



THÈSE DE DOCTORAT

Présentée à l'Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre

pour l'obtention du titre de
Docteur de l'Université Louis Pasteur de Strasbourg

par

Sophie LELEU

**Les cônes alluviaux
Crétacé Supérieur/Paléocène en Provence :
traceurs de l'évolution morpho-tectonique
des stades précoces de collision.**

Soutenue publiquement le 30 juin 2005 devant le jury d'examen composé de :

| | |
|----------------|--------------------|
| M. Burckhard | Rapporteur externe |
| I. Cojan | Examineur |
| M. Floquet | Rapporteur externe |
| G. Manatschal | Directeur de thèse |
| H. Whitechurch | Rapporteur interne |

et

| | |
|--------------|-----------------------|
| J-F. Ghienne | Co-encadrant de thèse |
| M. Séranne | Invité |

REMERCIEMENTS

Voilà, la thèse se finit !!! Quand j'ai commencé, je pensais que j'avais tout mon temps, parce que trois ans c'est long. Pourtant les mois et les années ont défilé, des mois de doute, des mois d'euphorie et des mois de noyade... puis l'année de la rédaction. Pendant cette période de « production de mots », les nuits étaient longues et la fin se faisait attendre. Heureusement, de nombreuses personnes étaient présentes pour me soutenir et c'est désormais le moment de les remercier.

Je remercie les membres de mon jury qui ont eu la patience de lire ma thèse. Michel Séranne et Martin Burkhard qui m'ont fait des commentaires sincères et positifs. La rencontre avec Martin Burkhard, très enthousiaste sur mon travail, m'a permis d'aborder la soutenance avec confiance. Je tiens à remercier particulièrement Marc Floquet et Isabelle Cojan qui m'ont accompagnée sur le terrain et m'ont aidé à découvrir la géologie provençale. Je tiens à remercier également Hubert Whitechurch qui m'a fait l'honneur de présider le jury.

Bien sûr je pense à mes deux « chefs », Gianreto Manatschal et Jean-François Ghienne. Tous les deux, ils ont su me faire confiance et m'ont poussée à faire toujours mieux. Les premières journées de terrain ensemble ont été épuisantes et longues, mais surtout pleines d'idées et de discussions foisonnantes. Ce dynamisme m'a gagnée, ils m'ont transmis leur fièvre de la géologie. Ces journées de terrain avec eux me manquent déjà !!! Je veux les remercier sincèrement pour leur soutien quotidien, leur disponibilité et leur bonne humeur. Gianreto, toujours très optimiste, m'a transmis son énergie et son goût du débat, et Jeff, par nos nombreuses discussions, m'a communiquée sa rigueur et sa curiosité.

Je souhaite également remercier les personnes que j'ai rencontré au cours de ma thèse et qui ont pu m'aider, répondre à certaines de mes questions ou tout simplement discuter Géologie : Jean-Loup Rubino qui fut l'instigateur du projet entre Jeff et Gianreto en Provence, et Michel Guiraud pour notre excursion improvisée en Sainte-Baume et en Sainte-Victoire pendant quelques jours d'un printemps provençal pluvieux. Il y a eu bien d'autres personnes comme Olivier Monod, Fritz Schlunegger, Giovanni Bertotti ou Jean Philip mais j'ai peur d'oublier trop de monde et j'espère qu'ils me pardonneront.

Je tiens à remercier Annie et Betty, l'une et l'autre toujours disponibles et agréables : Annie pour son travail minutieux sur les cartes, son *design* des posters, et Betty pour son fil d'Ariane dans la bibliothèque. Je remercie également Yves A. et Danièle Z. pour leur aide face aux joies de l'administration.

Les journées au labo ont aussi été ponctuées de pauses-café animées au 1^{er} étage, ainsi que de rencontres agréables au gré des escaliers, couloirs et corridors, merci

à Philippe D, Tania Q., Yves C., Denis L. et José H.. Je tiens à remercier Anne Marie Karpoff pour sa porte toujours ouverte, que j'ai de nombreuses fois poussée pour discuter des ficelles du métier.

Je souhaite particulièrement remercier les « anciens » thésards du labo, Fabrice et Armelle qui m'ont soutenue tout au long de ces années, ainsi que Mathieu Schuster qui m'a toujours envoyé de longues lettres d'encouragement, de conseils et surtout de bonne humeur même des contrées les plus reculées.

Je souhaite remercier tout spécialement Laurence pour son soutien quotidien et nos longues discussions « échapatrices ». C'est elle qui m'a particulièrement aidée à supporter la maladie qui m'a touchée pendant cinq longs mois. Sa douceur légendaire et ses petits remèdes de grand-mère m'ont apaisée le corps et l'âme.

J'ai une pensée très spéciale pour Christine et Sylvain qui m'ont ouvert les portes de leur maison ariégeoise pour le début de ma rédaction. Cette retraite paisible m'a permis de démarrer dans de bonnes conditions une année difficile. Leur soutien permanent m'a toujours touchée.

L'énergie de Dan Le Heron m'a beaucoup entraînée et ses encouragements m'ont aidée à passer les coups durs.

Les copains marseillais sont forcément présents dans mes pensées. Je les remercie pour leur accueil : Sabine et Titi m'ont logée, nourrie et dorlotée de nombreuses semaines et m'ont permis de passer de bonnes soirées après certaines mauvaises journées de terrain.

Bien sûr, mes remerciements vont également à la bande de thésards qui ont bûcher en même temps que moi : Julien, *Monsieur info*, Mohamed, Michel et Nicolas P., *mes trois sardines préférées*, Karim, *maître en thé à la menthe et massages douloureux*, Delphine, *petite mais costaud*, Math G., *le pince sans rire*, et Steph, *mon colloc de bureau trop souvent absent*. Nos longues discussions, et surtout nos soirées exutoires étaient nécessaires. Merci !

Heureusement, les années de thèse ne nous privent pas de nos contacts extérieurs au labo. Mes amis ont eu une place importante. Je tiens à remercier les amis du kayak « *et bien plus* » : Kamran, Cyril, Guillaume, ainsi que S'Mich, Mouky et toute la troupe, mes amies de fac : Virginie C. et Alice, mes amis de longues date : Théo, Céline M. et mes amis facteurs d'orgue : Flo et la bande.

Je garde le dernier mot pour ma famille, en particulier pour mes parents et mon frère, si loin et pourtant si incontestablement attentionnés et présents. Ils ont toujours cru en mes choix et m'ont soutenue jusqu'au bout.

RESUME

Ce travail de thèse concerne les relations entre tectonique et sédimentation en contexte compressif (du Crétacé terminal à l'Eocène moyen) à différentes échelles d'espace en Provence occidentale. La présence de dépôts de cônes alluviaux syn-tectoniques sur la bordure nord du Bassin de l'Arc a tout d'abord permis de reconstituer les évolutions morpho-tectonique et tectono-sédimentaire du système relief-bordure de bassin à partir de l'enregistrement sédimentaire. A plus large échelle, l'architecture du remplissage sédimentaire a ensuite été analysée sur un profil régional Nord-Sud pour intégrer les données issues du système relief-bordure de bassin à un contexte régional. Les modalités de la déformation en Provence occidentale ont alors été explicitées.

L'évolution tectono-sédimentaire du système relief-bordure de bassin de l'Arc a été réalisée principalement par l'étude de la distribution et de l'évolution sédimentologique des dépôts de cônes alluviaux (Montagne Sainte-Victoire) qui a permis de reconstituer l'évolution morpho-tectonique des reliefs. La méthode a été de déterminer les processus qui contrôlent l'enregistrement architectural et sédimentologique des cônes alluviaux pour en tirer ensuite des informations sur la déformation des reliefs (calendrier, modalité et localisation). Il est apparu que le massif de la Montagne Sainte-Victoire enregistre des variations de surrection et de déformation différentes dans trois compartiments. L'évolution structurale du massif pendant la compression s'explique par la ré-activation de la zone de relais des failles de socle majeures (Aix et Durance).

Entre le Santonien terminal et l'Eocène moyen, l'analyse de la distribution et de l'évolution sédimentaire en Provence occidentale a permis de dégager les modalités de déformation : (1) ré-activations localisées de failles héritées jusqu'au Paléocène moyen, (2) mise en place de nappe à l'Eocène inférieur ou moyen. Le domaine provençal n'a pas enregistré de flexure lithosphérique mais une déformation de socle pendant le stade de convergence précoce du système alpin (s.l.). Les déformations dans les Pyrénées et en Provence du Santonien terminal au Paléocène ont des modalités différentes affectant des structures lithosphériques héritées distinctes d'un domaine à l'autre.

ABSTRACT

This study focuses on sedimentary architecture at different scale in Provence during the compressive phase, from Late Cretaceous to Mid-Eocene. Syn-tectonic alluvial fans have been studied and integrated in a basin scale analysis, which led to understand the modality of the deformation.

The analysis (distribution, sedimentology, geometries) of alluvial fan deposits allows to determine the tectono-sedimentary evolution of the Ste-Victoire Range from the source (uplifted area) to the sink (Arc Basin). It allows to reconstruct the morpho-tectonic evolution and the compartmentalisation of the range. This study proposes that the evolution of the Ste-Victoire Range records the re-activation of the relay zone between two major basement faults (Aix and Durance Faults).

The basin analysis indicates that the Arc basin began to subside at Mid to Late Santonian and the depocentres migrated towards north until Mid-Eocene times. The compressive deformation and the associated topography have been localised on narrow areas, above inherited faults until Mid Paleocene times, before the nappe emplacement during Early to Mid-Eocene times.

In the Alpine system (s.l.), Provence accommodated the early (Late Santonian to Paleocene) compressive deformation by re-activating previous structures. The early stage of convergence corresponds to thick-skinned tectonics as flexural subsidence has not been recorded in Provence, compared to Pyrenees at that time. The lateral changes in the architecture of the Pyreneo-provençal system should be considered as a consequence of differences in re-activation of lithospheric structures between Pyrenees and Provence during the early stage of convergence.

SOMMAIRE

| | |
|---|------|
| Contexte général de l'étude | p.1 |
| 1. Problématique | p.1 |
| 2. La Provence, présentation géologique générale | p.4 |
| 3. Héritage structural, paléogéographie et tectogenèse en Provence | p.7 |
| 3.1. De l'évolution tardi-hercynienne au Crétacé Inférieur | p.7 |
| 3.2. Du Crétacé Supérieur à l'Eocène | p.10 |
| 3.3. L'Oligocène et le Miocène en Provence | p.11 |
| | |
| Chapitre I - Structure de la bordure nord du bassin de l'Arc | p.13 |
| 1. Cadre de l'étude | p.13 |
| 2. Cadre structural de la Montagne Sainte-Victoire | p.13 |
| 3. Architecture du remplissage | p.19 |
| 3.1. Stratigraphie du bassin | p.19 |
| 3.2. Structure de la bordure du bassin | p.22 |
| 3.2.1. <i>La zone Ouest</i> | p.22 |
| 3.2.2. <i>La zone Centrale</i> | p.32 |
| 3.2.3. <i>La zone Est</i> | p.35 |
| 4. Architecture des reliefs « source » | p.35 |
| 4.1. Structure de déformations | p.35 |
| 4.2. Architecture sédimentaire jurassique et surfaces d'érosion | p.37 |
| 5. Structures de croissances | p.38 |
| 5.1. Structures de croissance relatives au pli de Bimont | p.38 |
| 5.2. Structures de croissance relatives au chevauchement T1 | p.40 |
| 6. La déformation Eocène | p.41 |
| 6.1. Rétro-déformation | p.41 |
| 6.2. Le chevauchement de la Montagne Sainte-Victoire | p.42 |
| Les points-clef du chapitre I | p.43 |
| | |
| Chapitre II - Les cônes alluviaux | |
| de la bordure nord du bassin de l'Arc | p.45 |
| 1. Morphodynamique des cônes alluviaux | p.45 |
| 1.1. Morphologie | p.45 |
| 1.2. Contexte de dépôt | p.46 |
| 1.3. Processus sédimentaires | p.47 |
| 1.4. Architecture sédimentaire | p.55 |

| | |
|--|-------|
| 2. Cônes alluviaux de la bordure nord du Bassin de l'Arc | p.56 |
| 2.1. Lithofaciès | p.57 |
| 2.2. Figures pédogénétiques | p.65 |
| 2.3. Association de Faciès | p.71 |
| 3. Distribution et nature des cônes alluviaux | p.74 |
| 3.1. Distribution spatiale et temporelle | p.74 |
| 3.2. Séquences de dépôts | p.86 |
| 3.3. Modèles de dépôts des systèmes de cônes alluviaux | p.88 |
| 4. Morphométrie | p.94 |
| 4.1. Morphométrie des cônes alluviaux | p.94 |
| 4.2. Implications pour les bassins versants | p.96 |
| 4.3. Volume de matériau dans les cônes alluviaux | p.97 |
| Les points-clef du chapitre II | p.100 |

Chapitre III - Evolution tectono-sédimentaire du système

| | |
|--|-------|
| Relief-Bordure de bassin | p.101 |
| 1. Structure du système relief-bordure de bassin | p.102 |
| 1.1. Architecture des paléo-reliefs : les structures plicatives | p.102 |
| 1.1.1. <i>Architecture des plis</i> | p.102 |
| 1.1.2. <i>Mécanisme de déformation</i> | p.104 |
| 1.2. Événement majeur dans les reliefs | p.108 |
| 1.3. Compartimentation du système relief-bordure de bassin | p.109 |
| 1.3.1. <i>Les failles décrochantes de la zone Ouest</i> | p.109 |
| 1.3.2. <i>Compartimentation : surrection et subsidence différentielles dans le système</i> | p.111 |
| 1.3.3. <i>Découplage des déformations dans des axes Nord-Sud</i> | p.113 |
| 1.4. Structures de la bordure du bassin | p.115 |
| 1.4.1. <i>Le chevauchement T1</i> | p.115 |
| 1.4.2. <i>Le chevauchement T2</i> | p.116 |
| 1.4.3. <i>Relais entre T1 et T2, chevauchements de type Out-of-syncline</i> | p.118 |
| 1.5. Relations déformation dans les reliefs et dépôts de cônes alluviaux | p.118 |
| 1.6. Héritage structural | p.119 |
| 1.6.1. <i>Vergence des déformations</i> | p.119 |
| 1.6.2. <i>Niveaux de décollement</i> | p.121 |
| 1.6.3. <i>Architecture sédimentaire et héritage structural</i> | p.123 |
| 2. Paramètres de contrôle des systèmes de cônes alluviaux | p.123 |

| | |
|---|-------|
| 2.1. Paramètres du relief | p.125 |
| 2.1.1. <i>Déformation des reliefs</i> | p.125 |
| 2.1.2. <i>Evolution du bassin de drainage</i> | p.125 |
| 2.1.3. <i>Lithologie et morphologie du bassin versant</i> | p.127 |
| 2.1.4. <i>Erosion et déformation</i> | p.129 |
| 2.2. Paramètres de la bordure du bassin | p.130 |
| 2.2.1. <i>Déformations de la bordure du bassin</i> | p.130 |
| 2.2.2. <i>Paramètres autocyclus des cônes alluviaux</i> | p.131 |
| 2.2.3. <i>Séquences dans les dépôts de cônes alluviaux</i> | p.131 |
| 2.3. Paramètre climatique | p.131 |
| 2.4 Paramètre du bassin | p.133 |
| 3. Evolution tectono-sédimentaire de la bordure nord du Bassin de l'Arc | p.133 |
| 3.1. Synthèse : les paramètres qui contrôlent le couple relief- bordure de bassin de l'Arc | p.133 |
| 3.2. Evolution pré-Système de Cônes Alluviaux Inférieur | p.135 |
| 3.3. Evolution syn-SCAI | p.136 |
| 3.4. Evolution entre le SCAI et le SCAS | p.137 |
| 3.5. Evolution syn-SCAS | p.138 |
| Les points-clef du chapitre III | p.142 |

Chapitre IV - Evolution tectono-sédimentaire

| | |
|--|-------|
| en Provence occidentale | p.143 |
| 1. Architecture tectono-sédimentaire en Provence occidentale | p.145 |
| 1.1. Le massif de la Sainte-Baume | p.145 |
| 1.2. Données de la Provence occidentale méridionale | p.154 |
| 1.3. Calendrier comparé des déformations entre bordure nord et bordure sud du Bassin de l'Arc | p.154 |
| 1.4. Importance de l'héritage structural | p.158 |
| 2. Mécanisme des déformations en Provence | p.159 |
| 2.1. Modèles de déformation en systèmes de convergence | p.159 |
| 2.1.1. <i>Bassin d'avant pays et flexuration</i> | p.159 |
| 2.1.2. <i>Flambage lithosphérique</i> | p.160 |
| 2.1.3. <i>Echappement latéral</i> | p.161 |
| 2.2. Mode de déformation en Provence : interprétation | p.162 |
| 3. Evolution tectono-sédimentaire dans le système alpin s.l. | p.164 |
| 3.1. Le système alpin s.s. (collision Apulia-Europe) | p.165 |
| 3.2. Le système pyrénéen | p.166 |
| 3.3. La position de la Corse et de la Sardaigne dans ce système | p.168 |
| 4. Discussion : le domaine provençal | p.170 |

| | |
|--|-------|
| 4.1. Phase de convergence et de collision précoce | p.170 |
| 4.1.1. <i>Phase précoce du Crétacé Supérieur/Paléocène</i> | p.170 |
| 4.1.2. <i>Phase Eocène</i> | p.171 |
| 4.1.3. <i>Conclusion</i> | p.172 |
| 4.2. Le système Corse-Provence : discussion | p.172 |
| Les points-clef du chapitre IV | p.175 |
| | |
| Conclusions et Perspectives | p.177 |
| | |
| REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES | p.185 |
| | |
| ANNEXES CARTES | p.201 |
| LISTE DES FIGURES | p.205 |
| ANNEXES LOGS | p.213 |

Contexte général de l'étude

1. Problématique

Mon travail de doctorat s'inscrit dans la problématique des relations entre tectonique et sédimentation dans un environnement continental en milieu compressif. La tectonique est un facteur majeur qui contrôle l'architecture des bassins sédimentaires (McCann et Saintot, 2003), et de récentes études se sont intéressées au lien entre événements tectoniques et réponse sédimentaire (Blair et Bilodeau, 1988 ; MacDonald, 1991 ; Schwans, 1995 ; Cloetingh et al., 1997 ; Gupta, 1997). Cependant les bassins sédimentaires et leurs successions de dépôts enregistrent non seulement l'évolution des processus lithosphériques et tectoniques, mais aussi l'évolution des processus et des environnements de surface liée au climat, à l'eustatisme, à la morphologie et à l'écologie. A condition de faire une analyse sédimentaire approfondie permettant de déterminer l'architecture des dépôts, de reconstruire les environnements de dépôt, et de comprendre l'origine des séquences sédimentaires, l'enregistrement sédimentaire se révèle être un outil puissant pour déterminer l'évolution tectonique à l'échelle des structures d'un bassin et de ses bordures, ainsi que les structures des systèmes tectoniques à plus large échelle.

Cependant, il n'est pas aisé de discriminer les signaux tectoniques et climatiques dans la succession des dépôts. La sédimentation résulte entre autres de l'interaction de nombreux paramètres imbriqués comme l'apport sédimentaire et l'espace d'accommodation, qui sont aussi dépendants, à des degrés divers, du climat et de la tectonique. La prédominance de l'un ou de l'autre de ces deux facteurs allocycliques majeurs dans l'enregistrement sédimentaire est largement débattue, d'autant plus que climat et tectonique interfèrent l'un sur l'autre. En effet, la topographie créée par les mouvements verticaux modifient localement le climat (Avouac et al., 2000 ; Schlunegger et al., 2001). Mais le climat, par les processus d'érosion et en fonction de l'érodabilité des matériaux, contrôle également la répartition et les flux de matière dans les reliefs et agit ainsi sur la mécanique de la lithosphère, sur les déformations profondes et les morphostructures de surface.

Cadre de l'étude

Ce travail s'appuie sur des dépôts sédimentaires datés du Crétacé supérieur à Paléocène en Provence. Ceux-ci se sont mis en place dans un contexte géodynamique encore

imparfaitement connu où dynamique lithosphérique, structures tectoniques à grande échelle et nature des bassins sédimentaires ne sont pas clairement définis.

Le bassin de l'Arc, dans lequel la majorité de mon travail a été réalisé, est un bassin en compression avec une composante décrochante supposée. L'atout majeur de ce bassin se marque par la diversité des études menées au cours du XXème siècle, tant tectoniques (Goguel, 1943 ; Corroy et al., 1964 ; Tempier, 1987 ; Biberon, 1988 ; Chorowicz et al., 1989 ;), stratigraphiques (Cojan, 1989 ; Westphal et Durand, 1990), géochimiques (Colson et Cojan, 1996 ; Cojan, 2000 et 2003) ou sédimentologiques (Cojan, 1993), qui permettent d'appréhender les facteurs paléo-environnementaux contrôlant la succession sédimentaire de ce bassin. En bordure de bassin, des cônes alluviaux se sont développés et ont déposés des sédiments syn-tectoniques.

Ces dépôts établissent un lien entre la zone de relief à l'érosion et le bassin qui subside. Mon travail consiste à établir l'évolution sédimentologique des cônes alluviaux et les changements de leur distribution spatio-temporelle le long de la bordure du bassin. L'objectif est de comprendre d'une part quels processus contrôlent l'enregistrement sédimentaire et architectural des cônes alluviaux et de tirer d'autre part des informations sur l'évolution morpho-tectonique des paléo-reliefs. Cette étude cherche à déchiffrer l'archive sédimentaire et à discriminer en particulier les signaux tectoniques.

La dernière partie de ce travail intègre les observations réalisées dans le bassin de l'Arc dans un contexte régional entre le Crétacé terminal et l'Eocène moyen. L'analyse de l'enregistrement tectono-sédimentaire du Nord au Sud de la Provence occidentale permet de proposer un modèle d'évolution tectono-sédimentaire pendant la phase de convergence. Cette question est fortement liée au cadre géodynamique, relativement mal défini, dans lequel la Provence se situe. En confrontant les données tectono-sédimentaires de Provence aux données du système alpin s.l., l'objectif est de définir le type de bassin que la Provence forme à cette époque et de déterminer la nature des déformations enregistrées pendant la convergence ainsi que leur calendrier.

Le système de cônes alluviaux de la bordure nord du bassin de l'Arc

Mon étude s'est d'abord focalisée sur les cônes alluviaux en bordure de bassin. Ces systèmes sédimentaires sont particulièrement sensibles aux variations environnementales. Ils forment des corps sédimentaires détritiques semi coniques qui se déposent dans une zone de changement brutal de gradient topographique. Ces dépôts enregistrent l'évolution concomitante des paramètres environnementaux du relief et du bassin, paramètres qu'il faut ensuite être capable de distinguer. Les quelques études qui ont traité des dépôts de cônes alluviaux syn-tectoniques en milieu compressif sont situées essentiellement sur les bordures du bassin de l'Ebre (Lloyd et al., 1998 ; Lopez-Blanco,

2002). Elles montrent que la tectonique est le processus dominant dans l'évolution des systèmes de cônes alluviaux, dans un cadre paléo-climatique imprécis. En opposition, les études sur les cônes alluviaux quaternaires (Harvey et al., 1999) proposent une évolution guidée par les changements climatiques. Cependant les études sur les dépôts du Quaternaire ne permettent pas de juger de l'importance des processus tectoniques dont les temps de réponse dépassent le plus souvent l'échelle du Quaternaire (sauf exception de certaines études liées aux failles actives en extension).

Une approche de terrain m'a permis de déterminer l'architecture des dépôts de cônes alluviaux du Bassin de l'Arc. Cette architecture permet de tracer l'évolution spatio-temporelle des systèmes de cônes alluviaux, et d'appréhender la structuration et la dynamique du bassin et de ses bordures. En effet, la tectonique contrôle la topographie et la nature des sources détritiques, l'écoulement du réseau fluvial et ses déviations et la localisation des dépocentres (Alexander et Leeder, 1987 ; Leeder et Jackson, 1993 ; Burbank et al., 1996 ; Burbank et Pinter, 1999). En particulier, en considérant la dynamique des dépôts des cônes alluviaux et leur évolution, il est possible d'estimer la chronologie et une partie du mécanisme de déformation du paléo-relief, et surtout de reconstituer son évolution morphologique. L'architecture des cônes alluviaux a permis d'estimer l'évolution des surfaces de bassins versants et les variations de la lithologie soumise à l'érosion, et ainsi d'évaluer des volumes érodés. Le développement de paléosols matures dans les dépôts de cônes alluviaux permet de contraindre en temps les processus impliqués et de proposer des taux d'érosion.

La distribution des cônes alluviaux est contrôlée par l'évolution naturelle du réseau fluvial dans les reliefs. Cependant un événement tectonique dans les reliefs entraîne une réponse particulière du réseau fluvial dans les bassins versants qui s'inscrit dans la réponse sédimentaire des cônes alluviaux du Paléocène. Dans ce travail, je mets en évidence la compartimentation du bassin et du paléo-relief par la présence et la distribution des cônes alluviaux. L'enregistrement sédimentaire permet de distinguer des variations locales de subsidence et de surrection relatives créant des sous-bassins, et de distinguer des barrières structurales, qui produisent un signal tectono-sédimentaire particulier. L'analyse morpho-tectonique par l'enregistrement sédimentaire des cônes alluviaux mène à une interprétation nouvelle de la tectonogénèse du massif de la Montagne Sainte-Victoire.

Intégration régionale

La dernière partie de ce travail a pour objectif d'intégrer l'évolution tectono-sédimentaire de la bordure nord du Bassin de l'Arc dans un modèle tectono-sédimentaire à l'échelle du bassin (bordure nord et sud) puis à l'échelle de la Provence occidentale. Ce travail

propose une évolution du domaine provençal pendant la période compressive du Crétacé Supérieur à l'Eocène moyen. Cet élargissement spatial et temporel permet d'appréhender la distribution des déformations, leur calendrier et leur corrélation entre le Nord et le Sud de la Provence.

Le cadre géodynamique de la Provence en position d'avant-pays (Arthaud et Séguret, 1981) est largement discuté. Certains le considère comme un bassin d'avant pays flexural dès le Cénomanién (Gindre, 2004), d'autres comme un bassin rétro-arc à flexure campanienne (Lacombe et Jolivet, 2005). L'objectif de ce travail est de comprendre le remplissage sédimentaire et sa distribution pour définir les modes de déformation et leur calendrier entre le Crétacé Supérieur et l'Eocène moyen dans un cadre alpin (s.l.).

En Provence occidentale, les déformations sont localisées sur des zones fortement pré-structurées (Roure et Coletta, 1996) et des sédiments continentaux syn-tectoniques se déposent entre le Campanien et le Paléocène. La mise en place des nappes et chevauchements en milieu continental se réalise sans dépôts syn-tectoniques à l'Eocène moyen pendant une phase de collision méridionale. Finalement il apparaît que les cônes alluviaux syn-tectoniques enregistrent une phase précoce de convergence. Cependant l'analyse de la répartition des sédiments pendant le Crétacé supérieur montre qu'il existe une déformation compressive plus précoce enregistrée dès le Santonien terminal. L'architecture sédimentaire en Provence ne forme pas un enregistrement classique d'avant-pays.

En opposition aux domaines alpins et pyrénéens, la Provence n'a pas abouti à un stade de collision « avancée », en particulier grâce à l'ouverture du Golfe du Lion. La Provence est donc une zone clef pour étudier les épisodes précoces de convergence. Du Campanien au Paléocène, la Provence apparaît alors comme un domaine de transition entre un domaine d'avant pays dans les Pyrénées et un domaine en subduction dans le domaine Liguro-Piémontais. Le découplage entre Ibérie/Europe et Provence le long d'accidents hérités (Arthaud et Séguret, 1981) permet de nuancer le concept de phase « pyrénéo-provençale ».

2. La Provence, présentation géologique générale

La Provence est divisée en trois grandes zones géologiques (Fig.0-1) (Delbelmas, 1974) :

- la Provence cristalline à l'Est, comprenant le massif des Maures et du Tanneron, et leur couverture permienne,
- la Provence subalpine au Nord, comprenant l'Arc de Castellane et s'étendant à l'Ouest de la faille de la Durance jusqu'à la vallée du Rhône,

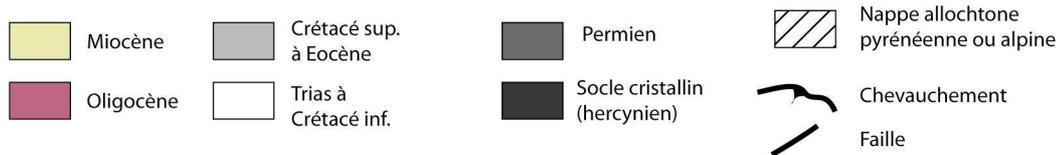
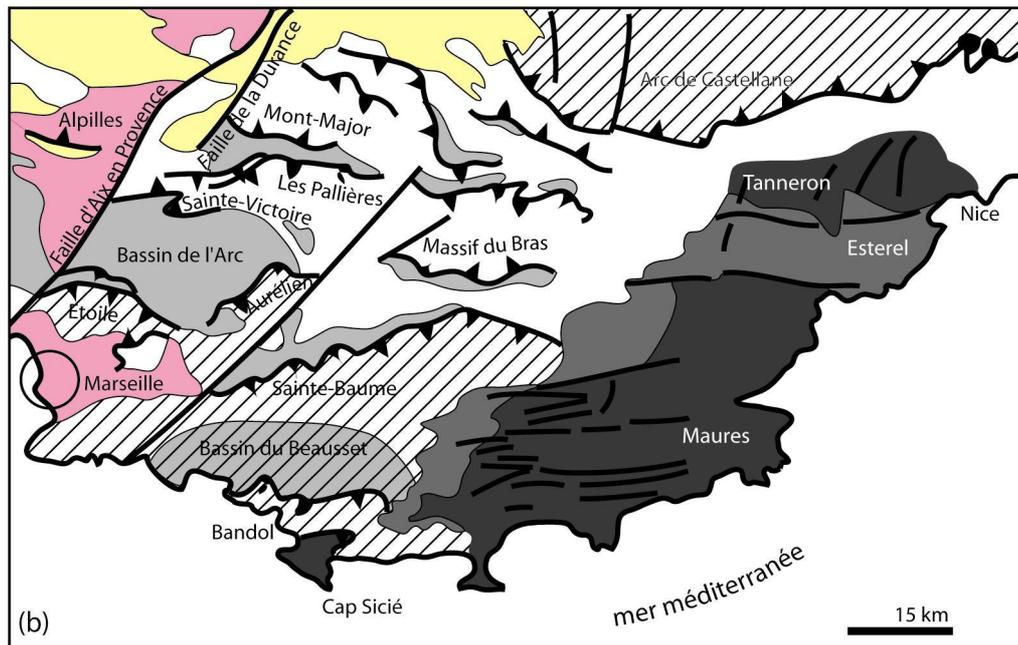
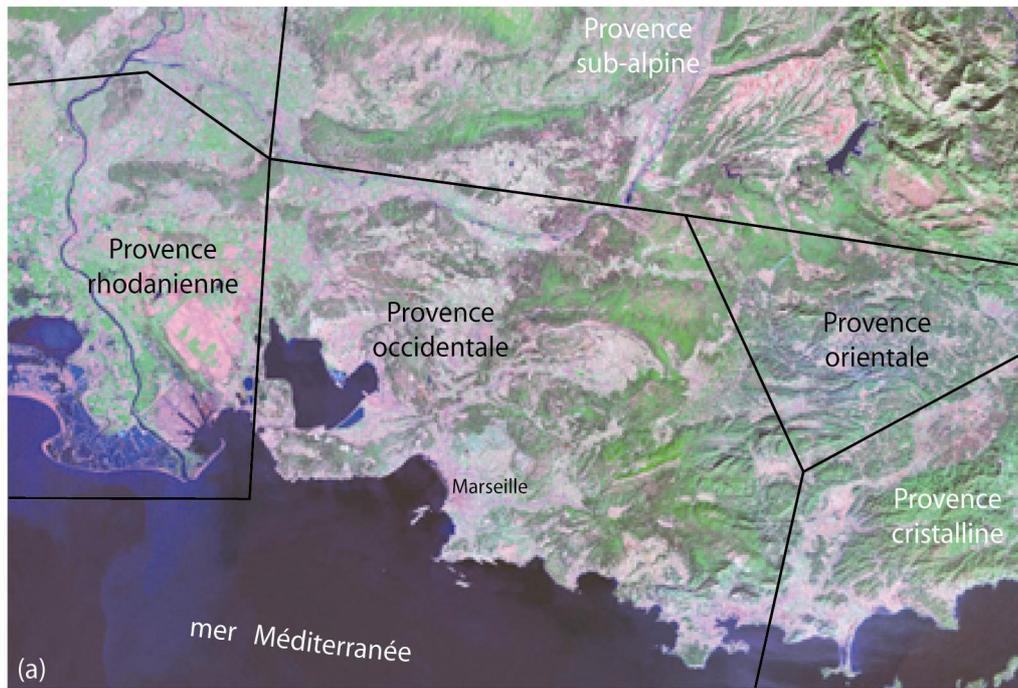


Figure 0-1 : (a) Image satellite de Provence (SE France) et domaines géologiques ; (b) Carte géologique simplifiée et structures tectoniques majeures (d'après Roure et Coletta, 1996, modifiée)

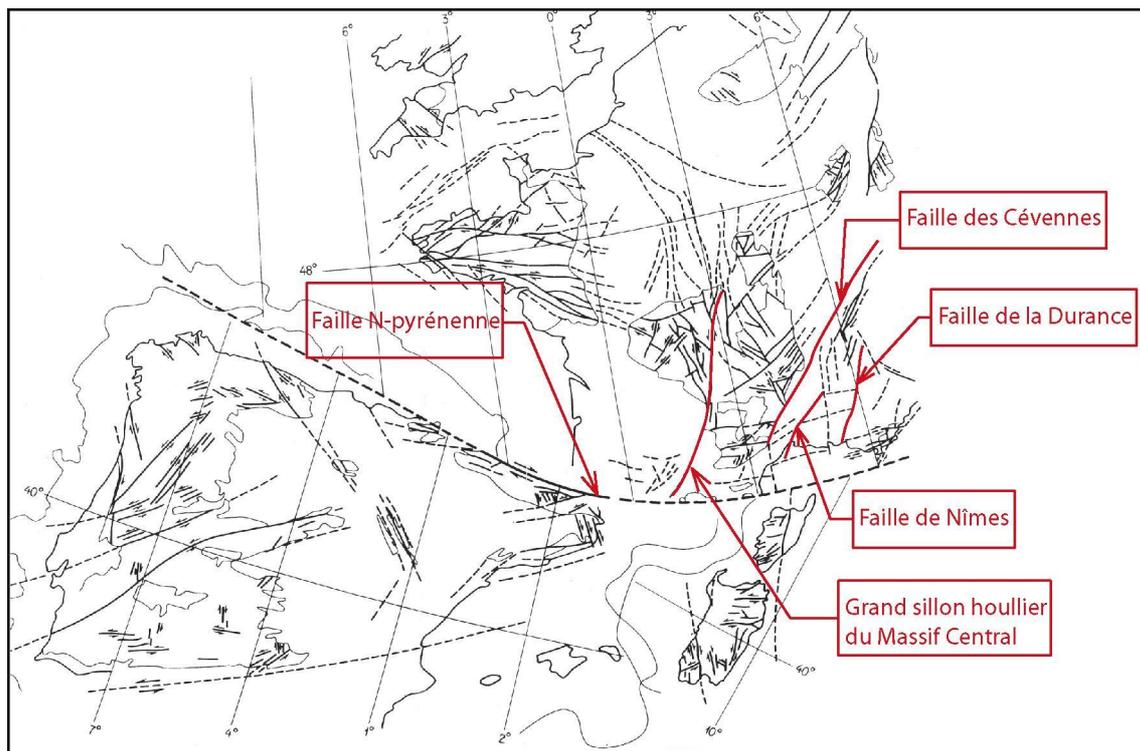


Figure 0-2 : Carte des accidents tardi-hercyniens de la France, de l'Ibérie, de Corse et Sardaigne (d'après Arthaud et Matte, 1975, modifiée).

