale atteignant une cinquantaine de mètres **(fig.3.51d)** qui présente une organisation interne de type méandriforme avec une accrétion latérale vers le Sud. Les faciès de débordement sont représentés par des grès grossiers à lamines horizontales (Ggl) et rides de courant sommitales, et en position plus distale par des faisceaux alternant de grès (parfois lenticulaires) à rides de courant et marnes silteuses (Ggrc) présentant de très fréquentes figures de charges. Au toit de ces faciès apparaît un horizon à fentes de dessiccation (faciès Ggrc#, analogue au faciès Fm de Miall, 1978, 1996) au toit du membre de Tréouiller.

-Environnement deltaïque à faciès de plage :

Les conglomérats de Serre-Genestier ont la particularité de présenter plusieurs faisceaux plurimétriques où alternent des grès graveleux et des conglomérats jointifs organisés en lits plans **(fig.3.53)**. Du côté proximal du dispositif, on observe une succession de paraséquences conglomératiques granodécroissantes, intercalées de grès grossiers peu lités. Elles évoluent à l'Ouest (position distale) vers les horizons conglomératiques tabulaires qui se suivent sur l'ensemble de l'affleurement (faciès CgGr) où ils progradent sur les marnes silto-gréseuses sous-jacentes. Les galets sont subsphériques à applatis, mal triés et montrent des imbrications frustres subplanes compatibles avec le sens de progradation de l'ensemble. Chaque horizon conglomératique est un niveau de galets, comparable au faciès de plage décrits par Massari & Parea (1988. fig. 12), Marzo & Anadon (1988. fig. 10). L'aspect grossier et mal trié des grès-graviers interstratifiés indiquent un environnement à faible remaniement, peu affecté par les vagues (*lower-beachface* de la zonation faciologique présentée par Massari & Parea, 1988) ou de la zone infratidale supérieure (Bourgeois & Leithold, 1984). Cependant le caractère grossier du sédiment ne permet pas la conservation possible des structures de vagues.

•Les dépôts prodeltaïques : Sm, Ms1, Ms2, Ggrh, Ggrc*, Ggt^

Ils constituent l'ensemble des intervalles marneux présents entre les faisceaux détritiques des conglomérats de Clumanc. Dans l'intervalle marneux de Serre-Genestier, aucune structure sédimentaire n'a été observée (Ms1).

Les faciès prodeltaïques constituent les dépôts les plus distaux du dispositif et à ce titre les moins soumis aux apports deltaïques qui se caractérisent par des intercalations turbiditiques pluridécimétriques (Ggt) et des corps gréseux grossiers chenalisants (Gg). Les faciès de débordement sont représentés par des horizons hétérolithiques (Sm) d'alternances de marnes argileuses et de grès bien triés à stratifications obliques **(fig.3.54a)**. Ils s'organisent en faisceaux stratocroissants caractéristiques de dépôts de débordement de chenaux (Rhine & Smith, 1988 ; Nelson & Nilsen, 1974).

-Dépôts prodeltaïques sous influences de houle (Ggrh et Ggt^) :

On retrouve ces faciès dans les intervalles marneux du membre de Champ-Richard et de Tréouiller :

-Au niveau de Champ-Richard, les horizons à rides de houle (rides symétriques) et structures de tempêtes ou de forte houle (structures HCS) apparaissent sous forme de lentilles gréseuses d'épaisseur pluricentimétriques à décimétriques **(fig.3.54b)**.

-Dans l'intervalle marno-gréseux du membre de Tréouiller, la proportion des faciès gréseux est plus abondante avec l'apparition de bancs turbiditiques à structures HCS et SCS (Ggt^) au pied de la butte 908 m, alors que dans la terminaison nord (Pte 981 m de Tréouiller), ce sont les faciès à rides de houle (Ggrh) qui dominent la sédimentation **(fig.3.54c)**.

-Dépôts prodeltaïques à structures tidales (Ggrc*) :

Ils n'ont été observés qu'une fois, dans l'intervalle marneux de Champ-Richard. Au toit des dépôts prodeltaïques à structures de tempêtes (Ggt^) et rides de houle (Ggrh) apparaît un horizon pluricentimétrique à rides de courants bidirectionnels **(fig.3.54d)**. Il traduit une tranche d'eau faible sous influences tidales où les apports détritiques grossiers restent confiner à la zone proximale du delta.

-Figures de destabilisation de pente :

Dans ces faciès de prodelta plusieurs objets soulignent des déstabilisations sur la pente. On trouve ainsi de fréquentes figures de charge (*loading-structure*) et déformations hydroplastiques. Les figures de charges sont parfois de type *flame*, développées dans les faciès Sm **(fig.3.55a)** ainsi que dans les faciès turbiditiques **(fig.3.55b)** traduisant un cisaillement au sein du banc, prémices au glissement (Nemec, 1990b. fig. 32).

Ces structures de glissements immatures se traduisent également par le développement de fractures conjuguées au plan de cisaillement **(fig.3.55c)** avec une liquéfaction des dépôts (Nemec, 1990b. fig. 35).

La présence de tels objets appuie l'existence d'une morphologie accentuée et entretenue, confortée par des déstabilisations sur pente avec d'abondants horizons contournés et coulées de débris intraformationnelles.

II.3.2b- Les figures et structures sédimentaires relevées dans l'ensemble de la formation soulignent des écoulements subéquatoriaux **(tab.3.3)**

On note des variations sensibles de polarité entre les ensembles conglomératiques qui sont en partie liées à l'avulsion des ensembles chenalisants. A l'exception des conglomérats du Château de Clumanc qui présentent des écoulements WSW, les autres ensembles montrent une polarité WNW dominante.

Les rosaces des directions d'écoulement montrent des éventails variables. Les éventails sont larges dans les ensembles détritiques de Champ-Richard et les conglomérats inférieurs de Tréouiller où la sédimentation est dominée par des coulées gravitaires. Dans les ensembles conglomératiques supérieurs, les éventails sont plus étroits, soulignant vraisemblablement des contraintes morphologiques avec, comme nous pouvons le voir pour les conglomérats supérieurs de Tréouiller, le développement d'un système deltaïque incisé dans le substrat qui limite l'éventail des écoulements.

Les directions des génératrices de rides de courant donnent systématiquement une orientation WNW, proche de celle mesurée dans les Grès de Ville, ce qui souligne la pérennité de courants drainés du Sud vers le Nord.

II.3.2c- Les Conglomérats de Clumanc : un delta à caractère alluvial dominant

Les Conglomérats de Clumanc ont les caractéristiques géométriques et sédimentologiques d'un delta à caractère alluvial dominant, au sens d'un *alluvial fan delta* (sensu Mc Pherson *et al.* , 1988 ; Nemec & Steel, 1988) de type coalescent ou multi-source en raison de l'avulsion et de la migration latérale des ensembles conglomératiques (modèles E-F de Nemec & Steel, 1988. fig.1 ; modèle de Reading & Richards, 1994. fig. 9 & 14). On remarque :

-La faible extension latérale du dispositif (inférieure à quelques kilomètres).

-L'organisation des intervalles conglomératiques en corps chenalisants composites amalgamés ou méandriformes souligne le caractère fluviatile dominant du système deltaïque (Coleman & Wright, 1975 ; Galloway, 1975).

-La proportion abondante dans ces conglomérats d'éléments atteignant jusqu'à 60 cm de diamètre et de débris de feuilles entières et fragmentées indiquent un faible transit du matériel et la proximalité de la zone source.

-La faible représentativité des faciès tidaux et de houle au profit des coulées hyperconcentrées et des dépôts de crue confortent le caractère alluvial du système deltaïque de Clumanc.

-L'absence de bioturbation dans les faciès de prodelta indique un environnement défavorable au développement d'organismes fouisseurs qui peut être du à un taux de sédimentation élevé.

-La fréquence élevée des dépôts gravitaires et des processus de re-sédimentation soulignent la présence d'une morphologie contrastée instable et entretenue puisqu'ils sont récurrents dans les intervalles conglomératiques et les faisceaux marno-silteux de prodelta.

De plus, les attributions chronostratigraphiques obtenues (Cf. Partie II) soulignent que le flux sédimentaire est important avec une série de plus de 150 m (en épaisseur non décompactée pour les intervalles marneux, sans tenir compte des dépôts disparus lors des érosions successives) déposée en moins de 2 Ma., soit un minimum de 945 m/Ma (valeur moyenne minimale en configuration décompactée obtenue sous GENEX©).

Les associations de faciès permettent ainsi de définir une zonation faciologique en fonction du caractère proximal-distal des dépôts et des processus hydrodynamiques **(fig.3.56)**.

II.3.2d- Effets des fluctuations du niveau marin sur les environnements deltaïques

Les systèmes deltaïques sont des environnements développés sous une faible tranche d'eau, propices à l'enregistrement des fluctuations eustatiques où la signature sédimentaire des cortèges de dépôts dépendra de l'amplitude et de la fréquence des fluctuations de la tranche d'eau (ou espace disponible) résultant des fluctuations eustatiques, de la tectonique et du flux sédimentaire (Posamentier & Vail, 1988 ; Einsele & Bayer, 1991 ; Vail *et al.*, 1991 ; Haq, 1991 ; Cf. Partie I. Chap. IV. §IV.3).

Plusieurs modèles d'agencement spatio-temporel des dépôts existent en fonction de l'importance respective de ces trois facteurs (Vail *et al.*, 1991).

•Dans un environnement de prodelta

La chute du niveau marin relatif se traduit par le développement d'un LST de type *basin floor fan complex ou slope fan complex* caractérisé par des dépôts gravitaires (slumps, coulées de débris, turbidites). *Le basin floor fan complex* se traduit par une sédimentation turbiditique de type lobes associée à des sables massifs remaniés par des courants de contour (Mutti & Normark, 1987). Le *slope fan complex* est caractérisé par des complexes chenaux-levées à lobes turbiditiques, des coulées de débris et des slumps (Vail *et al.*, 1991). Le prisme de bas niveau qui se développe par la suite est

largement dominé par des faciès proximaux de moins en moins profonds. Dans le cas d'un taux élevé de sédimentation, s'intercalent fréquemment des faisceaux turbiditiques et des slumps à la base du prisme (Vail *et al.*, 1991. fig.17).

La remontée du niveau marin relatif se traduit par un dispositif sédimentaire rétrogradant et par le développement d'une sédimentation hémipélagique (à faune planctonique) causée par la diminution du flux détritique vers le bassin (Vail *et al.*, 1991. fig.19).

Le cortège de haut-niveau marin se caractérise généralement par un système aggradant-progradant comblant l'espace disponible créé lors de la transgression (base du HST : intervalle aggradant) puis le débordement progressif vers le bassin (haut HST : intervalle progradant). Il est représenté par une migration des litho-faciès vers le bassin. Au niveau du prodelta les faciès de la base du haut niveau sont très similaires de ceux du sommet du cortège transgressif, mais la tendance est inverse (Vail *et al.*, 1991). Le prisme progradant de haut niveau se traduit par la construction de grandes obliques sur le bassin. Dans le cas d'un delta alluvial, il est caractérisé par le développement de *forsets* du front deltaïque sur les faciès de prodelta.

•Dans un environnement deltaïque

La chute du niveau marin entraîne l'émersion du paysage soumis alors à l'érosion aérienne et incisé par des systèmes fluviaux. Le remplissage de ces incisions ne semblent se faire que durant le prisme de bas niveau où se développe une sédimentation fluvio-torrentielle, ou bien à la base de l'intervalle transgressif avec un remplissage dominé par un système estuarien (Vail *et al.*, 1991 ; Haq, 1991).

La remontée du niveau marin se traduit par l'ennoiement des surfaces émergées et le comblement des vallées incisées avec une géométrie en *onlap* des dépôts transgressifs représentés par des faciès proximaux et de plus en plus distaux (diminution du flux détritique) au fur et à mesure de la transgression.

Lors du cortège de haut niveau le comblement de l'espace disponible créé précédemment entraîne l'aggradation de dépôts deltaïques (base du HST) puis la progradation du dispositif vers le bassin (prisme progradant de haut niveau). enfin s'installe une dynamique fluviale au cours du prisme subaérien de haut-niveau en position d'équilibre permettant la progradation vers le domaine marin du système deltaïque (Posamentier *et al.*, 1988).

II.3.3- Organisation verticale de faciès

L'analyse de l'évolution verticale de faciès permet de saisir l'évolution temporelle des environnements de dépôts à partir de la zonation faciologique proposée dans un delta de type alluvial. Pour cela des coupes ont été systématiquement levées en plusieurs endroits du secteur de Clumanc afin d'établir les relations spatiales des dépôts et des discontinuités sédimentaires rencontrées.

Nous présenterons ici une coupe de référence composite permettant d'identifier les surfaces caractéristiques corrélables à l'échelle de ce secteur, mais aussi de préciser l'évolution verticale de faciès interprétée en termes de modification d'environnement et d'espace disponible.

La coupe de référence **(fig.3.57)** se situe en rive droite du ravin des Sauzeries, où elle débute au toit des Grès de Ville au niveau de la butte de Champ-Richard et se prolonge jusqu'à la butte 908 m. Nous nous sommes par la suite déplacés vers le sud au niveau de la butte de Serre-Genestier afin

d'avoir la succession la plus complète possible, représentative des conglomérats de Clumanc. La description détaillée de la succession verticale de faciès est jointe en Annexe (Annexe II).

II.3.4- Découpage séquentiel

II.3.4a- Les surfaces caractéristiques

Elles discriminent plusieurs séquences de dépôts sensu Vail *et al.* (1977) et Posamentier *et al.* (1988) ainsi que les cortèges sédimentaires les constituant. Elles se suivent tout le long du transect subméridien du secteur de Clumanc **(fig.3.58)**.

•Les surfaces de discontinuités g, h, i, j, k délimitent la formation de Clumanc en 5 séquences de dépôts (fig.3.57).

Elles marquent la mise en place brutale d'une dynamique deltaïque érodant des dépôts hémipélagiques (**g**), de front deltaïque (**h**) ou de prodelta (**i, j, k**).

-La discontinuité g constitue une discontinuité majeure qui est corrélable dans l'ensemble du synclinal (Cf. I). Elle délimite deux ensembles qui ont des dynamiques sédimentaires distinctes : la formation des Grès de Ville dominée par une sédimentation hémipélagique à polarité subméridienne, et les conglomérats de Clumanc représentés par une dynamique deltaïque alluviale à polarité équatoriale.

-La discontinuité h se situe au toit des dépôts deltaïques de Champ-Richard. Vers le nord, l'incision est plus forte puisqu'elle constitue l'assise des conglomérats inférieurs de Tréouiller directement superposées aux marnes silteuses du membre de Champ-Richard. Au niveau du ravin de la Colle, cette surface est bien visible et montre un caractère brutal et érosif où elle entaille profondément les marnes silteuses (équivalentes latérales des conglomérats de Champ-Richard) au profit du développement des conglomérats inférieurs de Tréouiller organisés en grandes sigmoïdes progradantes vers l'ouest.

-La discontinuité i constitue la surface inférieure des conglomérats du membre supérieur de Tréouiller. Elle se suit de la pointe nord de Tréouiller (981 m) au sud de la butte 908 m. Elle caractérise la mise en place brutale d'une sédimentation deltaïque à dominante de dépôts de crue.

-La surface j se situe au toit des conglomérats de Serre-Genestier. Elle est caractérisée par une surface plane qui délimite les conglomérats sous-jacents de l'intervalle marno-silteux superposé.

-La surface k constitue la surface inférieure des conglomérats du Château de Clumanc. Elle se suit de la localité de la Poste de Clumanc jusqu'à la butte 941 m de Serre-Genestier. A la hauteur de la butte 941 m, elle montre le passage brutal de dépôts de prodelta à une série alluviale dominée par des coulées gravitaires et des dépôts de crue. Cette surface se retrouve en rive gauche de l'Asse de Clumanc, où elle constitue l'assise des conglomérats de la butte du Château de Clumanc.

Chaque séquence comprend des surfaces distinctes qui délimitent des environnements et des dynamiques sédimentaires et permettent de distinguer des cortèges sédimentaires.

•Les surfaces de transgression sont les surfaces g1, h1, i1, j1.

Elles traduisent l'intervalle de tranche d'eau minimum (*Top lowstand surface*), au-dessus duquel la sédimentation est rétrogradante avec une évolution de faciès proximaux à distaux.

-**La surface g1** est caractérisée par un intervalle décimétrique à rides tidales (Ggrrc*) soulignant une tranche d'eau minimum dans un environnement de prodelta. Elle représente le sommet du prisme de bas niveau de la séquence S6. Elles sont surmontées de marnes franches caractérisant l'intervalle de transgression de la séquence S6.

-**La surface h1** se situe au toit des conglomérats inférieurs du membre de Tréouiller. Elle présente des traces de déplacement d'organismes ainsi que des figures de *riddles* traduisant un environnement subaquatique **(fig.3.59)**. Elle est surmontée de dépôts silto-gréseux évoluant progressivement vers des dépôts prodeltaïques représentant l'intervalle transgressif de la séquence S7.

-**La surface i1** constitue la seule surface d'émersion observée au sein des conglomérats de Clumanc, elle traduit le maximum de régression de la séquence S8. Elle est surmonté par des marnes azoïques de prodelta (Ms1) sans terme de transition traduisant une transgression franche et rapide de l'aire de sédimentation.

-**La surface j1** se situe au toit des conglomérats de Serre-Genestier. Elle est considérée comme amalgamée à la surface J.

•Les surfaces d'inondation maximum (*Maximum Flooding Surface*) sont les surfaces g2, h2 et i2.

Elles sont difficiles à identifier en raison du caractère homogène et pauvre en structures sédimentaires des dépôts prodeltaïques. A cela s'ajoute un enregistrement partiel des séquences de dépôts où les cortèges de haut-niveau ne sont pas ou partiellement représentés dans les séquences S7, S8, S9. Les intervalles marneux de la séquence S7 et S8 ont ponctuellement été l'objet d'analyses microscopiques permettant d'apprécier les microfaciès et les fluctuations du flux détritique.

-**La surface g2** est placée au toit de l'intervalle plurimétrique de marnes franches, à la base des faciès finement gréseux (Ggrc) récurrents qui constituent le *early HST* de S6.

-**La surface h2** n'a pu être mise en évidence que par l'analyse microfaciologique de l'intervalle marneux situé au pied de 908 m, quelques mètres sous la limite S7/S8. Elle montre qu'à partir de cet horizon à HCS, les marnes sont à texture wackestone granocroissante (**Lm Cr3/95 ; Cr4/95**) jusqu'à un microfaciès alternant *wackestone-packstone* à quartz anguleux (**Lm Cr5/95**).

-**La surface i2** a été caractérisée de la même façon. L'analyse microfaciologique de quelques échantillons prélevés ponctuellement dans les marnes qui affleurent au pied de la butte 941 m, montre à la base une texture wackestone à teneur en quartz décroissante(**Lm SG2/95, SG3/95, SG4/95**), puis des intercalations croissantes de fins niveaux silto-gréseux, une quinzaine de mètres au-dessus de la surface **i1** (**SG5/95**), prémices aux premières intercalations de grès sous-jacentes aux conglomérats de Serre-Genestier. La surface **i2** est ainsi située 6-7 m sous les premiers conglomérats.

II.3.4b- Les 5 séquences de dépôts des conglomérats de Clumanc **(fig.3.57)**

•La Séquence S6

Les limites de la séquence S6 sont :

-A la base, la surface Ru3a (=surface **g**),

-Au sommet, la surface **h**.

Elles constituent toutes deux des surfaces d'érosion de type 1.

Le *LST* est représenté par :

-Un *slope fan* caractérisé par des dépôts gravitaires des coulées de débris marneux, horizons marneux contournés dans lesquels s'intercalent des chenaux à remplissage turbiditiques de haute densité et des levées associées provenant de la partie amont du dispositif. Le cône de pente montre une variabilité latérale assez forte avec au nord (ravin de la Colle) essentiellement des dépôts de pente resédimentés, alors que vers le sud (pied de Champ-Richard), plusieurs chenaux turbiditiques s'inscrivent dans la sédimentation, intercalés de faisceaux contournés.

-Un *Lowstand prograding complex* caractérisé par des faciès de prodelta de moins en moins profonds avec à la base des slumps, des horizons turbiditiques récurrents et des structures HCS évoluant vers des rides de houle qui représentent la surface de régression maximum (*top lowstand surface*).

Le *TST* est très réduit :

-Il n'atteint que 2 à 4 mètres de puissance. Il débute au niveau des rides tidales (surface **g1**) surmontées de marnes franches sans structures. Il traduit une remontée rapide mais brève du niveau marin relatif. La surface d'inondation maximum (surface **g2**) est placée à l'interface entre ces marnes franches et la première récurrence détritique qui marque la base du HST.

Le *HST* est représenté par :

-Un *early highstand* représenté au toit de la surface **g2** par la récurrence du détritisme avec des fines turbidites (terme Tc de Bouma (1962)) et des slumps marno-silteux à éléments flottants. Au-dessus, apparaît sur une dizaine de mètres une succession de coulées en masse amalgamées qui caractérisent l'intervalle aggradant du front dans lequel s'inscrivent des chenaux distributaires à remplissage turbiditique de haute densité.

-Puis s'installent des faciès deltaïques représentés par de petits chenaux distributaires à matériels jointifs et des dépôts de grès grossiers de débordements. Ils caractérisent l'intervalle de progradation du système deltaïque dans le bassin.

Latéralement, à la hauteur du ravin de la Colle, on retrouve les dépôts de *early highstand* avec de fines turbidites surmontant le *TST*. Le *late highstand prograding complex* ne semble pas représenté de façon identique au secteur de Champ-Richard. Jusqu'à la surface **h** (base de la séquence S7) la sédimentation marno-silteuse se poursuit avec l'intercalation de fines turbidites. Il est possible d'envisager un *early highstand* plus épais que dans le secteur de Champ-Richard, ou un *late highstand prograding complex* représenté par des dépôts de prodelta, latéralement à l'émissaire principal du système deltaïque.

•La Séquence S7

Les limites de la séquence S7 sont :

-A la base, la surface **h** constituant la surface d'incision prononcée (limite de séquence de type 1) du membre inférieur de Tréouiller, bien visible sur le flanc septentrional du ravin de la Colle.

-Au sommet, la surface **i**. Elle constitue la surface d'érosion qui délimite le membre supérieur de Tréouiller.

Le *LST* est représenté par :

-L'intervalle conglomératique du membre inférieur de Tréouiller est bien développé en rive gauche du ravin des Sauzeries alors qu'il est très réduit au sommet de Champ-Richard. Il est caractérisé par :

-Une incision créée au début de la chute du niveau marin. Elle est profonde au nord du ravin des Sauzeries alors qu'au sud, au toit de Champ-Richard, elle est plus réduite, n'érodant que faiblement les dépôts de *HST* de la séquence S6.

-Le développement d'un prisme progradant (*lowstand prograding complex*) qui comble progressivement cette incision. Il est caractérisé par de grandes sigmoïdes obliques (essentiellement des coulées de débris à faciès Cghm) constituant des dépôts de front deltaïque qui arrivent en *downlap*

sur la surface **h** (voir le panorama du ravin de la colle). Les mesures de courants relevées indiquent des écoulements W à WSW.
Sur le flanc ouest de la barre de Tréouiller, les dépôts de front deltaïque de S6 ne sont pas préservés, érodés par les dépôts tractifs à faciès de crue superposés qui indiquent la baisse continue du niveau marin relatif. Les chenaux et le matériel de remplissage présentent alors des écoulements WNW soulignant la pérennité de la gouttière subméridienne drainant les dépôts de crue.
Progressivement la sédimentation devient moins chaotique avec le développement d'un système de chenaux en tresses à remplissage de crue (Cgn, Cgi) et barres longitudinales (CgGr), analogue au modèle 1 de Miall (1985, 1996).
Au sommet on note un retour à une sédimentation gréseuse plus fine, caractérisant une diminution de l'hydrodynamisme du delta qui marque la base de l'intervalle transgressif (surface **h1**).
Latéralement au toit de Champ-Richard, l'incision est moins prononcée, comblée par une coulée de débris plurimétrique surmontée de bancs gréseux à rides de houle et des horizons à *riddlescasts* surlesquels apparaît une surface singulière à trace de déplacements d'organismes (de crustacés?) constituant le surface de transgression (*top lowstand surface*), notée **h1**.

Le *TST* est d'épaisseur plurimétrique :

-Il atteint 3 m en rive gauche du ravin des Sauzeries et une dizaines de mètres au pied de la butte 908 m où il est plus marneux.

-Il est représenté par un intervalle gréso-silteux à rides de houle fréquentes dans le secteur de Tréouiller, où le TST est peu développé en raison de l'érosion du LST de la séquence superposée.
Au pied de la butte 908 m, la succession des dépôts souligne une diminution progressive de la tranche d'eau. Elle débute par des horizons gréseux dominants à rides de houle et évolue vers des bancs à SCS puis HCS intercalés dans des marnes silteuses de plus en plus épaisses à faunes planctoniques résiduelles qui caractérisent un retour à un environnement de prodelta.

-Le maximum de transgression de la séquence S7 ne semble être préservé qu'au pied de la butte 908, 5 m sous la surface **i** où s'installe une sédimentation marneuse homogène. La surface d'inondation maximum (surface **h2**) est placée au niveau d'un banc à HCS de 25 cm d'épaisseur, constituant le dernier niveau détritique de cet intervalle marneux fournissant une indication paléo-bathymétrique.

Le *HST* de la séquence S7 n'est pas représenté dans le secteur de Tréouiller :

-Il est absent en raison de l'intensité de l'incision de la base de la séquence S8.
Latéralement, en plaçant la surface d'inondation maximum **h2** à 5 m sous la limite **i** de la séquence S8, le *HST* ne serait représenté que par le *early highstand*.

-Il est caractérisé en microfaciès par des alternances millimétriques de marnes et de silts (faciès Sm), caractéristiques d'une sédimentation prodeltaïque.

•La séquence S8

Les limites de la séquence S8 sont :

-A la base, la surface **i** constitue la surface d'incision du membre supérieur de Tréouiller. Elle est caractéristique d'une limite de séquence de type 1 et présente une extension analogue à la surface **h**.

-Au sommet, la surface **j**, située au sommet des conglomérats du membre de Serre-Genestier (limite de séquence S8/S9).

Le *LST* est représenté par :

-L'ensemble des conglomérats du Membre supérieur de Tréouiller. Il est très semblable au *LST* de la séquence précédente. Il est caractérisé par :

-Une période d'incision, correspondant au début de la baisse du niveau marin relatif. Si on considère que le *TST* de la séquence S7 a un développement identique de part et d'autre du ravin

des Sauzeries, la surface d'incision qui caractérise la base du *LST* est plus forte dans le secteur de Tréouiller.

-Un *lowstand prograding complex* représenté essentiellement par des dépôts tractifs soulignant l'installation d'un système deltaïque dominé à la base par des chenaux en tresses. Ce dispositif évolue progressivement vers un système plus mature représenté par le développement de chenaux de largeurs pluridécamétriques à remplissage sableux dominant et au sommet un régime méandriforme, analogue au modèle 2 de Miall (1985, 1996). Latéralement, au niveau de la route D219, la dynamique alluviale perdure avec l'intercalation fréquente de dépôts gravitaires.
Au niveau de la butte 908 m, Il est représenté par des dépôts gravitaires hyperconcentrés (Cg) qui entaillent les marnes de prodelta, constituant les faciès de remplissage du flanc de l'incision.
La sédimentation deltaïque est limitée au toit de la barre de Tréouiller par l'horizon à fentes de dessiccation qui se suit latéralement dans tout le secteur de Clumanc. Il traduit la seule surface d'émersion connue de l'ensemble de la formation et caractérise la *top lowstand surface* de la séquence S8 (surface **i1**).

Le *TST* est représenté par :

-L'intervalle marneux séparant les conglomérats de Tréouiller des conglomérats de Serre-Genestier.

-La surface de transgression (surface **i1**), représentée par l'horizon à fentes de dessiccation, est surmontée, dès la base, par des marnes silteuses azoïques sans intercalations détritiques, ni structures sédimentaires, ce qui traduit une transgression franche et rapide de l'aire de sédimentation bloquant le flux détritique au niveau du delta.
Au niveau du Château de Clumanc, sous les conglomérats du Château, apparaît un intervalle marno-silteux dans lequel s'intercalent quelques horizons turbiditiques décimétriques. Il est discordant sur la formation des Sauzeries. Il représente l'équivalent proximal du *TST* de la séquence S8 et constitue l'intervalle transgressif le plus important de la formation de Clumanc.

-L'absence d'intercalations détritiques ne permet pas de placer précisemment la surface d'inondation maximum de cet intervalle. On place la surface d'inondation maximum **i2** au changement de tendance observée en microfaciès, à la base de la récurrence des faciès marno-silteux Sm.
En rive gauche du ravin des Sauzeries, au pied de la butte 932 m, l'intervalle marneux est ici réduit à moins de 10 m avant que n'apparaissent à nouveau le détritisme grossier, alors que vers le sud, il atteint 12 m au niveau de la Poste de Clumanc, et plus de 20 m au pied de Serre-Genestier.
Ce développement contrasté peut résulter d'une érosion différentielle de la limite de séquence S9 et/ou d'un épaississement du cortège *TST* S8 vers le sud.

Le *HST* est bien développé :

-Il n'est bien identifiable qu'à l'aplomb de Serre-Genestier. Il n'a pas été clairement reconnu en rive gauche des Sauzeries.

-Il débute par des marnes de prodelta surlesquelles progradent les conglomérats de shoreface que constitue le membre de Serre-Genestier. Les qualités d'affleurement de la butte 941 m permettent d'apprécier l'agencement faciologique du *HST*. Il est dominé par des horizons de conglomérats jointifs tabulaires, alternant avec de lits micro-conglomératiques qui arrivent en *downlap* sur les marnes de prodelta.
Du côté proximal (à l'Est), les conglomérats s'organisent en une succession de bancs conglomératiques grano-décroissants, intercalés de grès grossiers à lits de graviers et gros intraclastes marneux. Chaque niveau de conglomérats évolue en position distale (vers l'Ouest) vers un faisceau alternant de lits plans de conglomérats et de graviers. Chaque surface d'érosion de la partie amont lui correspond une surface de réactivation en aval, soulignée par un horizon grano-décroissant à gros galets et à intraclastes marneux. Le dernier niveau montre une forte abrasion du substrat soulignée par des clastes marneux de largeur pluridécimétrique.

Le *HST* de S8 traduit la progradation d'un littoral conglomératique sur les marnes de prodelta. Il est limité au sommet par une surface plane, bien visible qui constitue la limite de séquence S8/S9, notée **J**.

Dans le secteur de Tréouiller, au niveau de la butte 932 m, les qualités d'affleurement sont moindres en raison du couvert végétal. Il apparaît cependant que les faciès sont moins grossiers et débutent par des sables à galets isolés qui viennent éroder les marnes de prodelta de S8. Vers le haut, les faciès deviennent plus conglomératiques et montrent ici des faciès de crue.

•La Séquence S9

Les limites de la séquence S9 sont :

-La surface **j** qui constitue le sommet des conglomérats de Serre-Genestier se caractérise par une surface plane

-Au sommet la surface **k** qui constitue l'assise des conglomérats du château de Clumanc.

Le *LST* est absent :

Il n'a pu être observé dans ce secteur. Les faciès surmontant la limite de séquence S8/S9 sont immédiatement rétrogradants ce qui indique que la surface de transgression **J1** est amalgamée à la limite **J**.

Le *TST* est constitué par :

-La récurrence de faciès silto-gréseux à rides de houle fréquentes (Ggrh) où les intercalations marneuses sont stratocroissantes traduisant la rétrogradation des faciès détritiques **(fig.3.78b)**. Le flux détritique persiste cependant, représenté par l'intercalation de grès grossiers érosifs à ride de courant lingoïdales (Ggrc). C'est dans cet intervalle qu'ont été prélevés les derniers individus microplanctoniques (Cf. Partie II).

-Ce cortège transgressif présente un développement contrasté en raison de l'érosion différentielle de la limite de séquence de S10. Ainsi à l'est de la butte 941 m, il atteint 5 m ; alors que vers l'Ouest, il est progressivement érodé pour être totalement érodé à la pointe 941 m où les conglomérats du château de Clumanc arrivent au contact des marnes de prodelta du *TST* de S8. La totalité du *TST* ne semble pas préservée en raison de l'intensité de l'érosion de S10.
A la hauteur de la Poste de Clumanc, le *TST* atteint 5 m de puissance, représenté par des silts micacés sans intercalations détritiques.

Le HST de S9 n'est pas représenté.

•La Séquence S10

Seule la limite de base de la séquence S10 (surface **k**) est représentée par :

-une surface d'érosion importante qui se suit de la butte de Serre-Genestier, à la Poste de Clumanc et au château de Clumanc en rive gauche de l'Asse. Elle constitue l'assise des conglomérats du Château de Clumanc.

Le *LST* de la séquence S10 est représenté par :

-Le membre du Château de Clumanc, constitué d'une succession décamétrique de coulées hyperconcentrées et de dépôts de crue.

-Il caractérise une reprise d'une dynamique nettement alluviale du système deltaïque, similaire au modèle 1 de Miall (1985, 1996).

-Les cortèges superposés, s'ils se sont déposés, ainsi que le sommet du LST, ne sont pas conservés.

II.3.5- Caractérisation de l'éventail synsédimentaire de Clumanc : relations déformation et sédimentation

II.3.5a- Les Conglomérats de Clumanc : une régression forcée (Posamentier *et al.*, 1992), modulée par de fréquentes remontées du niveau marin relatif

L'évolution verticale de faciès montre une tendance générale au comblement du domaine marin où chaque cortège de bas-niveau présente une dynamique deltaïque de plus en plus proximale. Elle traduit une régression généralisée qui s'intègre dans le caractère régressif au deuxième ordre de l'Oligocène inférieur (intervalle régressif du supercycle TA4 de Haq *et al.*, 1988 ; Hardenbol*et al.*, 1998). Cependant la tectonique régionale de fermeture par comblement et surrection du bassin se surimpose ici à cette tendance globale qui se traduit par une régression forcée au sens de Posamentier *et al.* (1992. fig.1) :

-Les *LST* traduisent un transit brutal de matériel grossier dans le bassin associé à de fortes incisions.

-Les *HST* sont rarement préservés en raison du déplacement progressif de la ligne de côte et de l'érosion du secteur amont au cours des chutes successives du niveau marin. On notera que les *HST* de S6 et S8 sont cependant bien représentés, surmontant pour chacun d'eux des intervalles transgressifs francs.

-Les *TST* montrent des puissances et des signatures de distalités variables selon les séquences de dépôts. Ainsi le *TST* de S6, réduit mais constitué de marnes franches et le *TST* de S8, puissant, soulignent des transgressions intenses et/ou longues avec un ennoiement important du paysage, succeptible d'immerger les zones érodées antérieurement (cas du *TST*/S8 où les dépôts transgressifs viennent sceller la surface d'érosion de S8 au niveau du château de Clumanc). Les *TST* de S7 et S9 sont, à l'inverse, beaucoup plus réduits et montrent une forte contribution terrigène ce qui souligne des transgressions modérées et/ou compensées par un flux détritique élevé.

Les transgressions viennent ici moduler le caractère de régression forcée de la formation de Clumanc, où l'hétérogénéité de leur intensité peut trouver son origine dans des fluctuations du niveau marin d'amplitude différente.

II.3.5b- La cartographie des séquences de dépôts des conglomérats de Clumanc souligne une dissymétrie dans l'enregistrement sédimentaire **(fig.3.60)**

Sur le flanc ouest, toutes les séquences sont représentées soulignant une subsidence continue du secteur.

On note cependant que les dépôts se réduisent vers la pointe de Tréouiller où les prismes de bas-niveau et les cortèges transgressifs sont moins développés qu'au sud (à noter la forte dilatation des TST vers le Sud). Ceci peut-s'expliquer par une subsidence différentielle entre un secteur nord peu subsident en comparaison du secteur sud.

Sur le flanc oriental, la série de Clumanc est réduite soulignant de nombreuses lacunes.

Au niveau du château de Clumanc qui se situe dans le compartiment chevauchant du pli faillé, elle n'est représentée que par l'intervalle transgressif de la séquence S8 très réduit, érodé par les conglomérats du prisme de bas niveau de la séquence S10. La surface de transgression i1 est alors superposée à la limite de séquence i sans les termes de bas niveau de S8, déposés plus en aval. Ce compartiment est donc le siège d'une surrection continue ne permettant pas la préservation de tous les cortèges sédimentaires.

Plus au nord, à la hauteur du ravin des Roux qui se situe dans le compartiment chevauché (donc en position plus distale dans le système deltaïque) il y a une meilleure préservation de la formation de Clumanc où les séquences S7, S8 et S10 sont préservées (*nota bene* : une faille inverse

vient dupliquer la base de la coupe avec le redoublement de la séquence S7). Cependant cette zone est déja une zone plus amont que le secteur occidental, en raison de la lacune de la séquence S6 et du développement de S7 directement sur la formation des Sauzeries.

Cette dissymétrie dans l'enregistrement spatial des séquences et des cortèges sédimentaires ne résulte pas uniquement de fluctuations eustatiques. Mais elle est associée au plissement du flanc oriental de Clumanc entraînant le développement de lacunes et de discordances (fig.3.61).

II.3.5c- La géométrie de l'éventail développé dans les conglomérats de Clumanc : résultat de la surimposition de fluctuations eustatiques et de la déformation plicative

La discordance du château de Clumanc a depuis longtemps été mise en évidence depuis Boussac (1912), Lapparent (1938), Chauveau & Lemoine (1961) qui introduisaient l'idée de l'existence d'une déformation synsédimentaire, alors que J. Bodelle (1971) considérait que la discordance apparente résultait du fluage des Marnes bleues au cours du plissement du flanc oriental. Cependant la discordance est bien réelle entre la série des Sauzeries, réduite (absence des grès de Ville et amincissement des autres termes) et plissée, et les marnes transgressives de S8, elles-mêmes érodées par les conglomérats du château de Clumanc (LST/S10).

Depuis une quinzaine d'années, l'école anglo-saxonne a repris l'étude des conglomérats de Clumanc (Elliot *et al.*, 1985 ; Evans & Mange-Rajetzky, 1991 ; Artoni & Meckel, 1998 ; Evans & Elliot, 1999) en présentant des géométries différentes ou complémentaires. Cependant ces travaux n'intègrent que peu d'analyses sédimentologiques ne permettant pas de cerner l'interaction entre les variations du niveau marin relatif et la déformation plicative.

Ainsi Elliot *et al.* (1985) et Evans & Elliot (1999) présentent un modèle géométrique de l'éventail de Clumanc **(fig.3.62a,b)** où ils n'intègrent pas, ou de manière éronée, l'organisation séquentielle du système deltaïque (déjà mis en évidence pour les grès de Ville). Ils aboutissent ainsi à une représentation fausse du dispositif et des surfaces de discontinuités (en partie liée à une mauvaise cartographie des dépôts conglomératiques).

Artoni & Meckel (1998) proposent un modèle dynamique restorant les étapes successives de la structuration de l'éventail **(fig.3.62c)**. Cependant le cadre stratigraphique est peu cohérent avec les analyses biostratigraphiques que nous avons obtenues. A cela s'ajoute une analyse sédimentologique ne permettant pas d'apprécier le développement spatio-temporel des séquences de dépôt qui ne sont d'ailleurs pas définies.

•L'agencement dans le temps et dans l'espace des discontinuités et des cortèges sédimentaires dépend de la réponse du système deltaïque aux variations eustatiques (processus cycliques) qui se superposent à la déformation de l'ensemble (processus continu).

Comme le proposent Posamentier *et al.* (1992. p. 1691. fig.4), la réponse d'un système fluviatile (ce qui peut s'appliquer au dispositif deltaïque de Clumanc) à une chute du niveau marin dépend fortement de la différence entre la pente du profil d'équilibre et la pente exposée lors de la chute du niveau marin **(fig.3.63)**.

Dans le cas du dispositif deltaïque de Clumanc la pente est entretenue par la surrection a priori continue du flanc oriental du bassin **(fig.3.64)**, constituant la partie amont du système (secteur chevauchant de Château) ce qui provoque, lors de la chute du niveau marin, un profil déséquilibré et l'incision systématique de la zone amont en cours de surrection (cas A de la fig.3.63). Ce contexte engendre des limites de séquence de type 1 où Le matériel issu de l'érosion se dépose en aval (secteur occidental subsident) constituant les cortèges de bas niveau des séquences S6, S7, S8, S9.

Lors des intervalles transgressifs, l'ennoiement des zones exondées est probable (voir la coupe du ravin des Roux où les TST de S7, S8 sont préservés), mais leur préservation ne résiste que partiellement aux érosions ultérieures. Seul l'intervalle transgressif de S8 est suffisamment important pour se déposer dans la partie proximale du dispositif (secteur chevauché du Château de Clumanc) où les érosions de S9 puis de S10 n'érodent que partiellement le TST/S8.

Au moment de la chute du niveau marin de S10, le prisme de bas niveau (LST/S10) se dépose dans la partie proximale du dispositif ce qui indique que la pente du profil d'équilibre est inférieure à la chute du niveau marin, entraînant l'aggradation des dépôts fluviatiles (ici une dynamique nettement alluviale), comparable au scénario C de Posamentier *et al.*, 1992 (cas C de la fig.3.63) qui conduit au comblement final de la dépression de Clumanc.

•La surimposition de la déformation plicative sur les fluctuations eustatiques au cours de la sédimentation de la série de Clumanc aboutit au développement d'un éventail synsédimentaire (fig.3.65).

Cet éventail résulte de la surrection du flanc oriental et de l'ensemble du domaine entraînant une préservation partielle des séquences de dépôts qui se traduit par l'incision croissante et de plus en plus forte des cortèges sédimentaires de haut niveau **(fig.3.66)**.

Dans le compartiment occidental (à l'ouest de l'accident inverse du château de Clumanc-Coulet Berton), les séquences de dépôts sont de moins en moins complètes ce qui traduit un taux de subsidence de plus en plus faible qui entraîne la diminution constante de l'espace d'accommodation.

Dans le compartiment oriental, ce processus est accentué. La surrection continue à laquelle se superposent les fluctuations eustatiques ne permet pas la préservation du matériel. Seule la transgression de S8 crée de l'espace disponible suffisant où les dépôts transgressifs viennent alors sceller la surface d'érosion créant ainsi une forte discordance angulaire.
Cette discordance de *TST*/S8 avec la formation des Sauzeries souligne que les dépôts nummulitiques étaient déjà fortement redréssés au moment du dépôt de S8 (Cf. fig.3.65).

•Dans le cas présenté sur la figure 3.66, les cycles eustatiques sont considérés comme symétriques et de même amplitudes. Si tel était le cas, le dépôt du *TST*/S8 dans le compartiment oriental ne pourrait se faire qu'en raison d'un arrêt de la surrection au cours de cette même période de transgression. Or la surrection est un processus lent (en comparaison des autres facteurs, Cf. Vail *et al.*, 1991) que l'on peut considérer comme continu à cette échelle de temps, alors que les fluctuations eustatiques sont des variations plus hautes fréquences et d'amplitudes variables.

A l'échelle de la série de Clumanc, on constate une préservation des cortèges sédimentaires inverse de celle observée dans la Série des Sauzeries où les séquences de dépôts sont de plus en plus réduites.

Cependant pour les séquences S6 et S8, les *HSTs* sont bien développés et conservés ce qui indique que les intervalles transgressifs (de S6 et S8) ont créé suffisamment d'espace disponible pour le développement des *HSTs* et d'autre part que les chutes du niveau marin superposés engendrent une moindre incision.
On se retrouve dans le cas inverse pour les séquences S7 et S9. Cette modulation de l'espace disponible, malgré le régime de régression forcée, nécessite d'envisager ici la signature de fluctuations eustatiques d'amplitudes différentes.

II.3.5d- Intégrations des données chronostratigraphiques

Dans l'intervalle fini-rupélien, les variations eustatiques enregistrées sur les marges passives sont faibles (Haq *et al.*, 1987 ; Hardenbol *et al.*, 1998). Elles s'intègrent dans le caractère régressif au deuxième ordre du super-cycle TA4 .

Sur le pourtour antarctique, des évènements glacio-eustatiques ont été mis en évidence (Abreu & Anderson, 1998) qui correspondent aux limites de séquences de troisième ordre avec des écarts variables compris entre •800 ka et •1,6 Ma.

Depuis Berger (1976), l'excentricité constitue le paramètre orbital le plus stable des temps géologiques. Les cycles d'excentricité montrent pour le premier mode d'expression une durée comprise entre 95 ka et 125 ka, et pour le second une durée voisine de 413 ka. La stabilité des cycles d'excentricité dans le temps (Laskar, 1990) ont permis l'utilisation de ces durées au cours du Phanérozoïque (Berger, 1976 ; Imbrie *et al.*, 1993 ; Fiet, 1998).

Il apparaît donc que la courbe de •O^{18}, établie par Abreu & Anderson (1998), ne présente pas l'ensemble des cycles d'excentricité dont l'expression se traduit par des évènements glacio-eustatiques, multiples de 400 ka.

•Dans la série de Clumanc, plusieurs points de corrélations avec les chartes chronostratigraphiques de Haq *et al.* (1987) et Hardenbol *et al.* (1998) sont reconnus (fig.3.67) :

-La limite de séquence **g** (S6) est attribuée à la limite Ru3a, datée à 30,2 Ma.
-Le *LST* de S8 constitue le prisme de bas niveau le plus régressif de la série puisque le *Top Lowstand* est caractérisé par une surface d'émersion. De plus le TST de S8 est l'intervalle transgressif le plus franc de ceux observés, puisqu'il ennoie le compartiment du Château de Clumanc et présente un *HST* également bien développé (conglomérats de Serre-Genestier). La séquence S8 apparaît compatible avec la séquence Ru3 dont le pic transgressif est reconnu à l'échelle globale et la base datée à 29,4 Ma..
-Les conglomérats du Château de Clumanc, représentant le LST de S10, constituent des dépôts alluviaux. Le caractère très érosif et également fortement discordant de la séquence S10 souligne l'intensité de l'érosion ce qui rend la limite S9/S10 compatible avec la limite de IIème ordre Ru4/Ch1, datée à 28,5 Ma, de Hardenbol *et al.*, 1998.

•La série de Clumanc est donc limitée à la base par la discontinuité Ru3a, datée à 30,2 Ma et au sommet par la discontinuité Ru4/Ch1, constituant la base de S10, datée à 28,5 Ma. Entre ces deux points, 4 séquences sont donc définies qui soulignent la signature de l'excentricité avec une durée d'environ 400 ka pour chacune d'elles.

Le découpage séquentiel que nous présentons pour les Conglomérats de Clumanc peut être corrélé avec les chartes chronostratigraphiques.
On constate que les séquences de IIIème ordre Ru3a, Ru3 et le *LST* de Ch1 sont enregistrés, respectivement, par les séquences S6, S8 et S10, où l'intensité des chutes du niveau marin et des intervalles transgressifs sont similaires (la transgression de Ch1 n'est pas présente ici). Cependant nous avons identifié dans le système deltaïque plus de séquences (S7 et S9) qui se situent respectivement dans l'intervalle de régression de Ru3a et Ru3 (dans les cortèges de haut-niveau des séquences de IIIème ordre).

Cette hétérogénéité d'enregistrement résulte de deux facteurs singuliers qui se manifestent particulièrement dans la formation de Clumanc :
-Le caractère proximal peu profond du dispositif permettant une réponse sédimentaire immédiate aux changements climatiques/eustatiques, même de faibles amplitudes.

-Le caractère subsident du compartiment occidental (lié au redressement du flanc oriental) facilitant la préservation quasi-complète des séquences de dépôts d'ordre supérieur, malgré des chutes du niveau marin d'ordre intermédiaire (Ru3) et majeur (Ru4/ch1).
A ce titre, la limite de séquence Ru3a (S5/S6) en est l'exemple le plus spectaculaire puisqu'elle n'est pas signalée sur les chartes chronostratigraphiques de Hardenbol *et al.* (1998) en raison de sa fréquente absence sur les domaines de plateformes où Ru3 se manifeste préférentiellement (Graciansky & Jacquin, communication personnelle, 1999). Ceci peut être expliqué par l'amalgamation fréquente des discontinuités Ru3a et Ru3 sur les marges passives et les bassins intracratoniques.

II.3.6- Conclusions

•Du point de vue de la dynamique sédimentaire

La série de Clumanc caractérise une sédimentation deltaïque à dominante alluviale où les apports se font perpendiculairement à l'axe subméridien du bassin avec une polarité de l'Est vers l'Ouest. Le détritisme présente une proportion croissante de matériel isssu des zones internes soulignant la grande extenssion de l'aire de drainage du bassin versant alimentant le système deltaïque.

Les fluctuations verticales de faciès reflètent les variations de l'espace disponible interprétées en termes d'oscillations eustatiques.

Le dispositif deltaïque montre à l'échelle de la série un système régressif qui s'installe brutalement dans le bassin où les intervalles détritiques traduisent des environnements de plus en plus proximaux modulés par des remontées d'amplitudes variables du niveau marin.

•Du point de vue de la déformation

La flexuration initiée précocement dans la série des Sauzeries s'accentue avec le redressement progressif de la bordure orientale du bassin.

La déformation plicative continue du flanc oriental du bassin se surimpose aux fluctuations eustatiques et engendre des érosions et des lacunes dans la partie amont du delta. Cela génère le développement d'un éventail synsédimentaire.

La subsidence forte (en compensation de la surrection du secteur est) développée dans le domaine occidental du système deltaïque entraîne une meilleure préservation de la succession sédimentaire.

•Du point de vue chronostratigraphique

Les données biostratigraphiques donnent un âge Rupélien supérieur à terminal pour la série de Clumanc qui correspond à l'intervalle régressif de la super-séquence TA4 (Haq *et al.*, 1987). L'intégration de ces données permet d'établir une comparaison avec les chartes chronostratigraphiques.

5 séquences de dépôts sont définies dans la série de Clumanc dont la signature reflète les oscillations astro-climatiques de l'excentricité avec une durée moyenne de l'ordre de 400 ka.

Les séquences Ru3a, Ru3 et le LST de Ch1 sont enregistrés, auxquels s'ajoutent 2 séquences qui n'ont pas été reconnues dans les chartes globales. Cet enregistrement, plus complet que sur les marges

passives et les bassins intra-cratoniques, résulte de l'association du caractère proximal du système de Clumanc où la dynamique sédimentaire répond directement aux fluctuations eustatiques, et du caractère fortement subsident du secteur occidental engendrant une meilleure préservation des dépôts.

Cependant la surrection progressive du flanc oriental du bassin entraîne une régression forcée qui module fortement l'enregistrement vertical et spatial des cortèges sédimentaires.

II.4- Les Conglomérats de St-Lions

II.4.1- Cartographie et structures

Les Conglomérats de St-Lions sont localisés en rive gauche de l'Asse de Clumanc, à mi-chemin entre la D19 et le village de St-Lions **(fig.3.68)**. Elle s'observe de part et d'autre du ravin de la Bone qui sépare deux secteurs : au nord avec la butte de l'Adret sous le Cimetière de St-Lions ; au sud avec la butte du Coulet Rouge.

Une coupe équatoriale met en évidence, de la même façon que dans le secteur de Clumanc, la dissymétrie générale du synclinal **(fig.3.69a)**.

La série paléogène du flanc occidental présente un pendage homogène à vergence est, alors que les dépôts du rebord oriental (séries marines et continentales) sont fortement déformés et dupliqués en raison de chevauchements au sein des dépôts tertiaires (chevauchement du Coulet Rouge. Fougeirol & Tallon, 1972) et du chevauchement de la barre de Crétacé supérieur du Clape rebroussant la série tertiaire sur ce flanc.

Au niveau du Coulet Rouge, les conglomérats présentent un pendage est. En raison du recouvrement par la Molasse Rouge, il n'est pas possible d'observer le prolongement oriental des dépôts conglomératiques.

Une coupe subméridienne, du Cimetière de St-Lions au Coulet Rouge met en évidence la flexuration prononcée du secteur du Cimetière **(fig.3.69b)**.

Le secteur nord montre que le membre du Cimetière présente la superposition de deux systèmes de contraintes, l'un E-W, redressant les flancs de part et d'autre du Cimetière, l'autre N-S verticalisant les bancs de base du membre du Cimetière dont l'axe du pli présente un pendage sud très redréssé **(fig.3.70)**.
Ce resserage N-S peut trouver son origine dans le prolongement oriental des accidents inverses, développés à l'extrados de l'anticlinal E-W de St-martin (Cf. fig.3.68). Il faut noter que ces accidents constituent la rampe méridionaledu chevauchement de la barre des Dourbes.

Les premiers dépôts des conglomérats de St-Lions (membre du Cimetière) sont verticaux. Ce pli s'attenue rapidement vers le Sud ; les horizons silto-gréseux sous-jacents aux conglomérats s'horizontalisent en moins d'une centaine de mètres et deviennent horizontaux au sud du ravin de la Bone.

Dans le secteur du Coulet Rouge on distingue deux ensembles conglomératiques progradants sur les marnes silteuses. Ils sont constitués de bancs conglomératiques métriques à galets jointifs organisés en grandes stratifications obliques. Elles sont affectées par une faille équatoriale à pendage 65°S et jeu inverse réhaussant la partie sud du Coulet Rouge. Les grandes obliques sont surmontées par des bancs conglomératiques plans au sommet desquels repose en discordance le conglomérat à polypiers et huîtres, puis en concordance sur celui-ci les dépôts continentaux de la Molasse Rouge.

II.4.2- Analyse sédimentologique

II.4.2a- Les faciès rencontrés des Conglomérats de St-Lions

Ils sont très semblables aux Conglomérats de Clumanc. Mais ils présentent des assemblages faciologiques et des géométries beaucoup moins diversifiés que dans le secteur septentrional du bassin **(tab.3.4)**.

•Les dépôts gravitaires de prodelta et de front deltaïque: Cghm, Gg, Slm

Ils s'observent essentiellement dans les dépôts inférieurs du membre du Cimetière avec l'arrivée de coulées en masse érosives, constituées de grès graveleux à galets flottants hétérolithiques (Cghm). Ils apparaissent intercalés dans une sédimentation marno-silteuse à nombreux terriers (Sm). Localement ils présentent des contournements prémices au départ de slump soulignant des instabilités sur la pente. Vers le bassin, les coulées en masse à galets flottants évoluent vers des horizons moins épais à faciès Gg érosifs, pluridécimétriques à galets isolés. Dans cet environnement apparaissent parfois de petits chenaux isolés à remplissage de conglomérats jointifs et imbriqués. Leur taille n'excède pas quelques mètres de large, pour une profondeur d'incision inférieure à deux mètres **(Zoom A. fig.3.71)**.
Toujours dans le membre du Cimetière apparaissent plusieurs faisceaux marneux contournés (Slm) métriques soulignant des phénomènes de destabilisations dans les dépôts de prodelta.

•Les dépôts deltaïques : Cg, Cgn, Cgi CgGr

Ils constituent les intervalles conglomératiques du membre supérieur du Cimetière, ainsi que la puissante série conglomératique du Coulet Rouge. Ils sont dominés par des dépôts tractifs à galets jointifs organisés majoritairement en bancs granodécroissants et parfois granocroissants ce qui traduit des processus d'avalanche (Nemec, 1990b).

-Le membre supérieur du Cimetière est constitué pour l'essentiel de bancs conglomératiques métriques intercalés d'horizons gréso-graveleux à stratifications entrecroisées, traduisant une dynamique deltaïque. Ils présentent des surfaces internes obliques migrant vers le Sud alors que les écoulements sont subéquatoriaux **(fig.3.71; tab.3.5)**.

-Le membre du Coulet Rouge s'organise dans sa partie inférieure en grandes stratifications obliques constituées de galets jointifs isométriques (Cgn ou Cgi) qui progradent vers le Sud où elles deviennent alors concordantes aux marnes sableuses sous-jacentes. Cette progradation est associée à une diminution granulométrique de chaque horizon qui deviennent alors hétérométriques. Les dépôts conglomératiques sommitaux présentent une succession de bancs tabulaires à galets jointifs applatis intercalés de faisceaux alternants de graviers et de conglomérats (CgGr) constitués de galets bien roulés qui représentent les dépôts de *topsets* du dispositif deltaïque **(fig.3.71)**.

•Les dépôts prodeltaïques : (Sm, Ms1, Ggrh, Ggt^)

Les faciès de prodelta sont dominés par une granulométrie fine, argilo-silteuse (Ms1) à silto-gréseuse (Sm) où s'intercalent fréquement des horizons gréseux érosifs à structures SCS (fréquents dans les marnes du membre du Cimetière) et plus rarement des niveaux gréseux à rides de houle (Ggrh).
Les débris de végétaux sont de petites tailles, mais ils sont présents dans l'ensemble des dépôts de prodelta, fréquemment bioturbés (Sm).

•Fossiles et traces fossiles

Le contraste le plus marquant avec le système deltaïque de Clumanc est l'abondance, dans les marnes silteuses prodeltaïques, de terriers horizontaux et verticaux. Cette bioturbation intense détruit souvent les structures et figures sédimentaires.
Les traces fossiles sont de type *Skolithos* et *Ophiomorpha* (Evans & Elliot, 1999) caractérisant un environnement proximal, mésolittoral à infralittoral de haute énergie (Seilacher, 1967 ; Frey *et al.*, 1990) ce qui est appuyé par le caractère très micacé et silteux des marnes de prodelta. A cela s'ajoute, toujours à la différence du secteur de Clumanc, l'abondance de la macrofaune dans les marnes de prodelta sous-jacentes aux conglomérats du Coulet Rouge qui comprennent des bivalves (*Venericardia*), des Gastéropodes (*Tornatella, Natica*) et des Scaphopodes (*Dentallium*).
L'abondance de terriers et de bivalves, associée à une microfaune planctonique peu abondante (en dehors de la microfaune remaniée), souligne un environnement plus ouvert sur le bassin que ne l'est le système deltaïque du secteur de Clumanc.

II.4.2b- Les figures et structures de courant **(tab.3.5)**

Le membre du Cimetière constituant le terme inférieur des Conglomérats de St-Lions présente une dominante d'écoulements équatoriaux avec une polarité de l'est vers l'ouest. Les surfaces obliques observées dans les conglomérats supérieurs du membre du Cimetière ont un pendage sud alors que les imbrications sont E-W. On retrouve ces mêmes sens d'imbrications dans les premiers conglomérats au sud du ravin de la Bone.

Les imbrications ainsi que le sens de progradation des grandes stratifications obliques du membre du Coulet Rouge indiquent un sens d'écoulement homogène du nord vers le Sud avec des pendages sédimentaires compris entre 15° et 25°.

Les mesures d'axes des chenaux et des imbrications dans la Molasse Rouge superposée confirment cette polarité subméridienne avec des écoulements vers l'WSW-SSW (Fougeirol & Tallon, 1972 ; Graciansky *et al.*, 1982 ; Elliot *et al.*, 1985 ; Evans & Elliot, 1999).

•Les imbrications singulières des Conglomérats de St-Lions

Certains horizons conglomératiques présentent des imbrications singulières avec une verticalisation de l'angle d'imbrication, voire une inversion par rapport au sens découlement. Trois structures particulières ont été observées à différents niveaux de la formation de St-Lions **(fig.3.72)**. Ce sont :

-TYPE I **(fig.3.73a)**- Structure en *S* dans les conglomérats à galets jointifs :

Ce type de structure n'a été observé qu'une fois dans les premiers horizons conglomératiques du membre du Cimetière. Cette structure s'observe au niveau de la charnière du pli dans un banc conglomératique métrique composé de galets applatis jointifs de tailles variables présentant un granoclassement normal-inverse (Cgn-i) à matrice graveleuse. Cet horizon surmonte un banc conglomératique pluridécimétrique à granoclassement inverse. Il est limité au toit par une unité conglomératique ravinante granocroissante.
Ce banc conglomératique singulier débute par de gros galets applatis (>15 cm) jointifs dont les imbrications indiquent un écoulement moyen de l'est vers l'ouest. Les angles des axes longs des galets imbriqués par rapport à la surface sédimentaire originelle (S0) augmentent progressivement jusqu'à la verticalisation et deviennent plus hétérogènes du point de vue de leur dimension ; quelques-uns ont même une orientation inverse des imbrications. Vers le sommet les imbricatons et les axes longs de galets applatis reprennent une orientation et un angle comparables à ceux de la base du banc.

-TYPE II **(fig.3.73b)**- Verticalisation des axes longs des galets jointifs :

En se déplaçant latéralement, au sein de la même unité, on observe une diminution progressive de son épaisseur tout en conservant une très bonne cohésion entre les éléments et une même orientation des axes des galets et des imbrications à la base de l'unité. Cette organisation persiste sur le premier quart de son épaisseur totale. On constate un redressement progressif des axes longs jusqu'à la verticalisation de l'ensemble des galets jusqu'au toit du banc.
Dans le secteur du Coulet Rouge, ce type d'organisation interne s'observe dans les conglomérats sommitaux au sein des niveaux conglomératiques jointifs à matrice graveleuse qui ne présentent pas de granoclassement franc. La verticalisation des galets est ici plus régulière et homogène en raison de la plus grande taille des galets. Cependant le sommet est généralement raviné par l'unité superposée.

-TYPE III **(fig.3.73c)**- Verticalisation des axes longs des galets flottants :

Cette organisation interne a été observée uniquement dans les extrémités distales des grandes stratifications obliques où le matériel est moins cohésif avec des éléments de tailles hétérogènes sans granoclassement net. La base des bancs est érosive et les galets présentent des angles de 10° à 15° par rapport à la stratification S0 avec des imbrications discrètes vers le Sud. Quelques centimètres au-dessus l'angle s'infléchit jusqu'à la verticalisation qui se poursuit jusqu'au sommet du banc tronqué par l'unité conglomératique superposée.

•Interprétations

Ces structures ont été observées à plusieurs reprises dans des environnements deltaïques à dominante alluviale, notamment par Rees (1968), Walker (1977), Hiscott & Middleton (1980), Massari (1984) et Colella (1988).

Pour Massari (1984), les imbrications de type I impliquent le développement d'un cisaillement interne immédiatement avant l'arrêt de l'écoulement hyperconcentré. Le type II reflète l'action cisaillante engendrée par le dépôt en masse de l'écoulement superposé.

Walker (1977) observe dans ce type d'écoulement une base à imbrication verticale et progressivement un applatissement de l'axe long des galets et de l'angle d'imbrication. Il attribue ce type d'organisation aux contraintes cisaillantes, développées lors de l'écoulement, maximales à la base de celui-ci. L'angle d'imbrication est alors proportionnel à la vélocité de l'écoulement et donc à l'intensité des interactions grains à grains (Rees, 1979 ; Hiscott & Middleton, 1980). Cependant ceci ne peut expliquer l'augmentation progressive de l'angle d'imbrication au sein du même banc et la structure en *S*.

Dans le secteur nord, on observe au sein de la même unité le passage latéral (perpendiculairement à l'écoulement) du type I au type II ce qui implique que les processus initiant les structures I et II sont, dans ce cas, génétiquement liés. La localisation singulière de celles-ci, à la charnière du pli du Cimetière, évoque les fentes en échelons engendrées lors d'une déformation ductile (Mattaeur, 1973) et la géométrie suggère des lenticulations développées dans les joints de cisaillement (Mercier & Vergely, 1992). L'analogie est frappante avec nos observations pour lesquelles il est possible d'envisager un cisaillement banc à banc lié au plissement des conglomérats du membre du Cimetière. Le cisaillement s'enregistre d'autant plus facilement que les galets sont applatis et jointifs et que ce niveau surmonte plusieurs mètres de marnes silteuses facilement déformables.

Dans le secteur du Coulet Rouge qui ne montre pas un tel plissement, les horizons de type II et III sont localisés au sein des grandes stratifications obliques (type III) et dans la zone de transition entre les conglomérats sommitaux et les grandes obliques (type II). Pour celles-ci les cisaillements internes avant l'arrêt de l'écoulement ou provoqués par le glissement en masse de l'unité superposée, comme le proposent Massari (1984) et Colella (1988), expliqueraient de telles structures. Ceci est

conforté par la présence fréquente dans la série conglomératique de St-Lions de dépôts d'avalanche et de faisceaux contournés soulignant des phénomènes d'instabilité et de glissements en masse au cours du développement du delta de St-Lions et de l'angle des grandes obliques compris entre 15° et 25° facilitant la remobilisation du matériel.

II.4.2c- Les Conglomérats de St-Lions : une organisation deltaïque de type Gilbert

Plusieurs critères soulignent le caractère fluviatile dominant du dispositif de St-Lions (selon la classification de Postma, 1990) :
-la dominance nette du matériel grossier,
-l'amplitudes des stratifications obliques développées dans le secteur du Coulet Rouge qui souligne une morphologie accentuée,
-la faible occurence des faciès de houle,
-et la fréquence des phénomènes de resédimentation sur pente dans les dépôts de prodelta, mais aussi dans les *foresets* du delta.

Dans le secteur du Coulet Rouge, l'organisation spatiale et les géométries rencontrées caractérisent un delta de type Gilbert (Gilbert, 1885 ; Fayol, 1888) progradant vers le Sud (Elliot *et al.*, 1985 ; Evans & Elliot, 1999).
La continuité des horizons conglomératiques avec le passage des *topsets* aux *foresets* est localement visible, cependant le point d'inflexion est le plus souvent tronqué par les conglomérats tabulaires marins des *topsets* (Cf. fig.3.72). Cet agencement traduit un delta complexe de type sigmoïde-oblique selon la classification de Collella (1988), ce qui implique, pour le membre du Coulet Rouge, une vitesse de progradation du delta supérieure à la vitesse d'accomodation, engendrant le ravinement des points d'inflexions. Cette observation appuie le caractère fluviatile dominant du dispositif deltaïque de St-Lions.

II.4.3- Organisation verticale de faciès

La coupe de référence est une coupe composite en raison de la migration vers le sud des dépôts conglomératiques de St-Lions. Les conditions d'affleurement ne permettent pas d'observer le passage des Grès de Ville (très réduite dans ce secteur) aux Conglomérats de St-Lions. Il n'est donc pas possible de caractériser la discontinuité supra-Grès de Ville comme cela est le cas dans les secteurs de Senez et de Clumanc.

La coupe débute au nord du ravin de la Bone au pied de l'Adret de St-Lions et atteind les conglomérats sommitaux du membre du Cimetière. Ils se retrouvent au sud du ravin de la Bone, à l'extrémité nord du Coulet Rouge où la coupe se poursuit jusqu'à la série continentale de la Molasse Rouge **(fig.3.74)**.

La description détaillée de la coupe représentative des Conglomérats de St-Lions est jointe en Annexe (Annexe II).

II.4.4- Découpage séquentiel

II.4.4a- Les surfaces caractéristiques

•Plusieurs surfaces de discontinuités ont été reconnues. Elles délimitent la formation de St-Lions *s.l.* en 4 séquences de dépôts (fig.3.74).