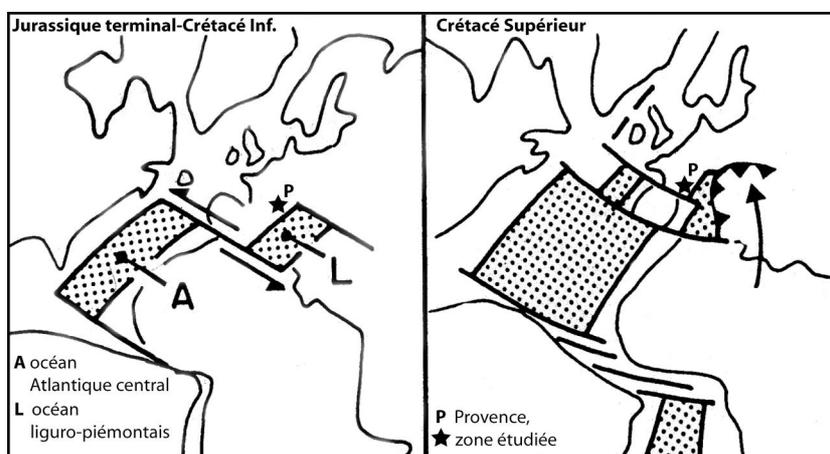


Figure 0-3 : Schéma de l'ouverture de l'Atlantique central et relation avec l'océan liguro-piémontais (a) au Jurassique terminal-Crétacé Inférieur ; (b) au Crétacé terminal (d'après Lemoine et al., 1986).

- la Provence calcaire, subdivisée en Provence rhodannienne, Provence occidentale et Provence orientale.

Le Bassin de l'Arc fait partie de la Provence occidentale qui est caractérisée par une série sédimentaire mésozoïque épaisse. Sa structuration en larges synclinaux peu déformés et séparés par des zones anticlinales étroites d'orientation E-W, complexes et souvent chevauchantes (Aubouin et Mennessier, 1963) comporte trois fronts majeurs de chevauchements à vergence Nord: le chevauchement Nord-toulonnais charriant l'Unité de Bandol et chevauchant le Bassin du Beausset au Nord, l'ensemble Etoile/Sainte-Baume/Mont-Aurélien, chevauchant le bassin de l'Arc, et le chevauchement septentrional de Les Pallières ou chevauchement Nord-provençal de Rousset (1975) (fig.0-1b). Ces grands chevauchements datés du Lutétien-Bartonien en Provence occidentale se forment lors de la phase compressive majeure dite « phase pyrénéo-provençale majeure » (Arthaud et Séguret, 1981 ; Tempier, 1987). Quelques chevauchements à vergence Sud, d'extension latérale plus faible, existent en Provence occidentale comme le Mont Major, la Montagne Sainte-Victoire et le Massif du Bras (Fig.0-1b).

La discontinuité axiale des accidents provençaux rend difficile l'exposé de la tectonique provençale. L'existence d'accidents cassants antérieurs ou postérieurs à la phase tectonique majeure Eocène en Provence et les soulèvements Oligocène à grande longueur d'onde compliquent les reconstructions tectoniques.

3. Héritage structural, paléogéographie et tectogenèse en Provence

Pour comprendre la géologie provençale, il est essentiel de connaître l'héritage structural. Je propose un aperçu de la structuration acquise depuis la phase tardi-hercynienne qui créa en particulier des grands accidents NE-SW telle que la faille de la Durance au Carbonifère (Arthaud et Matte, 1975) (Fig.0-2), et une évolution à la fois paléogéographique et tectonique de la Provence jusqu'au Crétacé (Fig.0-3). L'évolution structurale et sédimentaire du Crétacé, dans laquelle s'intègre cette étude, sera ensuite détaillée. Le Crétacé est une époque clef dans l'histoire structurale de la Provence. En particulier l'épisode à bauxite de l'Albo-Aptien, durant laquelle la Provence a subi une érosion intense, a conduit à une perte d'informations sédimentaires et structurales menant au débat sur l'ancien concept d'Isthme Durancien (Masse et Philip, 1976, Chorowicz et Mekarnia, 1992).

3.1. De l'évolution tardi-hercynienne au Crétacé Inférieur

Les structures héritées les plus anciennes en Provence sont classiquement attribuées à la période tardi-hercynienne du Carbonifère qui provoqua une fracturation importante du

socle en Europe occidentale (Fig.0-2), précédemment affecté par l'épisode varisque (Arthaud et Matte, 1975). Les décrochements majeurs sont la faille nord pyrénéenne ainsi que le Grand Sillon Houiller du Massif Central et le fossé du Campidano en Sardaigne, orientés NE-SW à jeu sénestre et NW-SE à jeu dextre. Dans ces deux familles d'accidents, d'autres failles sont présentes, comme celle des Cévennes, de Nîmes ou de la Durance dont la longueur atteint plusieurs centaines de kilomètres (Fig.0-2).

Au Permien une période de distension intracontinentale aboutit au démantèlement de la chaîne hercynienne (Arthaud et Matte, 1975). Cette tectonique post-hercynienne découpe le domaine provençal selon des axes globalement N010 et N100, qui seront les orientations dominantes pour toutes les déformations postérieures en Provence. La sédimentation grésopélitique associée se dépose dans des bassins en distension (Baudemont, 1985) actifs jusqu'au Trias Inférieur. Durant le Trias se dépose en Provence la trilogie de type germanique (e.g. Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper). Dans des bassins de plate-forme épicontinentale comparable au domaine européen, une série gréseuse grano-décroissante se dépose au Buntsandstein Supérieur (Ricour, 1960). La base de la formation Muschelkalk, série détritique puis salifère, est un des niveaux de décollement en Provence. Le sommet de cette série, calcaire puis dolomitique, est le niveau d'inondation maximum du bassin connecté à la mer Germanique (Corroy, 1933). Ce sont ces calcaires qui arment les reliefs de Provence Orientale. Le Keuper, série dolomitique à passées marneuses et à lentilles de gypse est souvent très déformé car il sert de niveau de décollement pendant la phase majeure de compression à l'Eocène moyen (Guieu, 1967).

Des bassins plus profonds se forment du Lias au Dogger lors du rifting de la Pangée, menant à l'ouverture du bassin liguro-piémontais, qui s'intègre dans l'ouverture du système de l'Atlantique Central (Lemoine, 1984 ; Rudkiewicz, 1988) (Fig.0-3). A partir du Bathonien, la Provence fait partie de la marge proximale européenne et d'importantes formations carbonatées se déposent en Provence occidentale jusqu'au Barrémien (Masse et al., 2003).

Lors de l'ouverture de l'Atlantique Nord entre Ibérie et Terre Neuve entre le Berriasien et l'Aptien (Crétacé Inférieur) (Sibuet et al., 1979), la Provence subit un autre épisode de rifting (de Graciansky et al., 1985). Du Sud de la Provence au bassin liguro-piémontais, une sédimentation carbonatée se développe sur la marge européenne. Au Barrémien, une plateforme de type urgonien limite le bassin Vocontien septentrional du bassin Sud-provençal (Fig.0-4a).

La plateforme est ensuite soumise à une déformation méso-crétacée (Apto-Albien) qui crée des reliefs formant un haut structural d'orientation E-W au Nord de la Provence. Ce haut structural connu sous le nom d'Isthme Durancien par les anciens auteurs

(Gignoux, 1925) formait une barrière entre le bassin vocontien et l'océan liguro-piémontais au Sud. Cette structure en réalité non continue, n'isolait pas le bassin vocontien de l'océan liguro-piémontais, et prend le nom de Bombement Varois (Rousset, 1969 ; Philip, 1970). Ce bombement, soumis à une érosion intense est scellé par des bauxites en discordance sur un substratum Jurassique Supérieur à Crétacé Inférieur. L'émersion de la plateforme, plus précoce au Nord, progresse vers le Sud jusqu'à l'Albien terminal. La déformation qui affecte la Provence à l'Albo-Aptien, d'abord interprétée comme résultante d'une déformation compressive (Masse et Philip, 1976) est finalement révisée en faveur d'une extension NW-SE (Philip et al., 1987, Chorowicz et Mekarnia, 1992), également observée dans les chaînes subalpines (De Graciansky et al., 1987 ; De Graciansky et Lemoine, 1988). Cet évènement, formant des haut-structuraux de type blocs basculés, soumis à l'érosion, a perturbé le signal paléogéographique du Crétacé Inférieur et moyen, en particulier au Nord de la Provence occidentale et orientale.

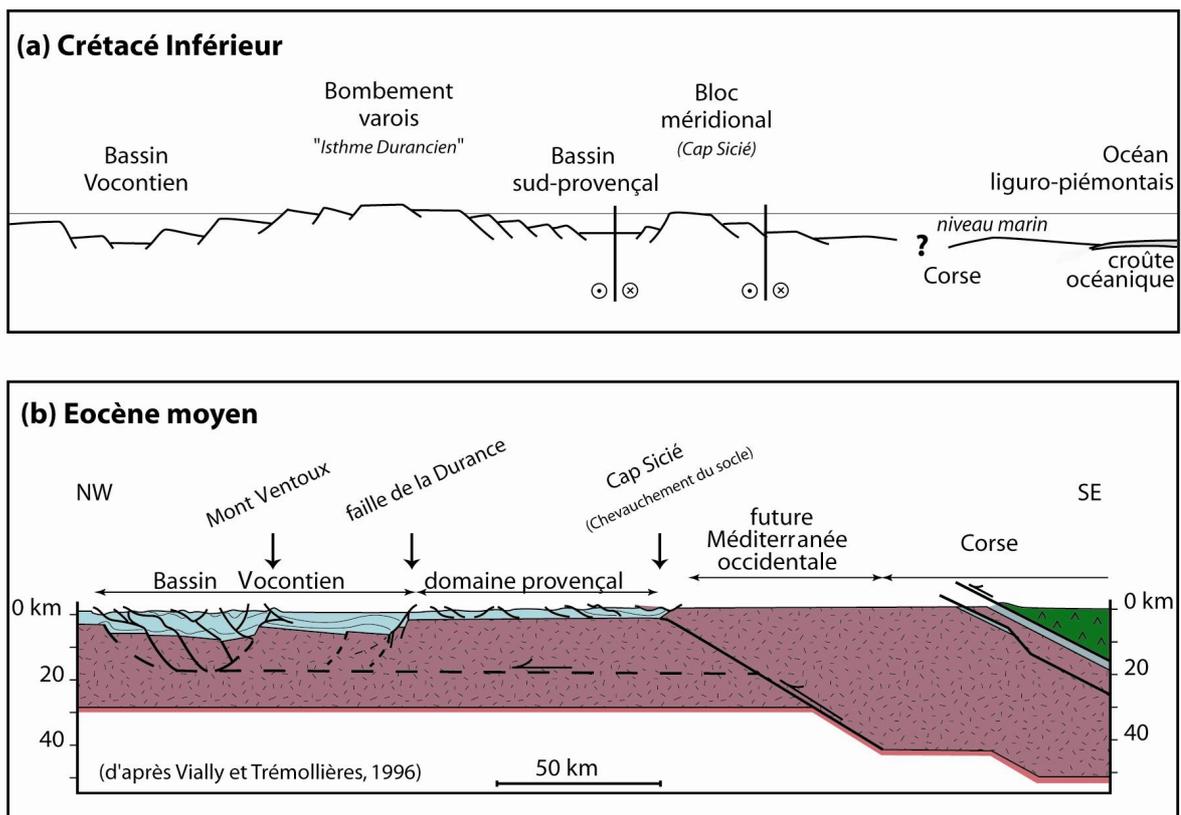


Figure 0-4 : Structure du domaine provençal (a) au Crétacé Inférieur ; (b) à l'Eocène moyen (d'après Vially et Trémollières, 1996).

3.2. Du Crétacé Supérieur à l'Eocène

Au Cénomaniens, la transgression marine inonde le sud de la Provence et progresse vers le NE jusqu'au Santonien. Des plates-formes carbonatées à rudistes s'y succèdent au Sud et se mettent en place sur la marge sud de ce relief Durancien jusqu'au Santonien moyen (Philip, 1970 ; Jolet, 1996, Philip, 1998). Au Sud, dans un bassin plus subsident, en particulier au Turonien, se dépose une sédimentation mixte carbonatée et silicoclastique, issue du démantèlement d'un massif émergé méridional rattaché au bloc corso-sarde (Bertrand, 1892, Blanc, 1951, Philip, 1970) qui se situe au Sud de la Provence. Récemment, Hennuy (2003) propose un contexte en transtension pour ce bassin avec une ouverture vers l'Est sur un probable océan Valaisan. Dans son modèle, le massif méridional n'est pas rattaché au bloc corso-sarde (Philip et Floquet, 2000 ; Floquet et Hennuy, 2003) mais constitue un bloc surélevé de la marge européenne séparé de la Sardaigne et de la Corse par le rift pyrénéo-provençal qui relie le golfe de Gascogne au domaine océanique Valaisan (Stampfli, 1993). Cependant, la continuité entre domaine valaisan et Golfe de Gascogne est remise en cause par des travaux récents (Sibuet et al., 2004) (cf chapitre IV).

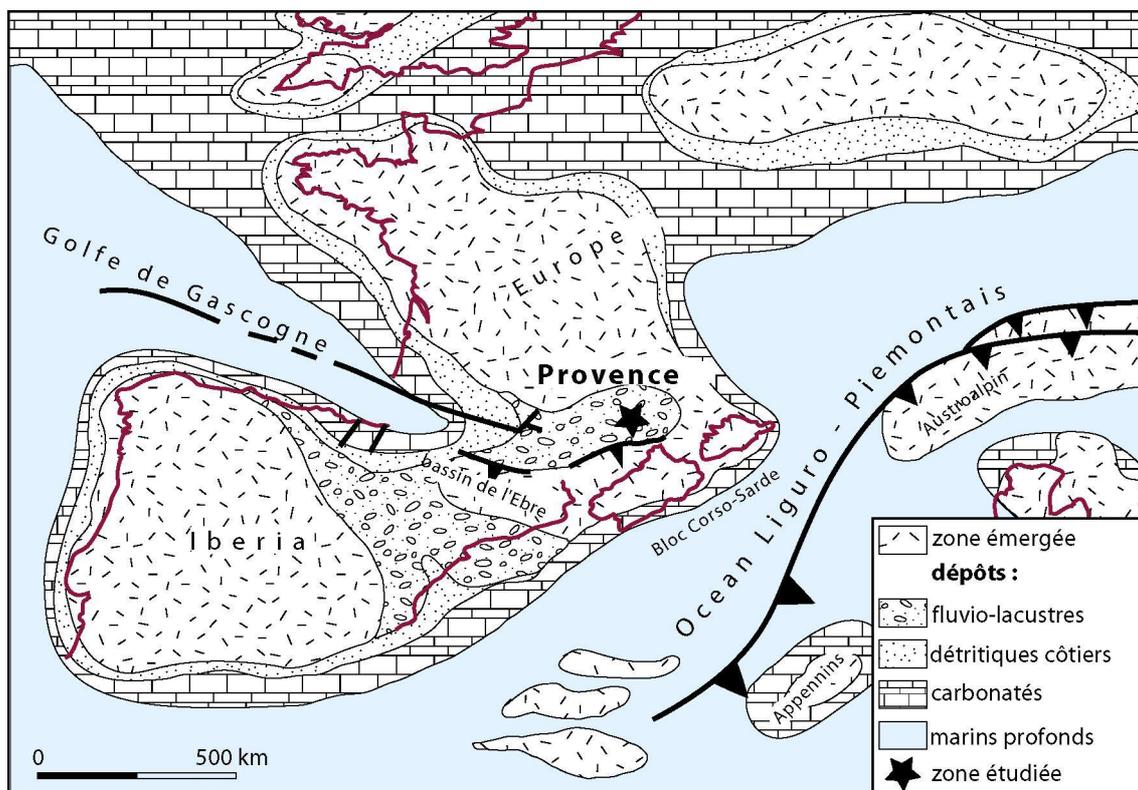


Figure 0-5 : Carte paléogéographique du domaine alpin s.l. au Maastrichtien (d'après Atlas péri-téthys Dercourt et al., 2000).

Jusqu'au Santonien l'ensemble Sainte-Baume/Mont-Aurélien forme la limite septentrionale de la plate-forme carbonatée. Cet ensemble Sainte-Baume/Mont-Aurélien est un haut-structural relique (Bombement Varois) de la tectonique méso-Crétacé (Blanc et Gouvernet, 1967). Au Santonien, un changement majeur dans la cinématique de la plaque ibérique (Rosenbaum et al., 2002) conduit à la tectonique compressive « pyrénéo-provençale ». A cette époque, les sédiments se déposent dans le Bassin de l'Arc actuel. La sédimentation évolue au Santonien supérieur vers un environnement lagunaire (biozone du Plan d'Aups) et devient continentale à partir du Campanien (Valdonnien) (Fig.0-5). Les zones de sédimentation se déplacent alors plus au Nord, dans la zone du Bassin de l'Arc, jusqu'à l'Eocène. La sédimentation y est contrôlée par les premières déformations pyrénéo-provençales, conduisant à l'émergence de reliefs est-ouest (Corroy et al., 1964 ; Guieu, 1967). Le Bassin de l'Arc est le siège d'une sédimentation fluvio-lacustre dont le système fluvial s'écoule d'Est en Ouest vers le Golfe de Gascogne (Fig.0-5). Le bassin est bordé au nord et au sud par des conglomérats de démantèlement des reliefs (Cojan, 1993). Cette structuration débute par une phase de plissement fini-Crétacée/Paléocène (Corroy et al., 1964) et se termine par une phase majeure de compression éocène, lutétienne ou bartonienne, menant à la formation des grands chevauchements provençaux (Bertrand, 1899 ; Haug, 1925 ; Guieu, 1967 et 1971 ; Tempier, 1987) (Fig.0-1b, 4b).

Ce travail va se focaliser en particulier sur les événements tectono-sédimentaires de la phase fini-Crétacée/Paléocène (chapitre I à III) et terminera sur une discussion de la tectonique compressive provençale jusqu'à l'Eocène (chapitre IV).

3.3. L'Oligocène et le Miocène en Provence

Dès la fin de l'Eocène et pendant l'Oligocène, l'extension d'orientation dominante E-O qui affecte la plaque européenne (Bergerat, 1985) forme le système de rifts Ouest-européen qui s'étend vers le Sud jusqu'au Bas Rhône et se termine en Provence avec le bassin d'Aix en Provence de direction plutôt NO-SE (Arthaud et al., 1977). Les bassins Oligocène provençaux plus méridionaux, tel que celui de Marseille, ont une histoire plus complexe pendant l'Oligocène. En effet, ils enregistrent l'extension (N155) du *rifting* Corso-Sarde qui perturbe l'épisode de *rifting* Ouest-européen classique (Hippolyte et al., 1990).

La nature et l'origine des dépôts oligocènes (galets et blocs de socle) de ces bassins méridionaux attestent qu'un bloc continental émergeait au SE (Nury et Rousset, 1986). De nombreuses reconstitutions paléogéographiques placent Corse et Sardaigne au Sud de la Provence (Rehault et al., 1984 ; Olivet, 1987) avant l'ouverture du bassin océanique qui suit le *rifting* Corso-Sarde daté du Burdigalien (-20.7 Ma) (Edel, 1980).

En Provence, le raccourcissement tardi-alpin est marqué par l'avancée de l'Arc alpin (Laurent et al., 2000) vers l'Ouest et vers le Sud, en particulier par l'évolution de l'Arc de Castellane (Fig.0-1b) et la nappe de Digne (Gidon et Pairis, 1992). La phase majeure, du Miocène Supérieur au Pliocène, est orientée N030 (Combes, 1984, Faucher et al., 1988). La compression alpine se localise sur quelques chevauchements provençaux à vergence sud (les Alpilles, le Lubéron) mais aussi sur la structure Ventoux-Lure à vergence nord (Ford et Stahel, 1995) en réactivant parfois des structures de la phase pyrénéo-provençale.

Dans la zone étudiée, durant le Burdigalien, la mer transgresse et forme une surface majeure d'abrasion marine qui est un marqueur stratigraphique. Ce marqueur scelle les structures pré-Miocène et atteste que la Provence occidentale méridionale (entre le massif de la Sainte-Victoire et Marseille) n'a pas été affectée par les déformations tardi-alpines (Champion et al., 2000).

Finalement, la Provence enregistre à la fin du Miocène un évènement eustatique important dans l'histoire méditerranéenne avec l'épisode évaporitique tortono-messinien et le creusement des canyons et vallées au Messinien (Clauzon, 1996).

Chapitre I

Structure de la bordure nord du bassin de l'Arc

1. Cadre de l'étude

La plus grande partie de ce travail a été menée dans la zone nord du bassin de l'Arc, à l'Est de la ville d'Aix en Provence, (Sud Est de la France, département des Bouches du Rhône). Le Bassin de l'Arc est une dépression d'orientation Est-Ouest qui se divise en deux zones : le bassin de Gardanne, à l'Est, et le bassin d'Aix en Provence, à l'Ouest (Fig.I-1 et 2). Le bassin de Gardanne est limité au Nord par le massif de la Montagne Sainte-Victoire, au Sud par le Mont-Aurélien, le massif de l'Etoile et le Dôme du Regagnas tandis que le plateau d'Ollière limite le bassin vers l'Est. Ce bassin s'ouvre à l'Ouest sur le bassin d'Aix en Provence et l'Etang de Berre dans lequel la rivière Arc se jette. Ce bassin est alors limité au Sud par le massif de la Nerthe et au Nord par le chaînon de Saint-Chamas.

Cette étude a été menée sur la bordure nord du bassin de Gardanne, mais le terme global de Bassin de l'Arc sera utilisé par la suite. Le travail de terrain a été réalisé au Sud de l'escarpement majeur du massif de la Sainte-Victoire, entre les communes de Tholonet et de Puyloubier et vers la commune de Rousset au centre du bassin (Fig.I-1). La Montagne Sainte-Victoire est le relief culminant dans cette région avec une altitude de 1011m. La partie Est du Bassin de l'Arc a des altitudes minimales autour de 200m, mais entre l'escarpement majeur de la Montagne Sainte-Victoire et le bassin, le plateau du Cengle forme une zone haute ayant une altitude moyenne de 500m.

2. Cadre structural de la Montagne Sainte-Victoire

Le bassin de l'Arc a été mis en évidence dès le XIX^{ème} siècle. Matheron (1876) distingua les formations du Jurassique, formant les reliefs, des séries du bassin. Les premières idées sur la structure de la Montagne Sainte-Victoire furent émises par Collot (1891) décrivant la Montagne Sainte-Victoire comme la « branche renversée » d'un anticlinal couché sur le bassin de l'Arc, formé lors du plissement principal pré-Oligocène.

Par la suite, les auteurs ont proposé différentes phases de structuration. Denizot (1935) a montré l'existence d'une phase tectonique importante après le Fuvélien. Durand et Tempier (1961) et Corroy et al. (1964) ont ensuite proposé une phase compressive au Crétacé Supérieur, pré-Rognacienne, et une phase post-Vitrollien, chacune enregistrée

par le dépôt de brèches, puis une phase majeure de raccourcissement durant l'Eocène moyen. Ces derniers auteurs ont proposé l'interprétation, jusqu'alors acceptée, d'un chevauchement majeur à la base de la Montagne Sainte-Victoire. Durant l'Eocène, ce chevauchement place un flanc inverse de pli constitué de calcaires jurassiques sur les dépôts du bassin par un déplacement de 2.5 km au niveau de la Croix de Provence tandis que ce déplacement est nul 5 km plus à l'Est (vers Puyloubier) (carte 1; Fig.I-2). Dans ce travail, une nouvelle interprétation propose que le déplacement soit plutôt limité à 350 mètres sur ce chevauchement.

La situation de la Montagne Sainte-Victoire s'est aussi inscrite dans un débat plus régional sur le type de déformations en Provence et sa localisation par rapport aux déformations pyrénéennes. Récurrente en Provence, la problématique du décollement de la couverture Mésozoïque et l'émergence de rampes a été longtemps discutée. En particulier, l'amplitude des charriages et l'existence de certains chevauchements ont été débattues. Guieu et Rousset (1980) proposaient un raccourcissement dépassant 60 km en Provence, mais un raccourcissement de 25 km est désormais plutôt accepté (Tempier, 1987). Ces dernières estimations ont été réalisées à partir de coupes équilibrées, en considérant un niveau de décollement triasique assez épais, et en estimant que le raccourcissement était essentiellement issu de la phase majeure de l'Eocène moyen (Fig.I-3c).

Ces variations d'estimation dépendent également du taux de déplacement estimé pour l'Unité du Beausset (et pour le bassin de l'Arc). Longtemps les idées de Marcel Bertrand (1899) sur les grandes nappes de décollement se sont confrontées aux idées « autochtonistes » (Fournier, 1900 ; Corroy, 1939) qui réfutaient les grands déplacements.

Rousset (1975) propose que le chevauchement Nord Provençal (Les Pallières) corresponde au front principal des charriages provençaux, prolongeant vers l'Est les charriages languedociens. Il présente alors le bassin de l'Arc comme « Unité de l'Arc » allochtone et le massif de la Sainte-Victoire serait le toit de la rampe frontale (Fig.I-2 et 3a). Plus au Sud, le chevauchement Nord-toulonnais correspond classiquement à la prolongation orientale du chevauchement Nord-Pyrénéen, charriant l'Unité de Bandol (Fig.I-3c). Le chevauchement Nord-toulonnais (Haug, 1925) chevauche l'Unité du Beausset qui est elle-même allochtone (Arthaud et Séguret, 1981 ; Tempier, 1987) ou autochtone (Argyriadis, 2000) selon les auteurs. L'Unité de la Sainte-Baume (Guieu, 1967 ; Tempier, 1987) enregistre le déplacement le plus important, tandis que l'unité Les Pallières chevauchante vers le Nord est moins déplacée. Cette dernière unité pose également le problème du décollement du bassin de l'Arc qui est allochtone pour certains auteurs (Rousset, 1975 ; Tempier, 1987) et autochtone pour d'autres (Roure et Coletta, 1996). Les chevauchements provençaux à vergence nord s'amortissent rapidement vers

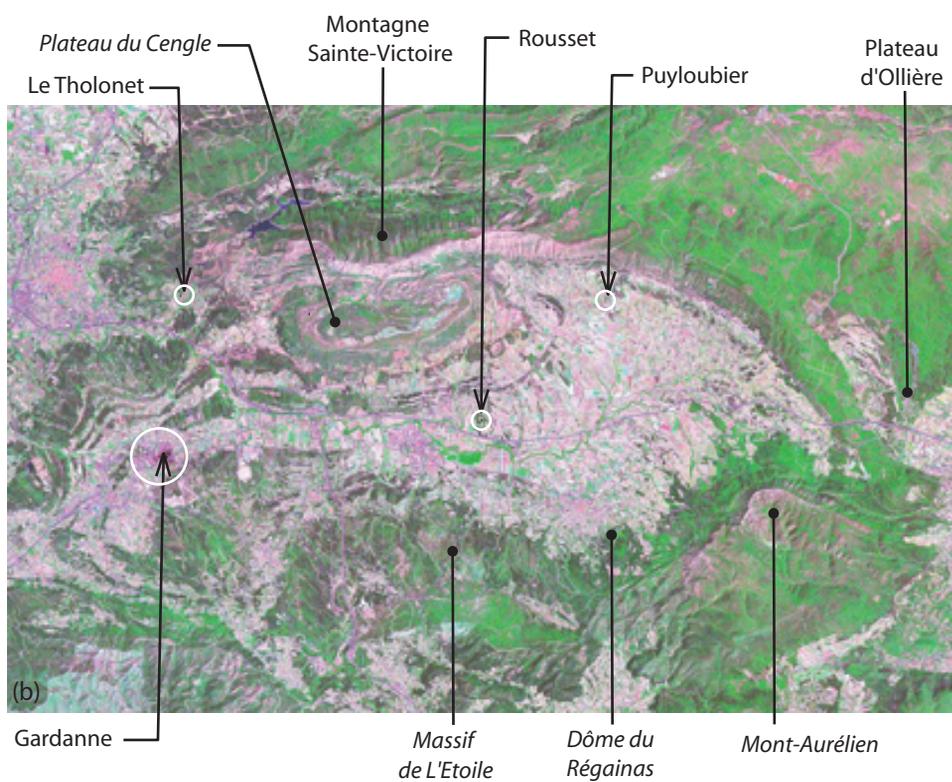
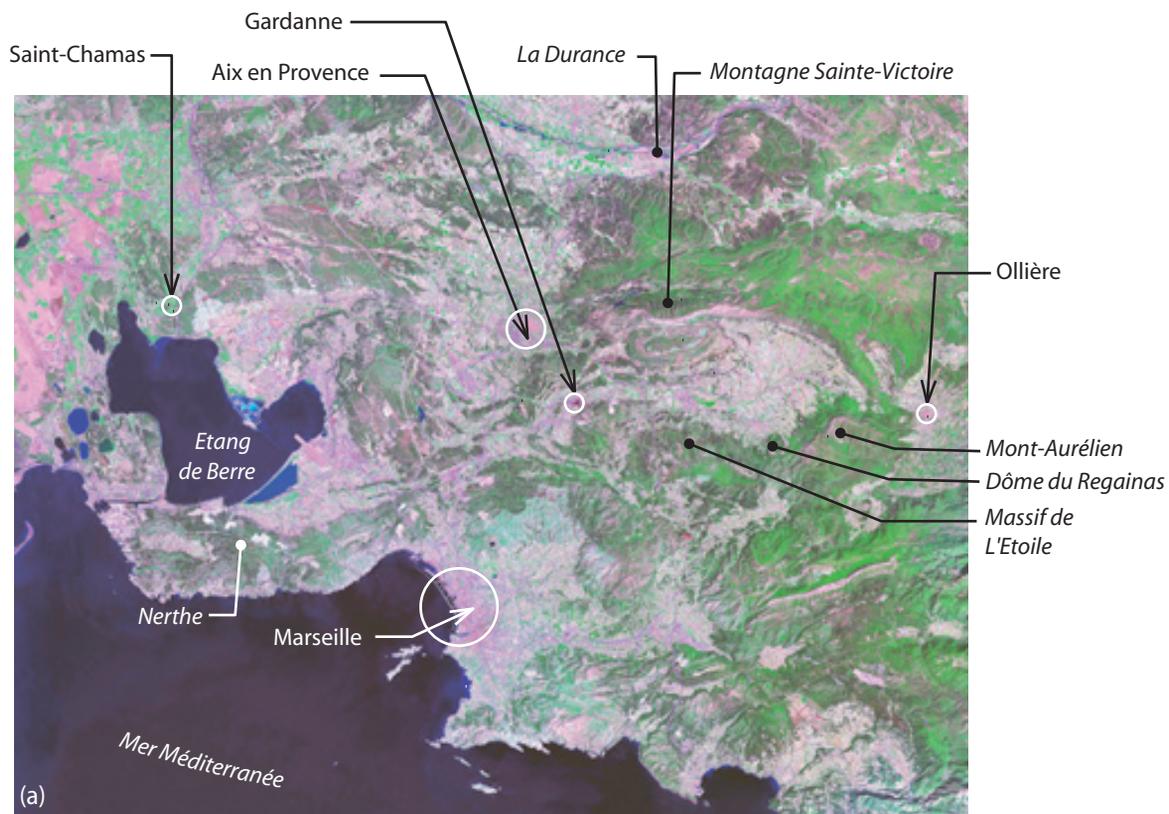


Figure I-1 : (a) Image satellite de la Provence occidentale et localisation des massifs entourant le Bassin de l'Arc ; (b) Image satellite de la partie orientale du bassin de l'Arc. Localisation des structures morphologiques et des villes autour du site étudié.

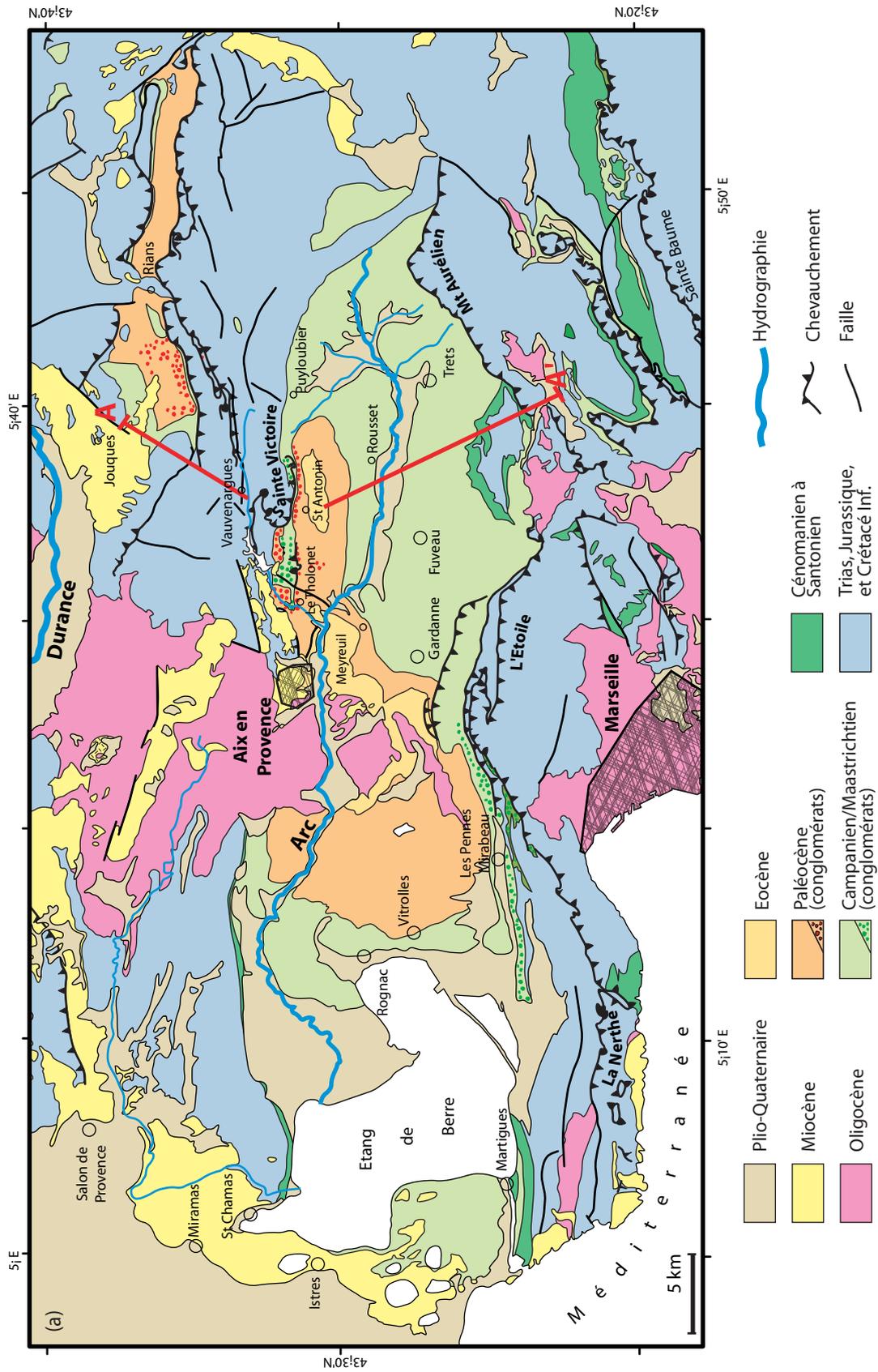


Figure 1-2 : (a) carte géologique simplifiée du bassin de l'Arc (1/250 000e) (d'après Rouire, 1979, modifiée). coupe A-A' : voir Fig.0-3.

le Nord avec des déplacements moins importants (Vinson sur Verdon, Gréoux les bains) (Fig.I-3c).

Les chevauchements et les déplacements en Provence sont principalement à vergence nord. Cependant, le massif de la Montagne Sainte-Victoire qui est formé à l'Est par une structure plicative et chevauchante à vergence nord, présente à l'Ouest des plissements et un chevauchement majeur à vergence sud (Fig.I-2 ; Fig.I-3a et b). Les débats sur la structure de la Montagne Sainte-Victoire se sont alors orientés vers les processus de déformation qui ont menés à la formation de ce massif. Biberon (1988) a tenté de définir les facteurs mécaniques à l'origine de ce chevauchement de la Sainte-Victoire. Son étude a mis en évidence un approfondissement du socle au sud-ouest de la Montagne Sainte-Victoire, influençant la géométrie du plan de décollement. En considérant la Montagne Sainte-Victoire dans une région d'amortissement d'un système chevauchant au front d'une chaîne de collision, Biberon (1988) propose deux hypothèses : (1) existence d'un pro-chevauchement vers le nord affecté tardivement par un rétro chevauchement, localisé au dessus d'une flexure de socle, (2) existence d'un unique rétro-chevauchement d'amplitude comparable au pro-chevauchement à l'Est. Biberon considère que les conditions aux limites cinématiques des systèmes chevauchants ont un rôle déterminant, en particulier, l'héritage structural a un rôle important dans la vergence des chevauchements, par un effet des limites latérales (la faille d'Aix-Meyreuil).

D'autres auteurs se sont intéressés au rôle de la pré-structuration lors du processus de mise en place de la Montagne Sainte-Victoire. A partir des variations d'épaisseur et de faciès dans la série jurassique, Chorowicz et al. (1989) ont interprété les deux chevauchements à vergence opposée comme étant hérités d'un relais de faille normale d'orientation Est-Ouest de la plate-forme provençale. Ces failles normales syn-sédimentaires actives entre le Sinémurien et le Portlandien à regards opposés auraient joué en inversion au Crétacé terminal et à l'Eocène, formant le chevauchement à vergence nord à l'est, le chevauchement à vergence sud de la Montagne Sainte-Victoire à l'ouest, avec la zone de relais au nord de Puyloubier (secteur de Guerre). Roure et Coletta (1996) proposent que la formation de la Montagne Sainte-Victoire soit associée à une inversion de faille de socle limitant un bassin permien qui serait hypothétiquement situé sous l'actuel massif de la Sainte-Victoire . Cette inversion de faille conduirait alors à la formation de chevauchements à vergence opposée par la formation d'une structure type « pop-up » (Fig.I-3b).

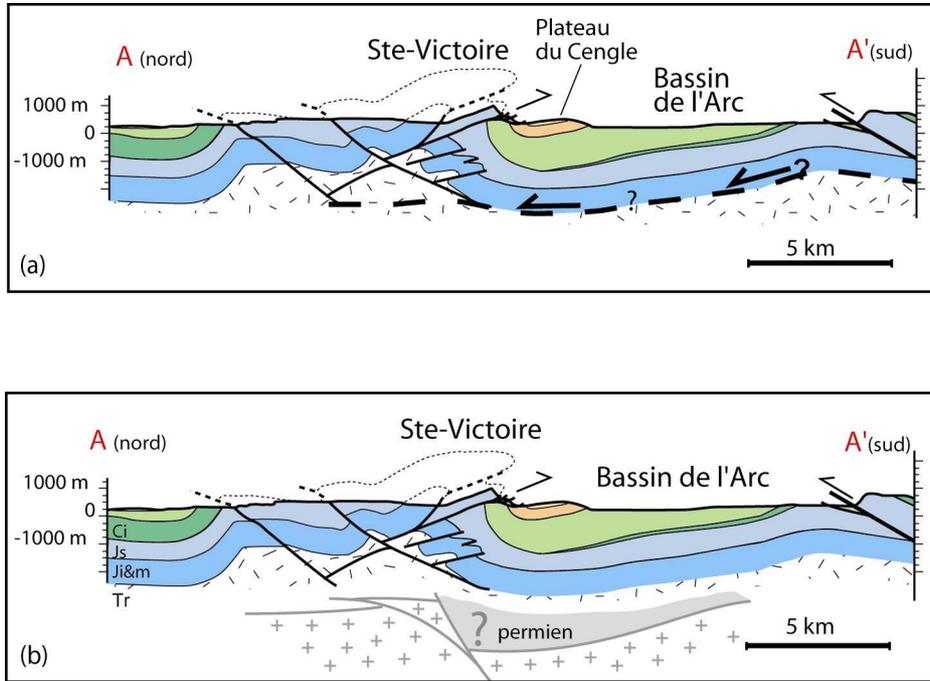


Figure I-3 a et b : profil à travers le Bassin de l'Arc interprété comme (b) unité allochtone (selon Rousset, 1975 ; Tempier, 1987 ; Biberon 1988) ; (c) autochtone (Roure et Coletta, 1996 ; Lacombe et Jolivet, 2005). Traces du profil sur la Figure I-2.

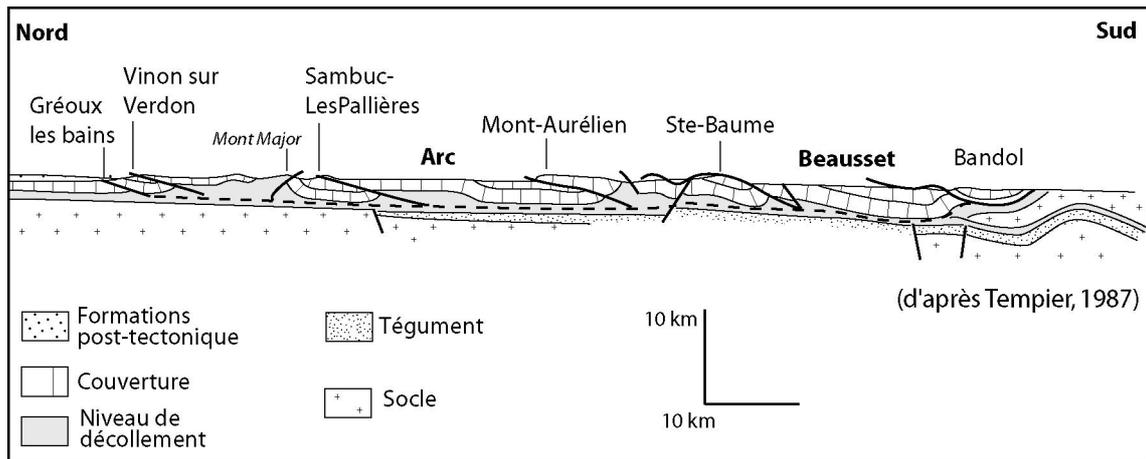


Figure I-3 c : Profil de la Provence occidentale de Tempier (1987). Trace du profil sur la carte 2 en Annexe.

3. Architecture du remplissage

3.1. Stratigraphie du bassin

Le remplissage fluvio-lacustre crétacé-éocène du bassin de l'Arc a été étudié dès 1876 par Matheron. Un siècle plus tard, Dughi et Sirugue (1957) découvraient des gisements d'œufs de dinosauriens au pied de la Montagne Sainte-Victoire, relançant les études stratigraphiques dans les séries continentales du bassin.

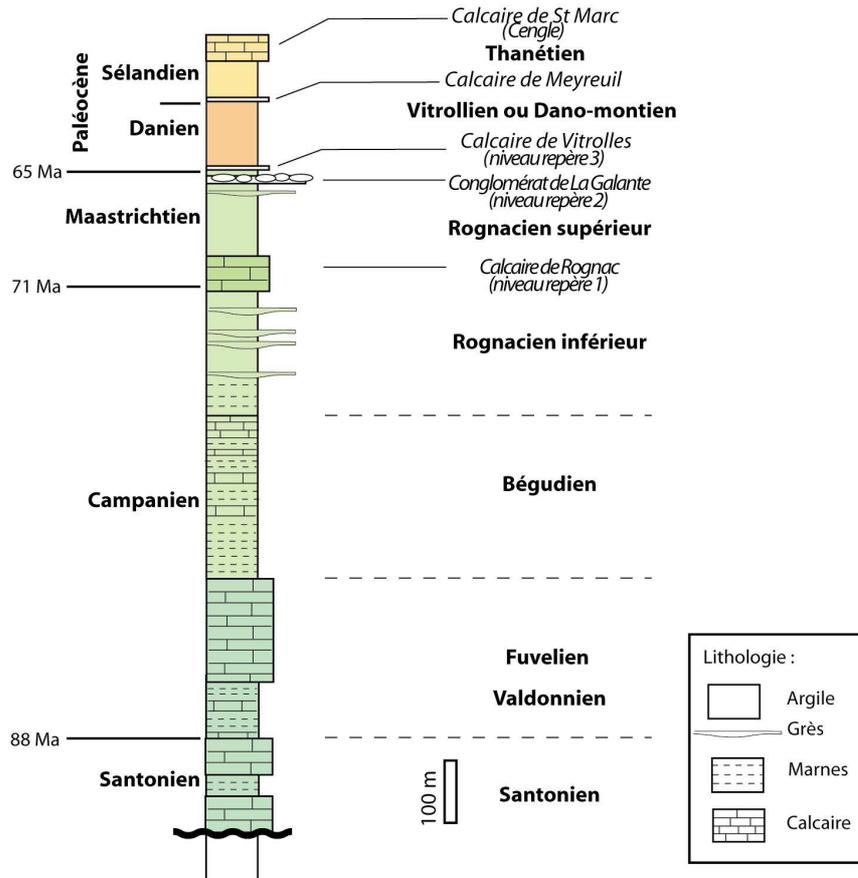


Figure I-4 : Remplissage sédimentaire du bassin de l'Arc du Santonien au Thanétien.

Dans la partie Nord du bassin de l'Arc, en discordance sur les calcaires mésozoïques, le remplissage montre dans l'ordre stratigraphique (Durand et Guieu, 1983 ; Debrand-Passard et al., 1984 ; Cojan, 1993) (Fig.I-4) : des carbonates marins puis lagunaires du Santonien ; des carbonates lacustres et palustres du Valdonnien et Fuvélien ; des sédiments fins lacustres et fluviaux du Bégudien ; des silts rouges et des grès fluviaux, surmontés de carbonates lacustres du Rognacien inférieur (la Formation du Calcaire de Rognac); des silts rouges du Rognacien supérieur ; des conglomérats fluviaux (« Conglomérats de la Galante »), surmontés par des silts rouges, un horizon de dolocrète (le « Calcaire de Vitrolles »), et des paléosols carbonatés du Dano-Montien ;

des silts rouges et un calcaire lacustre du Thanétien (le Calcaire de Saint-Marc); une épaisse alternance de calcaires lacustres et argiles fluviales ou lacustres attribuées à l'Eocène (Fig.I-4). Ces attributions stratigraphiques locales correspondent à une subdivision biostratigraphique de faunes et de pollens (Medus, 1972 ; Babinot et Durand, 1980a, b).

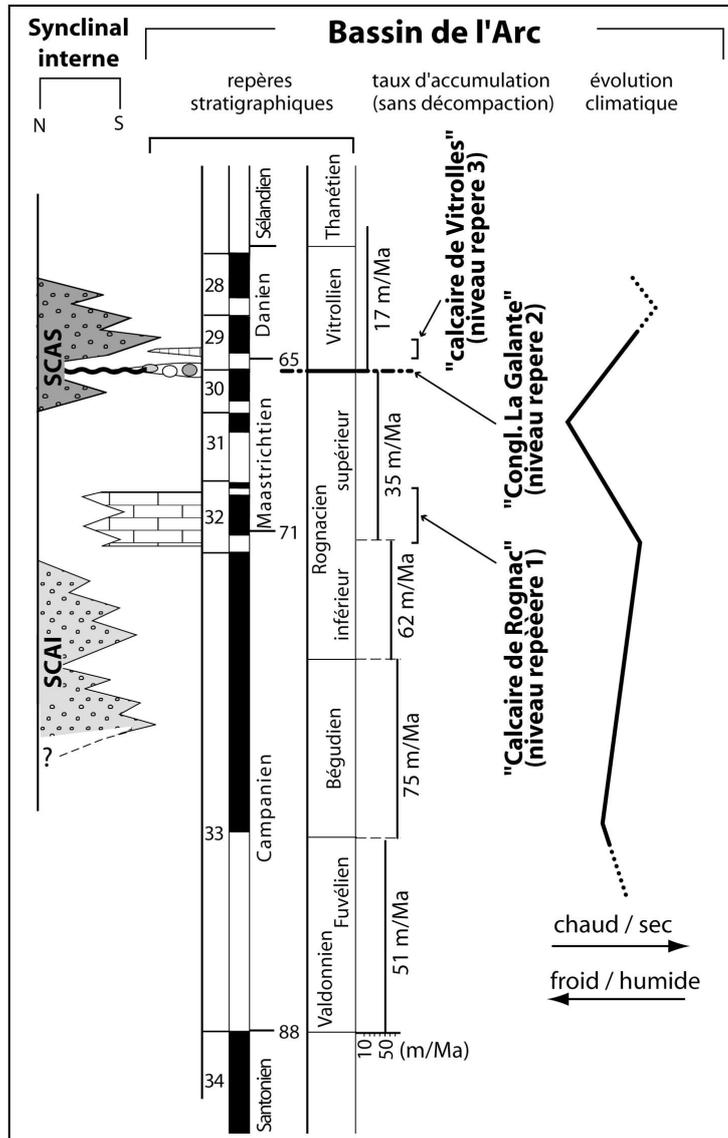


Figure I-5 : Relation entre les dépôts du Système de Cônes Alluviaux Inférieur (SCAI) et Système de Cônes Alluviaux Supérieur (SCAS) et les trois niveaux repères ; position stratigraphique du SCAI et du SCAS, donnée par l'échelle magnétostratigraphique réalisée par Westphal et Durand (1991), et leur relation avec la variabilité climatique (Cojan, 2003).

Des études récentes combinant la biostratigraphie et la magnétostratigraphie ont permis de proposer une corrélation entre les étages régionaux et les étages internationaux (Fig.I-5). En utilisant la définition de la limite Campanien-Maastrichtien par

Gradstein et al. (1994) et en plaçant la limite Crétacé-Tertiaire quelques mètres au dessus du Conglomérat de la Galante (Cojan et al., 2000), le Valdonnien, le Fuvélien, le Bégudien et le Rognacien Inférieur correspondent au Campanien, le Rognacien Supérieur et la base du Dano-Montien correspondent au Maastrichtien. La partie supérieure du Dano-Montien correspond au Danien et le Thanétien local correspond au Sélandien et Thanétien.

Des systèmes de cônes alluviaux ont déposé des conglomérats sur la bordure du bassin, nourris en sédiments clastiques par des reliefs d'orientation Est-Ouest. Ces cônes alluviaux s'interdigitent avec les sédiments du bassin peu déformés vers le sud et disparaissent rapidement. Du bassin vers sa bordure, trois niveaux repères stratigraphiques peuvent être suivis, permettant de contraindre l'âge des dépôts de conglomérats (Fig.I-5 ; Fig.I-6). Bien que diachrone à l'échelle du bassin (de part et d'autre de la faille de la Durance) (Garcia et Vianey-Liaud, 2001), la Formation du Calcaire de Rognac (Campanien tardif dans la partie Est du bassin) contenant un horizon noduleux pédogénétique (Cojan, 1993) forme le premier niveau repère présent dans les dépôts de cônes alluviaux. Le Conglomérat de la Galante, d'extension plus faible, et quelques mètres au dessus, un niveau palustre dolomitique, le Calcaire de Vitrolles (Colson et Cojan, 1996), sont deux niveaux marqueurs, respectivement d'âge Maastrichtien tardif et Paléocène basal.

Les études antérieures (Corroy, 1957 ; Billerey et al., 1959 ; Durand et Tempier, 1962 ; Corroy et al., 1964 ; Chorowicz et Ruiz, 1979) distinguaient deux unités successives de conglomérats, les « brèches bégudo-rognaciennes » et les « brèches dano-montiennes », séparées par une surface d'érosion majeure. Cependant, les dépôts de cônes alluviaux sont variés et contiennent non seulement différents faciès conglomératiques, mais également des faciès à lithologie plus fine. Les deux unités (ou méga-séquences) de dépôts de cônes alluviaux seront désormais présentées comme Système de Cônes Alluviaux Inférieur (SCAI) et Système de Cônes Alluviaux Supérieur (SCAS). Le SCAI, contemporain des dépôts Bégudien et Rognacien Inférieur, est scellé par le niveau repère 1, la Formation du Calcaire de Rognac. Les déformations dans les conglomérats ne permettent pas de faire des corrélations entre la base du SCAI et les dépôts du bassin ; ainsi l'âge du début du SCAI n'est pas contraint mais est probablement Campanien moyen. Cependant l'architecture sédimentaire permet de distinguer deux sous-systèmes au sein du SCAI, le premier noté SCAI(i), et le plus jeune, noté SCAI(ii) qui seront définis précisément plus tard (chapitre II et III).

Le SCAS a une base diachrone entre la zone proximale et la zone distale du système de cônes alluviaux. Les dépôts de la zone distale repose sur le niveau repère 3, le Calcaire de Vitrolles (Paléocène basal), tandis que les conglomérats de la zone

proximale contiennent des coquilles d'œufs de dinosaures à Costes Chaudes, et trois bancs d'épaisseur métrique se situent entre les niveaux marqueurs 1 et 2 au pied de la Montagne Sainte-Victoire. Ainsi l'âge de la base du Système de Cônes Alluviaux Supérieur est Maastrichtien tardif vers les reliefs et Paléocène vers le bassin. Par des caractéristiques sédimentologiques et structurales, il est également possible de distinguer deux sous-systèmes au sein du SCAS, le premier noté SCAS(i) et le plus jeune noté SCAS(ii) (chapitre II et III).

3.2. Structure de la bordure du bassin

A la faveur de changements dans l'architecture des dépôts du bassin et des séries carbonatées du Jurassique (cf Fig.I-18), la bordure du bassin de l'Arc peut être subdivisée en trois zones (carte 1, annexe) : la zone Ouest (Petite Mer-Bau Roux), la zone Centrale (Sainte-Victoire), la zone Est (Puylobier). La zone Ouest est la plus structurée et la plus complexe, c'est pourquoi sa description sera effectuée en deux parties, de Bimont-Bau Roux, à l'Est et Petite Mer, à l'Ouest (carte 1, annexe). Ces deux parties sont séparées par la faille de l'Infernet (D1), d'orientation Nord-Sud, passant du Tholonet aux gorges de l'Infernet (Ruiz, 1978). Les descriptions des relations géométriques et sédimentaires sont réalisées pour chacune de ces zones du Nord vers le Sud. La bordure du Bassin de l'Arc est formée par des structures majeures (carte 1, annexe) qui sont : (1) la surface e1 à la base du remplissage du bassin, (2) le « synclinal interne », visible dans la zone Ouest, (3) le chevauchement T1, (4) la zone Intermédiaire, (5) le chevauchement T2 et (6) le synclinal externe, qui est la seule structure cylindrique d'Est en Ouest. Des profils Nord-Sud à travers ces structures ont été réalisés entre Petite Mer et Puylobier (AA', BB', CC', DD', EE', FF', GG') et sont reportés sur la carte 1 (annexe). Un profil synthétique de la zone Ouest est également proposé dans la figure I-6.

3.2.1. La zone Ouest

Les SCAI et SCAS affleurent essentiellement dans une structure synclinale, le « synclinal interne », d'orientation Est-Ouest, large de 1 km, et qui se suit sur 5 km d'Est en Ouest (carte 1, annexe ; Fig.I-6). Ce synclinal interne n'est pas visible dans la zone Centrale plus à l'Est. Dans le flanc nord du synclinal interne, les conglomérats du SCAI et du SCAS reposent en discordance sur les surfaces d'érosion primaires, respectivement e1 et e2. La surface e1 affecte les calcaires Jurassique (profil AA', BB', CC', DD') à pendages verticaux voire inverses (Fig.I-6, 7 et 8).

Dans la zone Bimont-Bau Roux, le flanc nord du synclinal interne montre le contact e1 des conglomérats du SCAI sur les calcaires Jurassique. Ce contact est bien

Zone Ouest, Bimont-Bau Roux

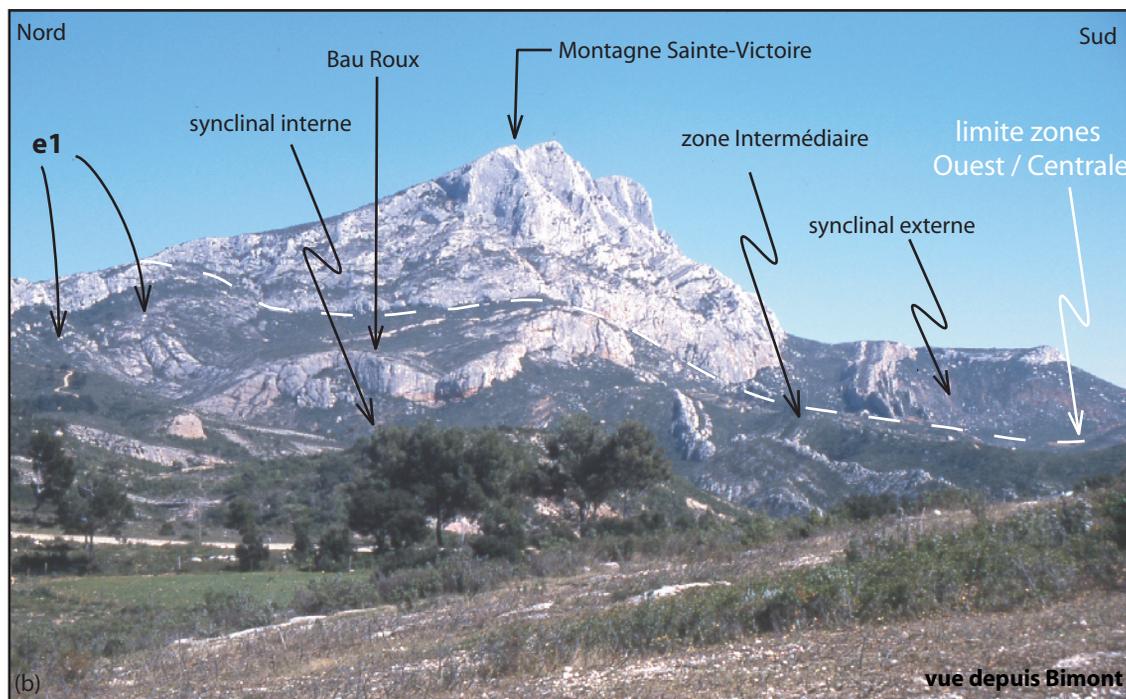
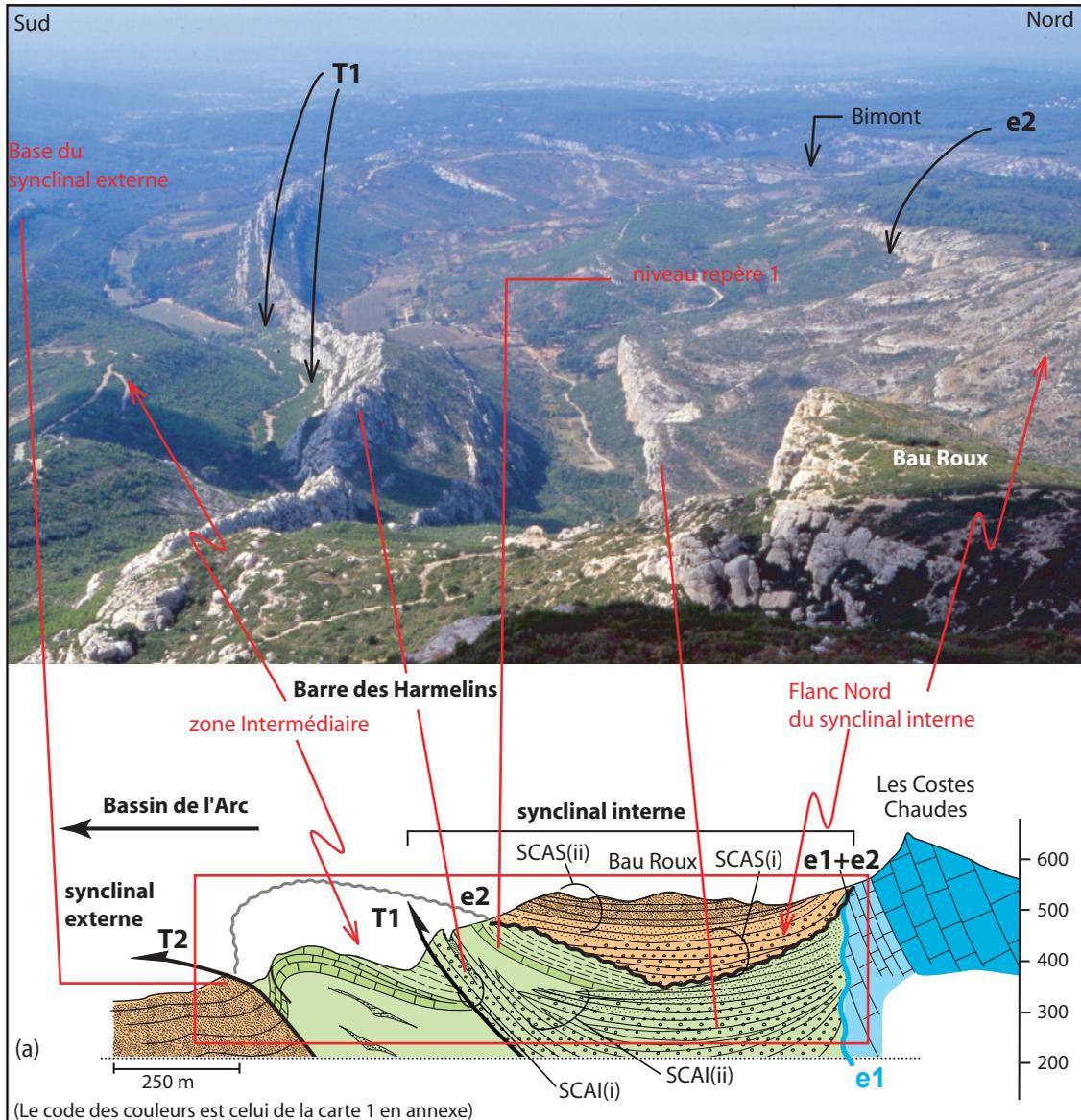


Figure I-6 : Panorama de la zone Ouest. (a) Localisation des structures du profil synthétique de la zone Ouest sur le panorama de cette zone, depuis Bau Roux ; (b) Panorama de la zone Ouest, depuis Bimont vers Bau Roux, la Montagne Sainte-Victoire formant le relief principal.

Zone Ouest, Bau Roux

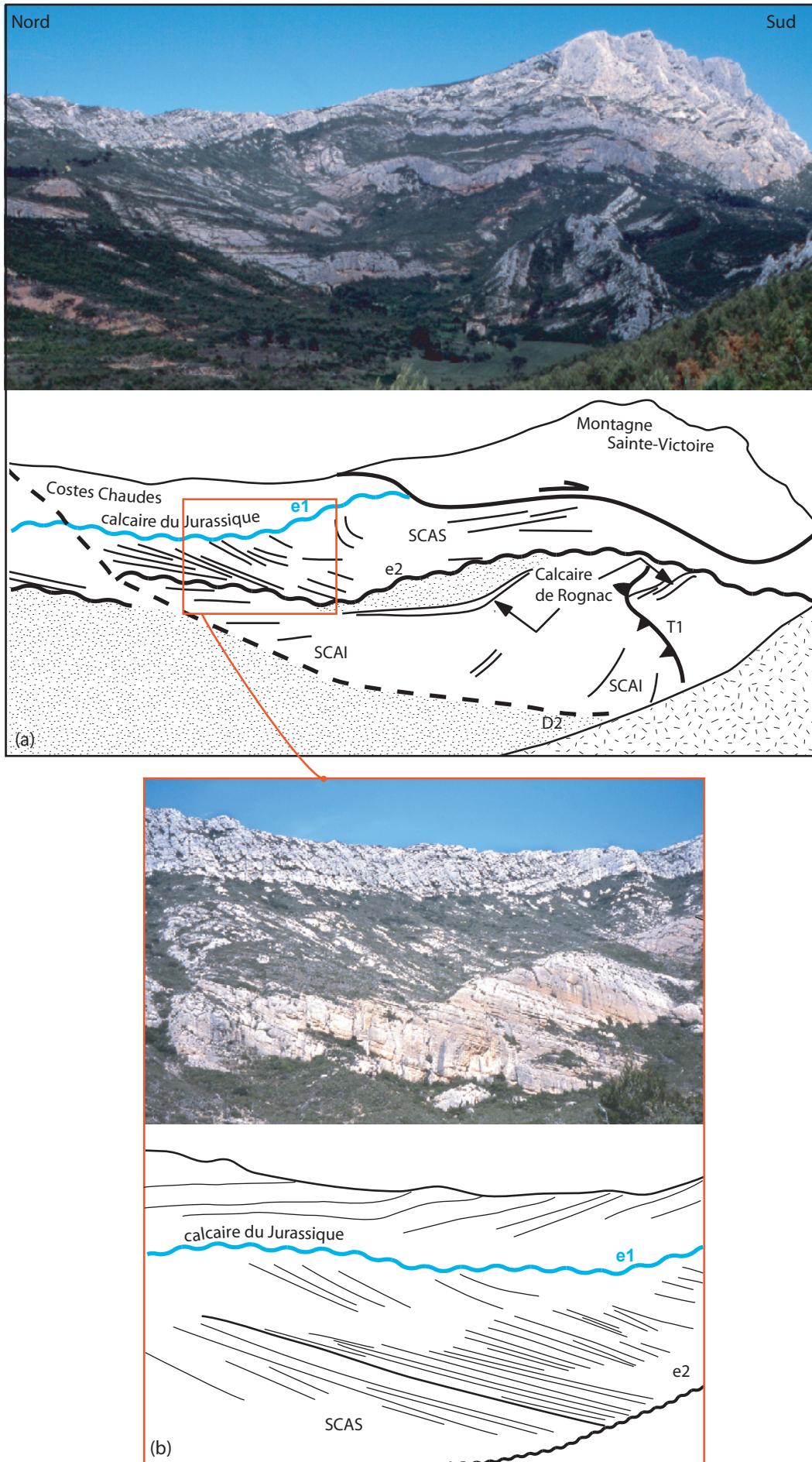


Figure I-7 : Panorama de la zone Ouest, Roques Hautes et Bau Roux. (a) Panorama de Roques Hautes et Bau Roux : localisation des surfaces e1 et e2, des SCAI et SCAS et du chevauchement T1 ; (b) Structures syn-SCAS : discordances internes et downlap sur la surface e2.

visible au barrage de Bimont (Fig.I-8). Il montre un éventail de pendages dans les conglomérats des plus anciens aux plus jeunes vers le Sud respectivement de 70° à 14°, avec réduction de l'épaisseur des bancs vers la surface d'érosion e1 (Fig.I-8).

Aux Costes Chaudes, les conglomérats du SCAS reposent en discordance sur la surface d'érosion e2 qui affecte les calcaires mésozoïques, en se surimposant à e1, et reposent également en discordance sur les conglomérats du SCAI (Fig.I-9 et 10). La base du SCAS est érosive et des géométries en onlap (biseau de recouvrement) des conglomérats du SCAS sur les conglomérats du SCAI sont visibles à Bau Roux (Fig.I-10). La partie inférieure des conglomérats du SCAS préserve quelques surfaces d'érosion internes associées à des discordances angulaires. Dans le cœur du synclinal interne, une forte variation latérale dans la nature des dépôts fait coexister des conglomérats du SCAI et des dépôts épais de plaine alluviale rognacienne (argile et grès) (carte 1 ; Fig.I-6). Au sein des conglomérats du SCAI, des discordances angulaires internes sont préservées au sud des Costes Chaudes ainsi qu'au sud de Bimont (Fig.I-9, Fig.I-11).

Les conglomérats du SCAS sont très épais au cœur du synclinal interne à Baux Roux et remplissent des incisions creusées dans les argiles rognaciennes supérieures, affectant aussi les conglomérats du SCAI du flanc nord du synclinal (Fig.I-7a et 10). Les géométries en downlap (Fig.I-7) puis onlap (Fig.I-7 et 10) des conglomérats sur les argiles sont préservées et peu basculées. A Costes Chaudes, les conglomérats remplissent aussi une incision dans les argiles rognaciennes supérieures (Fig.I-12). Ces conglomérats sont en contact anormal avec ceux du SCAI, à la faveur d'une faille décrochante (D2) d'orientation N010 qui traverse les calcaires du Jurassique et qui se poursuit vers le Sud à travers le synclinal interne (carte 1). Aux Costes Chaudes, les conglomérats du SCAS ne sont pas superposés aux conglomérats du SCAI (Fig.I-9). Ici le dépôt-centre du SCAS est décalé vers l'Est (carte 1).