-La surface a qui se situe à la base du membre du Cimetière. Elle est placée à la base de la première décharge conglomératique érosive observée qui surmonte les dépôts de prodelta. Elle délimite la séquence S1 et S2 et traduit l'arrivée brutale de matériel grossier (tractif ou hyperconcentré) dans le bassin.

-La surface b constitue la surface d'érosion de la base des conglomérats du Cimetière (Cf. Panorama des conglomérats de St-Lions). Elle est analogue à la surface a, en délimitant deux environnements sédimentaires contrastés avec les dépôts subordonnés marno-silteux de prodelta de S2 et les dépôts conglomératiques deltaïques qui constituent les premiers termes de S3.

-La surface c est placée à la base de la lacune d'observation. Elle constitue une discontinuité sédimentaire franche entre les *topsets* du delta de type *Gilbert* du Coulet Rouge et les sables verts bien triés, directements superposés. Elle délimite la séquence S3 qui est représentée par l'ensemble des conglomérats du Coulet Rouge et la séquence S4 constituée des sables verts à conglomérats.

-La surface d qui, comme nous l'avons vu précédemment (Cf.Partie III. Chap.I. §I.4), constitue une surface d'érosion franche à la base du biostrome de St-Lions et de ses équivalents latéraux, discordants sur la série sous-jacente. Elle délimite la séquence S4 du sommet des conglomérats de St-Lions et la séquence S5 marquée à la base par une incursion marine franche. Au nord de la butte 9846 m du Coulet Rouge, elle recoupe la totalité des sables verts à conglomérats puisque le biostrome de St-Lions repose directement sur les conglomérats tabulaires du sommet du Gilbert-delta.

Les séquences de dépôts présentent des surfaces caractéristiques qui délimitent des cortèges sédimentaires (fig.3.74).

•Les surfaces de transgression sont les surfaces a1, b1, c1, d1.

Elles caractérisent l'intervalle de tranche d'eau minimum (*Top lowstand surface*).

-La surface a1 se situe au toit des dépôts gravitaires de front deltaïque de S2 qui traduisent un intervalle progradant. Elle est scellée par un intervalle granodécroissant caractérisant un retour à un environnement "calme" de prodelta et représente à ce titre la surface de *Top-Lowstand*, c'est-à-dire la surface de transgression de S2.

-La surface b1 est placée au toit des conglomérats deltaïques du Cimetière où les faciès marno-silteux de prodelta réapparaissent (observables à l'extrémité nord du Coulet Rouge) traduisant la régression du détritisme grossier et la mise en place d'un environnement prodeltaïque riche en macrofaune.

-La surface c1 ne peut être placée précisement en raison des mauvaises conditions d'affleurement.

-La surface d1, de S5 est amalgamée à la surface **d** sur laquelle se développe l'intervalle marin conglomératique à bioclastes et à polypiers.

•Les surfaces de maximum d'inondation sont les surfaces b2, c2, d2.

Le maximum de transgression n'a pu être situé dans l'intervalle marneux de S2. Une analyse microfaciologique (comme cela a été fait dans le secteur de Clumanc) doit être envisagée afin de savoir si l'intervalle transgressif de S2 recouvre totalement (dans ce cas les marnes sousjacentes à S3 constituent le *early* HST de S2) ou partiellement les marnes. En l'absence d'intercalations détritiques apparentes au sommet de la vire marneuse, nous considérerons qu'elle représente partiellement le TST, érodé par S4.

-La surface b2 se situe à la base des conglomérats du Coulet Rouge dans la partie médiane de l'intervalle marno-silteux plurimétrique de S3 où apparaissent quelques figures de houle fortement bioturbées. Au-dessus, les dépôts silteux correspondent aux *bottomsets* des obliques de HST S3.

-La surface c2 peut être observée à la faveur d'un petit ravin ,à l'Est de la côte 846 m, incisé dans les sables verts à conglomérats de S4 où le sable est de granulométrie moyenne à nombreuses stratifications entrecroisées sans galets alors qu'au-dessus les galets apparaissent à nouveau de façon croissante.

-La surface d2 se situe au toit du banc conglomératique bioclastique où apparait un intervalle marneux décimétrique de marnes grises dans lesquelles aucune faune n'a été identifiée, qui évoluent progressivement en silts rouges constituant les premiers termes de la Molasse Rouge.

II.4.4b- Les séquences de dépôts des Conglomérats de St-Lions **(fig.3.74)**

•La séquence S1

La couverture végétale de l'Adret, en rive droite du ravin de la Bone, ne permet pas d'observer le passage des Grès de Ville aux premiers termes de la formation de St-Lions. Dans le ravin de l'Adret, au pied du Cimetière, les marnes silteuses montrent un assemblage microplanctonique fortement remanié qui confirme leur appartenance à la formation de St-Lions. Seule la limite d'érosion avec S2 est donc visible.
Les marnes sous-jacentes sont très silteuses avec de nombreux grains de quartz anguleux soulignant un flux détritique continu, interrompu sporadiquement pas des bancs gréseux centimétriques. Les remaniements importants de la microfaune planctonique permettent de les distinguer des Marnes Bleues sous-jacentes.
On attribue cet intervalle marneux aux premiers termes du HST de S1 (*early HST*) ; les cortèges de dépôts sous-jacents n'ont pu être identifiés en raison de lacunes d'observation.

•La séquence S2

Les limites sont :
-à la base la surface **a**,
-au sommet la surface **b**.

Le LST est caractérisé par :
-Un *slope fan* peu développé où apparaît une coulée érosive métrique hyperconcentrée de galets exogènes soulignant la destabilisation de la partie proximale du delta au moment de la chute du niveau marin et le transit du matériel issu des zones internes vers le bassin.
- Un *Lowstand prograding complex* bien développé qui débute par des faciès prodeltaïques où le détritisme devient rapidement dominant, tout d'abord représenté par des turbitites décimétriques et des coulées boueuses, puis par des coulées de débris (dépôts de front deltaïque) progradantes vers l'Ouest, affectées par des remobilisations intraformationnelles (slumps). Au sommet du *Lowstand* apparaissent de petits chenaux distributaires qui soulignent le *Top Lowstand* (surface **a1**).

Ce *Lowstand prograding complex* où le détritisme est de plus en plus grossier et abondant souligne la diminution progressive de la tranche d'eau associée à un flux détritique croissant en raison des arrivées turbiditiques et des coulées de débris présentes.

Le TST débute franchement :

-Au sommet du LST, il est représenté par une vire marneuse plurimétrique où dans la moitié inférieure persistent encore quelques intercalations turbiditiques décimétriques et des coulées boueuses qui confortent le caractère élevé du flux détritique.

Le HST n'est pas représenté :

-Comme nous l'avons précisé précédemment, l'érosion de S3 incise fortement la partie sommitale du TST de S2.

•La séquence S3

Les limites sont :

-A la base la surface **b**,

-Au sommet la surface **c**.

Le LST est représenté par les conglomérats sommitaux du membre du Cimetière :

-Il caractérise une dynamique deltaïque où la sédimentation essentiellement conglomératique souligne un détritisme élevé qui tranche brutalement avec les marnes de prodelta sous-jacentes de S2.

Les imbrications mesurées indiquent des écoulements subéquatoriaux, alors que les chenaux migrent progressivement vers le Sud. Contrairement au secteur de Clumanc, l'avulsion des chenaux est nulle et la dynamique sédimentaire est marquée par une accrétion latérale franche avec le déplacement des dépôts du nord vers le Sud.

Cette accrétion peut trouver son origine dans la surrection du secteur nord, contemporaine du développement du LST de S3.

-Le *Top Lowstand* est difficilement cartographiable en raison de la couverture végétale et de l'érosion quaternaire.

Le TST est observable au pied du Coulet Rouge :

-Au-dessus des derniers conglomérats du Cimetière (surface **b1**), apparaît un intervalle plurimétrique de marnes silteuses, à la base desquelles persiste un flux détritique grossier représenté par des passées conglomératiques pluridécimétriques.

La sédimentation devient alors marno-sableuse passant à un environnement prodeltaïque où abondent la macrofaune et les terriers qui viennent détruire partiellement ou totalement les structures sédimentaires des intervalles silto-gréseux. Cette évolution vers un pôle de plus en plus marneux souligne la poursuite de la transgression.

-La surface d'inondation maximum (surface **b2**) est caractérisée par un intervalle de marnes plus franches au-dessus d'horizons silteux où apparaissent des rides de houle fortement bioturbées (Ggrh, Ggt^). Cette surface est surmontée de marnes silteuses progressivement gréseuses qui marquent le retour du détritisme dans le bassin et la base du HST.

Le HST est représenté par :

-L'ensemble des conglomérats affleurants sur le flanc ouest du Coulet Rouge. Il débute par un *early HST* constitué de dépôts silto-gréseux surmontant la surface **b2**. Ils représentent les dépôts distaux (*bottomsets*) du système deltaïque en passant verticalement aux horizons conglomératiques progradants.

Les conglomérats s'organisent dans la partie inférieure en *foresets* d'amplitude décamétrique constitués de bancs métriques. Deux unités progradantes se distinguent dans le membre du Coulet Rouge, surmontées par des bancs conglomératiques tabulaires constituant les *topsets* du dispositif.

-Ils traduisent une période de forte progradation du détritisme sur une morphologie accentuée entraînant le développement de grandes stratifications obliques et une géométrie de delta de type *Gilbert* (Cf. fig.3.72). Au toit des conglomérats tabulaires du sommet du Gilbert-delta, et malgré la couverture végétale, apparaissent des sables jaunes à lentilles conglomératiques qui caractérisent sensiblement le passage à un environnement de plaine deltaïque que l'on intègre à la séquence S3.

•La séquence S4

Les limites sont :

-A la base la surface **c** qu'il est difficile de caractériser en raison des mauvaises conditions d'affleurement,

-Au sommet la surface **d**.

Le LST n'a pas été observé :

-Il ne semble ne pas s'être déposé dans ce secteur ce qui traduit ainsi la position haute du dispositif au moment de la chute du niveau marin forçant le transit du matériel plus en aval. Le LST n'est donc représenté que par la surface d'érosion **c** à laquelle s'amalgame la surface de transgression **c1**.

Le TST est peu épais, atteignant moins de 2 m :

-Le caractère sableux contraste fortement avec les conglomérats sous-jacents. Les sables à patine verte sont bien triés et isométriques sans matrice argileuse soulignant un bon tri hydrodynamique du sédiment (**Ech. Sl2/97**). Des stratifications entrecroisées sont fréquentes et aucune bioturbation n'a été observée. Ils caractérisent un environnement peu profond de type *shoreface* (Reading, 1978 ; Davidson *et al.*, 1976).

-Le TST de S4 traduit une période transgressive modérée et relativement courte en raison de l'apparition rapide de galets applatis, au-dessus de la surface **b2**.

Le HST apparaît progressivement :

-Il se traduit par l'incursion de plus en plus fréquente de passées conglomératiques à galets isométriques bien roulés et applatis. Elles s'organisent en lentilles chenalisantes d'axe N-S avec des imbrications analogues. Au-dessus la sédimentation devient essentiellement conglomératique avec des imbrications subéquatoriales passant dans les derniers décimètres à un intervalle marno-silteux lie-de-vin constituant le *late HST* de S4.

-Le HST de S4 caractérise le passage d'une sédimentation littorale à une une sédimentation subaérienne de plaine deltaïque.

•La séquence S5

Seule la limite de séquence inférieure est attribuée (surface **d**) puisque la séquence S5 comprend le passage à la série continentale superposée, qui sort du cadre de cette étude.

On retrouve le même schéma que pour la séquence S4, le LST n'est pas représenté sans doute en raison du transit vers une zone plus distale du matériel détritique au cours de la chute du niveau marin. La surface de transgression **d1** est alors amalgamée à la limite de séquence **d**.

Le TST est représenté par le biostrome de St-Lions :

-Il est réduit et peu développé (150 m^2) qui marque la dernière incursion marine franche, observée dans le synclinal de Barrême. Latéralement, les individus constructeurs disparaissent et seuls quelques bioclastes noyés dans des conglomérats perforés soulignent le caractère marin de cet intervalle. La surface d'inondation maximum **d2** est placée au toit de cet horizon. Une

centaine de mètres plus au sud (au pied du Coulet Rouge), cet intervalle est représenté par un banc pluridécimétrique à larges bioclastes et matrice calcaréo-gréseuse.

-Le développement d'un niveau construit à polypiers souligne une transgression nette (individus constructeurs marins) mais une faible création d'espace disponible en raison d'organismes constructeurs et lithophages qui soulignent une faible tranche d'eau. A cela s'ajoute la brièveté de cet intervalle avec l'absence de dépôts marins superposés et le passage rapide à un intervalle silteux versicolore faisant transition avec la Molasse Rouge.

Le HST est représenté par la série continentale de la Molasse Rouge :

-Il se traduit par l'émersion du secteur et le développement d'une sédimentation de plaine d'inondation avec, dès les premiers mètres, des silts rouges et paléosols calcaires dans lesquels s'intercalent progressivement des chenaux à remplissages essentiellement conglomératiques d'axe E-W.

Notre étude détaillée ne s'étend pas plus haut dans la série.

II.4.5- Caractérisation du système deltaïque de St-Lions : Relation déformation et sédimentation

II.4.5a- Les Conglomérats de St-Lions : une régression forcée (Posamentier *et al.*, 1992)

L'analyse sédimentologique souligne le caractère globalement régressif de la Formation de St-Lions, compatible avec l'intervalle régressif du supercycle TA4 de Haq *et al.* (1988). L'agencement spatio-temporel des dépôts montre une régression forcée au sens de Posamentier *et al.* (1992), marquée par le déplacement des LSTs successifs vers le bassin (fig.3.75).

Pour les séquences S2 et S3 on remarque que les LST sont fortement érosifs et traduisent des environnements de plus en plus proximaux : avec le LST de S2 représenté par des dépôts de front deltaïque et pour le LST de S3 une dynamique deltaïque franche.

Lors des chutes du niveau marin de S4 et S5 (surface **c** et **d**), les incisions érodent la partie amont du dispositif où les limites de séquences s'amalgament. Les cortèges de bas niveaux de S4 et S5 ne sont pas présents, déposés en aval du dispositif ce qui souligne une forte migration vers le bassin de la ligne de côte.

Le régime de régression forcée est modulé par des remontées du niveau marin dont les signatures sédimentaires traduisent des amplitudes variables.

II.4.5b- La cartographie des séquences des Conglomérats de St-Lions (fig.3.76)

A la différence du secteur de Clumanc, la série marine supérieure de St-Lions ne présente pas uniquement une migration des dépôts vers la bordure orientale du bassin, mais de façon plus sensible, un déplacement vers le sud des séquences de dépôts successives.

Au sein de la formation de St-Lions, on assiste à une migration continue des dépôts du secteur du Cimetière vers le Coulet Rouge, soulignée par le déplacement vers le Sud des limites de séquences entre S1 (dont seul le HST est observable) et S4.

L'érosion créée au cours de la chute du niveau marin de S4/S5 constitue une érosion majeure, associée à une discordance développée sur le rebord oriental du secteur où les dépôts sous-jacents sont tronqués et scellés : soit par le TST de S5 (au niveau du Coulet Rouge par le biostrome et au Sud par ses équivalents latéraux), soit directement par la Molasse Rouge (plus au Nord). Cette érosion affecte aussi le revers oriental du bassin où la Molasse Rouge vient reposer, en discordance, directement sur les premiers termes de la série nummulitique redressée (Fougeirol & Tallon, 1972.). Ultérieurement, le

dépôt-centre développé au cours de la sédimentation continentale se situe alors sur le rebord oriental du synclinal.

Cette migration spatiale des séquences de dépôts implique l'effet de la tectonique qui se traduit tout d'abord par la surrection du domaine septentrional forçant le déplacement progressif des dépôts vers le sud. Puis la subsidence flexurale migre vers le flanc oriental du synclinal contrôlant l'extension spatiale des dépôts continentaux.

II.4.5c- Interactions entre sédimentation et déformation

Le dispositif détritique de St-Lions se situe dans le prolongement du flanc méridional de l'anticlinal de St-Martin (*N. B.* : anticlinal hérité de la déformation provençale), qui, comme nous l'avons vu précédemment, affecte l'assise nummulitique et le développement des Grès de Ville. Le prolongement vers l'Est de ces accidents (qui n'a pu être cartographié) se situe au Nord du Cimetière de St-Lions (Cf. fig.3.68). On notera qu'ici :

-Le jeu inverse et le serrage globalement N-S se manifestent au niveau du membre du Cimetière par le redressement et le renversement des dépôts sur son flanc oriental soulignant une contrainte sensiblement NE-SW.

-La flexuration synsédimentaire génère des géométries caractéristiques et module l'enregistrement "standard" des cortèges sédimentaires, fortement controlés par la tectonique de surrection progressive du secteur nord.

•Du point de vue géométrique (fig.3.77)

La migration continue des chenaux deltaïques (LST de S3) vers le Sud alors que les écoulements sont subéquatoriaux (E->W) appuie la contemporanéité de la surrection du secteur septentrional forçant la migration du dispositif et engendrant une divergence progressive ("wedging") des corps chenalisants.Les imbrications de type I qui se situent dans la charnière du pli développé dans les conglomérats du membre du Cimetière confortent le caractère précoce de la déformation.

La subsidence flexurale favorise la genèse d'une pente prononcée et le développement des grandes stratifications obliques (>15 m) où le caractère sigmoïde-oblique du Gilbert-delta du Coulet Rouge souligne cependant un taux de subsidence inférieur au flux détritique (Collela, 1988).
Le taux élevé du détritisme s'appuie sur le caractère grossier du matériel et les fréquentes remobilisations sur pente, marquées par l'occurence des imbrications singulières de type II et III.

•Du point de vue de la stratigraphie séquentielle

La tectonique de surrection du secteur nord et de subsidence par compensation dans le secteur sud module le taux d'accommodation et par conséquent favorise la préservation des cortèges sédimentaires **(fig.3.78)** :

Au niveau du Cimetière de St-Lions, l'entretien d'une morphologie accentuée par la surrection du secteur nord, crée une pente supérieure au profil d'équilibre du système deltaïque. Ainsi lors des chutes du niveau marin, les incisions sont profondes et entraînent : l'érosion partielle du HST de S1, et totale du HST de S2 (Cf. cas A de la fig.3.83. Posamentier *et al.*, 1992) où la déformation s'intensifie, entraînant la discordance progressive du LST de S3.

Dans le secteur du Coulet Rouge, les HST de S3 et S4 sont préservés malgré les chutes du niveau marin S3/S4 et S4/S5. Le développement des cortèges de haut-niveau résulte *pro parte* de la création de l'espace disponible lors de chaque transgression (TST/S3 et TST/S4) ; cependant leur préservation est favorisée par la subsidence flexurale, en compensation de la surrection du secteur du Cimetière.

En amont la subsidence s'atténue fortement et n'est pas suffisante pour compenser les chutes du niveau marin où les limites de séquences de S4 et S5 sont rapidement (du point de vue spatiale) confondues. La position haute du système deltaïque au cours de cette période est soulignée par la lacune systématique des LST de S4 et S5.

Les signatures faciologiques des cortèges transgressifs caractérisent des intensités variables des inondations où les environnements sont de plus en plus proximaux de S2 à S4, alors que le TST de S5 est franc. Cette variation dans l'amplitude des intervalles d'inondation est difficilement attribuable au seul paramètre tectonique. Il paraît plus raisonnable, comme nous l'avons vu à Clumanc, d'envisager des remontées eustatiques d'amplitudes différentes. Cependant le réhaussement tectonique du domaine entraîne des hiatus partiels des TST de S4 et S5 où seul le sommet des cortèges transgressifs est enregistré.

II.4.5d- Intégration des données chronostratigraphiques

Etablir des corrélations avec les chartes chronostratigraphiques nécessite des points de corrélations, peu nombreux dans la formation de St-Lions.

-**La discontinuité Ru3a** qui constitue une surface de discordance avec la formation des Sauzeries (dans les autres secteurs) n'a pu être observée. Elle se situe raisonnablement dans le masque de végétation séparant les derniers niveaux des Grès de Ville et les marnes sommitales de S1.

-**Les marnes de prodelta de S1** ont fourni un assemblage microplanctonique, qui malgré les remaniements présente des associations de foraminifères caractéristiques de la Zone P20 *s.l.* compatible avec les résultats obtenus à Clumanc et Senez.

-**La limite de S2/S3** est une discontinuité forte en raison du conctraste faciologique qu'elle souligne.

-**La limite S4/S5** qui constitue une surface d'érosion majeure se situe à la limite Rupélien/Chattien compatible avec la limite Ru4/Ch1 de Hardenbol *et al.*, (1998), datée à 28, 5 Ma.

•Le découpage séquentiel réalisé au sein de la formation de St-Lions permet de définir 4 séquences de dépôts (partiellement S1) avec des durées moyennes de 400 ka pour chacune d'elles, entre la limite Ru3a à 30,2 Ma (non visible) et la limite Ru4/Ch1 à 28,5 Ma (fig.3.79). Ceci est à mettre en relation avec le paramètre orbital de l'excentricité.

Les séquences Ru3a, Ru3 et l'intervalle transgressif de Ch1 sont enregistrés avec des variations du NMR d'amplitudes similaires. L'ordre de grandeur des variations est cependant bien moins fort dans le secteur de St-Lions qu'à l'échelle globale.

Les limites de séquences de S2/S3 et de S4/S5 sont respectivement de même ordre que les limites Ru3 et Ru4/Ch1. Il en est de même pour les TST de S3 et de S5. Alors que les limites de séquences de S1/S2 et S3/S4 sont plus atténuées et S2 et S4 montrent des intervalles transgressifs modérés.

On observe un enregistrement des séquences de dépôts, des cortèges sédimentaires préservés et par conséquent des amplitudes des variations du niveau marin relatif, similaires entre le secteur de St-Lions et de Clumanc.

•Comme dans les Conglomérats de Clumanc, on constate que la formation de St-Lions enregistre plus de variations que sur les marges passives et les bassins intracratoniques où sont établies les chartes chronostratigraphiques.

Les séquences S2 et S4 qui ne sont pas définies sur les marges passives se situent dans l'intervalle de régression des séquences de IIIème ordre, respectivement de Ru3a et Ru3.

Ces lacunes systématiques peuvent résulter du fait que le taux de subsidence sur les marges passives est inférieur aux fluctuations du NMR, ce qui conduit lors de la chute du niveau marin d'ordre intermédiaire (Ru3) et majeur (Ru4/Ch1) à l'érosion complète de ces séquences d'ordre supérieur.

L'enregistrement dans le secteur de St-Lions de ces variations dépendrait donc de la forte subsidence localisée, entraînant la préservation des séquences de dépôts malgré des chutes importantes du niveau marin.

Il faut remarquer que les chartes chronostratigraphiques sont établies dans des contextes stables et relativement distaux où les discontinuités sont alors plus atténuées et les séquences hautes fréquences difficilement identifiables, alors que le caractère proximal du système deltaïque de St-Lions favorise l'enregistrement de fluctuations eustatiques, même de courte durée et de faible amplitude.

Ainsi, on observe un découpage séquentiel et des amplitudes du niveau marin relatif similaires entre les Conglomérats de St-Lions et ceux de Clumanc.

II.4.6-Conclusions

•Du point de vue de la dynamique sédimentaire

La formation de St-Lions caractérise une sédimentation deltaïque alluviale avec une géométrie de type Gilbert développée dans la partie supérieure de la série.

Les figures et structures de courant montrent une rotation de 90° des sens d'écoulements, à composante équatoriale à la base de l'Est vers l'Ouest, ils prennent progressivement une polarité subméridienne du nord vers le Sud en même temps que s'installe le dispositif deltaïque de Gilbert.

Dès les premiers décharges conglomératiques, le matériel comprend des éléments à affinité alpine.

L'évolution verticale de faciès traduit un régime régressif de comblement du domaine marin, modulé par des remontées eustatiques d'amplitudes variables.

•Du point de vue de la déformation

Le système deltaïque de St-Lions a la particularité d'être localisé sur le flanc méridional du prolongement est de l'anticlinal de St-Martin (pli E-W), dans le secteur le plus resserré du synclinal de Barrême où la largeur actuelle du bassin n'excède pas 4 km.

La déformation synsédimentaire est représentée par une divergence progressive des dépôts dans le secteur nord du Cimetière qui souligne la réactivation en jeu inverse des accidents développés sur l'extrados de l'anticlinal.

-Par compensation, la forte subsidence du secteur du Coulet Rouge favorise la mise en place d'une géométrie de type *Gilbert* avec des *foresets* d'amplitudes décamétriques.

•Du point de vue chronostratigraphique

Les données stratigraphiques peu nombreuses confirment l'âge Rupélien supérieur à terminal de la formation de St-Lions. Elle s'intègre dans l'intervalle régressif de la super-séquence de IIème ordre TA4 de l'Oligocène inférieur (Haq *et al.*, 1987).

5 séquences *pro parte* ont été définies représentant l'enregistrement sédimentaire d'oscillations astro-climatiques dont la signature est celle de l'excentricité, où chaque séquence a une durée moyenne de l'ordre de 400 ka.

La surrection du secteur nord et le flux sédimentaire élevé entraînent une régression forcée avec le déplacement progressif des séquences de dépôts vers le sud du bassin.

Comme dans le secteur de Clumanc, certaines séquences enregistrées ne trouvent pas leur équivalent dans les chartes globales. Leur existence résulte de l'interaction de deux facteurs que sont la proximalité du système deltaïque succeptible de répondre aux moindres fluctuations du niveau marin relatif et une forte subsidence flexurale facilitant la préservation des dépôts.

II.5- Les Grès de Senez

II.5.1- Cartographie, structures et géométries des Grès de Senez

Les Grès de Senez s'observent dans le secteur méridional du synclinal, des environs de Senez, au Sud de Barrême **(fig.3.80)**. Ils affleurent de part et d'autre de L'Asse de Blieux où ils constituent un ressaut topographique bien visible.

Sur le rebord oriental du synclinal, ils n'affleurent que dans le secteur de Senez, de la pointe 880 à l'extrémité méridionale de la barre du Dégoutail au sud, jusqu'à Malvoisin au nord. La série nummulitique est affectée d'accidents transpressifs d'axe subméridien à composante dextre, qui viennent décaler les Grès de Senez. L'accident de la Roche Blanche met en position méridionale la barre gréseuse du Dégoutail qui, avant décrochement, se trouvait vraisemblablement à l'est des grès du Moulin et de la Roche Blanche.

Plus au nord et jusqu'à Barrême, le flanc oriental est dominé par les formations continentales où la Molasse rouge est la mieux représentée.

Sur le flanc occidental, les qualités d'affleurement sont relativement bonnes du Pont de Senez jusqu'à la Dévôte au nord où la barre repère s'amincit considérablement puis disparaît. Le ressaut topographique que constituent les Grès de Senez est recoupé en deux endroits, au riou de Chauris et au riou d'Ourgeas.

Une coupe subéquatoriale à travers le synclinal montre schématiquement une structure synforme d'axe NNW-SSE où la dissymétrie est soulignée par la structuration prononcée des Grès de Senez sur le flanc oriental avec de l'Ouest vers l'Est **(fig.3.81)** :

-Les Grès de Senez du secteur occidental montrent une pente structurale faible et homogène vers l'Est de l'ordre de 30°.

-Ils constituent un synclinal très ouvert où l'Asse de Blieux se superpose à l'axe NNW-SSE du pli.

-Une structure anticlinale dissymétrique à la hauteur de Malvoisin dite anticlinal de Malvoisin (Chauveau & Lemoine, 1961) dont l'axe plonge vers le Nord.

-Un synclinal pincé et fracturé à l'est de Malvoisin.

-Le chevauchement d'un anticlinal à coeur cénomanien sur les Marnes bleues affleurant à l'est de la structure anticlinale de Malvoisin.

Les accidents sont nombreux sur le flanc oriental avec des fractures subméridiennes, transpressives à composante dextre qui décalent les structures développées dans les Grès de Senez. Elles constituent des failles satellites du diapir du Gévaudan.

A l'échelle du bassin, les Grès de Senez montrent un développement spatial différentiel prononcé **(fig.3.82)** :

-Le dépôt-centre se situe le long d'un axe Pont de Senez-Malvoisin ouest.

-Les Grès de Senez s'amincissent progressivement vers le Nord en direction de la Dévôte et vers l'est sur le flanc oriental de l'anticlinal de Malvoisin.

-L'accident transpessif dextre de la Roche Blanche décale la barre gréseuse du Dégoutail qui montre un épaississement analogue au flanc ouest de l'anticlinal de Malvoisin.

Les conglomérats de Malvoisin suivent la même logique que les grès sous-jacents avec un dépôt-centre situé sur le flanc occidental de l'anticlinal de Malvoisin et un amincissement sensible vers l'ouest du bassin.

II.5.2- Analyse sédimentologique

Les Grès de Senez contrastent fortement avec les autres formations marines supérieures du synclinal de Barrême. La granulométrie moyenne est beaucoup moins grossière et les conglomérats n'apparaissent que dans la partie sommitale (Conglomérats de Malvoisin).
L'ensemble est dominé par une sédimentation gréseuse qui présente un gradient général granocroissant, de silts gréseux à la base à des grès grossiers au sommet. Une analyse de la texture, de la minéralogie, des assemblages biologiques et des associations faciologiques a été menée afin de caractériser le type d'environnement et son évolution dans le temps.

Les Conglomérats de Malvoisin sont dominés par des galets bien roulés jointifs, parfois perforés, qui constitue le terme de transition avec la Molasse Rouge superposée. Ils sont bien développés en rive droite de l'Asse de Blieux sur le flanc occidental de l'anticlinal de Malvoisin.
Latéralement, ils présentent un faciès moins conglomératique avec un intervalle plurimétrique de grès grossiers dans lesquels flottent des galets bien arrondis (Riou de Chauris et interstratifiés de passées gréseuses dans les conglomérats au Riou d'Ourgeas).

II.5.2a- Les Grès de Senez

Les faciès **(tab.3.6)** et les associations faciologiques rencontrés dans les Grès de Senez permettent de distinguer différents systèmes de sédimentation :

•Un environnement laguno-estuarien (fig.3.83)

Au niveau du Dégoutail, les premiers dépôts des Grès de Senez scellant la discontinuité du Dégoutail sont représentés par une succession plurimétrique de bancs gréso-calcaires à patine beige, intercalés d'horizons silteux rouges **(fig.3.83a)**. Les bancs contiennent de nombreux débris de Laméllibranches, Gastéropodes associés à d'abondants terriers de type *Skolithos* et *Ophiomorpha*, très présents dans la partie inférieure **(fig.3.83b)**. Ils disparaissent progressivement au fur et à mesure que des niveaux silteux rouges s'intercalent dans la sédimentation **(fig.3.83c)** avec la présence d'auréoles, de réseaux décolorés **(fig.3.83d)** et de manchons calcaires **(fig.3.83e)**.

Les auréoles décolorées, totalement blanches, parfois entourées d'un liseré violacé, sont interprétées comme des horizons de lessivage constituant les fantômes de réseaux racinaires, analogues de ceux observés dans les limons sparnaciens de la Molasse de Carcassonne par Plaziat *et al.* (1987. P48-49). Il est à noter que le matériel décoloré est de même nature que l'encaissant. La présence de telles structures souligne des périodes d'émersion temporaires propices au développement de la végétation.

Cette tendance à l'émersion épisodique est confortée par la présence d'ostracodes monospéficiques, caractéristiques de variations de salinité et de milieux calmes protégés de la houle (Cf. Partie II), soulignant un milieu lagunaire à estuarien en raison de l'intercalation d'intervalle plus marneux à microfaune planctonique.

L'analyse microscopique montre que les bancs calcaires sont essentiellement de type *wackestone* à matrice micritique carbonatée. Les éléments figurés sont représentés par un fond continu de grains de Quartz de petite taille, anguleux et corrodés, associés à des fragments bioclastiques de Miliolidés, de nummulites et de microforaminifères (principalement des benthiques monospécifiques)

; quelques éléments micacés s'observent fréquemment et parfois des grains de glauconie. Les niveaux gréseux les plus grossiers présentent une texture *packstone-grainstone*, pauvre en bioclastes, à ciment calcitique où les grains sont plus anguleux.

•Un environnement de *shoreface* sableux progradant (fig.3.84)

La partie supérieure des Grès de Senez, que l'on appelle les grès blancs en raison du contraste avec les grès superposés, est caractérisée par une succéssion de calcaires gréseux stratocroissants souvent totalement bioturbés avec des terriers de grandes tailles de type *Skolithos* et *Thalassinoïdes*. Les débris d'organismes sont nombreux essentiellement représentés par des fragments de coquilles de Laméllibranches, quelquefois entières et un fond continu d'éléments ligneux.

Au niveau du Pont de Senez **(fig.3.84)**, la barre gréseuse présente un intervalle stratocroissant à stratifications obliques dont la progradation apparente indique un secteur nord **(fig.3.84a)**. Il débute par une succession de bancs gréseux décimétriques et d'interbancs plus marneux à débris de feuilles. Progressivement les bancs s'épaississent dans lesquels s'observent des "fantômes" de rides de vagues le plus souvent totalement détruites par l'intensité de la bioturbation. Le sommet de cet ensemble est représenté par un faisceau gréseux massif totalement bioturbé, représentant la partie proximale du dispositif.

La succession verticale de faciès traduit un système progradant d'un environnement distal à pôle marneux d'*offshore* supérieur à un environnement de *shoreface* sableux où le caractère de proximalité s'appuie en outre sur la présence d'ostracodes et de foraminifères benthiques monospécifiques, identiques à ceux observés dans les silts gréso-calcaires du Dégoutail.

En microscopie, ils sont caractérisés à la base par une texture *wackestone* à matrice micritique carbonatée, puis au sommet la texture devient plus grossière de type *packestone*. Les éléments figurés sont représentés par des fragments d'ostracodes, de Miliolidés, de Laméllibranches et quelques formes benthiques monospécifiques. La minéralogie des grains est dominée par 40% de quartz anguleux isométriques dont certains sont automorphes (Hadj-Mokneche, 1997), 30 % Feldspaths et 20% calcite. A cet assemblage dominant, s'associe une proportion faible de micas et de glauconies (10%).

Les structures sédimentaires observables sont représentées par des grandes obliques tangentielles développées. Elles traduisent une progradation vers un secteur NE au Pont de Senez et une progradation vers un secteur WNW au niveau de l'anticlinal de Malvoisin. L'angle de progradation dépasse rarement les 5°.

Les associations biologiques et faciologiques observées sont caractéristiques d'un environnement proximal de type *shoreface* (Harms, 1975 ; Harms *et al.*, 1982 ; Okazaki & Masuda, 1995). Cependant l'intensité de la bioturbation a détruit, le plus souvent, totalement les figures et structures sédimentaires permettant de préciser plus nettement le type d'environnement.

•Un environnement plus distal de type *offshore-shoreface* sableux rétrogradant

La partie supérieure des Grès de Senez montre un intervalle gréseux plurimétrique à patine verte que l'on appelle les grès verts. Cet ensemble a la particularité de présenter un développement spatial très homogène dans l'ensemble du synclinal avec une puissance régulière comprise entre 8 et 9 m., à l'exception de l'extrados de l'anticlinal de Malvoisin où ils s'amincissent et sont érodés sur le flanc oriental par les conglomérats de Malvoisin **(fig.3.85)**.

Les grès verts sont caractérisés par une alternance de grès médium à grossiers, propres sans matrice argileuse, organisés en bancs pluridécimétriques, intercalés d'horizons plus fins. Cet agencement est homogène dans l'ensemble du bassin.

Au riou d'Ourgeas **(fig.3.86)**, ils débutent par un intervalle puridécimétrique érosif de grès grossiers venant raviner le sommet des grès blancs, puis se développent sur plusieurs mètres des lamines planes-parallèles à rides de houle, surmontées d'une succession de corps entrecroisés à grandes structures HCS et SCS d'amplitude pluridécimétrique et de longueur d'onde métrique (au riou d'Ourgeas, λ= 120-150 ; a=30-50 cm.). Ces structures persistent jusqu'au sommet de cette unité où apparaissent des rides de houle puis brutalement s'installe un grès grossier à galets flottants dans lesquels s'intercalent des horizons rouges et des bancs de conglomérats jointifs constituant l'équivalent latéral des conglomérats de Malvoisin.

La texture des grès verts est de type *packestone* à *Grainstone* constituée de grains isométriques à ciment microsparitique. Le sédiment est quasiment azoïque à l'exception de moules internes de Gastéropodes et d'empreintes de coquilles de Laméllibranches. Les bioturbations sont rares, représentées par de petits terriers de type *skolithos*. Cette pauvreté a permis la préservation des structures sédimentaires exceptionnellement nombreuses en comparaison des sédiments encaissants cette unité.
La minéralogie des grès verts est dominée par un assemblage de grains de Quartz, Feldspaths qui représentent plus de 50% d'éléments figurés. A cela s'ajoutent 20% de micas (biotite, muscovite et chlorite peu abondante) et des grains de glauconie pouvant atteindre plus de 10%.

Les structures et figures sédimentaires mesurées dans les grès verts donnent des directions homogènes équatoriales avec des écoulements de l'Est vers l'Ouest (Cf. fig.3.85). Les rides de courants tractifs ne s'observent qu'au Sud du dispositif, à la hauteur du Pont de Senez et de Malvoisin, où les structures oscillatoires sont peu nombreuses.

Cet ensemble dominé par une dynamique de forte houle (HCS et SCS) représente un système rétrogradant de *shoreface* à *offshore* supérieur, où l'absence systématique de micrite et l'abondance des structures oscillatoires implique un hydrodynamisme élevé et permanent de type *offshore* supérieur-*shoreface* inférieur (faciès C de Harms, 1975 ; Harms *et al.*, 1982).

II.5.2b- Les Conglomérats de Malvoisin

Les Conglomérats de Malvoisin affleurent au toit de l'anticlinal de Malvoisin avec un contact brutal, érosif, sur les Grès de Senez. Ils atteignent une puissance maixmale de l'ordre de 15-20 m sur le flanc occidental de l'anticlinal avec une sédimentation essentiellement conglomératique à galets jointifs, parfois perforés. Ils s'organisent en corps obliques progradants vers l'Ouest et sont surmontés par la série continentale, caractéristique de la Molasse Rouge. La transition avec la série continentale est nette, soulignée par un horizon construit à stromatolites.

Ils présentent un développement différentiel important aussi bien du point de vue faciologique que dans les épaisseurs conservées **(fig.3.87)**.

Latéralement, au riou de Chauris, cet ensemble est ramené à 8,50 m et la sédimentation est essentiellement gréseuse à galets flottants et montre une organisation en stratifications obliques d'épaisseur métrique progradantes vers un secteur, approximativement, NNW.
Au riou d'Ourgeas (Cf. fig.3.86), l'ensemble est encore plus réduit avec une puissance maximale de 3 m de grès grossiers à patine blanchâtre dans lesquels s'intercalent des horizons lie-de-vin. Les horizons à galets jointifs, analogues de ceux observés au toit de Malvoisin, dominent peu à peu la sédimentation gréseuse où les corps conglomératiques migrent progressivement vers le NE , et traduisent la progradation d'une sédimentation de *shoreface* conglomératique sur le bassin.

Les galets des Conglomérats de Malvoisin sont essentiellement carbonatés avec quelques élements siliceux noirs. Aucun élément provenant des zones internes n'a été observé, ce qui souligne une alimentation uniquement locale, provenant des reliefs périphériques. La minéralogie des grès grossiers est identique aux grès blancs décrits précédemment.

Les indices de courant relevés sur les imbrications des galets indiquent des écoulements équatoriaux homogènes de l'Est vers l'Ouest, dans l'ensemble du secteur.
A Chauris, les grès à galets flottants montrent un système progradant à composante nord où la surface d'érosion présente des figure de base d'orientation N150-330°, compatible avec les sens mesurés dans les intervalles conglomératiques.

Les Conglomérats de Malvoisin représentent un sytème de *shoreface* conglomératique progradant où ils s'installent très tôt dans la partie proximale du dispositif, alors que persiste une sédimentation gréseuse en position distale. Puis les intercalations conglomératiques progradent peu à peu dans l'ensemble de l'aire de sédimentation.

II.5.2c- Les figures et structures de courant **(tab.3.7)**

Les écoulements de la série marine supérieure du secteur de Senez montrent des polarités essentiellement subéquatoriales avec une progradation générale du dispositif vers l'Ouest.

Le membre du Dégoutail n'a fourni ni figure, ni structure sédimentaire permettant d'obtenir un sens de polarité.

Les grès blancs du membre des grès de Senez *sensu-stricto* montrent un système centripète à grandes stratifications obliques progradantes vers le coeur de la structure synclinale de Senez. Dans le secteur de Malvoisin, la progradation se fait vers l'Ouest ; au Pont de Senez, Les obliques donnent un sens vers le Nord.

Les grès verts du membre des grès de Senez *sensu-stricto* indiquent une polarité équatoriale des écoulements avec des écoulements de l'Est vers l'Ouest et une zone plus distale dans la partie nord du secteur où s'installe une sédimentation dominée par une dynamique de forte houle.

Les Conglomérats de Malvoisin montre essentiellement une dynamique équatoriale avec la progradation de conglomérats uniquement d'origine locale vers l'ouest du bassin où persiste dans les premiers termes équivalents une sédimentation gréseuse.

II.5.2d- Les Grès de Senez : une dynamique sédimentaire de *shoreface*

Les différents paramètres suivants permettent d'interpréter la série marine supérieure du secteur de Senez comme représentant un environnement proximal de type *shoreface* à dominante sableuse :

-La granulométrie du sédiment essentiellement représentée par des sables carbonatés fin à moyen,

-La fréquence des horizons silteux rouges à manchons calcaires souligne des émersions temporaires épisodiques et par conséquent une faible bathymétrie du domaine de sédimentation. On notera que ces horizons sont principalement développés sur le rebord oriental du bassin. Cette singularité sera analysée ultérieurement.

-L'organisation des ensembles gréseux en grandes sigmoïdes sableuses progradantes,

-L'intensité de la bioturbation qui vient souvent détruire les structures sédimentaires primaires,

-La présence d'un intervalle à rides d'oscillation de type SCS et HCS dominants,

-La monospécificité des foraminifères benthiques (certaines formes évoquent essentiellement des bulimines et des uvigérines) ; et dans certains niveaux, des ostracodes caractéristiques d'environnement protégés soumis à des variations de salinité (déterminations Mr Guernet, Université Pierre & Marie Curie-Paris VI).

•Trois environnements sédimentaires distincts ont été définis

Un environement proximal, subaquatique de type lagunaire-estuarien. Il est surtout développé dans le membre du Dégoutail, bien représenté sur la bordure orientale du synclinal.

Un environnement de type *beach-shoreface* qui caractérise la partie inférieure du membre des grès de Senez*s.s.* (grès blancs). Elle constitue la barre repère massive des Grès de Senez.

Un environnement plus distal caractéristique de l'*offshore* supérieur à *shoreface* inférieur. Il est défini dans la partie supérieure du membre des grès de Senez*s.s.*, représentée par les grès verts.

Aucun distributaire fluviatile n'a été observé dans l'ensemble de la formation de Senez, à l'exception de petits chenaux observés localement dans les grès verts dans les affleurements des rious de Chauris et d'Ourgeas. Le système sédimentaire des Grès de Senez apparaît comme déconnecté de tout régime fluviatile ce qui est fort différent des dispositifs observés à Clumanc et à St-Lions.
Cependant l'affinité pétrographique des Grès de Senez avec le socle cristallophyllien du massif des Maures-Esterel (Evans & Mange-Rajetzky, 1991) implique un système de transit du matériel détritique qui devait être raisonnablement éloigné (latéralement) du bassin de Barrême pour qu'aucune influence fluviatile, à l'exception du matériel détritique lui-même, ne s'observe.

II.5.3- Organisation verticale de faciès (fig.3.88)

En raison des forts contrastes que présente la formation de Senez avec les secteurs de St-Lions et de Clumanc, une approche séquentielle a été entreprise afin de proposer un cadre stratigraphique pouvant être corrélé au reste du bassin.

Cependant il n'est pas simple de trouver une coupe de référence dans les Grès de Senez, n'est pas chose simple en raison des fortes variations spatiales existantes et des conditions passables et discontinues des affleurements.

Nous avons donc réalisé une coupe composite représentative de l'évolution verticale de faciès afin de réaliser un découpage séquentiel de la série. Elle a été levée sur le flanc oriental du synclinal. Elle débute dans le secteur du Dégoutail où affleurent les Marnes bleues et les Grès de Ville. Elle se poursuit jusqu'à la base des grès de Senez*s.s.* et sur le flanc occidental de l'anticlinal de Malvoisin, ce qui permet de suivre la succession sédimentaire jusqu'aux premiers termes de la Molasse Rouge.
La description de la coupe de référence est fournie en annexe de la figure 3.88.

II.5.4- Découpage séquentiel

II.5.4a- Les surfaces caractéristiques

•5 surfaces de discontinuités ont été définies qui délimitent la formation de Senez en 5 séquences de dépôts (fig.3.88).

-La surface g constitue une discontinuité sédimentaire et une surface de discordance majeure, décrite précédemment (Cf. Partie III ; I.3), analogue et contemporaine de celle du ravin de la Colle. Par comparaison avec le secteur de Clumanc, elle délimite de la même façon la formation des Sauzeries et la formation de Senez, équivalente temporelle des Conglomérats de Clumanc et des Conglomérats de

St-Lions. Elle souligne le passage d'un environnement de plateforme externe à une sédimentation proximale de *shoreface*. Elle délimite les séquences S5 et S6.

-La surface h se situe au sein du membre du Dégoutail, Elle est caractérisée par un horizon silteux rouge bien développé qui traduit une émersion prononcée du domaine de sédimentation (Cf. fig.3.83c). Au Pont de Senez (Rive Droite), la surface **h** est une surface de discordance surlaquelle se déposent en *onlap* les sédiments superposés **(fig.3.89a)**. Elle délimite les séquences S6 et S7.

-La surface i délimite le membre du Dégoutail du membre des grès de Senez*s.s.*.
A la hauteur du Dégoutail, elle est représentée par un horizon de calcaire blanc à traces de racines constituant un horizon palustre, indiquateur d'un environnement sub-émergé, ce qui souligne une forte chute du niveau marin. Latéralement cette surface constitue une surface de discordance bien visible de part et d'autre du Pont de Senez **(fig.3.89a, fig.3.84a)** qui celle des plis développés dans les termes gréseux sommitaux du Membre du Dégoutail.
A Malvoisin, la surface **i** se traduit par une tronchature développée au sein de la barre gréseuse du flanc occidental de l'anticlinal **(fig.3.89b)**. Elle constitue la limite de séquence S7/S8.

-La surface j marque la limite entre les grès blancs et les grès verts. Comme on le voit au riou d'Ourgeas (Cf. fig.3.86) et au Riou de Chauris **(fig.3.89c)**, c'est une surface d'érosion qui sépare les séquences S8 et S9.
A Malvoisin elle est placée à la base des grès verts sans qu'il soit possible d'identifier clairement la nature de cette surface, alors qu'au Dégoutail, l'érosion quaternaire n'a pas permis la préservation des grès verts.

-La surface k constitue la limite entre les Grès de Senez et les Conglomérats de Malvoisin. C'est une surface d'érosion bien visible dans l'ensemble du secteur de Senez aussi bien sur le flanc oriental à la hauteur de Malvoisin **(fig.3.89b)** que sur le flanc oriental aux rious d'Ourgeas (Cf. fig.3.86) et de Chauris **(fig.3.89c)**.

Les séquences de dépôts présentent des surfaces caractéristiques qui délimitent des cortèges sédimentaires.

•Les surfaces de transgression sont les surfaces g1, h1, i1, j1 et k1.

Elles représentent la surface de base de l'intervalle transgressif. Au niveau de la sédimentation des Grès de Senez cela se traduit par l'absence de niveaux d'émersion, la recrudescence de la bioturbation et une granulométrie plus fine. Ces facteurs discriminants ont été utilisés pour les surfaces de transgression **g1, h1, i1** et **j1**. A l'exeption du secteur du dégoutail où les LSTs sont représentés, les surfaces de transgression sont systématiquement amalgamées aux limites de séquences **(fig.3.89a ; fig.3.89b)**.
Pour la séquence S10, la surface de transgression **k1** est soulignée par l'arrêt de la sédimentation conglomératique et l'installation d'une sédimentation subaquatique à stromatolithe au toit de Malvoisin (Cf. fig.3.88) et par un horizon palustre au riou d'Ourgeas.

•Les surfaces de maximum d'inondation sont les surfaces g2, h2, i2, j2 et k2.

Elles sont relativement difficiles à identifier en raison de la faible diversité de faciès rencontrés et de l'intensité de la bioturbation dans les Grès de Senez. Pour les surfaces **g2, h2, i2 et k2** nous nous sommes principalement basés sur la réccurence des horizons silteux rouges associés aux fantômes racinaires et à la disparition concomittante des terriers qui marque la tendance régressive du domaine de sédimentation.
Pour la surface **j2** de la séquence S9, la disparition des structures sédimentaires associées à la dynamique de houle et de tempête et la récurrence d'une sédimentation silto-gréseuse bioturbée ont

été interprétées comme refletant la tendance de comblement de l'espace disponible au cours du HST (Cf. Coupe de Malvoisin ouest, fig.3.88).

II.5.4b- Les séquences de dépôts des Grès de Senez (fig.3.88)

•La Séquence S6

Les limites de la séquence S6 sont :

-A la base, la surface **g** qui constitue la discontinuité du Dégoutail. C'est une surface d'érosion et de discordance angulaire majeure que l'on retrouve dans l'ensemble du bassin de sédimentation.

-Au sommet, la surface **h** représentée par une surface d'émersion qui marque la base de la séquence S7.

Le LST est caractérisée par :

-Un intervalle métrique à plurimétrique, slumpé qui scelle la discontinuité **g**. Il n'a été identifié que sur le flanc oriental du bassin, dans le secteur du Dégoutail. Le faisceau contourné est surmonté de marnes gréso-calcaires granocroissantes, tout d'abord à moules de coquilles puis intercalées de deux horizons silteux oxydés qui traduisent un *lowstand prograding complex*e avec une diminution progressive de la tranche d'eau jusqu'à l'émersion.

Le TST est peu développé :

-Il montre un intervalle gréso-calcaire de quelques mètres à moules de Laméllibranches et terriers très abondant qui traduisent un environnement marin peu profond de type *shoreface* inférieur. La surface de transgression (notée **g1**) est située à la base de cet intervalle où apparaît un horizon rouge.

La surface de maximum d'inondation ne peut être située précisement en raison de l'homogénéité faciologique de l'ensemble, dans tous les cas en dessous du premier horizon silteux rouge.

Le HST :

-Il montre un faisceau de bancs calcaires silteux dans lesquels apparaissent des fantômes racinaires. Les bancs sont intercalés de fréquents horizons rouges soulignant une sédimentation sous faible tranche d'eau, soumise à des émersions temporaires et fréquentes.

•La Séquence S7

Les limites de la séquence S7 sont :

-A la base la surface **h**, représenté par un horizon silteux oxydé pluricentimétrique. Il se suit sur l'ensemble du panorama du Dégoutail et constitue à ce titre un horizon repère. Au Pont de Senez, cette surface constitue une surface de discordance sédimentaire sur-laquelle se déposent en *onlap* les dépôts ultérieurs (Cf. fig. 3.89a).

-Au sommet, la surface **i** qui délimite le membre du Dégoutail et le membre des grès de Senez *s.s.* qui débute par les grès blancs.

Le LST montre une forte tendance à l'émersion :

-Il est représenté par une alternance de calcaires à traces de racines et de liserés rouges centimétriques de plus en plus fréquents, appuyant le caractère régressif de cet intervalle.

Le TST :

-Il n'est défini que par la réccurence des terriers soulignant une sédimentation sous faible tranche d'eau. Cet intervalle est peu développé, entre la surface **h1** et **h2**, et n'atteint que 1,5 m avant que ne réapparaissent les traces de racines.

On place la base du HST à la réapparition des auréoles blanches (surface notée **h2**) :

-Elles soulignent la réccurrence d'un milieu subaquatique et une diminution progressive de la tranche d'eau. Ceci est conforté par l'intercalation croissante d'horizons silteux oxydés.

•La Séquence S8

Les limites de la séquence S8 sont :

-A la base la surface **i** qui est marquée par une croûte calcaire blanchâtre centimétrique de type paléosol d'où se développent de nombreux fantômes de réseaux racinaires. Cette surface marque donc une baisse importante du niveau marin pendant un temps suffisamment long pour permettre l'installation de la végétation.

Latéralement, c'est une surface d'érosion qui vient tronquer des plis développés dans les termes subordonnés (Cf. 3.84 a ; 3.89b).

-Au sommet la surface **j**.

Le LST est singulièrement réduit :

-Il est condensé à la surface **i** dans le secteur du Dégoutail, marquant une période d'arrêt de la sédimentation sur le flanc oriental du bassin, facilitant l'installation du couvert végétal. A Malvoisin, la surface d'érosion est scellée par un faisceau de grès médium à grossier érosif que je considère comme représentant le LST de S8.

Le TST est de la même façon que le LST de S8 très réduit :

-Il traduit une incursion marine franche et rapide. Ainsi au Dégoutail, ce sont des marnes grises à microfaune planctonique et benthique (Cf. Ech. DEG 3/97 ; DN 5/97. Cf. Partie II) qui se déposent directement sur la surface **i** (les surfaces **i** et **i1** sont amalgamées) ; alors que ce sont des marnes silteuses très bioturbées qui s'installent à Malvoisin.

Cette transgression marine semble cependant relativement brève en raison du faible développement du TST et le retour rapide du détritisme (surface **i2**).

Le HST est à contrario très développé :

-Il montre des épaisseurs comprises entre 10 et 17 m selon les endroits. Ce développement singulier en comparaison des prismes de haut-niveau des séquences précédentes conforte le caractère franc de création de l'espace disponible au cours du TST 8. La sédimentation présente un ensemble fortement progradant à grandes stratifications obliques comblant le coeur du bassin (Cf. fig.3.84a).

•La Séquence S9

Les limites de la séquence S9 sont :

-A la base une surface d'érosion (notée **j**) qui délimite les grès blancs des grès verts. Elle est identifiée sur le flanc occidental du bassin aux Rious d'Ourgeas (Cf. Fig.3.86) et de Chauris (Cf. Fig.3.89c) par une surface d'érosion scellée par des grès grossiers.

-Au sommet la limite **k** de séquence entre S9 et S10.

Le LST de S9 est peu, voire pas enregistré :

-Les dépôts transgressifs se déposent le plus souvent directement sur la surface d'érosion **j**, comme à la hauteur de Malvoisin. Cependant aux Riou d'Ourgeas et de Chauris sous les dépôts assimilés au cortège transgressif apparaît un intervalle chenalisant de grès grossiers que l'on peut considérer comme représentant le LST (mais aussi comme les dépôts érosifs de transgression, comme le proposent dans certains cas, Abbot (1986) et Baum & Vail (1988).

Le TST montre une puissance homogène :

-Il oscille entre 5 m et 7,5 m dans l'ensemble du bassin. Vers l'extrados de l'anticlinal de Malvoisin, Le TST se réduit progressivement avec une géométrie en *onlap* sur les grès blancs de S8 (Cf. fig. 89b), puis sont érodés par les conglomérats de Malvoisin sur le flanc est du pli.

Les dépôts du TST présentent un gradient faciologique ESE-WNW (Cf. Fig.3.85) avec une sédimentation distale vers Ourgeas et Chauris où le TST est dominé par des faciès SCS et HCS soulignant un environnement d'*offshore* supérieur à *shoreface* inférieur (d'après la classification de Harms *et al.*, 1982), alors que dans le secteur ESE, vers Malvoisin et le Pont de Senez, la sédimentation est dominée par des rides progradantes vers un secteur WNW, associée à de discrètes HCS, soulignant un environnement plus proximal de type shoreface où domine un écoulement unidirectionnel.

Le HST ne présente plus de telles structures :

-Il montre un aspect homogène marno-silteux à gréseux dont le développement vertical est de 1,5 m à Malvoisin, mais le plus souvent absent en raison de l'érosion créée par la formation des Conglomérats de Malvoisin (Chauris et Ourgeas).

• La Séquence S10

Seule la limite inférieure de S10 a été identifiée, elle est caractérisée par une surface d'érosion (notée **k**) que l'on suit dans l'ensemble du bassin, de Malvoisin (Cf. fig.3.89b) à Ourgeas (Cf. Fig.3.86) et au Riou de Chauris (Cf. fig.3.89c). Elle délimite les Grès de Senez des Conglomérats de Malvoisin.

Le LST de S10 est caractérisé par :

-Un *lowstand prograding complex* à dominante conglomératique.

Il est surtout développé sur le flanc oriental du bassin où il atteint 30 m d'épaisseur, représenté par un ensemble de corps conglomératiques progradants vers l'Ouest (Cf. fig.3.89b, fig.3.87).

Sur le rebord occidental du bassin, au riou de Chauris, l'équivalent latéral du LST débute par un banc gréseux érosif à galets flottant qui atteint 6 à 8 m d'épaisseur. Aucun dépôt de conglomérats jointifs n'est présent dans ce secteur.

Vers le Nord, au riou d'Ourgeas, le LST est réduit à 2-3 m, représenté par un faisceau gréseux dans lequel s'intercalent des passsées métriques de conglomérats jointifs. Les intercalations conglomératiques migrent successivement vers un secteur NNW-NNE avec des sens d'imbrications vers l'Ouest (Cf. fig.3.86), traduisant la régression et le déplacement du cortège sédimentaire vers le nord, associé à la baisse du niveau marin.

L'installation d'une sédimentation grossière (grès grossiers et conglomérats) marque une forte modification de la dynamique sédimentaire en comparaison de l'ensemble des Grès de Senez. Cela traduit un changement brutal du régime hydrodynamique qui accompagne la baisse du niveau marin.

Le TST se réduit à un horizon de condensation :

-Il délimite les conglomérats de Malvoisin de la Molasse Rouge. A Malvoisin, on observe un horizon à stromatolithes encroûtant le sommet des conglomérats ; au riou d'Ourgeas c'est un horizon versicolore à fantômes de racines. Ils soulignent un arrêt de la sédimentation grossière et l'installation d'un environnement subaquatique favorisant le dévelopement de la végétation et d'organismes constructeurs avant que ne se mette en place la sédimentation continentale de la Molasse Rouge.

Le HST est caractérisé par :

-Des silts rouges dans lesquels s'intercalent des chenaux conglomératiques ce qui traduit l'installation d'une sédimentation continentale représentée par la Molasse Rouge. Elle est actuellement préservée essentiellement sur le rebord oriental du bassin où elle atteint 50 à 70 m d'épaisseur.

II.5.5- Relations tectonique et sédimentation

II.5.5a- Les Grès de Senez : une régression forcée au sens de Posamentier *et al.* (1992)

L'analyse de l'évolution verticale de faciès de la série marine supérieure du secteur de Senez (**fig.3.88**) montre une succession sédimentaire régressive de comblement du domaine marin où la dynamique sédimentaire caractérise des environnements de plus en plus proximaux avec des émersions temporaires fréquentes, précocemment développées sur le rebord oriental du bassin.

Cette tendance s'intègre dans l'intervalle régressif au deuxième ordre de l'Oligocène inférieur (supercycle TA4 de Haq *et al.* (1988)).

Cependant on remarque que :

-Les LSTs de S6 et S7 sont de moins en moins épais et traduisent des environnements de plus en plus proximaux avec une tendance fréquente à l'émersion.

-Les LST de S8 et S9 se déposent de plus en plus vers le bassin (ou n'ont pas été préservés dans la zone amont) et les intervalles transgressifs reposent directement sur les limites de séquences. Dans le domaine NW du bassin (riou d'Ourgeas et de Chauris), les LSTs sont réduits à des bancs érosifs de grès grossiers ne dépassant pas le mètre d'épaisseur qui peuvent aussi correspondre aux dépôts érosifs associés à la remontée du niveau marin (assimilés à des sables transgressifs au sens d'Abbot (1986)).

L'organisation spatiale des séquences de dépôts de la formation de Senez met en évidence un régime de régression forcéeau sens de Posamentier *et al.* (1992) et Posamentier & Allen (1993a) avec le déplacement en position de plus en plus distale de l'aire de sédimentation des cortèges de bas-niveau marin.

En amont ce sont des dépôts subaquatiques qui s'installent (horizons silteux rouges), voire des lacunes de sédimentation marquée par une surface d'érosion sur laquelle se déposent directement les dépôts rétrogradants qui accompagnent la transgression. Ainsi les périodes de création d'espace disponible ne compensent pas suffisamment les chutes successives du niveau marin au cours desquelles les cortèges de bas niveau migrent progressivement vers le bassin ou sont totalement absents du secteur de Senez.

II.5.5b- Cartographie des séquences de dépôts **(fig.3.90)**

Les limites de séquences peuvent être cartographiées dans l'ensemble du secteur de Senez, à l'exception des limites des séquences S6 et S7 où le manque de données ne permet pas de suivre leur évolution spatiale sur le rebord occidental du bassin.

On constate que les séquences de dépôts migrent progressivement vers un secteur WNW à NNW, compatible avec le sens de progradation du détritisme dans le bassin.

Sur le flanc occidental du synclinal, les séquences de dépôts se superposent sans hiathus apparent. Le faible développement ou l'absence des LSTs souligne le régime de régression forcée développé au cours de la sédimentation.

Sur le flanc oriental du bassin, les limites des séquences S8, S9 et S10 s'amalgament au niveau de l'extrados de l'anticlinal de Malvoisin où la séquence S9 disparaît totalement en raison de son amincissement apparent et de l'érosion de la base de S10 qui vient directement au contact de S8 (Cf. fig.3.89b). Cette lacune, singulièrement localisée au toit de l'anticlinal, implique une diminution constante de l'espace disponible que ne compensent pas les remontées successives du niveau marin (TST(s) de S7, S8) ou partiellement (TST de S9).

II.5.5c- Des géométries caractéristiques qui soulignent l'entretien de la flexuration et de la surrection du flanc oriental du bassin

L'enregistrement le plus spectaculaire de la déformation synsédimentaire du secteur de Senez est l'anticlinal de Malvoisin, sur le flanc oriental du bassin avec le bombement continu du pli au cours de la sédimentation **(fig.3.91)**. Il se manifeste par le développement d'un éventail tout au long des Grès de Senez, mais aussi au cours du dépôt des conglomérats de Malvoisin. Il se poursuit ultérieurement durant la sédimentation continentale de la Molasse Rouge (Chauveau & Lemoine, 1961).

On remarque que les séquences de dépôts s'amincissent progressivement vers l'extrados du pli. Cet amincissement résulte :

-D'une part, de la réduction de la puissance des cortèges transgressifs (du TST de S7, S8 et S9),

-D'autre part, la diminution croissante de l'épaisseur des prismes de haut-niveau des séquences S7, S8 au toit de l'anticlinal en raison d'une amplitude d'érosion plus forte des limites de séquences S6/S7 ; S7/S8 ; S8/S9 et S9/S10.

La présence des surfaces caractéristiques des séquences de dépôts du pli de Malvoisin permet de présenter une évolution dynamique du pli anticlinal **(fig.3.92)**. La surimposition de la flexuration du pli sur les fluctuations eustatiques affecte l'amplitude des érosions lors des chutes du niveau marin relatif et contraint le développement des cortèges transgressifs en entretenant la morphologie au niveau du pli. Par conséquent Elle module de façon continue la création de l'espace disponible.

Au Pont de Senez, l'enregsitrement de la déformation synsédimentaire se manifeste aussi par des discordances internes, développées dans l'assise de la barre gréseuse **(fig.3.93)**. Des microplis apparaissent tout le long de la barre des Grès de Senez, du Pont de Senez au Col du Moulin. Ils affectent les termes sommitaux du membre du Dégoutail et sont tronqués par la surface d'érosion que constitue la limite de séquence S7/S8, scellée par les grès massifs bioturbés de S8.
On remarque d'ailleurs que la limite de séquence S7/S8 constitue une surface d'érosion importante que l'on retrouve également à la hauteur de l'anticlinal de Malvoisin où elle se traduit par une forte troncature du HST de S7.

II.5.5d- Effets de la déformation sur l'enregistrement et le développement des séquences de dépôts

La flexuration synsédimentaire de la bordure orientale module, comme l'on avons vu précédemment, fortement le développement spatial des séquences de dépôts, mais affecte également la signature faciologique des cortèges sédimentaires **(fig.3.94)**.

L'existence d'un gradient faciologique proximal-distal entretenu tout au long de la sédimentation sur la bordure orientale du bassin souligne la pérennité d'une morphologie.

La sédimentation du membre du Dégoutail montre de fortes variations faciologiques le long d'un transect E-W, du Dégoutail au Pont de Senez. Ainsi au niveau du Dégoutail, les prismes de bas et de haut niveau des séquences S6 et S7 montrent de nombreux épisodes d'émersions temporaires, récurrents jusque dans la séquence S8 (Cf. fig.3.88). Vers l'Ouest, au Pont de Senez, la sédimentation présente une alternance de bancs gréso-calcaires et d'interbancs marneux soulignant un environnement marin plus franc. Alors qu'au Dégoutail les limites de séquences se traduisent par des émersions, au Pont de Senez, ce sont des troncatures franches (Cf. fig.3.89a) où persiste de part et d'autre une sédimentation marine.

Ainsi à l'échelle du secteur de Senez, les chutes du niveau marin entraînent des émersions répétées de la bordure orientale du bassin, émersions qui sont également récurrentes lors du comblement de l'espace disponible qu'accompagnent les prismes de haut-niveau, alors qu'en position

plus distale (vers l'ouest) la sédimentation marine se poursuit, affectée de troncature et discordance interne (cas de la limite S6/S7 au Pont de Senez, Cf. fig.3.84a ; 3.89b) sans modification nette des environnements de dépôts.

Lors des périodes de remontées du niveau marin, on retrouve la même logique avec un amincissement des cortèges transgressifs sur le flanc est du synclinal. Ainsi, au cours du TST de S9, les faciès qui accompagnent la transgression montrent de nombreuses structures de houle et de tempêtes dans l'extrémité NW du bassin (riou de Chauris et d'Ourgeas). Elles traduisent un environnement d'*offshore* avec une puissance de l'ordre de 7 à 8 m. Au SE, le TST ne dépasse pas les 5 m et les faciès à rides progradantes dominantes caractérisent un environnement plus proximal de type *shoreface*.

A l'échelle du bassin **(fig.3.94)**, de la séquence S6 à S9, on remarque un déplacement progressif des dépôts-centres vers l'axe du synclinal avec une réduction des épaisseurs de part et d'autre. On notera cependant que les mauvaises conditions d'affleurement sur le flanc occidental n'ont pas permis de caractériser la signature sédimentaire (ou l'absence) des séquences S6 et S7.

Pour la séquence S7, le TST et le HST sont surtout développés vers le rebord oriental du bassin (secteur ouest de Malvoisin) et se réduisent de part et d'autre. L'abondance des horizons rouges dans le secteur de Malvoisin et du Dégoutail souligne la position haute de ce domaine.