Dans le flanc sud du synclinal interne, une barre morphologique, la Barre des Harmelins, constituée de conglomérats forme une longue structure presque verticale, qui s'arrête brutalement à la limite avec la zone Centrale (carte 1 ; Fig.I-6). Ces conglomérats sont les premiers dépôts du SCAI et constituent le SCAI(i). La base du SCAI(i) est reposée sur le chevauchement T1. Au dessus des dépôts du SCAI(i) reposent indifféremment des conglomérats plus jeunes du SCAI(ii) ou des argiles du Rognacien (Fig.I-11). Dans ce flanc sud du synclinal interne, des dépôts conglomératiques ont préservé la forme sédimentaire convexe vers le Nord (vers le haut stratigraphique) d'un petit cône alluvial. Ils surmontent les conglomérats du SCAI(i), et forment les dépôts de la base du SCAI(ii) au Sud de Costes Chaudes (Fig.I-6). Ces deux dépôts de conglomérats sont séparés par une formation argileuse grise de quelques mètres (carte 1). Latéralement, vers Costes Chaudes, ce sont des argiles du Rognacien inférieur qui surmontent les conglomérats du

SCAI(i) (Fig.I-6). Entre ce petit cône alluvial et les dépôts de plaine alluviale, la faille D2 décale la barre des Harmelins d'une dizaine de mètres (carte 1). Au sud de Bimont, la série des conglomérats du SCAI(ii) reposent en discordance angulaire interne et progressive. Ces conglomérats reposent également en discordance sur ceux du SCAI(i) (Fig.I-11). Les bancs y sont de plus en plus redressés vers le chevauchement T1. Dans ce secteur, les bancs de conglomérats du SCAI forme une petite structure anticlinale qui est amortie rapidement vers Les Harmelins, tandis qu'elle est plus accentuée vers le secteur Petite Mer, plus à l'Ouest.

Dans la zone Intermédiaire au Sud du chevauchement T1 les argiles rognaciennes et la Formation du Calcaire de Rognac sont déformées. Les dépôts rognaciens disparaissent vers l'Ouest sous le chevauchement T1, dont l'extrémité (*tip*) est plus méridionale, et ne sont pas présents au-delà de la faille décrochante de l'Infernet (D1) (carte 1). Aux Harmelins, ils sont très structurés et forme une structure anticlinale (Fig.I-9 et 10). Le flanc déversé du Calcaire de Rognac, sur le toit du chevauchement T2 est chevauché vers le Sud sur le synclinal « externe » (Fig.I-9).

Plus au sud, une structure synclinale « externe » est formée par les conglomérats du SCAS, à flanc nord très redressé, voire déversé, et de flanc sud presque horizontal qui forme la transition avec le bassin et les dépôts de plaine alluviale non déformés. Entre Bimont et Bau Roux, les conglomérats du SCAS reposent en discordance sur la surface e2 qui affecte le calcaire de Rognac de la zone Intermédiaire. Le chevauchement T2 coupe les conglomérats du SCAS dans le flanc nord du synclinal externe (Fig.I-9).

Plus à l'Ouest, dans la zone de Petite Mer, la surface d'érosion e1 affectant les calcaires jurassiques est karstifiée (Fig.I-12). Ces cavités karstiques contiennent localement un remplissage de brèches. Directement au contact de cette surface, des dépôts de brèches, type éboulis, sont préservés (Fig.I-12). Les conglomérats du SCAS reposent sur ces éboulis ou directement sur les calcaires, et sont affectés par des déformations syn-sédimentaires de type gravitaire. Ces déformations présentent des structures d'arrachement en amont et de type compressif en aval du dépôt (Fig.I-12).

Au cœur du synclinal, une série épaisse de conglomérats du SCAS est préservée sur des dépôts peu épais de la série rognacienne (Fig.I-13) où seul un banc de Calcaire de Rognac est reconnu. Au sein du SCAS, le SCAS(ii) repose en discordance angulaire sur la partie inférieure, le SCAS(i).

Le flanc sud du synclinal interne formé par les conglomérats du SCAI, chevauche vers le sud des sédiments rognaciens très peu épais, par l'intermédiaire d'un chevauchement T1, actuellement très redressé. Une série épaisse de conglomérats du SCAI(ii) surmonte la barre conglomératique du SCAI(i). Une structure anticlinale pluri-

Zone Ouest, Bimont

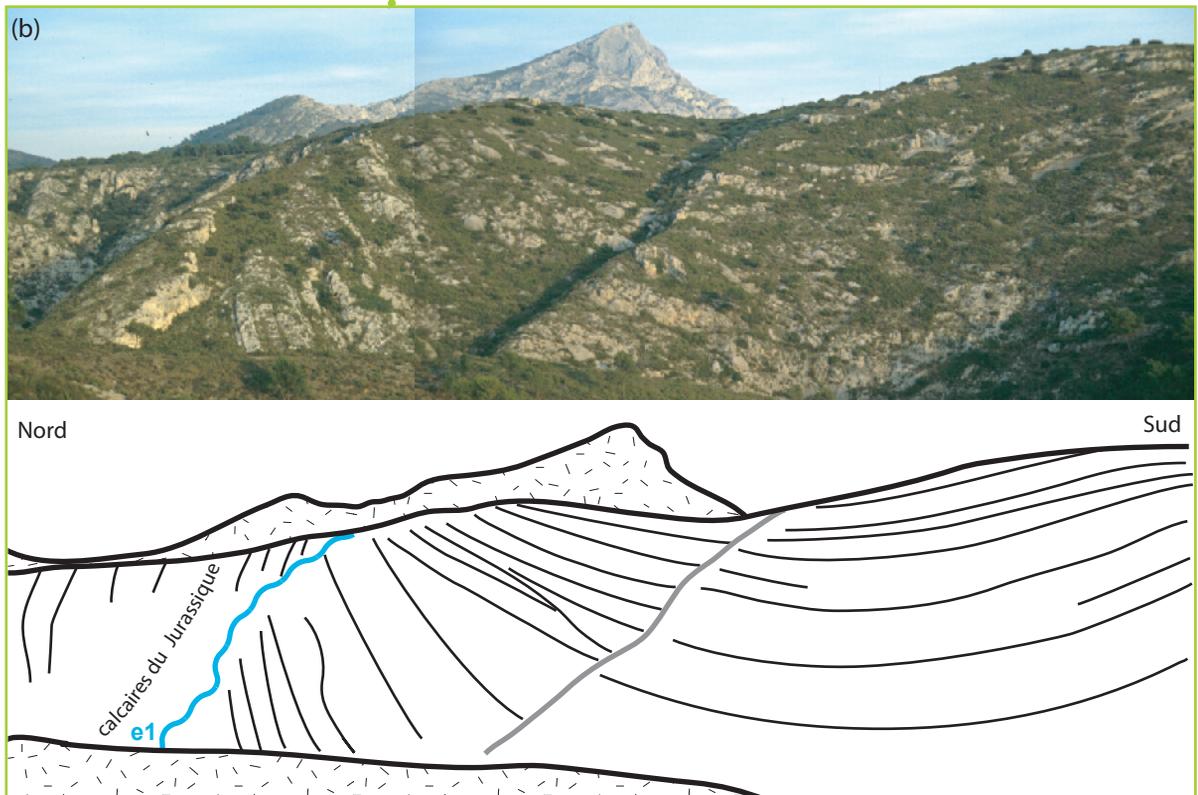
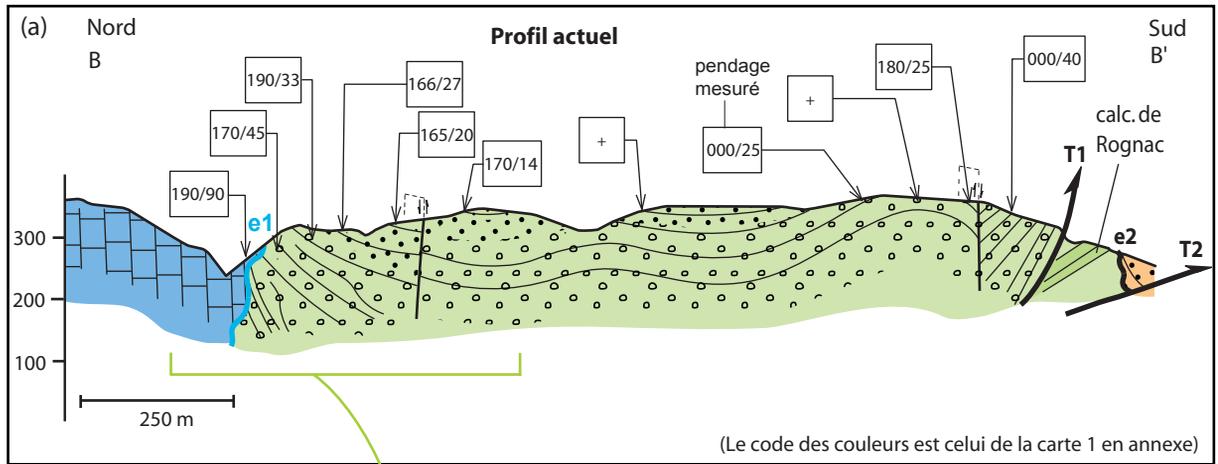


Figure I-8 : (a) Profil de Bimont (BB'), zone Ouest (carte 1) ; (b) Photo du biseau sédimentaire syn-tectonique au sein du SCAI, reposant sur les calcaires du Jurassique formant le flanc inverse du pli de Bimont.

Zone Ouest, Costes Chaudes-Les Harmelins

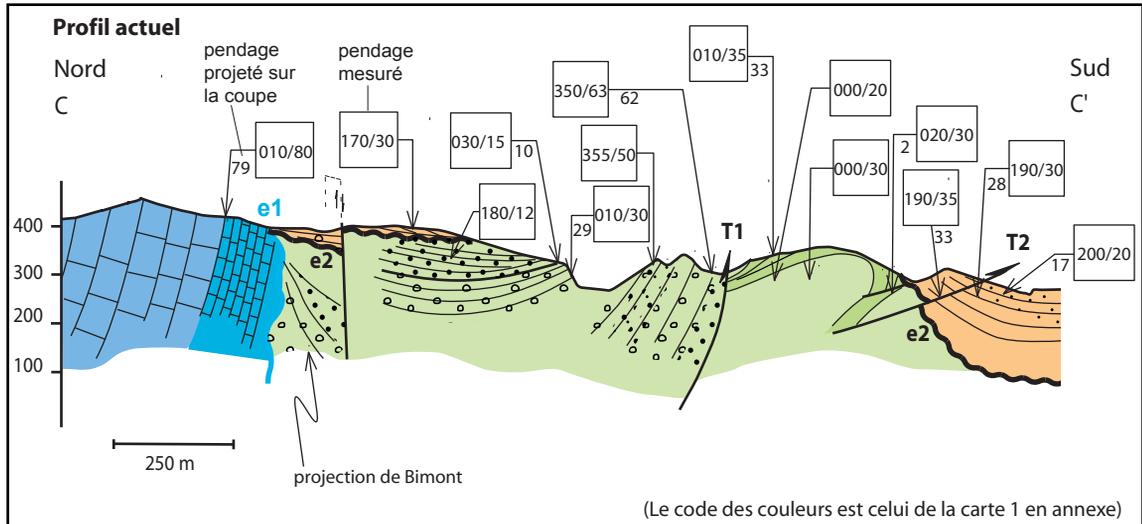


Figure I-9 : Profil des Harmelins (CC'), zone Ouest (carte 1).

Zone Ouest, Bau Roux

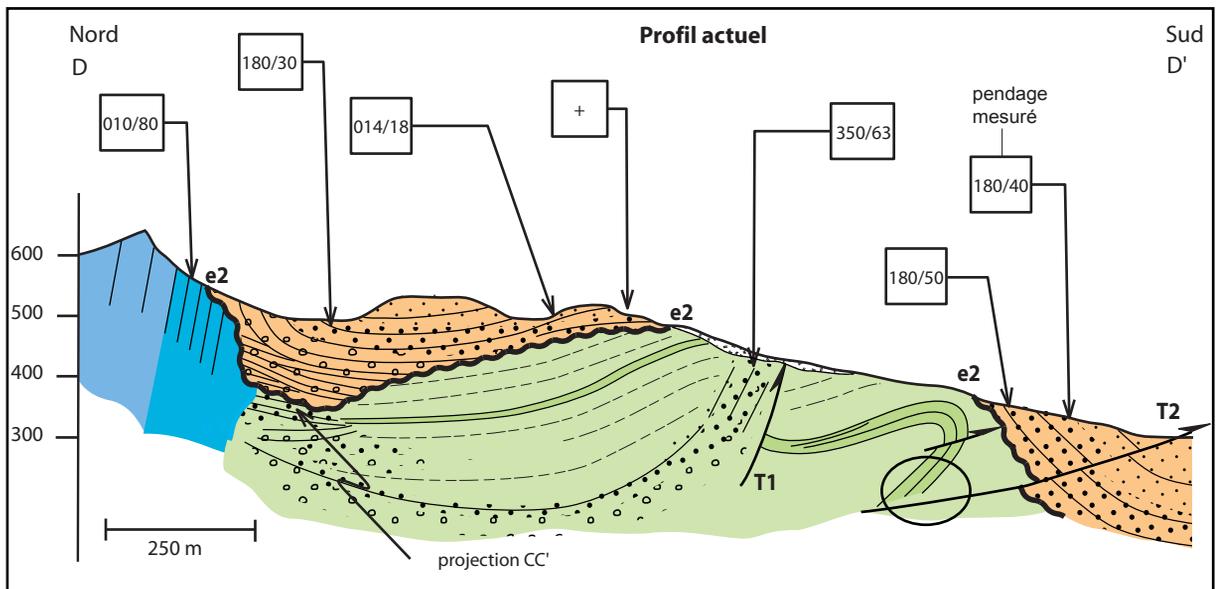


Figure I-10 : Profil de Bau-Roux (DD'), zone Ouest (carte 1).

Zone Ouest, Bimont

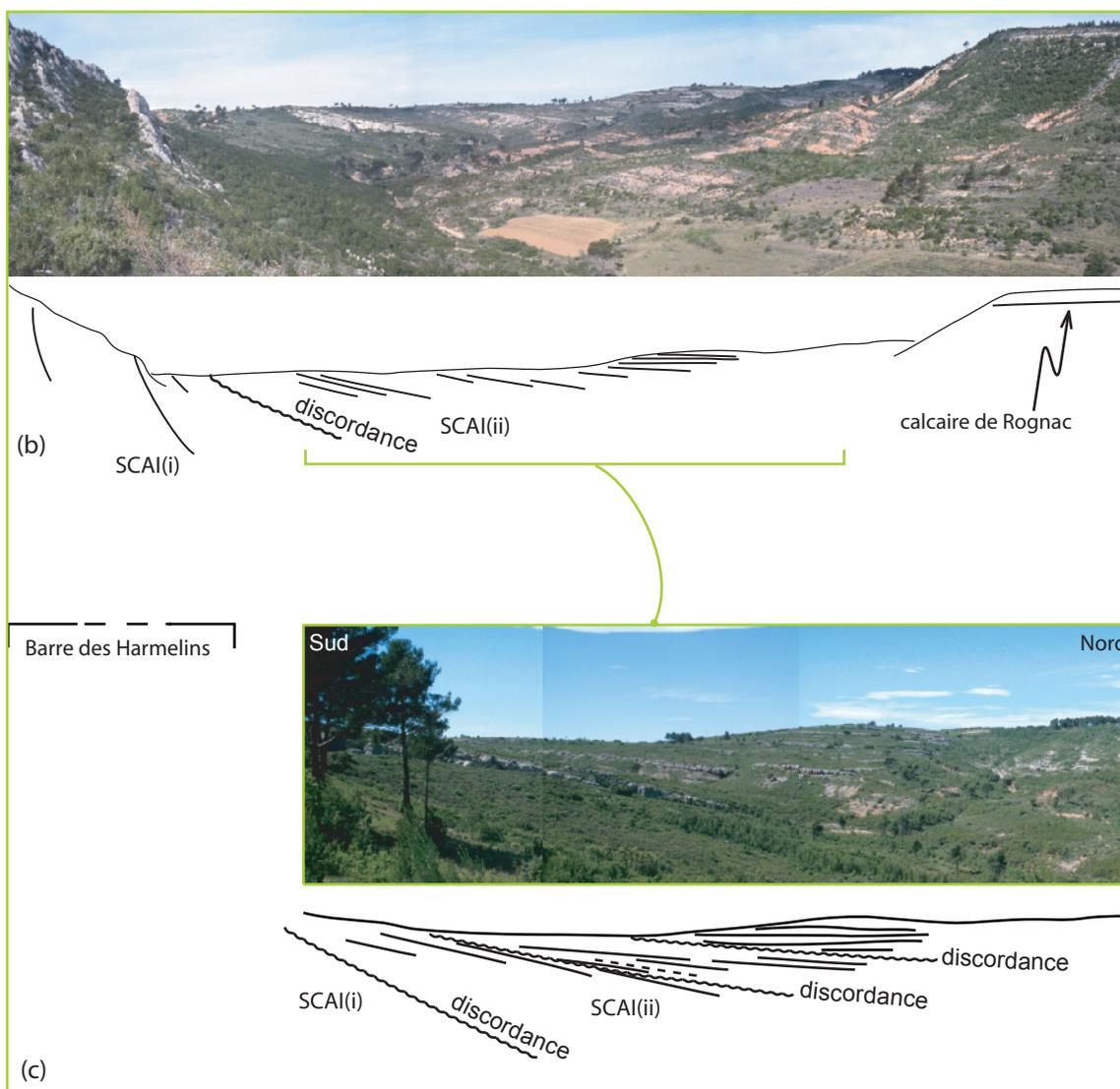
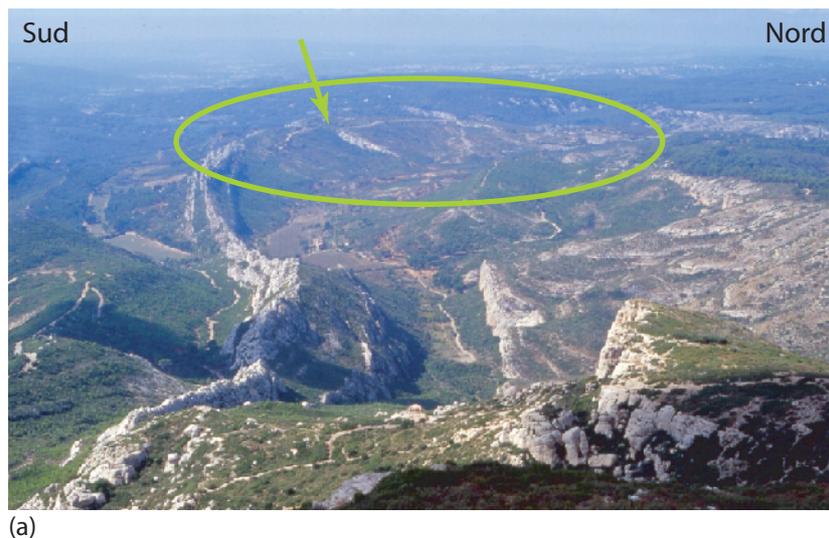


Figure I-11 : Panorama de la Réserve naturelle-Bimont, zone Ouest. Discontinuités angulaires syn-SCAI associées à l'activité du chevauchement T1 à la base de la barre des Harmelins formées par le SCAI(i). (a) localisation de la première discordance, marquant la limite entre SCAI(i) et SCAI(ii) ; (b) et (c) discordances internes dans les conglomérats et passage latéral avec les faciès de plaine alluviale.

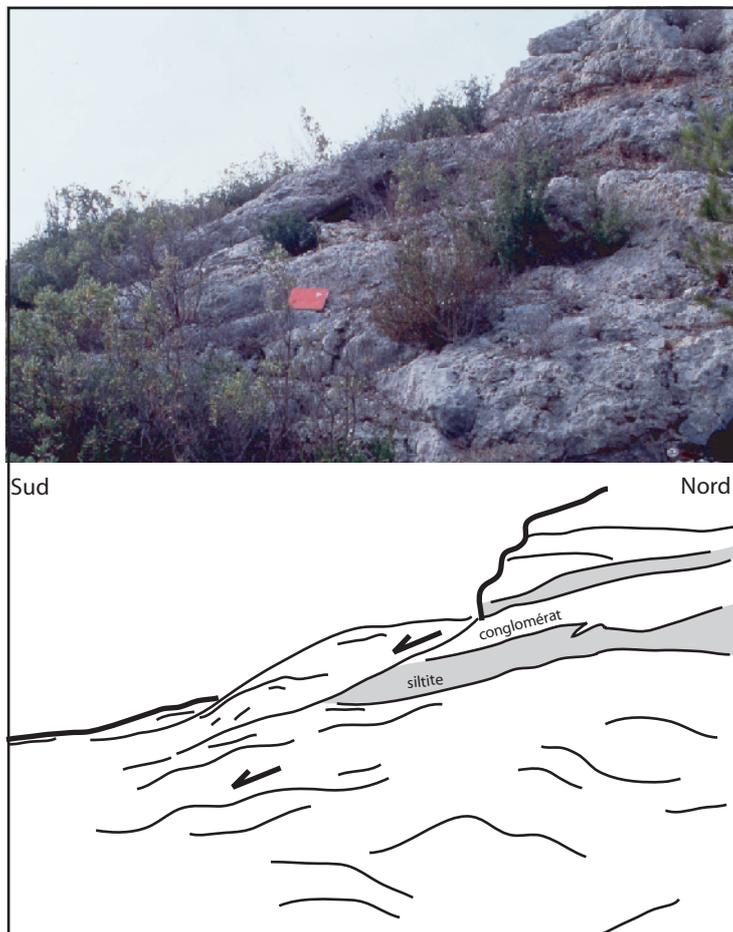
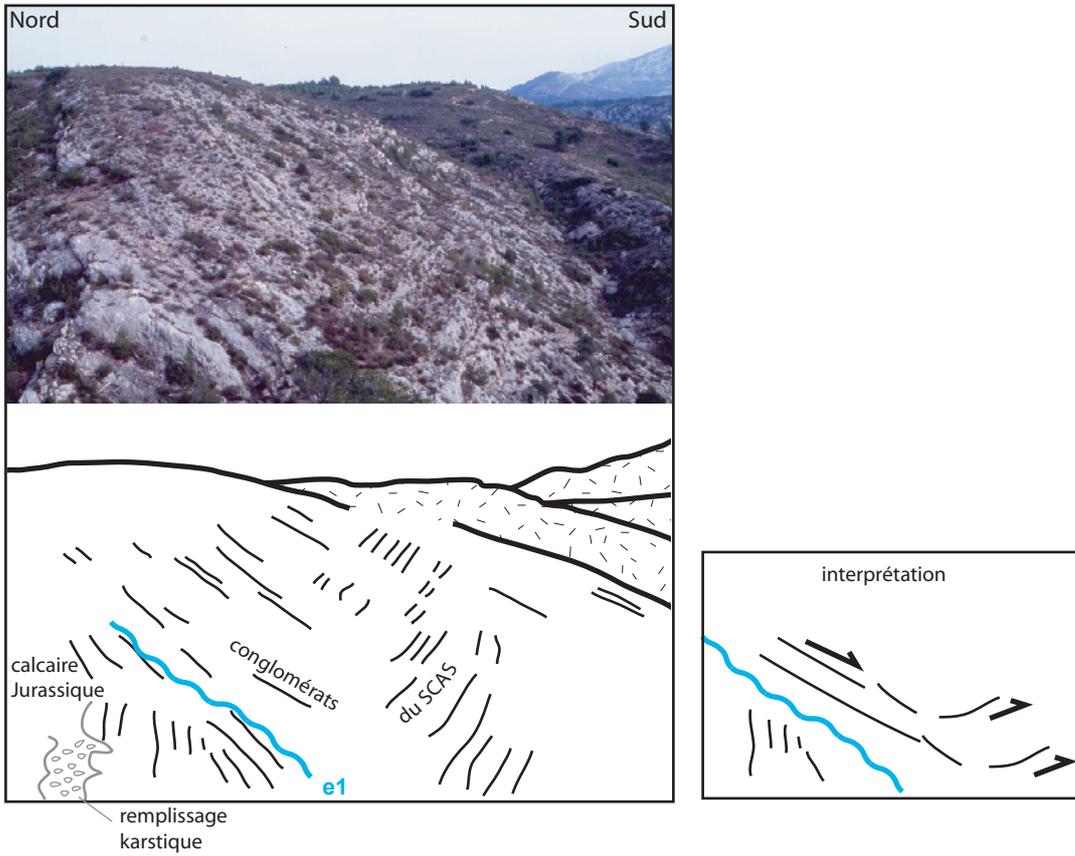


Figure I-12 : Glissements gravitaires au sein du SCAS, zone Ouest, Petite Mer.

Zone Ouest, Petite Mer

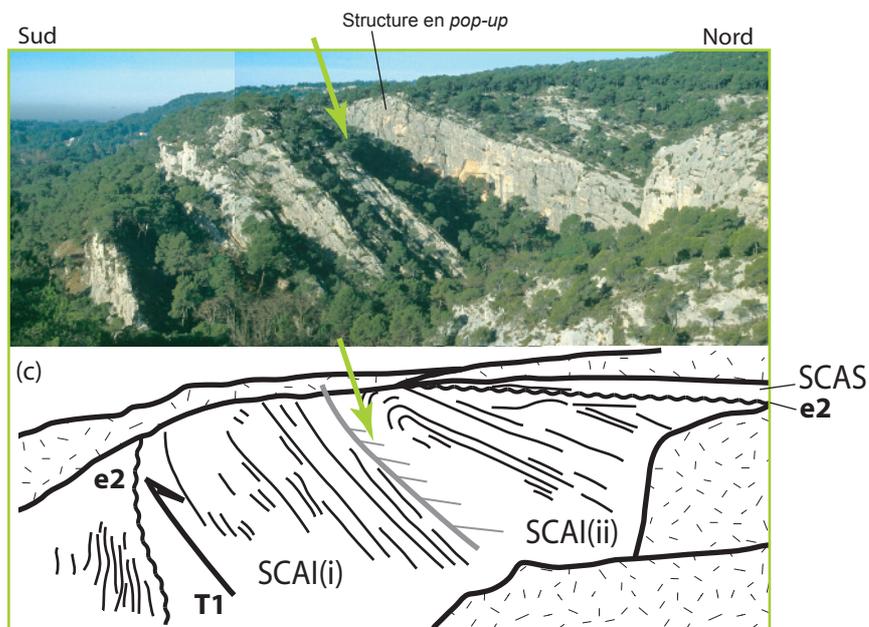
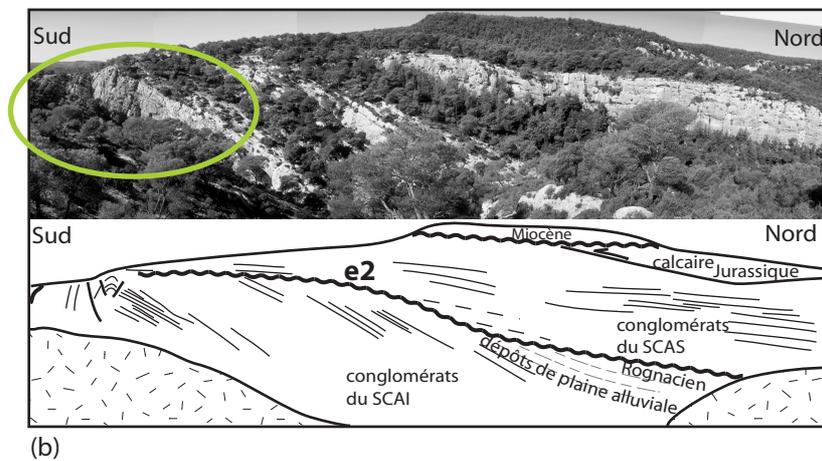
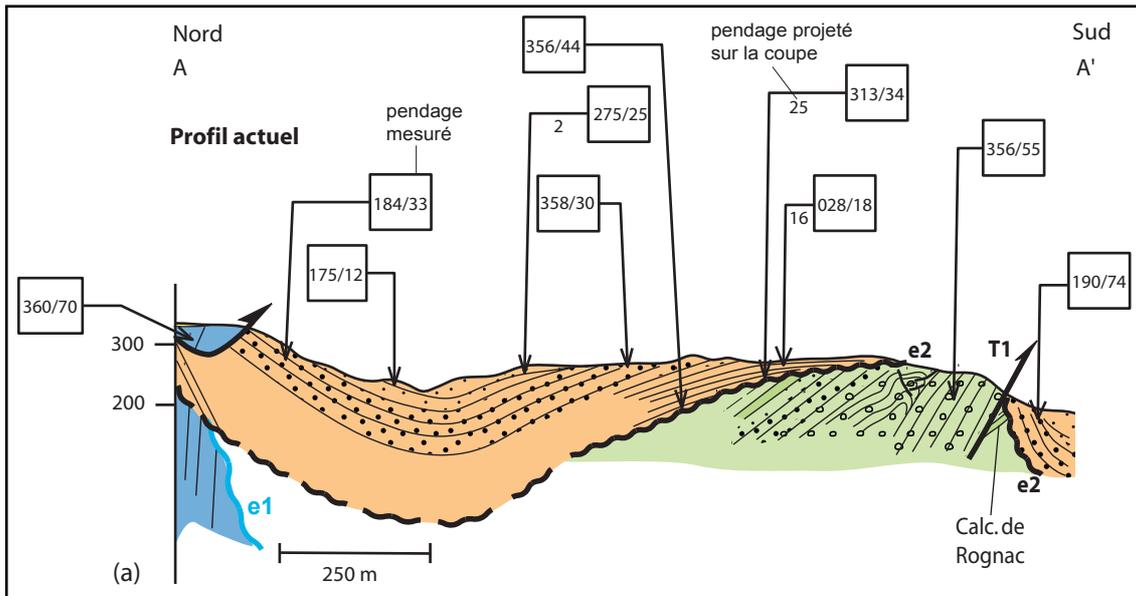


Figure I-13 : (a) Profil de Petite Mer (AA'), zone Ouest (carte 1) ; (b) Panorama des discordances angulaires progressives du SCAS(i) sur la surface e2 et le SCAI sous-jacent à Petite Mer ; (c) Discordance au sein du SCAI, discordance unique (flèche verte) au sein du SCAI de Petite Mer, correspond à la première discordance de la Réserve Naturelle-Bimont et marque la limite entre SCAI(i) et SCAI(ii).

décamétrique (latéralement à celle observée au Sud de Bimont), affectée par de petites failles formant une structure de type *pop-up*, est visible dans le premier corps de conglomérats précédant le SCAI(i) (Fig.I-13). Dans le flanc sud, la surface d'érosion e2 affectent les conglomérats du SCAI et les dépôts peu épais du Rognacien sur lesquels les conglomérats du SCAS reposent en discordance angulaire progressive, jusqu'à sceller le flanc sud et le chevauchement T1 (Fig.I-13, carte 1).

La zone intermédiaire n'existe pas au sud de Petite Mer, excepté la présence d'argiles rognaciennes peu épaisses et un banc de Calcaire de Rognac préservés à l'Ouest de la faille D1.

Le synclinal externe avec les dépôts du SCAS, et la surface e2 à leur base, disparaît vers l'Ouest. En effet, le flanc sud du synclinal interne et le flanc nord du synclinal externe plongent vers l'Ouest. Ce synclinal externe est le seul élément structural qui se suit de la zone Ouest (Petite Mer) à la zone Est (Puylobier).

3.2.2. La zone Centrale

Au front de la Montagne Sainte-Victoire, des conglomérats à pendages déversés sont préservés dans une morphologie de paléo-vallée (surface e1), incisée dans les calcaires mésozoïques également en série inverse. Le contact entre ces calcaires, ainsi que les conglomérats de la paléo-vallée, et le remplissage rognacien est anormal et chevauchant (carte 1, Fig.I-14). La série du Rognacien supérieur et la série du Vitrollien sont ici très condensées. C'est l'unique zone où sont préservés des conglomérats du SCAS entre le Calcaire de Rognac et le Conglomérat de la Galante. Les dépôts du Maastrichtien (Rognacien supérieur) au Paléocène, dont les conglomérats du SCAS, forment le synclinal externe déversé. Le flanc nord déversé du synclinal externe est coupé et faiblement transporté par le chevauchement T2 de faible pente.

Les conglomérats de la Torque, à la limite entre la zone Centrale et la zone Est, reposent en discordance sur le remplissage fuvélien et rognacien, dans le flanc nord vertical du synclinal externe. Ils s'arrêtent brusquement vers l'Est (carte 1, Fig.I-15). L'âge des conglomérats étant déduit de considérations géométriques, l'interprétation de la Torque pose problème. Certains auteurs les placent comme équivalent du SCAI (brèches bégudo-rognaciennes) (Corroy et al., 1964 ; Tempier et Durand, 1981), d'autres comme équivalent du SCAS (brèches dano-montiennes) (Chorowicz et Ruiz, 1979). La base de la Torque au Nord repose sur une surface d'érosion, qui pourrait être le prolongement latéral de la paléo-vallée du profil EE' (Fig.I-14). Au contraire, le contact sud des conglomérats de la Torque place en discordance tectonique les conglomérats sur le Calcaire de Rognac et le flanc vertical du synclinal externe (carte 1, Fig.I-15). Cette géométrie favorise

Zone Centrale, la Marbrière

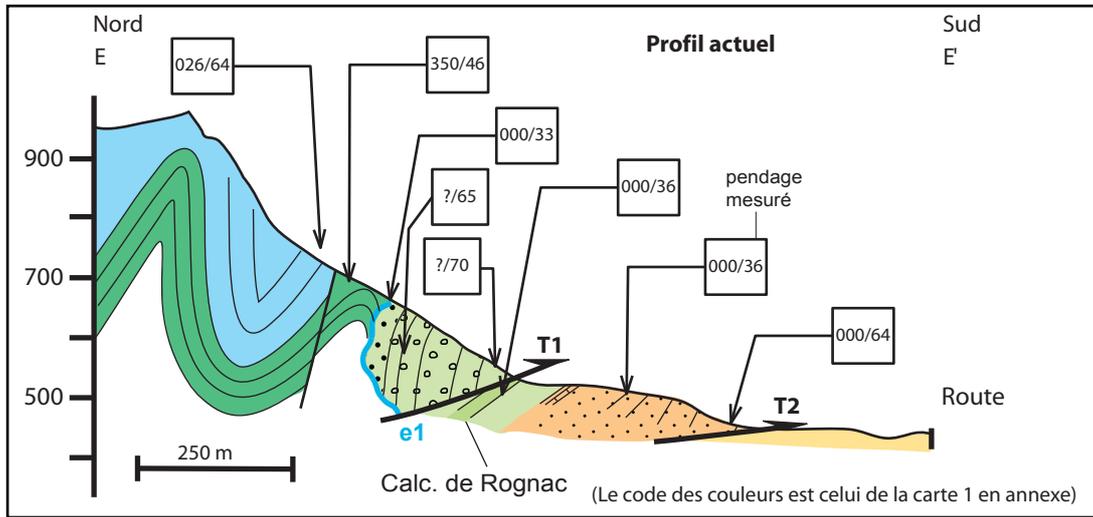


Figure I-14 : Profil de la Marbrière (EE'), zone Centrale (carte 1).

Zone Centrale, la Torque

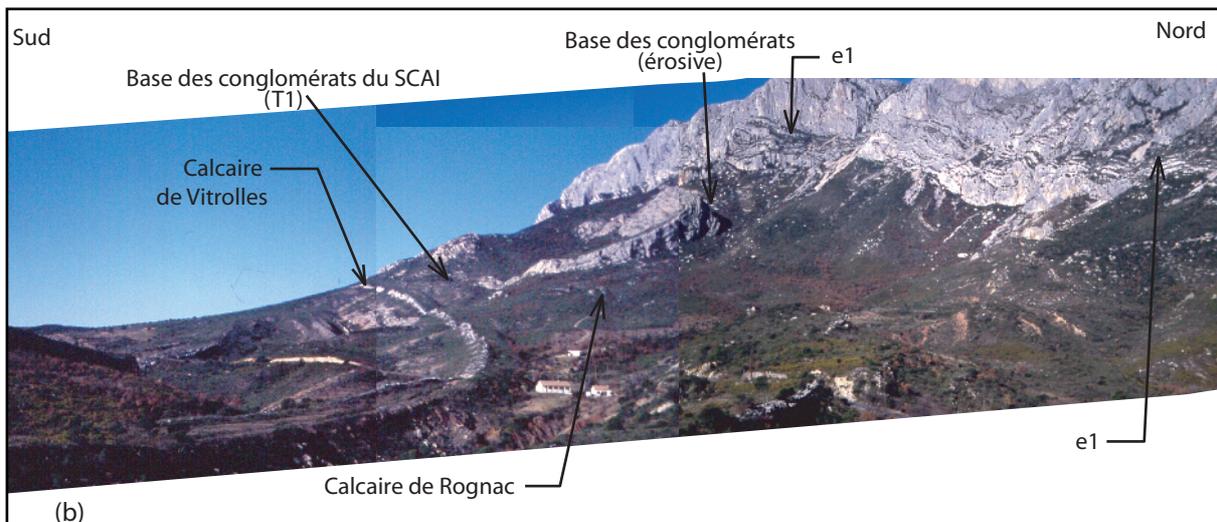
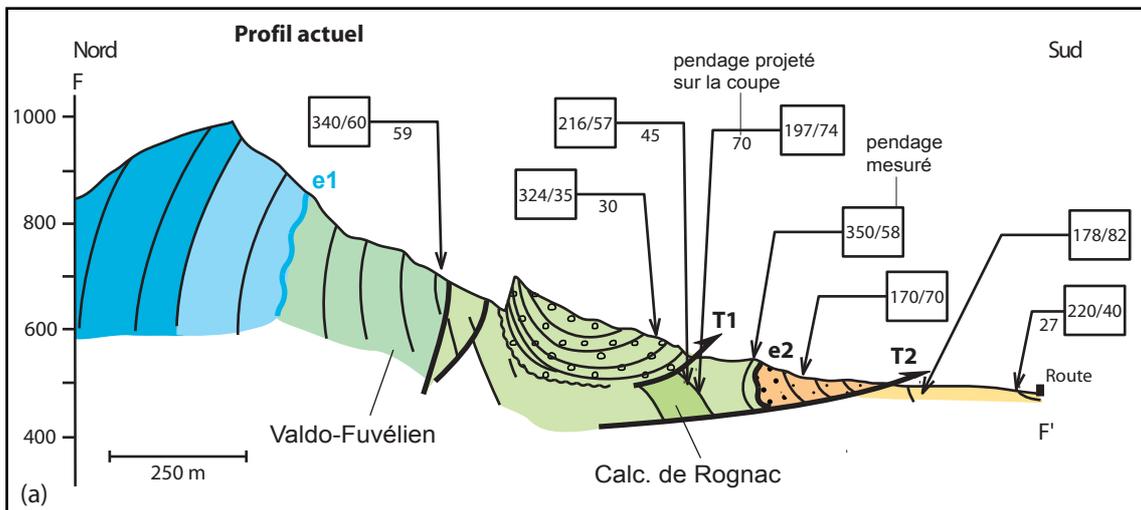


Figure I-15 : (a) Profil de La Torque (FF'), zone Centrale (carte 1) ; (b) Panorama de La Torque, vue depuis la zone Est. Base discordante sur les sédiments du bassin formant un monoclin.

Zone Est, le bassin

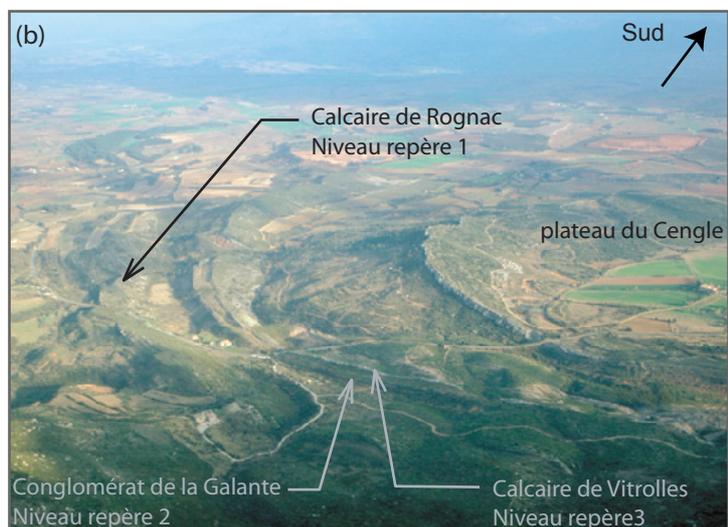
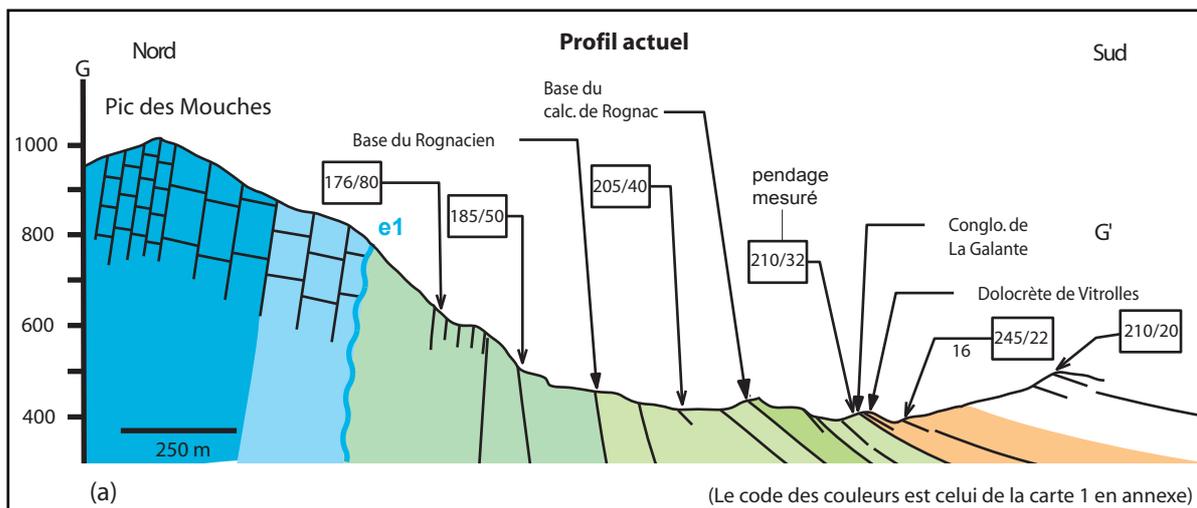


Figure I-16 : (a) Profil de Puylobrier (GG'), zone Est (carte 1); (b) Panorama du Bassin de l'Arc dans la zone Est, vue depuis le Pic des Mouches. Localisation des niveaux repères dans la série sédimentaire du bassin.

l'interprétation selon laquelle les conglomérats de la Torque font partie du SCAI, et chevauchent le flanc nord du synclinal externe. Cependant, une faille d'orientation N030 passe à l'Ouest de la Torque individualisant cette structure et empêchant la corrélation directe des contacts érosif ou chevauchant des conglomérats de la Torque avec ceux de la Montagne Sainte-Victoire (paléo-vallée). Dans ce travail, les conglomérats de la Torque sont considérés comme conglomérats du SCAI par (1) la présence de grès de type plaine alluviale au sommet des conglomérats comparable à ceux du Rognacien, (2) la rétro-déformation impossible avec l'hypothèse de la base de La Torque entièrement érosive (surface e2).

3.2.3. La zone Est

La bordure est peu structurée et le remplissage de dépôts fins enregistre une sédimentation continue entre le Valdonnien et l'Eocène. Aucun conglomérat, ni aucun faciès de cône alluvial distal du SCAI n'est préservé dans cette zone. Les conglomérats du SCAS disparaissent progressivement, enregistrant une évolution latérale de faciès vers l'Est. Le remplissage du bassin est ne présente pas de discordance angulaire avec les calcaires du Jurassique, et forme un synclinal qui s'ouvre très rapidement vers l'Est au-delà de Puyloubier (carte 1, Fig.I-16).

4. Architecture des reliefs « source »

Les reliefs, source des conglomérats déposés sur la bordure nord du Bassin de l'Arc, sont formés par des plis affectant les sédiments carbonatés Jurassique et Crétacé Inférieur (Corroy et al. 1964) et forment l'actuel vallon de Vauvenargues et la colline Saint-Pierre, au Nord (carte 2, annexe ; Fig.I-2 ; Fig.I-17). Comme les sédiments de la bordure du bassin, la description des carbonates peut être aussi subdivisée en zone Ouest, zone Centrale et zone Est. Ces trois zones sont caractérisées par d'importantes différences en terme de structures de déformation, d'architecture sédimentaire et de faciès dans les calcaires du Portlandien (Tithonien), mais aussi en terme de front d'érosion, souligné par la surface e1, qui les recoupe à des niveaux stratigraphiques différents (Fig.I-18 ; carte 1).

4.1. Structure de déformations

La structure du massif de la Montagne Sainte-Victoire au sens large est armée par des séries carbonatées du Mésozoïque qui s'étendent entre le bassin de Rians au Nord et le bassin de l'Arc au Sud (carte 2 ; Fig.I-2). Cette structure n'est pas cylindrique.

Dans la zone Ouest, les calcaires du Jurassique sont sub-verticaux et s'organisent en un pli droit, le « pli de Bimont », dont la charnière se situe dans les calcaires de l'Oxfordien supérieur (à 270 m au nord de e1) (carte 1, annexe ; Fig.I-17). Plus au nord, dans la vallée de Vauvenargues, la série liasique repose sur le flanc normal du pli de Bimont suivant une surface majeure de chevauchement, le chevauchement de Vauvenargues (Tv), d'orientation cartographique moyenne N080. Tandis que le massif septentrional de la Tête du Marquis s'organise en un épais flanc normal à pendage nord (carte 2, annexe).

Dans la zone Centrale, les calcaires du Portlandien Supérieur et du Berriasien sont organisés en plis décamétriques au front de la Montagne Sainte-Victoire et font partie du flanc inverse d'un anticlinal, de grande longueur d'onde, déversé vers le Sud. Toute la série, du Berriasien au Bathonien, forme le flanc inverse de ce pli. Dans la charnière du pli, la série liasique chevauche le Bathonien, tandis que plus au nord, la série du flanc normal s'organise en continuité du massif de la Tête du Marquis.

Dans la zone Est, les calcaires du Jurassique forment le flanc normal d'un pli de grande longueur d'onde à vergence Nord. Le pendage du flanc normal diminue progressivement vers l'Est et le flanc Nord chevauche le bassin de Rians (carte 2 ; Fig.I-2 et 3).

4.2. Architecture sédimentaire jurassique et surfaces d'érosion

Dans la zone Ouest, la discontinuité e2 recoupe la surface e1. Cette surface e2 recoupe les calcaires du Kimméridgien et les calcaires du Portlandien (Tithonien). La puissance du Portlandien Inférieur est d'environ 50 m, tandis que celle du Kimméridgien est d'environ 190 m.

Dans la zone Centrale, la surface e1 recoupe les calcaires biodétritiques du Portlandien Supérieur et les calcaires du Berriasien. Tous ces calcaires de la zone Centrale ont une position proéminente vers le bassin (carte 1, annexe). Le calcaire portlandien à faciès récifal et biodétritique forme la majeure partie de la Montagne Sainte-Victoire, avec une puissance minimum de 150 m, tandis que la puissance du Portlandien Inférieur est de 150 m, et celle du Kimméridgien 190 m (Figure I-19).

Dans la zone Est, la surface e1 recoupe les calcaires Portlandien à faciès récifal, et à l'Est de Puylobier, elle recoupe les calcaires du Portlandien biodétritiques (carte 1 ; Fig.I-18). Sur cette surface, la série de bassin complète s'est déposée du Valdonnien à l'Eocène, sans dépôts de cônes alluviaux.

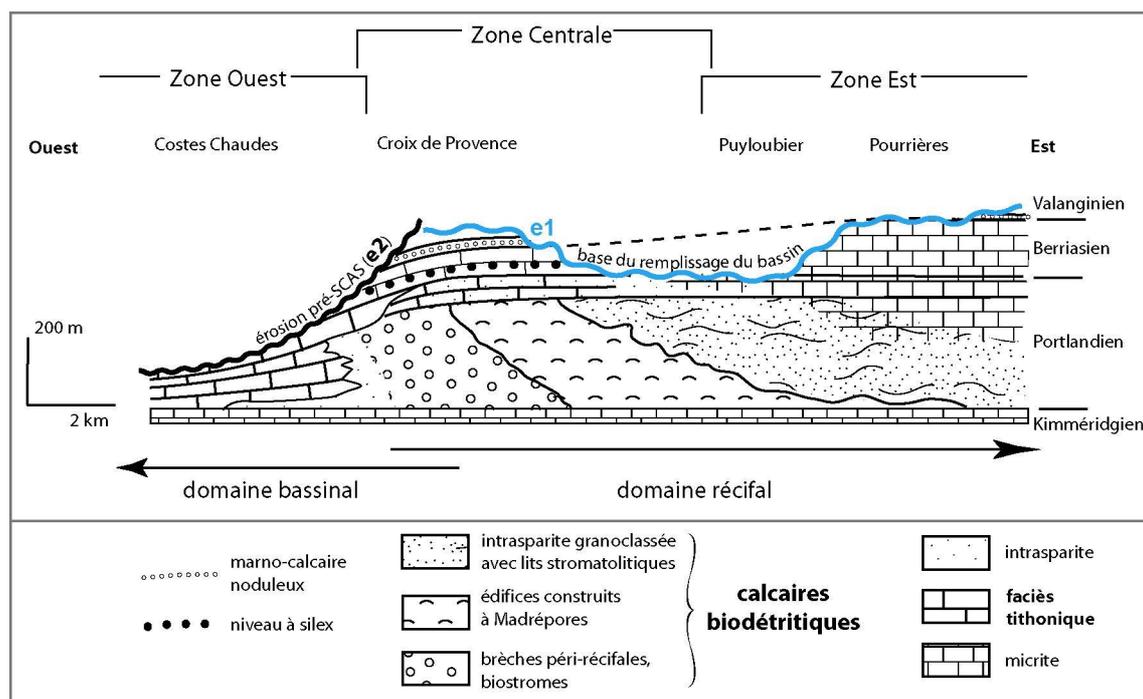


Figure I-18 : Architecture sédimentaire héritée du Jurassique (d'après Tempier, 1972, modifiée). Localisation des faciès biodétritiques dans la zone Centrale et Est, et des calcaires de bassin à faciès tithonique, dans la zone Ouest. Correspondance entre espace d'accommodation majeur pour les dépôts de cônes alluviaux, et architecture du Portlandien.

5. Structures de croissances

Grâce à d'excellentes conditions d'affleurement, l'architecture sédimentaire des dépôts de cônes alluviaux peut être reconstruite malgré la déformation éocène importante qui resserre l'ensemble des structures pré-existantes, héritées de la compression Crétacé terminal-Paléocène. Dans les conglomérats du SCAI et du SCAS, de nombreuses géométries de dépôts (Fig.I-6 et 19) permettent d'affirmer que les conglomérats se sont déposés : (1) pendant la formation des reliefs associée à la déformation dans le pli de Bimont et (2) pendant l'activité du chevauchement T1. Par contre, entre le dépôt des deux unités de conglomérats, il n'y a pas de géométries syn-tectoniques identifiables dans les dépôts de plaine alluviale à dominante pélitique.

5.1. Structures de croissance relatives au pli de Bimont

Les conglomérats du SCAI reposent en discordance sur la surface e1, affectant les calcaires Jurassique au Nord. A Bimont, chaque banc forme individuellement un biseau sédimentaire qui perd en épaisseur vers le calcaire Jurassique (Fig.I-8). Les conglomérats forment aussi un éventail par le pendage des bancs qui diminuent vers le haut et vers le

sud de 70 à 14°. La rotation et la réduction de l'épaisseur des bancs vers le calcaire Jurassique indiquent que le dépôt du SCAI est synchrone de la rotation du flanc inverse du pli de Bimont (Fig.I-19) (Hardy et Poblet, 1995).

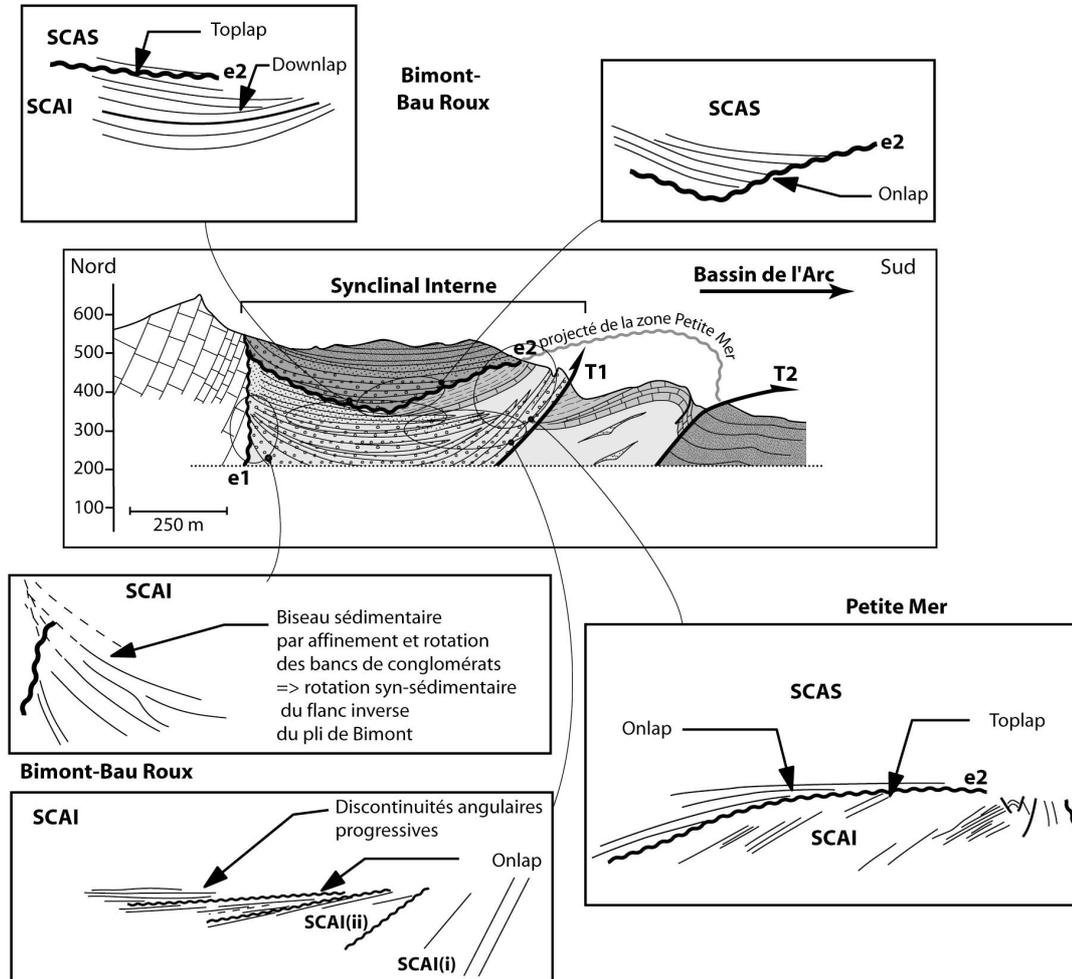


Figure I-19 : Architectures syn-tectoniques de la bordure nord du Bassin de l'Arc : présentation des différentes géométries observées dans la zone Ouest au sein du SCAI et SCAS.

Le contact entre les conglomérats du SCAI et ceux du SCAS est érosif (surface e2) et forme des structures géométriques de types troncatures d'érosion et toplap sur lesquelles les dépôts du SCAS reposent en onlap (Fig.I-10, 13 et 19). A Bau Roux, dans le flanc nord du synclinal interne, les premiers bancs de conglomérats du SCAS butent contre les calcaires jurassiques (Fig.I-10) et sont discordants sur les conglomérats du SCAI. La rotation du pli de Bimont n'est pas mise en évidence directement mais il apparaît que les reliefs subissent une surrection induisant des troncatures d'érosion en amont (Fig.I-19 ; Fig.I-9). A Petite Mer, les conglomérats du SCAS en contact avec les calcaires jurassiques ou les éboulis, ont subi une déformation de type gravitaire (Fig.I-12), interprétée comme une instabilité de pente. En effet l'arrachement en amont et les

structures extensives associées ainsi que les petits chevauchements en aval sont des indicateurs pour des glissements de terrain (Fig.I-12). Ils pourraient être induits par la déformation dans les paléo-reliefs.

5.2. Structures de croissance relatives au chevauchement T1

Dans le flanc sud du synclinal interne, le chevauchement T1 est sensiblement concordant avec les conglomérats de la base du SCAI (SCAI(i)) tandis que les corps conglomératiques plus jeunes (SCAI(ii)) qui les surmontent s'organisent en discordances angulaires à Bimont-Bau Roux (Fig.I-19). Les corps les plus jeunes reposent en discordance sur des corps plus anciens à plus fort pendage et forment des discordances et des onlaps progressifs (Fig.I-9 et 11). Ces relations géométriques sont liées à l'activité du chevauchement T1 qui démarre après le dépôt des conglomérats du SCAI(i) et montre que T1 est actif durant tout le dépôt du SCAI(ii). Malgré les discordances angulaires enregistrées dans les conglomérats du SCAI(ii), il semble que T1 soit toujours aveugle et ne crée pas de relief. En effet les argiles et les grès de la plaine d'inondation se déposent entre les cônes alluviaux jusqu'au pied des reliefs sources (Château des Harmelins) et les quelques imbrications présentes dans les conglomérats attestent que le drainage des cônes alluviaux n'est pas modifié, restant Nord-Sud. Les dépôts de plaine alluviale ne semblent pas rencontrer d'obstacle morphologique au niveau de l'extrémité de T1.

A Petite Mer, les conglomérats du SCAI ne présente qu'une discordance angulaire majeure, entre le SCAI(i) et le SCAI(ii). Cette discordance est elle-même replissée et forme une structure plicative associée à des failles créant une structure en pop-up (Fig.I-13). Au sein du SCAI(ii), les conglomérats n'enregistrent pas de figures de discordances.

A Bau Roux, les discordances angulaires entre les conglomérats du SCAS(i) et les argiles du Rognacien supérieur sur le flanc sud du synclinal interne n'ont que quelques degrés de différence et enregistrent donc très peu de déformation sur T1 (Fig.I-19 ; Fig.I-10) à la base du Paléocène. Par contre, à Petite Mer, les conglomérats du SCAS reposent en discordance angulaire progressive sur la surface e2 : les plus anciens ont un pendage d'une vingtaine de degrés vers le Nord, les plus jeunes sont horizontaux (Fig.I-19 ; Fig.I-13). Ces discordances angulaires progressives enregistrent l'activité du chevauchement T1 au début du Paléocène, pendant le dépôt du SCAS(i).

Les géométries des conglomérats du SCAI et SCAS mettent en évidence le développement des cônes alluviaux pendant la déformation des calcaires du Jurassique qui forment les reliefs au Nord. La déformation des reliefs enregistrée par le SCAI est importante et est identifiée comme une rotation du flanc inverse du pli de Bimont. Pendant

le SCAS, la déformation du pli de Bimont est moins importante et les conglomérats n'enregistrent qu'un signal de surrection dans les reliefs.

La déformation dans la bordure du bassin est enregistrée par le SCAI puis le SCAS mais elle n'est pas synchrone d'Ouest en Est. Le chevauchement T1 forme une structure de croissance dans les dépôts de cônes alluviaux de Bau Roux à Bimont après le dépôt du SCAI(i) et durant le dépôt du SCAI(ii). Il est actif plus longtemps vers Bimont-Bau Roux. Ce chevauchement accommode uniquement une déformation durant l'intervalle de temps entre le dépôts du SCAI(i) et du SCAI(ii) à Petite Mer. La chevauchement T1 est ensuite plus actif à Petite Mer pendant le SCAS(i) qu'à Bimont-Bau Roux. La déformation est accommodée par le chevauchement T1 jusqu'au Paléocène (syn ou post-SCAS(ii)) à Petite Mer, et jusqu'au Rognacien (syn-SCAI(ii) ou base du SCAS(i)) dans la zone Bimont-Bau Roux. Il est possible que le chevauchement T2 ait pris le relais au Paléocène (SCAS(i) tardif). Ce dernier point sera développé dans le chapitre III (§ 2.3).

6. La déformation Eocène

6.1. Rétro-déformation

La bordure du bassin de l'Arc enregistre une forte déformation dans la zone de dépôt des cônes alluviaux du Campanien au Paléocène. Cette déformation compressive est couplée avec la déformation des paléo-reliefs (carbonates Jurassique et Crétacé Inférieur). Les structures de déformation des paléo-reliefs et des cônes alluviaux ont été reprises et accentuées par la phase majeure de l'Eocène moyen. Le chapitre III discutera de la déformation du Campanien au Paléocène et montrera qu'elle est fortement compartimentée d'Est en Ouest. Tandis que la déformation de l'Eocène moyen est plus distribuée. Sur la bordure nord du Bassin de l'Arc, le synclinal externe est particulièrement accentué pendant la phase compressive de l'Eocène moyen et aboutit à la structure cylindrique actuelle (Fig.I-17).

Les profils géologiques (AA', BB', CC', DD', EE', FF', GG', EE') de la bordure nord du Bassin de l'Arc ont été rétro-déformés (Fig.I-20 et annexes) en estimant la part de la dernière compression par des arguments sédimentaires et par des arguments géométriques. Ainsi la pente du chevauchement T1 est estimée à 40° à la fin du Paléocène (une part du redressement peut être associée à l'activité de T2) et la pente des derniers dépôts de cônes alluviaux a été estimé à moins de 4° qui représente la pente sédimentaire maximale estimée dans ces dépôts de cônes alluviaux distaux.

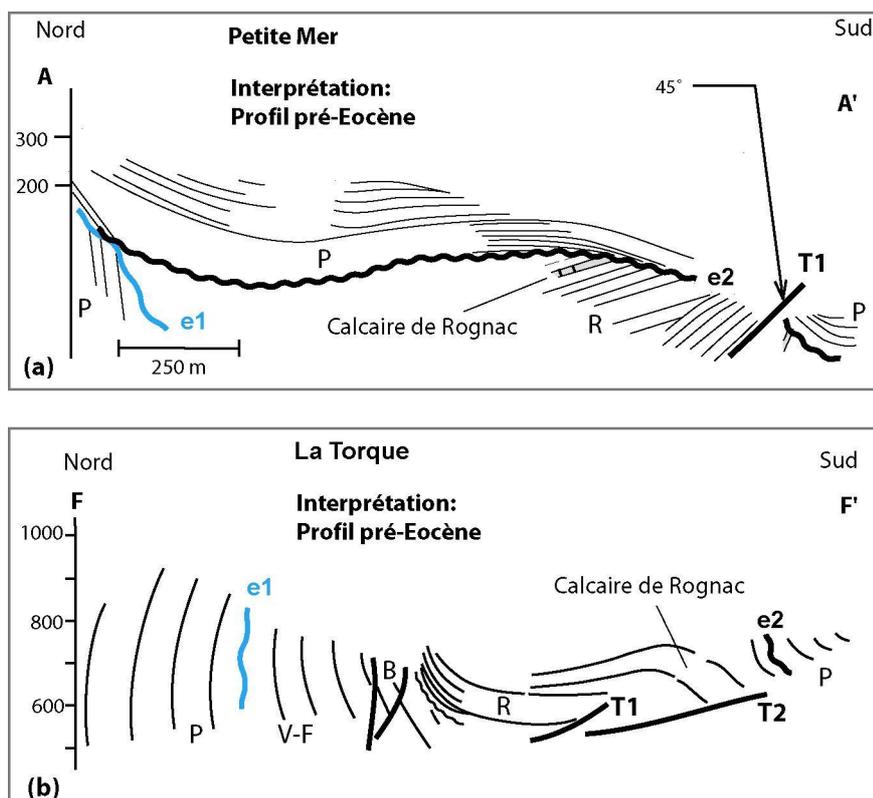


Fig.I-20 : Rétro-déformation (a) du profil AA', Petite Mer, zone Ouest (b) du profil FF', La Torque, zone Centrale.

Port : Portlandien, V-F : Valdo-Fuvélien, B : Béguvien ; R : Rognacien ; P : Paléocène.

6.2. Le chevauchement de la Montagne Sainte-Victoire

Le chevauchement de la Montagne Sainte-Victoire a été mis en évidence et accepté à la fin du XIXème siècle (Collot, 1891). Sa flèche estimée à 2 kilomètres engendrait un déplacement vers le Sud et plaçait la série en flanc inverse des calcaires du Jurassique et Crétacé Inférieur de Montagne Sainte-Victoire sur les dépôts du Bassin de l'Arc.

Lors de la rétro-déformation du profil EE', la flèche de ce chevauchement a été estimée à 350 mètres au maximum. Son déplacement vers le Sud a probablement été accompagné d'un déplacement mineur vers le Sud Ouest. Biberon (1988) propose un déplacement des structures du massif de la Sainte-Victoire suivant un axe N030. En effet, la curieuse structure qui affectent les derniers dépôts du SCAS(ii) à Baux Roux formant un pli sur le profil DD' (Fig.I-10) est en réalité une structure plus complexe, qui affecte aussi la surface e1 et les calcaires du Jurassique (carte 1, annexe). Elle correspond plutôt à un pli à double vergence (structure en cuillère) ne pouvant pas être issu d'un simple déplacement vers le Sud. Ceci implique la minimisation du déplacement sur le chevauchement de la Montagne Sainte-Victoire.

Les points-clef du chapitre I :

- Bordure nord du bassin de l'Arc structurée en trois zones d'Est-Ouest : la zone Ouest, la zone Centrale, la zone Est. Chacune des zones a ses propres caractéristiques structurales et sédimentologiques dans les calcaires du Jurassique ainsi que dans le remplissage du bassin (carte 1, annexe).
- Développement d'un Système de Cônes Alluviaux Inférieur (SCAI) entre le Campanien moyen (Béguvien) et le Rognacien moyen (Campanien terminal), scellé par la Formation du Calcaire de Rognac. Le SCAI est divisé en deux sub-systèmes : le SCAI(i) et le SCAI(ii) (Fig.I-6 ; Fig.I-11).
- Développement d'un Système de Cônes Alluviaux Supérieur (SCAS) dont la base est diachrone entre le Nord et le Sud. Le SCAS se dépose entre le Rognacien supérieur (Maastrichien terminal) et le Vitrollien (Sélandien, Paléocène moyen) et se divise en deux sub-systèmes : le SCAS(i) et le SCAS(ii) (Fig.I-6).
- Les systèmes de cônes alluviaux sont syn-tectoniques. Ils enregistrent les déformations liées au plissement dans les reliefs et les déformations intra-cônes alluviaux (chevauchements T1 et T2) formant des systèmes de croissance (Fig.I-19 ; Fig.I-8 et 11).

Chapitre II

Les cônes alluviaux de la bordure nord du bassin de l'Arc

1. Morphodynamique des cônes alluviaux

Un cône alluvial est un corps sédimentaire détritique en forme d'éventail qui se forme dans les zones de changement brutal de gradient topographique, au front des reliefs. Il est associé à une perte subite d'énergie dans un profil de transport où un flux confiné passe à un flux dispersif. La diminution de la vitesse du flux et la diminution de l'énergie potentielle expliquent le dépôt rapide des sédiments transportés dans un bassin ou une vallée. Le cône alluvial est subaérien et peut évoluer en fan-delta s'il devient subaquatique. Les cônes alluviaux sont issus d'un relief créé soit par une activité tectonique relativement récente (faille normale, chevauchement, volcan) et se rencontrent également au front de glaciers (Gustavson, 1974). Les cônes alluviaux peuvent être coalescents formant alors de vastes étendues détritiques au pied des reliefs appelée *bajada* ou piedmont.

La dynamique sédimentaire permet de distinguer deux catégories de cônes alluviaux : les cônes alluviaux dits « fluviaux » ou cônes alluviaux humides, de grande dimension (Rust, 1978 ; Stanistreet and McCarthy, 1993), et les cônes de déjection, plus petits (Bull, 1972 ; Blair and McPherson, 1994). Les cônes fluviaux ont une dynamique sédimentaire de type fluvatile classique et sont issues de rivières pérennes (tableau 1). Les cônes de déjection sont en général issus de cours d'eau à débit intermittent. Parmi les cônes de déjection (tableau 1), deux types de cônes se distinguent : les cônes torrentiels (*fluvial-dominated fans*) formés essentiellement par des processus classiques de charriage torrentiel, et les cônes de débris (*debris flow-dominated fans*) dominés par une dynamique sédimentaire de courants gravitaires (Bull, 1977 ; Collinson, 1986).

1.1. Morphologie

La morphologie d'un cône alluvial est très variable et fortement dépendante des processus de dépôt qui lui donnent naissance (tableau 1). Cependant les cônes alluviaux restent caractérisés par leur forme semi-conique et leur section plano-convexe. Les cônes fluviaux sont caractérisés par des pentes très faibles ($<1^\circ$) et peuvent atteindre 150 km de longueur, comme l'Okavango Fan (Stanistreet and McCarthy, 1993). Les cônes de déjection sont des objets plus petits avec des pentes beaucoup plus importantes. Les cônes torrentiels sont

caractérisés par des pentes de 2 à 12° et leur rapport Longueur/largeur (L/l) supérieur à 1 leur confère une forme allongée. Ils peuvent atteindre 23 km de longueur comme le Narmada fan (Chamyal et al., 1997). Les cônes de débris sont caractérisés par des pentes plus fortes (4° à 25°) et ont un rapport L/l proche de 1 ou inférieur à 1 (Viseras et al., 2003) et peuvent atteindre 10 km de longueur (Blair et McPherson, 1994) (tableau 1).

Une pente supérieure à 25° est plutôt caractéristique d'un talus d'éboulis dont la dynamique sédimentaire est dominée par les processus gravitaires « à sec ». La pente d'un cône alluvial diminue le long de son profil d'équilibre avec des pentes plus fortes dans sa partie proximale (16° en moyenne pour un cône de débris, 8° pour un cône torrentiel) et plus faibles dans sa partie plus distale (entre 6° et 2° selon le type de cône).