Pour la séquence S8, le TST est plus développé dans l'axe du synclinal (secteur du Pont de Senez) et se réduit vers la zone de flexure de Malvoisin et du Dégoutail, mais aussi sur le flanc nord-occidental du synclinal (secteur du riou d'Ourgeas). Cet amincissement singulier dans l'extrémité NW du bassin peut s'expliquer par la position morphologique haute de ce secteur ce qui indiquerait la flexuration de l'ensemble du bassin, ou la condensation de l'intervalle transgressif vers le nord. Cette seconde hypothèse a notre faveur en raison du faciès très marneux du TST en ce point et du caractère distal de ce secteur au cours du TST de la séquence superposée S9.
Le HST montre un développement homogène dans l'ensemble du bassin et traduit la progradation de dépôts de *shoreface* vers le NW, alors qu'il s'amincit vers la zone axiale de l'anticlinal de Malvoisin (Cf. fig. 3.91 ; 3.92) et le secteur du Dégoutail où persistent des surfaces d'émersion.

Pour la séquence S9, les dépôts transgressifs s'installent directement sur la limite de séquence S8/S9. Le développement spatial du TST est régulier dans l'ensemble du bassin à l'exception de la zone flexurale de Malvoisin où les dépôts s'amincissent rapidement en venant en *onlap* sur la structure anticlinale (Cf. fig.3.91 ; fig.3.92). Cette homogénéité dans l'épaisseur du TST souligne l'absence de reliefs au cours de la transgression, résultat de la pénéplénation au cours de la chute du niveau marin S8/S9 ou plus précocement lors de la progradation du HST de S7.

Pour la séquence S10, le système est fort différent où le LST, représenté par les conglomérats de Malvoisin est bien développé, et se traduit par la progradation de dépôts conglomératiques de *shoreface* perpendiculairement à l'axe du bassin (les écoulements sont de l'Est vers l'Ouest) de Malvoisin au riou d'ourgeas. Le LST diminue progressivement d'épaisseur vers le sommet de la structure anticlinale de Malvoisin (Cf. fig.3.91) et vers le flanc occidental du bassin avec des dépôts de *shoreface* plus gréseux (riou de Chauris et d'Ourgeas). Ainsi le dépôt-centre du LST de S10 est localisé entre l'extrados de l'anticlinal de Malvoisin et le flanc occidental du bassin où les dépôts sont réduits et accompagnent la chute progressive du niveau marin (Cf. fig.3.86). La présence du LST de S10 et de son fort développement présente un caractère singulier en comparaison des séquences précédentes où les cortèges de bas-niveau sont excessivement réduits voire absents.

•Le découpage séquentiel proposé souligne que la sédimentation du secteur de Senez a été contrôlée par des fluctuations d'origines eustatiques superposées à la flexuration du flanc oriental du bassin entraînant des incisions, des lacunes de dépôts et le développement

d'éventails synsédimentaires, résultats de l'interaction entre la déformation et les fluctuations eustatiques.

L'absence systématique des prismes de bas-niveau (à l'exception du LST de S10), représentés uniquement par des dépôts condensés d'émersions, l'absence de surface d'incision à remplissage détritique accompagnant les baisses successives du niveau marin sont à mettre en relation avec le système côtier développé dans les Grès de Senez, déconnecté de tout système fluviatile.

Les chutes eustatiques entraînent alors l'émersion de l'ensemble du domaine de sédimentation sans incisions significatives en raison de l'absence de systèmes fluviatiles associés au système côtier succeptibles de répondre aux fluctuations du niveau marin.

Les surfaces d'érosion observées peuvent être en partie reprise (au moins dans les secteurs atteint par les dépôts transgressifs) par l'érosion que crée la rétrogradation des dépôts côtiers associée à la remontée du niveau marin (Abbot, 1986 ; Posamentier & Allen, 1993b).

Le développement important des prismes de haut-niveau dans un environnement de faible bathymétrie (*shoreface* sup.-*offshore* sup), leur préservation lors des chutes du niveau marin soulignent le caractère fortement et constamment subsident de l'aire de sédimentation.
Celle-ci compense sensiblement le flux sédimentaire en raison de la persistance de niveaux d'émersions sur le rebord oriental du bassin.

Ainsi cette subsidence marquée favoriserait la préservation des dépôts et attenuerait la signature des discontinuités. On se trouve ici dans un cas semblable au modèle A de Posamentier & Allen (1993a. Fig. 2 & 3).

II.5.5e- Intégration des données chronostratigraphiques

Les signatures sédimentaires des cortèges de dépôts soulignent des fluctuations du niveau marin d'amplitudes variables, surtout visibles au niveau des cortèges transgressifs pour lesquels les signatures faciologiques indiquent des amplitudes de transgression différentes. Ces différences peuvent avoir pour origine les seules oscillations eustatiques.

•La comparaison avec les chartes chronostratigraphiques permet de séparer la part de la tectonique et de l'eustatisme. Pour cela, il est nécessaire d'identifier des points de corrélations avec les standards :

-La discontinuité du Dégoutail est assimilée à la limite de séquence de IIIème ordre Ru3a, dâtée à 30, 2 Ma (Hardenbol *et al.* 1998).

-Nous considérons que la limite entre les Grès de Senez et les Conglomérats de Malvoisin caractérise la limite Ru4/Ch1 dâtée à 28, 5 Ma (Hardenbol *et al.* 1998).

L'analyse par la méthode de la stratigraphie séquentielle de la série de Senez (fig.3.95) a permis d'identifier 4 séquences de dépôts entre ces deux limites séparées par un intervalle de temps de l'ordre de 1, 6-1, 7 Ma. En considérant que chacune d'elle est de même durée, elles montrent une durée moyenne proche de 400 ka.

•En comparaison du découpage séquentiel obtenu sur les marges passives et les bassins intracratoniques (Hardenbol *et al.* 1998), on retrouve la même logique que dans les autres secteurs du synclinal, avec plus de séquences enregistrées dans le bassin que ce qu'indiquent les chartes chronostratigraphiques (fig.3.95).

Les limites de séquences de IIIème ordre sont bien enregistrées avec des signatures fortes telles que :

-La limite Ru3a constitue une discontinuité sédimentaire majeure qui délimite deux environnements distincts, et une discordance angulaire entre la formation des Grès de Ville plissée et les Grès de Senez au-dessus. Elle correspond à la limite S5/S6.

-La limite Ru3, dâtée à 29, 4 Ma (Hardenbol *et al.* 1998) correspond à la limite S7/S8 (surface notée i) qui se caractérise dans la formation des Grès de Senez par une érosion de forte amplitude dans la zone de flexure de l'anticlinal de Malvoisin. De la même façon, l'intervalle transgressif de S8 (peu développé mais franc) peut être mis en parallèle avec l'intervalle transgressif de la séquence Ru3.

-La limite Ru4/Ch1 qui constitue une limite de IIème ordre, se traduit par une érosion majeure représentée par la limite S9/S10.

Cependant les séquences de dépôts S7 et S9 ne sont pas considérées dans les chartes chronostratigraphiques. Ces séquences se situent dans les intervalles régressifs respectivement de Ru3a et Ru3.

II.5.6- Conclusions

•Dynamique sédimentaire des Grès de Senez

La série de Senez caractérise une dynamique de shoreface sableux qui contraste fortement avec les autres dispositifs alluviaux de Clumanc et de St-Lions. Aucun indice n'appuie l'existence à proximité d'un émissaire fluviatile si ce n'est la nature pétrographique des grès d'origine mériodionale (affinité avec le socle cristallo-phyllien des Maures-Esterel selon Evans & Mange-Rajetzky (1991)).

L'abondance et l'intensité de la bioturbation n'ont pas permis la préservation des structures sédimentaires. Cependant le système présente une progradation moyenne vers le NW puis vers l'ouest, conforté par le déplacement progressif du système détritique.

L'évolution verticale de faciès traduit un régime globalement régressif jusqu'à l'émersion totale de l'ensemble du domaine de sédimentation, modulé par des intervalles transgressifs d'amplitudes variables.

L'abondance de niveaux d'émersions dans les secteurs orientaux et méridionaux du domaine de Senez souligne la pérennité de leur position morphologique haute entraînant un gradient faciologique proximal-distal.

•Du point de vue de la déformation

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

Des microplis synsédimentaires scellés apparaissent dans les dépôts du secteur du Pont de Senez ce qui appuit le caractère contemporain de la compression qui affecte le rebord oriental de la structure.

La subsidence compense le flux sédimentaire où les Grès de Senez du flanc oriental caractérise une sédimentation subaérienne soumise à des émersions répétées tout au long de la série. De plus elle semble compenser les chutes successives du niveau marin ce qui aboutit à une faible amplitude des incisions.

•Du point de vue chronostratigraphique

La sédimentation des Grès de Senez recouvre l'intervalle de temps compris entre la discontinuité Ru3a, dâtée à 30,2 Ma et la discontinuité Ru4/Ch1, datée à 28,5 Ma. Elle représente une durée approximative de 1,7 Ma.

La série de Senez s'intègre dans l'intervalle régressif de la superséquence de deuxième ordre TA4 du Rupélien supérieur à terminal (Haq *et al.*, 1987). Elle est marquée par un système de régression forcée.

5 séquences de dépôts ont été définies pour lesquelles les fluctuations eustatiques ont pour origine la signature astro-climatique de l'excentricité dont la durée moyenne d'un cycle est de l'ordre de 400 ka.

Le découpage séquentiel souligne une régression forcée qui se caractérise par le faible développement puis l'absence systématique des cortèges de bas niveau marin.

Les Conglomérats de Malvoisin correspondent au cortège de bas niveau marin qui accompagne la chute eustatique de la limite Rupélien/Chattien et le premier terme de la superséquence TB 1. L'horizon à stromatolithes représente alors l'intervalle transgressif de TB1.

II.6- Corrélations des formations marines paléogènes supérieures du synclinal de Barrême

II.6.1- Corrélations proposées dans ce travail

La difficulté d'établir des corrélations fiables entre les formations marines supérieures des différents secteurs du synclinal réside dans le peu de données biostratigraphiques disponibles, des relations spatiales (cartographiques) difficiles à établir et des dynamiques sédimentaires contrastées. L'outil séquentiel permet d'approcher les fluctuations de l'espace disponible pour chacun des dispositifs et de façon indépendante.
Cependant pour établir des corrélations, il est nécessaire de disposer de points de callages stratigraphiques.

II.6.1a- Les points de corrélations

Plusieurs points de corrélations permettent de comparer les différents dispositifs sédimentaires :

-La surface de discontinuité Ru3a, encadrée par une microfaune planctonique qui définit la Zone P20, est identifiée à la base des Conglomérats de Clumanc et des Grès de Senez. Elle n'avait pas été identifiée précédemment (Elliot *et al.*, 1985 ; Artoni & Meckel, 1998 ; Evans & Elliot, 1999).

-En raison des mauvaises conditions d'affleurement de la base des Conglomérats de St-Lions, il n'a pas été possible d'identifier la discontinuité Ru3a. Cependant, les premiers horizons conglomératiques du secteur de St-Lions (LST de S2) montrent des galets d'origine alpine ce qui les rendent contemporains des conglomérats inférieurs de Tréouiller (LST de S7), car les conglomérats de Champ-Richard (HST de S6) ne contiennent que des galets mésozoïques d'origine locale.
Par conséquent, la séquence S2 définie dans les Conglomérats de St-Lions est mise en corrélation de la séquence S7 définie dans la série de Clumanc.
Cette approche séquentielle a permis de préciser les corrélations de Chaveau & Lemoine (1961), Bodelle (1971) et Evans & Mange-Rajetzky (1991).

-La microfaune planctonique, récoltée dans les intervalles marno-silteux du membre de Tréouiller, du membre du Cimetière et à la base du membre des grès de Senez *s.s.*, caractérise la Zone P20. Ainsi la postériorité des Grès de Senez par rapport aux autres formations détritiques, proposée par Evans & Mange-Rajetzky (1991) et Evans & Elliot (1999) n'est plus justifiée.

-Le membre des sables verts à conglomérats du secteur du Coulet Rouge à St-Lions est minéralogiquement analogue aux grès verts du secteur de Senez avec une proportion comparable en grains glauconieux. De plus, tous deux montrent des développements verticaux analogues, 7 à 8 m de sables verts à St-Lions (on ne prend pas ici en compte les conglomérats progradants) et de 5 à 9 m dans le secteur de Senez. Par conséquent la séquence S4 de St-Lions est équivalente de la séquence S9 de la série de Senez. Cela confirme la contemporanéïté des dispositifs de St-Lions et de Senez.

-Les dépôts marins sommitaux sont à St-Lions et à Senez représentés par des conglomérats fortement discordants sur les dépôts sous-jacents (Cf. Partie III, chap.I). Dans les deux secteurs, la transition avec la sédimentation continentale de la Molasse Rouge se fait par l'intercalation d'un horizon conglomératique à polypiers dans le secteur de St-Lions, à stromatolithes dans le secteur de Senez.
A Clumanc, on retrouve une surface de discordance et d'érosion de même nature, à la base du membre du Château de Clumanc, qui vient fortement raviner les dépôts sou-jacents. Elle se situe du point de vue séquentielle dans le même intervalle.

II.6.1b- Corrélations des séquences de dépôts

Ces points de calage permettent de présenter un profil de corrélation des séquences de dépôts définies dans les différents secteurs du synclinal **(fig.3.96a)**.
Dans les secteurs de Clumanc et de Senez, la succession sédimentaire montre 5 séquences de dépôts.
Dans le secteur de St-Lions, les lacunes d'observation n'ont pas permis l'analyse de la partie inférieure de la série détritique, mais malgré cela, des similitudes sont mises en évidence.

Les limites de séquences Ru3a, Ru3 et Ru4/Ch1 se retrouvent dans les 3 dispositifs sédimentaires. A celles-ci s'ajoutent des limites de séquences (S6/S7 et S8/S9 à Clumanc et Senez ; S1/S2 et S3/S4 à St-Lions), non reconnues dans les chartes chronostratigraphiques standards (Hardenbol *et al.*, 1998).

On remarque que les discontinuités Ru3 et Ru4/Ch1 montrent des amplitudes d'érosion plus fortes que les autres discontinuités.

La séquence Ru3, notée S8 à Clumanc et Senez et S3 à St-Lions, montre des enregistrements sédimentaires similaires dans les différents secteurs :
-Les LSTs de Ru3 sont très érosifs à Clumanc et St-Lions et accompagnent la forte chute du niveau marin qui aboutit à l'émersion à Senez et à Clumanc.
-Les TSTs de Ru3 sont à l'inverse franchement transgressifs avec l'ennoiement des surfaces précédemment exondées et le développement d'une sédimentation marine marno-silteuse, localement puissante et moins soumise aux apports détritiques.
-Les HSTs de Ru3 sont systématiquement bien développés dans l'ensemble du bassin ce qui traduit le caractère conséquent de l'espace disponible précédemment créé lors du TST.

•Cependant la préservation des cortèges sédimentaires montre de forts contrastes d'un secteur à l'autre, comme le montre le diagramme chronostratigraphique des dépôts supérieurs de la série marine paléogène de Barrême (fig.3.96b).

Le secteur de Clumanc se caractérise par des incisions de plus en plus prononcées, liées au régime de régression forcée avec une préservation de plus en plus faible des cortèges sédimentaires.
Il a la particularité de préserver systématiquement les cortèges de bas-niveau marin alors que les autres dispositifs montrent des lacunes croissantes de ces cortèges. Cette singularité locale peut s'expliquer par l'isolement de la dépression développée à Clumanc ne permettant pas le transit du matériel détritique plus en aval. Ce confinement morphologique serait initié dès les premiers termes détritiques de la série de Clumanc par le redressement des deux flancs du synclinal (Cf. Le développement spatial des dépôts gravitaires du LST de S6).

Le secteur de St-Lions qui présente le même régime hydrodynamique que celui de Clumanc montre une forte similitude dans l'enregistrement des cortèges sédimentaires. Leur développement et l'amplitude des incisions ont cependant leur propre signature en raison de la position du dispositif sédimentaire, à St-Lions où la progradation du détritisme du nord vers le Sud, draînée dans l'axe de flexure principale (N-S), se superpose à l'axe subméridien du synclinal. De plus la surrection du secteur nord (du Cimetière) entraîne une régression forcée vers le sud du bassin et comme on le voit une érosion croissante de la partie amont du système deltaïque.

Le secteur de Senez montre une meilleure préservation des prismes de haut-niveau en raison d'incisions peu prononcées. Cette particularité s'explique par l'absence d'émissaire fluviatile à proximité amont du système littoral des grès de Senez (non observé) et par une subsidence qui semble compenser les chutes eustatiques (Zone A de Posamentier & Allen, 1993a). Cela aboutit à l'absence d'incision franche et d'apports détritiques grossiers lors de chutes du niveau marin qui se traduisent essentiellement par des surfaces d'émersions (hiatus) et localement des dépôts continentaux condensés.

II.7- Synthèse

La série de Clumanc et ses équivalents latéraux, des Conglomérats de St-Lions et des Grès de Senez, montrent à l'échelle de la série, la même tendance de comblement. Elle se traduit par la progradation rapide du détritisme dans l'aire de sédimentation à laquelle s'ajoutent des géométries plicatives d'axe NNW-SSE qui signent à l'échelle locale la fermeture du bassin connue plus régionalement (Fry, 1989 ; Lickorish & Ford, 1998).

•Du point de vue de la dynamique sédimentaire

Deux systèmes deltaïques distincts ont été reconnus, l'un à dominante alluviale développée dans les secteurs de Clumanc et de St-Lions, l'autre caractérisant la progradation d'un littoral sableux dans le secteur de Senez.

Les dispositifs deltaïques alluviaux de Clumanc et de St-Lions sont contemporains et la similitude du matériel détritique à affinité alpine souligne une extension du bassin versant jusqu'aux zones internes.
Les écoulements sont équatoriaux de l'Est vers l'Ouest pour le système de Clumanc et pour les premiers termes du dispositif de St-Lions qui prend par la suite une polarité subméridienne du Nord vers le Sud, dans l'axe du synclinal soulignant sa structuration.

La dynamique des Grès de Senez, contemporaine des deux autres dispositifs, traduit la progradation vers le NW d'une sédimentation sableuse confortée par l'affinité méridionale du matériel détritique. La partie supérieure des Grès de Senez et les Conglomérats de Malvoisin présentent ensuite des écoulements équatoriaux de l'Est vers l'Ouest.
A contrario des dispositifs septentrionaux, les chutes du niveau marin n'entraînent pas d'incisions franches.

Cette tendance générale de comblement du domaine marin est modulée par des fluctuations du niveau marin relatif qui affectent la dynamique sédimentaire des différents dispositifs deltaïques.

•Du point de vue de la déformation

-Dans le secteur de Clumanc :

Le développement des plis initiés précocement dans la série des Sauzeries s'accentue avec le redressement progressif de la bordure orientale du bassin. A la déformation plicative continue, se surimposent les fluctuations eustatiques ce qui engendre des érosions et des lacunes dans la partie amont du système deltaïque de Clumanc.
L'interaction des variations eustatiques et de la déformation génère une géométrie en éventail dont la géométrie souligne le serrage E-W à ENE-WSW du bassin.
A cela s'ajoute le confinement morphologique du secteur de Clumanc avec le redressement de la partie occidentale du bassin qui aboutit au confinement des dépôts dans l'axe du synclinal.

-A St-Lions :

Le système deltaïque a la particularité d'être localisé sur le flanc méridional du prolongement est de l'anticlinal de St-Martin (pli provençal) dont la réactivation lors du reserrage E-W de l'ensemble du bassin entraîne le redressement continu du secteur nord où la déformation synsédimentaire est représentée par une divergence progressive des dépôts et conduit au déplacement vers le sud des dépôts-centres.

Dans ces deux secteurs, la subsidence est forte. Elle entraîne une bonne préservation de la succession sédimentaire dans le domaine occidental à Clumanc (à l'exception des prismes de haut-niveau), et l'entretien des morphologies favorisant le développement d'une géométrie de type Gilbert au Coulet Rouge à St-Lions.

-A Senez :

Le flanc oriental du bassin est le siège d'une déformation plicative tout au long de la sédimentation marquée par des microplis, des émersions fréquentes et répétées et le développement d'un éventail ouvert vers l'Ouest engendrant une divergence progressive des dépôts.
La subsidence flexurale continue est en équilibre avec le flux détritique et compense les chutes eustatiques favorisant la préservation des dépôts et l'absence de forte incision.

•Du point de vue chronostratigraphique

Les données biostratigraphiques et les corrélations établies montrent que les séries détritiques de Clumanc, St-Lions et Senez sont d'âge Rupélien terminal et s'intègrent dans l'intervalle régressif de II ème de la super-séquence TA4 pour les Conglomérats de Clumanc, de St-Lions et les Grès de Senez. Les conglomérats du Château de Clumanc, le biostrome de St-Lions et les Conglomérats de Malvoisin correspondent aux premiers dépôts de la séquence de deuxième ordre TB1 du Chattien inférieur.
La Molasse Rouge représente par extension le premier terme régressif de TB1.

L'évolution verticale de faciès, analysée indépendamment, traduit des variations similaires et synchrones du changement de l'espace disponible malgré les contrastes environnementaux.

Entre la séquence Ru3a, datée à 30,2 Ma et la limite Ru4/Ch1 datée à 28,5 Ma, 4 séquences de dépôts ont été identifiées qui traduisent des fluctuations eustatiques dont l'origine est à rechercher dans les oscillations astro-climatiques de l'excentricité avec une durée moyenne de 400 ka.

La surrection vient moduler l'enregistrement des séquences de dépôts en développant un régime de régression forcée. Elle se traduit différemment selon les secteurs en raison de leur caractère sédimentaire propre et de la position du dispositif deltaïque vis-à-vis de la déformation.

Le caractère proximal des dépôts et la subsidence, localement forte, favorisent l'enregistrement de variations eustatiques hautes fréquences aboutissant à la préservation de séquences plus nombreuses que ce qui est observé sur les marges passives et les bassins intracratoniques.

III - INTERFERENCES ENTRE TECTONIQUE ET SEDIMENTATION

III.1 - Le synclinal de Barrême : un bassin soumis à un continuum de déformation

III.2 - Comparaison du découpage séquentiel de la série paléogène du synclinal de Barrême avec les standards chronostratigraphiques
III.2.1 - A l'échelle de la série paléogène : un supercycle tectono-eustatique
III.2.2 - Effets de la tectonique sur l'enregistrement sédimentaire
III.2.2a La période de subsidence tectonique
III.2.2b L'inversion tectonique
III.2.3 - Essai d'application de la stratigraphie séquentielle à la série continentale superposée
III.2.3a Caractérisation des limites et des surfaces de la série continentale
III.2.3b Dynamique sédimentaire des différentes séries
III.2.3c Découpage séquentiel proposé
III.2.3d Conclusion

III- INTERFÉRENCES ENTRE TECTONIQUE ET SEDIMENTATION

L'étude de l'évolution tectono-sédimentaire du synclinal de Barrême montre un continuum de déformation qui module l'enregistrement sédimentaire, contraint le développement spatial des dépôts et génère des morphologies et des géométries caractéristiques.

III.1- Le synclinal de Barrême : un bassin soumis à un continuum de déformation

L'évolution spatio-temporelle de l'architecture du remplissage sédimentaire montre des manifestations contrastées qui résultent de mécanismes structuraux différents. On peut ainsi distinguer (fig.3.97) :

-La structuration provençale fini-crétacée-paléocène génère des plis E-W principalement développés sur le rebord occidental du bassin de Barrême. L'érosion différentielle du soubassement mésozoïque engendre une morphologie en creux et en bosses où le susbtrat marneux apto-albien et cénomanien s'érodent plus facilement que les séries carbonatées de l'Hautérivien-Barrémien et du Cénomanien-Turonien.

-La mise en place du bourrelet de front rattaché aux bassins d'avant-fosse situés plus à l'est, accentue ces morphologies par la surrection de l'ensemble du domaine en créant de véritables pièges à sédiment. Les Conglomérats infranummulitiques constituent le matériel détritique de démantèlement des reliefs périphériques et s'accumulent dans les dépressions ainsi créées.
En raison du caractère hyperdilaté de la série conglomératique fluviatile à l'est de Barrême qui dépasse les 500 m, de son extension spatiale réduite à la périphérie occidentale du diapir du Gévaudan, il est raisonnable de penser que le réhaussement diapirique du Gévaudan se manifeste précocement dès cette période. Pour Emré (1977), il serait initié encore plus tôt, au cours de la structuration provençale. De plus, la série mésozoïque, réduite à proximité du diapir, montre qu'il a joué au cours de l'évolution jurassique et crétacée (.
La période d'initiation du développement du bourrelet de front est difficile à établir. Elle est au moins du Bartonien en raison de l'âge Priabonien des premiers dépôts marins et débute vraisemblablement dès le Lutétien correspondant à l'approfondissement des bassins orientaux de l'arc de Nice (Campredon, 1977, Cf. Partie I & II).

-La subsidence tectonique se manifeste par une transgression rapide et générale du bassin dès la base du Priabonien. Elle se fait sur un paysage érodé où persistent des morphologies liées à l'érosion différentielle du substrat, contrôlant la puissance et la nature faciologique des Calcaires à nummulites. Cependant le flanc oriental constitue dès cette période une zone haute où la sédimentation est plus condensée soulignant la structuration synforme précoce du synclinal. Les morphologies équatoriales s'atténuent au profit d'une orientation subméridienne qui contrôle l'écoulement des Grès de Ville.

-Durant cette période d'approfondissement apparaissent les premiers signes de la compression alpine avec le développement de plis nord-sud au creux desquels se déposent préférentiellement les Grès de Ville. La progradation du détritisme ne compense pas totalement la subsidence tectonique du bassin en entraînant le déplacement du dépôt-centre des Grès de Ville vers la bordure orientale du bassin et la récurrence d'une sédimentation hémipélagique au sommet de cet intervalle. On parle ici de subsidence localisée en compensation de la surrection de la bordure orientale du bassin.

-À partir de cette période, le bassin est soumis à une déformation plicative prononcée, générée par un reserrage E-W qui entraîne le redressement progressif des dépôts sous-jacents et le développement d'éventails synsédimentaires, localisés sur la bordure orientale. Ils affectent la géométrie des Conglomérats de Clumanc, de St-Lions et des Grès de Senez. Ce reserrage E-W entraîne également la réactivation des structures provençales, avec l'anticlinal de St-Martin qui contraint le développement spatial des conglomérats de St-Lions.

-Cette compression s'accompagne de la surrection de l'ensemble du domaine dans lequel se développe ultérieurement une sédimentation continentale dominée, à l'exception de la série grise, par un régime fluviatile.

III.2- Comparaison du découpage séquentiel de la série paléogène du synclinal de Barrême avec les chartes chronostratigraphiques

III.2.1- A l'échelle de la série paléogène : un super-cycle tectono-eustatique

La série marine du bassin paléogène de Barrême comprend une succession de dépôts génétiquement liés, délimités par plusieurs surfaces de discontinuités qui définissent des séquences de dépôts au sens de Vail *et al.* (1977). 10 séquences de dépôts ont été reconnues (on ne comprend pas les conglomérats infra-nummulitiques et la série continentale superposée). Les séquences, S1 à S9 se sont déposées durant le Priabonien et le Rupélien, la séquence S10 constituant la première séquence du Chattien **(fig.3.99)**.

Les données biostratigraphiques obtenues sur les foraminifères planctoniques, sur le Nannoplancton (et sur les micromammifères pour les dépôts continentaux) permettent de présenter un cadre stratigraphique où la majorité des discontinuités, délimitant les séquences de dépôts, peuvent être corrélées au standard chronostratigraphique (Hardenbol *et al.*, 1998). Certaines incertitudes persistent cependant en raison de la pauvreté faunistique dans les premiers termes des calcaires à nummulites et au sommet de la série détritique marine.

Il ressort que les séquences S1 à S9 définissent un supercycle transgressif-régressif qui coïncide avec la superséquence TA4 de Haq *et al.* (1987).

Les séquences S1 à S5 traduisent la période d'approfondissement général de l'aire de sédimentation. Elles correspondent à l'intervalle transgressif de TA4.

Le maximum de transgression qui correspond à la *mfs* de Ru2 (séquence de III ème ordre) se situe au sommet des Marnes bleues.

Les séquences S6 à S9 traduisent le comblement du bassin. Elles correspondent à l'intervalle régressif de TA4.

Le dernier épisode marin représentant le TST de S10 est mis en parallèle de l'intervalle transgressif de TB1. Par extension la série continentale superposée représente l'intervalle régressif de TB1.

On constate que la tectonique ne vient pas masquer totalement les fluctuations eustatiques, mais plutôt se surimpose à celles-ci en modulant l'enregistrement sédimentaire de ces cycles. On retrouve ici la même logique que celle proposée dans l'évolution tectono-sédimentaire des bassins molassiques suisses (Sissingh, 1997) et pour les dépôts miocènes du bassin de Digne et du bassin rhodanien (Crumeyrolle *et al.*, 1991. fig. 17).

III.2.2- Effet de la tectonique sur l'enregistrement sédimentaire

L'évolution spatio-temporelle du remplissage sédimentaire est fortement contrôlée par le régime tectonique régionale. Elle peut être distinguée en deux épisodes **(fig.3.99b)**.

N.B. : La modélisation de l'évolution tectono-sédimentaire a été réalisée sur la coupe de référence des Sauzeries, completée avec la série continentale de St-Lions et traitée sous le logiciel GENEX®, développé à l'Institut Français du Pétrole. Ce travail a été fait en collaboration avec Roland Vially (IFP). Les estimations des taux de sédimentation sont données en configuration décompactée.

-L'un correspondant à l'intervalle d'approfondissement général du domaine de sédimentation où la déformation est représentée par une forte subsidence. Il est représenté par le passage des Calcaires à nummulites aux Marnes bleues et correspond à la période de flexuration du bassin selon Crampton & Allen (1995).

-L'autre correspondant au processus de comblement du domaine marin durant lequel se manifeste une déformation plicative sensible sur le flanc oriental du bassin qui accompagne la réduction générale de la tranche d'eau. Il est représenté par les formations supérieures de la série de Barrême, nettement dominées par la progradation du détritisme dans l'ensemble du bassin.

Ces mécanismes viennent interagir différemment sur l'enregistrement sédimentaire des cycles eustatiques. La succession sédimentaire et l'architecture des dépôts résultent alors d'interférences localisées entre la tectonique et l'eustatisme.

III.2.2a- La période de subsidence tectonique (fig.3.98)

Au cours de la subsidence tectonique qui se développe de la séquence S1 à S5, on assiste :

-à un approfondissement du domaine de sédimentation avec le passage de la plateforme carbonatée à un environement hémipélagique.

-à des taux de sédimentation croissants allant 15 à 30 m/Ma dans les Calcaires à nummulites à plus de 55m/Ma. pour la partie inférieure des Marnes bleues (fig.3.98a).

-à une préservation croissante des cortèges sédimentaires où chaque séquence des dépôts est de plus en plus complète et dilatée et des discontinuités de moins en moins bien exprimées (Cf. fig.3.99).

Au fur et à mesure que la transgression se poursuit (intervalle transgressif de TA4), l'espace disponible créé par la subsidence devient progressivement supérieur à l'amplitude des fluctuations. Cela conduit à une préservation croissante des cortèges sédimentaires (fig.3.99). Le bassin se situe alors dans la zone A du modèle de Posamentier & Allen (1993a).

La sédimentation hémipélagique des Marnes bleues traduit une forte diminution du flux détritique associée à l'approfondissement bathymétrique qui s'accentue au cours de S5.
Cependant l'estimation du flux sédimentaire montre, malgré la tendance à l'approfondissement, une forte augmentation où l'intervalle transgressif de S5 est de l'ordre de 57 m/Ma. **(fig.3.98a)**.

La subsidence tectonique est supérieure au taux de sédimentation et favorise un accroissement de la paléo-bathymétrie.

La mise en place des Grès de Ville représente le prisme de haut-niveau de S5 avec une hyperdilatation des dépôts et un taux de sédimentation compris entre 890 et 2100 m/Ma. **(fig.3.98a)**.

Au cours de cet intervalle, la subsidence tectonique apparaît en équilibre avec le fort taux de sédimentation où la paléo-bathymétrie est relativement constante.
C'est au cours de cette période qu'apparaissent les premiers signes de l'inversion tectonique avec une flexuration synsédimentaire qui accompagne la surrection du flanc oriental du bassin en contrôlant le développement spatial des Grès de Ville marquant ainsi le début du comblement du domaine de sédimentation.

II.2.2b- L'inversion tectonique

A partir de cette période, le bassin est caractérisé par une diminution progressive de la tranche d'eau. Elle correspond à l'intervalle régressif de la superséquence TA4 et se traduit par un régime de régression forcée, classiquement rencontré dans les bassins plicatifs (Gawthorpe *et al.*, 2000).

La déformation plicative est caractérisée par l'accentuation des plis d'axe N-S et la surrection progressive de la bordure orientale, puis de l'ensemble du domaine.

Le taux de sédimentation moyen des Conglomérats de Clumanc devient supérieur à 220 m/Ma. (Ru3a-Ru4/Ch1). Cependant cette estimation est une valeur minimale apparente puisque la surrection continue entraîne une diminution progressive de l'espace disponible et donc une érosion croissante des dépôts lors des chutes successives du niveau marin où seuls les termes supérieurs des LSTs sont préservés. Dans le détail, on observe de fortes variations des taux de sédimentation intermédiaires, reflets des fluctuations hydrodynamiques que subit le système deltaïque de Clumanc **(fig.3.98b)**.

A l'échelle du bassin, la sédimentation qui était jusqu'alors homogène et régulière devient beaucoup plus contrastée avec trois dispositifs distincts où le régime hydrodynamique, la position et l'évolution du dispositif sédimentaire par rapport aux axes des contraintes de déformation sont autant de facteurs intervenant dans l'enregistrement des fluctuations eustatiques et la préservation des séquences de dépôts.

•Dans l'ensemble des domaines de sédimentation, les fluctuations du niveau marin montrent une cyclicité de l'ordre de 400 ka représentant les cycles astro-climatiques de l'excentricité.
La bonne qualité d'enregistrement de ces oscillations hautes fréquences résulte d'une part, du caractère proximal des domaines de sédimentation où les dynamiques sédimentaires réagissent directement aux variations, même faibles, du niveau marin ; d'autre part, de la subsidence localisée qu'accompagne la surrection de la bordure orientale du bassin, favorisant la préservation des dépôts.

-A Clumanc :

Le système sédimentaire caractérise une dynamique deltaïque alluviale où les apports sont latéraux à l'axe principal du bassin avec une polarité de l'Est vers l'Ouest, de la zone de surrection vers la zone de subsidence flexurale.
Le réhaussement tectonique, qui se surimpose aux fluctuations du niveau marin, entraîne une régression forcée où les incisions sont franches et érodent de façon croissante les séquences sous-jacentes.
Les LSTs traduisent des environnements de plus en plus proximaux.
Les TSTs viennent sceller les érosions créées dans le secteur oriental et enregistrent ainsi la déformation par le développement de discordances progressives et d'une géométrie en éventail ouverte vers l'Ouest.

-A St-Lions :

La dynamique deltaïque alluviale montre tout d'abord une polarité équatoriale de l'Est vers l'Ouest. Progressivement les dépôts progradent dans l'axe subméridien du bassin où les écoulements prennent une orientation du nord vers le Sud (LST de S3).
La surrection du flanc oriental et la réactivation simultanée de l'anticlinal de St-Martin entraînent une régression forcée qui se caractérise par le déplacement progressif des dépôts-centres vers le Sud et des hiatus de plus en plus prononcés en amont. L'enregistrement des séquences de dépôts est similaire à celui de Clumanc, alors que les dépôts sont drainés dans l'axe du pli principal. Cette morphologie accentuée et entretenue favorise la progradation d'un delta de type Gilbert (sigmoïdes obliques d'amplitude décamétrique) lors du prisme de haut-niveau de S3, facilitée par la forte amplitude du TST de S3.
Ultérieurement, le flux détritique et la tectonique de surrection ne sont plus en équilibre avec les intervalles transgressifs. Seul le TST de CH1 (TST de S5), qui présente à l'échelle globale une forte amplitude, ennoie les morphologies ainsi créées et scelle ainsi la déformation.

-A Senez :

Le dispositif sédimentaire, déconnecté des systèmes deltaïques alluviaux de Clumanc et de St-Lions, montre une polarité subméridienne persistante, sur laquelle se superpose la déformation plicative du flanc oriental. Cela aboutit à un amincissement des séquences de dépôts le long de cette morphologie en relief et un développement préférentiel dans la zone de forte subsidence flexurale (l'axe du synclinal). Les grès de Senez caractérisent la progradation d'un *shoreface* sableux qui présente également une organisation séquentielle de régression forcée avec l'absence quasi-systématique des prismes de bas-niveau et où la déformation se traduit par des troncatures et des érosions croissantes sur le flanc oriental du secteur de Senez. Cependant le caractère subsident de ce secteur attenue l'amplitude des érosions et favorise la préservation des cortèges de haut-niveau marin.

•Le comblement du domaine marin s'achève à la base du Chattien, au-dessus d'un intervalle transgressif peu développé, alors qu'à l'échelle globale il est l'équivalent d'un TST très prononcé, de grande amplitude (TST de Ch1, Hardenbol *et al.*, 1998). Cette différence reflète ici l'influence de la surrection de l'ensemble du secteur qui attenue fortement la transgression.

Malgré sa position émergente, le synclinal constitue encore une zone de sédimentation, mais cette fois-ci sous régime continental où la déformation synsédimentaire se manifeste également et de façon continue (Chauveau & Lemoine, 1961 ; Gidon & Pairis, 1971 ; Pairis, 1971a ; Graciansky *et al.*, 1982).

III.2.3- Essai d'application de la stratigraphie séquentielle à la série continentale superposée

Comme nous l'avons vu dans le chapitre I (I-Les discontinuités), la série continentale présente une discontinuité intraformationnelle située entre la Série des grès verts et les dépôts sous-jacents. N'ayant pas entrepris d'analyses sur le terrain, cette proposition de découpage séquentiel n'est basée que sur les données bibliographiques disponibles (Chauveau & Lemoine, 1961 ; Pairis, 1971 ; Bodelle, 1971 ; Fougeirol & Tallon, 1972 ; Ewans & Elliot, 1999).

III.2.3a- Caractérisation des limites et des surfaces de la série continentale **(fig.3.100)**

La Molasse Rouge *s.l.* (série rouge, série rutilante et série saumon) qui traduit l'installation définitive du régime continental, se superpose à l'intervalle transgressif de la base du Chattien (biostrome de St-Lions et conglomérats à huîtres vers St-Jacques; conglomérats à stromatolithes à Malvoisin, représentant le TST de la séquence Ch1) lui-même discordant sur les dépôts marins (surface **a1**). Les dépôts associés à cette récurrence marine ne s'observent pas sur le rebord oriental du bassin où la Molasse Rouge repose directement sur différents termes (surface **a2**) :

-Sur les Calcaires à nummulites et les Marnes bleues (affleurement des Traverses. Pairis, 1971a ; affleurement du Ravin du Toupin. Fougeirol & Tallon, 1972. Fig. 18),

-Sur les Conglomérats infranummulitiques au niveau des Blachettes (environs de Dardayonne. Fougeirol & Tallon, 1972. Fig. 10).

-Dans le secteur du Coulet Rouge, ce sont les dépôts de la série rutilante (formation intermédiaire de la Molasse Rouge) qui sont directement au contact des Marnes bleues, alors que dans les autres secteurs la série saumon et la série rutilante sont délimitées par un puissant intervalle conglomératique.

Le passage de la Molasse Rouge *s.l.* à la série grise semble être continu (Pairis, 1971a). Cependant dans le secteur des Blachettes, la transition est marquée par l'intercalation d'un horizon conglomératique érosif à encroûtement algaire, surmontée par des marnes grises à passées lacustres. Les bancs sont faiblement discordants sur la Molasse rouge (surface **b**) et arrivent latéralement au contact des conglomérats infranummulitiques (Fougeirol & Tallon, 1972. Coupes de la Tuilière & des Traverses ; Pairis, 1971a. Fig. 4 ; coupe de la Route de Moriez).
Ici aucun indice d'incision n'a été observé entre les deux séries. On note, cependant, que "(...) les couches à Pulmonés (partie supérieure de la Série Grise) sont successivement transgressives les unes sur les autres sur une paléopente (...)"(Pairis, 1971a. p. 210).

La surface qui délimite la série grise et la série des grès verts à serpentine est une surface de discordance franche (surface **c**), bien reconnue et qui s'observe dans l'ensemble du secteur (Chauveau & Lemoine, 1961 ; Evans & Elliot, 1999). Les couches continentales sousjacentes montrent une succession de plis d'axe N-S (N160°-170°) dont la crête sommitale des anticlinaux est systématiquement tronquée, et où reposent en discordance les premiers termes de la série des grès verts à serpentine, représentés le plus souvent par un banc conglomératique, puis bréchique (Fougeirol & Tallon, 1972. Fig. 13). De plus on remarquera l'extension beaucoup plus réduite de ces dépôts, localisés plus au sud et au centre du bassin.

III.2.3b- Dynamique sédimentaire des différentes séries **(fig.3.101a)**

La série rouge est principalement développée sur le rebord ouest du bassin, atteignant plus de 200 m ; alors qu'à l'Est, seuls quelques lambeaux décamétriques subsistent ; elle est d'ailleurs totalement absente dans le compartiment chevauchant du Coulet Rouge. Elle se caractérise par une sédimentation fine de marnes silteuses rouges et d'horizons sableux quartzifères (Fougeirol & Tallon, 1972 ; Ewans & Elliot, 1999) dans lesquels s'intercalent épisodiquement des niveaux lacustres. Les passées conglomératiques s'intercalent de façon croissante vers le haut de la série avec une prépondérance de faciès grossiers dans le secteur méridional et oriental qui souligne la proximité de reliefs.

La succession sédimentaire reflète la progradation d'un régime continental avec une contribution croissante des reliefs périphériques (essentiellement au sud et sur le rebord oriental et un matériel d'origine locale) avec un sens de l'Est vers l'Ouest, qui se termine par une arrivée brutale et généralisée de conglomérats dans l'ensemble du domaine. A l'extrados de l'anticlinal de Malvoisin, se développe au cours de cette période un éventail sédimentaire bien reconnu et visible par la fréquence des horizons conglomératiques (Chauveau & Lemoine, 1961) soulignant le continuum de déformation.

Au-dessus, les séries rutilante et saumon, puissantes d'une quarantaine de mètres (Fougeirol & Tallon, 1972) sont dominées par des argiles versicolores où les conglomérats ont presque disparu. Les passées lacustres sont fréquentes vers le haut de la succession, mais restent discrètes (inférieur à 0,5 m d'épaisseur).
Ces dépôts traduisent une sédimentation beaucoup plus calme et moins diversifiée que précédemment avec une grande homogénéité dans l'ensemble du bassin (Pairis, 1971a).

La série grise qui atteint au maximum une centaine de mètres s'installe au-dessus d'un intervalle grossier (conglomératique et bréchique) où les dépôts transgressent peu à peu les morphologies. La sédimentation est dominée par des dépôts lacustres où foisonnent les débris de mollusques (Helix, Unios, Limnées. Depéret, 1895). Peu à peu les faciès versicolores sont récurrents, la part détritique s'accroit avec toujours d'abondantes intercalations grossières sur le rebord oriental (Pairis, 1971a).
Cette série traduit une partie inférieure transgressive où s'installe une sédimentation lacustre, voire saumâtre (présence de *Potamides*. Depéret, 1895 ; Pairis, 1971a), puis une partie supérieure, où le détritisme prograde de nouveau avec quelques intercalations lacustres à *Helix*. Les figures sédimentaires et les axes de chenaux donnent des écoulements similaires aux séries antérieures avec une alimentation venue de l'Est (voire SE, Fougeirol & Tallon, 1972. p. 75), d'origine essentiellement locale.

La série des grès verts à serpentine atteint dans la partie centrale du bassin une soixantaine de mètres. Elle débute sur une surface d'érosion et de discordance par l'intermédiaire d'un niveau de conglomérats et de brèches, localisées sur le rebord oriental du bassin. Les dépôts sont dominés par un empilement de chenaux à grès grossiers et graveleux où les intervalles marneux sont rares, le plus souvent érodés. Au sein de cette formation s'observe un paléosol calcaire repère au-dessus duquel la série devient progressivement moins détritique jusqu'aux dépôts marneux dits "des Marnes de la Rouvière" (Cf. Partie II-Analyses stratigraphiques) qui constituent les derniers termes observables avant les formations alluviales quaternaires.
Les sens d'écoulement indiquent une polarité différente des séries antérieures avec une alimentation du nord vers le Sud. Cette différente est confortée par la nature pétrographique des grès qui montre un assemblage commun de quartz, Micas, Feldspaths, Epidote et serpentine (accompagnée de Lawsonite, Pumpellyite, Grenats et Glaucophane), soulignant leur origine lointaine (Fougeirol & Tallon, 1972 ; Evans & Mange-Rajetzky, 1991 ; Evans & Elliot, 1999). La série des grès verts à serpentine, discordante, comprend deux dynamiques sédimentaires distinctes avec une partie inférieure dominée par un régime fluviotorrentiel franc d'orientation N-S et une partie supérieure caractérisée par une sédimentation plus calme.

III.2.3c- Découpage séquentiel proposé **(fig.3.101b)**

N'ayant pas effectué nos propres levers sédimentologiques, il nous paraît difficile de discriminer les cortèges sédimentaires. Cependant il ressort que :

-La série continentale *s.l.* (y compris l'intervalle marin basal) présente des surfaces caractéristiques qui délimitent la succession sédimentaire en 4 séquences de dépôts. On défini ainsi :

-L'intervalle transgressif basal et la série rouge (formation inférieure de la Molasse Rouge) constituent la première séquence de dépôts, délimitée à la base par la discordance notée Ru4/Ch1.

-Une discontinuité intra-Molasse Rouge qui délimite la série rouge de la série rutilante. Nous plaçons cette limite à la base de l'intervalle conglomératique général à l'ensemble du bassin. La série rutilante et saumon constituant la deuxième séquence de dépôts.

-La série grise qui constitue la troisième séquence est délimitée à la base par une surface de discordance peu prononcée. La surface supérieure est une surface d'érosion qui vient tronquer les plis développés générant ainsi une nette discordance.

-La série des grès verts à serpentine constitue la dernière séquence de dépôts préservée dans le bassin.

•Les attributions stratigraphiques (Cf. Partie II) suggèrent un âge chattien pour la Molasse Rouge *s.l.*, et la série grise *proparte* ; un Aquitanien basal pour le sommet de la série grise voire uniquement pour la série des grès verts à serpentine. Dans cet intervalle, les chartes chronostratigraphiques récentes (Hardenbol *et al.*, 1998) définissent plusieurs séquences de troisième ordre (Cf. fig.2.21), délimitées par :

-Des surfaces de deuxième ordre, Ru4/Ch1 à la limite Rupélien/Chattien et Ch4/Aq1 à la limite Chattien/Aquitanien, qui encadrent la superséquence TB1,

-Au sein de celle-ci, des limites de troisième ordre, Ch2 et Ch3.

Ces contraintes stratigraphiques permettent de proposer :

-La séquence Ch1 comprend l'intervalle transgressif correspondant au biostrome de St-Lions et ses équivalents latéraux. La Molasse Rouge représente le prisme de haut-niveau avec la progradation de dépôts continentaux sur le bassin, marquée par un détritisme croissant.

-La séquence Ch2 est représentée par les séries, rutilante et Saumon, où en raison de l'absence de données sédimentologiques précises il n'est pas possible de proposer un découpage en cortège sédimentaire.

-La séquence Ch3 correspond à la série grise dans sa totalité. L'intervalle transgressif peut avoir pour équivalence la partie inférieure de la série où se développent les horizons lacustres, voire saumâtres soulignant la remontée du niveau de base. La partie supérieure de la série, où à nouveau prograde le détritisme avec l'installation d'un régime fluviatile, constitue le prisme de haut-niveau.

-La séquence Aq1 se met en place sur un paysage fortement érodé et applani en raison du caractère majeur de la discontinuité (de IIème ordre) Ch4/Aq1. Comme pour la séquence Ch2, il est difficile de proposer un découpage au sein de celle-ci. La partie inférieure de la série, où le flux détritique est important, peut être assimilé au prisme de bas-niveau aggradant qui accompagne la fin de la chute du niveau de base (Vail *et al.*, 1991), et la partie supérieure moins détritique comme équivalente du prisme rétrogradant de la séquence Aq1. La surface de rétrogradation correspond probablement au paléosol calcaire repère délimitant les deux dynamiques sédimentaires (Fougeirol & Tallon, 1972).

•On notera que les discontinuités de deuxième ordre (Ru4/Ch1 et Ch4/Aq1) se caractérisent par des discordances nettes, alors que les limites de troisème ordre (Ch2 et Ch3) sont plus tenues et n'apparaissent que comme des surfaces d'érosion.

N.B. : Cette proposition de découpage séquentiel reste cependant à préciser (en ce qui concerne les cortèges sédimentaires) en raison du peu de données géométriques et sédimentologiques. Une étude menée par Anne Bialkowsky (Laboratoire de Sédimentologie, ENSMP/CGES) est actuellement en cours afin d'affiner la stratigraphie des séries continentales et d'en préciser l'évolution environnementale.

III.2.3d- Conclusion

L'analyse des dépôts continentaux sommitaux du synclinal de Barrême montre que l'on retrouve la même logique que dans la série marine sousjacente avec l'existence d'un continuum de déformation, dont l'enregistrement se fait également par des discordances et des géométries en éventail, à laquelle se surimposent des fluctuations, d'origines eustatiques, du niveau de base. Elles entraînent des érosions épisodiques et des lacunes principalement développées dans le secteur oriental, lieu d'une surrection marquée.

La dynamique sédimentaire est également contrôlée par ces oscillations qui modulent l'hydrodynamisme du régime continental et affectent l'amplitude des érosions. Le callage biostratigraphique, relativement lâche, permet cependant une comparaison avec les chartes globales et de hiérarchiser les discontinuités (Hardenbol *et al.*, 1998). Ainsi les discontinuités de deuxième ordre, Ru4/Ch1 et Ch4/Aq1, constituent des surfaces de discordances majeures alors que les discontinuités de troisième ordre, Ch2 et Ch3, ne semblent pas créer de discordances.

A cela peut s'ajouter le facteur de subsidence qui, dans le cas d'un taux élevé, attenue l'amplitude des fluctuations et donc des incisions (Posamentier & Allen, 1993ab). Cependant n'ayant que peu de données stratigraphiques il nous est, pour le moment, difficile d'en estimer les variations et de discriminer l'importance relative des différents facteurs.

IV - CONCLUSIONS

IV.1 - L'évolution spatio-temporelle de l'architecture du remplissage sédimentaire : un exemple de bassin plicatif caractéristique

IV.2 - Le synclinal de Barrême : un bassin de type piggy-back ?
IV.2.1 - Du point de vue stratigraphique
IV.2.2 - Du point de vue structural
IV.2.3 - Du point de vue morpho-sédimentaire

IV- CONCLUSIONS

La série tertiaire du synclinal de Barrême montre une succession sédimentaire de l'ordre de 800 m à plus de 1400 m d'épaisseur (si l'on tient compte localement de la puissante formation des poudingues d'Argens). Elle recouvre un intervalle stratigraphique allant de la base du Priabonien, voire Bartonien en ce qui concerne les conglomérats infranummulitiques, jusqu'au début de l'Aquitanien pour les derniers dépôts continentaux présents, soit une durée d'environ 13,3 Ma. (Selon Berggren *et al.*, 1996).

L'étude intégrée de son évolution, à partir de données stratigraphiques, sédimentologiques et structurales, permet de proposer une chronologie des évènements tectono-sédimentaires et de comprendre les interactions entre sédimentation, tectonique et eustatisme à différentes échelles.

IV.1- L'évolution spatio-temporelle de l'architecture du remplissage sédimentaire: un exemple de bassin plicatif caractéristique

•Le bassin de Barrême constitue un domaine d'enregistrement sédimentaire et tectonique exceptionnel de part :

-Sa position structurale à l'extrémité occidentale de la nappe de Digne en position arrière de la zone frontale.

-Du point de vue paléogéographique. Il correspond à la limite externe du bassin flexural éo-oligocène associé aux nappes de l'Embrunais-Ubaye (Sinclair, 1997).

-Du point de vue stratigraphique, il correspond à la période de transition entre la fin du cycle paléogène marin et la mise en place de la sédimentation molassique oligo-miocène (Sinclair, 1997 ; Lickorish & Ford, 1998 ; Evans & Elliot, 1999).

Cette période correspond à la mise en place des nappes de l'Embrunais-Ubaye (Kerckhove, 1969) et à un changement radical et général des aires de drainage et des dépôts-centres déplacés vers les zones plus externes.

•La morphologie anté-transgression résulte de la superposition de plusieurs facteurs que sont :

-D'une part, l'héritage structural qui va être repris au cours de la structuration tertiaire dans le chevauchement de la nappe de Digne.

-D'autre part, de la structuration provençale.

-Enfin la superposition du développement du bourrelet de front.

•Des facteurs locaux affectent également cette morphologie :

-L'halocinèse précoce du diapir du Gévaudan (Emré, 1977),

-Mais surtout de l'érosion différentielle du substratum mésozoïque qui entraîne la naissance de zones basses (aires d'affleurement des dépôts marneux apto-albiens et cénomaniens) dans lesquelles vont s'accumuler les produits de démantèlement des zones hautes (aires d'affleurements des séries du Barrémien et du Turonien) qui entourent alors la dépression principale de direction subméridienne.

Ces contraintes morphologiques génèrent précocement un sillon subméridien qui va drainer les dépôts détritiques, se surimposant aux plis E-W préexistant.

•L'histoire paléogène du secteur de barrême montre les étapes successives d'un bassin d'avant-pays.

-Le bourrelet de front entraîne une érosion importante des reliefs périphériques jusqu'au début du Priabonien où le secteur de Barrême est alors atteint par la mer nummulitique. Il en est de même pour la bordure Est et Ouest du bassin molassique nord-alpin (Sissingh, 1997. Fig.3 & 5).

-L'ennoyage est favorisé par la subsidence tectonique du bassin d'avant-fosse initié plus à l'Est et qui migre progressivement vers l'Ouest. Elle s'accentue jusqu'au début du Rupélien (correspond au cortège transgressif de la superséquence TA4).

-A partir de cette période, la surrection marquée par une déformation plicative, engendre des plis NNW-SSE. Elle entraîne le comblement progressif de l'ensemble du domaine de sédimentation marine jusqu'à son émersion à la base du Chattien soulignant la mise en place des nappes de l'Embrunais-Ubaye (Fry, 1989).

-La sédimentation continentale se poursuit jusqu'à la base de l'Aquitanien favorisée par une subsidence flexurale locale, alors que le *foredeep* oligo-miocène est initié au front de la nappe de Digne (Lickorish & Ford, 1999).

•Les grands cycles sédimentaires enregistrés peuvent être corrélés avec les cycles eustatiques de IIème ordre de l'Eocène terminal-Oligocène, TA4 et TB1 et TB2 *proparte* (Haq *et al.*, 1987 ; Hardenbol *et al.*, 1998) :

-La séquence TA4 correspond au cycle nummulitique marin.

-La séquence TB1 est représentée par le biostrome de St-Lions et les séries continentales superposées.

-La séquence TB2 *proparte* représentée par la Série des grès verts.

•Les fluctuations eustatiques de troisième ordre sont également enregistrées, cependant elles sont beaucoup plus sensibles aux évènements tectoniques locaux et leurs enregistrements sont fortement modulés par la tectonique.

•Au cours de l'intervalle transgressif de la superséquence TA4, les dépôts enregistrent les fluctuations eustatiques de IIIème ordre et montrent une préservation croissante des séquences de dépôts, favorisée par la subsidence tectonique de l'ensemble du bassin.

On retrouve une logique séquentielle similaire de celle présentée par Gupta (1997, 1999) pour les dépôts de plateforme de l'assise nummulitique du Champsaur où s'enregistrent également les oscillations eustatiques. La subsidence tectonique est ici le paramètre majeur qui module l'enregistrement des séquences de IIIème ordre.

Dès cette période, le bassin est limité à l'Est par un compartiment moins subsident où les Calcaires à nummulites et les Marnes bleues sont plus réduits et lacunaires (absence des Grès de Ville déposés dans l'axe du bassin). Ravenne *et al.* (1987) ont d'ailleurs suggéré que le bassin de Barrême était séparé du *foredeep* d'Annot par un haut-fond, voire une zone émergée située le long d'un axe N-S du Gévaudan aux Douroulles.

•A contrario, l'intervalle régressif de TA4 est marqué par des régressions forcées généralisées dans les trois dispositifs détritiques du bassin de Barrême. Cependant, leur enregistrement diffère en raison d'interférences localisées :

-La position du système sédimentaire par rapport aux directions de contraintes de la déformation.

-Le régime hydrodynamique et le type d'environnement sédimentaire développé.

-Des fluctuations de l'espace disponible, résultat du rapport entre subsidence tectonique, flux sédimentaire et oscillations eustatiques. Elles contrôlent le taux de préservation sédimentaire.

•On retrouve la même logique dans la séquence TB1 pour les dépôts continentaux superposés.

•Les discontinuités et discordances observés dans les bassins plicatifs ont donc une origine eustatique dont l'importance réflète l'amplitude de la chute du niveau de base.

IV.2- Le synclinal de Barrême : un bassin de type piggy-back ?

Plusieurs auteurs considèrent le bassin de Barrême comme un bassin de type transporté (*piggy-back* au sens de Ricci-Lucchi (1986) ou *thrust sheet top basin* (Beaumont, 1981)). On citera Artoni & Meckel (1998), Lickorish & Ford (1998), Evans & Elliot (1999).

-La géométrie dissymétrique du synclinal,

-Sa position à proximité de la zone frontale de la nappe de Digne,

-La précocité de la déformation plicative enregistrée dans la série paléogène du bassin de Barrême,

-La présence de puissantes séries oligo-miocènes au front de la nappe de Digne (BRGM, 1981 ; BRGM, 1989 ; Debrand-Passard *et al.*, 1984), elles-mêmes affectées de plis synsédimentaires (Gigot et al., 1974 ; Maillart, 1991) constituent des arguments structuraux appuyant cette idée.

Cette étude apporte des points précis sur les modalités et le développement de la dynamique "transportée" du bassin de Barrême.

IV.2.1- Du point de vue stratigraphique

A l'ouest du synclinal de Barrême, Aucun affleurement nummulitique conséquent n'a été observé (excepté sur l'unité paraautochtone de Turriers (Gigot *et al.*, 1974) où affleure une fine couche de Calcaires à nummulites) . Les premiers dépôts paléogènes sont représentés par une sédimentation continentale appelée Molasse Rouge par analogie, dans le synclinal de Majastres (BRGM, 1981) et au front de la nappe de Digne au niveau du Dôme de Châteauredon et de son prolongement septentrional avec les séries continentales d'Esparron et d'Esclangon, sans précisions stratigraphiques (Gigot *et al.*, 1974 ; Graciansky *et al.*, 1982 ; Lickorish & Ford, 1998).
Les corrélations lithostratigraphiques indiquent que les dépôts continentaux de la zone frontale seraient contemporains de la série rouge, d'âge Chattien, du bassin de Barrême.

Cependant de nouvelles attributions stratigraphiques par micromammifères (Lalai, 1986) montrent que les premiers dépôts continentaux sont dâtés de l'Aquitanien. Les incursions marines de la base de la série du Dôme de Châteauredon sont câlées par méthode isotopique à l'Aquitanien inférieur à moyen (Lopez *et al.*, 2000).

A Barrême, les Grès verts à serpentine, d'âge Aquitanien probable, ne présentent pas d'intercalations marines, mais le sommet de la série montre un ralentissement du détritisme avec des faciès essentiellement palustres.

Par conséquent, en dépit de sédiments plus anciens (non déposés ou érodés ?), seuls les termes ultimes de la série continentale (sommet de la série grise et série des grès verts à serpentine) du synclinal de Barrême ont un équivalent occidental dans l'autochtone, au front de la nappe de Digne.

IV.2.2- Du point de vue structural

Comme nous l'avons vu précédemment, les fractures développées à l'extrados des anticlinaux provençaux, bien exprimés à l'ouest du bassin de Barrême, constituent les rampes latérales des chevauchements de la zone frontale de la nappe de Digne (Ganeval, 1973).

Le secteur de St-Lions apporte un argument structural complémentaire. A l'extrados de l'anticlinal de St-Martin (d'origine provençale) se sont développés plusieurs accidents inverses constituant la rampe latérale du chevauchement des Dourbes. Ils se prolongent vers l'Est à proximité de la localité de St-Lions pour reprendre une direction grossièrement N-S avec le chevauchement du Coulet Rouge (Pairis, 1971 ; Fougeirol & Tallon, 1972).
Lors de la sédimentation des Conglomérats de St-Lions, les dépôts sont fortement contrôlés par la réactivation de ces accidents qui entraîne une migration forcée des dépôts vers le Sud où se développent ultérieurement et préférentiellement les dépôts continentaux. Cette réactivation est sensible aux alentours de 29,8 Ma. (au cours du LST de Ru3).

Ainsi on assiste à la fin du Rupélien à une reprise des accidents hérités de la déformation provençale avec, sous un régime compressif ENE-WSW (Fry, 1989 ; Lickorish & Ford, 1998) les premiers indices de la structuration des rampes latérales des accidents frontaux de la "future" nappe de Digne.

Cette déformation se poursuit lors des dépôts continentaux à Barrême avec des géométries en éventail dans les formations chattiennes et des plis scellés à la fin du Chattien, base de l'Aquitanien. Latéralement au front de la nappe de Digne, les formations contemporaines montrent également des indices de déformation plicative, tels que les discordances progressives de la Molasse rouge du secteur d'Esparron-Esclangon (Gigot *et al.*, 1974 ; Maillart, 1991).

IV.2.3- Du point de vue morphosédimentaire

Au cours de l'évolution sédimentaire, le développement spatial des dépôts montre de fortes contraintes morphologiques avec la persistance et l'entretien de reliefs de part et d'autre de l'axe du bassin. Elles se manifestent :

-Au cours de la sédimentation des calcaires à nummulites où des apports latéraux alimentent sporadiquement le bassin en matériel détritique (olistholithes de Barrême et de Blieux, Intercalations bioclastiques des limites de séquences Pr3 et Ru2).

-Au cours de la sédimentation des grès de Ville où la compression alpine est amorcée et se traduit par un épaississement centré dans la zone subsidente et au creux des plis initiés dans les Marnes bleues. Les apports latéraux grossiers et biodétritiques soulignent la pérennité du rivage sur la bordure occidentale du bassin.

Il apparaît que, durant tout cet intervalle, la limite occidentale du bassin marin ne s'était pas franchement déplacée, ce qui est conforté par la série nummulitique réduite de l'unité parautochtone de ,dans les écailles de la nappe de Digne.

Au cours de l'épisode régressif, les apports sont perpendiculaires aux précédents, mais les dépôts restent confinés dans la zone subsidente. Ils sont progressivement drainés dans l'axe du bassin ce qui souligne la précocité du plissement de l'ensemble et de la surrection des deux flancs du synclinal. Cette structuration s'amplifie encore au sommet du Rupélien avec le dépôt des conglomérats de St-Lions drainés vers le Sud.

Au cours du régime continental superposé, les dépôts sont principalement développés au pied des contreforts du diapir du Gévaudan et s'amincissent vers le Nord. On remarque que progressivement l'aire de sédimentation se réduit et se déplace vers le Sud avec les Grès verts à serpentine qui montrent des écoulements du Nord vers le Sud. Le confinement morphologique amorcé à la fin du Rupélien se poursuit durant le Chattien et la base de l'Aquitanien où la déformation synsédimentaire est caractérisée par des éventails et des discordances.
Dans le bassin de Digne-Valensole se développe alors une puissante série mio-pliocène. A la base de celle-ci, les incursions marines aquitaniennes du Dôme de Châteauredon n'atteignent pas le secteur de Barrême où apparaissent essentiellement des dépôts palustres ce qui conforte la position surélevée de ce compartiment par rapport au domaine situé en avant de ce futur prisme orogénique que constitue alors la zone frontale de la nappe de Digne.

QUATRIEME PARTIE : LE SYSTEME DETRITIQUE D'ANNOT *S.L.* (D'ANNOT À SAINT-ANTONIN)

I - GENERALITES

II - MORPHOLOGIE DU BASSIN ET DEVELOPPEMENT DIFFERENTIEL DES DEPOTS NUMMULITIQUES

III - LES SEQUENCES DE DEPOTS DE LA SERIE D'ANNOT

IV - SYNTHESE DU SYSTEME TURBIDITIQUE DES GRES D'ANNOT

V - CORRELATIONS AVEC LES FORMATIONS DE SAINT-ANTONIN

VI - CONCLUSIONS

I - GENERALITES

I.1 - Le canevas structural

I.2 - Le cadre paléogéographique et géodynamique

I.3 - La série paléogène du synclinal d'Annot

I.4 - Les Grès d'Annot : une série de références pour la sédimentation turbiditique
I.4.1 - Les modèles faciologiques existant pour les dépôts gravitaires
I.4.1a La séquence de turbidité de A.H. Bouma
I.4.1b Le modèle de Lowe
I.4.1.c Le modèle de Pickering
I.4.1d Le modèle de Ghibaudo
I.4.1e Le modèle de Mutti
I.4.2 - Les faciès turbiditiques principaux des grès d'Annot dans le bassin type
I.4.2a Les slumps et les coulées de débris hyperconcentrées
I.4.2b Les lentilles convexes CgRF
I.4.2c Les barres à graviers et conglomérats
I.4.2d Les structures de mégarides WF
I.4.2e Les barres à granules et carpettes de traction
I.4.2f Les rides tangentielles à grès grossier
I.4.2g Les turbidites de haute-densité
I.4.2h Les turbidites de Bouma
I.4.2i Les rides et obliques de débordement

I.5 - Les systèmes turbiditiques
I.5.1 - Evolution des modèles turbiditiques
I.5.2 - Les facteurs de contrôle
I.5.2a Les fluctuations du niveau marin relatif
I.5.2b La tectonique
I.5.2c La dynamique du système source

I.6 - Les différentes interprétations de la physiographie du système turbiditique des Grès d'Annot
I.6.1 - Le modèle de canyon
I.6.2 - Le modèle de vallée
I.6.3 - Le modèle de cuvette
I.6.4 - Le modèle de sous-bassins connectés

I.7 - Synthèse et problématique

I- GÉNÉRALITÉS

I.1- Le canevas structural

Le synclinal d'Annot se situe à une trentaine de kilomètres à l'est du synclinal de Barrême **(fig.4.1)** en position interne au regard de la zone frontale de la nappe de Digne. Il est limité à l'Est par le dôme permo-triasique de Barrot, et à l'Ouest par des plis et des accidents subméridiens.
Le secteur oriental du synclinal est traversé par une famille de décrochements senestres d'orientation NE-SW (N040°) dite du *faisceau de Rouaine et du Var*.
Il est entouré d'autres synclinaux d'axes subméridiens avec les synclinaux de Peyresq et d'Allons-Argens à l'Ouest, et le synclinal du Grand-Coyer au Nord. Au Sud-Est, les synclinaux paléogènes montrent des axes équatoriaux avec les synclinaux d'Entrevaux, Puget-Théniers et de Saint-Antonin.