Classiquement le cône alluvial comprend un apex, une zone apicale, une zone médiane et une zone distale. L'apex est le point le plus haut du cône alluvial ; il est à la jonction du chenal principal du bassin de drainage et du cône alluvial. La zone apicale est formée par le chenal d'alimentation dont la profondeur diminue vers l'aval jusqu'au point d'intersection. Le chenal est bordé par les dépôts de levées formées de gros blocs alignés dans le sens de l'écoulement (Blair et McPherson, 1998). A partir du point d'intersection, le flux devient dispersif et la zone médiane se développe. Un réseau de chenaux divaguants peut se former sur une partie de la zone médiane. Dans la zone distale la charge sédimentaire se dépose sous forme de lobes qui migrent avec le réseau de la zone médiane. Dans le cas d'un cône de débris la zone médiane n'existe pas, et le chenal de la zone apicale alimente directement le lobe.

1.2. Contexte de dépôt

Il existe de nombreuses études sur les cônes alluviaux des systèmes à tectonique en extension (Leeder et Jackson, 1993 ; Mack et Leeder, 1999 ; Blair, 2000) qui masquent les plans de failles normales (zone de rift, Basin & Range Province). Les cônes alluviaux ont aussi été étudiés dans les zones en compression (Riba, 1976 ; Anadon et al., 1986 ; Casas et al., 2000) mais leur préservation dans l'enregistrement géologique est moins courante. En effet, ces environnements sont plutôt soumis aux processus d'érosion et la préservation nécessite des conditions particulières. Les cônes alluviaux des systèmes compressifs sont essentiellement les dépôts de molasse en domaine d'avant-pays (Gupta, 1997 ; Schlunegger, 2002) où la subsidence est importante. Ce sont des cônes fluviaux de grande dimension ou des cônes torrentiels (Himalaya, Alpes Suisse). Les cônes alluviaux de type cône de déjection en système compressif sont bien connus en Espagne et enregistrent des structures de croissance. Ils sont préservés au front des Pyrénées espagnoles (Riba, 1976 ; Anadon et al., 1986 ; Hirst et Nichols, 1986 ; Nichols, 1987) ou dans des bassins intra-montagneux de la

chaîne ibérique (Barrier, 2002) au sud du bassin de l'Ebre. Dans cette étude, les cônes alluviaux étudiés sont du type cône de déjection mais seront désignés cônes alluviaux comme dans la classification anglaise, par abus de langage.

| | Cônes alluviaux <i>sensus lato</i> | | |
|---|--|---|---|
| | Cônes alluviaux (<i>alluvial fans</i>) = Cônes de déjection | | Cônes fluviaux |
| | Cônes de débris | Cônes torrentiels | |
| Dynamique sédimentaire | gravitaire | torrentiel | fluviale |
| Débit hydraulique (écoulement) | intermittent | intermittent | pérenne |
| Processus de transport dominants | coulée de débris (<i>debris flow</i>) | écoulement en nappe (<i>sheet flood</i>) charriage torrentiel (<i>stream flow</i>) | courants chenalisés (<i>stream flow</i>) écoulement en nappe (<i>sheet flood</i>) |
| Processus de transport secondaire | | coulée de débris (<i>debris flow</i>) | processus éoliens |
| Longueurs | moyenne: quelques km < 10 km | < 25 km | 10 à 150 km |
| Pentes | 4° à 25° | 2° à 12° | < 1° |
| Dynamique sédimentaire | gravitaire | torrentiel | fluviale |

Tableau 1 : Les différents types de cônes alluviaux (s.l.) et leurs caractéristiques respectives.

1.3. Processus sédimentaires

Les processus primaires qui construisent le cône de débris sont pour la plupart des courants gravitaires et certains types de charriages torrentiels. Les courants de débris sont des phénomènes de nature catastrophique, induits par des orages exceptionnellement forts, qui vont mobiliser les sédiments du bassin de drainage les plus grossiers et les particules fines des sols, jusqu'à les déplacer en masse. Ces sédiments transportés sur le cône alluvial par flux confinés ou dispersifs forment les corps élémentaires principaux.

Des processus secondaires remanient la surface des dépôts primaires par ruissellement de surface ou par action du vent qui éliminent les particules fines des horizons

superficiels (vannage) et ont tendance à modifier la structure des dépôts par réarrangements de galets. Ce sont des phénomènes permanents, peu efficaces, mais qui ont une grande influence sur les contacts entre les dépôts successifs.

1.3.1. *Processus de mobilisation :*

Les sédiments qui se déposent dans le cône alluvial sont issus d'un bassin de drainage qui fournit des éléments détritiques à partir de trois « réservoirs » : les éboulis, la charge de fond des talwegs, elle-même issue des éboulis, et les particules fines des sols.

Les talus d'éboulis se forment par des processus purement gravitaires lors de la chute de débris entraînés par leur propre poids sur une pente supérieure à 40° (Francou et Hétu, 1989). Les coulées sèches (tableau 2) correspondent à des écoulements rapides de débris dont le fluide interstitiel est constitué d'air. Les plus élémentaires sont le détachement de débris ou *rock falls*, le glissement de blocs ou *rock slides* et l'éboulement d'escarpement ou *rock avalanches* (Blair et McPherson, 1994). Le détachement de débris est le mouvement d'éléments individuels d'une même taille qui tombent à la base d'un escarpement et forment un talus d'éboulis. Le glissement de blocs est le mouvement de blocs plus importants qui glissent le long d'un plan basal à vitesse rapide ou imperceptible. L'éboulement d'escarpement est un événement rapide et catastrophique qui conduit au détachement et à la pulvérisation d'une large partie de l'escarpement. La dynamique des éboulis est gouvernée par des facteurs internes, liés aux caractéristiques de la roche mère, et par des facteurs externes, environnementaux.

Deux mécanismes principaux de mobilisation du sédiment sont à l'origine des coulées de débris, l'une est la transformation de glissement de terrain par liquéfaction du matériel glissé (Terzaghi, 1950 ; Larsson, 1982 ; Wiczorek, 1987) ou par augmentation de l'énergie au cours du déplacement sur la pente (Sheko, 1988), l'autre est la mise en mouvement de la charge de fond des talwegs par l'arrivée importante d'eau de ruissellement chargée en particules fines des sols. Le fluide augmente la pression interstitielle au sein de la charge de fond jusqu'à la déstabiliser et la mettre en mouvement (Blijenberg, 1994).

1.3.2. *Dynamique des écoulements gravitaires :*

Les processus dominants qui construisent le cône alluvial de type cône de débris sont en majeure partie des écoulements de débris (*debris flows*). Une coulée de débris est un écoulement gravitaire rapide contenant des débris avec un fluide interstitiel composé d'un faible pourcentage d'eau additionné de particules argileuses (tableau 2). Le déplacement des sédiments entraîne le fluide interstitiel par action de la force de gravité. La coulée de débris est

une suspension, mélange de particules solides et d'un fluide, qui est considéré comme formant une phase unique (Coussot et Meunier, 1996).

Les écoulements de gravité sont classés en fonction de leur rhéologie et le mécanisme de transport des sédiments durant l'écoulement (Middleton and Hampton, 1973 ; Lowe, 1976). Cependant le mécanisme de transport des sédiments évolue entre la phase d'écoulement et la phase de dépôt. L'écoulement de gravité se transforme au cours de la décélération ou de l'accélération (Fischer, 1983). Ainsi un dépôt qui a des caractéristiques de courant laminaire peut être issu d'un écoulement de gravité turbulent (Postma, 1986).

Le comportement de l'écoulement gravitaire est contrôlé par deux paramètres : (1) le caractère laminaire ou turbulent, (2) la proportion eau/sédiments, faible ou important indiquant respectivement si le courant est cohésif (de comportement pseudo plastique à plastique, Fig.II-1) ou non cohésif (fluide dilatant Newtonien). Classiquement, dans un fluide Newtonien, le caractère turbulent ou laminaire est défini par le nombre de Reynolds, $Re = D \cdot v \cdot \rho / \mu$ avec D l'épaisseur de l'écoulement, v la vitesse, ρ la densité, μ la viscosité apparente. Le nombre de Reynolds traduit la relation entre viscosité du fluide et force d'inertie dans un écoulement où existe un gradient de vitesse. Si $Re < 2300$, les forces de viscosité prédominent et le courant est laminaire, si $Re > 4000$, les forces d'inertie dominent et le courant est turbulent.

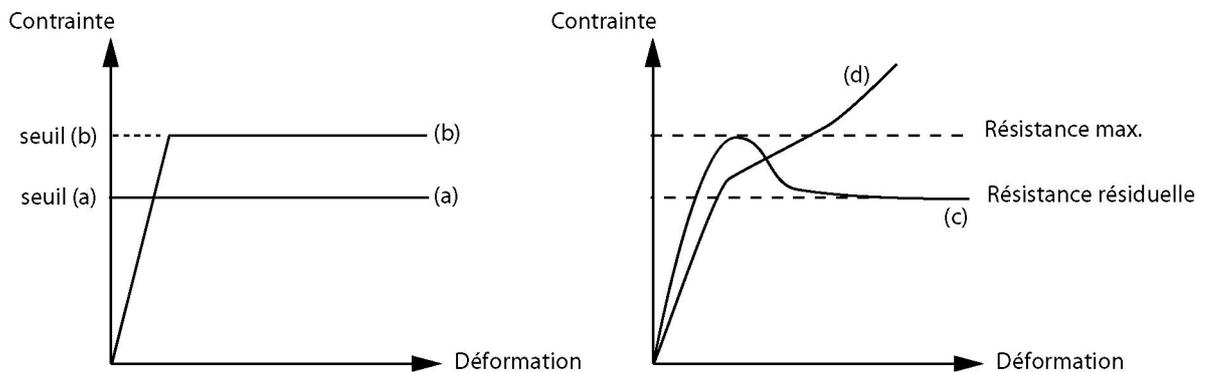


Figure II-1: Relation entre contrainte et déformation pour différents types de matériau (d'après Middleton et Wilcock (1994) : (a) plastique idéal, (b) élastico-plastique idéal, (c) présentant un amollissement (work-softening), (d) présentant un écrouissage (durcissement, work-hardening)

Dans le cas des coulées de débris, les comportements rhéologiques sont modélisés en combinant un fluide dilatant Newtonien et un fluide plastique « idéal » (Fig.II-1) en utilisant le nombre de Bingham (B) (Hampton ; 1972 ; Middleton et Southard, 1977). Le nombre de Bingham est défini par $B = k + \mu \cdot d\varepsilon/dt$ où ε est la contrainte de cisaillement. En effet, le nombre de Bingham est plus adapté pour un fluide à comportement plastique ou pseudo-plastique, qui ne se déforme qu'à partir d'un certain seuil (Fig.II-2).

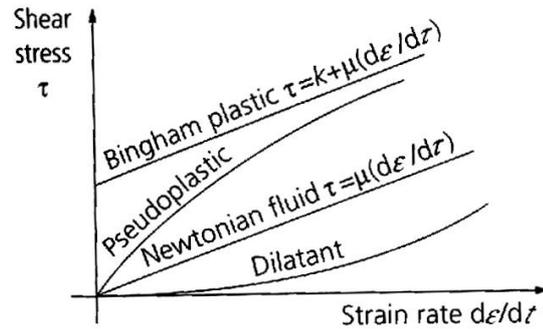


Figure II-2 : Cisaillement et déformation de différents matériaux (Allen, 1997).

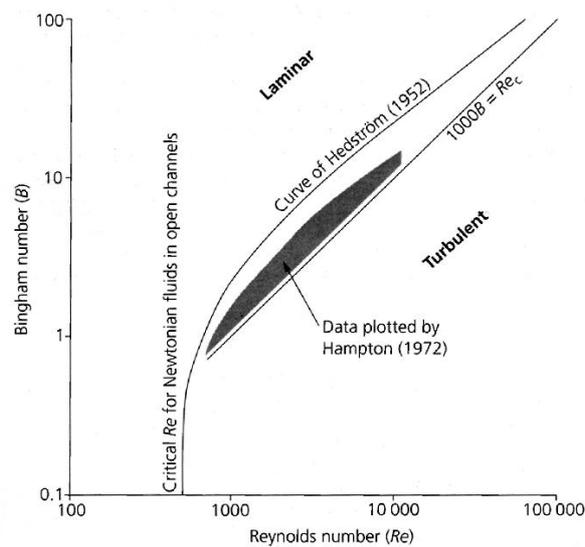


Figure II-3 : Comportement d'un fluide pseudo-plastique selon le nombre de Bingham B versus nombre de Reynolds Re , basé sur le modèles de Hampton (1972), in Middleton et Southard (1977).

Quand le nombre de Bingham est faible ($< 0,1$), la viscosité domine et la transition vers la turbulence est contrôlée par le nombre de Reynolds (Fig.II-3). La transition d'un écoulement laminaire vers un écoulement turbulent se fait quand le nombre de Bingham et le nombre de Reynolds augmentent progressivement (Fig.II-3).

Finalement les écoulements gravitaires sont déterminés par quatre paramètres qui influencent l'état de l'écoulement (turbulent ou laminaire) : (1) la vitesse, (2) la densité (liée au taux eau/sédiments), (3) l'épaisseur de l'écoulement, (4) la viscosité apparente du fluide. Les exemples récents montrent que pendant le dépôt, la vitesse d'écoulement est inférieure à 1 m/s (Postma, 1986). A partir de l'enregistrement sédimentaire, l'épaisseur des bancs et les

structures sédimentaires donnent des informations sur l'épaisseur de l'écoulement, la viscosité et la densité.

Un écoulement de gravité turbulent contenant une faible concentration de sédiments produit des dépôts granoclassés, des rides à laminations parallèles ou obliques, ou des antidunes. C'est le cas des turbidites. Au contraire un écoulement de gravité à forte concentration de sédiments devient laminaire pendant la phase de dépôt. Il est caractérisé par des bancs massifs et sans granoclassement (Hein, 1982 ; Lowe, 1982). De tels dépôts sont souvent caractérisés par des lamines de cisaillement et parfois des figures d'échappement de fluide.

1.3.3.Écoulements de débris cohésifs et non cohésifs :

Vallance (2000) définit les écoulements de débris par un écoulement à forte viscosité contenant en volume plus de 60% de sédiments (tableau 2). Les éléments grossiers sont portés par la haute densité et la compétence de l'écoulement, issus des forces de cohésion, de la dispersion des éléments et des forces de gravité. Les éléments les plus grossiers sont finalement au sommet de l'écoulement ; mais aussi au front et sur les côtés du flot. Ces derniers forment alors une paire de levées, caractéristiques de la zone apicale du cône alluvial. Dans la zone distale, les coulées de débris déposent les sédiments en masse sous forme de lobes allongés (Blair et McPherson, 1994). Les dépôts de coulée de débris sont caractérisés par des éléments généralement anguleux et non triés, par une organisation chaotique, des contacts de bancs peu marqués et une base non érosive (Levson et Rutter, 2000).

Il existe deux types de écoulement de débris : les écoulements de débris non cohésifs et les courants de débris cohésifs (tableau 2). Les coulées de débris cohésives sont riches en éléments figurés et contiennent une grande proportion de matrice fine (40 à 50%). Le mélange eau-argile de la coulée forme une matrice visqueuse homogène qui domine le processus de dépôt. Ces coulées sont bien décrites par un modèle de fluide à seuil (Jonhson, 1970 ; Coussot et Piau, 1995), qui reflète le fait que l'énergie est essentiellement dissipée par la déformation du fluide interstitiel eau-argile. L'organisation des éléments figurés au sein d'un banc (en couche relativement triée), l'orientation des éléments figurés, l'absence de figures de traction et la base non érosive caractérisent la coulée comme laminaire. Une coulée de débris est un écoulement laminaire cisailé à forte concentration de sédiments qui peut évoluer en aval vers un écoulement turbulent (Postma, 1986). Quelques auteurs décrivent des coulées de débris cohésives turbulentes à contacts parfois érosifs (Monecke et al., 2001). Les dépôts mal triés et contenant une forte concentration de particules fines sont issus de coulées de débris qui ne sont pas cisailées et peuvent alors transporter de gros blocs. Au contraire les dépôts issus d'une coulée de débris cisailée présente un granoclassement inverse à la base (Larsen

et Steel, 1978) indiquant une migration des particules grossières vers la surface du courant de débris (Rodine et Johnson, 1976). Il est montré expérimentalement que ces particules migrent vers les zones de faible cisaillement (Coussot et Ansey, 1999). Souvent une zone à texture plus fine est observée en base de coulée, qui pourrait rendre compte de la baisse de compétence des argiles lors du cisaillement, impliquant un dépôt rapide des particules grossières qui pouvaient être portées par cette matrice (Hampton, 1975 ; Smith, 1986).

Une distinction est faite pour les coulées de débris qui contiennent très peu d'éléments grossiers : ce sont les coulées de boues (*mudflows*). Les coulées de boue sont un type de coulée de débris cohésive qui a un comportement viscoplastique (Bird et al., 1982).

Les coulées de débris non cohésives ont une concentration importante en éléments figurés (en général granules, galets ou blocs) et contiennent moins d'argile (< 40%) (tableau 2). Le comportement du mélange débris-fluide interstitiel est contrôlé par les propriétés du squelette granulaire. Cependant si la vitesse de la coulée de débris est suffisamment importante il se comporte comme un fluide très visqueux et le comportement de la coulée de débris non cohésive est finalement similaire à la coulée cohésive. Si les grains sont suffisamment grossiers, les collisions entre grains sont le phénomène prédominant de dissipation d'énergie et le modèle de fluide dilatant est plus adapté (Bagnold, 1954 ; Takahashi, 1978).

1.3.4. Coulées torrentielles :

Les processus dominants qui construisent le cône torrentiel sont les charriages torrentiels, mais certains processus torrentiels peuvent avoir lieu sur les cônes de débris. Il existe plusieurs types de charriages torrentiels. Le plus répandu est le charriage ordinaire en deux phases de vitesse différente (une charge de fond et une charge en suspension) qui sont les courants caractéristiques d'un système fluvial ordinaire à débit pérenne, qui implique un fluide interstitiel aqueux dans les sédiments transportés. Certains types de charriage torrentiels, dominés par la présence d'eau mais plus riche en sédiments en suspension, peuvent avoir lieu sur les cônes de débris lors d'un écoulement catastrophique : les coulées hyperconcentrées (*hyperconcentrated flood flows*), les *sheetfloods* et les *incised-channel floods*. Ces deux derniers sont très peu répertoriés dans la nomenclature française, alors que ces processus sont beaucoup décrits dans la littérature anglophone. Ces trois processus torrentiels mettent en mouvement des sédiments avec un taux sédiment/eau relativement faible et un fluide interstitiel contenant des particules fines en petite quantité.

L'écoulement hyperconcentré (tableau 2) a été introduit dans la littérature anglophone pour décrire un courant subaérien ayant des caractéristiques rhéologiques intermédiaires entre

les coulées torrentielles ordinaires et les coulées de débris cohésive ou non cohésive (Beverage et Culbertson, 1964 ; Bull, 1972) (Fig. II-3). Cette définition reste très vague et même la définition « *transitional deposits* » de Wasson (1977) appuyée sur des notions de physique n'est pas satisfaisante. Finalement, les coulées hyperconcentrées sont des coulées chargées en sédiments de l'ordre de 20% à 50% en volume (Vallance, 2000) à comportement pseudoplastique (Benvenuti, 2002) et qui contiennent deux phases se déplaçant avec des vitesses différentes (Coussot et Meunier, 1995). Le courant hyperconcentré pourrait être issu de l'évolution des propriétés rhéologiques d'un courant de débris (Fischer, 1983 ; Sohn et al., 1999 ; Benvenuti et Martini, 2002), qui évolue vers un courant turbulent et une dynamique sédimentaire dominée par la traction des sédiments grossiers. Les dépôts montrent des éléments figurés jointifs et souvent imbriqués.

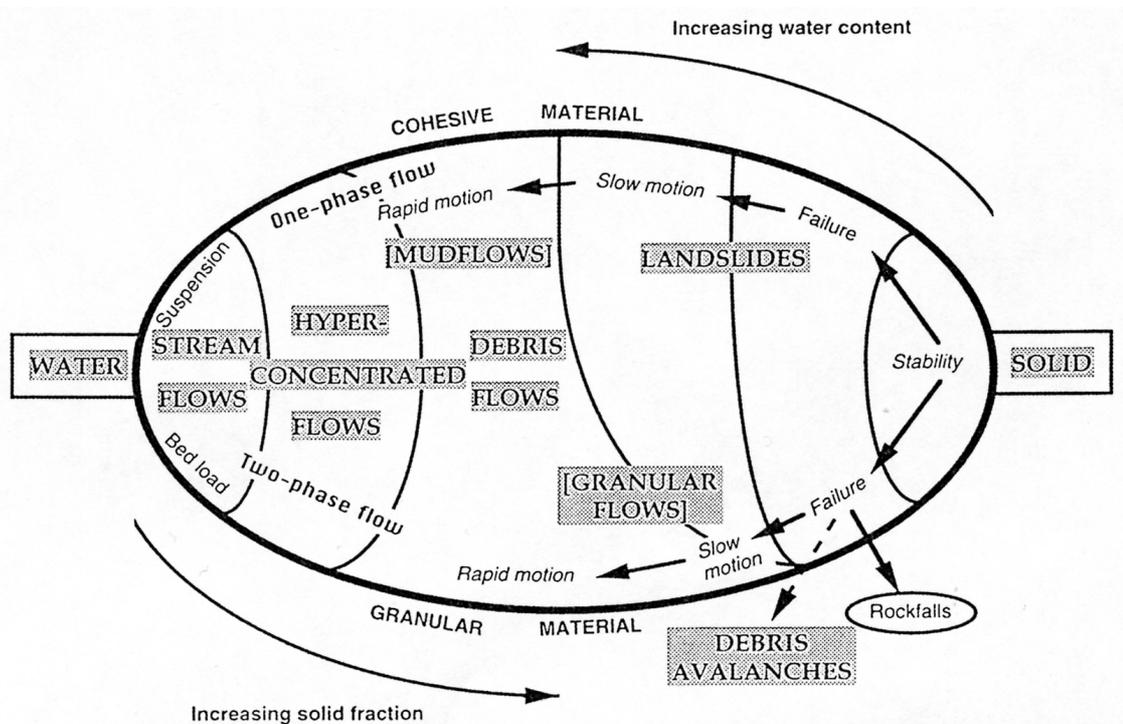


Figure II-4 : Classification des mouvements en masse en fonction de la proportion eau/sédiment et du type de matériel (Coussot et Meunier, 1996).

Les *sheetfloods* (tableau 2) sont des coulées non confinées aboutissant à des dépôts plans en couplets. Elles sont issues d'écoulements catastrophiques qui contiennent peu de particules fines, et qui contiennent globalement peu de charge sédimentaire. L'écoulement évolue rapidement au fur et à mesure que les éléments les plus grossiers se déposent. Dans ces dépôts, alternent des bancs à éléments grossiers orientés perpendiculairement à la pente et imbriqués, et des bancs de sables ou granules à lamines (Blair, 1999). D'autres facies de

sheetflood peuvent être trouvés, en particulier, des sédiments plus ou moins grossiers à lamines faiblement obliques de type antidune.

Les *incised-channel flood* décrit par Blair et McPherson (1994) sont des écoulements turbulents qui circulent dans le chenal d'alimentation de la zone apicale. Ces écoulements déposent dans la zone apicale et médiane des blocs et leur pouvoir érosif entraîne aussi les particules fines du dépôt précédent, laissant un niveau à galets (*lag*) grossier. Ce dernier écoulement n'est pas très bien défini, et n'est certainement pas reconnaissable dans les dépôts anciens par des structures sédimentaires propres. En effet, des surfaces à galets sans matrice issues du vannage de surface et des blocs déposés par une coulée de débris, la distinction n'est pas aisée.

| Processus de dépôt | Matrice (/sédiment total) | Éléments clastiques (/sédiment total) | Fluide interstitiel | Mécanisme de l'écoulement lors du dépôt | Etat rhéologique de l'écoulement |
|---|---------------------------|---------------------------------------|----------------------------|---|----------------------------------|
| Détachement de débris | O | 100% | air | Purement gravitaire | |
| Glissement de blocs | O | 100% | air | Purement gravitaire | |
| Eboulement d'escarpement | O | 100% | air | Purement gravitaire | |
| Coulée de débris non cohésive <i>non cohesive debris flow</i> | < 40 % | > 60 % | eau < 40 % volume total | laminaire | forte viscosité |
| Coulée de débris cohésive <i>cohesive debris flow</i> | > 40-50 % | < 50-60 % | eau < 40 % volume total | laminaire | forte viscosité |
| Coulée de boue <i>mud flow</i> | | Rares et dispersés | eau | | viscoplastique |
| Écoulement hyperconcentré <i>hyperconcentrated flow</i> | Peu abondante | 20 à 50 % | eau | turbulent | mélange à 2 phases |
| Écoulement en nappe <i>sheet flood</i> | très peu | 20 à 50 % | eau | turbulent non confiné | mélange à 2 phases |

Tableau 2 : Processus de dépôts des cônes d'éboulis et des cônes de déjection ; leur composition, la mécanique de l'écoulement lors du dépôt et leur rhéologie.

1.3.5. Les processus secondaires :

Les processus secondaires que sont les écoulements d'eau superficielle et l'action du vent, remanient les dépôts primaires et modifient l'horizon supérieur du dernier événement déposé (Blair et McPherson, 1994).

Le ruissellement entraîne les éléments les plus fins et forme un horizon à éléments grossiers, un *lag*, en surface des bancs primaires. Le ruissellement peut également réorienter et imbriquer les éléments clastiques de telle sorte qu'il est souvent difficile de distinguer un processus secondaire d'un courant hyperconcentré. Les particules fines peuvent se déposer plus loin et combler les rigoles par écoulement laminaire ou par traction. Les dépôts catastrophiques sont ensuite protégés par la surface à éléments grossiers créée par vannage.

Des dépôts éoliens peuvent être reconnus en surface du cône. Il s'agit soit de remaniement d'éléments fins, soit de sable apporté par le vent des environnements contigus qui le permettent selon le climat local.

1.4. Architecture sédimentaire

Les coulées de débris et les charriages torrentiels sont produits par des événements catastrophiques et rares mais restent les principaux processus de dépôt du cône alluvial. D'une manière générale, les parties apicale et médiane du cône alluvial sont dominées par des dépôts de coulées de débris tandis que la partie distale du cône est dominée par des processus plus torrentiels (Gomez-Villar et Garcia-Ruiz, 2000).

Les observations actuelles permettent de montrer que les événements catastrophiques génèrent plusieurs écoulements de débris consécutifs, d'abord un courant de débris plutôt riche en éléments figurés, suivi d'un écoulement hyperconcentré, plus fluide et moins riche en éléments figurés (Pierson, 1981 ; Johnson et Rodine, 1984). La forme allongée des lobes pourrait s'expliquer aussi par la dynamique en plusieurs écoulements consécutifs qui se déposent successivement plus en aval.

A plus long terme, Blair et MacPherson (1994) distinguent des étapes dans la formation et l'évolution d'un cône alluvial. (1) Les cônes sont très pentus, entre 12° et 25°, et sont issus d'un bassin de drainage peu hiérarchisé et de dimension restreinte. Dans ces cônes, la dynamique sédimentaire comprend les écoulements gravitaires et torrentiels, et des apports purement gravitaires (éboulis). (2) La taille des cônes alluviaux s'accroît et leur pente diminue (6° à 15°). Les processus sédimentaires dominants sont les écoulements de débris, et parfois par charriage torrentiel. D'après Kostaschuk et al. (1986) la formation des coulées de débris est limitée aux bassins de drainage inférieur à 10 km² et d'autres études ultérieures (Levson et Rutter, 2000) confirment que les cônes de débris sont issus de bassins versants inférieurs à 12 km². (3) Le stade ultime est atteint lorsque le réseau de drainage est très développé et hiérarchisé (mature). La pente moyenne du cône est alors de 2° à 8°. Le talweg incise le cône de débris et de nouveaux lobes, en partie emboîtés dans les anciens, se forme en aval. Il est évident que ce schéma d'évolution autocyclique, dont le moteur est l'évolution du bassin de drainage, se complique par l'interaction des facteurs climatique et tectonique, ou des

facteurs autocycliques du système alluvial (Bull, 1977 ; Harvey, 1990 ; Decelles et al., 1991). En particulier, ces facteurs influencent la pente, les apports clastiques, le débit en eau lié à la pluviosité, et la granularité qui contrôlent l'architecture sédimentaire et la morphogenèse du cône alluvial.

Dans ce chapitre, la nature des cônes alluviaux de la bordure nord du Bassin de l'Arc est déterminée et leur distribution cartographiée dans l'espace et dans le temps. Trois modèles de dépôts sont ensuite proposés et les surfaces et volumes érodés dans les cônes alluviaux et dans les bassins versants sont quantifiés. Les facteurs qui contrôlent le système de cônes alluviaux de la Montagne Sainte-Victoire sont ensuite discutés et leur rôle estimé dans le chapitre suivant.

2. Cônes alluviaux de la bordure nord du Bassin de l'Arc

Les conglomérats de la bordure nord du Bassin de l'Arc ont fait l'objet de plusieurs études (Corroy et al., 1964a et b, Durand et Tempier, 1981, Chorowicz et Ruiz, 1979), qui les ont attribués à des sédiments directement issus du démantèlement des reliefs adjacents. Leur âge « bégudo-rognacien » ou « dano-montien » et leur appartenance respectivement au SCAI ou SCAS est déduit de considérations géométriques, de corrélations de niveaux repères qui sont reconnus dans le bassin jusqu'aux dépôts de cônes alluviaux, et de la présence d'œufs de dinosaures au sein des dépôts. En combinant l'analyse des faciès et des processus de dépôt, ainsi que leur architecture relative, il est possible de reconstruire des systèmes de cônes alluviaux dans l'espace et dans le temps. Ceci permet de comprendre l'évolution des bassins de drainage et donc des reliefs qui nourrissent les cônes alluviaux. Soutenue par des éléments structuraux, l'évolution des cônes alluviaux et des bassins de drainage permet ensuite de proposer une évolution structurale de la bordure nord du Bassin de l'Arc dans le Chapitre III.

L'analyse des faciès dans les systèmes de cônes alluviaux permet de distinguer 7 lithofaciès différents combinés en 5 associations de faciès représentant 5 environnements de dépôt. De nombreuses figures sédimentaires post-dépôt attribuées à des processus hydromorphiques (pédogénétique ou phréatique) sont observées et permettent de préciser la répartition spatiale des associations de faciès. Ces observations permettent de proposer un modèle de dépôt des cônes alluviaux et de reconstruire un modèle hydrogéologique associé.

Pour réaliser cette étude, des coupes stratigraphiques ont été levées dans les cônes alluviaux du SCAI (C1, C2, annexe), dans les cônes alluviaux du SCAS (P1 à P8, annexe) et dans les faciès du bassin (B0 à B3, annexe). Leur localisation est répertoriée sur la carte 3

(annexe). Les lithofaciès sont récapitulés dans le tableau 3 et les associations de faciès dans le tableau 4.

2.1. Lithofaciès

Lithofaciès 1 : Brèche. Brèche à éléments calcaires monogéniques bien triés de taille pluricentimétriques, contenant quelques blocs épars de taille pluri-décimétrique (photo 1 et 2). La brèche ne contient pas de matrice et les éléments sont jointifs. Elle s'organise en bancs pluri-décimétriques amalgamés, chacun possédant une granulométrie spécifique (tableau 3).

Interprétation du processus de dépôt : ces brèches se sont accumulées au pied d'une pente sous forme d'éboulis par détachement gravitaire de débris (Bertran et al., 1997 ; Turner et Makhoulouf, 2002).

Lithofaciès 2 : Conglomérats massifs. Conglomérats à éléments calcaires sub-émoussés à anguleux de taille moyenne de 3 cm à 10 cm (photo 3), voire jusqu'à 50 cm, mal triés (photo 4). Les éléments sont non jointifs à jointifs, présentant localement des joints stylolithiques, parfois abondants entre les galets. La matrice est une siltite ou une calc-siltite argileuse rouge, contenant parfois des granules, qui forme des lentilles intra-conglomérats. Quelques lits de conglomérats ne contiennent pas de matrice.

Lithofaciès 2a : Conglomérats amalgamés. Les conglomérats forment des bancs amalgamés dont la base est généralement non érosive (photo 3). Les bancs ont une extension latérale pluri-décimétrique et une épaisseur variable entre 30 cm et 3 m (tableau 3).

Interprétation du processus de dépôt : ces conglomérats sont des dépôts de coulées de débris amalgamés. La proportion des granules, galets et blocs par rapport à la proportion de particules fines (< 40 %) dans les bancs de conglomérats tend à indiquer que les coulées de débris ont probablement été non cohésives (Blair et McPherson 1994 ; Levson et Rutter, 2000 ; Anderson et Cross, 2001). Le caractère localement jointif des éléments est hérité en partie de la compaction ultérieure.

Les lits sans matrice ont probablement subi un vannage de surface (Anderson et Cross, 2001).

Lithofaciès 2b : Conglomérat à imbrications. Certains lits de conglomérats présentent des imbrications de galets abondantes (à Costes Chaudes), en général peu préservées. Les imbrications sont très souvent en toit de banc (photo 5) et la plupart présentent l'axe long horizontal et perpendiculaire à la pente. Les imbrications sont parfois dans des niveaux pauvres en matrice (tableau 3).

Interprétation du processus de dépôt : ces conglomérats à imbrications peuvent être issus de



Photo 1 - Lithofaciès 1 : brèche monogénique, sans matrice. Dépôts de talus d'éboulis. SCAS(i), Petite Mer.



Photo 2 - Lithofaciès 1 : brèche monogénique à blocs dans des bancs à éléments assez bien triés. SCAS(i), Petite Mer.



Photo 3 - Lithofaciès 2a : Conglomérats en bancs amalgamés. SCAS(i), Costes Chaudes-Les Harmelins.



Photo 4 - Lithofaciès 2a : Conglomérat à éléments sub-anguleux, jointifs. SCAI, La Marbrière.



Photo 5 - Lithofaciès 2b : Imbrications dans les conglomérat à éléments sub-anguleux, jointifs. SCAI(ii), Costes Chaudes.



Photo 6 - Lithofaciès 2c : Conglomérat à blocs alignés formant une levée (manche du marteau indique le Nord). SCAS(i), Costes Chaudes.



Photo 7 - Lithofaciès 2c : Conglomérat massifs à blocs à éléments sub-anguleux monogéniques, jointifs, peu triés. SCAS(i), Costes Chaudes.



Photo 8 - Lithofaciès 2d : Conglomérats à sable de Microcodium, riche en matrice. Eléments non jointifs, répartition des galets très inégale. SCAI, La Marbrière.

différents processus. Ils peuvent être déposés par des courants hyperconcentrés (Benvenuti et Martini, 2002). Ils pourraient être des dépôts de *incised channel flood* (Blair et McPherson, 1994) ou issus de remaniements lors du ruissellement de surface associés à du vannage (Anderson et Cross, 2001).