Le synclinal d'Annot ne présente pas d'orientation géométrique aussi bien marquée que les autres bassins de sa périphérie. Sa géométrie est proche de celle d'un synclinal coffré parallélépipédique d'allongement N150° dominant.

Un transect E-W **(fig.4.2a)** montre un développement plus important des dépôts nummulitiques (calcaires, marnes, grès) dans le secteur. Ce faisceau d'accidents de Rouaine présente "une importante composante de coulissement à mouvement senestre" (Beaudoin *et al.*, 1975.p.208).
Cette dilatation se fait à l'Est d'un des affleurements les plus connus du synclinal d'Annot que constitue la "Paléofalaise de St-Benoit" (Pairis, 1971b ; Gubler *in* Beaudoin *et al.*, 1975).

Un transect subméridien, réalisé dans le compartiment occidental du synclinal **(fig.4.2b)**, présente une géométrie synclinale moins accidentée. Dans le secteur sud, les dépôts sont fortement structurés et montrent un épaississement de l'assise calcaire avec une puissance supérieure à 250 m (secteur du plateau d'Educh).

A cela s'ajoute la présence d'une puissante formation conglomératique sous les Calcaires à nummulites dans le compartiment décroché de Rouaine (Rudloff, 1968).

I.2- Le cadre paléogéographique et géodynamique

Le synclinal d'Annot constitue l'extrémité méridionale du sillon paléogène lié au prisme orogénique des nappes de l'Embrunais-Ubaye (Kerkhove, 1969 ; Beaudoin *et al.*, 1975 ; Ravenne *et al.*, 1987 ; Sinclair, 1997). Le remplissage sédimentaire du bassin d'Annot présente la succession classique d'un bassin d'avant-pays (Ravenne *et al.*, 1987) avec une séquence d'approfondissement (lors de la subsidence tectonique) représentée par la succession des Calcaires à nummulites, puis des Marnes bleues, et une séquence de comblement dominée par les Grès d'Annot qui constituent un des systèmes turbiditiques (de surface), en contexte de marge active, le plus connu à ce jour (Stanley, 1961, 1980a ; Stanley *et al.*, 1978 ; Hilton, 1995 ; Pickering & Hilton, 1998).

Les reconstitutions paléogéographiques basées sur des données pétrographiques et courantologiques (Stanley, 1961 ; Lanteaume *et al.*, 1967 ; Bodelle, 1971 ; Jean, 1985) soulignent l'existence de ce sillon subméridien qui est représenté au Sud par le complexe détritique de St-Antonin. Celui-ci constitue le dispositif deltaïque alimentant le système profond d'Annot (Bodelle, 1971 ; Ravenne *et al.*, 1987). Le sillon se prolonge vers le Nord par les synclinaux du Grand-Coyer et des Trois-Evéchés où la série détritique est beaucoup plus puissante pouvant atteindre 1500 m (Inglis *et al.*, 1981).

Pour plusieurs auteurs (Stanley, 1961, 1980a ; Stanley *et al.*, 1978 ; Ravenne *et al.*, 1987, 1995 ; Sinclair, 1997b, 2000 ; Pickering & Hilton, 1998), l'ensemble de ces synclinaux fait partie du même dispositif turbiditique, de St-Antonin aux Trois-Evéchés.

Cependant, Apps (1987) propose l'existence d'une zone haute, d'orientation E-W, dans la partie nord du synclinal d'Annot, ne permettant pas le transit du détritisme vers les bassins septentrionaux. Ghibaudo (communication personnelle, 1998) conforte cette idée par le contraste faciologique entre les Grès à Annot, granulométriquement bien triés et très homogènes, alors que les dépôts du Grand-Coyer sont hétérogènes et beaucoup plus grossiers, dominés par des graviers, microconglomérats et conglomérats (Pickering & Hilton, 1998).

De plus pour ce qui est des bassins NW-Argentera (Trois-Evechés, Restefond, Lauzanier, Sanguinière), Jean (1985) propose qu'ils devaient être situés, au moment de leur remplissage, au NE de l'Argentera. Les reconstitutions paléogéographiques complètes du bassin doivent tenir compte des déplacements liés à la structuration alpine post-dépôt.

I.3- La série paléogène du synclinal d'Annot

Les nouvelles analyses biostratigraphiques que nous avons effectuées (Cf. Partie II), ainsi que la redéfinition des découpages préexistants, à partir des travaux antérieurs et des nouvelles chartes chronostratigraphiques (Berggren*et al.*, 1995), nous ont permis de préciser la stratigraphie de l'ensemble de la série marine du synclinal **(fig.4.3)**.

Dans la terminaison septentrionale du synclinal d'Annot (Ruch et Peyresq), Ainsi que dans le secteur de Rouaine apparaît une puissante formation conglomératique, assimilée aux Conglomérats infranummulitiques. Dans le secteur du Ruch et de Peyresq, ils sont alternants avec les Calcaires à nummulites ce qui souligne la contemporanéité de ces dépôts conglomératiques et de la transgression marine.

La sédimentation des Calcaires à nummulites, datée du Bartonien, semble diachrone avec la persistence d'un point haut à la hauteur de la crête de la Barre. A ce diachronisme s'ajoute une dilatation importante des dépôts carbonatés à l'est des accidents du faisceau de Rouaine.

Au cours des Marnes bleues, la sédimentation marneuse se généralise à l'ensemble du bassin, le développement différentiel des dépôts est toujours manifeste avec, comme précédemment une dilatation dans le secteur oriental. Les Marnes bleues recouvrent un intervalle débutant au sein de la Zone P15 (Cf. Partie II) et se poursuivent jusqu'à la base de la zone P16 pour le secteur oriental, jusqu'à l'Oligocène (Zone P18) pour l'extrémité occidentale du bassin, selon la précocité des arrivées détritiques.

•La succession verticale de faciès des Grès d'Annot n'est pas homogène, ni dans le temps, ni dans l'espace.

Le diachronisme est spectaculaire, puisque les premières intercalations gréseuses apparaissent dès la base de la Zone P16 à l'Est (secteur de la crête de la Barre), pour ne se développer qu'à la base de l'Oligocène dans le secteur occidental du bassin.

De plus, à ce diachronisme se superposent des modifications brutales de la dynamique sédimentaire (Stanley, 1961 ; Albussaidi & Laval, 1984 ; Apps, 1987 ; Hilton, 1995), soulignées par des discontinuités majeures (fig.4.4). On trouve ainsi :

-(Ga) la discontinuité de la crête de la barre qui délimite les grès inférieurs des grès supérieurs de la crête de la Barre.

-(Gb) la discontinuité du mégaglissement des Gastres.

-(Gc) la discontinuité des Scaffarels.

Ces discontinuités seront détaillées dans le chapitre III.

I.4- Les Grès d'Annot : une série de références pour la sédimentation turbiditique

La série des Grès d'Annot *s.l.*, de part les qualités d'affleurements exceptionnels dans l'ensemble des Alpes méridionales, de l'arc de Nice au nord de l'Argentera, a été l'objet de nombreuses études sédimentologiques.

Plusieurs classifications faciologiques concernant les dépôts turbiditiques ont d'ailleurs été établies dans cette formation, en raison de la grande diversité de faciès rencontrés.

•Un système turbiditique correspond, selon Mutti (1985), à un ensemble lithologique génétiquement lié, présentant des unités de dépôts grossiers inorganisés jusqu'à des prismes composés d'alternances régulières de grès et d'argiles.

Différents processus gravitaires favorisent le transport du sédiment de la zone amont vers l'aval. Les principaux type d'écoulements gravitaires sont (Middleton & Hampton, 1976):

-Les écoulements de débris (*debris flow*) qui caractérisent un transport d'éléments de tailles variées en suspension dans la matrice.

-Les écoulements granulaires (*grain flow*) sont des mélanges de sables et d'eau où le mouvement est entretenu par la collision inter-granulaire.

-Les écoulements fluidisés (*fluidized flow*) où la surpression du fluide interstitiel maintient les grains en suspension.

-Les courants de turbidité (*turbidity current*) où les grains sont mis en suspension par les mouvements turbulents du liquide.

I.4.1- Les modèles faciologiques existants pour les dépôts gravitaires

Les expériences en laboratoire, confrontées aux observations de terrain, ont permis de proposer plusieurs classifications faciologiques des dépôts gravitaires où la nature, la quantité de matériel et l'organisation interne des dépôts reflètent le degré de "maturité" de l'écoulement, respectivement, de l'effondrement au courant de turbidité (Middleton & Hampton, 1976 ; Mutti & Ricci-Lucchi, 1972, 1974, 1975 ; Ravenne & Beghin, 1983 ; Mutti, 1992).

I.4.1a- La séquence de turbidité de A. H. Bouma (1962)

Après les travaux de Kuenen *et al.* (1957) et Bouma (1959) sur les "Flyschs" des Alpes-maritimes françaises et italiennes (grès d'Annot et Flysch à Helminthoïdes), c'est en 1962 que A. H. Bouma décrit la séquence unitaire d'un courant de turbidité de faible densité (**fig.4.5**), établie dans la puissante formation des grès du synclinal de Peïra-Cava (Bouma, 1962). Stow & Piper (1984), Piper & Stow (1991) ont décrit par ailleurs des dépôts de courants de turbidité de très faible densité transportant des particules fines (silts et argiles).

I.4.1b- Le modèle de Lowe (1982)

Lowe (1982) présente une classification génétique des dépôts gravitaires selon la nature de l'écoulement, de l'écoulement cohésif au courant de turbidité de basse densité (**fig.4.6**). Ravenne & Beghin (1983) reprennent ce modèle et proposent, en comparaison d'expériences en canal, un modèle d'évolution dans le temps d'une bouffée turbide. Ils l'appliquent à l'interprétation sédimentologique des grès d'Annot (voir aussi Ravenne *et al.*, 1987, 1995) pour lesquels ils distinguent deux types de dépôts turbiditiques :

-Les dépôts de haute densité à basse efficacité de transport, équivalents des barres à granules de Cremer (1983) et de la séquence A (faciès 8 et 9) de Lowe (1982).

-et les dépôts de faible densité à haute efficacité de transport, semblables aux turbidites de Bouma et aux faciès 10 et 11 de Lowe (1982).

I.4.1c- Le modèle de Pickering *et al.* (1986, 1989, 1998)

K. T. Pickering présente une classification faciologique des dépôts marins d'environnements profonds(**fig.4.7**). Ce modèle recouvre de façon complète et complexe la diversité de faciès rencontrés en reprenant (avec quelques modifications) les classifications antérieures de Mutti & Ricci-Lucchi (1972, 1974, 1975), Walker (1978) et Mutti (1979, 1985).

Cependant, les 40 faciès présentés n'intègrent pas les processus hydrodynamiques des écoulements gravitaires et restent essentiellement descriptifs.

I.4.1d- Le modèle de Ghibaudo (1992)

Dans les années 80, Ghibaudo a entrepris la révision complète de la série des grès d'Annot dans l'ensemble des bassins des Alpes méridionales, d'Annot au Lauzanier (nord de l'Argentera). Il présente ainsi une classification établie sur les dépôts turbiditiques des Grès d'Annot (Ghibaudo, 1992). Cependant cette proposition est également descriptive (**fig.4.8**). Elle correspond au souhait de réaliser, à partir de données de terrain ou de forage, des analyses numériques en vue de modélisations géométriques de systèmes turbiditiques récents et anciens. Elle ne constitue donc pas une classification basée sur les processus génétiques des écoulements gravitaires même si ceux-ci apparaissent implicitement en comparaison des classifications de Lowe et de Mutti.

I.4.1e- Le modèle de Mutti (1992)

Les travaux de Mutti ont grandement contribué à la compréhension des systèmes turbiditiques et aux méthodes d'analyses des dépôts gravitaires. On citera Mutti & Ricci-Lucchi (1972, 1974, 1975), Mutti (1977, 1979, 1992) et Mutti & Normark (1987, 1991).

E. Mutti établit une classification basée sur l'organisation des dépôts suivant l'évolution d'un écoulement gravitaire, d'un écoulement de débris vers un écoulement granulaire, puis fluidisé et enfin un courant de turbidité de moins en moins dense.

La séquence de faciès présentée est la suivante (**fig.4.9**):

-Un écoulement laminaire (*debris flow*) initial qui développe un faciès F1, de type coulée de débris.

-Il évolue vers un courant turbulent hyperconcentré avec les faciès F2 et F3.

-La sédimentation des particules les plus importantes entraîne la diminution de la densité du courant. Le courant, toujours de haute densité, devient plus fluide avec les faciès F4 et F5.

-De courant de haute densité, la sédimentation progressive des particules le fait évoluer vers un courant de moins en moins dense (faciès F6 à F8), puis des courants de basse

densité typique des séquences de Bouma, notées F9a. Les dépôts de basse densité de débordement sont notés F9b.

C'est le modèle de Mutti qui va être pris en compte pour notre étude (Mutti, 1992) :

-D'une part, ce modèle est prédictif, permettant d'interpréter la succession verticale de faciès en terme de progradation/rétrogradation du régime hydrodynamique (Mutti, 1994).

-D'autre part, la séquence de faciès recouvre l'ensemble des faciès rencontrés dans la série des Grès d'Annot.

I.4.2- Les faciès turbiditiques principaux des Grès d'Annot dans le bassin type

Les Grès d'Annot présentent un éventail très large de dépôts gravitaires. On retrouve ainsi la quasi-totalité des faciès de la séquence de Mutti (**fig.4.10**), ce qui confirme que cette classsification est la mieux appropriée pour la série des Grès d'Annot. De plus, elle nous permettra d'interpréter la succession verticale de faciès en terme d'évolution des processus hydrodynamiques du système turbiditique.

I.4.2a- Les slumps et les coulées de débris hyperconcentrés (faciès F1)

Trois faciès chaotiques types ont été observés dans la série du synclinal d'Annot :

-Slump à matrice marneuse et éléments flottants marneux (**fig.4.10a**). Il s'intercale au toit du premier intervalle gréseux du secteur de la crête de la Barre (Campredon, 1972 ; Besson *et al.*, 1970). Son épaisseur est difficile à estimer de part l'homogénéité avec les marnes encaissantes. Il se suit transversalement le long de l'affleurement NE-SW, soit sur environ 1,1 km.

Les éléments sont essentiellement marneux et de tailles variées, de la dizaine de centimètres à plusieurs décimètres.

Ce niveau est interprété comme un glissement intraformationnel de part son homogénéité entre la matrice et les éléments. Il correspond au faciès F1 de Mutti.

-Slump hétérolithique marno-gréseux. Il apparaît au sommet des marnes du secteur du Fugeret, quelques mètres avant l'arrivée des grès. Il atteint de 1 à 5 m d'épaisseur pour une extension à l'affleurement pluri-hectométrique (Pickering & Hilton, 1998. fig. 21).

Il constitue une coulée boueuse à faisceaux gréseux glissés, montrant de nombreux contournements. Il correspond au faciès F1 de Mutti.

Plusieurs niveaux comparables s'observent également dans les grès de l'extrémité occidentale de la crête de la Barre (**fig.4.10b**) que certains ont comparés aux fluxo-turbidites (Stanley, 1961 ; Campredon, 1972 ; Stanley *et al.*, 1978 ; Stanley, 1980a), en raison du mélange complexe entre les marnes, arrachées au substrat, et le matériel gréseux constituant la coulée turbide (Dzulinski *et al.*, 1959).

-*Debris-flow* à granules (**fig.4.10c**). Il s'observe tout le long de la rive droite du ravin du Coulomb. Il constitue le faciès dominant du mégaglissement des Scaffarels (Beaudoin *et al.*, 1975). D'extension lenticulaire plurikilométrique, il atteint au maximum 100m d'épaisseu. Il présente de nombreux bancs gréseux contournés qui atteignent plusieurs dizaines de mètres et soulignent l'intense déstabilisation desdépôts (Stanley, 1975 ; Stanley *et al.*, 1978 ; Stanley, 1980a ; Apps, 1987). La matrice de cet ensemble est caractérisée par un grès grossier à microgalets anguleux et conglomérats flottants marquant l'apport de matériel grossier issu de la partie proximale du dispositif turbiditique, voire de la plateforme. La base montre une prépondérance de gros éléments soulignant un granoclassement frustre. Cet intervalle

« catastrophique » est interprété comme résultant d'un glissement sur la pente, analogue au faciès F2 de Mutti (1992).

I.4.2b- Les lentilles convexes CgRF (**fig.4.10d**)

Au toit du mégaglissement des Scaffarels, on peut observer, localement, sur plus de 5 m une superposition de lentilles convexes, d'extension plurimétrique (de 1,2 à 3,5 m) et d'amplitude comprise entre 0,6 et 0,8 m. Elles sont constituées de grès grossiers à granules et intraclastes marneux et présentent souvent un granoclassement normal. Elles correspondent au faciès CgRF de Mutti.

I.4.2c- Les barres à graviers et conglomérats (faciès F2)

Ces dépôts graveleux à conglomératiques, sont très érosifs et leur extension latérale est difficile à établir. On observe des niveaux comparables au faciès F2 de Mutti dans les termes supérieurs du membre des Garambes où ils remplissent fréquemment des géométries de type chenal (**fig.4.10e**).

I.4.2d- Les structures de mégarides WF

Ce faciès est rare dans la série gréseuse du bassin d'Annot. Il s'observe dans le secteur septentrional, à la hauteur d'Argenton (Pickering & Hilton, 1998. Fig. 19 & 20), où les structures de mégarides apparaissent dans un banc tabulaire d'épaisseur métrique. Dans le secteur du Fugeret, des mégarides tangentielles s'observent également dans les grès des Garambes. Elles apparaissent au toit de bancs grossiers à granules et carpettes de traction très érosifs et montrent des amplitudes décimétriques et métriques (Albussaïdi & Laval, 1984). Le sommet de ces structures est fréquemment érodé par le banc superposé.

I.4.2e- Les barres à granules et carpettes de traction (faciès F4 et F5)

Les barres à granules sont très fréquentes dans le membre des grès des Garambes où elles constituent des bancs plurrimétriques à décamétriques (Stanley, 1980a ; Apps, 1987 ; Hilton, 1995). Elles sont localement très érosives avec de nombreux intraclastes marneux et granules organisés en carpettes de traction dans la partie inférieure du banc (**fig.4.10f**). Le faciès F4 est similaire au faciès F9 de Lowe (1982) et de la séquence type de barre à granules de Cremer (1983).
Dans les bancs mieux granoclassés marqués par un intervalle à granules développé dans les premiers décimètres sans carpettes de traction (faciès F5 de Mutti), des échappements de fluides s'observent et se caractérisent par des structures en coupelles (*dish structures*) dans la partie médiane du banc (**fig.4.10g**).

I.4.2f- Les rides tangentielles à grès grossier (faciès F6)

Localement, dans la terminaison latérale des barres à granules, les bancs s'amincissent rapidement et montrent un empilement de structures à laminations obliques et rides (**fig.4.10h**). Elles ne présentent pas de granoclassement et sont caractéristiques du faciès F6 de Mutti.

I.4.2g- Les turbidites de haute densité (faciès F7 et F8)

Les grès supérieurs de la crête de la Barre montrent des bancs d'aspect massif peu érosif et sans structure interne. Ils sont constitués de grès moyens homogènes sans granoclassement net avec, dans la partie inférieure, des carpettes de traction soulignées par des horizons à clastes marneux et à granules (**fig.4.10i**). Ils sont considérés comme représentant des turbidites de haute densité à faciès F7 de Mutti.

Les bancs moins épais et moins grossiers ne montrent pas de telles surfaces, à l'exception d'horizons à clastes marneux, situés le plus souvent à la base du banc (**fig.4.10j**). Ils sont également interprétés comme des turbidites de haute densité (faciès F8 de Mutti).

I.4.2h- Les turbidites de basse densité (faciès F9a)

Les grès de la crête de la barre, hormis ceux décrits précédemment, présentent des organisations internes caractéristiques des séquences turbiditiques de bouma. Le terme granoclassé (Ta) est cependant rarement présent et les séquences Tb-e, Tc-e sont les plus fréquentes (**fig.4.10k**). On observe également, intercalés entre les bancs gréseux, des alternances régulières centimétriques de type Td-e (**fig.4.10l**).

I.4.2i- Les rides et obliques de débordement (faciès F9b)

Entre les barres à granules, des interbancs moins grossiers sont conservés. Ils dépassent rarement la dizaine de centimètres et montrent des laminations obliques et des rides, similaires à la séquence Tc de Bouma. Cependant le fait que ces horizons soient intercalés entres des barres à granules, voire constituent le terme sommital de ces dépôts de haute densité (**fig.4.10m**).

I.5- Les systèmes turbiditiques

Notre étude n'est pas de reprendre, dans le détail, l'ensemble des nombreux travaux existants, mais plutôt d'apporter une vision séquentielle au dispositif sédimentaire du bassin d'Annot et de la série turbiditique. Etablir ce modèle a pour objectif d'intégrer l'évolution de l'architecture du remplissage sédimentaire du bassin d'Annot à l'ensemble du domaine d'avant-pays, de le comparer aux autres bassins et aux chartes chronostratigraphiques standards. C'est pourquoi nous présentons, en premier lieu succintement, les différents modèles de bassins turbiditiques existants dans la littérature, puis une récapitulation succinte pour le bassin d'Annot.

I.5.1- Evolution des modèles turbiditiques

Les premiers modèles géométriques des éventails turbiditiques profonds, ont été établis à partir d'exemples récents (Normark, 1970, 1978) et anciens (Mutti & Ricci-Lucchi, 1972, 1975 ; Walker & Mutti, 1973). Ces travaux aboutissent à subdiviser cinq ensembles morphologiques (**fig.4.11**) :

-La pente ou talus (*slope*).
-l'éventail supérieur (*upper fan*) ou cône interne.
-L'éventail moyen (*middle fan*) ou cône intermédiaire.
-L'éventail inférieur (*lower fan*) ou cône externe.
-La plaine (*basin plain*).

Mutti & Ricci-Lucchi (1972, 1975) reprennent cette distinction morphologique, et proposent une classification des dépôts turbiditiques, basée sur la texture, la géométrie et la taille des corps, les épaisseurs et le rapport sable/argile. Les caractéristiques anatomiques et faciologiques sont reprises depuis dans de nombreux modèles (Shanmugam & Moiola, 1985, 1988 ; Reading & Richards, 1994). On distingue ainsi six ensembles sédimentaires :

-Les slumps et les coulées chaotiques. Ils se développent principalement au niveau de la pente ou sur les flancs des chenaux principaux de l'éventail supérieur.

-Les chenaux amalgamés à remplissage très grossier, le plus souvent conglomératique, sont les objets caractéristiques de l'éventail supérieur.

-Les lobes chenalisés alimentés par des chenaux. Ils constituent les objets principaux de l'éventail moyen.

-Les systèmes de chenaux-levées où les dépôts de levées sont générés par le panache turbiditique de débordement. Ils se rencontrent dans l'éventail supérieur et moyen, de part et d'autre des chenaux principaux.

-Les lobes qui caractérisent l'éventail inférieur avec des dépôts, de grande extension géographique, tabulaires. Ils sont constitués d'alternances de sables et d'argiles

-Les épendages sableux qui, en position distale, s'interdigitent dans les dépôts hémipélagiques.

Walker (1978) propose un modèle morphologique et des associations de faciès équivalents au modèle de Mutti & Ricci-Lucchi (**fig.4.12**). Il présente une succession verticale hypothétique développée par la progradation d'un éventail sous-marin.

Shanmugam & Moiola (1985) distinguent deux modèles d'éventail profonds (**fig.4.13**) :

-Le modèle d'éventail à lobes attachés. Du cône inférieur au cône moyen, la transition se fait par le passage continu de lobes aux lobes chenalisés.

-Le modèle d'éventail à lobes détachés, montre à l'inverse, entre le cône inférieur et le cône supérieur, une zone de transit (*sediment bypass zone*) dominée par une sédimentation fine. Cependant cet intervalle argileux peut trouver son origine dans l'avulsion des chenaux et des lobes-chenaux, ou en raison de l'existence d'un ressaut topographique, comme cela est proposé pour l'interprétation du système turbiditique à lobes détachés de l'Hecho Group en Espagne (Mutti, 1977, 1979).

•Les successions hypothétiques présentées ne prennent pas en compte les variations du niveau marin relatif qui modulent fortement le régime hydrodynamique.

Shanmugam & Moiola (1985), Mutti (1985) montrent l'importance de ces variations sur le développement des systèmes turbiditiques, et Mutti (1985) présente ainsi trois types de systèmes (**fig.4.14**) :

-Le type I qui correspond au système développé lors d'une période de bas-niveau marin. La pente est fortement destabilisée avec des slumps et des coulées de débris. Les apports grossiers transitent vers le bassin où ils se déposent sous forme de lobes alors que la plateforme et le talus sont incisés. Ce système est caractérisé par des coulées de haute densité avec un fort potentiel de transport.

-Le type II, généré lors de la remontée du niveau marin où les apports sont moins érosifs. Les dépôts évoluent verticalement de chenaux amalgamés, aux lobes chenalisés puis aux lobes distaux. Il est rattaché à un delta distributaire immature favorisant des dépôts de basse densité dans la zone proximale du dispositif.

-Le type III qui se caractérise lors du haut niveau marin, par la construction et la progradation du système sur le bassin et la mise en place de complexe chenaux-levées.

Mutti (1985), Mutti & Normark (1987, 1991) et Mutti (1992) intègrent les concepts de la stratigraphie séquentielle aux modèles turbiditiques et proposent une classification hiérarchique des entités constituant le dispositif. Ils définissent cinq éléments morpho-sédimentaires (érosion à grande échelle, chenal, dépôts de débordements, lobes-chenaux et lobes). Cinq ordres hiérarchiques sont distingués :

-L'ordre I correspond à la totalité du remplissage sédimentaire d'un même bassin, pouvant être la superposition de plusieurs systèmes turbiditiques.

-L'ordre II représente le système turbiditique dans sa totalité comme un ensemble constitué de sédiments gravitaires génétiquement liés, limités par des surfaces de discordances.

-L'ordre III correspond à un stade de l'évolution du système, limité par des surfaces d'érosion à grande échelle.

-L'ordre IV représente une succession homogène de faciès, caractéristique d'un environnement de dépôt.

-L'ordre V reflète l'objet unitaire du système (la strate, le banc).

I.5.2- Les facteurs de contrôle

La dynamique d'un système turbiditique est soumise à trois facteurs principaux (Mutti, 1985, 1992, 1996) :

-Les fluctuations du niveau marin modulant la dynamique sédimentaire du bassin et de la plateforme.

-La tectonique contrôlant l'entretien des reliefs, la morphologie du bassin et du talus.

-La dynamique du système source (*feeder system*) qui contrôle les conditions hydrodynamiques des processus gravitaires.

I.5.2a- Les fluctuations du niveau marin

Mutti & Normark (1987, 1991) montre que les variations du niveau de la mer affectent l'activité du dispositif turbiditique en modulant le flux sédimentaire, la sablosité du matériel et les capacités érosives des écoulements. C'est ce que présentent également Shanmugam & Moiola (1982, 1985) avec :

-Une forte incision sur laplateforme et le talus et un transit important du matériel détritique vers le lors d'un bas niveau marin relatif.

-Une sédimentation confinée sur la plateforme et un transit faible lors d'un haut niveau marin.

I.5.2b- La tectonique

Les éventails profonds se développent dans des contextes tectoniques variés, des marges passives au marges actives. Le cadre tectonique favorise, de façon importante, l'entretien des reliefs et par conséquent contrôle :

-La morphologie du bassin, du talus et de la plateforme (Shanmugam & Moiola, 1988),

-Le volume des apports et le rapport sable/argile (Mutti *et al.*, 1994, 1996).

Deux séquences verticales de dépôts sont proposées par Shanmugam & Moiola (1988), selon le contexte tectonique de marge passive ou active (**fig.4.15**).

I.5.2c- La dynamique du système source

La nature et le volume du matériel transporté vers le bassin dépendent des caractéristiques spatiales et hydrodynamiques de la source du dispositif sédimentaire (*feeder system*). Ainsi Reading & Richards (1994) ont classifié les systèmes turbiditiques selon le rapport sable/argile (de la boue aux granules) et le type d'émissaire (multi-source, source ponctuelle, source linéaire). Ils distinguent ainsi plusieurs systèmes (**fig.4.16**) dont les éléments architecturaux des éventails profonds diffèrent, et où la géométrie et la topographie du bassin n'affectent que les modalités d'empilement des chenaux, des complexes chenaux-levées et des lobes. Le système des grès d'Annot est assimilé à un système riche en sable à émissaire unique (Stanley *et al.*, 1978 ; en comparaison de la classification de Reading & Richards, 1994. p. 805).

Galloway (1998) et Galloway & Hobday (1996), reprenant partiellement cette classification (Galloway, 1998. Fig.8), considèrent que le type d'hydrodynamisme du système

distributaire (et la part de l'influence côtière) constitue un facteur déterminant sur la morphologie et les processus de dépôts du complexe turbiditique.

Mutti *et al.* (1996) montrent également l'importance du régime hydrodynamique du système source sur le transit du matériel détritique vers le bassin. Ils distinguent deux régimes deltaïques (**fig.4.17**) :

-Le régime fluvio-deltaïque "normal", dominé par des processus de diffusion, sur la plaine deltaïque et sur la côte (cas A). Dans ce cas, la majorité du matériel grossier est piégé au niveau du bassin alluvial et de la plaine côtière. Le matériel résiduel étant diffusé par l'action des vagues (ou des marées) à l'embouchure, il ne se développe pas de système turbiditique sableux dans le bassin.

-Le régime fluvio-turbiditique (cas B) où le transit du détritisme vers le bassin est favorisé par des phénomènes "catastrophiques" de crues, capable de transporter le matériel jusqu'au système turbiditique profond. La plaine alluviale et la côte ne constituent dans ce modèle qu'une zone de transfert, du bassin de drainage vers l'éventail profond. Mutti *et al.* montrent que ce dispositif est largement répandu dans les contexte de marge active où la tectonique entretient les reliefs.

I.6- Les différentes interprétations de la physiographie du système turbiditique des Grès d'Annot à Annot

I.6.1- Le modèle de canyon (fig.4.18)

Les travaux de Stanley (1961, 1975, 1980a), Stanley *et al.* (1978) ont été les premiers travaux précisant la physiographie du bassin et les processus hydrodynamiques de mise en place du complexe des Grès d'Annot. La géométrie des dépôts, la prédominance des corps chenalisés et du matériel grossier dominant amène à interpréter différemment la série d'Annot au regard des systèmes turbiditiques classiques.
De plus, la fréquence des glissements intraformationnels et des slumps souligne l'existence de pentes prononcées instables. Les mesures des glissements donnent des directions perpendiculaires aux sens d'écoulements relevés à la base des bancs (Cf. Stanley *et al.*, 1978. fig.8.5A), et alimentent donc latéralement l'axe principal du bassin turbiditique.

Ces différentes observations confortent l'idée que le système des Grès d'Annot reflète une physiographie de type *canyon* au creux duquel s'installe une sédimentation chenalisée grossière. Les flancs instables sont alors le siège de fréquents glissements drainés dans l'axe du canyon (Stanley *et al.*, 1978). Antérieurement, Stanley (1961) avait évité ce terme qui, pour Ménard (1955), doit s'appliquer à une dépression sous-marine aux flancs raides et abruptes ce qui n'est pas le cas à Annot.

I.6.2- Le modèle de vallée (fig.4.19)

Cremer (1983) et Ravenne *et al.* (1987) ont repris l'étude de la série des grès d'Annot et de la morphologie du bassin en comparant les observations de terrain avec les données sismiques récoltées à la hauteur du Cap Ferret. Ils arrivent à la même interprétation que Stanley (1961) en écartant la dénomination de *canyon* et lui préfèrent le terme de vallée, pour laquelle le mécanisme autocyclique d'avulsion du système chenalisant expliquerait les variations verticales de faciès observés.

A cela s'ajoute l'existence sur les bordures du bassin, d'onlaps des grès sur le substrat marneux et l'absence de surfaces érosives prononcées, à l'inverse de ce que suggèrent Stanley *et al.* (1978). Ces onlaps délimitent l'extension latérale de la dépression d'axe subméridienne et en soulignent les flancs. Cette vallée est alors alimentée latéralement par des glissements intraformationnels sporadiques.

I.6.3- Le modèle de cuvette (fig.4.20a)

Elliot *et al.* (1985) et Apps (1987) reconstituent la morphologie du bassin d'Annot à partir de l'observation des *onlaps* des grès sur le substrat marneux. Ils soulignent l'existence d'une rampe équatoriale persistante, des calcaires à nummulites à l'arrivée des grès, dans la terminaison septentrionale du bassin, à la hauteur du Ruch et dans la terminaison méridionale du bassin de Chalufy et du Grand-Coyer. Cette zone haute délimite ainsi deux dépressions : le sous-bassin d'Annot et celui de Chalufy qui inclut également le Grand-Coyer.

Cependant malgré cette morphologie en cuvettes distinctes, ils précisent que les horizons chaotiques (bancs conglomératiques repères) sont corrélables entre les différents sous-bassins.

Les zones hautes constituent des rampes latérales de structures chevauchantes. Elles compartimentent et définissent l'inclinaison des pentes de chaque bassin, contrôlant ainsi les processus sédimentaires et l'orientation des écoulements.

I.6.4- Le modèle de sous-bassins connectés (fig.4.20b)

Pickering & Hilton (1998), dans la synthèse du système turbiditique des grès d'Annot *s. l.* , intègrent l'ensemble des bassins paléogènes de l'extrémité méridionale du bassin paléogène, avec les synclinaux de Contes, Peïra-Cava, St-Antonin, Annot, Grand-Coyer, Trois-Evéchés et la Cayolle.

Ils reprennent en partie les observations faites par Elliot *et al.* (1985) et Apps (1987) pour le modèle de sous-bassins qu'ils complètent dans les bassins septentrionaux. Deux modèles de dépôts sont ainsi proposés :

-Une pente sous-marine compartimentée en sous-bassins successifs, séparés par des rides et haut-fonds où les dépôts gravitaires sont susceptibles de déborder ces morphologies.

-Une pente sous-marine compartimentée où les bassins résiduels sont connectés par des corridors étroits favorisant le transit du matériel détritique.

L'existence de niveaux chaotiques, corrélables d'un bassin à l'autre, les amènent à préférer le deuxième scénario.

Cependant ils n'intègrent ici aucune données stratigraphiques justifiant le synchronisme des dépôts entre les différents bassins. De plus, la distribution faciologique ne montre pas, comme ils le suggèrent, un gradient granulométrique proximal-distal comme on peut le voir dans le remplissage particulièrement grossier du bassin intermédiaire (dans leur modèle) du Grand-Coyer (Ghibaudo *in* Elliot *et al.*, 1985 ; communication personnelle, Ghibaudo, 1998).

I.7- Synthèse et problématiques

La série détritique des grès d'Annot, objet de nombreux travaux de part la qualité des affleurements et la diversité d'environnements qu'elle recouvre, constitue un ensemble turbiditique complexe, des dépôts de plateforme aux séries de bassin profond.

Cependant, il apparaît que les travaux antérieurs ont été menés, pour la plupart, de façon ponctuelle et ne proposent pas une analyse intégrée (sédimentologique, stratigraphique et tectonique) de l'évolution de chaque bassin et en particulier de comparer la série de bassin (synclinal d'Annot *s.s.*) de la série de plateforme (synclinal de St-Antonin), vis à vis de leur dynamique sédimentaire propre et des modalités d'enregistrement de la déformation.

Les données géométriques et sédimentologiques permettent de proposer plusieurs modèles de dépôts pour la série turbiditique, tant du point de vue morphologique qu'en ce qui concerne le type d'environnement turbiditique.

Il ressort qu'aucune étude ne propose une analyse complète de l'ensemble de la série marine, alors que seuls les concepts de la stratigraphie séquentielle nous permettront de différencier les paramètres globaux (variations globales du niveau marin) des paramètres locaux (tectonique, dynamique du système source), et ainsi de comparer l'histoire du bassin d'Annot aux autres bassins périphériques.

•Il semble donc indispensable de mener cette étude pour distinguer les processus et contraintes autocycliques et allocycliques sur la géométrie et l'évolution de l'architecture du remplissage sédimentaire. Pour cela, il nous faut :

-Intégrer les données stratigraphiques permettant de corréler les différents secteurs et d'approcher la cinétique de sédimentation.

-Préciser la morphologie du bassin tout au long du remplissage sédimentaire, et ainsi mettre en évidence, la présence ou non, de déformations synsédimentaires.

-Analyser l'évolution verticale des dépôts et identifier les discontinuités caractéristiques afin d'établir un découpage séquentiel.

-Comparer ce découpage aux standards chronostratigraphiques par l'intégration des données biostratigraphiques.

-Etendre l'étude à la série détritique de St-Antonin qui est interprétée comme le distributaire deltaïque alimentant le système turbiditique. Le système source constitue, selon Reading & Richards (1994), Mutti *et al.* (1996) et Galloway (1998), le facteur déterminant qui contrôle l'organisation interne et les processus hydrodynamiques du bassin.
Or les attributions stratigraphiques montrent que les dépôts sont contemporains (Cf. Partie II) et les variations sédimentaires synchrones, malgré des évolutions verticales de faciès diffèrentes. Comprendre la dynamique du système source nous permettra de mieux cerner la succession et le type de système turbiditique développé dans le bassin d'Annot.

II - MORPHOLOGIE DU BASSIN ET DEVELOPPEMENT DIFFERENTIEL DES DEPOTS NUMMULITIQUES

II.1 - Particularité de la paléofalaise de Saint-Benoit
II.1.1 - Description
II.1.2 - Interprétation

II.2 - Distribution spatiale des conglomérats infranummulitiques
II.2.1 - Le secteur de Rouaine
II.2.2 - Le secteur septentrional du Ruch et de Peyresq
II.2.3 - Synthèse

II.3 - Développement différentiel des Calcaires à nummulites

II.4 - Développement différentiel des Marnes bleues

II.5 - Développement différentiel des Grès d'Annot

II.6 - Synthèse

II- MORPHLOGIE DU BASSIN ET DÉVELOPPEMENT DIFFÉRENTIEL DES DÉPÔTS NUMMULITIQUES

La série paléogène du synclinal d'Annot montre un développement spatial différentiel qui affecte l'ensemble des termes nummulitiques. Ce fait est particulièrement visible de part et d'autre des accidents du faisceau de Rouaine (connu depuis Pairis (1971b) et Beaudoin *et al.* (1975)) qui individualisent deux aires de sédimentation, l'une située à l'ouest qui montre une série réduite, l'autre à l'est où les épaisseurs sont deux à trois fois supérieures (Besson *et al.*, 1970). Nous n'aborderons pas ici en détail la succession sédimentologique. Il s'agit ici de montrer l'importance, du point de vue géométrique, de certains accidents et l'évolution spatiale des dépôts.

II.1- Particularité de la paléostructure de St-Benoit

II.1.1- Description

Dans le secteur oriental, en rive droite du Gros Vallon de St-Benoît (**fig.4.21**), la topographie montre un abrupt qui entaille les calcaires du Crétacé supérieur (d'âge Santonien à Campanien), couronnés par les calcaires nummulitiques et les Marnes bleues.

Cet abrupt montre une morphologie en "marches d'escalier" sur lesquelles apparaissent ponctuellement des lentilles de brèches à éléments crétacés (**fig.4.22a**) qui deviennent volumineuses au pied de cette morphologie. Ces brèches sont recouvertes par les Calcaires à nummulites transgressifs ou encore, directement par les Marnes bleues, ce qui fait dire à Y. Gubler (*in* Beaudoin *et al.*, 1975) que cette structure était antérieure à la transgression nummulitique.

Cependant, dans l'extrémité nord de cet affleurement, l'existence d'un plaquage calcaire nummulitique très redressé (65° SE), qui recoupe orthogonalement les bancs crétacés, et de brèches noyées dans les Marnes bleues en périphérie de cette structure (**fig.4.22b**) confortent l'idée de la réactivation de cette paléostructure au cours de la sédimentation paléogène (Gubler *in* Beaudoin *et al.*, 1975). Ce plaquage nummulitique est, localement, lui-même remanié par des brèches de démantèlement à matrice nummulitique.

A cela s'ajoute la fréquence des remaniements intra-formationnelles dans les Calcaires à nummulites. Les marnes visibles le long de ce contact, qui viennent ennoyer la morphologie, sont froissées et redressées dont le fort pendage reflète, d'une part la compaction des marnes sur le substrat calcaire, incliné et irrégulier lors de l'enfouissement (Maillart, 1991), et également la déformation résultant de la réactivation de ces fractures.

II.1.2- Interprétation

Pairis (1971b) a analysé avec détails les différents types de contacts des dépôts paléogènes sur le substrat crétacé de ce secteur. Il met en évidence une fracturation coulissante marquée par "un dièdre de fractures N170°-N40°, correspondant aux compressions dans le

N30°E" connues régionalement (Gidon & Pairis, 1971). L'hétérochronisme des marnes analysées au contact de la paléostructure implique l'existence de fractures satellites qui ont poinçonné les dépôts marneux. La reconstitution exacte de la morphologie et du jeu synsédimentaire de cet abrupt au cours de la transgression s'en trouve d'autant plus compromise.

Beaudoin *et al.* (1975) soulignent que ce secteur, parcouru d'accidents principaux N40°E présente "une importante composante de décrochement à mouvement sénestre" et qu'ils ont affecté l'ensemble des dépôts paléogènes.

Albussaïdi & Laval (1984) et Ravenne *et al.* (1987) considèrent que le décrochement senestre, lié à la compression N-S, s'est poursuivi jusqu'à l'Eocène. Au cours de la sédimentation tertiaire, fortement influencée par cet accident, le jeu apparent serait essentiellement normal comme l'attestent les stries de glissement relevées sur le plaquage nummulitique (**fig.4.23a**). Ils confortent cette idée par l'existence au cours de cette période, d'une phase de distension, connue dans d'autres régions et plus régionalement (Bergerat, 1987). On notera également sur ce placage la présence de stries décrochantes sénestres.

Cependant le décalage des dépôts paléogènes du secteur de Rouaine et le développement différentiel des calcaires et des marnes de part et d'autre, confortent que le décrochement du faisceau de fractures du Var (accidents de Rouaine à l'Ouest et de Ourges-Enriez-Sausses à l'Est) s'est poursuivi au cours, voire ultérieurement à la sédimentation paléogène. Le jeu normal apparent, mesuré localement, ne reflèterait donc pas le déplacement local.
Les mesures de stries relevées dans les Calcaires à nummulites de la crête de la Barre qui couronnent la paléostructure (**fig.4.23b**) et les Marnes bleues du compartiment oriental du secteur de St-Benoît (**fig.4.23c**) caractérisent également un décrochement principal sénestre.

En contexte de décrochement, l'épaississement des dépôts entre le faisceau de fractures du Var, représenté à l'Ouest par l'accident de Rouaine et à l'Est par celui de Ourges-Enriez-Sausses, peut s'expliquer par la génèse d'une dépression losangique de type *pull-appart* ou *strikeslipe basin* (Nilsen & Sylvester, 1995), au creux de laquelle se développe préférentiellement la sédimentation (**fig.4.24**).
Le développement spatial des dépôts permet d'approfondir la géométrie et la cinétique de déformation de ce secteur et de l'ensemble du bassin.

II.2.- Distribution spatiale des Conglomérats infranummulitiques

Les Conglomérats infranummulitiques, n'apparaissent pas de façon homogène dans le synclinal. Ils affleurent dans deux secteurs particuliers (**fig.4.25**) :
-Très localement dans l'extrémité sud du synclinal de Rouaine, où ils atteignent une cinquantaine de mètres d'épaisseur.
-De façon plus générale, sur toute la bordure nord-occidentale du synclinal d'Annot, du Ruch à Peyresq.

II.2.1- Le secteur de Rouaine

Sur la bordure ouest du synclinal de Rouaine au sud du bassin d'Annot, dans le compartiment occidental du décrochement du faisceau de Rouaine, affleurent des Conglomérats infranummulitiques. L'épaisseur des conglomérats est difficile à estimer, vraisemblablement de l'ordre de 50 m. Ils présentent une extension latérale réduite, de moins d'un kilomètre, et sont

constitués essentiellement d'un ensemble massif de conglomérats jointifs mal classés à matrice sableuse.

Une étude détaillée doit être menée afin de préciser la dynamique sédimentaire (environnement, directions et sens d'écoulements, ...) de cette formation.

II.2.2- Le secteur septentrionale du Ruch et de Peyresq

Dans l'extrémité septentrionale du synclinal, à la hauteur du Ruch et plus au nord-ouest dans le secteur de Peyresq, les Conglomérats infranummulitiques affleurent bien où ils atteignent 50 m d'épaisseur et s'attenuent progressivement vers le Nord. Cette extension spatiale singulière résulte, selon Apps (1987), de l'anticlinal d'Aurent (Cf. fig.4.25), actuellement d'orientation NW-SE qui limite l'extension septentrionale du synclinal d'Annot.

La structuration précoce de ce secteur (liée à la phase de déformation provençale) aurait favorisé le développement singulier des conglomérats sur la bordure méridionale de ce pli en cours de démantèlement. Les conglomérats sont affectés également de nombreux accidents subméridiens, à jeu apparent normal, dont l'activité synsédimentaire est reconnue (Pairis, 1988 ; Apps, 1987).

Les conglomérats montrent une évolution verticale de faciès bien différente de celle des Conglomérats infranummulitiques du synclinal de Barrême (**fig.4.26**). Ils présentent deux intervalles conglomératiques à galets perforés, intercalés de calcarénites bioclastiques à nummulites. Progressivement les passées grossières s'amincissent au profit des calcaires pour laisser place aux faciès caractéristiques des calcaires à nummulites. **Ainsi ces conglomérats ne sont pas "infranummulitiques" mais sont nummulitiques *sensu stricto* avec dès la base, une sédimentation en milieu marin, soulignée par la fréquence des galets perforés et d'horizons bioclastiques à faune marine.**

Les mesures d'imbrications permettent de distinguer deux unités conglomératiques :
-L'unité inférieure où les imbrications donnent un écoulement vers le Sud. On retrouve des sens de progradation identiques aux conglomérats, au nord du Ruch. Elle confirme la persistance d'une zone haute au nord du secteur dont le démantèlement alimente les bordures du bassin. Ces conglomérats s'organisent localement en prismes plurimétriques, progradant vers le Sud en *downlap* sur le substrat mésozoïque (Apps, 1987).
-L'unité supérieure où les imbrications donnent un sens vers l'Est. Elle montre des faciès plus alternant avec des calcarénites bioclastiques à stratifications obliques tangentielles. Les obliques montrent des sens de transports opposés aux imbrications avec une progradation vers l'ouest des dépôts fins, alors que les conglomérats, organisés en sigmoïdes plurimétriques progradent vers lest.

Cette succession verticale traduit une alternance de décharge conglomératique et d'incursions marines qui peut être attribuée à des pulsations eustatiques haute-fréquence (Apps, 1987), comme cela a également été observé dans le secteur du Champsaur (Gupta, 1997, 1999). Ces oscillations se font dans un cycle globalement transgressif puisque le détritisme grossier diminue progressivement pour laisser place, tout d'abord aux termes francs des calcaires à nummulites, puis aux Marnes bleues.

Des intervalles conglomératiques affleurent également dans les synclinaux occidentaux, au nord du synclinal d'Allons et sur le rebord ouest du synclinal d'Argens, localité type de cet ensemble (Gubler, 1958) avec des faciès essentiellement fluvio-lacustre et surmonté d'un mince intervalle conglomératique à constructions algaires faisant transition avec les calcaires à nummulites. Aucune observation n'a été entreprise, pour notre part, dans ces secteurs.

II.2.3- Synthèse

Les conglomérats constituent un faciès singulier faisant transition avec la sédimentation carbonatée des Calcaires à nummulites. Les conglomérats de Peyresq soulignent qu'il ne faut pas les distinguer de la série nummulitique superposée.
L'évolution verticale de faciès montre qu'ils signent des oscillations hautes fréquences du niveau marin relatif avec des arrivées conglomératiques de type alluvial lors des bas niveau marin et l'incursion de calcarénites bioclastiques lors des remontées du niveau marin relatif (Apps, 1987 ; Gupta, 1999).

Leur extension géographique est singulière, à proximité de reliefs préexistents, vraisemblablement hérités de la déformation provençale. Ainsi aux environs de Peyresq et du Ruch, les apports grossiers soulignent la pérennité d'une zone haute au nord de ces affleurements, dans le prolongement de l'anticlinal d'Aurent. Puis, la morphologie du paysage évolue avec une polarité équatoriale, ouverte vers l'Est, qui marque ainsi l'ennoyage du bassin d'Annot et de ses périphéries, alors que simultanément, mais localement, persiste des apports grossiers. En effet, ces intercalations conglomératiques ne se retrouvent que sur la bordure nord occidentale du bassin. Ailleurs, là où le contact des calcaires à nummulites sur le substrat mésozoïque s'observe, ce sont le plus souvent directement des calcaires massifs qui s'installent avec quelques galets crétacés flottants dans les premiers mètres du sédiment.

II.3- Développement différentiel des Calcaires à nummulites

Les Calcaires à nummulites montrent un développement spatial très contrasté selon les secteurs, alors que la succession verticale de faciès est relativement homogène (Cf. Partie II. fig.2.17) :

-Un terme inférieur constitué de barres massives plurimétriques (Scaffarels, Route de Braux, Ruch) à décamétriques (Fa) sans intercalations à l'exception de quelques diasthèmes à lignite ou de débris coquilliers. Cet intervalle est appelé calcaire massif (Besson, 1972 ; Mougin, 1978).

-Un terme supérieur plus hétérogène à faciès calcaréo-marneux dominant dans lequel s'intercalent des faisceaux de calcarénites bioclastiques de moins en moins fréquents au fur et à mesure que l'on évolue vers les Marnes bleues. Ce terme est, bien à propos, appelé calcaires intermédiaires (Besson, 1972 ; Mougin, 1978). Son épaisseur varie fortement de quelques mètres (route de Braux) à plusieurs dizaines de mètres (Fa, Scaffarels, Ruch).

L'ensemble de l'assise calcaire montre, par contre, des développements verticaux contrastés de 40 m au sommet de la paléostructure de St-Benoît, plus de 105 m au Fa et plus de 300 m dans le compartiment sud du plateau d'Educh (**fig.4.27**). On remarque que ces contrastes se superposent relativement bien au canevas structural du synclinal, avec un épaississement des dépôts marqué principalement entre le faisceau de Rouaine et le faisceau d'Ourges-Enriez-Sausses.
Les calcaires du secteur du plateau d'Educh montrent une géométrie en éventail caractéristique d'une déformation synsédimentaire ouverte vers le SW (**fig.4.28**).

Les données biostratigraphiques, obtenues sur les nummulites, montrent que les premiers calcaires, attribués à la zone B (Blondeau, 1972), apparaissent au nord du bassin (coupe du Fa et du Ruch), s'amincissent progressivement vers le sud (coupe des Scaffarels) pour être inéxistant sur le haut-fond de St-Benoît. Les calcaires de la zone C se généralisent à l'ensemble du bassin avec des puissances et des signatures faciologiques variables qui signent un flux sédimentaire et/ou un taux de subsidence différents selon les secteurs.

Ces observations géométriques appuient le modèle de *pull-apart*, développé entre les accidents décrochant senestres du faisceau du Var. Cette dépression est elle-même le siège d'une différenciation par le jeu des accidents NNW-SSE, conjugués des décrochements principaux, qui viennent entretenir la déformation comme l'atteste la géométrie en éventail du plateau d'Educh.

En l'absence de marqueurs stratigraphiques et paléobathymétriques précis dans les calcaires à nummulites, il est difficile d'approcher le taux de subsidence. Cependant la puissance et l'homogénéité faciologique des calcaires intermédiaires du compartiment déprimé (coupe du Fa, plateau d'Educh) suggère un taux de subsidence proche ou égal au taux de sédimentation.

II.4- Développement différentiel des Marnes bleues

L'analyse biostratigraphique que nous avons menée dans les dépôts hémipélagiques du bassin d'Annot, nous a permis de proposer un découpage par biozone des Marnes bleues (Cf. fig.2.18 ; **fig.4.29**).

La sédimentation des Marnes bleues s'installe au Bartonien, au cours de la base de la zone P15 (non définie en raison de l'absence des biomarqueurs).

Cet intervalle de temps marque, de façon généralisée, le passage des Calcaires à nummulites aux Marnes bleues, ce qui traduit un approfondissement important du domaine de sédimentation. C'est au cours de la zone P15 que le développement différentiel est le mieux exprimé avec une hyperdilatation dans le secteur du Fa. Le secteur méridional du bassin (Baou de Parou et Scaffarels) est également le siège d'un fort taux de sédimentation, alors qu'au sommet de la paléostructure de St-Benoît, la sédimentation est réduite soulignant la position de haut-fond de ce secteur.
Ces taux de sédimentation importants (Cf. Tab.2.1) n'inversent pas la tendance à l'approfondissement général ce qui implique un taux de subsidence supérieur à ces valeurs. C'est au sommet de cet intervalle que Mougin (1978) estime, pour le secteur du Fa, une paléobathymétrie de l'ordre de 900 m, secteur le plus subsident du bassin d'Annot.

Au cours de la zone P16 et P17, le contraste des taux de sédimentation se poursuit, auquel s'ajoute l'arrivée précoce des grès dans les secteurs orientaux du Fa et de Braux, alors que latéralement s'intercalent de fines intercalations détritiques.

A la fin du Priabonien (zone P17), la sédimentation augmente considérablement de part l'installation croissante des grès et latéralement par des dépôts marneux puissants.

On notera que durant toute cette période, le secteur septentrional du Ruch montre un taux de sédimentation généralement inférieur aux autres domaines. Cette particularité conforte l'idée de Apps (1987) de considérer la terminaison septentrionale comme une zone haute persistante, peu subsidente.

II.5- Développement différentiel des Grès d'Annot

Les déterminations biostratigraphiques des marnes sous-jacentes aux grès et des intercalations marno-silteuses confirment le diachronisme des grès d'Annot dans l'ensemble du bassin (Cf. fig.4.3 & fig.4.29). Les reconstitutions géométriques des membres discriminés dans la série détritique montrent une migration progressive vers l'Ouest (Albussaïdi & Laval, 1984), alors que les écoulements sont globalement vers un secteur NNE (**fig.4.30**).

Le membre de la crête de la Barre est restreint à l'est du Coulomb et principalement développé à l'est du faisceau de Rouaine (voir ci-dessus). Quelques horizons apparaissent localement en rive droite du Coulomb, mais pas plus à l'Ouest.

Le membre des Gastres s'observe tout le long de la rive droite du Coulomb. Il se caractérise par une extension plurikilométrique avec une épaisseur maximale de l'ordre de 100 m et s'amincit au sud à la hauteur des Scaffarels et au nord, aux environs d'Argenton. On n'observe aucun niveau semblable dans le secteur d'Annot. Dans les environs du Fugeret, une lentille d'épaisseur plurimétrique et d'extension latérale kilométrique s'intercale au sommet des marnes. Elle est assimilée au membre des Gastres, en raison de l'homogénéité faciologique et de la bonne concordance stratigraphique.

Le membre des Scaffarels est également développé tout le long de la rive droite du coulomb, mais il apparaît aussi localement dans le secteur d'Annot, sous les grès massifs des Garambes. Au fond du vallon du Fugeret, il s'observe de façon très réduite.

Le membre des Garambes constitue l'ensemble des grès massifs développés de la localité d'Annot au sud, à la terminaison septentrionale du Ruch et il déborde largement vers l'ouest.

Ainsi, les Grès d'Annot montrent une migration progressive des dépôts-centres, tout d'abord limités par le faisceau de Rouaine. Puis ils se déplacent vers l'Ouest jusqu'au terme ultime du membre des Garambes qui déborde largement vers l'Ouest.

La cartographie des *onlaps* des grès sur le substrat marneux montre que la morphologie du bassin peut être assimilée à une cuvette d'axe subméridienne (Apps, 1987 ; Pickering & Hilton, 1998), limitée au nord par la zone haute du Ruch qui se superpose à l'anticlinal d'Aurent. Cependant plusieurs dépressions de largeur hectométrique à kilométrique sont ici soulignées (**fig.4.31**) : au niveau du ravin de Reyal en rive droite du Coulomb ; à la hauteur du pont de Bourdon dans le secteur d'Annot ; aux environs du Clôt Bernard au-dessus du Fugeret et dans la terminaison septentrionale du Ruch qui indiquent une morphologie du soubassement marneux plus complexe qu'une simple cuvette.

II.6- Synthèse

La série nummulitique montre, tout au long de son évolution, des développements spatiaux contrastés fortement contrôlés par les accidents du secteur oriental. Ces accidents délimitent des domaines fortement subsidents et génèrent des morphologies prononcées qui vont affecter l'extension des dépôts turbiditiques des grès d'Annot.

La réactivation de ces fractures, telles que la paléofalaise de St-Benoit, se fait par des décrochements sénestres générant une dépression de *type pull-apart* fortement subsidente au cours de la sédimentation des Calcaires à nummulites et des Marnes bleues. La morphologie, ainsi créée et entretenue, favorise la précocité des arrivées détritiques dans le secteur subsident, bordé par les accidents de Rouaine à l'Ouest et les accidents de Ourges-Enriez-Sausses à l'Est.

La subsidence générale du bassin compense et se surimpose à la sédimentation avec un approfondissement croissant qui atteint une paléobathymétrie de l'ordre de 900 m au sommet des Marnes bleues du secteur oriental (Mougin, 1978).

L'absence de données biostratigraphiques dans les Grès d'Annot ne permet pas de préciser les taux de sédimentation de chaque membre. Cependant l'extension spatiale de chaque

unité montre que les dépôts détritiques migrent vers l'Ouest. Nous préciserons les modalités de cette migration spatiale dans les chapitres suivants.

III - LES SEQUENCES DE DEPOTS DE LA SERIE D'ANNOT

III.1 - La séquence d'ennoiement du bassin
III.1.1 - La surface de transgression nummulitique
III.1.2 - La coupe des Scaffarels
III.1.2a Evolution verticale de faciès
III.1.2b Evolution de la texture
III.1.2.c Interprétation
III.1.3 - Les autres coupes du bassin d'Annot
III.1.3a Similitudes et contrastes
III.1.3b Interprétations en terme de fluctuations du niveau marin relatif
III.1.4 - Le membre inférieur de la crête de la Barre
III.1.4a Evolution verticale de faciès
III.1.4b Sens et directions des écoulements
III.1.4c Géométries des dépôts gréseux du membre inférieur
III.1.4d Synthèse
III.1.5 - Intégration des données chronostratigraphiques
III.1.5a Données biostratigraphiques
III.1.5b Comparaison avec les chartes chronostratigraphiques
III.1.6 - Synthèse

III.2 - La séquence de la crête de la Barre
III.2.1 - La discontinuité de la crête de la Barre
III.2.1a Extension géographique.
III.2.1b Variations latérales
III.2.2 - La coupe de référence de la route de Braux
III.2.2a Evolution verticale de faciès
III.2.2b Interprétation
III.2.2c Sens et directions des écoulements turbiditiques
III.2.3 - Extension latérale des grès supérieurs de la crête de la Barre
III.2.3a Panorama de la crête de la Barre
III.2.3b Evolution latérale du faisceau M1
III.2.3c Evolution latérale de la barre M2
III.2.3d Continuité latérale : de l'extrémité occidentale de la crête de la Barre, au sommet de Couguille
III.2.4 - Influences des morphologies et enregistrement de la déformation
III.2.4a Influences des morphologies sur les orientations des écoulements et sur les faciès turbiditiques
III.2.4b Essai de décompaction
III.2.5 - Intégration des données biostratigraphiques et découpage séquentiel
III.2.5a Données biostratigraphiques
III.2.5b Découpage séquentiel proposé

III.2.6 - Synthèse

III.3 - La séquence des Scaffarels
III.3.1 - La discontinuité du mégaglissement des Gastres
III.3.1a Caractéristiques de la discontinuité
III.3.1b Extension spatiale.
III.3.2 - Le mégaglissement des Gastres
III.3.3 - La coupe type de la séquence des Scaffarels
III.3.3a Evolution verticale de faciès
III.3.3b Interprétation
III.3.3c Sens des écoulements
III.3.4 - Extension latérale du membre des Scaffarels
III.3.4a L'affleurement des Gastres
III.3.4b L'affleurement des Scaffarels à la Beïte
III.3.4c La terminaison septentrionale du Ruch
III.3.5 - Intégration des données biostratigraphiques et découpage séquentiel
III.3.5a Données biostratigraphiques
III.3.5b Découpage séquentiel proposé
III.3.6 - Synthèse

III.4 - La séquence des Garambes
III.4.1 - La discontinuité de la chambre du roi
III.4.1a Les Scaffarels
III.4.1b De la chambre du roi au Pont de Bourdou
III.4.1c Le secteur du Baou de Parou
III.4.1d Le secteur du Fugeret
III.4.1e Conclusion
III.4.2 - La coupe type du membre des Garambes
III.4.2a Evolution verticale de faciès
III.4.2b Interprétation
III.4.2c Sens des écoulements
III.4.3 - Variations latérales des grès des Garambes
III.4.3a De la chambre du roi au pont de Bourdou
III.4.3b De nombreuses géométries chenalisantes
III.4.3c Le secteur du Baou de Parou
III.4.3d Le secteur du Ruch
III.4.4 - Intégrations des données biostratigraphiques et découpage séquentiel
III.4.4a Données biostratigraphiques
III.4.4b Découpage séquentiel proposé
III.4.5 - Synthèse

III- LES SÉQUENCES DE DÉPÔTS DE LA SÉRIE D'ANNOT

La qualité et la taille des affleurements observables dans le synclinal d'Annot permet d'identifier des surfaces caractéristiques, déjà décrites pour certaines, mais dont les extensions spatiales et les calages temporels restaient flous en raison de peu de données stratigraphiques et d'observations très ponctuelles. Ces surfaces apparaissent comme des discontinuités majeures puisqu'elles se retrouvent dans l'ensemble du bassin et soulignent des changements brutaux dans l'évolution du remplissage sédimentaire. Elles permettent de découper la série d'Annot en séquences de dépôts.

Les panoramas présentés ci-après, ainsi que l'ensemble des coupes utilisées sont localisés sur la figure **4.32**.

III.1- La séquence d'ennoiement du bassin

Cette séquence est limitée à la base par la surface de transgression nummulitique. Elle comprend les calcaires à nummulites, les marnes bleues ainsi que les premières intercalations détritiques visibles au niveau de la crête de la Barre. Le sommet de cette séquence est limité à la discontinuité de la route de Braux. Plusieurs coupes ont été considérées :

-La coupe des Scaffarels (Sc RD),
-La coupe de la route de Braux,
-La coupe du Fa (identique de celle de Mougin, 1978),
-La coupe du Ruch (Besson, 1972).

III.1.1- La surface de transgression nummulitique

Le substratum mésozoïque, daté du Crétacé supérieur, est essentiellement constitué d'une alternances de bancs calcaires et d'interbancs marneux où la proportion d'horizons calcaires est dominante. Il ne montre ainsi que peu d'hétérogénéité lithologique.

Dans le secteur du Ruch, le substrat est dominé par des marnes campaniennes plus facilement « érodables » sur lesquelles s'installent les conglomérats, faciologiquement identiques à ceux de Peyresq (Cf. II.2). Ils progradent en *downlap* vers le Sud pour disparaître rapidement (Besson, 1972 ; Apps, 1987).

Les premiers dépôts nummulitiques, en dehors des faciès conglomératiques, débutent le plus souvent par un calcaire massif dans lequel flottent, sporadiquement et sur quelques mètres, des éléments crétacés directement arrachés au substrat (Bodelle *et al.*, 1969 ; Besson, 1972 ; Mougin, 1978).

L'âge des premiers dépôts marins est difficile à établir en raison du peu de calage stratigraphique disponible, en dehors des nummulites. Cependant les marnes bleues, coiffant les calcaires, sont attribuées au Bartonien inférieur (Cf. Partie II). Ainsi, il ressort que la transgression nummulitique atteint le bassin d'Annot au moins au Bartonien basal au regard des chartes chronostratigraphiques (Berggren *et al.*, 1995).

III.1.2- La coupe des Scaffarels

La coupe des Scaffarels est utilisée comme coupe de référence, de part la richesse des données stratigraphiques récoltées (Cf. fig.2.11) et en raison de la qualité d'affleurement, de l'assise calcaire aux termes gréseux, représentés par l'équivalent latéral du membre supérieur de la crête de la Barre (**fig.4.33**).

De plus, nous avons réalisé sur cette coupe une analyse microfaciologique afin de suivre l'évolution de la texture du sédiment. Elle a été réalisée avec un pas de 3m de la surface de transgression nummulitique, jusqu'aux Grès d'Annot, représentés par le membre supérieur de la Crête de la Barre.

III.1.2a- Évolution verticale de faciès

La série nummulitique débute par 35 m de calcaires massifs à échinodermes parfois entiers et en position de vie. Les calcaires s'organisent en bancs plurimétriques sans diasthèmes, puis ils s'individualisent en bancs métriques et s'enrichissent progressivement en bioclastes et nummulites.

-Au-dessus, sur 20 m, la série est calcaréo-marneuse et montre vers le haut des intercalations stratocroissantes de calcaires bioclastiques.

-Le sommet du banc situé à 55 m de la base de la coupe (surface **b**), montre un horizon fossilifère comprenant de nombreux bivalves et des polypiers en position de vie.

-Ce niveau est surmonté de 2 m de marnes franches.

-A 57 m, s'intercale un horizon érosif (surface **c**) de 0,8 m constitué d'une calcarénite bioclastique. Cet horizon marque la limite entre les calcaires et les Marnes bleues.

-La sédimentation marneuse est perturbée par des intercalations de fins horizons gréso-silteux à débris charbonneux ne dépassant jamais les 0,05 m, qui apparaissent à +70 m et entre les cotes + 111,5m et +144 m. On observe également des horizons argileux plastiques à + 138 m et + 176 m.

-A la cote + 190 m, s'intercale une calcarénite bioclastique de 0,2 m (surface **e**). Sur plus de 20 m, la sédimentation marneuse se poursuit de façon homogène. A la cote + 217 m (surface **e'**), on observe d'abondants bivalves et des polypiers noyés dans les marnes jusqu'à + 223 m.

-Par la suite les marnes deviennent progressivement silteuses jusqu'à l'arrivée des grès, équivalents latéraux du membre supérieur de la crête de la Barre.

III.1.2b- Évolution de la texture

L'analyse de la texture du sédiment reflète l'hydrodynamisme et la proportion détritique des dépôts. On retrouve en microfaciès les mêmes tendances que précédemment.

-Dans l'assise calcaire, on constate tout d'abord le passage progressif d'une texture *grainstone* à une texture *wackestone*.

-Cette tendance s'inverse de + 35 m à + 55 m avec le retour à une texture *packestone*.

-Le sédiment évolue alors vers une texture *wackestone-mudstone* sans terme de transition, jusqu'à la surface d'érosion de la cote + 57,5 m où la calcarénite présente une texture *packestone*.

-Au-dessus, et jusqu'au niveau argileux de la cote + 176 m, les marnes, tout d'abord de type *wackestone* sur les premiers 15 m, évoluent rapidement vers une texture *mudstone*.

-Cette tendance s'inverse jusqu'au banc bioclastique de la cote + 190 m avec un accroissement de grains détritiques (quartz et micas essentiellement).

-Au-dessus de ce banc de texture *packestone*, les marnes présentent à nouveau une texture *mudstone* jusqu'à la cote + 217 m, où elles s'enrichissent progressivement en grains détritiques (quartz et micas) jusqu'au sommet des Marnes bleues.

III.1.2c- Interprétation

Du point de vue lithologique, le passage des Calcaires à nummulites aux Marnes bleues traduit une diminution progressive de l'hydrodynamisme et des apports détritiques pour la moitié inférieure de la coupe, où l'on observe une décroissance générale de la proportion de grains détritiques dans le sédiment. Cette tendance s'inverse dans la moitié supérieure.

A cette évolution, qui traduit un approfondissement bathymétrique progressif de l'aire de sédimentation, se superpose la disparition des foraminifères néritiques au profit des foraminifères planctoniques marquant ainsi le passage d'un environnement proximale de plateforme à une sédimentation hémipélagique de bassin.

Dans le détail, la succession sédimentaire montre 4 cycles superposés, notés S1, S2, S3, S4. Chaque cycle montre un intervalle inférieur granodécroissant, puis un intervalle supérieur granocroissant, à l'exception de S2.
Cependant ces cycles et les intervalles les constituant, ne montrent pas la même épaisseur avec une dissymétrie prononcée de S1 à S3 où le terme granodécroissant est plus développé que le terme granocroissant. Cette logique s'intègre dans la tendance générale d'approfondissement du domaine de sédimentation. Au cours de S4, cette tendance s'inverse avec une puissance plus importante de l'intervalle granocroissant.

Ces oscillations faciologiques et microfaciologiques peuvent être interprétées en terme de variations de l'espace disponible. Cependant pour pouvoir les interpréter en terme de variations du niveau marin relatif, il nous faut valider ces modifications à l'échelle du bassin. Pour cela, d'autres coupes ont été considérées.

III.1.3- Les autres coupes du bassin d'Annot

Le cadre stratigraphique permet de contraindre les corrélations lithostratigraphiques obtenues avec les autres secteurs, tels que le haut-fond de St-Benoit, le compartiment hyperdilaté du Fa et la coupe septentrionale du Ruch (la localisation des coupes est donnée sur la figure 4.32).

III.1.3a- Similitudes et contrastes (**fig.4.34**)

L'analyse de la succession verticale de faciès pour cet intervalle montre une évolution générale semblable, d'un pôle carbonaté vers un pôle marneux. On remarque cependant que le développement des séquences S1, S2 et S3 sont différents selon les secteurs.

•La séquence S1

Elle débute sur le substrat crétacé (surface **a**) par des calcaires massifs à grains grossiers au-dessus desquels s'installe un intervalle calcaréo-marneux soulignant un éloignement relatif des apports détritiques et un approfondissement (ce sont dans ces niveaux marneux qu'ont été récoltés les premiers foraminifères planctoniques).
Dans le secteur du Ruch, s'intercalent plusieurs mètres de conglomérats à galets perforés, alternant avec des calcarénites grossières. S1 atteint 67 m au Fa et se réduit à 25 m à la hauteur de la crête de la Barre où la transgression est plus tardive comme le montre les biozones à nummulites.
Au-dessus de cet intervalle transgressif, la tendance s'inverse avec la récurrence de bancs calcaires stratocroissants, riches en bioclastes qui traduisent un intervalle progradant. La surface **b** constitue un horizon repère, souvent fossilifère, qui souligne un ralentissement, sinon un arrêt, de la sédimentation, propice aux individus fouisseurs (bivalves, oursins) et colonisateurs (polypiers), nombreux aux Scaffarels, au Ruch et au niveau de la crête de la Barre.
Au Fa, l'intervalle stratocroissant est moins bien exprimé en raison du caractère calcaréo-marneux dominant. Il peut s'expliquer par un approfondissement plus sensible dans ce secteur. La surface **b** constitue la limite entre S1 et S2.

•La séquence S2

Cette séquence est dans l'ensemble beaucoup moins épaisse que S1, mais présente également des développements contrastés. Réduite à 2,5 m aux Scaffarels, elle atteint 12 m au niveau de la crête de la Barre et au Ruch et 40 m au Fa. Elle débute, au toit de la surface de condensation **b**, par un intervalle marneux au Fa et au Ruch, ou par des marnes calcaires aux Scaffarels et sur la crête de la Barre.
Cependant le secteur septentrional du bassin montre un développement plus important de cet intervalle et simultanément des faciès plus distaux, marqués par des interbancs plus épais et plus marneux.
Cette tendance se poursuit jusqu'à la surface d'érosion **c** qui souligne l'arrivée brutale, et générale à l'ensemble du bassin, d'un horizon de calcarénite, gréseuse au Fa et au Ruch et bioclastique aux Scaffarels et sur la crête de la Barre, soulignant leur proximalité.

•La séquence S3

Elle montre selon les coupes des développements très contrastés, de l'ordre de 30 m à la hauteur de la crête de la Barre, elle atteint 120 m au Ruch et près de 140 m aux Scaffarels. Au Fa, on observe une hyperdilatation de cette séquence avec un développement de plus de 280 m (la totalité dela coupe n'est pas représentée sur la fig.4.34).
Elle débute par un banc décimétrique àpluridécimétrique érosif, au-dessus duquel s'installe une sédimentation calcaréo-marneuse, puis marneuse qui souligne la diminution progressive du détritisme, associée à l'approfondissement bathymétrique de l'aire de sédimentation (augmentation rapide de la microfaune planctonique (Mougin & Pairis, 1973 ; Mougin, 1978)).
La sédimentation hémipélagique est perturbée sporadiquement par des arrivées détritiques fines, essentiellement des débris charbonneux qui traduisent un environnement relativement loin des sources d'apports. Dans le secteur du Fa, les indications paléo-écologiques ont permis d'estimer une paléobathymétrie de l'ordre de 900 m au sommet de la série marneuse (Mougin, 1978).
Cette tendance se poursuit aux Scaffarels jusqu'à la cote + 176 m (surface **d**), au-dessus de laquelle, des grains éparses réapparaissent dans la micrite soulignant une progradation, cependant peu marquée, du détritisme, jusqu'à l'intercalation bioclastique de la cote + 190 m (surface **e**). Latéralement, dans le même intervalle de temps (sommet de la Zone P15, base P16), la sédimentation montre également des intercalations détritiques fines fréquentes au Ruch,

également au Baou de Parou et au Fugeret (Cf. fig.4.29), où elles sont représentées par des arrivées bioclastiques érosives, plus ou moins nombreuses.
Au niveau de la crête de la Barre apparaissent les fines passées de grès fins du membre inférieur de la crête de la Barre, limité au sommet par un slump marneux constituant la discontinuité la plus franche sur cette coupe (surface **e'**). Cette discontinuité se situe biostratigraphiquement à la base de la zone P17.

•La séquence S4

Elle montre aux scaffarels une sédimentation essentiellement marneuse où réapparaît progressivement le détritisme avec des marnes silteuses micacées (Cf. fig.4.33). Latéralement, à la hauteur de la crête de la Barre, au toit du slump marneux et après plusieurs mètres de marnes, on observe de nombreuses intercalations gréseuses strato-croissantes, constituant le membre supérieur de la crête de la Barre.

Dans le secteur du Fa, S4 est essentiellement gréseuse (Cf. fig.4.29).

III.1.3b- Interprétation en terme de fluctuations du niveau marin relatif

Dans l'ensemble du bassin, on constate que les dépôts montrent des évolutions semblables de la dynamique sédimentaire et par conséquent de l'espace disponible, malgré des développements verticaux différents et des signatures faciologiques propres.

•Quatres surfaces de discontinuités majeures (au sens d'"unconformities") ont été identifiées. Elles délimitent des séquences de dépôts plus ou moins complètes.

-La surface a. Cette surface de discordance constitue la surface de transgression de la mer nummulitique sur le substrat crétacé.

-La surface b. Elle marque un ralentissement de la sédimentation qui se traduit localement aux Scaffarels par une surface de condensation fossilifère où foisonnent les bivalves et les polypiers. Aucune érosion n'est observée.

-La surface c. Elle est représentée par une surface d'érosion que l'on retrouve sur les 4 coupes considérées. Elle souligne la récurrence brutale du détritisme dans le bassin. Au sud du bassin, les dépôts détritiques montrent de nombreux bioclastes associés à des grains de Quartz, alors qu'au nord (coupes du Fa et du Ruch), ce sont des grès qui scellent la discontinuité marquant une plus grande distalité.

-Les surfaces e & e'. Aux Scaffarels, la discontinuité la mieux visible est celle qui souligne le banc bioclastique de la cote + 190 m (surface **e**). Elle est située biostratigraphiquement dans la zone P16. Latéralement, cet intervalle est également marqué par des arrivées bioclastiques, plus nombreuses et granocroissantes au Baou de Parou et au Fugeret, gréseuses au Ruch et sur la crête de la Barre. Sur la coupe de la route de Braux, les intercalations détritiques du membre inférieur de la crête de la Barre s'installent sans érosion franche. La surface **e'** souligne un slump marneux plurimétrique qui traduit une forte déstabilisation du fond marin. Elle est datée de la base de la zone P17. Cette discontinuité est appelée discontinuité de la crête de la Barre.
Ces deux surfaces sont donc diachrones, alors que les deux secteur sont géographiquement peu éloignés.

•Le manque de données sédimentologiques ne permet pas de discriminer avec précision l'ensemble des surfaces délimitant les cortèges sédimentaires.

Cependant le type de régime, progradant/rétrogradant, peut être estimé pour chaque séquence. De plus, la bonne concordance de l'évolution verticale de faciès dans les différentes coupes permet de les interpréter en terme de fluctuations du niveau marin relatif.

-La séquence S1 :

Elle montre un cortège transgressif bien développé où la sédimentation homogène, représentée par les calcaires massifs, compense partiellement la transgression. Le sommet de S1 montre un régime progradant plus réduit.

-La séquence S2 :

Elle débute par une surface de condensation, sur laquelle la transgression est franche mais peu développée. S2 ne présente pas de cortège progradant, vraisemblablement en raison de l'érosion, générale à l'ensemble du bassin, créée à la limite S2/S3. Cependant dans la partie septentrionale du bassin (le Ruch et le Fa), le cortège transgressif est mieux préservé.

-La séquence S3 :

Elle débute par un horizon détritique correspondant à une progradation brutale mais brève du détritisme dans le bassin. l'intervalle marneux superposé, très développé, traduit une période de transgression qui se poursuit jusque la base de la zone P16 où apparaissent les premiers dépôts détritiques. La sédimentation superposée est marquée par les premières arrivées des grès d'Annot dans le secteur oriental du bassin (route de Braux et plus à l'est), alors que dans le secteur occidental s'intercalent des dépôts biodétritiques (Scaffarels, Baou de Parou, Ruch, Fugeret). Cette progradation se poursuit jusqu'aux coulées gravitaires, visibles dans le secteur oriental et absentes dans le reste du bassin. En première approche, il est possible d'interpréter cette progradation comme reflétant le prisme de haut-niveau de la séquence S3.

III.1.4- Le membre inférieur de la crête de la Barre

Les grès inférieurs sont développés principalement le long de la crête de la Barre qui présente un alignement ENE-WSW de près de 3 kilomètres de long où les dépôts affleurent largement (**fig.4.35a & b-Panorama de la crête de la Barre**). Les grès inférieurs apparaissent de part et d'autre de la route de Braux et également dans le compartiment de St-Benoît où ils présentent un aspect plus massif.

III.1.4a- Évolution verticale de faciès

La succession détritique le long de la route de Braux montre de fines intercalations gréseuses dans des marnes silteuses. Les faciès observés sont principalement de type F9a (**fig.4.36**). Les séquences turbiditiques unitaires sont rarement complètes avec, le plus souvent, des séquences Tc, Tce.

-La succession verticale débute par des alternances gréso-silteuses centimétriques (Te), comparables aux turbidites fines de Stow & Piper (1984).

-Les grès s'organisent par la suite en bancs centimétriques à pluricentimétriques peu érosifs intercalés de marnes silteuses à lentilles convexes plates et rides de courant.

-Vers le sommet, les arrivées gréseuses deviennent fréquemment plus épaisses de granulométrie moyenne, érosives et montrent une partie inférieure granoclassée, constituant des séquences turbiditiques plus complètes de type Tac.

Les bancs gréseux présentent de nombreux horizons à convolutes et parfois une organisation interne de type *HCS* très applaties (λ=2,5 m ; a=0,15 m). L'ensemble de cet intervalle détritique montre de nombreuses bioturbations, dominées par des terriers de type *Thallassinoides*, *Planolites* et *Skolithos* (Sinclair, 1993) et localement à *Paleodyction*.

Cette organisation verticale montre, malgré des faciès fins dominants, une évolution strato-granocroisante. L'abondance des stratifications en mamelons (type *HCS*) peut refléter une paléobathymétrie faible au-dessus de la limite d'action des fortes houles, ce qui est en désaccord avec les estimations de Mougin (1978) et la présence de *Paleodyction*. Cependant il est également possible de suggérer des phénomènes de réflexions des écoulements turbiditiques dans un milieu confiné, développant des courants de retour semblables aux oscillations de houle (Pickering & Hiscott, 1985 ; Apps, 1987). Pour Mutti *et al.* (1998). De telles structures peuvent également refléter des écoulements hyperpicnaux au front des systèmes fluvio-deltaïques.

Dans le secteur oriental de St-Benoît, à la hauteur du ravin de Couguille, les marnes hyperdilatées qui dépassent les 300 m sont surmontées par des bancs gréseux strato-croissants (**fig.4.37**). Ils correspondent aux dépôts détritiques les plus orientaux du membre inférieur de la crête de la Barre (Cf. fig.4.35a). Dans ce compartiment, les grès sont plus épais qu'au niveau de la route de Braux avec des épaisseurs pluridécimétriques à métriques. Ce caractère plus massif et plus dilaté est limité à l'Ouest par les accidents de Rouaine (Cf. fig.4.35b). Les intervalles marno-silteux sont réduits à quelques interbancs centimétriques et les faciès rencontrés montrent des séquences unitaires de type Tab, des faisceaux gréso-silteux contournés fréquents. La succession verticale évolue vers des niveaux plus puissants et homogènes de type F8. Les terriers de type *Skolithos* y sont les plus nombreux.
De façon plus rapide qu'à la hauteur de la crête de la Barre, la succession verticale de faciès montre une évolution strato-granocroissante franche.
Vers le Nord, au niveau du col du Fa, la majorité des horizons disparaissent pour n'être représentés que par un faciès Marnes brunes à turbidites fines (F9a) peu développées.

III.1.4b- Sens et directions des écoulements (fig.4.38)

Les figures directionnelles sont peu fréquentes dans les grès inférieurs de la route de Braux, où les dépôts sont peu érosifs (Cf. Fig.4.36). Cependant les figures relevées à la base des bancs indiquent des directions ESE-WNW dominantes. Les stratifications obliques au sommet des bancs Tac et Tc indiquent des sens de transport sensiblement différents vers N à NNE. Cette divergence de directions entre les figures de bases de bancs et les stratifications obliques sommitales résulterait, selon Kneller *et al.* (1998), de phénomènes de réflexion des écoulements sur une morphologie, favorables également au développement des *HCS*, dans le cas de processus oscillatoires.

Dans le secteur du ravin de Couguille (Cf. Fig.4.37), les figures de bases de bancs, plus nombreuses en raison du caractère plus érosif des dépôts, indiquent des directions SSW-NNE dominantes, parallèles aux accidents de Rouaine.

III.1.4c- Géométries des dépôts gréseux du membre inférieur

La qualité des affleurements dans le secteur de la crête de la Barre permet d'observer l'évolution latérale des bancs et montre plusieurs géométries caractéristiques et des développements singuliers (Cf. Fig.4.35a & b), auxquels s'ajoutent des rapports sable/argile contrastés (**fig.4.38**).

Les dépôts détritiques du membre inférieur montrent un développement plus important dans le compartiment de St-Benoît où le rapport sable/argile=9,25 souligne un drainage préférentiel des dépôts turbiditiques dans ce secteur.
Les grès montrent un *onlap* vers N250° , mais le caractère massif est confiné au compartiment subsident de St-Benoit (Cf. Fig.4.35b).

Vers l'Ouest, les dépôts s'amincissent progressivement et présentent des rapports sable/argile plus faibles, de l'ordre de 0,25 le long de la route de Braux et 0,05 sur la coupe type de la crête de la Barre (coupe 1100 m).

Le long de la route de Braux (**fig.4.39**), les grès inférieurs s'amincissent vers N245° et passent latéralement aux faciès marneux des Marnes bleues dans lesquelles persistent quelques niveaux silteux millimétriques. Sinclair (1994) avait précédemment considéré que les grès inférieurs se terminaient en *onlap* sur une morphologie (*pinch-out*). Pickering & Hilton (1998) et Sinclair (2000) ont repris l'analyse de cet affleurement. **Les grès inférieurs de la crête de la Barre montrent le passage latéral des grès aux marnes silteuses en bordure d'un relief (Sinclair, 2000. Fig.7-type 3), où les grès sont préférentiellement développés dans la dépression.**

Pour notre part, cette dernière interprétation se justifie par le passage effectif, en quelques mètres, des grès aux silts, puis aux marnes silteuses. Ce passage latéral se traduit également par la diminution des séquences turbiditiques unitaires, qui évoluent de terme Tac vers Tc puis Te.

En contrebas de la route de Braux (vers l'ouest), on retrouve les grès inférieurs qui montrent une extension lenticulaire concave plate vers N045° et également vers N225° (Cf. fig.4.35), dont la géométrie évoque celle d'un chenal à remplissage de turbidites fines. Cependant nous n'avons observé à la base de cet ensemble aucune surface d'érosion. Cette géométrie reflète également le remplissage préférentiel d'une dépression par des turbidites avec un rapport sable /argile=0,54, évoluant latéralement vers des passées gréseuses plus fines, puis des marnes silteuses.

III.1.4d- Synthèse

Les arrivées turbiditiques du membre inférieur de la crête de la Barre caractérisent un régime progradant. Il se rencontre dans le secteur de la crête de la Barre et celui de St-Benoit. Cependant des contrastes apparaissent :

-Dans le compartiment subsident de St-Benoit, les turbidites sont massives et puissantes avec des faciès F8 dominants.

-Sur le haut fond de Braux, les arrivées turbiditique sont plus discrètes avec des séquences de Bouma peu développées (faciès Tc) qui montrent de nombreuses *HCS*. Ce secteur correspond aux bordures de la dépression principale de St-Benoit.

Le caractère fin des dépôts turbiditiques du membre inférieur, dominé par des faciès F8 à F9a souligne la distalité des arrivées détritiques de type *sheet-sands*. On se situe ici dans un environnement relativement éloigné des sources de type *basin floor fan*.

La mise en place de ces dépôts se fait sur une morphologie "bosselée" qui présente une dépression principale à l'est du faisceau de Rouaine où les décharges turbiditiques sont massives et plus importantes, drainées par les accidents N020°. Latéralement, le long de la crête de la Barre, les dépôts turbiditiques sont plus fins et présentent des géométries lenticulaires avec des variations latérales de faciès qui reflètent l'existence d'une morphologie ondulée où les turbidites sont principalement déposées dans les dépressions.

III.1.5- Intégrations des données chronostratigraphiques

III.1.5a- Données biostratigraphiques (**fig.4.40**)

La surface de transgression de la mer nummulitique est hétérochrone, comme l'attestent les zones à nummulites définies dans les Calcaires des différents secteurs. De plus, l'absence de données stratigraphiques précises ne nous permet de caler temporellement l'âge des premiers dépôts. Nous avons considéré comme coupe de référence la coupe de la route de Braux qui à l'avantage de présenter, de façon plus évidente que les autres, les fluctuations du régime sédimentaire pour l'ensemble de cet intervalle bien calé stratigraphiquement (Cf. fig. 2.10). Par conséquent, on reconnaît :

-Les séquences S1 et S2 sont contemporaines de la zone P15.

-La séquence S3 se poursuit jusqu'à la base de la zone P16 où apparaissent les premiers grès.

-La séquence S4 recouvre ainsi le Priabonien supérieur, débutant au plus vieux à la base de la P16 et se poursuit dans la P17. Elle débute par les grès inférieurs de la crête de la Barre et se poursuit avec le membre supérieur. Elle sera décrite dans le paragraphe III.2-La séquence de la crête de la Barre.

III.1.5b- Comparaison avec les chartes chronostratigraphiques

Les standards chronostratigraphiques considérés (**fig.4.40**) montrent plusieurs discontinuités dans cet intervalle de temps allant du Bartonien au Priabonien terminal. On reconnaît ainsi du sommet de la zone P14/base P15 à la zone P17 :

-Les discontinuités bart1, Bart2/Pr1, Pr2 et Pr3.

-Les séquences ainsi définies montrent des amplitudes eustatiques et des durées variables.

•Dans l'intervalle d'approfondissement du bassin, on constate une bonne similitude des variations du niveau marin relatif définies dans le bassin d'Annot avec celles enregistrées sur les marges passives et les bassins intracratoniques (Hardenbol *et al.*, 1998).

De plus, en considérant les modifications apportées au canevas bisotratigraphique de la série d'Annot, les limites de séquences se corrèlent relativement bien au découpage séquentiel de troisième ordre.

La séquence S1 correspond à la séquence de troisième ordre **Bart 1**. Elle montre une transgression d'amplitude modérée qui peut expliquer la puissance des calcaires massifs, où le taux de sédimentation compense l'augmentation de l'espace disponible. L'intervalle progradant est préservé. On place le maximum de transgression dans les premiers mètres des calcaires intermédiaires, à la base des faisceaux calcaires strato-croissant.

La limite de séquence S1/S2, notée **b**, correspond à la limite **Bart2/Pr1** du sommet du Bartonien. Cette surface de discontinuité est considérée comme une discontinuité majeure sur la charte. Au niveau de la série d'Annot, elle semble plus modérée, soulignée par une surface de condensation. S2 montre un intervalle rétrogradant rapide et franc qui est compatible avec la forte amplitude de la transgression de Pr1. Cependant ici le cortège de Haut-Niveau (HST) superposé n'est pas conservé (Cf. fig.4.34), érodé à la limite S2/S3.

La limite S2/S3, notée **c**, constitue une surface d'érosion, surmontée de dépôts calcarénitiques qui marquent le prisme de Bas-Niveau (LST). Cette surface est compatible avec la limite **Pr2**. Pr2 montre un cortège rétrogradant hyperdilaté, correspondant à l'intervalle d'ennoyage maximum du bassin. Il est plus prononcé que ce que proposent les chartes

chronostratigraphiques, pour lesquelles le pic de Pr2 est plus modéré que celui de Pr1. Nous sommes ici dans la situation inverse. Le prisme de Haut-Niveau est bien exprimé dans le secteur oriental (crête de la Barre et St-Benoit) avec la progradation des grès inférieurs. Latéralement aux Scaffarels et au Ruch, il est plus difficile d'identifier le cortège progradant en raison du faciès marneux dominant où seules s'intercalent quelques passées silto-gréseuses et bioclastiques.

La limite S3/S4 montre une signature sédimentaire différente selon les secteurs.
Dans les chartes chronostratigraphiques, la limite **Pr3** est située au sein de la zone P16. Elle correspond ici à la mise en place du membre inférieur de la crête de la Barre et aux arrivées bioclastiques dans le reste du bassin. **Il n'y a donc pas de surface de discontinuité entre les dépôts de S3 et S4 où les grès progradants arrivent en concordance et conformité sur les marnes.**

•Les séquences enregistrées dans la série d'Annot sont compatibles avec celles enregistrées sur les marges passives et les bassins intracratoniques. Elles s'intègrent dans l'intervalle transgressif de la superséquence TA4 de Haq *et al.* (1987). Cependant la subsidence tectonique vient fortement moduler l'enregistrement des cortèges sédimentaires.

L'approfondissement progressif, créé par la subsidence tectonique (remontée eustatique de deuxième ordre), engendre une préservation et un épaississement croissant des séquences de dépôts Bart1 et Pr2 et des cortèges sédimentaires. Une exception apparaît cependant pour Pr1. Le LST n'apparaît pas, représenté par une surface de condensation au sommet du HST de Bart1. Le TST de Pr1 est franc et rapide, vraisemblablement renforcé par la subsidence ; cependant le HST n'est pas conservé. Ceci peut s'expliquer par une chute du niveau marin relatif d'amplitude supérieure à l'espace d'accommodation créé (on remarquera que selon les chartes de Haq *et al.* (1987) et Hardenbol *et al.* (1998), les oscillations eustatiques sont différentes).

Au cours de cet intervalle de temps, la zone de sédimentation se situe dans la zone B du modèle de Posamentier & Allen (1993a) où le taux de subsidence n'est pas suffisant pour atténuer l'amplitude des variations eustatiques (Cf. fig.1.7).

Le caractère hyperdilaté du TST de Pr2 souligne un taux de sédimentation très important dans l'ensemble du bassin. Malgré cela, l'approfondissement bathymétrique atteint son maximum au cours de cet intervalle, avec une estimation de 900 m pour le secteur subsident de St-Benoit (Mougin, 1978). Cela traduit l'influence prédominante de la subsidence sur le flux sédimentaire qui se superpose à la remontée eustatique lors de cet intervalle de temps. Le maximum de transgression se situe ainsi juste en dessous de la limite P15/P16.
La limite entre Pr2 et Pr3 est très atténuée. On la place à la base des premiers dépôts détritiques qui sont interprétés comme les dépôts de *Shelf Margin Wedge* (SMWST) ou du LST distal de Pr3.

Ainsi au cours de Pr2, la subsidence tectonique masque les variations eustatiques (zone A de Posamentier & Allen, 1993a) et favorise le développement d'un SMW au cours de la baisse eustatique de la base de Pr3 qui se traduit par la progradation des grès inférieurs de la crête de la Barre.

III.1.6- Synthèse

•Du point de vue sédimentaire

La séquence d'ennoyage du bassin montre une succession sédimentaire qui traduit un approfondissement progressif de l'aire de sédimentation. Débutant localement par des conglomérats de *shoreface*, elle montre le passage d'une sédimentation de plateforme à une

sédimentation hémipélagique, représentée par les Marnes bleues, dont les reconstitutions paléo-bathymétriques estiment l'approfondissement maximum à 900 m.

Cependant la sédimentation présente des développements différentiels très contrastés qui affectent l'ensemble des dépôts, des calcaires au membre inférieur de la crête de la Barre. Ces contrastes se superposent relativement bien au canevas structural du bassin d'Annot.
Les dépôts détritiques du membre inférieur de la crête de la Barre représentent des épandages turbiditiques distaux de type *sheet-sands*. Ils comblent préférentiellement les dépressions créées sur le substrat marneux.

•Du point de vue de la déformation

La structuration du soubassement mésozoïque antétransgression est caractérisé par l'existence de paléo-escarpement important tel que la paléo-falaise de St-Benoit, résultat de la réactivation d'accidents pérennes. Les plis E-W, tels que l'anticlinal d'Aurent qui délimite les bassins d'Annot et du Grand-Coyer, associés à la déformation provençale sont peu prononcés. Ils constituent des hauts-fonds en périphérie desquels se déposent le produit de leur démantèlement, constituant les Conglomérats infranummulitiques.

Au cours de la séquence d'ennoyage, la déformation se manifeste par la réactivation des accidents N020° dont le jeu décrochant favorise le développement d'une structure en *pull-appart*. Cette structuration contrôle la puissance des dépôts en créant des aires de drainage préférentielles et engendre une morphologie complexe.

La subsidence tectonique entraîne un approfondissement paléobathymétrique très rapide de l'ensemble du bassin qui compense le flux sédimentaire et module les fluctuations eustatiques.

•Du point de vue chronostratigraphique

Les données biostratigraphiques obtenues montrent que la transgression nummulitique atteint le secteur d'Annot au Bartonien. La séquence d'ennoyage recouvre le Bartonien et le Priabonien, durant lesquels la succession verticale de faciès traduit des fluctuations du niveau marin relatif. **Les fluctuations enregistrées dans la série d'Annot sont comparables et synchrones de celles observées à l'échelle globale.**

Dans les Calcaires à nummulites, deux séquences de dépôts de troisième ordre ont été définies, comparables aux séquences Bart1 et Pr1 des standards chronostratigraphiques.

Les Marnes bleues caractérisent l'intervalle transgressif de la séquence Pr2.

L'apparition de dépôts détritiques fins dans le bassin est biostratigraphiquement compatible avec la chute du niveau marin Pr3. Cependant, il n'y a pas de discontinuité clairement érosive. Ces dépôts sont assimilés au cortège de bas niveau marin de Pr3, représenté par un *Shelf Margin Wedge*.

On remarque ainsi que l'enregistrement sédimentaire des fluctuations eustatiques est fortement modulé, par rapport au standard, en raison de l'importance prédominante de la subsidence tectonique. Elle se traduit par un régime globalement transgressif (au deuxième ordre) où le flux sédimentaire et les oscillations eustatiques ne compensent que partiellement le taux de subsidence.

III.2- La séquence de la crête de la Barre

La séquence de la crête de la Barre recouvre l'ensemble des termes marneux et gréseux du secteur oriental (crête de la Barre et St-Benoit) qui surmontent la limite de séquence Pr3/Pr4, définie précédemment. Elle comprend l'ensemble des termes compris entre le membre inférieur de la crête de la Barre et le membre supérieur. Elle est limitée au sommet par la surface d'érosion du mégaglissement des Gastres visible en rive droite du ravin du Coulomb.

Les grès supérieurs s'observe principalement en rive gauche du Coulomb, du secteur de St-Benoit au Sud, au col du Fa au Nord. On observe également des dépôts gréseux similaires en rive droite du Coulomb, à la hauteur des Scaffarels et en face de la localité de Braux (secteur du Gassinié).

III.2.1- La discontinuité de la crête de la Barre

III.2.1a- Extension géographique

Dans l'extrémité occidentale de la crête de la Barre (**fig.4.35a & b**), la progradation détritique du membre gréseux inférieur est interrompue par des dépôts marneux slumpés plurimétriques (Campredon, 1972 ; Mougin & Pairis, 1973 ; Apps, 1987) à éléments marneux contournés que l'on retrouve tout le long de l'affleurement. La base de cet ensemble ne semble pas érosive. Cependant il faut noter que les deux ensembles gréseux présentent une variation de pendage significative. Il n'est pas possible de savoir si cette différence résulte de la compaction différentielle des marnes sousjacentes ou bien d'une discordance signant le jeu synsédimentaire de la déformation.

Dans le secteur de St-Benoît, les intercalations gréseuses du membre inférieur montrent un développement plus conséquent ainsi que des intercalations plus massives (**fig.4.35b**). La succession détritique est surmontée par un banc de grès grossiers à graveleux (Faciès F1 à F2) plurimétrique qui se suit vers l'Ouest jusqu'au gros vallon de St-Benoît. Plus à l'Ouest, cette unité et l'ensemble des dépôts gréseux sous-jacents disparaissent (dans l'axe de l'accident de Rouaine et de la paléostructure de St-Benoît). Cet ensemble plus détritique ne montre pas une surface inférieure érosive franche.

III.2.1b-Variations latérales

Il ressort que dans les deux secteurs (**fig.4.41**), le prisme détritique de bas niveau développé à la base de la séquence Pr3 (notée S3) s'interrompt brutalement par la mise en place d'une coulée de débris.
Celle-ci est à faciès de graviers dans le secteur de St-Benoît et à faciès de slump marneux le long de la crête de la Barre (**fig.4.42a**).

Il n'a pas été observé de zone de mélange entre les graviers et les coulées de débris marneux, ce qui indique que les deux phénomènes ont une source distincte et confirme que le bassin est, dans ces environs, compartimenté. De plus, les marnes slumpées fournissent de nombreux foraminifères remaniés soulignant la déstabilisation de dépôts marneux antérieurs sur la pente amont (Mougin & Pairis, 1973).

Ce contraste faciologique résulte de la morphologie du bassin entraînant un drainage préférentiel des grès dans le secteur subsident de St-Benoît comme le montre le développement contrasté du membre inférieur de la crête de la Barre (**fig.4.42b**).

La mise en place des coulées de débris se fait sur une morphologie compartimentée (**fig.4.42c**), comme le suggère Apps (1987). Cette compartimentation ne permet pas le mélange des coulées de débris, pour lesquelles les dépôts graveleux du secteur subsident de St-Benoît proviennent du dispositif deltaïque, alors que pour les slumps marneux de la crête de la Barre, il s'agit de processus de déstabilisation de matériel fins (non encore indurés) sur la pente.

Dans les secteurs plus occidentaux du bassin d'Annot, il n'a pas été possible d'identifier clairement cette discontinuité, où la sédimentation marneuse semble se poursuivre sans perturbation notable. Ceci conforte le caractère local de ces dépôts gravitaires, développés essentiellement dans la zone de sédimentation turbiditique.

III.2.2- La coupe de référence de la route de Braux

La coupe de référence de la séquence de la crête de la Barre est levée le long de la route de Braux (Cf. fig.4.32). Cette coupe débute au sommet du HST de Pr2 et montre la quasitotalité de la séquence Pr3 (**fig.4.43**), en raison de l'absence du sommet de Pr3.

III.2.2a- Évolution verticale de faciès

La séquence Pr3 de la route de Braux débute par le membre inférieur décrit précédemment.

-Il est surmonté par des coulées de débris marneux à éléments marneux flottants contournés, compris entre 3 et 6 m de puissance qui ne semblent pas érosifs.

-Au-dessus, sur une vingtaine de mètres, s'installe une sédimentation marneuse à microfaune planctonique abondante (Mougin & Pairis, 1973 ; Cf. PartieII).

-Progressivement apparaissent des marnes silteuses où les intercalations silto-gréseuses sont strato-grano-croissantes jusqu'à l'installation des grès supérieurs de la crête de la Barre. Ils sont caractérisés par des bancs pluridécimétriques à plurimétriques ne dépassant que rarement les 2 m de puissance. Les interbancs sont le plus souvent silto-gréseux. Les faciès rencontrés à la base sont essentiellement de type F9a où les séquences turbiditiques unitaires sont représentées par les termes Tc et Tac.

-Rapidement s'intercalent des bancs plus épais de type F8 à F5, excessivement riches en intraclastes marneux, et à ce titre comparable aux fluxo-turbidites de Stanley (1980a).

-Les bancs, tout d'abord métriques, montrent une première unité strato-croissante sur 25 m pour atteindre des épaisseurs supérieures à 2,5 m (jusqu'au banc supérieur du zoom M1). Les interbancs sont également plus grossiers où dominent les termes Tc.

-Au-dessus, on observe une unité rétrogradante de 5 m où les bancs F8 disparaissent progressivement pour laisser place aux faciès F9a jusqu'à un intervalle de 0,75 m de marnes finement silteuses.

-Par la suite, on retrouve, comme précédemment, une unité progradante de 30 m de puissance avec une stratocroissance nette des bancs gréseux pour lesquels le faciès F8 est le plus représenté. Les bancs évoluent de 0,5 à 2,5 m. Les interbancs sont également plus grossiers avec la prédominance des faciès F9a de type Tc et Tac.

-Au sommet de la coupe, apparaît un intervalle rétrogradant à faciès F9a fins de type Td et Te, développé sur quelques mètres avant de retrouver une unité strato-granocroissante comparable aux précédentes.

-La discontinuité du mégaglissement des Gastres n'est pas observable dans ce secteur. Il faut se déplacer en rive droite du Coulomb pour retrouver les termes ultimes du membre supérieur de la crête de la Barre.

II.2.2b- Interprétation

La succession verticale de faciès de la séquence de la crête de la Barre traduit :

-Un intervalle progradant de type SMW qui se termine par des coulées boueuses de déstabilisation des pentes du bassin et de transit rapide de matériel grossier, du delta au bassin. Il est représenté par les coulées de débris marneuse et graveleuse de la base de Pr3.

-Une période de "calme hydrodynamique" durant laquelle la sédimentation hémipélagique s'installe à nouveau. Elle est représentée par l'intervalle marneux superposé de 20 m d'épaisseur.

-Un régime détritique globalement aggradant, composé de 3 unités notées successivement Pr3.1 et Pr3.2. Chacune d'elles comprend un intervalle strato-granocroissant et un intervalle rétrogradant. Ces unités sont dissymétriques où le régime progradant est de plus en plus épais au détriment de la rétrogradation. Cette organisation rappelle les cycles de IVème ordre liés à la compensation des dépôts turbiditiques (Mutti, 1992).

III.2.2c- Sens et directions des écoulements turbiditiques

Les figures de base de bancs sont très fréquentes et diversifiées dans les grès supérieurs. On rencontre de nombreuses figures directionnelles (*groove-casts, bounce-casts*) et également orientées (*flute-casts, prod-casts*). Les mesures montrent un éventail relativement large, WNW à ENE, majoritairement vers le NW à l'exception de quelques niveaux à *flute-casts* vers le Sud.

Les orientations, relevées le long de la route de Braux, sont comparables de celles rencontrées pour les grès supérieurs de l'ensemble du bassin (**fig.4.44**). Dans le secteur oriental, elles sont majoritairement subméridiennes avec un éventail très large au Nord. Vers l'Ouest, elles prennent une direction WNW dominante.

L'étude détaillée des figures de base de bancs de l'extrémité occidentale de la crête de la Barre montre une modification des directions de subméridiennes, elles passent à une direction SSW-NNE vers l'Ouest où elles s'amincissent (**fig.4.45a**).

De plus, on rencontre fréquemment deux générations d'abrasion du substrat (**fig.4.43**) :

-La famille 1 est recoupée par les figures de la famille 2. Les directions sont le plus souvent vers le Nord.

-La famille 2 montre une orientation vers le NNE.

On retrouve ici une organisation comparable de celle rencontrée dans les grès inférieurs où l'on peut envisager des processus de réflexion sur une morphologie d'orientation parallèle aux directions de la famille 2 (Kneller *et al.*, 1991 ; Kneller, 1995 ; Kneller *et al.*, 1998), c'est à dire NNE (**fig.4.45b**). On constate que ces changements s'observent sur un même banc en se dirigeant vers la terminaison occidentale de celui-ci (**fig.4.45a**). Ces processus résultent de l'interaction entre la densité et l'épaisseur de l'écoulement turbide vis-à-vis de la hauteur de la morphologie.

N. B : Kneller et al. (1998) ont analysé l'orientation des rides sommitales qui donnent également une orientation dominante vers le NNE.

Par ailleurs, au sommet de l'intervalle progradant de Pr3.1, deux bancs de grès épais et plus grossiers à faciès F8 proche de F5 (en raison du caractère grossier) montrent des figures de base de bancs orientées (*flute-casts*) marquant des écoulements vers le sud, alors que la majorité des écoulements se fait vers un secteur nord (Elliot *et al.*, 1985 ; Apps, 1987 ; Sinclair, 1993). Ces dépôts soulignent que certaines arrivées turbiditiques proviennent sporadiquement d'un secteur nord.

On remarquera que ces bancs singuliers se situent au changement de régime entre l'intervalle progradant de Pr3.1 et l'unité rétrogradante de Pr3.2.

N. B : Une analyse pétrographique du matériel détritique de ces horizons devrait être envisagée pour cerner la source potentielle de ces horizons singuliers.

III.2.3- Extension latérale des grès supérieurs de la crête de la Barre

III.2.3a- Panorama de la crête de la Barre (Cf. fig.4.35)

Les grès supérieurs de la crête de la Barre montre une organisation tabulaire continue sur la totalité du panorama, de la crête de la Barre à St-Benoît. Les bancs se suivent sur plus de 2 km sans changement apparent de l'épaisseur de chaque unité.

Cependant, dans l'extrémité occidentale de la crête de la Barre, les grès supérieurs disparaissent rapidement. Pour comprendre ces variations latérales rapides, deux faisceaux de bancs ont été suivis partiellement le long de l'affleurement.

III.2.3b- Évolution latérale du faisceau M1 (**fig.4.46a**)

Ce faisceau est constitué de 3 bancs stratocroissants, localisé sur la figure 4.43 (zoom M1). Il représente les dépôts sommitaux de l'unité Pr3.1, où les figures de base de banc donnent des écoulements vers le sud.
Nous avons suivi ces 3 bancs sur près de 800 m, perpendiculairement aux directions de transport. On remarque une bonne continuité latérale de faciès.

Dans l'extrémité occidentale des bancs, ils s'amincissent rapidement et montrent une organisation interne typique des fluxoturbidites (Stanley & Unrug, 1972). La partie inférieure est très riche en intraclastes marneux amalgamés dans la matrice gréseuse, constituant parfois des horizons contournés hétérolithiques d'épaisseur métrique lorsque la proportion de galets mous est dominante.

Les figures directionnelles se regroupent en deux familles : la famille 1 orientée WSW-ENE et la famille 2 orientée WNW-ESE. On se retrouve dans le cas 1 de la figure 4.45 avec un processus de réflexion. On rappellera que les écoulements se font vers le Sud (sens des *flute-casts*), à l'inverse des autres courants mesurés ce qui explique les orientations inverses des famille 1 et 2 (voir encadré).

Le mélange très important des sables et des marnes arrachées au substrat à l'extrémité des dépôts conforte l'existence d'une topographie, entraînant un ressaut hydraulique lors de l'écoulement turbulent. Les génératrices des éléments marneux contournés confirment également le transport vers le sud.

L'ensemble de ces observations fait supposer que les dépôts de l'unité aggradante Pr3.1 ne débordent pas et sont majoritairement réfléchis sur cette morphologie (cas 1 de la figure 4.45).

III.2.3c- Évolution latérale de la barre M2 (fig.4.46b)

Un second faisceau de 4 bancs gréseux a également été analysé dans le détail. Il se localise dans l'unité aggradante superposée Pr3.2 sur la figure 4.43 (zoom M2). On se situe dans l'intervalle aggradant de Pr3.2, dominé par des bancs grossiers granclassés à nombreux intraclastes.

Les figures de base de bancs sont dominées par des *groove-casts* et des cannelures. Les directions sont subméridiennes. Les figures de génération 1 donnent une orientation SSW-NNE dans l'extrémité occidentale des dépôts. Les directions de figures de génération 2 montrent des orientations ENE. Ceci souligne la persistence d'une morphologie. Cependant, les grès les plus occidentaux des directions subéquatoriales. Ces caractéristiques impliquent un débordement de la morphologie, semblable au cas 2 de la figure 4.45 (voir encadré).

Les intraclastes marneux sont moins nombreux et apparaissent dispersés dans la masse, ce qui indique l'absence de ressaut hydraulique. De plus, le banc supérieur de M2 montre d'abondants intraclastes marneux, essentiellement localisés dans la partie sommitale du banc.
Cette particularité évoque une incorporation de galets mous plus en amont et, lors du transport, une remontée des clastes au sommet du banc en raison de la moindre densité des éléments marneux par rapport à la matrice de grès grossier (comparable aux moraines glaciaires).

Par conséquent la mise en place des dépôts turbiditiques de l'intervalle aggradant de Pr3.2 se fait sur une morphologie plus attenuée que précédemment où les débordements sont fréquents. D'ailleurs les dépôts superposés sont plus développés vers l'Ouest avec des orientations subéquatoriales (voir les rosaces de courants dans l'extrémité occidentale de la crête de la Barre sur la figure 4.44).

III.2.3d- Continuité latérale, de l'extrémité occidentale de la crête de la Barre au sommet de Couguille (fig.4.47)

La bonne continuité latérale des dépôts permet de suivre les bancs turbiditiques sur plus de 3 kilomètres. Ils présentent peu de variations latérales et il a été possible d'établir des corrélations banc à banc. Elles sont également réalisées avec les grès de la terminaison orientale du bassin, au col du Fa (Coupe du Fa/96).

Cette extension spatiale régulière, aussi bien latéralement que dans les épaisseurs, est caractéristique des dépôts turbiditiques de type lobes (Mutti & Ricci-Lucchi, 1972 ; Normark, 1978 ; Mutti, 1985, 1992).

Cependant, dans le compartiment oriental de St-Benoit, la séquence Pr3 est, comme l'ensemble des termes sous-jacents, plus développée, avec des dépôts turbiditiques non représentés à l'ouest. On remarquera qu'à proximité du prolongement des accidents de Rouaine, apparaît un ensemble gréseux chenalisant. L'extension latérale semble réduite à une centaine de mètres pour un développement vertical d'une quinzaine de mètres. Il constitue une séquence de IVème ordre qui ne se retrouve pas dans le secteur occidental de la crête de la Barre.
Les dépôts superposés remplissent peu à peu cette dépression et les derniers dépôts Pr3 présentent une succession tabulaire régulière.

Par conséquent, le compartiment déprimé et subsident de St-Benoit se comble au cours de l'intervalle essentiellement aggradant de Pr3.

III.2.4- Influences des morphologies et enregistrement de la déformation

III.2.4a- Influences des morphologies sur les orientations des écoulements et les faciès fluxoturbiditiques

Le membre supérieur de la crête de la Barre ennoie progressivement le secteur de St-Benoit. Les dépôts migrent vers l'Ouest au cours du régime aggradant de Pr3.
La paléopente, présente dans l'extrémité occidentale de la crête de la Barre, est peu prononcée et les dépôts turbiditiques débordent peu à peu ces reliefs. Ceci est confirmé par l'arrivée très tardive des grès supérieurs dans le secteur des Scaffarels, où seuls les dépôts turbiditiques de l'unité Pr3.3 sont reconnus. La sédimentation marno-silteuse sous-jacente constitue l'équivalent latéral de la puissante série détritique de la crête de la Barre.

La préexistence d'une morphologie contrôle le développement vertical et latéral des dépôts. De plus :
-Les directions d'écoulement sont modulées par des processus de réflexion à proximité du ressaut topographique.
-L'organisation interne des dépôts détritiques, en créant des ressauts hydrauliques où l'abrasion du substrat marneux entraîne l'amalgame de nombreux intraclastes jusqu'à des faciès fluxoturbiditiques.

En rive droite du Coulomb, on retrouve le membre supérieur sous le mégaglissement des Gastres, au-dessus des Scaffarels et aux environs du ravin de Gassinié (Cf. Fig.4.44 et fig.4.50-Panormas des Gastres). On constate ainsi que la pente, apparemment d'axe N-S selon Kneller *et al.* (1998), est en fait orientée SE-NW si l'on considère l'extension totale des grès de la crête de la Barre.

Dans le secteur de Gassinié (ravin de Reyal), les grès présentent une géométrie lenticulaire de 40 m d'épaisseur pour 200 m de large, avec un onlap apparent vers le sud (voir la carte des onlaps, fig.4.31). Les grès sont dominés par des faciès F8 et F7 avec des bancs d'épaisseur métrique à plurimétrique (**fig.4.48**).
L'évolution latérale des grès est beaucoup plus rapide que celle rencontrée le long de la crête de la Barre, avec une dissymétrie de la géométrie des dépôts. Ils s'épaississent vers le Sud et passent, en quelques mètres, de bancs massifs et puissants à de fins dépôts décimétriques.
De plus, au contact des marnes, les grès montrent de fréquents horizons contournés ainsi que des injections sableuses (sills). Par ailleurs, les dépôts turbiditiques sont très riches en intraclastes marneux, le plus souvent à la base des bancs, ce qui traduit l'intensité de l'abrasion du substrat, fréquente et forte.

L'onlap est franc et se fait sur une morphologie pentée de l'ordre 18°, orientée N-S (Apps, 1987). Celle-ci est vraisemblablement entrenue au cours du dépôt en raison de la fréquence des déformations intraformationnelles, nombreuses au contact entre les grès et les marnes et en raison de la dissymétrie constante des corps gréseux.
On se trouve ici dans un environnement plus confiné que celui de la crête de la Barre où les dépôts, d'extension réduite, sont canalisés dans la dépression. Les figures de base de bancs donnent des écoulements de l'ESE vers l'WNW où l'éventail des écoulements est plus étroit que dans le secteur oriental. Cette géométrie évoque le type 2 de Sinclair (2000).

III.2.4b- Essai de décompaction (fig.4.49)

En raison du développement différentiel de la série marneuse, sous-jacente aux grès de la crête de la Barre, nous avons envisagé de décompacter cet intervalle afin de discriminer l'influence respective de la morphologie initiale et de la compaction ultérieure sur la géométrie actuelle des dépôts.

De plus, Maillart (1991) avait précédemment mis en évidence le rôle de la compaction sur le pendage actuel des marnes en périphérie de la paléostructure de St-Benoît.

La décompaction a été réalisée grâce au logiciel, mis au point par Pinoteau (1986), développé au Laboratoire de Sédimentologie de l'ENSMP/CGES (Beaudoin *et al.*, 1985 ; Pinoteau, 1986).

Pour cet essai, nous avons pris plusieurs niveaux de référence, aussi bien dans les marnes que dans les grès tout le long de l'affleurement, du col du Fa aux Scaffarels en rive droite du Coulomb. Les niveaux repères sont :

-La surface de transgression.
-La limite P15/P16.
-La base des coulées de débris.
-La surface enveloppe de la base des grès a été également représentée afin de mettre en évidence le développement différentiel des grès supérieurs.
-La base du HST de la séquence de IVème ordre Pr3.1,
-La limite Pr3.1/Pr3.2,
-La base du HST de la séquence de IVème ordre Pr3.2,
-La limite Pr3.2/Pr3.3,
-La base du HST de la séquence de IVème ordre Pr3.3.

Le taux de réflectance de la vitrinite permet d'approcher le taux de recouvrement de la série sédimentaire (Suggate, 1998). Plusieurs échantillons ont été mesurés dans les calcaires à nummulites et dans les premiers mètres des marnes bleues. Ils donnent des valeurs respectives de 0,403% et 0,541% (Pickering & Hilton, 1998) et considèrent un recouvrement maximal de l'ordre de 3 km. Cependant la déformation ultérieure de la série tertiaire a vraisemblablement amplifié le taux de réflectance lié au seul recouvrement. On considère ici l'épaisseur maximale des grès d'Annot, estimée à 1500 m (Jean, 1987), aucune preuve n'ayant pour le moment été apportée de l'extension des nappes jusque dans le secteur d'Annot. De plus, cela est compatible avec les valeurs de réflectance obtenues, si l'on considère un gradient géothermique de 40°C/Km (R. Vially, 2001. Communication personnelle).

Chaque étape de décompaction a été réalisée en considérant la surface supérieure de corrélation comme horizontale (**fig.4.49**). Cette approximation est valable à l'échelle de l'affleurement en raison de la très bonne homogénéité latérale des dépôts des grès supérieurs et du caractère transverse du profil par rapport aux écoulements.

La décompaction, faîte pas à pas, confirme la présence d'un dépôt-centre préférentiel dans le secteur de St-Benoit et d'une morphologie haute vers l'Ouest (secteur de la crête de la Barre).
Au fur et à mesure du remplissage détritique, les dépôts migrent progressivement vers l'Ouest où ils s'amincissent rapidement tout au long de la sédimentation gréseuse. Seuls les grès ultimes de Pr3 ennoient complètement cette morphologie et atteignent le secteur des Scaffarels.

N. B. : Il n'a pas été possible de décompacter les marnes des Scaffarels en l'absence de marqueurs lithologiques corrélables entre la limite P15/P16 et les grès sommitaux.

La décompaction de la séquence de la crête de la Barre ne fait qu'amplifier les morphologies et confirme la pré-existence d'une dépression préférentielle dans le secteur de St-Benoit et d'une zone haute prononcée et entretenue dans l'extrémité occidentale de la crête de la Barre sur laquelle les grès viennent disparaître et passer latéralement aux marnes (onlap apparent). A la hauteur des Scaffarels, la sédimentation est dominée par les dépôts marno-silteux latéraux sur lesquels seuls les grès sommitaux de Pr3 (HST de Pr3.3) atteignent ce secteur.

III.2.5- Intégrations des données biostratigraphiques et découpage séquentiel

III.2.5a- Les données biostratigraphiques

Les coupes de la crête de la Barre (1100 m) et des Scaffarels constituent les coupes de référence du point de vue chronostratigraphique. Nous avons considérés :

-La base des grès inférieurs est attribuée à la limite Pr3.
-La séquence de la crête de la Barre recouvre l'ensemble de la zone P17 et atteint la base de la zone P18, définie au sommet de la coupe des Scaffarels et par affinité dans le dernier intervalle marno-silteux de la coupe de la route de Braux (Ech. Barre1/97. Cf. Partie II, I.2.2b).

III.2.5b- Découpage séquentiel

En comparaison des chartes chronostratigraphiques, la séquence de la crête de la Barre est compatible avec la séquence de IIIème ordre Pr3 du Priabonien terminal.

Le membre inférieur de la crête de la Barre caractérise le cortège de bas niveau de Pr3, marqué par le développement d'un SMW. Il se termine par des coulées de débris qui représentent le *Top Lowstand* de Pr3.

L'intervalle essentiellement marneux superposé, traduit le retour à une sédimentation hémipélagique et à ce titre représente le cortège rétrogradant de Pr3. Il est relativement court mais de forte amplitude.

Les grès supérieurs de la crête de la Barre caractérisent la réccurence généralisée du détritisme dans le secteur oriental du bassin. Il représente le cortège de haut-niveau de Pr3. Le HST montre un régime essentiellement aggradant, constitué d'un empilement de 3 séquences de IVème ordre, notées Pr3.1, Pr3.2, Pr3.3. Elles sont dissymétriques avec un intervalle progradant de plus en plus épais, à l'inverse de l'intervalle rétrogradant.
On notera que l'intervalle où les écoulements sont du nord vers le Sud, scelle la limite des paraséquences Pr3.1/Pr3.2 et constitue par conséquent le prisme de bas niveau de la paraséquence Pr3.2. On peut également retrouver cette logique à la limite Pr3.2/Pr3.3 où Kneller *et al.* (1998) ont également mesuré des écoulements du nord vers le sud.

III.2.6- Synthèse

•Du point de vue sédimentaire

La séquence de la crête de la Barre traduit la généralisation de la sédimentation détritique dans le secteur oriental du bassin d'Annot où, comme précédemment, persiste un dépôt-centre préférentiel. Les dépôts turbiditiques ennoient progressivement la crête de la Barre et atteignent la rive droite du Coulomb, aux Scaffarels et à la hauteur du ravin de Reyal. Ils comblent ainsi la dépression développée dans le secteur de St-Benoit et scellent les accidents de Rouaine.

Les dépôts turbiditiques sont liés à des écoulements turbulents subcritiques de basse densité avec des faciès F8 dominant et fréquemment de haute densité F5. L'extension plurikilométrique et l'homogénéité latérale de faciès et d'épaisseur évoquent des géométries de type lobes. La présence de traces de *paléodictyon* dans les grès supérieurs, au Fa et au ravin de Reyal, confirme une sédimentation en milieu profond (Pemberton *et al.*, 1992), ce qui confirme l'ordre de grandeur de plus de 900 m (Mougin, 1978).

Ces dépôts montrent des écoulements subméridiens dominants du SSE vers le NNW avec l'intercalation sporadique de dépôts opposés du nord vers le Sud. Ils se font sur une morphologie complexe qui interfère avec les écoulements turbiditiques et confine localement les dépôts.
Sur la crête de la Barre, la géométrie est de type 3 (classification de Sinclair (2000)), où les grès s'amincissent rapidement vers l'Ouest, contre une zone haute et passent latéralement à des grès plus fins puis des marnes silteuses aux Scaffarels.
En rive droite, les grès sommitaux se déposent en *onlap* contre une morphologie prononcée et entretenue, comparable à ce que l'on rencontre aux Trois-Evechés (Apps, 1987 ; Ravenne *et al.*, 1995) et au type 2 de sinclair (2000). Ainsi, la mise en place des grès de la crête de la Barre se fait sur une morphologie complexe contrôlant l'extension spatiale et la distribution faciologique de ces lobes.

Ce système de dépôt évoque la partie distale d'un système turbiditique de type II ou III selon la classification de Mutti (1985) où la majorité du matériel grossier est piègée en amont du système profond ou au niveau du delta.

•Du point de vue de la déformation

Les grès supérieurs comblent progressivement le secteur de St-Benoit. Le relief développé dans l'extrémité occidentale de la crête de la Barre et en rive droite du ravin du Coulomb est aligné SE-NW qui correspond sensiblement au canevas structural avec les accidents conjugués (N330°) du faisceau d'accidents N020° de Rouaine.

Dans le secteur des Gastres (rive droite du ravin du Coulomb), la morphologie du fond marin montre des pentes fortes, d'orientation moyenne N-S qui confinent les grès supérieurs de la crête de la Barre. De nombreuses déformations intraformationnelles sont observables au contact des marnes et des grès ce qui souligne une déformation synsédimentaire sensible du soubassement durant tout cet intervalle.

La compaction des marnes n'apparaît pas être un facteur important sur la géométrie des dépôts. Elle vient amplifier seulement les géométries préexistantes.

•Du point de vue séquentiel

La séquence de la crête de la Barre est corrélable avec la séquence Pr3 des standards chronostratigraphiques. Elle est caractérisée par :

-un SMW représenté par les grès inférieurs de la crête de la Barre. Les coulées de débris marneux et graveleux sont assimilées aux dépôts de *Top Lowstand* de Pr3.
-un TST peu développé, représenté par des marnes franches au-dessus du SMW. Il traduit une rétrogradation rapide du détritisme.
-un HST puissant qui montre un cortège essentiellement aggradant. Il se compose d'un empilement de 3 séquences de IVème ordre. Elles sont dissymétriques avec un intervalle rétrogradant de plus en plus réduit alors que l'intervalle aggradant est de plus en plus développé. Cette succession suit la logique d'aggradation générale du HST de Pr3.

Pr3 marque ainsi un changement dans l'évolution géodynamique du bassin avec une sédimentation détritique qui se généralise à l'ensemble du secteur oriental du bassin.

III.3- La séquences des Scaffarels

La séquence des Scaffarels débute au toit de la discontinuité du mégaglissement des Gastres. Elle comprend :
-Le mégaglissement des gastres,
-Le membre gréseux des Scaffarels,
-La limite supérieure est placée à la discontinuité de la chambre du Roi.

III.3.1- La discontinuité du mégaglissement des Gastres

La qualité d'affleurement le long de la rive droite du ravin du Coulomb permet de suivre l'ensemble des dépôts de la séquence des Scaffarels (**fig.4.50a&b-Panoramas des Gastres**).

III.3.1a- Caractérisation de la discontinuité

La discontinuité est située à la base de la coulée de débris à graviers que constitue le mégaglissement des Gastres. C'est une surface d'érosion qui érode les grès sommitaux de la crête de la Barre en plusieurs endroits (secteurs des Scaffarels et du ravin de Reyal). Elle arrive localement au contact des Marnes bleues.

Au niveau des Scaffarels (**fig.4.51a**), cette surface est fréquemment faillée avec des fractures d'orientation ENE-WSW à jeu normal apparent. Ces fractures sont d'échelles variées, métriques à centimétriques. Elles sont synsédimentaires, scellées par les grès graveleux du mégaglissement des Gastres. De plus, on constate qu'elles se propagent dans les grès supérieurs de la crête de la Barre (**fig.4.51b**). On notera que certaines fractures sont développées à plusieurs mètres sous la surface de discontinuité.
Les accidents montrent une seule famille de direction comprise autour de N30°-N40° qui se superpose au canevas structural principal du bassin d'Annot avec les accidents du faisceau de Rouaine et du Var. Ils sont interprétés comme des effets de surcharge que créent la mise en place brutale du mégaglissement.

Par ailleurs, le mégaglissement des Gastres est caractérisé par des dépôts de graviers chaotiques, inorganisés, qui présentent de nombreux horizons contournés. Ainsi, la discontinuité délimite également deux régimes hydrodynamiques distincts : les grès supérieurs de la crête de la Barre qui caractérisent une sédimentation turbiditique de lobe avec des écoulements subcritiques de haute densité et basse densité (faciès F7 à F8 et F9a), alors que le mégaglissement des Gastres caractérise une coulée de débris liée à un écoulement hyperconcentré turbulent (faciès F1).

III.3.1b- Extension spatiale

Cette surface d'érosion se suit tout le long du ravin du Coulomb, sous le mégaglissement des Gastres (Cf. fig.4.50a & b). Latéralement, elle est absente ou montre des signatures variées.

Dans le secteur d'Annot et du Baou de Parou, cette surface ne se retrouve pas. Elle est vraisemblablement intramarneuse et aucun niveau repère ne permet de l'identifier.

Dans le secteur occidental du Fugeret (**fig.4.52a**), on observe au sommet des marnes un ensemble marneux plurimétrique érosif à éléments gréseux contournés (Albussaïdi & Laval, 1984 ; Pickering & Hilton, 1998), sensiblement analogue au mégaglissement des Gastres. Il est

surmonté de marnes brunes avant que ne s'installent, en *onlap* vers le Sud, les grès du membre des Garambes. De plus les données biostratigraphiques le placent dans le même intervalle de temps que le mégaglissement des Gastres (Cf. Partie II).

Dans la terminaison septentrionale du synclinal, au pied de la Tête du Ruch (**fig.4.52b**), on observe une surface d'érosion concave comblée de fines passées turbiditiques de type Bouma qui se biseautent latéralement. Cette surface est latéralement surmontée de marnes brunes sous-jacentes aux grès du membre des Garambes (Apps, 1987 ; Sinclair, 1994 ; Pickering & Hilton, 1998).

Par conséquent la mise en place du mégaglissement de Gastres est soulignée, de façon générale, par une surface d'érosion majeure que l'on retrouve dans la quasi-totalité du bassin.

III.3.2- Le mégaglissement des Gastres

Le mégaglissement des Gastres présente une extension N-S plurikilométrique, des Scaffarels au Sud, à la localité d'Argenton où il s'amincit et disparaît sous la végétation.

Son épaisseur varie également des Scaffarels où il atteint une vingtaine de mètres, au Reyal où il dépasse 100 m. Vers le Nord, il s'amincit à nouveau (Cf. Fig.4.50 a & b-Panoramas des Gastres). Albussaïdi & Laval (1984) ont repéré dans le secteur d'Argenton un ensemble de grès graveleux pluridécamétriques qui surmonte un complexe gréseux semblable au membre supérieur de la crête de la Barre (voir aussi Pickering & Hilton, 1998. Fig.19 & 20).

L'organisation interne du mégaglissement est complexe (**fig.4.53a**). Il présente de nombreux niveaux contournés sans orientation préférentielle et des cisaillements internes. On distingue du Sud vers le Nord :

-Un intervalle à faisceaux contournés décamétriques dans le secteur des Scaffarels où les litages sont modérément préservés (a). Il montre également de fréquentes failles normales (Cf. fig.4.51).

-Puis, un intervalle affecté de cisaillements internes à jeu inverse (b).

-A nouveau, des horizons pluridécamétriques contournés dans la partie la plus épaisse du mégaglissement (c),

-Enfin, un ensemble massif qui s'amincit progressivement vers le nord où disparaissent simultanément les horizons contournés (d).

Cette organisation spatiale est semblable au *megaslide* de Galloway & Hobbay (1996) et Galloway (1998. Fig.13), qui caractérise une période de forte instabilité sur la pente (**fig.4.53b**). Elle peut être provoquée par :

-Une activité tectonique soutenue développant des séismoturbidites (Mutti *et al.*, 1984 ; Cronin *et al.*, 1998),

-Un flux sédimentaire important déstabilisant l'équilibre sur la pente (Galloway, 1989 ; Mutti, 1985, 1992 ; Galloway & Hobbay, 1996),

-Ou encore une modification rapide et de forte amplitude du niveau marin relatif (Mutti, 1992 ; Shanmugam *et al.*, 1995).

Ce qui est frappant est la granulométrie grossière de la matrice caractérisée par un grès graveleux, localement à conglomérats flottants (pouvant atteindre des diamètres de 15 cm). Ceci traduit la liquéfaction de matériel grossier déposé en amont, voire provenant directement de la déstabilisation de la plateforme.

III.3.3- La coupe type de la séquence des Scaffarels

La coupe type des Scaffarels est une coupe composite qui débute avec la coupe Gastres Sud1 et se poursuit par la coupe de la Corniche du Roi . Elle débute sur la discontinuité majeure que constitue la surface d'érosion du mégaglissement des Gastres qui érode le sommet des Marnes bleues. Les grès supérieurs de la crête de la barre ne sont pas présents.
Au-dessus apparaissent sur plus de 70 m des grès organisés en bancs plurimétriques à décamétriques (**fig.4.54**).

III.3.3a- Évolution verticale de faciès

Elle débute par le faciès chaotique F1 du mégaglissement des Gastres.

-Au-dessus, apparaît un intervalle plurimétrique à lentilles convexes plates de grès graveleux à graviers, semblables au faciès CgRF de Mutti (1992). Elles présentent une longueur d'onde comprise entre 2,2 et 3,5 m et une amplitude maximale de 0,4 m.

-Sur plus de 10 m se développent des dépôts gréseux à faciès F8 dominant, intercalés de marnes silteuses à lentilles gréseuses (faciès F9a dominant). Episodiquement apparaissent des barres grossières à faciès F5.

-Par la suite, les dépôts turbiditiques montrent deux ensembles strato-granocroissants de 10 m d'épaisseur chacun. Ils évoluent de faciès F8 à des barres grossières de type F5.

-Enfin, les grès des Scaffarels présentent un empilement de barres massives stratodécroissantes de 10 à 20 m de puissance chacune. Elles sont caractérisées par des séquences de faciès, débutant par des faciès F4 érosifs et évoluant progressivement vers des faciès F5, puis F8 intercalées de passées plus fines F9a.

-Le sommet des grès des Scaffarels est tronqué par la discontinuité de la Chambre du Roi qui délimite la base des grès du membre des Garambes.

III.3.3b- Interprétation

La succession verticale de faciès observée dans la séquence des Scaffarels montre :

-Un intervalle de déstabilisation brutale qui correspond au mégaglissement des Gastres. Il présente une organisation interne typique d'une coulée de débris cohésive dont le matériel est issu de la partie proximale du dispositif turbiditique que constitue le système deltaïque de St-Antonin (Bodelle, 1971 ; Stanley *et al.*, 1978 ; Stanley, 1980b ; Sinclair, 2000).

-Un faisceau de lentilles graveleuses convexes, correspondant à la décélération des processus de coulées cohésives.

-Par la suite, la succession sédimentaire montre un empilement hectométrique de séquences cycliques stratogranodécroissantes, de faciès F5 à F9b au sommet. Ces séquences montre une organisation générale stratocroissante qui s'inverse au sommet.