Lithofaciès 2c : Conglomérat à blocs. Conglomérats massifs contenant des blocs de taille pluridécamétrique à plurimétrique soit alignés selon un axe globalement Nord-Sud (photo 6) soit épars (photo 7). Ces conglomérats sont proches de la surface d'érosion e1 (tableau 3).

Interprétation du processus de dépôt : les conglomérats à blocs épars sont des dépôts de coulées de débris non cohésives. Les blocs sont soit transportés par la coulée soit issus de détachement de débris (Blair et McPherson, 1994) à partir du relief qui est très proche.

Les conglomérats à blocs alignés sont les dépôts de levées qui sont formées par le dépôts des blocs grossiers latéralement à la coulée de débris (Blair et McPherson, 1998).

Lithofaciès 2d : Conglomérat à sable de Microcodium. Une section polie dans une ancienne carrière (La Marbrière, Nord de Saint-Antonin) permet de voir l'organisation interne des conglomérats massifs de la Montagne Sainte-Victoire. Une distribution granulométrique apparaît en couches parallèles (photo 8). Des lits décimétriques à sable de Microcodium séparent des lits conglomératiques. Des bancs conglomératiques métriques très hétérogènes s'opposent à certains lits peu épais de conglomérats où les galets sont alignés. Il est difficile de distinguer des événements différents, car les limites entre les différents lits ne sont jamais érosives (tableau 3).

Interprétation du processus de dépôt : les bancs conglomératiques métriques hétérogènes sont des dépôts de coulées de débris non cohésives (Anderson et Cross, 2001), tandis que les lits centimétriques de sable à Microcodium et conglomérats forment des couplets plutôt caractéristiques d'un écoulement de type *sheet-flood* (Brierley et al., 1993 ; Blair, 2000).

Lithofaciès 2e : Conglomérats lenticulaires ou en nappe individualisée. Les conglomérats sont organisés soit en bancs peu épais (< 2 m) à base non érosive (photo 9), soit en lentilles à base érosive, d'extension pluri-métriques (photo 10). La base de bancs présente parfois des conglomérats non jointifs à éléments de petite taille (< 1 cm), en transition diffuse vers les conglomérats à éléments jointifs à non jointifs, plus grossiers (3 à 5 cm en moyenne) (cf photo 18). Des blocs (< 50 cm) sont parfois présents en toit de bancs ou de lentilles (photo 11). La base des lentilles présente soit un large chenal (largeur pluri-métrique) (photo 12), soit des gouttières étroites (<50 cm), de profondeur < 50 cm qui sont rectilignes à peu sinueuses (photo 13). Ces lentilles ont un toit convexe vers le haut (photo 10). Quelques imbrications de galets, relativement arrondis, sont préservées ainsi que des granoclassements inverses (photo 14), permettant de distinguer différents événement amalgamés au sein d'une lentille (tableau 3).

Interprétation du processus de dépôt : ces conglomérats sont des coulées de débris non cohésives, selon la proportion de matrice. Une semelle de glissement est parfois visible sous les lentilles peu épaisses et sont liés à la dynamique de l'écoulement cohésif fortement cisailant. Le granoclassement inverse confirme le type coulée de débris non cohésive (Levson et Rutter, 2000). Les nombreuses gouttières d'érosion en base de lentilles sont des figures héritées du vannage par le ruissellement de l'eau en surface de cônes qui creuse un réseau de petites gouttières dans les faciès à siltites (Vicerias, 2003). Les imbrications observées peuvent être dues à la forte proportion de matrice qui permet à l'écoulement d'avoir un comportement de type écoulement laminaire, ou peuvent être secondaires et formées par vannage lors du ruissellement de surface (Anderson et Cross, 2001).

Lithofaciès 3a : Conglomérat à support matriciel. Conglomérat à éléments calcaires sub-anguleux à sub-arrondis (55 %) non jointifs. La matrice est une siltite argileuse (45 %), pouvant contenir des granules (photo 15). Il s'organise en bancs métriques à pluri-métriques et d'une extension latérale pluri-décamétrique (tableau 3).

Interprétation du processus de dépôt : ces conglomérats à support matriciel sont des dépôts de coulée de débris cohésive (Levson et Rutter, 2000 ; Blair, 1998).

Lithofaciès 3b : Siltite argileuse à galets. Siltite argileuse rouge (60 %) riche à très riche en granules, graviers et galets calcaires (40 %), sub-émoussés à anguleux, non triés (photo 16). Elle est organisée en bancs dont les limites inférieures et supérieures sont nettes. Les bancs sont épais de 30 cm à 1 m et d'extension latérale décamétrique à pluri-décamétrique (tableau 3).

Interprétation du processus de dépôt : cette siltite à galets est déposée par des coulées de débris cohésive riche en argile et silt (Levson et Rutter, 2000).

Lithofaciès 4 : Siltite argileuse à granules. Siltite argileuse rouge riche en granules et micro-granules calcaires (10 à 20 %) , contenant parfois des galets épars de taille centimétrique à pluri-décimétrique (photo 17). Elle s'organise en nappes centimétriques à métriques et contient parfois des lentilles peu épaisses (< 30 cm) de conglomérats (type lithofaciès 2e) (photo 18). Cette lithologie se retrouve dans les conglomérats du lithofaciès 2 sous forme de lentilles intra-conglomérats. Cette siltite a souvent une limite supérieure diffuse avec les conglomérats en nappe et peu épais (tableau 3).

Interprétation du processus de dépôt : cette siltite à granules est déposée par une coulée de boue (coulée de débris cohésive) qui ne mobilise que les particules fines des sols, des éléments fins (les granules) et quelques rares galets (Atalay, 1996). Quand la limite siltite à



Photo 9 - Lithofaciès 2e : Conglomérats en nappe peu épaisse. Niveau à nodules abondants associé. SCAS(ii), zone Centrale.



Photo 10 - Lithofaciès 2e : Conglomérats lenticulaires ou en nappe peu épaisse. Forme convexe vers le haut de ces dépôts à éléments jointifs. SCAS(ii), zone Centrale.

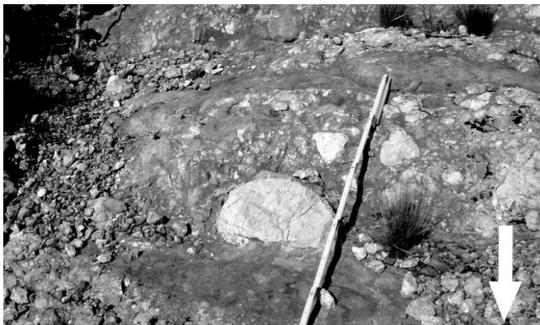


Photo 11 - Lithofaciès 2e : Conglomérat lenticulaire. Bloc en sommet du dépôt. SCAS(ii), zone Centrale.

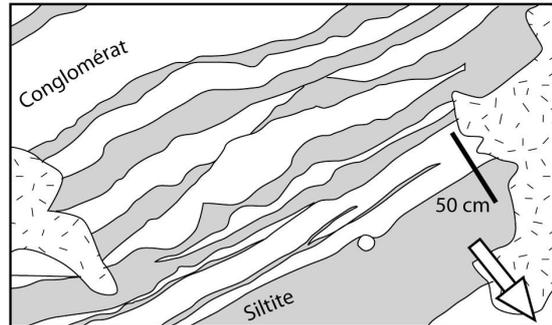


Photo 10 - Lithofaciès 2e : Lentilles à base nette ou érosive, formes convexes vers le haut de la lentille au centre de la photo, galet protubérant en surface de lentille, en bas de la photo.



Photo 12 - Lithofaciès 2e : Chenal distal incisée dans un paléosol de la plaine alluviale. Forme convexe vers le haut, dépôts latéraux peu épais et d'extension métrique (<5 m). SCAS(ii), synclinal externe au Sud de Bau Roux.

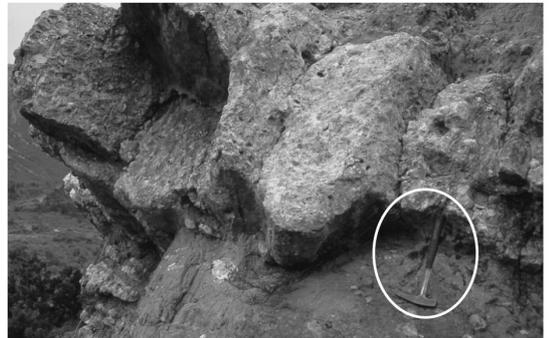


Photo 13 - Lithofaciès 2e : Gouttière en base de bancs dans des siltites à granules (lithofaciès 6). SCAS(ii), zone Centrale.



Photo 14 - Lithofaciès 2e : Conglomérat lenticulaire. Blocs jointifs sans matrice, vannage de surface. SCAS(ii), zone Centrale.



Photo 15 - Lithofaciès 3 : Siltite à galets massive, éléments peu triés; surmontée par des conglomérats massifs (Lithofaciès 2). SCAI(ii), Bimont-réserve naturelle.



Photo16 - Lithofaciès 3 : Siltite à galets, riche en granules et galets. SCAl(ii), Bimont-réserve naturelle.



Photo17 - Lithofaciès 4 : Siltite à granules, contenant de rares galets. SCAS(ii), zone Centrale.



Photo18 - Lithofaciès 4 : Siltite à granules à la base du conglomérat en nappe peu épaisse (lithofaciès 3) avec un contact diffus. Siltite à granule est la semelle de glissement d'une coulée de débris. SCAS(iià), zone Centrale.



Photo19 - Lithofaciès 5 : Conglomérat à lamines obliques. Éléments bien triés granulométrie homogène par paquets de lamines obliques. SCAS(ii), Petite Mer.



Photo 20 - Lithofaciès 6 : Calcarénite fine à horizons grossiers. Laminations planes. SCAS(ii), Petite Mer.



Photo 21 - Lithofaciès 7 : Siltite argileuse à rares lits de galets.

| Lithofaciès | Lithologie | Description | Interprétation |
|----------------|---|---|--|
| Lithofaciès 1 | Brèche | Brèche à éléments calcaires relativement bien triés de taille pluricentimétriques, contenant quelques blocs épars pluri-décimétriques. Bancs pluri-décimétriques amalgamés à granulométrie spécifique. | Eboulis |
| Lithofaciès 2 | Conglomérats massifs | Conglomérat massif à éléments calcaires sub-émoussés à anguleux de taille moyenne 3 cm à 10 cm (photo 4), jusqu'à 50 cm, mal triés. Matrice de siltite ou de calc-siltite argileuse rouge, contenant parfois des granules. Quelques niveaux sans matrice | (voir selon le type de lithofaciès a, b, c, d, e) |
| Lithofaciès 2a | Conglomérats amalgamés | Bancs amalgamés à base généralement non érosive. Bancs d'extension latérale pluri-décimétrique et d'épaisseur variable entre 30 cm et 3 m. | Coulées de débris amalgamées |
| Lithofaciès 2b | Conglomérat à imbrications | Certains niveaux à imbrications de galets relativement abondantes imbrications, très souvent en toit de banc. | Coulées hyperconcentrées ou dépôts de <i>incised channel flood</i> ou remaniement par vannage |
| Lithofaciès 2c | Conglomérat à blocs | Conglomérats massifs à blocs pluridécimétriques à plurimétriques soit épars soit alignés selon un axe Nord-Sud. | Coulées de débris non cohésives - A blocs épars : détachement de blocs - A blocs alignés : levées de chenal apical |
| Lithofaciès 2e | Conglomérats lenticulaires ou en nappe individualisée | En bancs peu épais (< 2 m) à base non érosive ou en lentilles à base érosive, d'extension pluri-métriques, à toit convexe. Base de bancs à conglomérats non jointifs à éléments de petite taille (< 1 cm), en transition diffuse vers les conglomérats à éléments jointifs plus grossiers (3 à 5 cm en moyenne. blocs (< 50 cm) | Coulées de débris non cohésives Gouttières : vannage par ruissellement de l'eau de surface |

| | | | |
|----------------|---------------------------------|---|--|
| | | parfois en toit de lentilles. Base de lentilles soit en large chenal (largeur pluri-métrique) soit à gouttières étroites (<50 cm), de profondeur < 50 cm, rectilignes à peu sinueuses (photo). Quelques imbrications de galets sub-arrondis, et granoclassements inverses. | |
| Lithofaciès 3a | Conglomérat à support matriciel | Conglomérat à siltite argileuse (45 %) à éléments calcaires (55 %) non jointifs, sub-anguleux, non triés. | Coulée de débris cohésive |
| Lithofaciès 3b | Siltite argileuse à galets | Siltite argileuse rouge (60 %) riche en granules, graviers et galets calcaires (40 %), sub-émoussés à anguleux, non triés. Bancs sont d'épaisseur 30 cm à 1 m et d'extension latérale décimétrique à pluri-décimétrique. | Coulée de débris cohésive |
| Lithofaciès 4 | Siltite argileuse à granules | Siltite argileuse rouge riche en granules et micro-granules calcaires (10 à 20 %), contenant parfois des galets épars centimétriques à pluri-décimétriques. | Coulée de boue (courant de débris cohésif) |
| Lithofaciès 5 | Conglomérat à lamines obliques | Conglomérat à éléments calcaires anguleux millimétriques à centimétriques relativement bien triés, à laminations obliques. bancs érosifs d'épaisseur pluri-décimétriques à métriques. Variations granulométriques par paquets de lamines obliques. Bancs érosifs d'épaisseur pluri-décimétriques à métriques. | Chariage torrentiel classique, charge de fond |
| Lithofaciès 6 | Calcarénite | Calcarénite à fines laminations planes, contenant des passées plus grossières. | Ecoulement en nappe (<i>sheet flood</i>) |
| Lithofaciès 7 | Siltite argileuse | Siltite argileuse rouge massive, contenant de très rares galets isolés ou alignés, de taille variable jusqu'à 20 cm. | Dépôt de crue de la plaine alluviale longitudinale |

granules-conglomérats est diffuse, ce couplet forme un seul événement et la siltite constitue la semelle de glissement de la coulée de débris (photo 18).

Lithofaciès 5 : Conglomérat à lamines obliques. Conglomérat à éléments calcaires anguleux millimétriques à centimétriques relativement bien triés, à laminations obliques (photo 19). Elle s'organise en bancs érosifs d'épaisseur pluri-décimétriques à métriques. Des variations granulométriques sont visibles par paquets de lamines obliques (tableau 3). Ces dépôts ne s'observent que dans la partie distale, et plus rarement dans la partie médiane.

Interprétation du processus de dépôt : ces dépôts sont issus de charriage torrentiel classique qui forme des lamines obliques plus ou moins grossières (Miall, 1996).

Lithofaciès 6 : Calcarénite. Calcarénite à fines laminations planes, contenant des passées plus grossières (photo 20). Ces dépôts viennent en drapage des galets protubérants des conglomérats sous-jacents (tableau 3).

Interprétation du processus de dépôt : ces calcarénites sont probablement déposées par des courants de type *sheetflood* qui forme des couplets plans à variations granulométriques (Blair et McPherson, 1994).

Lithofaciès 7 : Siltite argileuse. Siltite argileuse rouge massive, contenant de très rares galets isolés ou alignés (photo 21), de taille variable jusqu'à 20 cm (tableau 3).

Interprétation du processus de dépôt : cette siltite argileuse est déposée lors des crues dans la plaine d'inondation, latéralement aux chenaux principaux gréseux du système fluvial longitudinal (Cojan, 1993). La siltite argileuse se dépose sur les lobes des cônes alluviaux quand les lobes sont inactifs. Les rares galets proviennent des cônes par la terminaison de coulée de débris plus ou moins remaniée.

2.2. Figures pédogénétiques

Dans les systèmes de cônes alluviaux de la bordure nord du Bassin de l'Arc, les indices de processus post-dépôts (ex : diagénétiques) sont nombreux et variés. Différentes structures pédogénétiques ou de ruissellement ont été observées. Seule une description macroscopique des structures est présentée.

Les processus secondaires sont issus de l'écoulement de l'eau entre la surface des cônes alluviaux et la nappe phréatique. Il existe trois zones où les processus hydrologiques et les marqueurs associés peuvent être distingués : la zone d'eau de surface (eau d'infiltration), la zone vadose (battement de la nappe phréatique) et la zone phréatique (Pipujol et Buurman, 1997). La difficulté est de distinguer à laquelle de ces trois zones appartiennent les figures

secondaires enregistrées dans les sédiments. En effet, les processus de ruissellement précèdent les processus pédogénétiques. Quand le niveau relatif de la nappe phréatique monte, la phase vadose se superpose à la phase de surface et la phase phréatique se superpose à la phase vadose. Ainsi, il est classique que le sédiment enregistre deux ou plusieurs phases superposées.

a) Mottling ou marmorisations jaunes : tâches de décoloration jaune (photo 23), plus ou moins abondantes dans diverses siltites (lithofaciès 6,7 et 8). Ces décolorations peuvent avoir d'autres couleurs dans le bassin (violacée à brune).

Interprétation : Les marmorisations sont associées à la concentration et à l'état d'oxydation du Fer dans le sédiment en milieu oxydant (Pipujol et Buurman, 1997).

b) Nodules carbonatés : nodules carbonatés blancs (rarement > 2 cm) épars à abondants (photo 24 et 25) dans diverses siltites (lithofaciès 6,7 et 8) associés à du mottling jaune. Les nodules carbonatés sont souvent observés au centre des marmorisations (photo 24), mais ils peuvent aussi être épars dans les siltites. Des nodules carbonatés sont également présents au sein de la matrice des conglomérats (lithofaciès 2).

Les nodules carbonatés forment des bancs à nodules coalescents (photo 26), à base diffuse depuis des lits à nodules abondants sous-jacents, et à sommet net. Les bancs peuvent atteindre 80 cm d'épaisseur. Certains bancs présentent des structures verticales à débit prismatique (Photo 27).

Interprétation : les nodules carbonatés épars et la marmorisation jaunâtre sont fortement liés. Les nodules carbonatés sont issus de la mobilisation d'ions calcium, tandis que la marmorisation jaunâtre au sein des siltites rouges est issue de la mobilisation du fer dans un milieu oxydant (Pipujol et Buurman, 1997). Cette relation entre nodules carbonatés et marmorisations est caractéristique des processus engendrés par l'eau d'infiltration (*surface-water gley related*) dans une zone à caractère hydromorphe. Il n'est pas exclu que certains nodules dans les conglomérats soient remaniés des bassins de drainage. La surimposition des processus de surface (infiltration et pédogénèse) et de la zone vadose se traduit aussi par des concentrations de nodules carbonatés plus ou moins coalescents dans les siltites des cônes alluviaux distaux et interdigités.

Ces figures hydromorphiques représentent une hybridation entre un vrai paléosol et une carbonatation authigène de type nappe phréatique (Freytet et Plaziat, 1984).

c) Siltite à débit prismatique : calc-siltite à débit vertical prismatique (photo 28).

Interprétation : le débit prismatique indique la présence de végétation et de racines, une probable alternance de saisons sèches et humides. Cette structure est un stade précoce de pédogénèse pendant lequel les nodules carbonatés ne sont pas encore développés.



Photo 23 - Marmorisation jaunâtre dans des siltites.



Photo 24 - Nodules carbonatés (cm) épars dans une siltite à granules.



Photo 25 - Nodules carbonatés abondants dans des siltites à granules.



Photo 26 - Nodules carbonatés coalescents.



Photo 27 - Niveaux à nodules carbonatés abondants à coalescents dans les siltites argileuses de la plaine alluviale.



Photo 28 - Débit prismatique dans un niveau de siltite (15 cm).



Photo 29 - Rhizoconcrétions dans un niveau à siltite argileuse à débit prismatique de la plaine alluviale.



Photo 30 - Striotubules : traces de terriers cylindriques.



Photo 31 -Microcodium (détritique) : grains de calcite dans la matrice , et relique de colonie au centre de la photo.



Photo 32 -Auréole de Microcodium autour de galets dans une siltite à granules.



Photo 33 - Cutans (pellicules de siltite rouge qui entourent les galets) et figures de recarbonation de la matrice (zone blanchâtre).



Photo 34 - Conglomérat carbonaté : carbonatation tardive de la matrice, seuls les niveaux sans matrice (vannage) permettent de distinguer les bancs.



Photo 35 - Siltites à granules carbonatées : carbonatisation secondaire des siltites, les figures d'érosion en lapiaz sont celles des roches carbonatées.



Photo 36 -Terriers à remplissage silteux dans un niveau carbonaté silteux.



Photo 37 - Siltite argileuse à marmorisations variées : les teintes de marmorisations forment des horizons plurimétriques, et indiquent des conditions rédox différentes.



Photo 38 -Traces de racines, marquées par la marmorisation tardive.

d) Rhizoconcretions : imprégnations carbonatées autour de racines (photo 29), préservant la forme cylindrique et allongée des racines, dans des siltites ou dans les horizons carbonatés prismatiques (Klappa, 1980 ; Wright et al., 1995).

e) Isotubules : remplissage sparitique d'une trace de racine cylindrique verticale (Freytet et Plaziat, 1984).

f) Striotubules : structure calcarénitique formant un cylindre de diamètre centimétrique ornementé par des « scaley protrusions », avec un aspect de marques annulaires (Photo 30).

Interprétation : Remplissage de traces de terriers par des siltites (Freytet et Plaziat, 1984).

g) Microcodium : prismes inframillimétriques de calcite regroupés en colonie, qui forment des structures lamellaires ou cylindriques (en rosette ou en épi). Si les colonies sont parfois entières et en place, il arrive que de nombreux débris de colonie soient retrouvés dans les conglomérats et les siltites (photo 31). De nombreuses figures de corrosion des galets sont aussi liées à la présence des Microcodium ; les colonies se développent en auréole autour des galets (photo 32) et peuvent les réduire à l'état de reliques ou de fantômes (seule la forme primaire du galet est préservée par l'agencement de la colonie).

Interprétation : les colonies de Microcodium *in situ* autour des galets des cônes alluviaux et parfois dans la matrice permettent d'affirmer que les pentes des cônes alluviaux ont été végétalisées. En effet, les Microcodium sont les témoins de l'activité symbiotique de champignons et de cellules de racines (Klappa, 1978; Retallack, 1990 ; Jaillard et al., 1991 ; Wright et al., 1995). Ce sont des associations de micro-cristaux de calcite ou de dolomite, attribués à la minéralisation de cellules de racines en symbiose avec des champignons, qui forment des colonies de type lamellaire ou en rosette (Klappa, 1978 ; Freytet et Plaziat, 1984). Les Microcodium se trouvent *in situ* dans les roches carbonatées ; certains auteurs (Esteban, 1973 ; Klappa, 1978) suggéraient que les Microcodium se développaient dans les sols calcimorphes (calcrètes). Freytet et Plaziat (1984) ont observé que les Microcodium se formaient dans la zone drainée et aéro-biotique des paléosols, la zone vadose.

Si les Microcodium se développent dans les roches carbonatées, il est nécessaire que la carbonatation des siltites des cônes alluviaux soit précoce. La cimentation aurait lieu lors des transferts ioniques pendant l'infiltration de l'eau de ruissellement.

h) Cutans : pellicules de siltite rouge sombre entourant les galets d'un conglomérat (photo 33), tandis que la matrice est une siltite rouge plus claire.

Interprétation : ces cutans peuvent être issus de l'alternance climatique et saisonnière de secheresse-humidité, ou d'un processus biologique (Freytet et Plaziat, 1984).

i) Conglomérat carbonaté : banc conglomératique dont la matrice est carbonatée (Photo 34).

Interprétation : La carbonatation de la matrice des conglomérats est un remplacement

interstitiel qui s'observe dans les parties proximales et médianes du cône alluvial (Mack et al., 2000) et se produisent lors de l'infiltration de l'eau de surface. La carbonatation de la zone vadose peut se surimposer à celle de la zone d'infiltration de surface (Pipujol et Buurman, 1997) lors de l'enfouissement des sédiments.

j) Siltite à granules carbonatées : banc carbonaté à granules (lithofaciès 6) à base diffuse et sommet net (photo 35).

Interprétation : ces carbonates à granules sont issus de la carbonatation des siltites à granules. La carbonatation a lieu lors de l'écoulement latéral en pied du cône alluvial de l'eau d'infiltration dans la zone vadose et de la fluctuation du niveau de la nappe peu profonde (Pipujol et Buurman, 1997 ; Mack et al., 2000).

k) Banc carbonaté silteux à bioturbations : dans les siltites, quelques bancs riches en carbonate sont identifiés avec des limites diffuses. Ces bancs contiennent des zones plus riches en matériel argileux donnant ainsi un aspect marmorisé (de rouge à gris) à la formation carbonaté. Des traces de bioturbations peuvent y être observées et sont souvent associées à des marmorisations rose à violette.

l) Siltite argileuse à marmorisations variées : alternance de siltite argileuse à teinte violette, rose, orange, bleue, marron à marmorisations abondantes, formant des horizons plurimétriques d'une même teinte avec marmorisations (photo 37 et 38).

Interprétation : les couleurs sombres dans les siltites de la plaine alluviale sont caractéristiques de la réduction du fer. Les siltites enregistrent alors un milieu réducteur correspondant à un sol hydromorphe (Freytet et Plaziat, 1984). Le caractère hydromorphe de la zone de surface est probablement lié à une nappe phréatique peu profonde.

Conclusion :

Depuis le dépôt du SCAI et jusqu'au dépôts du SCAS, les figures pédogénétiques et hydrologiques indiquent un milieu suffisamment humide pour trouver une nappe phréatique peu profonde et pas de fentes de dessiccation dans les sédiments les plus fins. La formation des nodules carbonatés, ainsi que la formation des cutans, nécessitent un climat à saisons contrastées (humides et sèches), en accord avec les résultats des études palynologiques (Medus, 1972 ; Ashraf et Erben, 1986), minéralogique sur minéraux argileux (Sittler et Millot, 1964) et isotopiques (Cojan et al., 2003). La nappe phréatique fluctue et la précipitation des carbonates, en surface puis en zone vadose, s'effectue sous forme de nodules mais aussi par remplacement interstitiel dans les siltites.

Les débris de *Microcodium*, nombreux dans la matrice des conglomérats et dans les siltites rouges à granules, ont été probablement remaniés depuis les reliefs. Tandis que les colonies de *Microcodium in situ* dans les cônes alluviaux impliquent que les pentes des cônes

alluviaux ont été végétalisées. Dans les reliefs, il est peu probable qu'il ait existé un environnement de type plaine alluviale, et les *Microcodium* seraient donc issus des zones de karst ou des chenaux fluviaux (Freytet et Plaziat, 1984). Cette dernière hypothèse nécessiterait alors une végétalisation au moins partielle des chenaux.

Les nodules présents dans la matrice des conglomérats pourraient ne pas être authigènes mais être issus du bassin versant qui est soumis aux mêmes conditions saisonnières que le bassin de l'Arc. Cependant cela signifie qu'il faudrait une nappe perchée sub-affleurante dans certaines zones. D'un point de vue actualiste, la superficie de ces zones seraient sans doute trop faible pour produire de nombreux nodules. Il semble plus probable que la majorité des nodules carbonatés dans les conglomérats ou les siltites à granules des cônes alluviaux soient authigènes.

2.3. Association de Faciès

L'analyse des lithofaciès a permis de distinguer 5 associations de faciès basées sur les processus de dépôt et la distribution spatiale (proximale à distale) des lithofaciès dans le système de cône alluvial. Les associations de faciès montre la variabilité des dynamiques sédimentaires des cônes alluviaux. Certaines ne coexistent pas dans un même cône alluvial. Ce point sera développé plus loin dans les différents modèles de cônes alluviaux (§ 3.3).

1) Association de faciès d'éboulis : formée uniquement d'éboulis (Lithofaciès 1) (tableau 4). Cette association est préservée sur la paléo-surface d'érosion e2, amalgamée à e1, au contact des calcaires du Jurassique à Petite Mer.

2) Association de faciès dominée Coulée de débris non cohésive : formée essentiellement de conglomérats massifs amalgamés (Lithofaciès 2a), à blocs (Lithofaciès 2c), intercalés de siltites à granules (Lithofaciès 4) (Fig.II-5). Localement des conglomérats à sable de *Microcodium* (Lithofaciès 2d) sont observés (tableau 4).

Les nodules carbonatés et les marmorisations jaunâtres sont abondants à épars dans les siltites et dans la matrice des conglomérats et les *Microcodium* y sont plus ou moins abondants. Quelques bancs de conglomérats carbonatés sont observés ainsi que des cutans autour des galets.

3) Association de faciès dominée Coulée de débris cohésive : formée de siltites à galets (Lithofaciès 3) et de conglomérats amalgamés (Lithofaciès 2a) ou à imbrications (Lithofaciès 2b) (Fig.II-5) et contenant localement des siltites à granules (lithofaciès 4) (tableau 4).

Les nodules carbonatés et les marmorisations jaunâtres sont abondants à épars dans les siltites et dans la matrice des conglomérats et les *Microcodium* y sont plus ou moins abondants.

| Association de faciès | Lithofaciès dominants | Lithofaciès associés | Figures post-dépôts caractéristiques |
|---------------------------------------|-----------------------|----------------------|---|
| Eboulis | Lithofaciès 1 | | |
| Dominée coulée de débris non cohésive | Lithofaciès 2a, 2c | Lithofaciès 4, 2d | |
| Dominée coulée de débris cohésive | Lithofaciès 3, 2b | Lithofaciès 4, 2a | |
| Dominée coulée de boue | Lithofaciès 4, 2e | Lithofaciès 8, 5, 6 | Nombreux niveaux à nodules carbonatés coalescents |
| Interdigitation plaine/cône alluvial | Lithofaciès 7, 4 | Lithofaciès 2e | Carbonates à granules Siltites argileuses à marmorisations variées |

Tableau 4 : Les associations de faciès dans les systèmes de cônes alluviaux définies selon leur lithofaciès dominants et associés, et les figures post-dépôts caractéristiques.

4) Association de faciès dominée Coulée de boue : formée essentiellement de siltites à granules (Lithofaciès 4), et de conglomérats en lentilles, caractérisée par la présence de gouttières d'érosions nombreuses et de chenaux (Lithofaciès 2e), ou des conglomérat en nappe (Lithofaciès 2e) (Fig.II-5). Des siltites argileuses (Lithofaciès 8) s'intercalent parfois dans ces bancs (tableau 4). Les bancs de calcirudites (Lithofaciès 5) et de calcarénites laminées (Lithofaciès 6) sont caractéristiques de cette association de faciès.

Les nodules carbonatés sont abondants à coalescents dans les siltites et forment souvent des bancs assez épais (50 cm en moyenne) de nodules coalescents carbonatés à structures prismatiques. Les marmorisations jaunâtres et les *Microcodium* y sont abondants. Quelques bancs de conglomérats carbonatés sont observés.

5) Association de faciès d'interdigitation plaine/cône : formée essentiellement de siltites argileuses (Lithofaciès 8) contenant quelques galets, intercalées de siltites à granules (Lithofaciès 4) (Fig.II-4). Les carbonates à granules carbonatées forment des bancs épais et sont caractéristiques de cette association de faciès (tableau 4).

Les nodules carbonatés sont abondants à coalescents dans les siltites et forment de nombreux bancs peu épais (<20 cm) de nodules carbonatés à structures prismatiques. Les *Microcodium* y sont abondants et les marmorisations jaunâtres sont éparses.

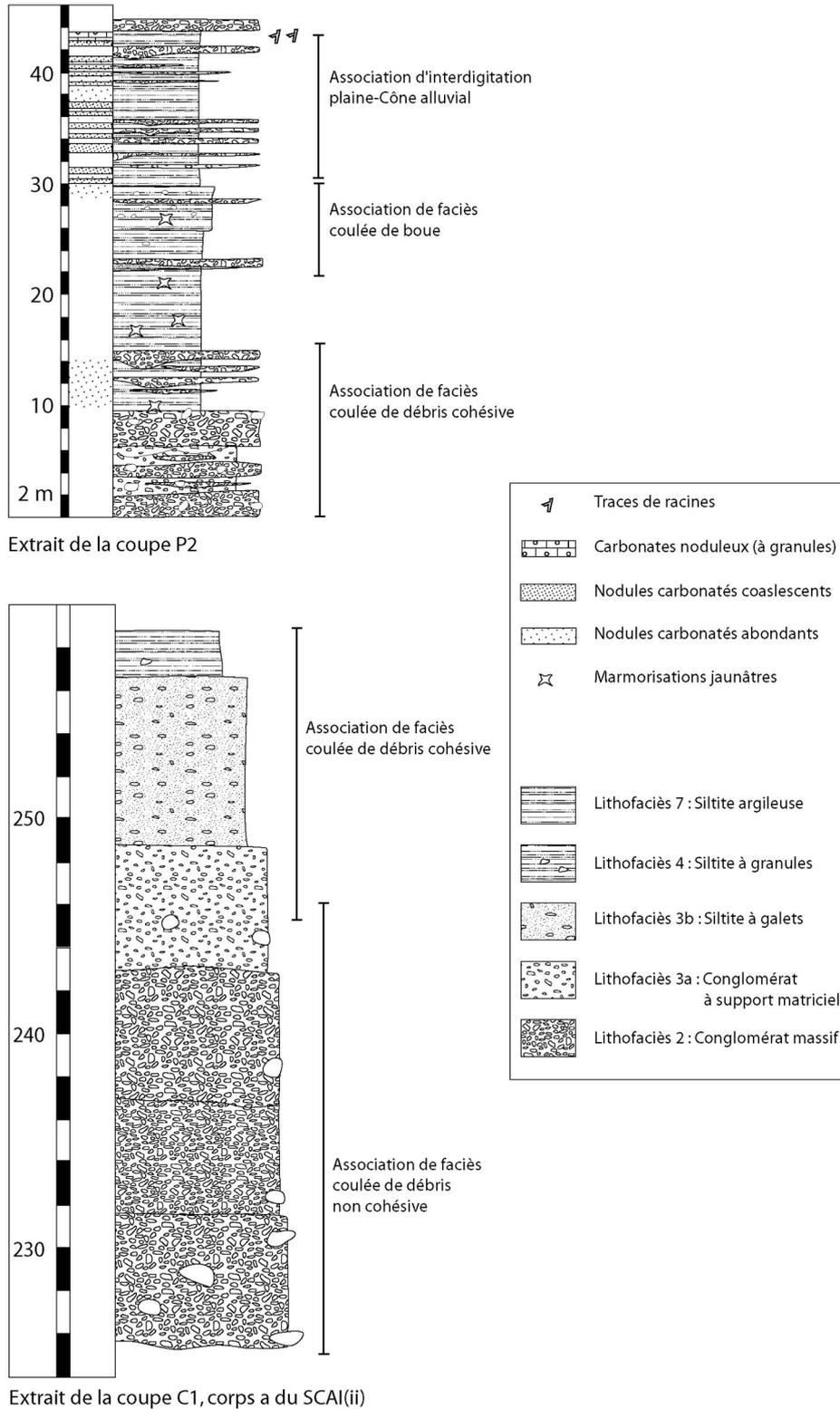


Figure II-5 : Extrait des coupes stratigraphiques illustrant les associations de faciès.