-Vers le sommet des grès des Scaffarels, les séquences unitaires présentent des intervalles fins sommitaux de plus en plus développés avec des faciès marno-silteux et de fines turbidites (faciès F9a) qui traduisent une diminution progressive de l'hydrodynamisme.

Ces séquences stratogranodécroissantes sont semblables aux séquences de faciès de Mutti (1992), et traduisent des oscillations cycliques de l'hydrodynamisme du système deltaïque source.

La séquence des Scaffarels est brutalement interrompue par la troncature de la Chambre du Roi qui ravine fortement les dépôts sous-jacents (Apps, 1987 ; Hilton, 1995).

Cette organisation verticale de faciès représente un ensemble aggradant. Il est interprété comme représentant un *slope fan complex* au sens de Vail *et al.* (1991).

Les dépôts sommitaux traduisent une diminution du flux détritique que l'on peut associer à une augmentation de l'espace disponible.

III.3.3c- Sens des écoulements

Les figures de base de bancs sont nombreuses dans la séquence des Scaffarels en raison du caractère érosif des dépôts turbiditiques (**fig.4.55**).

Le mégaglissement des Gastres présente un gradient du nord vers le sud dans le sens de la pente principale.

Dans le secteur des Scaffarels, les écoulements mesurés sont essentiellement subméridiens et également vers le NNW.

Au-dessus de la localité d'Annot, le membre des Scaffarels apparaît sous les grès des Garambes, où ils montrent également des écoulements dominants vers le NNW, orientation que l'on retrouve également dans le secteur du Fugeret.

Plusieurs structures chenalisantes s'observent dans cet ensemble, elles montrent une bonne homogénéité directionnelle avec des axes ESE-WNW.

Dans le secteur septentrional du Ruch, où les dépôts turbiditiques équivalents de la séquence des Scaffarels comblent une morphologie chenalisante, les écoulements sont subméridiens vers le SSW (sinclair, 1994 ; Pickering & Hilton, 1998). L'axe du chenal est d'orientation ENE-WSW.

Par conséquent les écoulements estimés dans le mégaglissement des Gastres et mesurés dans le membre des Scaffarels de l'ensemble du bassin montrent des écoulements majoritairement vers un secteur WNW.
Cependant dans le secteur septentrional, les écoulements vers le SSW confirment ainsi la morphologie de cuvette pour le bassin d'Annot, proposée par Elliot *et al.* (1985) et Apps (1987) avec des écoulements centripètes.

III.3.4- Extension latérale du membre des Scaffarels

III.3.4a- L'affleurement des Gastres

L'escarpement plurihectométrique des Gastres, en rive droite du ravin du Coulomb permet de suivre latéralement les dépôts turbiditiques du membre des Scaffarels. Nous avons réalisé plusieurs coupes le long de cet affleurement, de la corniche du Roi au ravin de Reyal (**Fig.4.56**), soit sur plus de 3 km. On notera que ce transect est tangentiel aux directions des écoulements.

Les grès des Scaffarels montrent une extension plurikilométrique avec une organisation relativement tabulaire. A l'échelle de l'affleurement, on constate que les dépôts s'amincissent

vers le Sud, où ils arrivent directement au contact des Marnes bleues. Vers le Nord, ils sont plus développés avec une puissance cumulée de plus de 200 m.

Dans le détail, on constate que les séquences de faciès se corrèlent relativement bien et montrent des variations notables de leur épaisseur. Les séquences s'emboîtent les unes dans les autres en raison du caractère érosif de la base de chaque unité. Cet emboîtement des séquences de faciès semble correspondre à la logique de compensation des dépôts. Cependant, la base de chaque séquence érosive et la faible préservation des intervalles marno-silteux entre chaque séquence soulignent un hydrodynamisme fort.

Par ailleurs, elles présentent localement des géométries chenalisantes (voir la coupe de la cascade des Scaffarels) très aplaties avec des axes N130-310°.

L'architecture des grès des Scaffarels présente ainsi un système complexe de lobes emboîtés à chenaux sporadiques, comparable aux système mixte lobe-chenal de Mutti (1985), caractéristique de la partie médiane (*middle fan*) d'un système turbiditique profond (Mutti & Ricci-Lucchi, 1972 ; Mutti, 1985 ; Shanmugam & Moiola, 1985). Ils se développent au pied d'une morphologie pentée vers le NE que les lobes-chenaux ennoient progressivement.

III.3.4b- L'affleurement des Scaffarels à la Beïte

Sous les grès des Garambes très érosifs, s'observent localement un ensemble gréseux discontinu (**fig.4.57**). Il présente une architecture spatiale et des associations de faciès comparables au membre des Scaffarels.

Dans le secteur occidental des Espaluns, les grès présentent une continuité latérale relativement bonne, malgré leur caractère grossier et érosif. Ils montrent localement des géométries chenalisantes d'extension pluridécamétrique avec des incisions plurimétriques.
Ils s'amincissent progressivement vers l'Est, au pied des Garambes, où ils se déposent en onlap sur les marnes, puis disparaissent en raison de la tronchature de la base du membre des Garambes. Plus à l'Ouest ils réapparaissent à nouveau et s'épaississent vers les Scaffarels.
Ces variations d'épaisseurs se font au sein d'un même banc et souligne ici le contrôle d'une morphologie haute préexistente d'axe SSW-NNE apparent.

Au pied de la Chambre du roi (**fig.4.58**), les grès montrent de rapides variations latérales d'épaisseur, auxquelles s'ajoutent de rapides changements de faciès. Ils passent ainsi en une vingtaine de mètres de grès grossiers plurimétriques à faciès F4, à des grès granoclassés pluridécimétriques de type F5, puis s'amincissent rapidement contre le substrat marneux où ils présentent alors un faciès F6 à F9b avec une épaisseur réduite à moins de 10 cm.
Les barres gréseuses sous-jacentes montrent un schéma semblable à proximité du substrat marneux. A l'inverse, les interbancs silto-gréseux évoluent vers des faciès de plus en plus fins en même temps qu'ils s'épaississent pour passer à des marnes franches, semblables aux Marnes bleues.

Cette architecture montre le passage latéral des grès qui s'interdigitent dans les marnes contre la pente du bassin qui présente une orientation NW-SE (Pickering & Hilton, 1998). Les marnes constituent l'équivalent latéral des intervalles silto-gréseux développés entre les barres massives du membre des Scaffarels.

III.3.4c- La terminaison septentrionale du Ruch

Dans la terminaison septentrionale du Ruch, les grès des Scaffarels apparaissent de façon très subtile en comparaison des autres secteurs du bassin d'Annot (Cf. fig.4.52b). Au toit du remplissage du chenal du Ruch se développent des marnes silteuses fines surmontées

d'alternances siltogréseuses centimétriques (faciès F9a de séquences de Bouma essentiellement Tc). Elles montrent une puissance de l'ordre de 30 m.

Ces dépôts caractérisent les épandages distaux du complexe turbiditique de lobes des Gastres. Ce secteur constitue la bordure septentrionale de la cuvette d'Annot, ce qui explique le caractère fin de dépôts turbiditiques et la réduction importante des dépôts par rapport au développement observé plus au sud, des Gastres aux Scaffarels.

III.3.6-Intégration des données biostratigraphiques et découpage séquentiel

III.3.6a- Les données biostratigraphiques

La faune planctonique est peu abondante dans cet ensemble très détritique. On rappellera que les grès supérieurs de la crête de la Barre sont attribués à l'Oligocène basal avec des foraminifères caractéristiques de la zone P18 (Cf. fig.2.10).

Les échantillons récoltés au sommet des marnes bleues des Scaffarels et dans les interbancs marno-silteux de la base du membre des Scaffarels (échantillon E8/96) ont fourni une faune mal conservée qui présente un cachet oligocène (Cf. fig.2.11).

Les dépôts marneux du sommet des grès des Scaffarels (échantillon E10/96) ont fourni un assemblage de foraminifères planctoniques qui caractérise encore la zone P18.

Ainsi le mégaglissement des Gastres et le membre des Scaffarels sont datés de la zone P18.

III.3.6b- Modèle séquentiel proposé

Les standards chronostratigraphiques (Hardenbol *et al.*, 1998) présentent pour la base de l'Oligocène une discontinuité majeure, notée Pr4/Ru1, liée à une baisse rapide et forte de la courbe eustatique. La séquence de IIIème ordre Ru1 montre par conséquent un LST très prononcée. Le pic de transgression superposé est de forte amplitude.

Le mégaglissement des Gastres caractérise une période de brutale déstabilisation de la partie proximale du dispositif sédimentaire. Pour Cronin *et al.* (1998), de tels évènements peuvent être attribués à des secousses tectoniques et ne nécessitent pas un changement du niveau marin relatif. **Cependant cet épisode apparaît à l'extrême base de la zone P18, par conséquent compatible temporellement avec la forte chute eustatique de la limite majeure Pr4/Ru1. Le mégaglissement des Gastres peut donc être assimilé au dépôt de base du prisme de bas niveau de la séquence Ru1.**

La succession de faciès du membre des Scaffarels est caractérisée par un empilement stratocroissant de séquences unitaires décamétriques strato-granodécroissantes liées à des oscillations cycliques du flux détritique (Mutti, 1992). Elles traduisent un régime progradant, marqué par un flux sédimentaire très important durant cet intervalle. **On assimile cet ensemble au *Lowstand prograding complex* de Vail *et al.* (1991), correspondant à la partie supérieure du LST de Ru1.**

Au sommet des grès des Scaffarels, la récurrence d'intervalles marno-silteux de plus en plus épais à microfaune planctonique correspond à une diminution du flux sédimentaire et peut être attribuée à la base de l'intervalle transgressif de Ru1.

III.3.7- Synthèse

• Du point de vue sédimentaire

La séquence des Scaffarels traduit la généralisation du détritisme dans le bassin qui se développe préférentiellement vers l'Ouest. Elle est caractérisée par une sédimentation chaotique avec le mégaglissement des Gastres, sur lequel s'installe un système turbiditique mixte lobes-chenaux avec le membre des Scaffarels. Les grès des Scaffarels montrent un empilement de séquences unitaires strato-granodécroissantes.

Cette organisation verticale se retrouve fréquemment dans les systèmes turbiditiques des bassins de zone de suture orogénique et est attribuée à des oscillations cycliques de surrection de la partie amont du dispositif (Mutti, 1992 ; Mutti *et al.*, 1994). On peut également rattacher ces séquences unitaires à des fluctuations climatiques modulant l'hydrodynamisme du système deltaïque source (Mutti *et al.*, 1996).

Cet ensemble présente un gradient proximal-distal, comparable au système de type II de Mutti (1985). Dans la partie amont, les grès des Scaffarels montrent de fréquentes géométries chenalisantes remplies de matériel grossier. Vers le Sud, ils s'organisent en lobes tabulaires où les chenaux sont plus discrets. Dans la terminaison septentrionale du Ruch, ce sont les dépôts de type *sheet-sands*, essentiellement silto-gréseux qui se déposent constituant le matériel d'épandage des lobes turbiditiques.

Ce type de système turbiditique dominé par des écoulements à faible efficacité de transport en raison de leur forte densité, se développe à proximité du dispositif deltaïque-source. Il définit le système II de Mutti (1985). Le système distributaire est le plus souvent immature, de type fan-delta (Mutti *et al.*, 1994) où le matériel est peu trié et transféré directement vers le bassin.

• Du point de vue de la déformation

L'extension spatiale de la séquence des Scaffarels montre que le détritisme s'étend plus à l'Ouest que les grès de la crête de la Barre. Elle traduit la migration latérale du dépôt-centre, drainant les dépôts turbiditiques.

L'architecture des dépôts montre qu'ils ennoient la pente développée dans le secteur occidental. Cette morphologie est plus prononcée que dans le système oriental pour le dépôt des grès de la crête de la Barre. Elle semble entretenue au cours de la sédimentation et montre des morphologies hautes d'axe SSW-NNE.

De plus, dans le secteur septentrional du Ruch les premiers dépôts scellant la surface d'érosion montrent des écoulements vers le Sud, alors que les dépôts des Gastres et des Scaffarels sont caractérisés par un gradient du sud vers le nord. Le bassin d'Annot présente donc des écoulements centripètes qui impliquent une structuration en cuvette fermée au Nord.

Par ailleurs, la dynamique sédimentaire montre un régime de comblement. Cette séquence correspond à un changement de l'évolution générale du bassin où le taux de subsidence devient alors inférieur au flux sédimentaire.

•Du point de vue chronostratigraphique

La séquence des Scaffarels est encadrée par une microfaune qui caractérise la zone P18. Elle est compatible avec la séquence Ru1 de la base de l'Oligocène.

La discontinuité majeure que constitue la surface d'érosion du mégaglissement des Gastres est corrélée à la limite de séquence Pr4/Ru1 des standards chronostratigraphiques.

L'organisation verticale de faciès du mégaglissement des Gastres et du membre des Scaffarels traduit l'installation d'un *slope fan complex* qui débute par une coulée de débris chaotique sur laquelle prograde un système mixte de lobes-chenaux.

La partie sommitale des grès des Scaffarels montre la récurrence de marnes silteuses à faune planctonique. Elle est attribuée aux termes rétrogradant de la base de l'intervalle transgressif lors de la remontée du niveau marin relatif.

La séquence des Scaffarels ne représente que le prisme de bas niveau de Ru1, caractérisé par un *slope fan complex*.

III.4- La séquence des Garambes

La séquence des Garambes représente la dernière unité gréseuse du bassin d'Annot. Elle est séparée du membre des Scaffarels par une surface d'érosion majeure, appelée discontinuité de la Chambre du Roi.

Elle correspond à l'ensemble des grès massifs développés dans le secteur occidental du synclinal du ravin du Coulomb, au Fugeret à l'Ouest et au Ruch au nord.

III.4.1- La discontinuité de la Chambre du Roi

III.4.1a- Les Scaffarels

Au-dessus du confluent de la Vaïre et du ravin du Coulomb, la puissante série des Scaffarels est brutalement tronquée par une surface d'incision d'amplitude pluridécamétrique (**fig.4.59a**).

Cette surface d'érosion se suit latéralement vers la chambre du roi et les Garambes où l'amplitude de l'incision augmente pour atteindre plus de 60 m (**fig.4.59b**).

III.4.1b- De la Chambre du Roi au Pont de bourdon

On peut continuer à suivre cette surface le long de la falaise des Garambes qui surplombe la localité d'Annot (Cf. fig.4.57). Elle érode la totalité des grès des Scaffarels et arrive directement au contact des marnes à faciès Marnes bleues au pied des Garambes. Vers le Pont de Bourdon, la surface d'érosion remonte faiblement au-dessus des grès des Scaffarels.

III.4.1c- Le secteur du Baou de Parou

En rive droite de la Beïte, les grès des Garambes montrent une incision franche du substrat marneux (**fig.4.60**). Elle est de l'ordre de 25 m de profondeur sur une distance de 200 m et présente des figures d'abrasion de grandes ampleurs avec des *megaflutes* de profondeur métrique et de longueur plurimétrique en de nombreux points. A ces *megaflutes* horizontaux sont associés des *flutes-casts* de plus petites tailles *per ascensum*. L'extrémité SSW de cette surface est en marches d'escalier avec des sills et des filons métriques injectés dans les marnes. Les injections sont de directions moyennes N 330°.

Une telle surface traduit la vélocité et la densité de l'écoulement au moment de l'érosion-dépôt des premiers termes des grès des Garambes qui entaille perpendiculairement la pente initiale (d'orientation SSW-NNE). L'association des deux familles de *flute-cast* caractérise un vortex d'écoulement anti-horaire.

III.4.1d- Le secteur du Fugeret

Plus à l'Ouest, en rive gauche du gros vallon du Fugeret (zoom du ravin du Coin), on retrouve le membre massif des Garambes (**Fig.4.61**). Il repose directement sur les marnes qu'il entaille à nouveau fortement.

La surface est complexe et présente de nombreuses injections gréseuses dans le substrat marneux. Celles-ci sont de profondeurs plurimétriques et de directions moyennes N330°. Les grès érosifs montrent de nombreuses figures d'érosion semblables à celles décrites dans le

secteur du Baou de Parou. Elles donnent des écoulements vers N300° à N330°. On retrouve également des *flute-casts* horizontaux et verticaux. Sur le flanc gauche du *scour* du ravin du coin, les *flutes-casts* verticaux sont *per descensum*. Sur le flanc droit, ils sont *per ascensum*. Cette particularité caractérise un vortex hydrodynamique anti-horaire.

On retrouve ici les mêmes caractéristiques hydrodynamiques que celles observées au pied du Baou de Parou.

III.4.1e- Conclusion

La discontinuité de la Chambre du Roi est représentée par une surface d'érosion majeure de grande amplitude, localement supérieure à 75 m.

Au Nord d'Annot, elle érode les grès des Scaffarels et arrive localement au contact du substrat marneux.

A l'Ouest, cette surface entaille largement les marnes où elle montre des figures d'érosion exceptionnelles qui traduisent des conditions hydrodynamiques bien différentes de celles enregistrées précédemment. L'écoulement est hyperdense en raison des nombreuses injections observées et le vortex principal est antihoraire.

A l'affleurement, la largeur de l'incision est plurikilométrique, de la Chambre du Roi à l'est, au Fugeret à l'ouest.

III.4.2- La coupe type du membre des Garambes

La coupe représentative des faciès rencontrés dans le membre des Garambes peut être levée en de nombreux secteurs. Les variations d'épaisseurs des séquences unitaires sont fréquentes en raison du caractère érosif des dépôts. Cependant, les associations faciologiques sont semblables. La coupe présentée est levée au pied des Garambes. Elle présente une succession de plus de 120 m qui débute au toit des grès des Scaffarels, ici d'épaisseur réduite.

III.4.2a- Evolution verticale de faciès (**fig.4.62**)

Les grès des Garambes débutent par des faciès conglomératiques de type F2 développés dans des barres massives de 10 à 15 m d'épaisseur chacune.

-Les grès massifs évoluent rapidement vers des grès grossiers à surfaces de traction (F4) ou à granoclassement normal (F5).

-Au-dessus, les grès s'organisent en séquence de faciès plurimétrique à décamétrique qui débutent par un faciès F4, puis F5 et F9b au sommet.

-La granulométrie grossière domine la sédimentation et les intervalles fins sont quasi-inexistants, à l'exception d'un faisceau métrique à faciès F6 et F9a.

-La partie supérieure des grès des Garambes est caractérisée par des unités plurimétriques grossières de type F4 à F5.

III.4.2b- Interprétation

La séquence des Garambes est limitée à la base par une surface d'érosion majeure de forte amplitude.

Les grès des Garambes, représentés par des dépôts très grossiers, graveleux à conglomératiques, traduisent une progradation nette du détritisme dans le bassin avec des écoulements hyperconcentrés à supercritiques de haute densité.

La succession verticale de faciès montre un empilement aggradant de séquences unitaires décamétriques granodécroissantes, comparable aux grès des Scaffarels. Cependant les dépôts sont ici plus érosifs avec des faciès plus grossiers qui soulignent une position plus proximale dans le dispositif turbiditique.
Il est interprété comme des dépôts caractéristiques de la partie supérieure d'un système turbiditique ou *upper fan* (Normark, 1970 ; Walker, 1978, Shanmugam & Moiola, 1988).

III.4.2c- Sens des écoulements (**fig.4.63**)

Les figures de base de bancs sont nombreuses dans les grès des Garambes, principalement là où les grès érodent le substrat marneux (Secteurs du Baou de Parou, du Fugeret et du Ruch). Les orientations sont homogènes, du SSE vers NNW.

La cartographie de la surface d'érosion que constitue la discontinuité de la chambre du roi délimite une dépression chenalisante de largeur plurikilométrique et d'amplitude atteignant les 70m à son apex. Elle se suit vers le NW (secteur du Fugeret) et délimite ainsi un chenal principal courbe d'axe SSE-NNW.

Les nombreuses structures chenalisantes des grès des Garambes de l'ensemble du bassin montrent un éventail de directions comparables.

On remarquera que le dépôt-centre du membre des Garambes a largement migré vers l'Ouest.

III.4.3- Variations latérales des grès des Garambes

III.4.3a- De la Chambre du Roi au Pont de Bourdon

La qualité d'affleurement des grès massifs situés au-dessus de la localité d'Annot permet de suivre latéralement les grès des Garambes (**fig.4.64**).

L'incision développée à la base des grès ne tient pas compte des morphologies préexistentes. Les séquences unitaires qui se suivent tout le long de l'affleurement comblent progressivement l'incision et s'amincissent vers le SE où ils recouvrent la surface d'érosion et développent des dépôts de débordements épais et grossiers. **Cette architecture est celle d'un système chenalisant mixte, "érosional/dépositional"** (Normark, 1970 ; Mutti & Normark, 1987) que l'on rencontre fréquemment dans les systèmes turbiditiques dominés par une sédimentation sableuse (Galloway & Hobbay, 1996).

III.4.3b- De nombreuses géométries chenalisantes

Plusieurs géométries de chenaux peuvent être analysées dans les grès des Garambes.

Dans le secteur des Oubliettes (**fig.4.65**), le site de la Chambre du Roi permet d'observer l'organisation interne des dépôts (Hilton, 1995 ; Pickering & Hilton, 1998). Les grès présentent un chenal de largeur plurimétrique à remplissage grossier de type F2 qui apparaît dans des barres massives à faciès F4 et F5. Ce chenal se dichotomise vers le NW en deux chenaux de plus petites tailles.

Au-dessus, entre la coupe des Auches et la coupe des Oubliettes (**fig.4.66**), on observe un chenal d'extension pluridécamétrique à remplissage de grès graveleux à nombreux intraclastes. Le sens d'écoulement principal se fait également vers le NW.

Entre le secteur du Baou de Parou et du Fugeret, nous avons détaillé l'organisation interne des grès (**fig.4.67 & fig.4.68**). Ils présentent de nombreuses gouttières d'érosion de tailles variées, pluridécimétriques et métriques, à remplissage de grès grossiers à graveleux.
On rencontre également des organisations plus complexes avec des chenaux amalgamés d'axe subéquatorial. On notera au sommet la présence de trains de mégarides très applatis (faciès WF), qui caractérisent des écoulements supercritiques de haute densité.

L'abondance et la diversité des géométries chenalisantes définissent un système chenalisant, dominé par une dynamique en tresses, dont l'orientation des écoulements et la cartographie de la surface d'érosion majeure définissent un chenal principal courbe qui vient buter contre le substrat marneux (Cf. fig.4.63).

L'association des faciès, caractérisés par des écoulements hyperconcentrés et de haute densité, et la dynamique de chenaux en tresses permettent d'interpréter le membre des Garambes comme reflétant des dépôts d'*upper fan* sableux (Reading & Richards 1994).

III.4.3c- Le secteur du Baou de Parou (Cf. fig.4.60)

Le secteur du Baou de Parou montre la terminaison latérale de la surface d'érosion des grès des Garambes. On constate que les grès superposés au chenal principal se déposent en *onlap* sur une paléomorphologie que constituent les Marnes bleues.

Ainsi les grès des Garambes comblent l'incision que constitue la discontinuité de la chambre du roi, mais sont également constructeurs puisqu'ils viennent ennoyer progressivement le secteur occidental du bassin. Cet agencement géométrique est comparable au type 1 de Sinclair (2000), rencontré dans les synclinaux du Grand-Coyer et du col de la Cayolle. Il correspond à un intervalle érosif engendrant la troncature du soubassement, puis un intervalle de comblement et de débordement qui construit

III.4.3d- Le secteur du Ruch

Dans la terminaison septentrionale du bassin d'Annot, les grès montrent une succession stratogranocroissante de faciès F5 à F4 dominant. On ne retrouve pas la discontinuité de la chambre du roi, mais un passage progressif des grès silteux (faciès Tde, Tce), équivalents distaux des grès des Scaffarels, aux grès des Garambes proprement dits.

L'absence de surface d'incision s'explique par la position distale de ce secteur par rapport à la zone source. Il n'y a pas discontinuité mais conformité entre les dépôts sous-jacents et superposés.

Les grès des Garambes présentent ici une succession stratogranocroissante de séquences unitaires dominées par des faciès F4 et F5. Au sommet apparaissent des dépôts microconglomératiques de type F2. Ainsi le secteur septentrional est caractérisé par la progradation de dépôts grossiers qui constituent l'équivalent distal des grès des Garambes.

III.4.4- Intégration des données biostratigraphiques

III.4.4a- Les données biostratigraphiques

L'absence de marnes franches dans les grès des Garambes n'a pas permis de récolter une abondante faune planctonique. Les quelques échantillons ont fourni une microfaune mal conservée (très altérée) et aucun marqueur n'a pu être identifié.

Cependant les marnes sommitales des grès des Scaffarels ont donné un assemblage caractéristique de la zone P18 (Cf. fig.2.11).

Dans le secteur du Baou de Parou, les marnes sommitales, sous-jacentes à la surface d'érosion, ont fourni une faune oligocène franche, attribuée également à la zone P18 (Cf. fig.2.12).

III.4.4b- Proposition de découpage séquentiel

Nous avons vu précédemment que la séquence des Scaffarels peut être attribuée au cortège de bas-niveau de la séquence de IIIème ordre Ru1.

Les chartes chronostratigraphiques montrent que la séquence Ru1 se poursuit jusqu'à la base de la biozone P19, où apparaît une nouvelle discontinuité notée Ru2.

Malgré l'absence de données biostratigraphiques plus précises, nous attribuons, par défaut, la discontinuité de la Chambre du Roi à la limite de séquence Ru2.

Le membre des Garambes caractérise une sédimentation turbiditique plus proximale que les dépôts sous-jacents, interprétée comme des dépôts chenalisants en tresses de la partie supérieure du système turbiditique. Il montre une succession aggradante qui comble la dépression et se dépose également sur les bordures. **Nous interprétons le membre des Garambes comme le *Lowstand Sytem Tract* de type *Slope fan complex* selon Vail *et al.* (1991) de la séquence Ru2.**

Les dépôts sommitaux de la série des grès d'Annot n'étant pas conservé, il est difficile de savoir si ce prisme de bas-niveau est surmonté d'un intervalle rétrogradant.

III.4.5- Synthèse

•Du point de vue sédimentaire

La séquence des Garambes confirme la tendance générale de la série des grès d'Annot au comblement du bassin.

La dynamique sédimentaire développée dans les grès des Garambes traduit un environnement proximal que l'on peut attribuer à la partie supérieure d'un système turbiditique (*upper fan*). Les dépôts sont caractérisés par des faciès grossiers de type F2 et le plus souvent F4 et F5 qui traduisent des écoulements hyperconcentrés à subcritiques de haute densité. Ces processus expliquent en partie le caractère érosif de ces dépôts qui entaillent fortement le substrat marneux et également les grès sous-jacents.

Ils sont principalement déposés dans le chenal principal d'axe SE-NW et débordent sur les flancs avec des faciès également grossiers. **Le chenal présente une géométrie courbe avec**

une profondeur maximale d'incision de l'ordre de 70 m pour une largeur plurikilométrique, de la Chambre du Roi à l'Est, au Baou de Parou à l'Ouest.

Les dépôts ennoient progressivement les bordures et se déposent en *onlap* contre le substrat marneux au SW du bassin (secteur du Baou de Parou). **Cette géométrie est celle d'un système chenalisé *erosional/depositional*.**

L'organisation interne des grès des Garambes montre de nombreux chenaux amalgamés de tailles variées qui évoquent un complexe de chenaux en tresses.

On observe un gradient proximal-distal avec une discontinuité érosive au sud du bassin, qui devient concordante dans la terminaison septentrionale du Ruch. A cela s'ajoute une succession sédimentaire aggradante au Sud et progradante au Ruch qui confirme sa position distale par rapport à la zone d'apports.

•Du point de vue tectonique

Les termes supérieurs des Grès d'Annot que constitue la séquence des Garambes sont principalement développés dans le secteur occidental du bassin. Cette migration spatiale, à laquelle s'ajoutent les modifications hydrodynamiques du système turbiditique, soulignent une modification de la morphologie du bassin. Les dépôts sont confinés au secteur occidental où ils entaillent la morphologie au SW du bassin.
Ce confinement résulte probablement de la surrection de la bordure orientale entraînant le déplacement du dépôt-centre vers l'Ouest contre le relief développé au SW du bassin.

De plus, la bordure sud du bassin montre une morphologie prononcée où les fractures synsédimentaires observées à la base des grès des Garambes sont de direction moyenne N315° qui constitue la direction de fracturation conjuguée des accidents de Rouaine.

•Du point de vue chronostratigraphique

La séquence des Garambes est interprétée comme le *slope fan complex* du LST de la séquence de IIIème ordre Ru2.

Il traduit une régression majeure dans le système turbiditique des grès d'Annot avec un environnement de cône supérieur (upper fan). Aucun intervalle transgressif n'a été observé dans les dépôts sommitaux où la régression semble se poursuivre.

IV - SYNTHESE DU SYSTEME TURBIDITIQUE DES GRES D'ANNOT

IV.1 - La séquence verticale synthétique

IV.2 - Un système turbiditique sableux à lobes attachés
IV.2.1 - Les grès de la crête de la Barre
IV.2.2 - Le mégaglissement des Gastres et les grès des Scaffarels
IV.2.3 - Les grès des Garambes

IV.3 - Modalités d'enregistrement de la déformation
IV.3.1 - Existence de morphologies prononcées et entretenues
IV.3.2 - Migration des dépôts-centres et des orientations des écoulements

IV.4 - Proposition de découpage séquentiel pour la série des Grès d'Annot
IV.4.1 - Les limites de séquences de dépôts de la série des Grès d'Annot
IV.4.2 - Caractérisation des cortèges sédimentaires pour chaque séquence
IV.4.2a La séquence Pr2
IV.4.2b La séquence Pr3
IV.4.2c La séquence Ru1
IV.4.2d La séquence Ru2

IV.5 - Modulation de l'enregistrement des fluctuations eustatiques par la tectonique
IV.5.1 - Forçage de la subsidence tectonique sur l'enregistrement des fluctuations eustatiques lors de l'intervalle d'approfondissement
IV.5.2 - Régime de régression forcée lors de l'intervalle de comblement du domaine de sédimentation

IV- SYNTHÈSE DU SYSTÈME TURBIDITIQUE DES GRÈS D'ANNOT

IV.1- La séquence verticale synthétique

La succession lithologique de la série paléogène du synclinal d'Annot représente un cycle transgressif-régressif au IIème ordre (**fig.4.69**). On distingue ainsi deux intervalles sédimentaires :

-Un intervalle d'approfondissement généralisé. Il est représenté par le passage des Conglomérats infranummulitiques, aux Calcaires à nummulites puis aux Marnes bleues. Cette évolution lithologique traduit des conditions environnementales de plus en plus distales, respectivement de *shoreface* conglomératique à une sédimentation carbonatée de plateforme interne puis externe pour finir par un environnement hémipélagique de bassin.

-Un intervalle de comblement du domaine de sédimentation avec l'installation d'un système turbiditique sableux. Il montre un régime globalement progradant avec à la base des dépôts turbiditiques fins (grès de la crête de la Barre) qui deviennent de plus en plus grossiers. La succession verticale de faciès traduit une dynamique des dépôts de plus en plus proximale. Cependant cette série granocroissante est épisodiquement interrompue par des arrivées grossières (coulées de débris de la crête de la Barre et mégaglissement des Gastres).

IV.2- Un système turbiditique sableux à lobes attachés

•La série des Grès d'Annot montre une succession verticale *thickening-coarsening up*, caractéristique d'un régime de comblement d'un bassin de *foredeep* par un complexe (ou système) turbiditique sableux à lobes attachés (fig.4.69 & 4.70). Celui-ci est comparable au modèle classique de Mutti & Ricci-Lucchi (1972), établi dans les bassins d'avant-pays des Apennins.

-Les grès de la crête de la Barre sont caractéristiques d'une sédimentation de type lobe.

-Le mégaglissement des Gastres caractérise un épisode catastrophique de déstabilisation du talus.

-Les grès des Scaffarels sont attribués à des dépôts mixtes de lobes-chenaux.

-Les grès des Garambes caractérisent une sédimentation chenalisante érosive/dépositionelle dominée par des chenaux en tresses.

IV.2.1- Les grès de la crête de la Barre

Les grès inférieurs de la crête de la Barre constituent les premiers dépôts turbiditiques progradant dans le bassin d'Annot. Ils présentent une extension spatiale confinée

au secteur oriental du bassin avec un développement préférentiel dans le secteur subsident de St-Benoît.

•Ils sont caractérisés par des dépôts relativement fins à faciès F9a dominant, et à ce titre représentent des dépôts d'épandage (*sheet sands*) de la partie la plus distale d'un système turbiditique.

Les grès supérieurs de la crête de la Barre montrent un empilement de bancs métriques à plurimétriques tabulaires d'extension latérale plurikilométrique, actuellement de l'ordre de 50 à 60 Km². Ils sont caractéristiques des dépôts de lobes turbiditiques. On constate qu'il n'y a pas de compensation visible entre chaque séquence de lobes et l'on note l'absence de corps coalescents. Ceci peut être expliqué par l'existence d'un seul distributaire alimentant le cône inférieur et également par un fort contrôle morphologique sur l'extension spatiale des lobes. Les reconstitutions géométriques confirment un confinement des dépôts, lié à l'existence de reliefs prononcés et entretenus sur la bordure sud occidentale de la crête de la Barre.

Plusieurs unités fluxoturbiditiques s'observent également avec un mélange, parfois très important, d'intraclastes marneux et de sable. Ils s'observent principalement à proximité des morphologies sous-marines constituant des zones de ressauts hydrauliques qui favorisent des processus d'amalgamation et de réflexion sur les écoulements gravitaires. Des déformations intraformationnelles, ainsi que des injections apparaissent aussi à proximité des morphologies ce qui souligne le caractère synsédimentaire de la déformation qui les entretient.

Cependant, le matériel détritique est homogène dans l'ensemble des grès de la crête de la Barre avec une granulométrie moyenne, rarement grossière. A cela s'ajoute des faciès principalement F8 qui reflète des courants de turbidité de basse densité.

L'ensemble de ces observations conforte le caractère distal de la zone de sédimentation au cours du dépôt des grès de la crête de la Barre.

IV.2.2- Le mégaglissement des Gastres et les grès des Scaffarels (fig.4.71)

•Le mégaglissement des Gastres traduit une déstabilisation brutale de la partie amont du dispositif sédimentaire avec un transit important de matériel détritique vers le bassin.

Le volume sédimentaire déplacé est très important avec une extension longitudinale modérée de plus de 5 km pour une épaisseur comprise entre 20 et 100 m, ce qui lui confère un aspect trapu et massif. Il présente une organisation interne complexe avec un gradient N-S, comparable au *megaslide* de décrochement de talus avec des zones de contournements et de cisaillements internes. Dans la partie la plus distale du bassin, cet ensemble s'amincit rapidement ce qui souligne sa faible capacité de transport en raison de sa cohésion et sa haute densité.

La granulométrie graveleuse à microconglomératique de la matrice tranche fortement avec les dépôts sous-jacents. Ce contraste traduit le transfert de dépôts proximaux (de la zone deltaïque sur la plateforme) vers le domaine profond. Cet épisode instantané peut résulter de phénomènes d'ordre tectonique de type séismes ou encore de variations rapides des conditions hydrodynamiques sur la plateforme (d'origine eustatique).

•Les grès des Scaffarels, développés ultérieurement, présentent une plus grande extension spatiale avec un développement qui atteint le secteur occidental d'Annot, où ils ennoient progressivement les morphologies développées à l'Ouest.

Ils présentent une organisation tabulaire moins régulière que les grès de la crête de la Barre. Les dépôts s'organisent en bancs massifs superposés qui montrent localement des chenaux isolés, peu matures et très aplatis.

•L'anatomie des grès des Scaffarels est comparable au complexe mixte de lobes-chenaux développé dans la partie médiane du cône sous-marin.

Les chenaux sont bien développés dans le secteur d'Annot ce qui confirme le caractère de lobes attachés du système turbiditique des Grès d'Annot.

Les grès des Scaffarels se caractérisent par un empilement de séquences de faciès stratogranodécroissantes où les intervalles marneux sont quasi-inexistants, à l'exception de la partie sommitale où ces interbancs tendres peuvent correspondre aux dépôts d'abandons du lobe.

La granulométrie évolue également vers des dépôts plus grossiers, de grès moyens à grossiers avec des faciès F5 dominant, localement F4 qui traduisent des courants de turbidité supercritiques à subcritiques de haute densité. L'ensemble de ces observations confirme la progradation générale du détritisme dans le bassin avec un environnement turbiditique de plus en plus proximal.

IV.2.3- Les grès des Garambes (fig.4.71)

Les grès des Garambes constituent l'ensemble sommital discriminé dans la série des Grès d'Annot. Même si plusieurs unités peuvent être discriminées (Albussaïdi & Laval, 1984), il ne nous a pas semblé utile de le faire en raison de l'homogénéité de faciès et de géométries rencontrées dans ce membre. Il présente une extension spatiale singulière avec un développement préférentiel dans le secteur occidental du bassin.

La surface de base des grès des Garambes est fortement érosive. Elle incise les grès des Scaffarels et également le substrat marneux dans la partie sud occidentale du bassin. Cette surface délimite ainsi un chenal principal distributaire courbe (*feeder chanel*) d'axe ESE-WNW, d'une largeur de l'ordre de 2 Km pour une profondeur de 70 à 80 m. Les dépôts comblent cette dépression et ennoient les bordures avec des dépôts de débordements également grossiers. Cette anatomie définit un complexe chenalisant *erosional/depositional*.

L'organisation interne des grès des Garambes est complexe avec de nombreuses surfaces érosives (IVème et Vème ordre) et des géométries de chenaux en tresses et amalgamés fréquents.

Ils présentent une succession de séquences décamétriques à pluridécamétriques de faciès F2 et F4 dominant évoluant vers des faciès F5. Ils reflètent des vélocités d'écoulement de plus en plus fortes avec des écoulements hyperconcentrés fréquents soulignés par des abrasions fortes du substrat et des écoulements supercritiques.

Ces observations caractérisent un environnement turbiditique proximal de cône supérieur (*upper fan*), dominé par un système de chenaux en tresses.

IV.3- Modalités d'enregistrement de la déformation

IV.3.1- Existence de morphologies prononcées et entretenues

Le squelette structural du synclinal d'Annot montre un important réseau de failles N20°-040° à décrochement senestre, faisant partie du faisceau d'accidents de Rouaine et du Var. On observe également les accidents conjugués d'orientation N310° à N330° (**fig.4.72**).

Les développements différentiels de l'ensemble des dépôts dans le secteur oriental du bassin souligne le rôle majeur des accidents de Rouaine et des conjugués sur la sédimentation. Ils génèrent et entretiennent des morphologies prononcées, au creux desquelles se déposent préférentiellement les dépôts turbiditiques.

Dans le secteur occidental du bassin ce sont les accidents conjugués N300° et N330° qui affectent la sédimentation des grès des Garambes en contrôlant l'orientation des fractures et des injections synsédimentaires.

Les orientations des paléopentes, modifiées partiellement des reconstructions de Pickering & Hilton (1998) et Kneller *et al.* (1998), montrent une bonne superposition avec le canevas de failles développé dans le bassin d'Annot. Dans le secteur oriental, les morphologies ont un axe N020° dominant, subparallèle aux accidents de Rouaine. Dans le secteur d'Annot, le relief sud occidental du bassin montre un axe ESE-WNW, parallèle aux accidents conjugués N300° à N330°.

Ainsi la déformation se traduit principalement par la réactivation et/ou la genèse de fractures N020°-040° et N300°-330° qui contrôlent fortement la morphologie du bassin et par conséquent le développement spatial du remplissage turbiditique.

IV.3.2- Migration des dépôts-centres et des orientations des écoulements

La cartographie des membres discriminés dans la série des Grès d'Annot montre que les dépôts-centres migrent progressivement vers l'Ouest au cours du temps (**fig.4.73**). Ces déplacements sont sensibles lors du dépôt des lobes de la crête de la Barre et des lobes-chenaux des grès des Scaffarels. Mais ils sont surtout visibles de part et d'autre des discontinuités au profit de la migration des dépôts-centres.

Les mesures d'écoulements effectués systématiquement dans chacun des membres indiquent également une modification notable des directions des écoulements turbiditiques. On constate ainsi :

-Les grès inférieurs de la crête de la Barre, principalement développés dans le secteur de St-Benoit, présentent des écoulements parallèles aux accidents de Rouaine avec des directions SSW-NNE dominantes.

-Les grès supérieurs montrent un éventail plus large des directions d'écoulement qui restent cependant essentiellement subméridiennes. Latéralement le confinement morphologique des dépôts peut conduire à des directions ESE-WNW.

-Les grès des Scaffarels présentent des directions différentes avec une nette prépondérance des directions ESE-WNW.

-Les grès des Garambes montrent une modification des écoulements qui prennent alors une orientation N120°-N300° à E-W localement.

Ainsi, malgré une polarité d'écoulement globalement subméridienne, on constate une migration spatio-temporelle des dépôts-centres vers l'ouest qui ne peut s'expliquer que par une modification progressive de la morphologie de l'ensemble du bassin et la surrection du secteur E à NE. Elle force le déplacement des dépôts vers l'ouest. On notera que les dépôts ultimes sont confinés au secteur occidental, "coincés" au pied de la pente prononcée au sud-ouest du bassin (entre Annot et Fugeret) où se développe le chenal principal du cône supérieur.

IV.4- Proposition de découpage séquentiel pour la série des grès d'Annot

Les données biostratigraphiques obtenues dans les intervalles marneux des premiers dépôts gréseux du secteur oriental et dans les marnes du secteur occidental ont permis de préciser le canevas stratigraphique de la série des grès d'Annot (Cf. fig.2.18).

L'analyse de la succession verticale des différents membres, permet d'approcher les changements des conditions hydrodynamiques du système turbiditique. Le caractère général de ces variations, à l'ensemble du bassin, favorise l'interprétation en termes de fluctuations du niveau marin relatif, définissant ainsi des séquences de dépôts au sens de Vail et al. (1977).

La combinaison du découpage séquentiel et du canevas biostratigraphique permet par la suite de le comparer avec les standards chronostratigraphiques.

IV.4.1- Les limites des séquences de dépôts de la série des Grès d'Annot

Pour la série des Grès d'Annot, le découpage séquentiel que nous proposons tient compte des attributions biostratigraphiques. On définit ainsi (**fig.4.74**) :

-La séquence des Marnes bleues est considérée comme équivalente de la séquence de IIIème ordre Pr2.

-La séquence de la crête de la Barre, représentée par les grès inférieurs, l'intervalle marneux intercalé et les grès supérieurs, définit la séquence Pr3. La limite inférieure de Pr3 n'est pas marquée par une surface d'érosion ce qui traduit la position distale du domaine de sédimentation.

-La séquence des Scaffarels qui débute avec le mégaglissement des Gastres et se poursuit avec les grès des Scaffarels, définit la séquence Ru1. Elle est limitée à la base par une surface d'érosion majeure, compatible avec la limite Pr4/Ru1.

-Par extension les grès des Garambes sont considérés comme représentant *pro parte* la séquence Ru2. La surface de base est également une surface d'érosion majeure, attribuée à la limite Ru2 qui est biostratigraphiquement datée de la base de la zone P19.

Cependant, l'absence de données stratigraphiques fiables en dessous et dans cet intervalle ne peut pas prouver cette attribution. Il s'agit ici d'une suggestion qu'il nous faudra impérativement justifiés et argumentée (analyses stratigraphiques complémentaires) en raison des conséquences notables pour les corrélations à l'échelle de l'ensemble du *foredeep* d'Annot.

IV.4.2- Caractérisation des cortèges sédimentaires pour chaque séquence

IV.4.2a- La séquence Pr2

La succession verticale de faciès de chaque séquence ainsi définie permet de proposer un découpage en cortèges sédimentaires.

Les Marnes bleues du secteur oriental du bassin caractérisent l'intervalle transgressif de Pr2. Par extension, les marnes sommitales, datées du sommet de la zone P15 sont attribuées au prisme de Haut-Niveau.

IV.4.2b- La séquence Pr3

Les grès inférieurs de la crête de la Barre apparaissent progressivement dans le bassin. Ils sont datés de la base de la zone P16. Latéralement ils sont représentés par des intercalations bioclastiques. Cet intervalle détritique est considéré comme *le Shelf Margin Wedge* de la séquence Pr3. La coulée boueuse, et latéralement graveleuse, constitue les dépôts de *top-Lowtsand* de Pr3.

L'intervalle marneux superposé caractérise le prisme rétrogradant de Pr3.

Les grès supérieurs de la crête de la Barre montre une succession aggradante de séquences de IVème ordre stratogranocroissantes. Ils représentent l'intervalle globalement aggradant du prisme de Haut-Niveau de Pr3.

IV.4.2c- La séquence Ru1

Le mégaglissement des Gastres caractérise une période de forte instabilité du talus et du système deltaïque. Il est biostratigraphiquement compatible avec la forte chute eustatique de la limite éo-oligocène. La surface d'érosion du mégaglissement des Gastres est considérée comme équivalente de la discontinuité majeure Pr4/Ru1.

Les grès des Scaffarels sont caractérisés par un empilement de séquences de IVème ordre stratogranodécroissantes. Ils représentent les dépôts de LST de Ru1.

La séquence des Scaffarels représente ainsi le *Lowstand Prograding Complex* au sens de Vail *et al.* (1991) de Ru1, associé à un flux sédimentaire élevé.

IV.4.2c- La séquence Ru2

La séquence des Garambes est représentée par une progradation importante du détritisme dans le bassin. Aucune donnée biostratigraphique n'a été obtenue dans cet ensemble.

Les dépôts montrent des dépôts chenalisés en tresses, considérés comme le LST de type *Slope Fan Complex* de Ru2.

Cette séquence constitue la dernière séquence discriminée dans la série des grès d'Annot.

IV.5- Modulation de l'enregistrement des fluctuations eustatiques par la tectonique

L'enregistrement des fluctuations eustatiques dans la série éo-oligocène du synclinal d'Annot est fortement modulé par la tectonique (**fig.4.75**).

IV.5.1- Forçage de la subsidence tectonique sur l'enregistrement des variations eustatiques lors de l'intervalle d'approfondissement

Au cours de la période d'approfondissement paléobathymétrique du bassin, l'enregistrement sédimentaire des variations du niveau marin relatif montre une tendance générale à l'augmentation de l'espace disponible.

Ceci se traduit dans l'enregistrement sédimentaire des séquences de dépôts par une dilatation des intervalles transgressifs, avec une signature de distalité de plus en plus prononcée.

L'enregistrement sédimentaire des chutes eustatiques est également fortement atténué, quelque soit l'amplitude de ces chutes. Au sommet de cet intervalle, le prisme de bas niveau de la séquence Pr3 n'est pas érosif et est peu développé avec des arrivées détritiques distales qui reflètent un *Shelf Margin Wedge*.

Par ailleurs, les prismes de haut-niveau marin montrent également une signature sédimentaire de plus en plus distale, dominée très précocement par un faciès marneux.

Par conséquent, cette caractéristique est en accord avec la zone A du modèle de Posamentier & Allen (1993a), où, au cours de cet intervalle, la subsidence tectonique compense largement le flux sédimentaire, pourtant important, et atténue fortement les fluctuations eustatiques quelque soit leur amplitude. Ceci entraîne une modulation du découpage séquentiel et de la hiérarchie des discontinuités en comparaison des standards chronostratigraphiques.

De plus il apparaît que la séquence d'approfondissement s'intègre dans l'intervalle transgressif de la superséquence de IIème ordre TA4.

IV.5.2- Régime de régression forcée lors de l'intervalle de comblement du domaine de sédimentation

Par la suite, la mise en place du système turbiditique des grès d'Annot entraîne le comblement du domaine de sédimentation. Cependant l'évolution du dispositif sédimentaire ne se fait pas progressivement, mais à la faveur des discontinuités majeures rencontrées.

Les cortèges sédimentaires discriminés dans chacune des séquences montrent une diminution de leur préservation. Ainsi, la séquence Pr3 est quasi complète avec un SMW, un TST réduit et un HST représenté par les grès supérieurs de la crête de la Barre. Alors que les séquences Ru1 et Ru2 ne sont représentées que par les dépôts de prisme de bas niveau.

N.B. : On remarquera que les travaux de Mutti et al. (1994) suggèrent que, dans les bassins des zones de collision, l'empilement de séquences stratogranodécroissantes, comparables à celles des grès des Scaffarels, reflètent des périodes de remontés relatives du niveau marin (à l'échelle de séquences de IVème ordre). Pour expliquer l'organisation stratogranodécroissante de ces séquences unitaires, il est envisagé une réponse cyclique aux surrections tectoniques locales (Mutti, 1992, 1996). Cependant il est également possible de considérer que des oscillations climatiques liées aux cycles astronomiques de la précession et de l'excentricité (Weltje & de Boer, 1993) génèrent de telles successions de faciès.

De plus les séquences Pr3, Ru1 et Ru2 montrent des environnements turbiditiques de plus en plus proximaux dont les changements se font de part et d'autre des discontinuités.

Dans l'intervalle de comblement, la tectonique de surrection entraîne, d'une part une augmentation importante du flux sédimentaire provenant du système deltaïque, et également un rehaussement du soubassement du bassin. L'addition de ces facteurs conduit à une diminution progressive de l'espace d'accommodation qui vient amplifier les chutes relatives du niveau marin. Elle engendre ici un régime de régressions forcées au sens de Posamentier *et al.* (1992).

Par ailleurs, cet intervalle de comblement correspond stratigraphiquement au sommet de l'intervalle transgressif de TA4. Or nous sommes dans un régime de régression majeure, ce qui conforte le rôle prépondérant de la tectonique de surrection sur l'enregistrement chronostratigraphique.

V - CORRELATIONS AVEC LES FORMATIONS DE SAINT-ANTONIN

V.1 - Corrélations litho-biostratigraphiques
V.1.1 - Corrélations biostratigraphiques
V.1.2 - Corrélations lithostratigraphiques

V.2 - Dynamique sédimentaire de la série de Saint-Antonin
V.2.1 - Le faisceau détritique du ravin de Cumi
V.2.1a Evolution verticale de faciès
V.2.1b Sens des écoulements
V.2.1c Interprétation sédimentologique
V.2.1d Intégration des données biostratigraphiques
V.2.2 - La première formation détritique des sables et conglomérats
V.2.2a Evolution verticale de faciès
V.2.2b Sens des écoulements
V.2.2c Interprétation sédimentologique

V.3 - Aperçus de la déformation synsédimentaire du synclinal de Saint-Antonin et implications
V.3.1 - Une géométrie plicative complexe en éventail
V.3.2 - Modification des sens de transport

V.4 - Découpage séquentiel de la série détritique de Saint-Antonin
V.4.1 - Proposition de découpage séquentiel, intégration des données biostratigraphiques et corrélations avec les standards
V.4.2 - Conclusions

V.5 - Corrélations chronostratigraphiques avec les Grès d'Annot à Annot
V.5.1 - L'intervalle d'approfondissement
V.5.2 - L'intervalle de comblement

V.6 - Le système alluvial de St-Antonin et le système turbiditique d'Annot : un modèle fluvio-turbiditique
V.6.1 - Lors du HST de Pr3
V.6.2 - Lors du LST de Ru1
V.6.3 - Lors du LST de Ru2
V.6.4 - Conclusion

V- CORRÉLATIONS AVEC LES FORMATIONS DE ST-ANTONIN

Un système turbiditique est fortement contrôlé par la tectonique qui génère, comme nous l'avons montré, des morphologies prononcées affectant le développement spatial des dépôts. Cependant la dynamique sédimentaire du système source (*feeder system*) affecte l'organisation interne du dispositif turbiditique (Mutti, 1985 ; Reading & Richards, 1994 ; Mutti, 1996 ; Shanmugam & Moiola, 1998). C'est pourquoi nous nous sommes intéressés au complexe détritique des sables et conglomérats de St-Antonin, constituant le système deltaïque alimentant le bassin d'Annot (Stanley, 1961 ; Bodelle, 1971).

V.1- Corrélations litho-biostratigraphiques (fig.4.76)

V.1.1- Corrélations biostratigraphiques

Le canevas biostratigraphique établi précédemment montre une sédimentation synchrone entre le bassin d'Annot et celui de St-Antonin (Cf. Partie II ; fig.2.20). On peut remarquer ainsi (Cf. fig.2.19) :

-Une sédimentation carbonatée synchrone, datée dans les deux bassins des zones à nummulites B et C.

-La sédimentation hémipélagique des Marnes bleues est également contemporaine dans les deux bassins, datée à la base de la zone P15 et au sommet de la zone P17.

-Les intercalations détritiques apparaissent également de façon synchrone. Le faisceau détritique du ravin de Cumi se situe dans la même biozone (zone P16) que le membre inférieur de la crête de la Barre. L'arrivée des sables et conglomérats de St-Antonin suit la même logique, en équivalence temporelle du membre supérieur de la crête de la Barre.

-Par la suite, le manque d'informations stratigraphiques ne nous a pas permis de proposer de corrélations fiables. Cependant les intercalations volcanodétritiques du sommet de la première formation détritique de St-Antonin sont, au plus vieux, datées de la base de l'Oligocène, à 33,7+-1,6 Ma. (Baubron & Cavelier, 1982), c'est-à-dire contemporaine des grès occidentaux du bassin d'Annot (mégaglissement des Gastres, grès des Scaffarels, grès des Garambes).

V.1.2- Corrélations lithostratigraphiques

On peut mettre en équivalence temporelle :

-L'installation du faisceau détritique du ravin de Cumi et des grès inférieurs de la crête de la Barre.

-La généralisation de la sédimentation détritique dans les deux dispositifs avec la première formation détritique de St-Antonin et des grès supérieurs de la crête de la Barre.

V.2- Dynamique sédimentaire de la série détritique de St-Antonin

V.2.1- Le faisceau détritique du ravin de Cumi (fig.4.77)

V.2.1a- Evolution verticale de faciès

Le faisceau du ravin de Cumi présente un développement vertical compris entre 25 m et 30 m. Ce faisceau présente une patine singulière en raison de l'abondance d'horizons argilo-plastiques orangés centimétriques. Il apparaît progressivement dans les Marnes bleues qui s'enrichissent progressivement en silts, puis en grès fins. Aucune surface d'érosion n'a été observée entre les deux formations. De plus les bancs sont peu, voire non érosifs.

Le matériel détritique est généralement fin, compris entre les silts et les grès moyens dans lequel s'intercalent sporadiquement des dépôts gréseux plus grossiers. Les épaisseurs des bancs détritiques dépassent rarement la dizaine de centimètres et les interbancs marno-silteux sont bien plus développés.

Les structures sédimentaires rencontrées sont peu nombreuses, à l'exception de rides de vagues et de courant unidirectionnel de petites tailles. Mais, le caractère singulier est l'abondance des terriers horizontaux et verticaux qui foisonnent et détruisent le plus souvent les structures sédimentaires. Ils sont de type *skolithos* et *planolites*. On rencontre également de fréquents débris de plantes en fragments de petites tailles.
Latéralement le long de la route de St-Antonin, on retrouve également cet intervalle détritique dans les Marnes bleues, mais cette fois, représenté par des bancs plus épais et plus grossiers que dans le ravin de Cumi. Il montre des structures de type HCS bien développées.

Les horizons argilo-plastiques orangés sont plus fréquents à la base du faisceau qu'au sommet. L'évolution granulométrique montre un gradient croissant jusqu'au 2/3 du faisceau puis s'inverse jusqu'à retrouver une sédimentation marneuse au sommet du faisceau, avec le retour des Marnes bleues.

V.2.1b- Sens des écoulements

Les quelques rides de courants mesurées indiquent des écoulements ponctuels vers le NW avec un sens moyen N310°.

V.2.1c- Interprétation sédimentologique

Le faisceau du ravin de Cumi traduit l'installation progressive du détritisme dans le bassin Cependant celui-ci est peu marqué. Il s'accompagne d'une diminution paléobathymétrique comme l'attestent les figures de houles, la présence de structures HCS et SCS et la concentration de *skolithos* et *planolites*.

N.B : Il faut noter à ce sujet que latéralement, cet intervalle présente un faciès plus grossier avec des bancs gréseux plus développés renfermant des structures HCS de grande taille.

Il présente une évolution strato-granocroissante peu prononcée avec un ensemble essentiellement aggradant qui traduit un environnement protégé, sous l'influence fréquente de la houle. Puis au sommet, s'installe un régime rétrogradant avec le retour à une sédimentation hémipélagique.

V.2.1c- Intégration chronostratigraphique

Le faisceau gréseux du ravin de Cumi, placé biostratigraphiquement au sommet de la zone P16, base P17 est compatible avec la partie supérieure de la séquence Pr2 et la base de Pr3.

Nous n'avons pas observer de discontinuité érosive franche dans cet intervalle. Ainsi le passage de Pr2 à Pr3 est vraisemblablement progressif et continu, sans qu'il soit possible de le placer précisement. Il est ainsi difficile de savoir si ce faisceau détritique constitue pour partie ou pour la totalité le prisme de Haut-Niveau de Pr2 et/ou le cortège de Bas-Niveau de Pr3.

En tout état de cause il ressort que le faisceau gréseux de Cumi reflète une diminution sensible du niveau marin relatif, mais beaucoup plus atténuée que les fluctuations eustatiques standards. Nous proposons de le considérer comme le *Shelf Margin Wedge* de la séquence Pr3.

V.2.2- La première formation détritique des Sables et Conglomérats de St-Antonin (fig.4.78)

L'analyse faciologique de cette coupe a été faite selon la classification de Mutti *et al.* (1994) et Mutti *et al.* (1996), en raison du caractère alluvial dominant des sables et conglomérats de St-Antonin.

V.2.2a- Evolution verticale de faciès

La première formation discriminée dans l'ensemble de la série des sables et conglomérats de St-Antonin est développée sur plus de 400m. Elle débute par des dépôts essentiellement gréseux strato-granocroissants (fig.4.78a). Puis s'installe un complexe gréso-conglomératique où la part sableuse disparaît au profit des conglomérats (fig.4.78b). Enfin, sur plus de 150 m, la sédimentation est essentiellement conglomératique (fig.4.78c) et se poursuit jusqu'au sommet de cette première formation.

-La partie basale de la première formation (**fig.4.78a**) débute par de fines intercalations de grès fins à moyens peu érosifs où foisonnent les terriers de type *planolites*. Les structures sédimentaires sont nombreuses avec de fréquentes rides tangentielles et HCS plats. On rencontre également des rides bidirectionnelles.

-Progressivement la granulométrie s'accroît vers des horizons plus grossiers, érosifs, sporadiquement contournés, dans lesquels les rides (unidirectionnelles et bidirectionnelles) sont encore nombreuses.

-Au-dessus apparaissent des ensembles de grès grossiers à microconglomératiques d'épaisseurs métriques et rapidement plurimétriques, organisés en séquences strato-granocroissantes.

-Par la suite, les sables sont de plus en plus grossiers et prennent à la base de chaque banc un caractère graveleux à conglomératique qui domine peu à peu la sédimentation (**fig.4.78b**). Les bancs les plus grossiers montrent fréquemment des puissances plurimétriques et présentent une organisation granodécroissante, le plus souvent sans structure interne, comparable au faciès F3 des séquences de crue unitaires de Mutti *et al.* (1994).
Localement les obliques sont coiffées par des drapages argileux millimétriques (Bodelle, 1971 ; Stanley, 1980b ; Pickering & Hilton, 1998) avec des surfaces internes de réactivation hydrodynamique (**fig.4.79a**).

-Progressivement ces horizons disparaissent au profit d'une granulométrie plus grossière avec une organisation interne complexe (**fig.4.79b**). Dans cet ensemble, les séquences unitaires montrent un terme F3 dilaté, alors que le terme F4 est de plus en plus réduit (fréquemment érodé). Les stratifications obliques sont majoritairement monodirectionnelles, avec la persistance discrète de quelques stratifications opposées. Les grès graveleux sont plus érosifs et montrent alors des surfaces de traction bien développées (terme F2).

-Vers le haut, la granulométrie est essentiellement graveleuse à microconglomératique avec des stratifications obliques tangentielles organisées en mégarides d'épaisseur métrique (**fig.4.79c**). Enfin la sédimentation conglomératique s'installe définitivement avec des barres conglomératiques plurimétriques à faible granoclassement.

-Dans la partie médiane de cet ensemble, au sommet de la première formation détritique (**fig.4.78c**), les dépôts conglomératiques s'organisent en séquences unitaires granodécroissantes de conglomérats à la base à grès au sommet. On observe encore de nombreuses stratifications obliques à grès graveleux et des alternances de lits plans de conglomérats et de graviers. On observe ici une organisation verticale en séquences de crue unitaire granodécroissante à faciès F1 basal, puis F2 et F3 ou F4 directement.

-Au-dessus, la base de la deuxième formation présente des dépôts essentiellement conglomératiques d'épaisseurs plurimétriques à décamétriques sans granoclassement (F1 dominant).

V.2.2b- Sens des écoulements (**fig.4.80**)

La première formation des Sables et Conglomérats montre de nombreuses figures et structures orientées. Les orientations mesurées associées à l'évolution verticale de faciès aboutissent à un découpage en 5 ensembles distincts.

La base de cette formation montre des stratifications obliques à directions bidirectionnelles E-W. Les figures de base de bancs présentent des directions équivalentes.
Les premiers horizons conglomératiques à galets jointifs et imbriqués donnent des écoulements vers l'W-NW.

Au-dessus les stratifications deviennent monogéniques avec des obliques orientées vers l'ouest. Les galets imbriqués des niveaux conglomératiques confirment ce sens des écoulements principaux.

Dans l'ensemble conglomératique franc superposé, les imbrications de galets prennent une orientation subméridienne avec des écoulements vers le SSW.

Le second ensemble conglomératique montre des écoulements WSW à SSW et également NE.

Les imbrications de galets de la seconde formation détritique de St-Antonin présentent également des orientations vers le NE.

V.2.2c- Interprétation (**fig.4.80**)

La succession verticale de faciès observée dans la première et la deuxième formation détritique de St-Antonin traduit, dans son ensemble, un régime progradant avec une évolution stratogranocroissante, reflet de conditions hydrodynamiques de plus en plus élevées.

Nous avons pu discriminer 3 ensembles hydrodynamiques :

-L'ensemble A, développé dans la partie inférieure de cette formation. Il correspond à l'arrivée progressive des sables et conglomérats à faciès sables fins, correspondant aux dépôts distaux de phénomènes de crues (faciès F4 à F6). Les structures sédimentaires montrent des stratifications bidirectionnelles qui traduisent une dynamique de dépôts sous influences tidales. Celles-ci entraînent un vannage hydraulique du matériel détritique, relativement fin.

-L'ensemble B correspond au passage de dépôts sableux aux dépôts conglomératiques. L'évolution verticale montre des séquences unitaires de plus en plus complètes de F1 à F3 (souvent puissant) et F4 sommital. Les structures sédimentaires montrent des stratifications unidirectionnelles à drapage argileux qui soulignent l'influence modérée de la dynamique tidale (Bodelle, 1971 ; Stanley, 1980b ; Murakoshi *et al.*, 1995 ; Pickering & Hilton, 1998). Ces structures disparaissent en parallèle de l'augmentation granulométrique du sédiment. Ainsi le tri hydraulique lié aux influences tidales s'amenuise au profit d'une dynamique de crue (Cf. Mutti, 1996).

-L'ensemble C constitue la majeure partie de la première formation détritique et de la seconde, où le matériel rencontré est essentiellement conglomératique. L'organisation verticale présente des séquences unitaires avec un terme F1 hyperdilaté.

-Puis, une progradation rapide avec des dépôts de crue massifs essentiellement conglomératiques.

-Un intervalle faiblement rétrogradant (autour de la cote + 300 m) où les dépôts de crue sont représentés par les termes supérieurs (F3 et F4) qui caractérisent une diminution de la vélocité des écoulements.

-La récurrence brutale de conditions hydrodynamiques fortes où seuls les dépôts les plus grossiers sont déposés. Ils constituent la base de la deuxième formation détritique.

-Un intervalle marno-silteux qui traduit des conditions calmes marquées par des dépôts de décantation.

-Au-dessus s'intercale dans les marnes un ensemble conglomératique, dite lentille conglomératique de St-Antonin (Bodelle, 1971), composée de matériel essentiellement volcanoclastique.

-Cette lentille disparaît brutalement avec le retour des marnes, jusqu'à la troisième formation détritique (Bodelle, 1971 ; Stanley, 1980b).

V.3- Aperçus de la déformation synsédimentaire du synclinal de St-Antonin et implications

V.3.1- Une géométrie plicative complexe en éventail (fig.4.81a & b)

Le synclinal de St-Antonin présente une géométrie plicative complexe avec une dissymétrie prononcée. Elle résulte de l'existence de faisceaux d'accidents chevauchants subéquatoriaux dans la partie médiane du synclinal et sur son flanc septentrional (**fig.4.81a**).

La géométrie du remplissage sédimentaire tertiaire du synclinal de St-Antonin présente un éventail synsédimentaire ouvert vers le Sud (Campredon & Giannerini, 1982). Les dépôts développés sur le flanc septentrional du bassin sont plissés. La série calcaréo-marneuse des Calcaires à nummulites et des marnes bleues est réduite (**fig.4.81b**), en raison du caractère érosif des dépôts de la première formation détritique dans ce secteur. Au NE de St-Antonin, les Sables et Conglomérats reposent en discordance sur l'assise des Calcaires à nummulites qui souligne ici le caractère synsédimentaire de la déformation. Elle se poursuit au cours de la sédimentation détritique avec le déplacement progressif des dépôts-centres.

Le travail de Bodelle (1971) sur le synclinal de St-Antonin fournit de nombreux exemples localisés sur le flanc nord du synclinal.

A cela s'ajoute l'intrusion de matériels volcanoclastiques à pôle andésitique qui traduit une structuration intense du substratum (Le Guern, 1979).

V.3.2- Modification des sens de transport (fig.4.81b)

Les structures sédimentaires montrent des modifications importantes des sens de transport qui peuvent refléter des changements des aires de drainage et également de la morphologie du bassin.

-Ainsi la base de la série montre des écoulements subéquatoriaux avec des écoulements vers l'W et WSW. Ils soulignent une alimentation de la bordure méridionale du bassin. Plus à l'Ouest, Bodelle (1971) observe des orientations de l'ESE vers l'WNW.

-Au-dessus, les apports proviennent du NE. Deux hypothèses peuvent être suggerées, soit une alimentation de reliefs développés au NE, soit une réorientation des écoulements liée à un confinement morphologique du système deltaïque.

-Un intervalle à deux composantes d'apports, au NE et au SW, à la base de la deuxième formation.

-Enfin au-dessus de l'intervalle marno-silteux les écoulements se font vers le NE. A l'Ouest, les écoulements mesurés (Bodelle, 1971) donnent des directions du Nord vers le Sud.

Par conséquent, le système deltaïque montre des zones d'apports multiples que l'on peut expliquer par un delta alluvial multisource avec des arrivées dominantes du secteur méridional et sporadiquement du NE. Les arrivées détritiques provenant du NE soulignent l'existence de reliefs dans ce secteur où le réseau de fractures est important et où se développent des discordances synsédimentaires au sein de la série tertiaire (Campredon & Giannerini, 1982).

Ainsi, le système deltaïque alluvial de St-Antonin se confine progressivement avec la surrection de la bordure nord-orientale. Cependant le flux détritique du secteur sud reste majoritaire.

N.B. : Il nous faudrait étendre l'analyse sédimentologique dans l'ensemble du bassin pour conforter cette interprétation afin de cerner les évolutions latérales de faciès et des sens de transport, en se basant sur le travail de Bodelle (1971) qui constitue un ouvrage de référence sur l'étude du synclinal de St-Antonin.

V.4- Découpage séquentiel de la série détritique de St-Antonin

V.4.1- Proposition de découpage séquentiel, intégration des données stratigraphiques et corrélations avec les standards (Cf. fig.4.80)

L'analyse verticale de faciès de la série détritique du flanc sud du synclinal à la hauteur de St-Antonin permet de proposer le découpage séquentiel suivant :

-Nous rappellerons que le faisceau détritique du ravin de Cumi est considéré ici comme le *SMW* de la séquence Pr3.

-L'arrivée progressive des Sables et Conglomérats de la première formation, au toit des Marnes bleues, montre un régime tout d'abord aggradant (ensemble A) puis progradant (ensemble B) avec une organisation stratogranocroissante peu à peu dominée par une dynamique alluviale. Le sommet des Marnes bleues est daté de la zone P17 sommitale. La progradation progressive du détritisme dans le bassin est mise en synchronisme du HST de PR3.

-Au-dessus, les dépôts de crues montrent des faciès F1 dominant et des épaisseurs plurimétriques à décamétriques. Cet intervalle traduit un brutal changement des conditions hydrodynamiques où seul le matériel le plus grossier est déposé. Il caractérise un régime progradant alluvial franc, associé à une chute relative du niveau marin que l'on associe au LST de Ru1.

-Par la suite, on constate un ralentissement du flux détritique marqué par des dépôts de crue à faciès F3 et F4 qui signent, soit un aplanissement des reliefs du bassin versant diminuant le flux sédimentaire (fig.18 de Mutti *et al.*, 1996), soit une augmentation de l'espace disponible liée à une remontée relative du niveau marin. Il est interprété comme la base du TST de Ru1, largement modulé par le flux sédimentaire qui compense la remontée du niveau marin relatif.

-La seconde formation détritique débute par des dépôts de crue à faciès F1 dominant organisés en bancs décamétriques. Il caractérise à nouveau un régime progradant alluvial franc et brutal, que l'on interprète comme résultant d'une chute relative du niveau marin, interprété comme le LST de Ru2.

-Puis, l'installation d'une sédimentation marno-silteuse marque une rétrogradation rapide et de forte amplitude du dispositif alluvial où seul les dépôts fins se déposent. Les dépôts grossiers sont alors vraisemblablement bloqués à la partie proximale du delta. Cet intervalle caractérise une remontée relative du niveau marin que l'on met en parallèle de la transgression de Ru2.

-Au-dessus, il est difficile de discriminer cet ensemble conglomératique, largement dominé par des dépôts volcanoclastiques. De plus cette unité est lenticulaire, d'extension kilométrique (Bodelle, 1971. fig.73) pour laquelle une origine volcanique peut être envisagée. On peut également suggérer qu'il correspond au prisme de haut niveau de Ru2, cependant une analyse sédimentologique plus précise doit être menée pour conforter nos propos.

N. B. : Dans l'ensemble des sables et conglomérats, les corrélations chronostratigraphiques restent hypothétiques en l'absence de marqueurs précis. Il faudrait envisager un échantillonnage des marnes silteuses intercalées entre les formations détritiques et également des mesures radiométriques systématiques des différentes manifestations volcaniques reconnues.

V.4.2- Conclusions

L'analyse sédimentologique succincte que nous avons effectué sur la partie inférieure de la puissante série détritique des sables et conglomérats de St-Antonin montre les points suivants :

-La puissante formation des Marnes bleues reflète un environnement distal et relativement profond malgré un taux de sédimentation important au cours de cet intervalle de temps (Cf. Partie II). **Il souligne l'importance de la subsidence tectonique. Celle-ci atténue l'enregistrement des variations eustatiques et favorise le développement d'un SMW à la limite Pr2/Pr3.**

-Le système deltaïque alluvial superposé est caractérisé par un flux sédimentaire très important. Le découpage séquentiel que nous proposons montre de nombreuses lacunes avec des séquences partiellement préservées et fortement modulées vis à vis des standards chronostratigraphiques.

Ainsi, la séquence Ru1 montre un prisme de bas niveau bien développé alors que le TST est peu rétrogradant en raison du flux sédimentaire élevé qui compense la remontée eustatique. Le HST de Ru1 n'a pas été conservé en raison du caractère érosif du LST de Ru2. **Nous sommes ici dans un schéma séquentiel de type régression forcée au sens de Posamentier *et al.* (1992), favorisée par un flux détritique important et la déformation synsédimentaire du bassin.**
La rétrogradation du TST de Ru2 est cependant bien marquée. Elle coïncide avec le maximum de transgression au IIème ordre de la superséquence TA4 (Hardenbol *et al.*, 1998).

V.5- Corrélations chronostratigraphiques avec la série d'Annot (fig.4.82)

V.5.1- L'intervalle d'approfondissement

Les données biostratigraphiques montrent que la période d'approfondissement est synchrone dans les deux bassins, recouvrant les zones P15 et P16. Elle se traduit simultanément par le passage de dépôts carbonatés de plateforme à la sédimentation hémipélagique des Marnes bleues.
Cependant dans le synclinal d'Annot le développement maximal des calcaires est de l'ordre de 100 m alors qu'il atteint 300 m à St-Antonin. Cette hyperdilatation de la sédimentation carbonatée reflète un état d'équilibre entre le flux sédimentaire et la subsidence tectonique (Dorobeck, 1995) dans le bassin de St-Antonin, alors qu'à Annot, la subsidence se surimpose à la sédimentation, entraînant un approfondissement plus rapide.

L'estimation des taux de sédimentation dans les Marnes bleues, datées de la zone P15 et P16, montre des flux sédimentaires importants mais inférieurs aux taux de subsidence, ce qui entraîne ainsi l'approfondissement bathymétrique de l'aire de sédimentation dans les deux bassins.

Le prisme de haut niveau de Pr2 n'a pas été identifié dans les deux bassins et la chute eustatique reconnue entre Pr2 et Pr3 est, du point de vue sédimentaire, fortement atténuée en favorisant le développement d'un *Shelf Margin Wedge*. Dans le bassin de St-Antonin, il est représenté par des dépôts peu profonds sous influences de la houle du faisceau détritique du ravin de Cumi. Dans le bassin d'Annot, il est caractérisé par des dépôts turbiditiques distaux de type *sheet sands*.

Par conséquent, dans les deux bassins et de façon simultanée, la succession sédimentaire traduit le rôle prépondérant de la subsidence tectonique.

Le TST de Pr3 est bien développé à St-Antonin avec une sédimentation marneuse de l'ordre de 70 m qui traduit, malgré un flux sédimentaire important, un régime rétrogradant. A Annot, il est beaucoup plus réduit avec une série marneuse de 20 m qui reflète un état de *starvation* dans le bassin profond où le flux sédimentaire est principalement piégé sur la plateforme.

V.5.2- L'intervalle de comblement

L'intervalle de comblement apparaît au sommet du Priabonien au cours de la séquence Pr3. A St-Antonin, il débute par l'installation progressive des Sables et Conglomérats, alors que dans le bassin d'Annot se mettent en place les grès supérieurs de la crête de la Barre caractéristiques d'une sédimentation turbiditique de type lobes. Le HST de Pr3 est dans les deux domaines bien développé, résultat d'un flux sédimentaire important où le matériel déborde de la plateforme.

Par la suite, l'enregistrement séquentiel montre dans les deux bassins un régime de régression forcée avec des LST hyperdilatés et très érosifs, des TST peu marqués et des HST absents.

Sur la plateforme, les LST de Ru1 (partie massive de la première formation) et Ru2 (base de la deuxième formation) sont représentés par une dynamique alluviale progradante. Dans le bassin, on évolue d'un complexe lobes-chenaux de la partie médiane du cône sous-marin pour le LST de Ru1 (*Lowstand Prograding Complex*) avec les grès des Scaffarels, à un complexe chenalisant à dynamique en tresses de cône supérieur pour le LST de Ru2 (*Slope Fan Complex*) avec les grès des Garambes.

Il est intéressant de souligner que cette régression forcée est stratigraphiquement contemporaine de l'intervalle transgressif de la superséquence TA4. Ainsi les secteurs d'Annot et St-Antonin montrent un régime inverse, résultat de la déformation compressive qui affecte ces deux bassins et également d'un flux sédimentaire très important, lié à la dénudation des reliefs entretenus par la surrection dans le(s) bassin(s) versant(s).

V.6- Le système alluvial de Saint-Antonin et le système turbiditique d'Annot: Un modèle fluvio-turbiditique

Shanmugam & Moiola (1988), Reading & Richards (1994) et Mutti *et al.* (1996) soulignent le rôle prépondérant de la dynamique du delta distributaire (*feeder system*) sur l'architecture interne du remplissage turbiditique.

Les attributions chronostratigraphiques permettent de mettre en parallèle la dynamique du système deltaïque, représenté par les sables et conglomérats de St-Antonin, et le système turbiditique, représenté par la série des grès d'Annot (fig.4.83).

V.6.1- Lors du HST de Pr3 (fig.4.83a)

Le système deltaïque est caractérisé par une dynamique alluviale croissante sous influences tidales. Les séquences de crues sont représentées par les faciès F2 réduit, F3 et F4 en majorité.

La zone de transfert de largeur importante est dominée par des processus tidaux qui favorisent un tri granulométrique par vannage hydraulique. Le matériel grossier est piégé sur la plateforme et seul le matériel fin propre et homogène transite vers le bassin.

Dans le bassin d'Annot, c'est une sédimentation turbiditique de lobes de partie distale de cône sous-marin (*Lower Fan*) qui s'installe dans le compartiment oriental où les lobes successifs migrent vers l'Ouest. Les faciès caractérisent des écoulements de basse densité, sporadiquement de type F5, le plus souvent F7 et F8.

V.6.2- Lors du LST de Ru1 (fig.4.83b)

Lors de la chute eustatique de la limite Pr4/Ru1, le système deltaïque est caractérisé par un flux détritique très important avec une dynamique alluviale franche. Elle se traduit par des séquences de crues à faciès F1 et F2 où les influences tidales ont disparu. Les sens d'écoulements multidirectionnels traduisent un delta multisource avec des apports singuliers du NE qui soulignent le rehaussement tectonique de ce secteur.

La progradation du delta vers l'aval est forcée par la chute eustatique qui entraîne une déstabilisation de l'état d'équilibre sur la plateforme où la zone de transfert se réduit progressivement. Le matériel n'est donc plus aussi bien trié que précédemment où seuls les conglomérats sont piégés.

Dans le bassin, la chute eustatique s'accompagne du développement d'un *Lowstand Prograding Complex*, marqué par un mégaglissement et une sédimentation turbiditique mixte lobe-chenal caractéristique de la partie médiane du cône sous-marin (*Middle Fan*). Les faciès dominants sont plus grossiers avec des dépôts de haute densité F4 et F5. Le dépôt-centre se déplace progressivement vers l'Ouest où il ennoie les morphologies entretenues.

V.6.3- Lors du LST de Ru2 (fig.4.83c)

La chute eustatique de la limite Ru1/Ru2 se traduit par le déplacement brutal du delta alluvial vers l'aval. Les dépôts sont à dominantes conglomératiques avec des faciès F1 et F2 qui caractérisent la partie proximale du dispositif. Les écoulements montrent des apports multiples, du NE et du SW qui signent le rehaussement du secteur septentrional et également de la bordure méridionale.

La zone de transfert a disparu de la plateforme, ennoyée par le delta alluvial. Elle correspond à la zone de talus où le matériel n'est plus trié, ni piégé et transite directement vers le bassin.

Dans le bassin, la sédimentation turbiditique est caractérisée par un système chenalisant érosionnel/dépositionnel à chenaux en tresses. Les dépôts sont de haute densité à hyperconcentrés avec des faciès F2 à F4 dominants. Le dépôt-centre est localisé à l'ouest de la cuvette, contre le talus méridional.

V.6.4- Conclusions

L'analyse concomitante du système distributaire deltaïque de St-Antonin et du système turbiditique du bassin d'Annot, montre les relations étroites entre l'architecture du remplissage turbiditique et les conditions hydrodynamiques sur la plateforme.

Ainsi le complexe sédimentaire des grès d'Annot *s.l.* peut être assimilé à un système fluvio-turbiditique au sens de Mutti *et al.* (1996).

La dynamique de crue, au niveau de la plateforme favorise le transit de matériel vers le bassin avec des écoulements que l'on pourrait comparer à des courants hyperpycnaux (Mulder *et al.*, 1997 ; Mulder & Syvitski, 1995). Cependant les conditions hydrodynamiques singulières, marquées par des influences tidales, affectent la granulométrie du matériel transporté. La largeur de la zone de transfert constitue un piège à sédiment où seul le matériel fin transite. Le système turbiditique développé dans le bassin est du type I (Mutti, 1985). Cela se traduit par des dépôts relativement fins, homogènes. Ils montrent une architecture de type lobe.

Par la suite, la dynamique alluviale prépondérante prend le pas sur les processus tidaux. Elle résulte d'une part d'une forte chute eustatique et également du rehaussement des reliefs du bassin versant qui augmente le flux détritique et déplace la zone de transfert vers le talus. Le matériel transite donc directement dans le bassin et génère le développement d'un dispositif turbiditique de type II (Mutti, 1985), marqué par des dépôts grossiers, hétérogènes. L'organisation verticale traduit une progradation d'un système turbiditique à lobes attachés, évoluant d'un complexe lobes-chenaux à un système chenalisant dominés par une dynamique en tresses.

VI - CONCLUSIONS

VI.1 - Héritage structural et conséquences sur la déformation paléogène

VI.2 - L'histoire paléogène du secteur d'Annot

VI.3 - Les interactions entre tectonique et sédimentation

VI.4 - Le système fluvio-turbiditique des Grès d'Annot *s.l.*

VI-CONCLUSIONS

La série tertiaire des synclinaux d'Annot et de St-Antonin constitue une succession exemplaire pour la compréhension de la dynamique tectono-sédimentaire d'un bassin d'avant-pays à remplissage turbiditique. Elle recouvre un intervalle stratigraphique allant du Bartonien à l'Oligocène inférieur.

L'étude intégrée de son évolution, à partir de données stratigraphiques, sédimentologiques et structurales, permet de proposer une chronologie des évènements tectono-sédimentaires et de comprendre les interactions entre sédimentation, tectonique et eustatisme à différentes échelles

VI.1- Héritage structural et conséquences sur la déformation paléogène

•Le synclinal d'Annot se situe en position interne au regard de la zone frontale de la nappe de Digne

Ce secteur est peu affecté par la déformation provençale qui n'engendre que des plis de faibles amplitudes.

Les effets de la mise en place du *forebulge* n'ont pu être caractérisés précisément. On notera cependant la distribution singulière des Conglomérats infranummulitiques, au pied d'accidents anciens, sur l'extrados de bombements provençaux et dans le secteur occidental.

Le bassin d'Annot s'installe sur un substrat crétacé puissant et rigide, représenté par des dépôts calcaires du crétacé supérieur. Leur compétence mécanique à la déformation se traduira par l'absence d'une déformation souple qui favorisera la réactivation des accidents anciens.

Les accidents mésozoïques N040° et les conjugués N330° vont par conséquent être préférentiellement réactivés avec une composante sénestre dominante liée aux contraintes alpines NE-SW.

•Le synclinal de St-Antonin dans la branche sud de l'arc de Castellane

Le secteur de St-Antonin a été affecté par la déformation provençale qui a développé des plis E-W dans la partie ouest du synclinal.

La mise en place du bourrelet de front n'a pas été étudiée. Cependant les Conglomérats infranummulitiques à faciès fluviatiles montrent des développements contrastés pouvant dépasser la centaine de mètres. Les faciès dominants sont fluvio-lacustres à palustres et l'on observe localement des signes de déformation synsédimentaire (Delcausse, 1998) qui appuie la contemporanéité de ces dépôts avec le développement du bourrelet de front.

L'héritage structural mésozoïque de ce secteur est important avec un réseau de failles subéquatoriales qui délimitaient la plateforme provençale du bassin de Gap-Digne. Ainsi lors de la compression alpine, ce sont ces accidents qui vont être préférentiellement réactivés en jeu inverse.

La couverture mésozoïque est par conséquent réduite, décapée de sa couverture calcaire. Le comportement mécanique à la déformation alpine va générer une géométrie de bassin plicatif complexe (au sens de Ricci-Licchi, 1986). Cette déformation compressive, contemporaine des Sables et Conglomérats de St-Antonin, favorise le développement d'un éventail synsédimentaire ouvert vers le Sud (Campredon & Giannerini, 1982).

VI.2- L'histoire paléogène du secteur d'Annot montre les étapes successives d'un bassin d'avant-pays

L'analyse de la succession spatio-temporelle des dépôts permet de discriminer les étapes suivantes :

-Le bourrelet de front ne semble avoir affecté que modérément le secteur d'Annot où la couverture de Crétacé supérieur est bien conservée. La réactivation des accidents de Rouaine est déjà initiée.
Dans le secteur de St-Antonin, ses effets sont plus sensibles avec un développement conséquent des Conglomérats infranummulitiques.

-L'ennoiement est favorisé par la subsidence tectonique du bassin d'avant-fosse initié plus à l'Est et qui migre progressivement vers l'Ouest. Elle débute au Bartonien et se poursuit jusqu'au Priabonien supérieur (base de la zone P17). Au cours de cet intervalle, le rejeu des accidents de Rouaine et du Var entraîne le développement d'une dépression en *pull-apart* qui constitue un domaine de sédimentation préférentielle, compensée par le taux de subsidence.

A St-Antonin, la subsidence se traduit par une flexuration importante qui entraîne l'approfondissement bathymétrique.

De façon générale, cet intervalle se traduit par un taux de subsidence bien supérieur au flux sédimentaire.

-A partir du Priabonien supérieur, l'évolution du bassin d'Annot est caractérisé par une séquence de comblement avec l'installation d'un système turbiditique. Il est tout d'abord confiné au secteur oriental, puis déborde vers l'Ouest.

Dans le domaine de plateforme,à St-Antonin, un système deltaïque alluvial prograde, entrenu par des reliefs en cours de surrection, au sud et au NE.

VI.3- Les interactions entre tectonique et eustatisme

La succession sédimentaire est contemporaine de l'intervalle transgressif de la superséquence au IIème ordre, TA4, de l'Eocène terminal-Oligocène inférieur (Haq *et al.*, 1987 ; Hardenbol *et al.*, 1998). Cependant ici, des facteurs locaux viennent fortement moduler ces fluctuations tectono-eustatiques (Posamentier & Allen, 1993ab).

Ainsi, l'intervalle d'approfondissement défini à Annot et St-Antonin est compatible avec la tendance transgressive de TA4 jusqu'au Priabonien terminal. La subsidence est ici le facteur principal qui se surimpose au flux sédimentaire, cependant élevé.

Cependant, au-dessus, c'est un régime progradant de comblement qui vient inverser cette tendance qui à l'échelle globale se poursuit jusqu'à l'Oligocène inférieur. Il faut donc

envisager des facteurs locaux prépondérants, tels que la tectonique de surrection qui "bloque" la subsidence et amplifie le flux détritique par l'entretien des reliefs des bassins versants.

•Les variations eustatiques de troisième ordre sont également enregistrées, cependant leurs enregistrements sont fortement modulés par la tectonique.

Au cours de l'approfondissement généralisé des bassins d'Annot et St-Antonin, les dépôts enregistrent les fluctuations eustatiques de IIIème ordre et montrent une préservation croissante des séquences de dépôts, favorisée par la subsidence tectonique de l'ensemble du bassin. Celle-ci compense largement le flux sédimentaire et entraîne un approfondissement bathymétrique important sur la plateforme et également dans le bassin.

La subsidence tectonique vient se surimposer aux fluctuations eustatiques et entraîne dans les deux bassins l'absence de prisme de bas niveau à la limite Pr2/Pr3, en favorisant le développement d'un *Shelf Margin Wedge*.

A contrario, la succession de comblement est caractérisée par un régime de régression forcée qui se traduit différement dans les deux bassins en raison de leur position paléogéographique distincte :

-Sur la plateforme, le système deltaïque alluvial montre des cortèges de bas niveau très érosifs qui progradent vers le bassin. Le dispositif se déplace progressivement vers la plateforme externe et, simultanément, les processus hydrodynamiques évoluent d'un système mixte tidal/alluvial à alluvial dominant.

-Dans le bassin, les chutes successives du niveau marin montrent des incisions croissantes au profit de la progradation du complexe turbiditique qui montre des environnements de plus en plus proximaux de lobes turbiditiques de *lower-fan* aux chenaux en tresses d'*upper-fan*.

VI.4- Le système fluvio-turbiditique de la série des Grès d'Annot s.l.

•Relations entre la dynamique de la plateforme et le système profond

L'architecture du remplissage turbiditique d'Annot est contrôlée par les conditions hydrodynamiques du système distributaire développé à St-Antonin.

Ainsi la présence d'une zone de transfert, large et affectée de processus tidaux, piège les dépôt grossiers sur la plateforme. Seul le matériel fin transit vers le bassin et se dépose sous forme de lobes d'extension plurikilométrique.

La diminution progressive de la zone de transfert, en raison de la progradation du régime alluvial vers la plateforme externe, entraîne la fin de ce piège à sédiment et le matériel transite directement vers le bassin. Les écoulements turbiditiques sont alors de haute densité avec l'installation d'un complexe turbiditique à lobes attachés.

En résumé, l'évolution des conditions hydrodynamiques du système deltaïque contrôle la succession verticale de faciès et l'architecture du remplissage turbiditique dans le bassin.

•Effets de la tectonique

Dans le bassin, la tectonique engendre des morphologies qui contraignent l'extension spatiale des dépôts turbiditiques. Elle crée des dépressions et des reliefs qui drainent les écoulements.

La compression alpine se traduit dans le bassin d'Annot par la migration progressive des dépôts-centres vers l'Ouest où ils se confinent contre le talus méridional. La tectonique contrôle la morphologie du bassin et par conséquent la géométrie des dépôts.

Sur la plateforme, la surrection liée à la compression alpine crée des reliefs au NE qui alimentent le delta de St-Antonin en matériel détritique.

Cependant, la contribution détritique majeure provient de la bordure méridionale et marque une surrection conséquente des reliefs qui entraîne un régime progradant dominant et la disparition progressive de la plateforme au profit d'un système alluvial dominant.

Cette surrection de la partie sud du domaine externe est contemporaine du bombement thermique du futur bassin liguro-provençal (Jakni *et al.*, 1998) qui provoque le soulèvement de épaules du rift et contribue ainsi à entretenir lres reliefs et le flux détritique.

•Effets de la superposition du bombement thermique anté-rift liguro-provençal et de la compression alpine

Par conséquent, le secteur méridional du *foredeep* éo-oligocène des Alpes méridionales est caractérisé, au Rupélien, par la superposition de deux évènements tectoniques que sont :

-La compression alpine qui entraîne la fermeture du sillon périalpin.

-Le bombement thermique et la surrection des épaules du rift liguro-provençal.

La dénudation du massif cristallin des Maures-Esterel alimente en matériel détritique les bassins résiduels.

L'addition de ces deux phénomènes a pour conséquence d'amplifier la structuration du soubassement mésozoïque et de combler les bassins paléogènes résiduels. Elle conduit à une hyperdilatation du prisme de bas niveau de Ru2.

Par extension et sans calage stratigraphique, le TST de Ru2 est représenté par l'intervalle marneux séparant la deuxième formation détritique de la troisième formation de St-Antonin ; cette dernière constituant *a priori* le HST de Ru2 et/ou le LST de Ru3a.

CINQUIEME PARTIE : CONCLUSIONS GENERALES

I - LE CANEVAS TECTONO-SEDIMENTAIRE DES SYNCLINAUX PALEOGENES DE L'ARC DE CASTELLANE

II - INTERACTIONS TECTONO-EUSTATIQUES

III - PERSPECTIVES

I - LE CANEVAS TECTONO-SEDIMENTAIRE DES SYNCLINAUX PALEOGENES DE L'ARC DE CASTELLANE

I.1 - Corrélations biostratigraphiques et aperçus paléogéographiques
I.1.1 - Le démantèlement des reliefs antétransgression (du Lutétien au Bartonien)
I.1.2 - La transgression fini-bartonienne/priabonienne
I.1.3 - Comblement du secteur oriental et subsidence tectonique occidentale à l'Oligocène inférieur
I.1.4 - Fermeture du *foredeep* au Rupélien supérieur
I.1.5 - Migration du *foredeep* dans le domaine externe

I.2 - Chronologie des évènements tectoniques

I.3 - Rôle du comportement mécanique de la couverture

I- LE CANEVAS TECTONO-SEDIMENTAIRE DES SYNCLINAUX PALEOGENES DE L'ARC DE CASTELLANE

Les travaux antérieurs, concernant les corrélations stratigraphiques, mettaient en synchronisme le remplissage détritique des bassins paléogènes occidentaux de la nappe de Digne (Sinclair, 1997 ; Ford *et al.*, 1999).

Il ressort ici, à l'appui des déterminations chronostratigraphiques, que le diachronisme est important pour l'ensemble des termes marins, entre la série Annot-St-Antonin et celle du bassin de Barrême.

A cela s'ajoute l'enregistrement de la déformation synsédimentaire, où la subsidence tectonique et la compression alpine montrent également un hétérochronisme des mécanismes structuraux.

De plus, l'évolution tectono-sédimentaire montre des enregistrements distincts, résultat des interactions, propres à chaque bassin, entre déformation et dynamique sédimentaire.

I.1- Corrélations biostratigraphiques et aperçus paléogéographiques

Les données biostratigraphiques ainsi que le canevas chronostratigraphique obtenu nous ont permis de préciser les modalités de l'enregistrement sédimentaire, biozone par biozone, de la genèse à la fermeture des bassins paléogènes de l'arc de Castellane (**fig.5.1**).

Par ailleurs, la reconnaissance de surfaces de discontinuité, corrélables à l'échelle des bassins étudiés, permet de préciser et d'affiner les corrélations biostratigraphiques peu nombreuses dans les formations détritiques.

Cette étude intégrée a permis de déterminer les processus tectono-sédimentaires qui affectent les bassins, et ainsi de reconstituer l'évolution paléogéographique de l'avant-pays paléogène des Alpes méridionales (**fig.5.2**).

I.1.1- Le démantèlement des reliefs anté-transgression (fig.5.2b)

Les sédiments paléogènes les plus anciens sont représentés par des dépôts à faciès le plus souvent grossier à conglomératique. Ils sont développés dans l'ensemble du domaine subalpin mais de façon discontinue et contrastée.

Les Conglomérats infranummulitiques sont attribués aux produits d'érosion des reliefs, générés *pro parte* par le bourrelet de front en avant du *foredeep*.

Ils présentent un gradient proximal-distal avec, en périphérie, des dépôts fluviatiles (Barrême, St-Antonin), puis des dépôts fluvio-lacustres à palustres vers le Nord et l'Est (Argens ; Allons) et en bordure du *foredeep*, des dépôts de *shoreface* conglomératique (Peyresq), qui font transition avec la plateforme carbonatée des Calcaires à nummulites. Cette zone de transition, marin/continental, a été datée du Bartonien par les nummulites (Zone SBZ18).

Les sens d'écoulements confirment ce gradient-proximal distal sur toute la périphérie du *foredeep* .

Il n'a pas été reconnu, comme dans le secteur du Champsaur, de systèmes de vallées incisées (Gutpa, 1997, 1999), à l'exception du secteur oriental de Barrême. Cependant, on remarque localement des dépôts-centres prononcés, localisés à proximité de zones de fractures pérennes.

Une analyse détaillée de cette formation, de ces caractéristiques sédimentologiques et géométriques, est à envisager pour préciser les modalités de son développement spatial (voir à ce sujet C. Delcausse (1998) concernant la sédimentation "anté-nummulitique" du synclinal de St-Antonin).

I.1.2- La transgression fini-bartonienne/priabonienne (fig.5.2c)

La transgression ennoie les secteurs de St-Antonin et d'Annot au cours du Bartonien, alors qu'à l'Ouest, les reliefs sont en cours de dénudation. Le secteur oriental s'approfondit rapidement dès la zone P15 avec des profondeurs importantes où se développe une puissante série hémipélagique.

A la base du Priabonien, la bordure externe du domaine marin atteint le secteur de Barrême. La sédimentation carbonatée y perdure tout au long du Priabonien.

Le domaine oriental d'Annot est marqué par une sédimentation hémipélagique de bassin profond dans lequel apparaissent les premières arrivées détritiques attribuées à une sédimentation de lobes turbiditiques (grès de la Crête de la Barre) qui s'installent au cours de la zone P16 et se poursuit jusqu'au sommet de la zone P17. Sur la plateforme méridionale se développe un système alluvial de plus en plus prononcé, représenté par la mise en place des Sables et Conglomérats de St-Antonin.

I.1.3- Comblement du secteur oriental et ennoiement de la plateforme externe occidentale à l'Oligocène inférieur (fig.5.2d)

A partir de cette période, le domaine d'avant-pays est dissocié en deux secteurs distincts.

Le secteur oriental d'Annot est caractérisé par une sédimentation détritique fluvio-turbiditique qui comble, au cours de la Zone P18 puis P19, le bassin profond d'Annot et le domaine de plateforme de St-Antonin. Les écoulements sont subméridiens, drainés dans l'axe principal du *foredeep*. Sur la plateforme, à St-Antonin, s'installe progressivement une dynamique alluviale (première formation des Sables et Conglomérats). Dans le bassin d'Annot, la sédimentation turbiditique développe des systèmes mixtes de lobes-chenaux (Grès des Scaffarels), puis un complexe chenalisant qui constitue le dernier terme actuellement préservé (Grès des Garambes).

Le secteur occidental de Barrême semble être déconnecté du secteur oriental. La sédimentation est représentée par des dépôts hémipélagiques de plateforme à faciès Marnes bleues qui s'installent dès la Zone P18.
Progressivement, au sommet de la Zone P19/base P20, s'intercalent les produits de démantèlement de la couverture permo-triasique du Massif des Maures-Esterel (Grès de Ville). Ils sont drainés dans une gouttière subméridienne et fortement remaniés par la houle qui indique une tranche d'eau modérée, bien inférieure à celle estimée pour le bassin d'Annot.

I.1.4- Fermeture du bassin marin au Rupélien "supérieur" (fig.5.2e)

Seul le bassin de Barrême est encore précisément calé stratigraphiquement. L'absence de données dans le sommet des sables et conglomérats de St-Antonin ne permet d'en préciser l'extension temporelle.

Les dépôts, datés de la Zone P20 à P21a, traduisent la progradation de plusieurs complexes deltaïques à caractère alluvial dominant à Clumanc et à St-Lions, alors qu'à Senez prograde un complexe sableux de *shoreface*. Ces dispositifs deltaïques sont confinés dans le bassin de Barrême en cours de comblement.

Le matériel détritique montre progressivement une origine alpine à Clumanc et St-Lions avec des produits de démantèlements des zones internes et également des bassins nummulitiques orientaux plus anciens.
A Senez, les dépôts proviennent de la dénudation du socle cristallophyllien du Massif des Maures-Estérel ; origine que l'on retrouve également dans les sables et conglomérats de St-Antonin.

La présence de matériel issu de l'érosion des zones internes implique le comblement des bassins orientaux d'Annot et du Grand-Coyer, également sujet à l'érosion, puisque remaniés dans le bassin de Barrême. Ainsi le comblement définitif du bassin d'Annot serait achevé, au plus jeune, au cours de la zone P20.

I.1.5- La sédimentation continentale chattienne

Au Chattien, la sédimentation paléogène ne persiste plus que dans les bassins occidentaux de Barrême et de Majastres. Elle se caractérise par des dépôts continentaux localement puissants qui correspondent aux termes ultimes du bassin d'avant-pays du domaine subalpin des Alpes méridionales.

Les dépôts fluviatiles présentent une orientation subéquatoriale avec des écoulements de l'Est vers l'Ouest.

En même temps, les premiers dépôts continentaux (préservés) apparaissent dans le bassin de Digne-Valensole, constituant le nouveau *foredeep*, associé au prisme du domaine subalpin que constitue alors la mise en place de la nappe de Digne.

La sédimentation continentale est également présente dans les bassins occidentaux du bassin de Valensole, de Manosque-Forcalquier et d'Apt avec des dépôts continentaux à saumâtres, datés du Rupélien au Chattien (Apostolescu & Guernet, 1992).

I.2- Chronologie, importance et conséquences des évènements tectoniques

L'histoire tectonique paléogène des Alpes méridionales est complexe. Elle montre la succession de plusieurs évènements structuraux (**fig.5.1 & 5.2**), pour lesquels nous avons reconnu :

I.2.1- L'importance du réseau de fractures héritées du canevas structural mésozoïque

Le canevas structural mésozoïque est important. Il est représenté par les accidents subéquatoriaux de la branche méridionale de l'arc de Castellane, les accidents subméridiens de la zone

frontale de la nappe de Digne et la zone diapirique du Gévaudan. A cela s'ajoute le faisceau d'accidents hercyniens NE-SW du Var et de Rouaine.

Ces accidents constituent des zones de faiblesses, lors du développement du *foredeep*. Elles favorisent des zones de subsidence préférentielle, et seront également réactivées en jeu transpressif lors de la compression.

I.2.2- La déformation provençale

Elle est sensible au sud et au nord-ouest de l'arc de Castellane où elle génère des plis E-W qui s'attenuent rapidement vers le Nord-Est. Elle provoque une dénudation du substratum qui favorise le développement de reliefs prononcés liés au comportement différentiel à l'érosion des lithologies rencontrées dans le soubassement mésozoïque.

La structuration provençale est beaucoup plus tenue dans le secteur d'Annot où les effets de cette déformation semblent plus réduits, voire inexistants. Il est d'ailleurs important de noter que persiste une puissante série du Crétacé supérieur, soulignant l'émersion tardive de ce secteur en comparaison des domaines périphériques de St-Antonin et Barrême.

I.2.3- La migration du bourrelet de front

Il est difficile de cerner les modalités de genèse et de déplacement du bourrelet de front. Seule la présence des Conglomérats infranummulitiques permet d'approcher son développement.

Il amplifie les reliefs, hérités de la déformation provençale, et génère de véritables pièges sédimentaires. Au creux de ces dépressions se déposent les produits de démantèlement des reliefs entretenus qui alimentent la bordure externe du *foredeep* avec les Conglomérats infranummulitiques à faciès fluviatiles, là où les reliefs sont importants ; à faciès margino-littoraux en bordure du domaine marin, là où le paysage est déjà relativement aplani.

A ce titre, il est intéressant de souligner que le secteur d'Annot semble peu affecté par cet épisode. Il en résulte une morphologie peu accidentée, exception faite du jeu pérenne des accidents du faisceau du Var et de la paléostructure de St-Benoit.

Dans les secteurs de Barrême et de St-Antonin, la superposition de la déformation provençale et la migration du bourrelet de front conduit à une morphologie anté-transgression complexe qui va contrôler la nature faciologique et le développement spatial des dépôts infranummulitiques et également des Calcaires à nummulites.

I.2.4- La mise en place du *foredeep* se traduit par un approfondissement favorisé par la subsidence tectonique (fig.5.3)

Elle est diachrone de l'Est vers l'Ouest en débutant au sommet du Bartonien à Annot et à St-Antonin, et au Priabonien supérieur/Oligocène inférieur à Barrême.

L'estimation de la subsidence tectonique sous GENEXpermet de visualiser **(fig.5.3)** :
-D'une part, le diachronisme important,
-D'autre part, l'amplitude très contrastée que les taux de subsidence présentent entre les bassins périphériques de Barrême et St-Antonin et le bassin (plus interne) d'Annot.

Dans l'ensemble des bassins, elle se manifeste par un approfondissement qui se traduit par le passage d'une sédimentation carbonatée de plateforme, à une sédimentation marneuse hémipélagique de bassin plus ou moins profond.

La subsidence se surimpose largement au flux sédimentaire, malgré des taux de sédimentation localement importants qui compensent partiellement la création d'espace disponible. Ainsi, dans le secteur oriental d'Annot et au Sud de St-Antonin, l'équilibre entre flux sédimentaire et subsidence favorise le développement d'une puissante série calcaire qui atteint la centaine, voire plusieurs centaine de mètres.

A Annot, la subsidence est plus importante que dans les autres secteurs et conduit au développement d'un bassin profond. Ceci peut s'expliquer par la plus grande proximité du prisme orogénique que constituent les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Kerkhove, 1969). On retrouve ici un schéma comparable au modèle de Crampton & Allen (1993) et aux observations de Martini (1968) dans les séries savoyardes.

Cependant, il n'a pas été mis en évidence le rôle prépondérant de failles normales dans les différents secteurs étudiés. Les accidents présentent principalement une composante décrochante. On notera que quelques failles à jeu apparent normal affectent les dépôts infranummulitiques de Peyresq, d'Allons et d'Argens (Pairis, 1988).

I.2.5- La compression oligocène

La compression oligocène, de direction subéquatoriale (Goguel, 1936 ; Siddans, 1979) à NE-SW (Lickorish & Ford; 1998 ; Ford *et al.*, 1999), se surimpose par conséquent à un canevas structural complexe selon les secteurs. Elle se traduit alors différemment et les interactions avec la sédimentation sont propres à chaque bassin.

Du point de vue de la subsidence tectonique (fig.5.3), deux scenari se distinguent :

-Pour le bassin d'Annot, la subsidence s'amortit rapidement puis s'inverse. Ceci est caractérisé par l'accentuation progressive des morphologies au cours de son comblement.

-Les bassins périphériques de Barrême et de St-Antonin montrent une évolution similaire, malgré le diachronisme des dépôts, avec un taux de subsidence quasi-linéaire. Ceci peut être expliqué par le caractère plicatif de ces bassins, favorisant une subsidence localisée associée à la surrection concomitante de leurs bordures respectives.

Dans le bassin d'Annot, nous attribuons la migration progressive vers l'Ouest des lobes turbiditiques des grès de la crête de la Barre, puis de l'ensemble du système turbiditique, aux premières manifestations de la compression alpine, datées de l'Eocène supérieur. Elle s'accentue par la suite avec le développement de morphologies prononcées, entretenues par des failles conjuguées SE-NW qui confinent le dispositif turbiditique dans le secteur occidental du bassin.

Sur le domaine de plateforme, développé à St-Antonin, la dynamique alluviale présente, au cours de cette même période, un accroissement rapide du flux détritique grossier que l'on peut rattacher à la surrection entretenue des reliefs du bassin versant. A cela s'ajoutent des apports éphémères provenant du NE qui soulignent l'émergence du substrat dans ce secteur.
La déformation s'accentue avec la réactivation des accidents équatoriaux hérités du canevas mésozoïque. Leur comportement inverse favorise le développement d'un éventail synsédimentaire, ouvert vers le Sud, contemporain des sables et conglomérats de St-Antonin (Campredon & Giannerini, 1982).

Dans le synclinal de Barrême, les premiers indices de la compression alpine sont plus tardifs. Ils apparaissent au cours du Rupélien avec le développement de plis NNE-SSW dans les Marnes bleues qui confinent les Grès de Ville, puis affectent les grès eux-mêmes. Cette inversion tectonique conduit alors à diminuer le taux de subsidence, ce qui entraîne le comblement de la gouttière Senez-Barrême.
La déformation s'accentue au Rupélien "supérieur" avec la surrection de la bordure orientale du bassin au profit d'accidents transpressifs, favorisant le développement d'éventails synsédimentaires tout le long de la bordure orientale du bassin.

Cette compression reprend alors les accidents subméridiens hérités en décrochevauchements où les premiers indices de structuration de la zone frontale de la nappe de Digne apparaissent. Ils se traduisent au niveau de St-Lions par la reprise de l'anticlinal de St-Martin dont les accidents de l'extrados constituent la rampe latérale du chevauchement des Dourbes.

I.2.6- La surrection liée au bombement thermique des épaules septentrionales du rift liguro-provençal

Les données radiométriques, récemment obtenues sur l'âge du bombement thermique des épaules du rift liguro-provençal en Corse et dans les Maures-Esterel, indiquent une fourchette comprise entre 27-30 Ma (Jakni *et al.*, 1998).

Les assemblages pétrographiques du matériel détritique des Sables et Conglomérats de St-Antonin et des grès de Senez confirment une origine cristallophyllienne (Stanley, 1961a, b ; Evans & Mange-Rajestky, 1991).

Par conséquent, le bombement thermique entraîne l'exhumation et la dénudation de la couverture permo-triasique, puis du socle cristallophyllien et se superpose à la compression alpine en accentuant les reliefs des bassins versants du domaine méridional.

La superposition de ces deux mécanismes favorise et entretient les systèmes deltaïques de Senez et de St-Antonin avec le comblement des bassins résiduels.

I.3- Contrastes morphostructuraux entre les bassins de Barrême, d'Annot et St-Antonin

Le schéma classique de migration du bourrelet de front, dans le temps et dans l'espace (Crampton & Allen, 1995), ne se manifeste pas de façon simple dans les bassins paléogènes des Alpes méridionales.

La flexuration en périphérie externe du *foredeep* se caractérise nettement dans les secteurs fortement accidentés qui bordent de l'arc de Castellane. Elles semblent préférentiellement "absorber" le bombement flexural. Dans le domaine interne de l'arc, où le substrat est plus épais et moins accidenté, donc mécaniquement plus rigide, ce mécanisme est beaucoup plus modéré.

Lors de la migration du prisme orogénique que constitue la mise en place des nappes de l'Embrunais-Ubaye, la subsidence tectonique montre des intensités variables.

Elle se développe de la base du Bartonien au sommet du Priabonien, soit sur plus de 4 Ma, à Annot avec un taux élevé qui aboutit au développement d'un bassin profond. On soulignera que cette subsidence est de type flexurale où les failles normales sont quasi-inexistantes, exception faite de la bordure occidentale du bassin d'Annot, dans les secteurs d'Allons, Peyresq et Argens (Apps, 1987 ; Pairis, 1988), où les failles ne se développent que dans les conglomérats margino-littoraux. La

réactivation du faisceau d'accidents de Rouaine et du Var développe un bassin en *pull-apart*, siège d'une subsidence préférentielle.

En périphérie, le flux sédimentaire compense partiellement le taux de subsidence, ne permettant pas un important approfondissement. De plus la subsidence tectonique est avortée précocement (à l'Oligocène inférieur) par les contraintes compressives qui réactivent en inversion les accidents mésozoïques.

Lors de cette compression, les contrastes dans l'épaisseur, la lithologie et le canevas structural du substratum conduisent à un comportement mécanique différentiel (Ganeval, 1973). La déformation se caractérise distinctement selon les secteurs :

-Une déformation par "jeu de blocs" qui entraînent la migration des dépôts-centres dans le bassin profond d'Annot.

-Une déformation plicative liée aux décrochevauchements des accidents périphériques de l'arc de Castellane. Elle génère des synclinaux dissymétriques dans lesquels se développent des éventails synsédimentaires à St-Antonin et Barrême.

II – INTERACTIONS TECTONO-EUSTATIQUES

II.1 - La stratigraphie séquentielle appliquée aux bassins d'avant-pays

II.2 - L'intervalle d'approfondissement lié à la subsidence tectonique

II.3 - L'intervalle de comblement et de surrection

II- INTERACTIONS TECTONO-EUSTATIQUES

L'analyse verticale de faciès, interprétée en terme de variations du niveau marin relatif, aboutit à établir, de façon distincte dans chacun des secteurs, un découpage en séquences de dépôts au sens de Vail *et al.* (1977).

L'intégration des données biostratigraphiques permet une comparaison avec les standards chronostratigraphiques établis sur les marges passives et les bassins intracratoniques (Haq *et al.*, 1987 ; Hardenbol *et al.*, 1998), et ainsi de distinguer la part de l'eustatisme et de la tectonique sur l'architecture spatio-temporelle du remplissage sédimentaire.

II.1- La stratigraphie séquentielle appliquée aux bassins d'avant-pays

•Les fluctuations eustatiques de IIème ordre et de IIIème ordre sont enregistrées dans les bassins considérés et peuvent être utilisées comme outils de corrélations au sein d'un même bassin et entre différents bassins, mais également avec les standards chronostratigraphiques (fig.5.1).

Ainsi la série marine paléogène des bassins de Barrême, Annot et St-Antonin reflète un super-cycle tectono-eustatique (IIème ordre), compatible avec le sommet du cycle TA3 et le cycle TA4 *pro parte* pour Annot et St-Antonin et la séquence TA4 *s.s.* pour Barrême. La série continentale du bassin de Barrême correspond au cycle superposé TB1, voire les premiers termes du cycle TB2 pour la série des grès verts à serpentine.

Au sein de ces superséquences, nous avons également pu identifier plusieurs séquences de IIIème ordre, où les limites de séquences majeures sont compatibles, du point de vue stratigraphique, avec les discontinuités rencontrées à l'échelle globale.

•Cependant, la déformation active dans ce type de bassin conduit à une forte modulation, "positive" ou "négative", de l'enregistrement eustatique. Selon le contexte tectono-sédimentaire qui dépend :
-du type et de la vitesse de déformation,
-du flux sédimentaire,
-et de l'environnement de dépôt, les séquences de dépôts préservées et l'amplitude des discontinuités peuvent être fort différentes de ce qui a été défini dans les standards et également d'un bassin à l'autre (fig.5.4).

On se trouve ici aux limites de la méthode où les corrélations avec les standards ne doivent pas constituer un but en soit, mais un outil permettant de discriminer l'importance relative des différents facteurs influençant la sédimentation et la préservation des dépôts (Posamentier & James, 1993).

II.2- L'intervalle d'approfondissement lié à la subsidence tectonique

L'intervalle d'approfondissement des différents bassins étudiés montre un schéma semblable du découpage séquentiel :

-Les séquences de dépôts sont de mieux en mieux préservées avec, de façon concomitante, des faciès de plus en plus distaux.

-Les limites de séquences et les prismes de bas niveau sont progressivement atténués, voire enregistrés par le développement de *Shelf Margin Wedge* où le flux sédimentaire ne compense plus le taux de subsidence.

•La subsidence tectonique qui affecte l'aire de sédimentation se surimpose progressivement aux fluctuations eustatiques (fig.5.4-intervalle bleu). Elle amplifie les remontées eustatiques et atténue les chutes eustatiques, quelles que soient leur amplitude. Cela conduit à l'augmentation constante du niveau marin relatif et par conséquent de l'espace d'accommodation.

A Annot et St-Antonin, ce mécanisme se manifeste du Bartonien au Priabonien et module l'enregistrement des séquences de IIIème ordre Bart1, Pr1, Pr2 et Pr3.

A Barrême, la subsidence tectonique est caractérisée du Priabonien au Rupélien inférieur. Elle module l'enregistrement des séquences Pr1, Pr2, Pr3, Ru1 et Ru2.

•On constate que l'intervalle d'approfondissement des bassins paléogènes de l'arc de Castellane est compatible avec la période de transgression au IIème ordre TA4, établie à l'échelle globale.

II.3- L'intervalle de comblement et de surrection

Lorsque le régime s'inverse, le découpage séquentiel obtenu dans les différents bassins montre des interactions tectono-eustatiques semblables entre les bassins, qui aboutissent à un schéma comparable du découpage séquentiel :

-Les séquences de dépôts sont de moins en moins préservées avec l'absence croissante des prismes de haut niveau, voir même des prismes transgressifs.

-Les limites de séquences montrent des incisions d'amplitude croissante. A l'inverse, l'amplitude des intervalles transgressifs est fortement atténuée.

-Les prismes de bas niveau sont caractérisés essentiellement par des *Lowstand prograding Complex*, représentés par des environnements de plus en plus proximaux.

•La surrection, liée à la compression, engendre un rehaussement des reliefs bordiers qui augmente le flux détritique. De plus, elle amplifie les chutes eustatiques et atténue les remontées eustatiques en générant des régimes de régression forcée (Posamentier *et al.*, 1992). Elle provoque la diminution constante de l'espace disponible (fig.5.4-intervalle rouge).

Dans les bassins paléogènes de l'arc de Castellane, ce processus est diachrone.

A Annot et St-Antonin, Il se met en place dans la partie supérieure de l'intervalle transgressif de TA4, avec une amplification notable liée au soulèvement des épaules du rift liguro-provençal qui amplifie le flux sédimentaire. La régression forcée affecte l'enregistrement des séquences de IIIème ordre Ru1 et Ru2.

A Barrême, il est compatible avec l'intervalle régressif au IIème ordre de TA4 et affecte l'enregsitrement des séquences de IIIème ordre Ru3a, Ru3 et Ch1.

Au cours de la sédimentation continentale, la surrection atténue également l'amplitude de l'intervalle transgressif de TB1, développé à Barrême. Pour la régression de TB1, on retrouve un schéma comparable de régression forcée favorisant le développement d'éventail synsédimentaire.

•Dans les bassins de Barrême et de St-Antonin, l'interaction entre les fluctuations eustatiques et la déformation plicative favorise le développement d'éventails synsédimentaires.

Ils sont localisés au pied des accidents chevauchants ou transpressifs. Leur géométrie dépend alors de l'interaction entre (Mercier, 1996):

-La cinématique de la charnière, à migration de charnière ou à rotation de flanc.

-Les variations du niveau marin relatif (résultante de la subsidence et des fluctuations eustatiques) qui contrôlent le taux de sédimentation.

III - PERSPECTIVES

III-PERSPECTIVES.

• Du point de vue régional

Il nous faut maintenant mieux caractériser l'importance du substratum (épaisseur, lithologie et canevas structural) sur la propagation de l'onde de déformation, du bourrelet de front et également de la compression.

De plus, il faut envisager l'analyse généralisée des accidents cassants affectant l'évolution du *foredeep* paléogène afin de voir si les accidents, développés dans l'ensemble du sillon alpin (de St-Antonin aux Trois-Evéchés), ont une composante décrochante prépondérante.

Par ailleurs, il nous paraît nécessaire de mener une analyse stratigraphique et sédimentologique des bassins septentrionaux du Grand-Coyer et des Trois-Evéchés pour lesquels les corrélations et les reconstitutions paléogéographiques (Ravenne *et al.*, 1987 ; Pickering & Hilton, 1998) restent hypothétiques. De plus ces bassins présentent des dynamiques sédimentaires propres où les interactions avec la déformation n'ont pas encore été abordées.

Enfin, il faut étendre ce type d'étude intégrée aux bassins septentrionaux (des Alpes méridionales aux bassins savoyards). Les travaux récents, menés dans les bassins paléogènes NW alpins (Ujetz, 1996 ; Viard, 1998) montrent que l'évolution tectono-sédimentaire est synchrone de celle des bassins des Alpes méridionales. Il serait alors intéressant de préciser les corrélations, chronostratigraphiques et sédimentologiques ; mais également de cerner les modalités, propres à ces bassins, de l'enregistrement de l'orogenèse.

Mieux caractériser les interactions entre la compression oligocène et le bombement thermique du rift liguro-provençal.

• Du point de vue de la modélisation

Etablir des modèles géométriques et géodynamiques des différents bassins selon leur canevas structural et le type de déformation rencontrés.

Valider le modèle d'interactions sur la sédimentation entre eustatisme et déformation dans d'autres bassins de domaines d'avant-pays et dans d'autres contextes structuraux.

BIBLIOGRAPHIE

ABBOTT W. O. (1986).-The recognition and mapping of a basal Transgressive Sand from outcrop, subsurface and seismic data. Seismic Stratigraphy II. Ed. O. R. Berg & D. G. Wolverton. *Mem. Am. Ass. of Petrol. Geol.*, **39**. p. 157-167.

ABREU V. S. & ANDERSON J. B. (1998).-Glacial eustasy during the Cenozoic : sequence stratigraphic implications. *AAPG Bull.*, **vol. 82, n°7**. p. 1385-1400.

ABREU V. S. & HADDAD G. A. (1998).-Glacioeustatic fluctuations : the mechanism linking isotope stratigraphy and sequence stratigraphy from the Oligocene to middle Miocene. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphy of european basins. Ed. P. C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P. R. Vail.*SEPM Spe. Publ.*, **n° 60**. p. 245-260.

ALBUSSAÏDI S. & LAVAL A. (1984).-Nouvelles observations de la série priabonienne. Evolution latérale en relation avec la tectonique. Rapport IFP. Ref. 32677. 86 p..

ALLEN P. A. & ALLEN J. R. (1990).-Basin Analysis. Principles & Applications. Blackwell Ed.. 451 p..

ALLEN A., HOMEWOOD P. & WILLIAMS G. D. (1986).-Foreland basins : an introduction. Foreland Basins. Ed. A. Allen & P. Homewwod.*Spec. Publs int. Ass. Sediment*, **8**, p. 3-12.

ALLEN A. & BASS J. P. (1993).-Sedimentology of the Upper Marine Molasse of the Rhône Alps Region, Eastern France : Implications for Basin Evolution. *Eclogae geol. Helv.*, **86/1**. p.121-172.

ANADON P., CABRERA L., COLOMBO F, MARZO M. & RIBA O. (1986).-Syntectonic intraformational unconformities in alluvial fan deposits, eastern Ebro Basin margins (NE Spain). Foreland Basins. Ed. A. Allen & P. Homewwod.*Spec. Publs int. Ass. Sediment*, **8**, p. 259-271.

APOSTOLESCU V. & GUERNET C. (1992).-Les ostracodes oligocènes de la région Forcalquier-Manosque (bassin continental d'Apt, Haute-Provence). *Rev. de Micropal.*, **35/2**. p. 91-115.

APOSTOLESCU V. & DELLENBACH J. (1999).-Les Ostracodes oligocènes de Haute-Provence. Une contribution à la paléobiogéographie de l'Oligocène. ISBN é-9513778-0-0. Mai 1999. 44p..

APPS G. (1987).-Evolution of the Grès d'Annot basin. SW Alps. PhD thesis. University of Liverpool.

ARTONI A. & MECKEL L. D. III (1998).-History and deformation of a thrust sheet top basin : the Barrême basin, western Alps, SE France. Cenozoic Foreland Basins of Western Europe. Ed. A. Mascle, C, Puigdefabregas, H. P. Luterbacher & M. Fernandez. *Geol. Soc.* **Spec. Publ. 134**. p. 213-237.

ASSENAT S. (1972).-Stratigraphie et variations de faciès du Jurassique inférieur de la région de Castellane. Thèse. Université de LYon. 81 p..

ATROPS F., ROUX M. & LHAMYANI B. (1989).-Traits paléostructuraux de l'arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales) au Callovien-Oxfordien. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 308, Série II. p. 521-526.

AVRIL G. (1989).-Paléogéographie et paléoenvironnements de dépôt du Trias détritique du Sud des Alpes françaises (partie orientale du "bassin du Sud-Est". Thèse. Unversité de Nancy I. 225 p..

BALLY A. W. & SNELSON S. (1980).-Realms of subsidence. *Mem. of Can. Soc. of. Petrol. Geol.*, **6**. p. 9-94.

BASSO A. M., GUIOMAR M. & ROUSSET C. (1984).-Dynamique des bassins carbonifères de Provence et Haute-Provence. 5 ème Cong. Europ. de Sédim., Marseille. p. 47

BAUBRON J. C. (1974).-Etude de l'évolution magmatique des formations calco-alcalines tertiaires de Provence et de Haute-Provence par la géochimie du rubidium et du strontium. *Rapp. BRGM.*, **n°74**. 37 p..

BAUBRON J. C. & CAVELIER C. (1982).-Numerical dating in stratigraphy, vol. 2. Ed. J. Niley & Sons. p. 892-893.

BAUM G. R. & VAIL P. R. (1988).-Sequence stratigraphic concepts applied to Paleogene outcrops, Gulf and Atlantic basins. Sea-level Changes-An integrated approach. Ed. C. K. Wilgus *et al.*. *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleonto. Mineral.. Tulsa*, **42.** p. 309-327.

BEAUDOIN B., CAMPREDON R., COTILLON P. & GIGOT P. (1975).-Alpes méridionales françaises. Reconstitution du bassin de sédimentation. Guide d'excursion n°7. *IX Congrès Int. de Sédim.* Nice.

BEAUDOIN B., COJAN I., FRIES G. & PINOTEAU B. (1985).-Lois de décompaction et approche des évolutions du taux de sédimentation dans des forages pétroliers du Sud-Est de la France. Programme "Géologie profonde de la France". *Doc. BRGM*, **n°95-11, thème 11.** p. 133-148.

BEAUDOIN B. & FRIES G. (1984).-Phénomènes de resédimentation. Crétacé inférieur subalpin. Excursion n°6. 5 ème Cong. Europ. de Sédim., Marseille.

BEAUDRIMONT A. F. & DUBOIS P. (1977).-Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : le Sud-Est de la France. *Bull. Centre des Rech. Explo. et Product. Elf Aquitaine*, **1.** p. 261-308.

BEAUMONT C. (1981).-Foreland basins. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **vol. 65.** p. 291-329.

BERGER (1976).-Obliquity and precession for the last 5 Myr. *Astronomy Astrophysic*, **vol. 51.** p. 127-135.

BERGERAT F. (1985).-Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plateforme européenne. Thèse doct. Université Paris-VI.

BERGGREN W. A. (1969).-Rates of evolution in some Cenozoic planktonic foraminifera. *Micropaleontology*, **vol. 15, n°3.** p. 351-365.

BERGGREN W. A., KENT D. V. & FLYNN J. J. (1985).-Jurassic to Paleogene : Part 2-Paleogene geochronology and chronostratigraphy. The Chronology of the Geological Record. Ed. N. J. Snelling. *Mem. Geo. Soc. of London.*, **n°10.** p. 141-197.

BERGGREN W. A., KENT D. V., SWISHER C. C. & AUBRY M. P. (1995).-A revised cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In : *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*. Ed. by Berggren W. A., Kent D. V., Aubry M. P. & Hardenbol J.. *Soc.of Econ. Paleon. and Minera.*. Spe pub., **n°54.** p.129-212.

BERGGREN W. A., MILLER K. G. (1988).- Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology. *micropaleontology*, **vol. 34**, n°4. p.362-380.

BERTRAND L. (1896).-Etude géologique du Nord des Alpes-Maritimes. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, **t. XI., n°56.**

BESSON L., GROSSO F., PAIRIS J. L., USELLE J. P. (1970).- Études préliminaires sur les microfaunes et les carbonates des "marnes bleues" du synclinal d'Annot (Basses-Alpes). *Géologie Alpine*, **t. 46.** p. 29-42.

BESSON L., DERES F. & PAIRIS J. L. (1972).-Age des grès d'Annot au Nord de la localité type (Alpes de Haute-Provence). *C. R.Acad. Sc. Paris*, **t. 275. Série D.** p. 2603-2606.

BESSON L., (1972).-Contributions à l'étude micropaléontologique et géochimique du Tertiaire du synclinal d'Annot (Alpes de Haute Provence). Thèse 3 ème cycle. Université de Grenoble

BESSON L., PAIRIS J. L. & PORTHAULT B. (1972)-Contribution géochimique à l'étude du Tertiaire du synclinal d'Annot (Alpes de Haute Provence). *Geologie Alpine*, **t. 48.** p. 165-177.

BIJU-DUVAL J. (1953).-Description géologique du synclinal de St-Antonin et du dôme d'Amirat (Alpes Maritimes). Dipl. Et. Sup., Paris.

BIOCHROM '97 (1997).- Actes du congrès Biochrom'97.

BLONDEAU A. (1968).-Révision des Nummulites et des Assilines des Alpes-Maritimes. Colloque sur l'Eocène, Paris, mai 1968. *Mém. BRGM*, **n°58.** p. 27-55.

BLONDEAU A., BODELLE J., CAMPREDON R., LANTEAUME M. & NEUMAN M. (1968).-Répartition stratigraphique des grands Foraminifères de l'Eocène des Alpes-Maritimes (franco-italiennes) et des Basses-Alpes. Colloque sur l'Eocène, Paris, mai 1968. *Mém. BRGM*, **n°58.** p. 13-26.

BLONDEAU A. (1972).-Les Nummulites. Vuibert. 255 p..

BLOW W. H. (1969).-Late Middle Eocene to Recent Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy. - In : *Proc. 1st Int. Conf. on Planktonic Microfossils*, Brönniman P. & Renz H. H. ed., Genève, 1967, E. J. Brill, Leiden, **vol. I**, p.199-422.

BLOW W. H. (1979).-The Cenozoic Globigerinida. Ed. E. J. Brill. Leiden. 1413 p..

BODELLE J., VERNET J., BLONDEAU A. & LE CALVEZ Y. (1966).-Sur l'âge des sables et conglomérats du synclinal de St-Antonin (Alpes Maritimes). *C. R. Acad. Sc. Paris*, **série D, t. 262, n°6.** p. 613-615.

BODELLE J., CAMPREDON R., CHATEAUNEUF J. J., LEZAUD L. (1969).-Le Nummulitique des Scaffarels (France-Basses Alpes). Utilisation simultanée de plusieurs méthodes d'études stratigraphiques et géochimiques. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. vol. LIV, fasc. 4. pars I, budapest 1971. col. Strat. Eoc.

BODELLE J. (1971).-Les Formations Nummulitiques de l'Arc de Castellane. Thèse de Doct.ès Sc., Univ. Nice, 540 p..

BOLLI H. M. (1966).-Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic Foraminifera. *Bol. Inf. Venez. Geol. min y petrol.*, **vol. 9, n° 1.** p.3-32.

BOLLI H. M., SAUNDERS J. B.& PERCH-NIELSEN K. (1985).-Plankton Stratigraphy, Bolli H. M., Saunders J. B., Perch-Nielsen K. Ed., *Cambridge Earth Science Series*, **vol. 1 & 2.**

BOUSSAC J. (1912).- Études stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *Mém. Expl. Carte Géol. Fr.*.

BOMBITA G. H. & MOISESCU V. (1968).-Données actuelles sur le nummulitique de Transylvanie. Colloque sur l'Eocène. Paris. *Mém. Bull. Rech. Geol. Min.*. p. 693-729.

BORNHOLD B. D. & PRIOR D. B. (1990).-Morphology and sedimentary processes on the subaqueous Noeick River Delta, British Columbia, Canada. Coarse-grained deltas. Ed. A. Collela & D. B. Prior. *Spe. Publ. Int. Ass. Sed.*, **vol. 10.** p. 169-183.

BOTTOMLEY R. J., YORK D. & GRIEVE R. A. F. (1993).-Age of Popigai impact event using the ^{40}Ar-^{39}Ar method. Proceedings from the Lunar and Planetary Science Conference, 24. Houston, Texas. p. 161.

BOUMA A. H. (1959).-Some data on turbidites from Alpes Maritimes. *Geologie Mijenbouw*, **21.** p.223-227.

BOUMA A. H. (1962).-Sedimentology of some flysch deposits : a graphic approach of facies interpretation. Elsevier. 162 p..

BOUMA A. H. (1988).-Migratory and braided channels in Eocene submarine fan deposits in the French Maritime Alps. *Bull. AAPG*, **72.** p. 990.

BOUMA A. H. (1990).-Clastic depositional styles and reservoir potential of Meditterranean basins. *AAPG Bull.*, **74.** p. 532-546.

BOUMA A. H., COLEMAN J. M. (1985).-Peïra-Cava turbidite system, France. Submarine fans and related turbidite systems. Ed. A. H. Bouma,W. R. Normark & N. E. Barnes. Springer-Verlag, New-York. p. 217-222.

BOUMA A., ROBERTS H. H., COLEMAN J. M. & PRIOR D. B. (1991).-Delta-front gullies as part of mass-movement phenomena : Mississippi River delta-front. From shoreline to abyss : contribution in marine geology in honor of F. P. Shepard. Ed. R. H. Osborne. *Spe. Publ. Soc. of. Eco. Paleo. Min.*, **46.** p. 99-105.

BOURGEOIS J. (1980).-A transgressive shelf sequence exhibiting hummocky stratification : the Cape Sebastian sandstone (Upper Cretaceous), Southwestern Oregon. *Jour. of Sed. Petro.*, **vol. 50, n°3.** p. 681-702.

BOURGEOIS J. & LEITHOLD E. H. (1984).-Waveworked conglomerates-depositional processes and criteria for recognition. Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Ed. E. H. Koster & R. J. Steel. *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, **vol. 10**. p. 331-343.

BRENCHLEY P. J. (1985).-Storm influenced sandstone beds. *Mod. Geol.*, **9**. p. 369-396.

BRGM (1981).-Carte géologique de la France au 1:50000, feuille 844 Digne. *Bur. Rech. Geol. Min., Orléans.*

BRGM (1989).-Carte géologique de la France au 1:50000, feuille 918 La Javie. *Bur. Rech. Geol. Min., Orléans.*

BRINKHUIS H. (1988).-Late Eocene to early Oligocene dinoflagellate cysts from the Priabonian type-area (northeast Italy) : biostratigraphy and paleoenvironmental interpretation. *Palaeaogeo., Palaeoclim., Palaeoeco.*, **vol. 107**. p. 121-163.

BRINKHUIS (1992).-Late Eocene to early Oligocene dinoflagellate cysts from the Central and Northeast Italy. Doctoral Dissertation. University of Utrecht. 169 p..

BUSBY & INGERSOLL (1995).-Tectonics of sedimentary basins. Ed. C. J. Busby & R. V. Ingersoll. Blackwell Science.

CAMPREDON R. & GIANNERINI G. (1982).-Le synclinal de Saint-Antonin (arc de Castellane, chaînes subalpines méridionales) Un exemple de bassin soumis à une déformation compressive permanente depuis l'Éocène supérieur. *Géologie Alpine*, **t 58**, p. 15-20.

CAMPREDON R. (1972).-Les formations nummulitiques des Alpes franco-italiennes. Thèse d'état. Nice.

CAMPREDON R. (1977).-Les formations paléogènes des Alpes maritimes franco-italiennes. *Mém. Hors S ériede la Soc. Geol Fr.*, **9**. 197 p.

CANDE S. C. & KENT D. V. (1992).-A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journ. of Geophy. Res.*, **vol. 97**. p. 13917-13951.

CANDE S. C. & KENT D. V. (1995).-Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journ. of Geophy. Res.*, **vol. 100**. p. 6093-6095.

CARBONNEL G., CHATEAUNEUF J.-L., FEIST-CASTEL M., GRACIANSKY P. C. & VIANEY-LIAUD M. (1972).-Les apports de la paléontologie (spores et pollens, charophytes, ostracodes, mammifères) à la stratigraphie et à la paléogéographie des molasses de l'Oligocène supérieur de Barrême (Alpes de Haute-Provence). *C. R. Acad. Sc. Paris*, **Série D, t. 275**. p. 2599-2602.

CAVELIER C. (1979). La limite Eocène-Oligocène en Europe occidentale. *Mém. Sc. Géol.*, **n°54**. Université de Strasbourg.

CHAUVEAU J.-C. & LEMOINE M. (1961).-Contribution à l'étude géologique du synclinal tertiaire de Barrême (moitié nord), feuille de Digne 1/50000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **58, N° 264**, p. 147-178.

CHERMETTE & NAUROIS (1972).-Contribution à l'étude structurale de la terminaison méridionale du chevauchement de Digne et ses environs. Rapport d'option Géologie Générale. ENSMP, Paris.

CLYMER A. K., BICE D. M. & MONTANARI A. (1996).-Shocked quartz from the late Eocene : Impact evidence from Massignano, Italy. *Geology*, **vol. 24**. p. 483-486.

COCCIONI R., MONACO P., MONECHI S., NOCCHI M. & PARISI G. (1988).-Biostratigraphy of the Eocene-Oligocene boundary at Massignano (Ancona, Italy). The Eocene-Oligocene boundary in the Marhce-Umbria Basin (Italy). Ed. I. Premoli-Silva, R. Coccioni & A. Montanari. *Mem. IUGS*. p. 59-80.

COLELLA A. (1988).-Gilbert-type fan deltas in the Crati basin (Pliocene-Holocene, Southern Italy). International workshop on fan deltas, Calabria, Italy. A. Colella ed., excursion guidebook. p. 17-78.

COLEMAN J. M. & WRIGHT L. D. (1975).-Modern river deltas : variability of processes and sand bodies. Deltas : Models for exploration. Ed. M. L. Broussard. Hous. Geol. Soc. p. 99-149.

COTILLON P. (1971).-Le Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane, entre l'Asse et le Var. *Mém. Bull. Rech. Géol. Min.*, **n°68**. 313 p..

COTILLON P., LATREILLE G., MEIN P. & RIO M. (1973).-Manifestations de mouvements tectoniques anté-oligocènes dans la partie sud de l'arc de Castellane : les formations conglomératiques du bassin tertiaire de Jabron (Var). *C. R. Acad. Sc. Paris*, **Série D, t. 276**, p. 2361-2364.

CRAMPTON S. L. E. & ALLEN P. A. (1995).-Recognition of forebulge unconformities associated with early-stage foreland basin development : example from the north Alpine foreland basin. *Bull. AAPG*, **79**. p. 1495-1514.

CREMER (1983).-Approche sédimentologique et géophysique des accumulations turbiditiques. L'éventail profond du Cap Ferret (Golfe de Gascogne), la série des grès d'Annot (Alpes de Haute Provence). Thèse de Doct.ès Sc., Univ. Bordeaux.

CRONIN B., OWEN D., HARTLEY A. & KNELLER B. (1998).-Slumps, debrisflows and sandy deep-wtaer channel systems : implications for the application of sequence stratigraphy to deep-water clastic sediments. *Jour. of Geol. Soc., London*, **vol. 155**. p. 429-432.

CRUMEYROLLE P., RUBINO J. L., CLAUZON G. (1991).-Miocene depositionnal sequences within a tectonically controlled transgressive-regressive cycle. Sedimentation, Tectonics and Eustasy, Sea-level changes at Active Margins. *Spec. Publs. int. Ass. Sediment*, **12**, p.373-390.

DABRIO C. J. (1990).-Fan-delta facies associations in the late Neogene and Quaternary basins of southeastern Spain. Coarse-Grained deltas. Ed. A. Colella & D. B. Prior.*Spec Publs. int. Ass. Sediment*, **10**, p. 91-111.

DARDEAU G. & GRACIANSKY P. C. (1990).-Halocinèse et rifting téthysien dans les Alpes Maritimes (France). *BCREDP*, **14**. p. 443-646.

DARDEAU G. (1988)-Tethyan evolution and Alpine reactivation of Jurassic extensional structures in the French "Alpes maritimes". *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **(8), t. IV, n°4**. p. 651-657.

DAVIDSON-ARNOTT R. G., GREENWOOD B. (1976).-Facies relationship on a barred coast, Kouchibouguac Bay, New Brunswick, Canada. Beach and Nearshore sedimentation. Ed. R. A. jr. Davis & R. L. Ethington. *Spe. Publ. Soc. Econ. Paleo. Min.*, **24**. p. 149-168.

DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S., LIENHARDT M. J. (1984).-Synthèse géologique du sud-est de la France. *Mémoires du BRGM*, **125, 126**.

DELCAUSSE C. (1998).-Mémoire de Géologue, IGAL n°108.

DEMARCK G. & PERRIAUX J. et 26 coll. (1984).-Néogène. Synthèse du Sud-Est de la France. *Mémoires du BRGM*, **125, 126**. p. 469-520.

DEPERET (1895).- Note sur les fossiles oligocènes de Barrême. *Bull. Soc. géol. de France*, **(3), t. XXIII**, p. 878-883.

DERCOURT J., RICOU L. E. & VRIELINCK B. (1993).-Atlas Tethys Paleoenvironment maps. *CCGM, Paris*. 21 cartes, 307 p..

DEWEY J. F., HELMAN M. L., TURCO E., HUTTON D. H. W. & KNOTT S. D. (1989).- Kinematics of the western Mediterranean. Alpine Tectonics, Coward M. P., Dietrich D., Park R. G. ed., *Geol. Soc. Spec. Publi.*, **45**, p.265-283.

DICKINSON W. R. (1974).-Plate tectonics and sedimentation. *Mem. Soc. of Petrol. Geol.*, **6**. p. 6-75.

DOROBECK (1995).-Synorogenic carbonate plateforms and reefs in foreland basins : Controls on stratigraphic evolution and plateform/reef morphology. Stratigraphic evolution on foreland basins. Ed. S. L. Dorobeck & G. M. Ross. *Spe. Publ. Soc. of Econ. Paleo. and Min.*, **52**. p. 127-147.

DOTT R. H. Jr. & BOUREOIS J. (1982).-Hummocky stratification : singificance of its variable bedding sequences. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **vol. 83**. p. 663-680.

DZULYNSKI S, KSIAZKIEMICZ M. & P. H. KUENEN (1959).-Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains. *GSA Bull.*, **vol. 70**. p. 1089-1118.

EINSELE G. (1991).-Submarine Mass Flow Deposits and Turbidites. Cycles and Events in Startigraphy. Ed. G. Einsele *et al.*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg. p. 313-339.

EINSELE G. & SEILACHER A. (1991).-Distinction ot Tempestites and Turbidites. Cycles and Events in Startigraphy. Ed. G. Einsele *et al.*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg. p. 377-382.

EINSELE G. & BAYER . (1991).-Assymmetry in Transgressive-Regressive Cycles. Cycles and Events in Startigraphy. Ed. G. Einsele *et al.*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg. p. 660-681.

ELLIOT T., APPS G., DAVIES H., EVANS M. J., GHIBAUDO G.& GRAHAM R. H. (1985).-A structural and sedimentological Traverse trough the Tertiary Foreland Basin of the External Alps of South-East France. Int. Sympos. on Foreland Basins, Fribourg, 2-4 sept. 1985, Excursion Guidebook, Allen P. *et al.* Ed., p.39-73.

EMRE T. (1977).-Contribution à l'étude de quelques diapirs du SE de la France. Thèse. Université de Grenoble. 136 p..

ENGESSER B. & MÖDDEN C. (1997).- A new version of the biozonation of the Lower Freshwater Molasse (Oligocene and Agenian) of Switzerland and Savoy on the basis of fossil mammals. Actes du Congrès Biochrom'97. Ed. J. P. Aguilar, S. Legendre & J. Michaux. *Mém. et Travaux de l'Institut de Montpellier*, **N°21**. p. 475-500.

ESPITALIÉ J. & SIGAL J. (1960).-Microstratigraphie des "Marnes Bleues" des bassins tertiaires des Alpes méridionales. Le genre Caucasina (foraminifère). *Rev. Micropaléontol.*, **vol.3, 4**, p. 201-206.

EVANS M. J. & MANGE-RAJETZKY M. A. (1991).-The provenance of sediments in the Barrême thrust-top basin, Haute-Provence, France. Developments in Sedimentary Provenance Studies, Morton A. C. Ed., *Geol. Soc. Spec. Publi. London*, **57**, p. 323-342.

EVANS & ELLIOT (1999).-Evolution of a thrust-sheet-top basin : The Tertiary Barrême basin, Alpes de Haute-provence, France. *Geol. Soc. of Am. Bull.* **vol. 111, n°11**. p. 1617-1643.

FAURE-MURET A. & FALLOT P. (1954).-La formation à Microcodium au pourtour de l'Argentera-Mercantour. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **(6), t. IV**. p.111-138.

FAURE-MURET A. (1955).-Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. *Mém. Expl. Carte Géol. dét. Fr.*, Paris.

FAYOL H. (1888).-Résumé de la théorie des deltas et histoire de la formation du bassin de Commentery. *Bull. Soc. Géol. France*, série 3, **t. XVI**, p. 968-980.

FERAUD G., RUFFET G., LAPIERRE H., DELGADO E. & POPOFF M. (1995).-Nouvelles données géochronologiques sur le volcanisme paléogène des Alpes occidentales : existence d'un évènement magmatique bref généralisé. Magmatisme dans le Sud-Est de la France. *Séance Spe. de la Soc. Geol. de Fr.*, Nice.p. 38.

FLANDRIN J. (1966).-Sur l'âge des principaux traits structuraux du Diois et des Baronnies. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **(7), 8**. p. 376-386.

FLEMINGS P. B. & JORDAN T. E. (1990).-Stratigraphic modeling of foreland basins: interpreting thrust deformation and lithosphere rheology. *Geology*, **18**. p. 430-434.

FLOOD R. D. (1983).-Classification of sedimentary furrows and a model for furrow initiation and evolution. *Geol. Soc. Americ. Bull.*, **vol. 94**. p. 630-639.

FORD M., LICKORISH W. H. & KUSZNIR N. J. (1999).-Tertiary foreland sedimentation in the southern Subalpine Chains, SE France : a geodynamic appraisal. *Basin Research*, **11**. p. 315-336.

FOUGEIROL D. & TALLON J. P. (1972).-Contribution à l'étude géologique du bassin de Barrême et de sa bordure orientale entre Senez et St-Lions. Rapport d'option Géologie Générale. ENSMP, Paris.

FREY R. W., PEMBERTON G. & SAUNDERS T. D. A. (1990).-Paleontological notes : Ichnofacies and bathymetry : a passive relationship. *Journ. Paleont.*, **64 (1)**. p. 155-168.

FRY N. (1989).-Southwestward thrusting and tectonics of the Western Alps. Alpine Tectonics. Ed. Coward M. P., Dietrich D., Park R. G. ed., *Geol. Soc. Spec. Publi. London*, **45**, p.83-109.

GALLOWAY W. E. (1975).-Process framework for describing the morphology and stratigraphic evolution of the deltaic depositional systems. Deltas : Models for exploration. Ed. M. L. Broussard. Hous. Geol. Soc. p. 87-98.

GALLOWAY W. E. & HOBBAY D. K. (1996).-Terrigenous clastic depositional systems. Springer-Verlag, Heidelberg. 489 p..

GALLOWAY W. E. (1998).-Siliciclastic Slope and Base of slope Depositional Systems : component facies, stratigraphic Architecture, and classification. *AAPG Bull.*, **vol. 82, n°4**. p. 569-595.

GANEVAL J. (1973).-Paléogéographie et tectonique dans la zone de décrochement de Creisset-Le Poil. *Thèse Doc. 3è cycle*, Univ. Grenoble.

GAWTHORPE R. L., HARDY S., HUNT D. & RITCHIE B. (1999).-Controls on the variability of forced regressive/falling stage systems tract, insights from 3D numerical modelling of sedimentation and stratigraphy. Annual Meeting Expended Abstracts, *AAPG. Soc. of Econ. Paleo. Min., Tulsa, OK, US*. p. A45-A46.

GHIBAUDO G. (1992).-Subaqueous sediment gravity flow deposits : practical criteria for their field description and classification.

GIANNERINI G. (1981).- Analyse structurale de la bordure méridionale de l'arc de Castellane entre Mons et Bargème (Var) : relations entre les déformations tectonique et la sédimentation au cours du Tertiaire. *Bull. B.R.G.M.*, **(2), I, 1**, p. 43-67.

GIDON M. & PAIRIS J. L. (1971).-Remarques sur l'évolution structurale et les caractères des mouvements tectoniques dans la branche nord-ouest de l'Arc de Castellane. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **t. 272**. p. 2412-2415.

GIGOT P. & HACCARD D. (1970).- A propos de l'âge anté-éocène supérieur d'une structure diapirique située près de Saint-Geniez (Alpes de Haute-Provence) et de ces conséquences structurales. *Cr. somm. de la Soc. Geol. Fr.*, , ,p.319-321.

GIGOT P., GRANDJACQUET C. & HACCARD D. (1974)-Evolution tectono-sédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **(7), XVI, n°2**. p. 128-139.

GILBERT G. K. (1885).-The topographic features of lake shores. *U. S. Geol. Surv. 5th Ann. Rep.*. p. 69-123.

GITTON J. L. (1978).-Approt de la paléoécologie à la reconstitution et à l'évolution d'un bassin sédimentaire : L'analyse de la macrofaune des Marnes bleues nummulitiques des environs de Castellane (Alpes de Haute-Provence). Thèse. Université Paris-Sud. 468 p..

GLASS B. P., BAKER R. N., STORZER D., & WAGNER G. A. (1973).-North American microtektites from the caribebean Sea and Gulf of Mexico. *Earth and Plan. Sci. Let.*, **vol. 19**. p. 184-192.

GLASS B. P., DUBOIS D. L. & GANAPATHY R. (1982).-Relationship between an iridium anomaly and the North Anerican microtektite layer in Core RC9-58 from the Caribbean Sea. Proceedings of the 30th Lunar and Planetary Science Conference. *Jour. of Geo. Res.*, **Part I, vol. 87**. p. A425-A428.

GOGUEL J. (1936).- Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var. *Mém. Serv. Carte. Géol. Fr.* 360 p..

GOGUEL J. (1952).-Volcanisme d'âge tertiaire dans le synclinal de St-Antonin (Alpes-Maritimes. *C. R. Acad. Sc., Paris*, **Série D, t. 234, n° 22**. p. 2211-2212.

GRACIANSKY P. C. (1972).-Le bassin tertiaire de Barrême (Alpes de Haute-Provence) relation entre déformation et sédimentation ; chronologie des plissements. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **Série D, t. 275**, p.807-810.

GRACIANSKY P. C., LEMOINE M. & SALIOT P. (1971).-Remarques sur la présence de minéraux et de paragenèses du métamorphisme alpin dans les galets des conglomérats oligocènes du synclinal de Barrême (Alpes de Haute-Provence). C. R. Acad. Sc. Paris, **Série D, t. 272**, p.3243-3245.

GRACIANSKY P. C. (1972).-Le bassin tertiaire de Barrême (Alpes de Haute-Provence) relation entre déformation et sédimentation ; chronologie des plissements. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **Série D, t. 275**, p. 807-810.

GRACIANSKY P. C., DUROZOY G. & GIGOT P. (1982)-Notice explicative de la feuille de Digne au 1:50000. *BRGM*. Orléans. 76 p..

GRACIANSKY P. C., DARDEAU G., LEMOINE M. & TRICART P. (1988).-De la distension à la compression : l'inversion structurale dans les Alpes. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **(8), IV, n°5**. p. 779-785.

GRAHAM R. H. (1978).-Wrench faults, arcuate fold patterns ans deformation in the southern French Alps. *Proc. of the Geol. Ass.*, **89**. p. 125-142.

GRAS S. (1840).-Statistique minéralogique du Département des Basses-Alpes. Prudhomme, imprimeur-libraire, Grenoble.

GUILLOCHEAU F. (1990).-Stratigraphie séquentielle des bassins de plate-forme : l'exemple dévonien armoricain. Thèse. Université de Strasbourg. 257 p..

GUBLER Y., FLANDRIN J. & SIGAL J. (1952).-Sur l'âge du "grès d'Annot" dans sa localité type (Basses-Alpes). *C. R. Acad. Sc. Paris.*, **t. 234, n° 12**. p.1299-1300.

GUBLER Y. (1958).-Étude critique des sources du matériel constituant certaines séries détritiques dans le Tertiaire des Alpes françaises du Sud: formations détritiques de Barrême, Flysch "Grès d'Annot". *Ecl. Geol. Helv.*, **vol. 51**, n'3, p.942-977.

GUEBHARD A. (1914).-Tectonique des environs de Castellane. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **t. 158, n°14**. p. 1040-1043.

GUPTA S. (1997).-Tectonic control on paleovalley incision at the distal margin of the early teriary Alpine foreland basin, southeastern France. *Jour. of Sedim. Res.*, **vol. 67, n°6**. p. 1030-1043.

GUPTA S. (1999).-Controls on sedimentation in distal margin paleovalleys in the Early Tertiary Alpine foreland basin, southeastern France. *Sedimentology*, **46**. p. 357-384.

GUPTA S. & ALLEN P. A. (2000).-Implications of foreland paleotopography for stratigraphic development in the Eocene distal Alpine foreland basin. *Geol. Soc. of Am. Bull.*. **vol 112, n°4**. p. 515-530.

HADJ-MOCKNECHE (1997).-*Rapport DEA Méth. Quant. des Bas. Sed.* ENSMP, Paris.

HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL P. R. (1987).- Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, **vol. 235**, p. 1156-1167.

HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL P. R. (1988).- Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. Sea-level changes : An integrated approach, *SEPM Special Publication*, **n° 42**, p.71-108.

HAQ B. U. (1991).-Sequence stratigraphy, sea-level change, and significance for the deep sea. *Spec. Publs. int. Ass. Sedim.*, **12**. p. 3-39.

HARDENBOL J., THIERRY J., FARLEY M. B., JACQUIN T., GRACAINSKY P. C. & VAIL P. R. (1998).- Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of european basins. Mesozoic and

Cenozoic sequence chronostratigraphy of european basins. Ed. P. C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P. R. Vail.*SEPM Spe. Publ.*, **n° 60**. p.3-11.

HARMS J. C. (1975).-Stratification and sequence in prograding shoreline deposits. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. Ed. J. C. Harms, J. B. Southard, D. R. Spearing & R. G. Walker. *Soc Econ. Paleo. Min. Short course 6*. p. 81-102.

HARMS J. C., SOUTHARD J. B., SPEARING D. R. & WALKER R. G. (1982).-Structures and sequences in clastic rocks. *Soc. Econ. Paleont. Min. Short Course 9*.

HAUG E. (1891).- Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. Contribution à l'histoire géologique des Alpes françaises. *Thèse Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*.

HAZEL J. E. (1989).-Chronostratigraphy of upper Eocene microspherules. *Palaios*, **4**. p. 318-329.

HERB R. & HEKEL H. (1973).-Biostratigraphy, variability and facies relations of some Upper Eocene Numulites from northern Italy. *Eclo. Geol. Helv.*, **66**. p. 419-449.

HILTON V. C. (1995).-Sandstone architecture ans facies from the Annot basin of the tertiary SW alpine Foreland basin, SE France. Atlas of deep water Environments : Architectural styles in turbidite systems. Ed. K. T. Pickering, R. N. Hiscott, N. H. Kenyon, F. Ricci-Lucchi & R. D. A. Smith. Chapman and Hall, London. p. 227-235..

HILTON V. C. & PICKERING K. T. (1995).-The Montagne de Chalufy turbidite onlap, Eocene-Oligocene turbidite system, Haute-Provence, SE France. Atlas of deep water Environments : Architectural styles in turbidite systems. Ed. K. T. Pickering, R. N. Hiscott, N. H. Kenyon, F. Ricci-Lucchi & R. D. A. Smith. Chapman and Hall, London. p. 236-241.

HISCOTT R. N. & MIDDLETON G. V. (1980).- Fabric of coarse deep-water sandstones, Tourelle Formation, Québec, Canada. *fourn. of Sed. Geol.*, **vol. 50**, p.703-722.

HISCOTT, R. N. & MIDDLETON G. V. (1979).- Depositional mechanics of thick-bedded sandstones at the base of a submarine slope, Tourelle Formation, Québec, Canada. Geology of continental slopes. Ed. Doyle L. J. & Pilkey 0. *H. Soc. of Econom. Paleont. and Minera.*, **Spe. Publ. 27**, p.307-326.

HOMEWOOD P. & CARON C. (1982).-Flysch to Western Alps. Moutain Building Process. Ed. K. J. Hsü. *Academic Press, London*. p. 157-168.

HOMEWOOD P. (1983).-Paleogeography of alpine flysch.*Paleogeography, paleoclimatology, paleoecology*. **vol. 44**, n° 3/4, p.169-184.

HOMEWOOD P., ALLEN P. A. & WILLIAMS G. D. (1986).-Dynamics of the Molasse Basin of Switzerland. *Spec. Publs. int. Ass. Sediment*, **8**, p.199-217.

IMBRIE ET AL. (1993).-On the structure and origin of major glaciation cycles. 2. The 100,000 year cycle. *Paleoceanography*, **vol. 8, n°6**. p. 699-735.

INGERSOLL R. V. (1988).-Tectonics of Sedimentary Basins. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, **vol. 100.** p. 1704-1719.

INGERSOLL R. V & BUSBY C. J. (1995).-Tectonics of Sedimentary Basins. Tectonics of sedimentary basins. Ed. C. J. Busby & R. V. Ingersoll. Blackwell Science. p. 1-51.

INGLIS I., LEPVRAUD A., MOUSSET E., ALBUSSAIDI S. & VIALLY R. (1981).-Etude sédimentologique des grès d'Annot (région de Colmars les Alpes et du Col de la Cayolle). *ENSMP*. Ref. 29765.

IVALDI J. (1974).-Origines du matériel détritique des séries "grès d'Annot" d'après les données de la thermoluminescence (TLN et TLA). *Geologie Alpine*, **t. 50**. p. 75-98.

JACQUIN & GRACIANSKY (1998).-Major transgressive/regressive cycles : The stratigraphic signature of european basin development. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphy of european basins. Ed. P. C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P. R. Vail.*SEPM Spe. Publ.*, **n° 60**. p.15-42

JAKNI B., POUPEAU G., SOSSON M., ROSSI Ph. & FERRANDINI J. (1998)-Thermochronologie par traces de fission des marges ligures (Maures, Tanneron, Corse). *Livre des résumés*. Rass. Scien. Terre, Brest. p. 135.

JEAN S. (1985).-Les grès d'Annot au NW du Massif de l'Argentera-Mercantour. Thèse de 3ème cycle. Université de Grenoble.

KÄLIN (1997).-The mammal zonation of the Upper Marine Molasse of Switzerland reconsidered. A local biozonation of MN2-MN5. Actes du Congrès Biochrom'97. Ed. J. P. Aguilar, S. Legendre & J. Michaux. *Mém. et Travaux de l'Institut de Montpellier*, **N°21**. p. 515-536.

KELLER G., D'HONDT S. & VALLIER T. L. (1983).-Multiple microtektite horizons in upper Eocene marine sediments : no evidence for mass extinctions. *Science*, **vol. 221**. p. 150-152.

KERKHOVE C. (1969)-La "zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). *Geologie Alpine*, **t. 45**. p. 5-204.

KERKHOVE C., DEBELMAS J. & COCHONAT P. (1978).-Tectonique du soubassement parautochtone des nappes de l'Embrunais-Ubaye sur la bordure occidentale, du Drac au Verdon. *Geologie Alpine*, **t. 54**. p. 67-82.

KNELLER B., EDWARDS D. A., McCAFFREY W. D. & MOORE R. M. (1991).-Oblique reflection of turibidity currents. *Geology*, **vol. 19**. p. 250-252.

KNELLER B. (1995). Beyond the turbidite paradigm : physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. Characterisation of Deep Marine Clastic Systems. Ed. A. J. Hartley & D. J. Prosser. *Spe. Publ. GeoL. Soc. of London*. **n°94**. p. 31-49.

KNELLER B., BENNETT S. J. & McCAFFREY W. D. (1998).-Excursion Guide Book. Sedimentary transport and deposition by particulate gravity currents. University of Leeds.

KOEBERL C., POAG C. W., REIMOLD W. U. & BRANDT D. (1996).-Impact origin of the Chesapeake Bay structure and the source of the North American tektites. *Science*, **vol. 271**. p.1263-1266.

KUENEN P. H., FAURE-MURET M., LANTEAUME M. & FALLOT P. (1957).-Observations des Flyschs des Alpes maritimes françaises et italiennes. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **7**. p. 11-26.

LABAUME P., SEGURET M. & SEYVE C. (1985).-Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism : example of the Eocene South Pyreneen basin. *Tectonics*, **4**. p. 661-686.

LALAI D. (1986).-Nouvelles faunes de rongeurs de la fin du Miocène inférieur en Provence : Implications géologiques et paléogéographiques. *Paleovertebrata*, **16, (2)**. p. 77-126.

LANTEAUME B., BEAUDOIN B. & CAMPREDON R. (1967)-Figures sédimentaires : Flysch "Grès d'Annot" du synclinal de Peïra-Cava. C.N.R.S., Paris. 98 p..

LAPIERRE H., TARDY M., FERAUD G., MASCLE G. H., STEPHAN J. F. & SENEBIER F. (1995).-Contexte géodynamique des magamtismes calco-alcalins des grès de Taveyannaz, du Champsaur et de Saint-Antonin. Magmatisme dans le Sud-Est de la France. *Séance Spe. de la Soc. Geol. de Fr.*, Nice.p. 35-37

LAPPARENT A. F. (1938).-Études géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, **n° 198, XL**, p. 1-301.

LAPPARENT A. F. (1966).-A propos des conglomérats anténummulitiques des Alpes de Provence. *Bull. Soc. géol. de France*, **(7), VIII**, p. 454-457.

LASKAR J. (1990).-The chaotic motion of the solar system. *Icarus*, **vol. 88.** p. 266-291.

LE GUERN M. (1979).-Le volcanisme andésitique tertiare du synclinal de St-Antonin. Position dans le contexte volcanique du Sud-Est de la France. Thèse. Université de Nice. 144 P..

LEMOINE M. (1985).-Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspatique de la téthys ligure. *Bull. Soc. Geol. Fr.* **(8), I, n°1.** p. 126-137.

LEMOINE M., BAS T., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., DUMONT T., GIDON M., BOURBON M., GRACIANSKY P. C., RUDKIEWICZ J. L., MEGARD-GALLI J. & TRICART P. (1986).-The Continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Mar. and Petro. Geol.*, **vol. 3**. p. 179-199.

LIKORISCH W. H. & FORD M. (1998)-Sequentiel restoration of the external Alpine Digne thrust system, SE France, constrained by kinematic data and synorogenic sediments. Cenozoic Foreland Basins of Western Europe. Ed. A. Mascle, C, Puigdefabregas, H. P. Luterbacher & M. Fernandez. *Geol. Soc.* **Spec. Publ. 134**. p. 189-211.

LOPEZ S., COJAN I. & RENARD M. (2000).-Corrélations chimiostratigraphiques entre domaine marin et continental : application à une série du Miocène inférieur (Beynes-Châteauredon, Alpes de Haute-Provence, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **330**. p. 837-843.

LOWE D. R. (1982).-Sediment gravity flows II : Depositional models with special reference to the deposits of high-density currents. *Jour. of Sed. Petro.*, **vol. 52**. p. 279-298.

LUTERBACHER H. P., EICHENSEER H., BETZLER CH. & VAN DEN HURK A. M. (1991).-Carbonate-siliciclastic depositional systems in the Paleogene of teh South Pyrenean foreland basin : a sequence-stratigraphic approach. Sedimentation, Tectonics and Eustasy, Sea-level changes at Active Margins. *Spec. Publs. int. Ass. Sediment*, **12**. p. 391-407.

MAILLART J. (1991).-Différenciation entre tectonique synsédimentaire et compaction différentielle. Thèse. Mém. des Sc. de la Terre n°12. ENSMP, Paris. 191 p..

MARTINI J. (1968).-Note sur la migration du géosynclinal subalpin savoyard à la fin de l'Eocène et au début de l'Oligocène. *C. R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, **3**. p. 79-89.

MASCLE A. & PUIGDEFABREGAS C. (1998)-Tectonics and sedimentation in foreland basins : results from the Integrated Basin Studies project. Cenozoic Foreland Basins of Western Europe. Ed. A. Mascle, C, Puigdefabregas, H. P. Luterbacher & M. Fernandez. *Geol. Soc. Spec. Publ.* **134**. p. 1-28.

MASSARI F. (1984).- Resedimented conglomerates of a miocene fan-delta complexe Southern Alps, Italy. Sedimentology of gravels and conglomerates. Ed. Koster E. H. & Steel R. *J. Mem. Can.Soc. Petrol. Geol.*. **10**, p. 259-278.

MASSARI F. & PAREA G. (1988).-Progradational gravel beach sequences in the hinterland of the Gulf of Taranto. International workshop on fan deltas, Calabria, Italy. A. Colella ed., excursion guidebook. p. 97-138.

MATTAUER M. (1973).- Les Déformations des Matériaux de l'Ecorce Terrestre. Hermann ed. 493 p.

MARZO M. & ANADON P. (1988).-Anatomy of a conglomeratic fan-delta complex : the Eocene Montserrat Conglomerate, Ebro basin, Northeastern Spain. p. 318-340.

MC PHERSON J. G., SHANMUGAM G. & MOIOLA R. J. (1988).-Fand deltas and braid deltas : conceptual problems. Fan Deltas : Sedimentology and tectonic settings. Ed. W. Nemec & R. J. Steel. *Blackie, Glasgow*. p. 14-22.

MCQUEEN W. H. S. & BEAUMONT C. (1989).-Mechanical models of tilted block basins. *American Union Geophysical Monograph*, **48. IUGG vol. 3**. p. 65-71.

MENKVELD-GFELLER U. (1993).-Stratigraphie, Fazies und Paleogeographie des Eocaenes der Helvetischen Decken der Westschweiz (Diablerets und Wildhorn-Decke). *Eclo. Geol. Helv.*, **88**. p. 115-134.

MEDUS J. & PAIRIS J. L. (1990).-Reworked pollen assemblages and the Eocene-Oligocene boundary in the Paleogene of the western external French Alps. *Paleogeo. Paleoclim. Paleoeco.*, **81**. p. 59-78.

MEIN P. (1990).-Updating of MN zones. European Neogene Mammal Chronology. Ed. E. H. Lindsay *et al.*. p. 73-90.

MERCIER E. (1996).-Modélisation "forward" des discordances progressives et détermination de la cinétique et de la cinématique de la tectonique plicative. Quantification de la tectonique et de l'eustatisme à partir d'informations stratigraphiques et géomorphologiques. Réu. Spéc. ASF/SGF, Rennes. *Livre des résumés*. p. 26.

MERCIER J. & VERGELY P. (1992).- Tectonique. Géosciences. Ed. Dunod. 214 p.

MIALL A. D. (1978).-Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits : a summary. Fluvial Sedimentology. Ed. A. D. Miall. *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, **vol. 5**. p. 597-604.

MIALL A. D. (1985).-Architectural element analysis : a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Recognition of fluvial depositional systems and their resouce potential. *Short course Lect. notes*, **19**. *Soc. of Econ. Paleont. Min.*, Tulsa. p. 33-83.

MIALL A. D. (1995).-Collision-Related Foreland Basins. Tectonics of sedimentary basins. Ed. C. J. Busby & R. V. Ingersoll. Blackwell Science. p. 393-424.

MIALL A. D. (1996).-Geology of fluvial deposits : Sedimentary facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. Ed. Springer-Verlag.

MIDDLETON G. V. & HAMPTON M. A. (1976).-Subaquaous sediment transport and deposition by sediment gravity flow. In *Marine sediment transport and environmental management*. Ed. D. J. Stanley & D. J. P. Swift. John Wiley & Sons, Inc.

MILANKOVITCH M. K. (1941).-Kanon der Redbesttrahlung und seine Anwendung auf das Eisenzeitenproblem. *Serb. Akad. Beogr. Sec. Publ.*, **vol. 132**.

MILLER K. G., BERGGREN W. H., ZHANG J. & PALMER-JULSON A. A. (1991).-Biostratigraphy and isotope stratigraphy of upper Eocene microtektites at site 612 : How many impacts ?. *Palaios*, **6**. p. 17-38.

MITCHUM R. M. Jr. (1977).-Glossary of terms used in seismic stratigraphy. Seisimic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration. Ed. C. E. Payton. *Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **26**. pP 205-212.

MONTANARI A., ASARO F., MICHEL H. V. & KENNETT J. P. (1993).-Iridium anomalies of late Eocene age at Massignano (Italy), and ODP Site 689B (Maud Rise, Antartic). *Palaois*, **vol. 8**. p. 420-437.

MONTENAT C., LEYRIT H., GILLOT P.-Y., JANIN M.-C. & BARRIER P. (1999).-Extension du volcanisme oligocène de l'arc de Castellane. Géologie de la France, n°1. p. 43-48.

MORET L. (1936).-L'âge des complexes détritiques terminaux du Nummulitique subalpin envisagé du poitn de vue de la structure générale des Alpes. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.* p. 37-39.

MOSAR J., STAMPFLI G. M. & GIROD F. (1996).- Western Prealps Médianes Romandes: Tirning and structure. A review. *Eclogae geol. Helv.*, **89/1**. p.389-425.

MOUGIN F. & PAIRIS J. L. (1973).- Remarques sur la sédimentation tertiaire dans la partie Est de la structure d'Annot (Alpes de Haute-Provence). Annales du Centre universitaire de Savoie. tome I, p. 99-118.

MOUGIN F. (1978).- Contribution à l'étude des sédiments tertiaires de la partie orientale du synclinal d'Annot (Alpes de Haute-Provence) Stratigraphie, Géochimie, Micropaléontologie.Thèse 3 ème cycle.Université de Grenoble.

MULDER T. & SYVITSKI J. P. M. (1995).-Turbidity currents generated at River Mouths during exceptional Discharges to the World Oceans. *Jour. of Geol.*, **vol. 103**. p. 285-299.

MULDER T. & COCHONAT P. (1996).-Classification of Mass Movements. *Journ of. Sedim. Res.*, **vol. 66**. p. 43-57.

MULDER T., SAVOYE B., SYVITSKI J. P. M. & PARIZE O. (1997).-Des courants de turbidité hyperpycnaux dans la tête du canyon du Var? Données hydrologiques et observations de terrain. *Oceanologica Acta*. **vol. 20, n°4.** p. 607-626.

MURAKOSHI N., NAKAYAMA N. & MASUDA F. (1995).-Diurnal inequality pattern of the tide in the upper Pleistocene palaeo-Tokyo Bay : Reconstruction from tidal deposits and growth-lines of fossil bivalves. Tidal signatures in modern and ancient sediments. Ed. B. W. Flemming & A. Bartholomä. Blackwell. p. 289-300.

MUTTI E. & F. RICCI-LUCCHI (1972).-Li torbiditi dell'Appenino Setentrionale : Introduzione all'analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **vol. 11**. p. 161-199.

MUTTI E. & F. RICCI-LUCCHI (1974).-La signification de certaines unités séquentielles dans les séries à Turbidites. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **vol. 16**. p. 577-582.

MUTTI E. & F. RICCI-LUCCHI (1975).-Turbidites facies and facies associations. Examples of turbidite facies and facies association from selected Formations of the Northern Apennines. Ed. E. Mutti, G. Parea, F. Ricci-Lucchi, M. Sargi, G. Zanzucchi, G. Ghibaudo & S. Laccarino. Guide of excursion 11. 9th International congress of Sedimentology, Nice. p. 21-36.

MUTTI E. (1977).-Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Echo Group (South-Central Pyrenees, Spain). *Sedimentology*, **24**. p. 107-131.

MUTTI E. (1979).-Turbidites et cones sous-marins profonds. Sédimentation détritique (fluviatile, littorale et marine). Ed. P. Homewood. Université de Fribourg. p. 353-419.

MUTTI E., RICCI-LUCCHI F., SEGURET M. & ZANZUCCHI G. (1984).-Seïsmoturbidites : a new group of resedimented deposits. *Marine Geology*, **55**. p. 103-116.

MUTTI E. (1985)- Turbidite systems and their relations to depositional sequences. Provenance of Arenites. *NATO ASI Series C: mathematical and physical Sciences*. Ed. G. G. Zuffa. **148**. p. 65-93.

MUTTI E. & NORMARK W. R. (1987).-Comparing Examples of modern and ancient Turbidite Systems : Problems and Concepts. Marine Clastic Sedimentology. Ed. J. K. Leggrett & G. G. Zuffa. Graham & Trotman. p.1-38.

MUTTI E. & NORMARK W. R. (1991).-An integrated approach to the study of turbidite systems. Seismic facies and sedimentary porcesses of submarine fans and turbidites systems. Ed. P. Weimer & H. Link. p. 75-106.

MUTTI E. (1992).-Turbidite sandstones. Ed. AGIP & Instituto di Geologia, Università di Parma.

MUTTI E., DAVOLI G., MORA S. & PAPANI L. (1994).-Internal stacking patterns of ancient turbidite systems from collisional basins. GCSSEPM Found. 15th Annual Research Conf.. Submarine fans and Turbidite Systems.

MUTTI E., DAVOLI G., TINTERRI R. & ZAVALA C. (1996).-The Importance of ancient fluvio-Deltaic Systems Dominated by Catastrophic Flooding in Tectonically Active Basins. *Mem. Soc. Geol.* Ital., **vol. 48**. p. 233-291.

MUTTI E., TINTERRI R. & REMACHA E. (1998).-On the importance of flood-generated delta-front sandstone lobes with HCS in tectonically active basins. 15th International Sedimentological Congress, Alicante. p. 571-572.

NELSON C. H. & NILSEN T. H. (1974).-Depositional trends of modern and ancient deep-sea fans. Submarine canyon and deeap-sea fans. Ed. J. H. McD. Whitaker. Benchmark papers in Geology. vol. 24. p. 388-410.

NEMEC W. & STEEL R. J. (1984).-Alluvial and coastal conglomerates : their signifiant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Ed. E. H. Koster & R. J. Steel. *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, **vol. 10**. p. 1-31.

NEMEC W. & STEEL R. J. (1988).-What is a fan delta and how do we recognize it?. Fan Deltas : Sedimentology and tectonic settings. Ed. W. Nemec & R. J. Steel. *Blackie, Glasgow*. p. 1-13.

NEMEC W. (1990a).- Delta-Remarks on terminology and classification. *Spec. Publs. int. Ass. Sediment*, **10**, p.3-12.

NEMEC W. (1990b).- Aspects of sediment movement on steep delta slopes. Coarse-Grained deltas. Ed. A. Colella & D. B. Prior.*Spec Publs. int. Ass. Sediment*, **10**, p.29-73.

NGASSA C. (1984).-Carbonates et marnes de la trilogie priabonienne (Alpes de Haute Provence) Coupes des Scaffarels. Rapport ENSPM. Ref.32 387.

NILSEN & SYLVESTER (1995).-Strike-Slip Basins. Tectonics of sedimentary basins. Ed. C. J. Busby & R. V. Ingersoll. Blackwell Science. p. 425-457.

NORMARK W. R. (1970).-Growth patterns of deep-sea-fans. *Bull. AAPG*, **vol. 54, 11**. p. 2170-2195.

NORMARK W. R. (1978).-Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans : characters for recognition of sandy turbidite environments. *Bull. AAPG*, **vol. 62**. p. 912-931.

ODIN G. S. (1994).-Geological Time Scale. *C. R. Acad. Sci., Paris*, **t. 318, série II.** p. 59-71.

OKAZAKI H. & MASUDA F. (1995).-Sequence stratigraphy of the late Pleistocene palaeo-Tokyo Bay : Barrier islands and associated tidal delta inlet. Tidal signatures in modern and ancient sediments. Ed. B. W. Flemming & A. Bartholomä. Blackwell. p. 275-288.

ORI G.G. & FRIEND P.F. (1984).- Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets.*Geology*, **12**, p. 475-478.

ORTON G. J. (1988).-A spectrum of middle Ordovician fan-deltas and braid plain deltas. Fan Deltas : Sedimentology and tectonic settings. Ed. W. Nemec & R. J. Steel. *Blackie, Glasgow*. p. 23-49.

PAIRIS J. L. (1971a)-Tectonique et sédimentation tertiaire sur la marge orientale du bassin de Barrême. *Geologie Alpine*, **47**. p. 203-214.

PAIRIS J. L. (1971b)-Effets de la tectonique en "coins" sur la marge orientale du bassin d'Annot. *Geologie Alpine*, **47**.

PAIRIS J. L. (1988)-Paléogène marin et structuration des Alpes occidentales Françaises (domaine externe et confins sud-occidentaux du subbriançonnais). Thèse Doct. ès-Sci. Université Joseph Fournier, Grenoble.

PEMBERTON S. G., MACEACHERN J. A. & FREY R. W. (1992)-Trace fossil facies models : Environmental and allostratigraphic significance. Facies Models-Response to sea-level change. Ed. R. G. Walker & N. P. James. *Geotext1*. p. 47-72.

PFIFFNER O. A. (1986).- Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central Alps. *Spec. Publs. int. Ass. Sediment*, **8**, p.219-228.

PICKERING K. T., STOW D. A. V., WATSON M. P. & HISCOTT R. N. (1986).-Deep-water facies, processes and models : a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Science Review*, **22**. p. 75-174.

PICKERING K. T., HISCOTT R. N. & HEIN F. J. (1989).-Deep marine environments : Clastic sédiments and tectonics. Chapman & Hall, London. 416 p..

PICKERING K. T., HISCOTT R. N. (1985).-Contained (reflected) turbidity currents from the Middle Ordovician Cloridorme Formation, Quebec, Canada : an alternative to the antidune hypothesis. *Sedimentology*, **32**. p. 373-394.

PICKERING K. T. & HILTON V. C. (1998).-Turbidite Systems of southeast France. Vallis Press. 229 p..

PIERRARD O., ROBIN E., ROCCHIA R. & MONTANARI A. (1998).-Extraterrestrial Ni-rich spinel in upper Eocene sediments from Massignano, Italy. *Geology*, **vol. 26, n°4.** p. 307-310.

PIERRARD O. (1999).-Etude du phénomène cosmique de la fin de l'Eocène et recherche d'une corrélation avec les modifications du climat et de l'environnement. Thèse. Université Paris-Sud.

PINOTEAU B. (1986).-Nouvelles méthodes d'analyses de données diagraphiques. Etude sédimentologique d'un champ pétrolier. Thèse. ENSMP/CGGM, Paris. 306 p..

PIPER D. J. W. & STOW D. A. V. (1991).-Fine-Grained Turbidites. Cycles and Events in Stratigraphy. Ed. Einsele *et al.*. p. 360-376.

PLAZIAT J. C. (1984).-Le domaine pyrénéen, de la fin du Crétacé à la fin de l'Eocène. Stratigraphie, paléoenvironnements et évolution paléogéographique. Thèse d'Etat. Université Paris-Sud. 1362 p..

PLAZIAT J. C., FREYTET P. & MAREC P. (1987).-Sédimentation molassique et paléopédogénèse en Langeudoc. Guide d'excursion. Réun. Ass. Sed. Fr..

POSAMENTIER H. W., JERVEY M. T. & VAIL P. R. (1988).-Eustatic controls on clastic deposition I-conceptual framework. Sea-level Changes-An integrated approach. Ed. C. K. Wilgus *et al.*. *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleonto. Mineral.. Tulsa*, **42.** p. 110-124.

POSAMENTIER H. W., ALLEN G. P., JAMES D. P. & TESSON M. (1992).-Forced regression in a sequence stratigraphic framework : Concepts, examples; and exploration significance. *Bull. AAPG*, **vol. 76**. p. 1687-1709.

POSAMENTIER H. W. & JAMES D. P. (1993).-An overview of sequence-stratigraphic concepts : uses and abuses. *Spec. Publs. int. Ass. Sedim.*, **18**. p. 3-18.

POSAMENTIER H. W. & ALLEN G. P. (1993a).-Siliciclastic sequence stratigraphic patterns in foreland ramp-type basins. *Geology*, **v. 21**. p.455-458.

POSAMENTIER H. W. & ALLEN G. P. (1993b).-Variability of the sequence stratigraphic model : effects of local basin factors. *Sed. Geol.*, **86**. p. 229-246.

POSTMÀ G. (1984).-Mass-flow conglomerates in a submarine canyon : Abrioja fan-delta. Pliocene, southeastern Spain. Sedimentology of gravels and conglomerates. Ed. E. H. Koster & R. J. Stell. *Cana. Soc. of Petrol. Geol. Mem.*, **vol. 10**. p. 237-258.

POSTMA G. (1990).- Depositional architecture and facies of river and fan-deltas: a synthesis. Coarse-Grained deltas. Ed. A. Colella & D. B. Prior.*Spec Publs. int. Ass. Sediment*, **10**, p.13-27.

PRICE R. A. (1973).-Large-scale gravitational flow of supracrustal rocks, southern Canadian Rockies. In : Gravity and Tectonics. Ed. by K. R. Mc Clay and N. J. Price. *Spec. Publ.geol. Soc. London*, **9**, Blackwell. p.. 427-448.

PRICE R. A. (1981).-The Cordilleran foreland thrust and fold belt in the southern Canadian Rocky Mountains. Thrust and nappe tectonics. Ed. K. R. McClay & N. J. Price. *Geol. Soc. London Spe. Publ.*, **9**. p. 427-448.

PRIOR D. B. & BORNHOLD B. D. (1988).-Submarine morphology and processes of Fjord fan deltas and related high gradient systems : modern examples from British Columbia. Fan Deltas : Sedimentology and tectonic settings. Ed. W. Nemec & R. J. Steel. *Blackie, Glasgow*. p. 125-143.

PRIOR D. B. & BORNHOLD B. D. (1990).-The underwater development of Holocene fan deltas. Coarse-grained deltas. Ed. A. Collela & D. B. Prior. *Spe. Publ. Int. Ass. Sed.*, **vol. 10**. p. 75-90.

PUIGDEFABREGAS C., MUNOZ J. A. & MARZO M. (1986)-Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. Foreland Basins. Ed. A. Allen & P. Homewwod.*Spec. Publs int. Ass. Sediment*, **8**, p. 3-12.

RAVENNE C. & BEGHIN P. (1983).-Apport des experiences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins. *Revue IFP*, **vol. 38, n°3**. p.279-297.

RAVENNE C., RICHE PH., TREMOLIERES P., VIALLY R. (1987).- Sédimentation et tectonique dans le bassin Eocene supérieur-Oligocène des Alpes du Sud. *Rev. Inst. Fr. du Pétr.*. **vol.42**, n°5. p.529-553.

RAVENNE C., JOSEPH P. & GOMES DE SOUZA O. Jr. (1995).-Classic Annot sandstones : Seismic Scale Exposures of eocene basinal turbidites in the French External Alps. Field trip notes n°1. AAPG Int. Conf. and Exhib. Nice, 1995.

READING H. G. (1978).-Sedimentary Environments Facies. Ed. H. G. Reading. Blackwell. 569 p..

READING H. G. & RICHARDS M. (1994).-Turbidite Systems in Deep-Water Basin Margins Classified by Grain-size and Feeder-System. *AAPG Bull.*, **vol. 78, n°5**. p. 792-822.

REES A. I. (1968).- The production of preferred orientation in a concentrated dispersion of elongated and fiattened grains. *journ. of Geol.*, **vol. 96**, p. 457-465.

RHIN J. L. & SMITH D. G. (1988).-the late Pleistocene Athabasca braid delta of northeastern Alberta, Canada : a paraglacial drainage system affected by aeolian sand supply. Fan Deltas : Sedimentology and tectonic settings. Ed. W. Nemec & R. J. Steel. *Blackie, Glasgow*. p. 158-169.

RICCI-LUCCHI F. (1986)-The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apenines. *Spec. Publs int. Ass. Sediment*, **8**, p. 105-139.

RUBINO J. L., LESUEUR J. L., GUY L., CLAUZON G. (1991)- Le Miocène inférieur et moyen du bassin rhodanien : Stratigraphie séquentielle-Sédimentologie. Excursion ASF, 8-10 juin. 67 p.

RUDLOFF B. (1968).-Contribution à l'étude géologique des failles du Var, de Rouaine à Guillaumes. Rapport IFP.

SEILACHER A. (1967).-Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, **vol. 5**. p. 413-428.

SEILACHER A. & EIGNER T. (1991).-Strom deposition at the Bed, Facies and Basin Scale : the Geological perspective. Cycles and Events in Startigraphy. Ed. G. Einsele *et al.*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg. p. 249-267.

SERRA-KIEL J., HOTTINGER L., CAUS E., DROBNE K., FERRANDEZ C., JAUHRI A. K., LESS G., PAVLOVEC R., PIGNATTI J., SAMSO J. M., SCHAUB H., SIREL E., STROUGO A., TAMBAREAU Y., TOSQUELLA J. & ZAKREVSKAYA E. (1998).- Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bull. Soc. Géol. de France*, **t. 169, n°2**. p..281-299.

SHANMUGAM G. & MOIOLA R. J. (1985)-Submarine Fan Models : Problems and Solutions. Submarine Fans and related Turbidite Systems. Ed. A. H. Bouma, W. R. Normark & N. E. Barnes. Springer-Verlag. p. 29-33.

SHANMUGAM G. & MOIOLA R. J. (1988)-Submarine Fan : Characteristics, models, classification and reservoir potential. *Earth Sciences Review*, **vol. 24**. p. 383-428.

SHANMUGAM G., BLOCH R. B., MITCHELL S. M., BEAMISH G. W. J., HODGKINSON R. J., DAMUTH J. E., STRAUME T., SYVERTSEN S. E. & SHILEDS K. E. (1995).-Basin-Floors fans in the North sea : Sequence Stratigraphic models vs Sedimentary Facies. *Bull. AAPG.*, **Vol. 79, n°4**. p^. 477-512.

SHAUB H. (1981).-Nummulites et Assilines de la Téthys paléogène. Taxonomie, phylogénèse et biostratigraphie. *Schweiz. Paläont. Abh.*, **104-106**. 238 p..

SIDDANS A. W. B. (1979)-Arcuate fold and thrust patterns in the subalpine chains of southeast France. *Jour. of Struct. Geol.*, **1**. p. 117-126.

SINCLAIR H. D. & ALLEN P. A. (1992)-Vertical vs Horizontal motions in the Alpine orogenic wedge : Stratigraphic response in the foreland basin. *Basin Research*, **4**. p. 215-233.

SINCLAIR H. D. (1993).-High resolution stratigraphy and facies differentiation of the shallow marine Annot sandstones of Se France. *Sedimentology*, **40**. p. 955-978.

SINCLAIR H. D. (1994).-The influence of lateral basinal slopes on turbidite sedimentation in the Annot Sandstones of SE France. *Jour. of Sedim. Res.*, **A64.** p. 42-54.

SINCLAIR H. D. (1997a).-Tectono-stratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins : an Alpine perspective. *Bull. of Geol. Soc. of Am.*, **109**. p. 324-346.

[SINCLAIR H. D. (1997b).-Flysch to molasse transition in peripheral foreland basins : The role of the passive margin versus slab breakoff. *Geology*, **vol. 25, n°12**. p. 1123-1126.]

SINCLAIR H. D. (2000).-Delta-fed turbidites infilling topographically complex basins : a new depositional model for the Annot sandstones, SE France. *Jour. of Sedim. Geol.*, **vol. 70, n°3**. p.504-519.

SISSINGH W. (1997).-Tectonostratigraphy ot the North Alpine Foreland Basin : correlation of Tertiary depositional cycles and orogenic phases. *Tectonophysics*, **282**, p. 223-256.

STAMPFLI G. M., MOSAR J., MARQUER D., MARCHANT R., BAUDIN T. & BOREL G. (1998).- Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Continents and their matle roots*. Ed. A. Vauchez & R. O. Meissner.*Tectonophysics*, **vol. 296**. p. 159-204.

[STANLEY D. J. (1961a).-Etude sédimentologiques des grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux. Thèse. Université de Grenoble. 158 p..]

STANLEY D. J. (1961b).- Études sédimentologiques des Grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux. *Revue IFP*, **XVI, n°11**. p. 1231-1254.

STANLEY D. J. (1964)-Distribution and lateral variability of heavy minerals in the Annot sandstones. Deltaic and Shallow Marine Deposits. Ed. L. M. J. U. Van Straaten. *Developments in Sedimentology*, **n°3**. Elsevier. p. 388-398.

STANLEY D. J. (1965)-Heavy minerals and Provenance of sands in flysch of Central and Southern French Alps. *Bull. Am. Asso. of Petro. Geo.*, **vol. 49, n°1**. p. 22-40.

STANLEY D. J. & MUTTI E. (1968).-Sedimentological evidence for an emerged Land Mass in the Ligurian Sea during the Paleogene. *Nature*, **218**. p. 32-36.

STANLEY D. J. & UNRUG R. (1972).- Submarine channel deposits, fluxoturbidites and other indicators of base-of-slope environments in modern and ancient marine basins. Recognition of ancient sedimentary environments. Ed. J. K. Rigby & W. K. Hamblin. *Spe. Publ. Soc. of Eco. Paleo. and Min.*, **16**. p. 287-340.

STANLEY D. J. (1975)-Submarine canyon and slope sedimentation (Grès d'Annot) in the French Maritime Alps. *Proc. IX Int. cong. Sediment.*, Nice. 129 p..

STANLEY D. J., PALMER H. D. & DILL R. F. (1978)-Coarse Sediment Transport by Mass Flow and Turbidity Current Processes and Downslope Trasnformations in Annot Sandstone Canyon-Fan Valley Systems. Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches. Ed. D. J. Stanley & G. Kelling.

STANLEY D. J. (1980a)-Submarine Canyon Wall. Sedimentation and Lateral Infill. Some Ancient Examples. *Smithsonian contributions to the marine sciences*. **n°4**. 32 p..

STANLEY D. J. (1980b).-The Saint-Antonin Conglomerate in the Maritime Alps : A Model for Coarse Sedimentation on a submarine Slope.*Smithsonian contributions to the marine sciences*. **n°5**. 25 p..

STOCKMAL G. S., BEAUMONT C. & BOUTILIER R. (1987).-Geodynamic models of convergent margin tectonics : Transition from rifted margin to overthrust belt and consequences for foreland-basin development. *Bull. AAPG*, **vol. 70, n°2**. p.181-190.

STOW D. A. V. & PIPER D. J. W. (1984).-Fine-grained sediments : deep-water processes and facies. Ed. Blackwell, Oxford, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **15**. 659 p..

SUGGATE R. P. (1998).-Relations between depth of burial, vitrinite reflectance and geothermal gradient. *Journ. of. Petrol. Geol.*, **21**. p. 5-32.

SUMMERFIELD M. A. & HULTON N. J. (1994).-Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *Journ. of Geophy. Res., B, solid Earth and Planets.* **vol. 99, n°7.** p. 13871-13883.

SURLYCK F. (1984).-Fan-delta to submarine fan conglomerates of the Volgian-Valanginian Wollaston Forland Group, east Greenland. Sedimentology of gravels and conglomerates. Ed. E. H. Koster & R. J. Stell. *Cana. Soc. of Petrol. Geol. Mem.*, **vol. 10.** p. 359-382.

TERMIER (1895).-Sur les fossiles oligocènes de Barrême. *In* Depéret. Note sur les fossiles oligocènes de Barrême. *Bull. Soc. géol. de France,* **(3), t. XXIII**, p. 883-884.

TOURÉ S. (1980).- Données nouvelles sur les formations de l'Arc de Castellane, Sud-Est de la France (conglomérats tertiaires des synclinaux de St-Antonin, Barrême, Majastre). *Thèse Doc. 3è cycle, Univ. Nice.*

TOURNOUER (1872).-Note sur les fossiles tertiaires des Basses-Alpes recueillis par Mr Garnier. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **(2), t. XXIX.** p. 492-529.

TREVISANI E. & PAPAZZONI C. A. (1996).-Paleoenvironmental control on the morphology of Nummulites fabianii (Prever) in the late Priabonian parasequences of the Mortisa Sandstone (Venetian Alps, northern Italy). *Riv. Ital. di Paleon. e Strati.*, **vol. 102, n°3.** p. 363-366.

TRICART P. (1980).- Tectoniques superposées dans les Alpes Occidentales au Sud du Pelvoux. Évolution structurale d'une chaîne en collision. Thèse Doct. ès. Sc. Univ. L. Pasteur, Strasbourg. 390p..

TUCKER M. E. & WRIGHT V. P. (1994).-Carbonate sedimentology. *Blackwell Sci. Publ., Oxford.* 482 p..

UJETZ B. (1996).-Micropaleontology of Paleogene Depp water sediments, Haute-Savoie, France. Thèse. Publication du Départ. de Géol. et Paléonto., n°22. 149 p..

VAIL P., MITCHUM R., TODD R., WIDMIER W., TOMPSON S., SANGREE J., BUBBS J. & HTELID W. (1977).-Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. *AAPG Mem.*, **26.** p. 49-212.

VAIL P., AUDEMARD F., BOWMAN S., EISENER P. & PERZ-CRUZ C. (1991).-The Stratigraphic signatures of tectonics, eustacy and sedimentology-an overview. Cycles and Events in Startigraphy. Ed. G. Einsele *et al.*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg. p. 617-659.

VANZON F. (1973).-Les modalités de la transgression nummulitique au synclinal de Blieux. Rapport d'option Géologie Générale. ENSMP, Paris.

VAN WAGONER J., POSAMENTIER H., MITCHUM R., VAIL P., SARG J., LOUTIT T. & HARDENBOL J. (1988).-An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. Sea-level changes : an integrated approach. Ed. C. K. Wilgus *et al..SEPM Spe. Publi.*, **42.** p. 39-45.

VERGES J., MARZO M., SANTAEULARIA T., SERRA-KIEL J., BURBANK D. W., MUNOZ J. A. & GIMENEZ-MONTSANT J. (1998).-Quantified vertical motions and tectonic evolution of the SE Pyrenean foreland basin. Cenozoic Foreland Basins of Western Europe. Ed. A. Mascle, C, Puigdefabregas, H. P. Luterbacher & M. Fernandez. *Geol. Soc.* **Spec. Publ. 134.** p. 107-134.

VERNET J. (1964).-Sur le volcanisme de St-Antonin (Alpes-Maritimes) et sa place dans la série stratigraphique. *C. R. Acad. Sc., Paris,* **t. 258.** p. 6489-6490.

VIALLY R. (1995).- The Southern French Alps Paleogene Basin : Subsidence Modeling and Geodynamic Implications. Ed. Mascle A.. Hydrocarbon and Petroleum Geology of France. *Spe. Pub. of the European Ass. of Petrol. Geoscientists,* **n° 4**, p.281-293.

VIARD F. (1998).-Sédimentologie et analyse séquentielle du Paléogène des Chaînes subalpines (Domaine Helvétique, Haute-Savoir, France). Thèse. Université de Genève. 177 p..

VITALE F., (1998).- Stacking patterns and tectonics : Field evidence from Pliocene growth folds of Sicily (Central Mediterranean). Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphy of european basins. Ed. P. C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P. R. Vail.*SEPM Spe. Publ.*, **n° 60.** p.179-198.

WALKER R. G. & MUTTI E. (1973).-Turbidites facies and facies associations. In Turbidites and deep water sedimentation. Ed. G. V. Middleton & A. H. Bouma. SEPM Short Course. *Journ. of Sedim. Petr.*, **vol. 57, 1.** p. 119-158.

WALKER R.G. (1977).- Deposition of Upper Mesozoic resedimented conglomerates and associated turbidites in Southwestem Oregon. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, **vol. 88**, p. 275-285.

WALKER R. G. (1978).-Deep-Water sandstone facies and submarine fans. *Bull. AAPG*, **vol. 62**, 6. p. 932-966.

WAZI N., GIGOT P. & LANTEAUME M. (1985)-Découverte de "Schistes à blocs" au sommet de la série paléogène du synclinal de Peïra-Cava (Alpes maritimes) : conséquence sur l'évolution tectonosédimentaire. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **I, 4.** p. 491-494.

WEI W. (1995).-How many impact-generated microspherule layers in the Upper Eocene?. *Palaeogeo. Palaeoclim. Palaeoeco.*, **114.** p. 101-110.

WELTJE G. J. & De BOER P. L. (1993).-Astronomically induced paleoclimatic oscillations reflected in Pliocene turbidite deposits on Corfu (Greece) : implications for the interpretation of higher order cyclicity in ancient turbidite systems. *Geology*, **vol. 21.** p. 307-310.

WESCOTT W. A. & ETHRIDGE F. G. (1983).-Eocene fan delta-submarine fan deposition in the Wagwater Trough, east-central Jamaica. *Sedimentology*, **vol. 30.** p. 235-247.

WILLIAMS E. A., FORD M., VERGES J. & ARTONI A. (1998).-Alluvial gravel sedimentation in a contractional growth fold setting, Sant Llorenç de Morunys, southeastern Pyrenees. Cenozoic Foreland Basins of Western Europe. Ed. A. Mascle, C, Puigdefabregas, H. P. Luterbacher & M. Fernandez. *Geol. Soc.* **Spec. Publ. 134.** p. 69-106.

WRIGHT J. D. & MILLER K. G. (1992).-Miocene Stable Isotope Stratigraphy, site 747, Kerguelen plateau. *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, **vol. 120.**

WRIGHT J. D. & MILLER K. G. & FAIRBANKS R. G. (1992).-Early and Middle Miocene Stable Isotopes : Implications for deep-water circulation and climate. *Paleoceanography*, **vol. 7.** p. 357-389.

ZURCHER P. (1895).-Compte rendu de la course du 24 septembre : de Barrême à Blieux et à Castellane. *Bull. Serv. C. G. F.*, **Série 3, t. XXIII.** p. 902-951.

MEMOIRES DES SCIENCES DE LA TERRE DE L'ECOLE DES MINES DE PARIS

Ces ouvrages peuvent être commandés auprès de
Ecole des Mines de Paris à l'attention de Mme R. Simon-Coinçon, Centre d'Informatique Géologique, 35 rue Saint-Honoré 77305 Fontainebleau cedex
B.R.G.M., Service Edition, Avenue de Concyr, B.P. 6009, 4506Orléans cedex

Derniers numéros parus:

N° 27 BARITEAU A. (1996) – Modélisation géochimique d'un aquifère : la nappe de l'Oligocène en Beauce et l'altération des sables de Fontainebleau. 178 p.

N°28 CÔME J.M. (1996) – Expérimentation et modélisation des procédés *in-situ* de dépollution par biodégradation aérobie des aquifères contaminés par des hydrocarbures. Prise en compte d'une phase huile résiduelle. 311 p

N° 29 MOSTEFAÏ S. (1997) – les concrétions septariennes barytiques et carbonatés des marnes bleues du Crétacé (sud-est de la France). 289 p.

N°30 PEYCELON H. (1997) – Oklo analogue naturel . Reconstitutions des circulations fluides anciennes par la géochimie des éléments traces : du champ proche au champ lointain. 123 p. + annexes

N° 31 RENARD Ph. (1997) – Modélisation des écoulements en milieux poreux hétérogènes. Calculs des perméabilités équivalentes. 246 p.

N° 32 LEFRANÇOIS A. (1997) – Etude de la variabilité sédimentaire dans le Callovo-Oxfordien de la bordure ardennaise du Bassin Parisien. 223 p. + annexes.

N° 33 THIRY M. & DUPUIS Ch. (édit.) (1998) – The Paleocene/Eocene boudary en Paris Basin : the Sparnacian deposits. Field trip guide. 91 p.

N° 34 BONNET M.P. (1998) – Fonctionnement d'un écosystème lacustre : modélisation des successions planctoniques de la retenue de Villerest (Loire, France). 281 p.

N° 35 FIET N. (1999) – Stratigraphie intégrée d'une série pélagique à horizons enrichis en matière organique. L'Albien-Aptien du bassin de Marches-Ombrie (Italie centrale). 283 p.

N° 36 SALMON V. (1999) – Modes d'accumulation de la matière organique dans des "black shales" à silex du Cénomanien d'Italie centrale. Rôle des minéraux et des processus diagénétiques . 261 p.

N° 37 SAUVAGE A.C. (2000) – Rôle des fluides dans la fracturation des bassins sédimentaires et mécanisme de faille-valve : l'exemple de la ride de Lodève (Hérault, France). 169 p.

N° 38 DEMOLLIEN V. (2001) – Préservation des enregistrements géochimiques dans les séries alternantes marno-calcaires de Sopelana et Zumaya (Pays basque espagnol). 205 p.

N° 39 SCHMITTJ.M., THIRY M., Van OORT F. (édit.) (2001)- Industrie minérale et environnement : aspects géochimiques, hydrochimiques, biogéochimiques. Recueil des résumés. 167 p.

N° 40 GATTACCECA J. (2001) – Cinématique du bassin liguro-provençal entre 30 et 12 Ma. Implications géodynamiques. 298 p. + annexes.

N° 41 Catalogue exposition muséum. Diffusion restreinte

ECOLE NATIONALE SUPERIEURE DES MINES DE PARIS
MEMOIRES DES SCIENCES DE LA TERRE

Extrait du règlement

1 – Les Mémoires des Sciences de la Terre constituent une série destinée à la publication de travaux originaux, concernant le domaine des sciences de la Terre, du sol et de l'environnement, et réalisés dans le cadre de l'ENSMP ou sous son égide : thèses, travaux d'études diverses, actes de colloques…

La diffusion est assurée conjointement par l'Ecole des Mines et le Bureau de Recherches Géologiques et Minières.

La série accepte des travaux rédigés en Français et en Anglais.

2 – Les travaux soumis à publications sont acceptés après avis du comité d'édition constitué par le directeur de la publication, le secrétaires et les rédacteurs. Ces travaux doivent pouvoir être publiés dans le format de la série, dans un volume de 100 pages minimum et de 200 maximum, figures comprises. Des planches hors-texte, en nombre limité, pourront être acceptées sur avis du secrétaire de rédaction. Après avis du Comité de rédaction, des travaux plus importants pourront, à titre exceptionnel, être publiés en deux volumes.

Les textes n'étant pas recomposés, ils doivent être présentés prêts à l'impression. Seule la couverture est composée et mise en page par le secrétariat de rédaction.

Les normes de présentation (texte, figures, page de garde et couverture) sont disponibles auprès du secrétaire de rédaction qui est souverain pour décider de la recevabilité des textes à l'impression.

3 – Un des buts de cette collection est de faire connaître les travaux faits à l'ENSMP. A cet effet, les manuscrits des thèses devront être déposés, pour publication, au maximum dans un délai d'un an après la soutenance, sauf cas particulier.

4 – Les auteurs gardent la propriété scientifique de leurs travaux, mais ne peuvent prétendre prétendre à des droits d'auteur.

5 – Les coûts d'impression sont à la charge des auteurs ou des centres de recherches dont relèvent les travaux publiés. Chaque mémoire doit être tiré au moins en 8O exemplaires dont la diffusion est assurée par le secrétariat de la rédaction.

Dépôt Légal : 4è trimestre 2001
© Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris
60, bd Saint-Michel, Paris 6ème.