Les cônes alluviaux tels qu'ils sont préservés peuvent être divisés en différentes zones de dépôts selon les processus sédimentaires et leurs structures associées (chenal et levées, gouttières d'érosion), et selon certains processus post-dépôts. Les cônes alluviaux étudiés se

divisent en trois zones de dépôt : zone apicale, zone distale ou lobe, zone d'interdigitation plaine/cône alluvial.

Les associations de faciès dominées Coulée de débris non cohésives sont principalement déposées dans la zone apicale et les lobes. Les associations de faciès dominées Coulée de débris cohésives sont essentiellement déposées dans les lobes. Les associations de faciès dominées Coulée de boue sont déposées dans les lobes et la zone d'interdigitation. Les associations de faciès d'interdigitation plaine/cône sont déposées dans la zone d'interdigitation.

La suite de ce travail consiste à cartographier les cônes alluviaux et leur évolution spatiale (§3.1). La reconnaissance des associations de faciès combinée à leur distribution permet de reconnaître différents corps de cônes alluviaux (§3.2) puis de proposer trois modèles de dépôt de cônes alluviaux (§3.3).

3. Distribution et nature des cônes alluviaux

3.1. Distribution spatiale et temporelle

La distinction des associations de faciès dans les cônes alluviaux, leur extension latérale et leur répartition (carte 3 et 4), permet de reconstituer les dépo-centres et de dessiner les contours des cônes alluviaux et leur évolution dans le temps et dans l'espace en plusieurs étapes (Fig.II-6).

Des structures d'érosion dans les calcaires du Jurassique mettent en évidence une vallée (Montagne Sainte-Victoire) ou un canyon (Bimont) qui permettent de placer les apex des cônes alluviaux de manière plus précise (Fig.II-6). Dans d'autres cas, ce sont les directions d'écoulement (carte 4) et la position du dépo-centre qui permet d'estimer la localisation de l'apex (Roques Hautes).

Les associations de faciès et la géométrie des corps conglomératiques superposés permettent de définir l'extension longitudinale des cônes alluviaux, ainsi que leur retrait ou leur avancée par rapport au relief source. Le tracé des bancs et les associations de faciès déterminent largement l'extension latérale (carte 3 et 4). Les paléocourants indiquent que l'écoulement sur le système de cônes alluviaux est globalement Nord-Sud.

Certaines zones sont plus faciles à interpréter comme Bimont-Bau Roux, où les conditions d'affleurements sont exceptionnelles. La zone Centrale contient de puissants conglomérats mais ils sont difficiles à corréler avec ceux de l'Ouest (Bimont-Bau Roux). La zone Est ne contient que quelques dépôts de cônes alluviaux distaux à interdigités du SCAS(ii), correspondant aux dépôts latéraux de la zone centrale. Ces dépôts seront discutés avec ceux de la zone Centrale.

3.1.1. Distribution dans le Système de Cônes Alluviaux Inférieur

Dans la zone Ouest

Le SCAI affleure dans le synclinal interne dans la zone Ouest (Le Tholonet-Costes Chaudes), avec plus de 250 mètres de conglomérats reposant en discordance sur les calcaires du Jurassique. L'étude des éléments réalisée par Durand (1961) montre que les conglomérats contiennent essentiellement des éléments Valanginien, des calcaires gris-beige du Portlandien et du Kimméridgien.

Deux sous-systèmes peuvent être distingués. Le premier sous-système SCAI(i) forme la grande barre morphologique (Barre des Harmelins) qui se suit sur 5 kilomètres du Tholonet à Bau Roux (Fig.I-6a). Le SCAI(i) est formé d'un amalgame latéral de corps de cônes alluviaux (Fig.II-6(1)a). Chacun des corps a une extension latérale d'un kilomètre et a une puissance d'environ 100 mètres (carte 3, coupe C1, annexe) par superposition de trois séquences formées par succession de faciès (Fig.II-7a). Dans le SCAI(i), il y a quatre cônes alluviaux juxtaposés (Fig.II-6(1)a) et coalescents dans leur partie distale (barre des Harmelins, carte 3). Ils se distinguent dans la barre morphologique par une ouverture des bancs conglomératiques dans lesquels des faciès plus silteux s'intercalent, formant les parties latérales des cônes alluviaux.

Le SCAI(i) est constitué principalement de bancs de conglomérats amalgamés (lithofaciès 2a) et forme une association de faciès *dominée coulée de débris non cohésive* (coupe C1). Le SCAI(i) est essentiellement construit par ces coulées de débris non cohésives, qui ont subi du vannage de ruissellement en surface, laissant quelques lits de conglomérats sans matrice.

A la fin du SCAI(i), les dépôts conglomératiques sont marqués par une évolution vers des faciès contenant plus de matrice fine (association de faciès *dominée coulée de débris cohésive*). Un banc métrique de nodules coalescents forme un paléosol calcimorphe mature qui marque la fin du SCAI(i) (coupe C1, annexe).

La transition entre le SCAI(i) et le SCAI(ii) s'enregistre par un dépôt de siltite argileuse grise de plaine alluviale à passées de siltites à granules également grises, correspondant à un milieu réducteur hydromorphe (coupe C1).

Le deuxième sous-système SCAI(ii), bien mis en évidence au cœur du synclinal interne entre Bimont et Costes Chaudes, montre une évolution spatiale très nette et une diminution du nombre de cônes alluviaux dans la zone Ouest (Fig.II-6(1)b). Le cône alluvial

entre Bimont et Costes Chaudes disparaît. Chacun des corps conglomératiques s'individualise et latéralement chaque corps est séparé et interdigité par des dépôts de plaine alluviale (carte 4).

Un très bel exemple de géométrie primaire de cône alluvial (corps a du SCAI(ii)) à enveloppe concave vers le haut stratigraphique, est préservé au sud des Costes Chaudes (coupe C1, carte 3 et 4). Le dépôt-centre des cônes alluviaux du SCAI(ii) et les directions de paléocourants permettent de placer l'apex des cônes alluviaux de Costes Chaudes plus au Nord dans l'axe des paléocourants, bien que l'incision et le contact avec la surface e1 ne soient pas visibles. En effet les imbrications de galets dans des Lithofaciès 2b enregistrent une direction globalement Nord-Sud du drainage sur le cône alluvial.

Par contre, l'apex des cônes alluviaux de Bimont est préservé : l'incision creusée dans les calcaires du Jurassique forme un canyon dans la surface d'érosion e1 (Fig.I-13, carte 4).

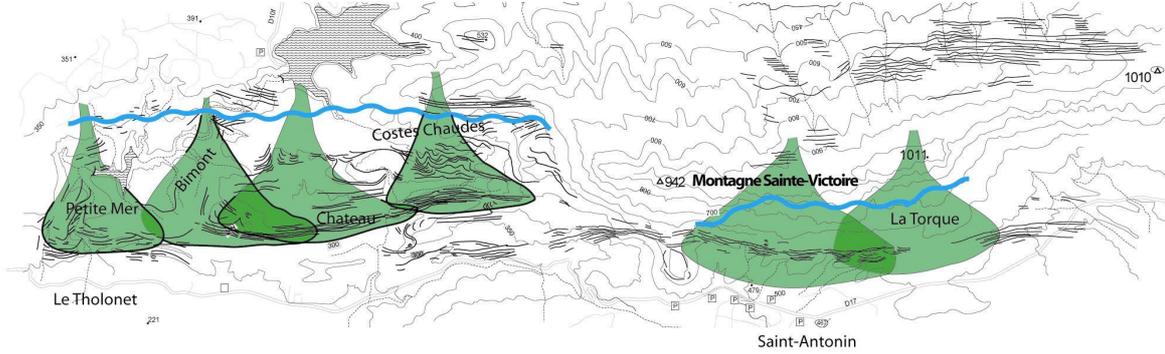
Les cônes alluviaux de Petite Mer sont définis également par la puissance des conglomérats (dépointe important) et les variations latérales dans le SCAI(i) mis en évidence par la cartographie des bancs (carte 3).

A Costes Chaudes ainsi qu'à Bimont, il est possible de distinguer une évolution dans la dynamique de dépôt des cônes alluviaux du SCAI(ii). Pendant le SCAI(ii), les cônes alluviaux sont formés d'abord par des associations de faciès *dominées coulée de débris non cohésive* (3 corps à Bimont-Bau Roux et 2 corps à Petite Mer ; Fig.II-7a,b,c, d, e). Le dernier corps de Costes Chaudes ainsi que celui de Bimont sont formés par des associations de faciès *dominées coulée de débris cohésif*. Les siltites à galets sont plus épaisses et les bancs conglomératiques contiennent plus de lits à imbrications (lithofaciès 2b). Le toit du deuxième corps (corps b) du SCAI(ii) est formé par un banc carbonaté massif de puissance métrique, sur lequel se dépose en discordance le troisième corps (corps c) (Fig.II-7b et c). Ce banc marque un arrêt relativement long de la sédimentation, par le développement d'un paléosol hypermature calcimorphe. Il est possible qu'à Petite Mer, la sédimentation dans le cône alluvial ne reprenne pas. En effet, le corps à dépôts de type courant de débris cohésif du SCAI(ii) n'est pas présent (Fig.II-6(1)c ; Fig.II-7d).

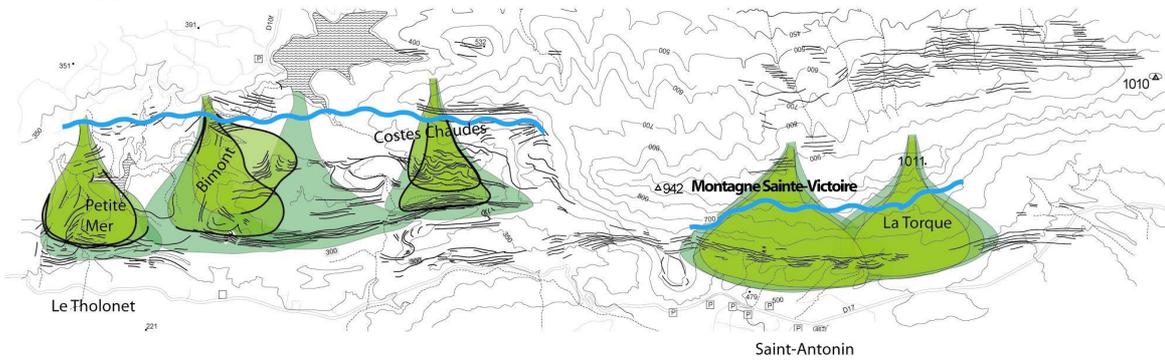
Le SCAI(ii) est construit par des courants de débris qui sont de plus en plus cohésifs au cours du temps. Entre les cônes alluviaux de Bimont et ceux de Costes Chaudes, un passage latéral rapide de faciès du SCAI(ii) vers les dépôts de plaine alluviale sont préservés, passant de faciès *dominés coulée de débris* à l'interdigitation sur quelques dizaines de mètres (carte 4).

Le Système de Cônes Alluviaux Inférieur

SCAI(i)



SCAI(ii) : corps a et b



SCAI(ii) : corps c

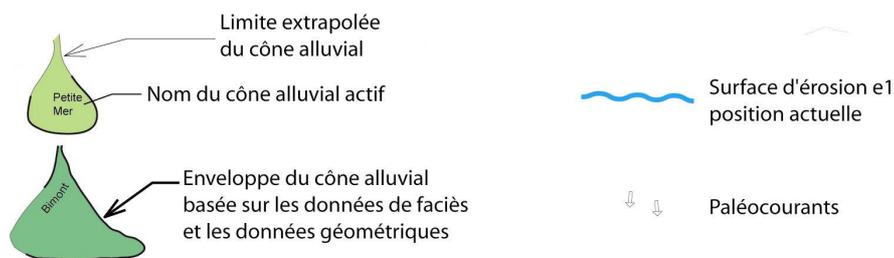
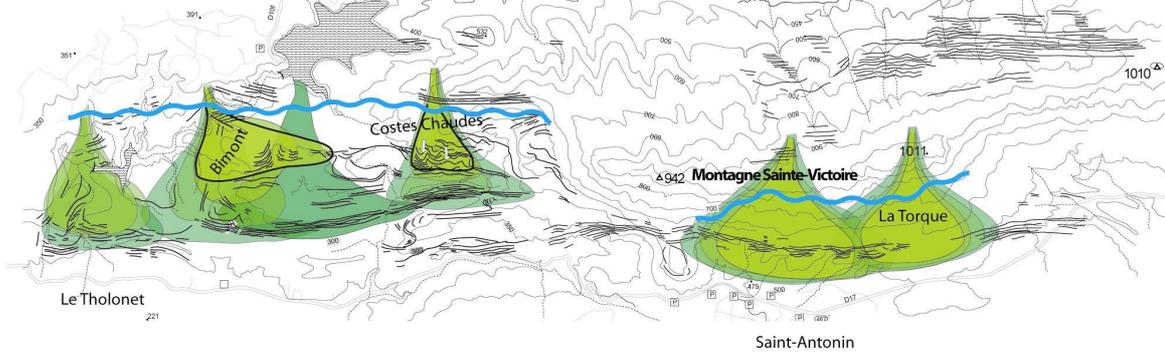
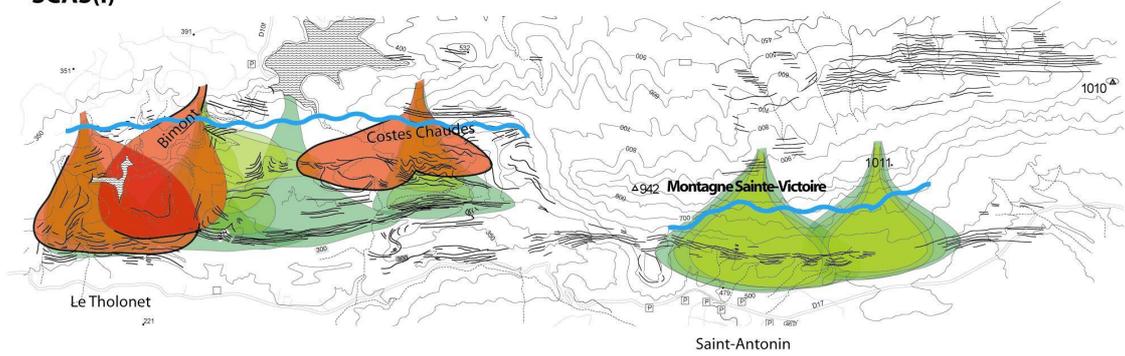


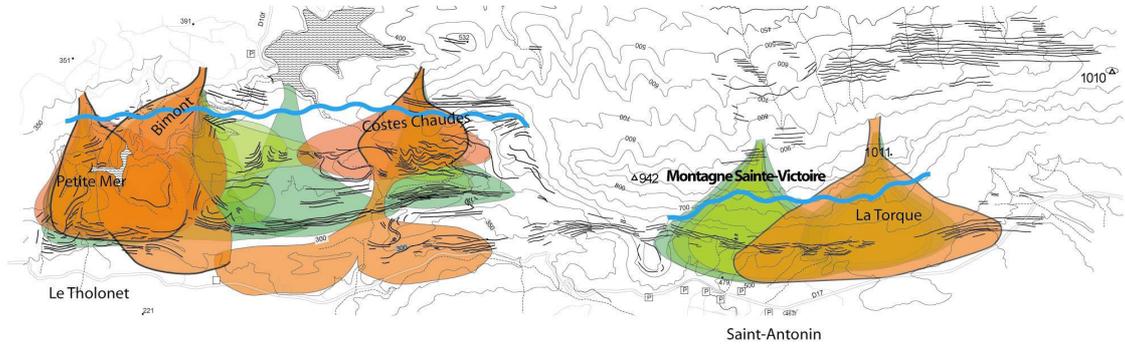
Figure II-6 (1) : Distribution des cônes alluviaux de la bordure nord du Bassin de l'Arc au sein du SCAI.

Le Système de Cônes Alluviaux Supérieur

SCAS(i)



SCAS(i)



SCAS(ii)

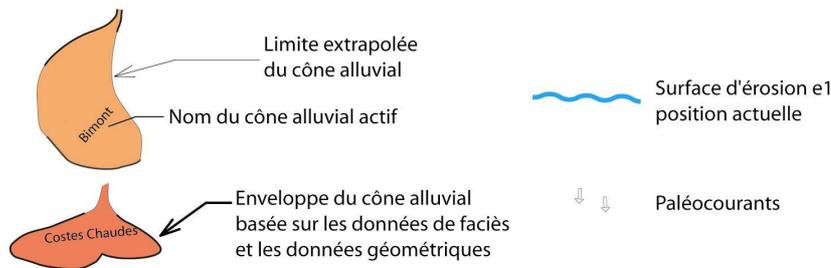
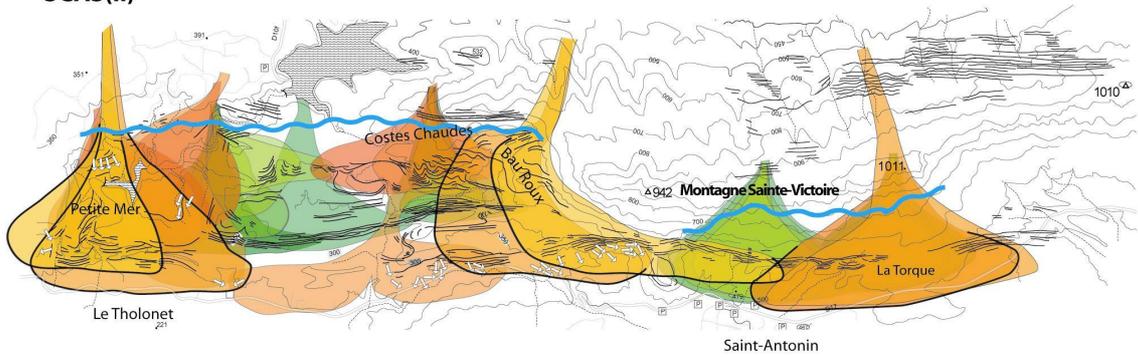


Figure II-6 (2) : Distribution des cônes alluviaux de la bordure nord du Bassin de l'Arc au sein du SCAS.

Dans la zone Centrale

Le SCAI est aussi préservé au front de la Montagne Sainte-Victoire, dans une paléovallée incisée dans les calcaires Jurassique et Crétacé Inférieur (Fig.I-14). A cet endroit le SCAI forme un dépôt de 250 mètres de puissance au centre. L'extension latérale des dépôts au front de la Montagne Sainte-Victoire indique plutôt la présence de deux cônes alluviaux coalescents, l'un dont le dépôt-centre est centré sur l'incision principale de la Montagne Sainte-Victoire, l'autre centré au niveau de la Torque (Fig.II-6(1)). Les éléments contenus dans les conglomérats sont très grossiers, en particulier au sommet du remplissage. L'étude des éléments (Durand, 1961) montre que de nombreux fragments sont issus des calcaires jaunâtres à huîtres du Valanginien, des calcaires blancs du Portlandien et des calcaires noirs représentant probablement le Valdo-Fuvélien.

Le remaniement de Microcodium à la base du SCAI de la Montagne Sainte-Victoire forme les conglomérats à sable de Microcodium (Lithofaciès 2d) qui sont atypiques dans le système de cônes alluviaux, formant des dépôts de type *sheet flood*. La majorité des dépôts sont des conglomérats du Lithofaciès 2a et 2b, formés par des processus sédimentaires où dominant les écoulements de débris cohésifs.

3.1.2. Distribution dans le Système de Cônes Alluviaux Supérieur

Distribution et dynamique des cônes alluviaux dans le SCAS(i)

Le SCAS affleure dans le synclinal interne et dans le synclinal externe avec des associations de faciès très différentes. Le SCAS peut également être divisé en deux sous-systèmes qui ne sont pas évidents d'un point de vue morphologique. Ils se distinguent sur des critères faciologiques et d'évolution spatiale et sont séparés par un niveau repère à nodules carbonatés (cf Fig.II-9).

Dans le flanc nord du synclinal interne des structures en chenal et levées de la zone apicale sont préservées dans le SCAS(i), ainsi que des éboulis et des blocs au contact des calcaires du Jurassique. A Bau roux, le contact entre le calcaire des paléo-reliefs et les conglomérats à blocs épars (Lithofaciès 2c) est marqué par des figures de karstification dans les calcaires et le remplissage de siltites à granules. Les alignement de blocs dans les levées du SCAS(i) (Lithofaciès 2c) indiquent un écoulement N-S et un apex similaire à celui du SCAI (Fig.II-6(2)). Les dépôts du SCAS(i) remplissent à Bau Roux des incisions creusées dans les argiles rognaciennes et se déposent latéralement aux cônes alluviaux du SCAI(ii) (carte 4).

Les dépôts du cône alluvial de Bimont du SCAS(i) ne sont pas préservés sur les dépôts de cône alluvial du SCAI(ii), mais ils sont plus à l'Ouest (au-delà de la faille D1) et présentent des directions d'écoulement vers le SSW (Fig.II-6(2) ; carte 4).

A Petite Mer, les calcaires du Jurassique sont en partie surmontés par des éboulis (Lithofaciès 1), indiquant une bordure de bassin relativement escarpé. Des figures karstiques dans les calcaires du Jurassique contenant des siltites à granules (Lithofaciès 4) sont préservées sous les dépôts de conglomérats (Lithofaciès 2). En aval, une structure en chenal et levée est préservée en coupe, soulignée par une carbonatation tardive, indiquant que la zone apicale est relativement développée vers le Sud (cf Fig.II-12).

Dans le flanc sud du synclinal interne, les dépôts du SCAS(i) se déposent en discordance angulaire progressive à Petite Mer (Fig.I-13). A Bau Roux, le SCAS(i) se dépose en discordance sur les argiles rognaciennes sans évolution de l'angle de la discordance angulaire pendant le dépôt. L'extension des cônes alluviaux dépasse l'extrémité du chevauchement T1 uniquement à la fin du fonctionnement du SCAS(i) (Fig.II-6(2)).

Le chevauchement T1 en croissance a le potentiel de créer une morphologie et de modifier la distribution des dépôts contemporains. Le développement d'une morphologie associée à T1 (ou T1 et T2) dépend du taux de surrection en fonction du taux d'aggradation dans le bassin (Burbank et al., 1996) et dépend également de l'énergie fluviatile en fonction de la résistance à l'érosion des matériaux constituant cette morphologie (Bull, 1991). Les dépôts du SCAS(i) sont issus de bassins de drainage certainement de morphométrie assez similaires à ceux du SCAS(ii) avec des apex qui sont localisés au même endroit. A Bau Roux, les conglomérats à pendage quasi-horizontal en discordance sur les argiles et le calcaire de Rognac fortement penté (Fig.I-12) impliquent qu'un paléo-relief était émergent entre les reliefs calcaires, source des conglomérats, et la plaine alluviale. Les conglomérats du SCAS(i) remplissent une paléo-morphologie. Cependant il est probable qu'à la fin du SCAS(i) une partie des dépôts ait pu traverser ce relief intermédiaire et se déposer plus au sud (dans le synclinal externe). En effet, quelques dépôts de cônes alluviaux sont préservés dans l'actuel synclinal externe sous le niveau repère à nodules coalescents amalgamés qui marque la limite entre SCAS(i) et SCAS(ii) (Fig.II-9). Cette morphologie n'est pas continue d'Est en Ouest. Cette morphologie associée à T1 semble absente à Petite Mer. La surrection générée par T1 à Petite Mer est compensée par l'apport sédimentaire des cônes alluviaux. Les dépôts conglomératiques se déposent alors en discordances angulaires progressives tandis que l'activité de T1 ne crée pas de morphologie.

Le SCAS(i) est constitué de bancs amalgamés de conglomérats (lithofaciès 2) présentant quelques imbrications, formant une association de faciès *dominée courant de débris non cohésif*. Cependant les conglomérats peuvent contenir un pourcentage de matrice fine assez importante (jusqu'à 40%), qui est proche de la limite avec une dynamique sédimentaire de type coulée de débris cohésives. Cependant certains bancs contiennent des

galets impressionnés qui indiquent une forte compaction lors de la diagenèse et qui perturbent le signal de dépôt, en particulier il est difficile d'estimer la proportion initiale de particules fines.

Des structures de type chenal et levées sont préservées jusqu'au « cœur » du synclinal interne et localise à ce niveau le point d'intersection du cône alluvial, qui correspond à la limite de la zone apicale avec le lobe. L'extension vers le sud étant limité localement par le petit relief intermédiaire associé à T1, les lobes des cônes sont petits.

Distribution et dynamique des cônes alluviaux du SCAS(ii)

Les dépôts du deuxième sous-système SCAS(ii) forment des corps de cônes alluviaux beaucoup plus étendus vers le Sud (Fig.II-6(2)).

A Bau Roux, les dépôts du SCAS(ii) reposent en discordance sur ceux du SCAS(i) dans le synclinal interne. Cette discordance est soulignée à Petite Mer par un niveau repère de bancs de nodules carbonatés amalgamés au toit du SCAS(i) sur lequel le SCAS(ii) se dépose en discordance. Ce niveau repère marque une condensation de la sédimentation alluviale. Il est corréléable avec la base des dépôts du synclinal externe. En effet, entre Bau Roux et l'Oppidum, la succession des sédiments du SCAS(ii) enregistrent un amalgame puissant de bancs (une dizaine de mètres) de nodules plus ou moins coalescents à sa base (coupe P1 et P2).

Dans le synclinal interne, le dépôt-centre du SCAS(ii) est décalé vers l'Est à Bau Roux et le contact relativement concordant avec la surface d'érosion affectant les calcaires du Jurassique (Fig.I-10) sont des arguments en faveur d'un changement dans la position de l'apex qui passe de Roques Hautes à Bau Roux (Fig.II-6(2)).

Dans le synclinal externe, des mesures de paléocourants sur les orientations des gouttières d'érosion et sur quelques imbrications de galets donnent une direction des courants dispersés autour du Sud mais surtout une direction persistante vers le SE, voire vers l'E des courants dans les dépôts du SCAS(ii) entre la zone au sud de Bau Roux et l'Oppidum au pied de la Montagne Sainte-Victoire (Fig.II-6(2)). La cartographie du SCAS(ii) semble montrer un arrêt de la sédimentation du cône alluvial de Bimont, tandis que les paléocourants dans le cône alluvial de Petite Mer permet de localiser l'apex, avec une incertitude sur sa position plus ou moins septentrionale.

Dans la zone Centrale, le cône alluvial de la Torque est actif essentiellement au début du SCAS(ii) (Fig.II-6(2)), mais deux bancs métriques de conglomérats se sont déposés avant l'épisode de La Galante, et sont certainement contemporain de la base du SCAS(i). La corrélation Ouest-Est des coupes sédimentaires (Fig.II-8) met en évidence que la zone de l'Oppidum (coupe P3) est la zone d'interdigitation des cônes de la zone Ouest et ceux de la zone Centrale pendant le début du SCAS(ii). Cependant il y a très peu de dépôts de cônes

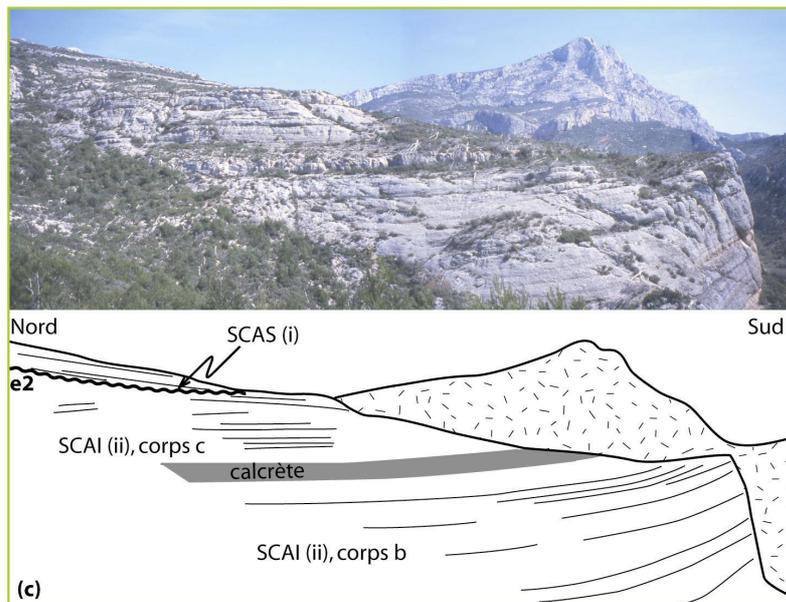
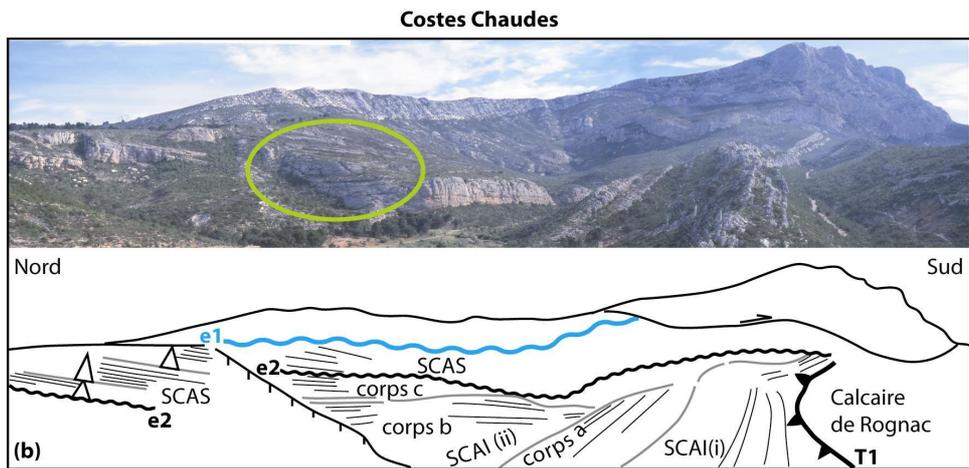
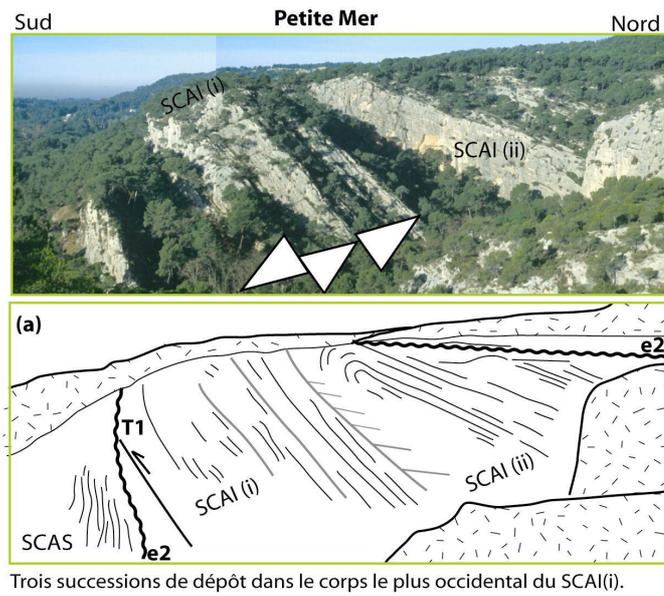
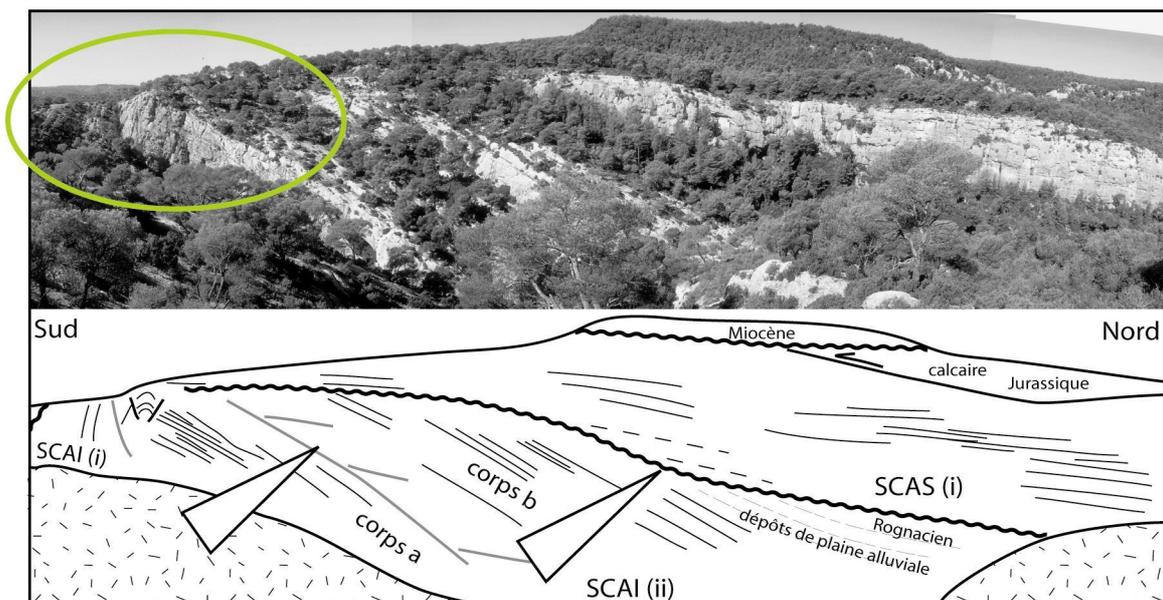


Figure II-7 a, b, c : Légende page suivante.

(d) Petite Mer

Au sein du SCAI(ii); deux corps de cônes alluviaux (corps a et b) se superposent sans discordance angulaire entre eux.

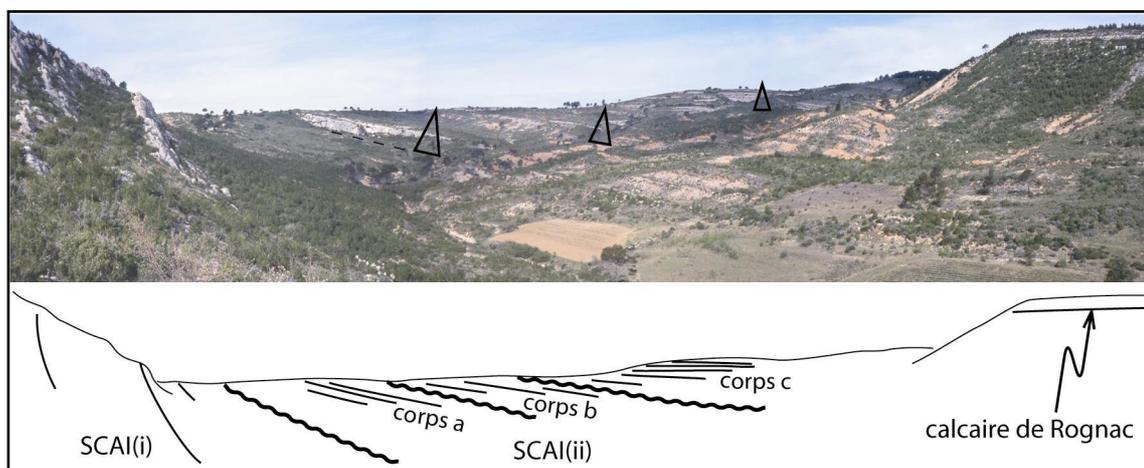
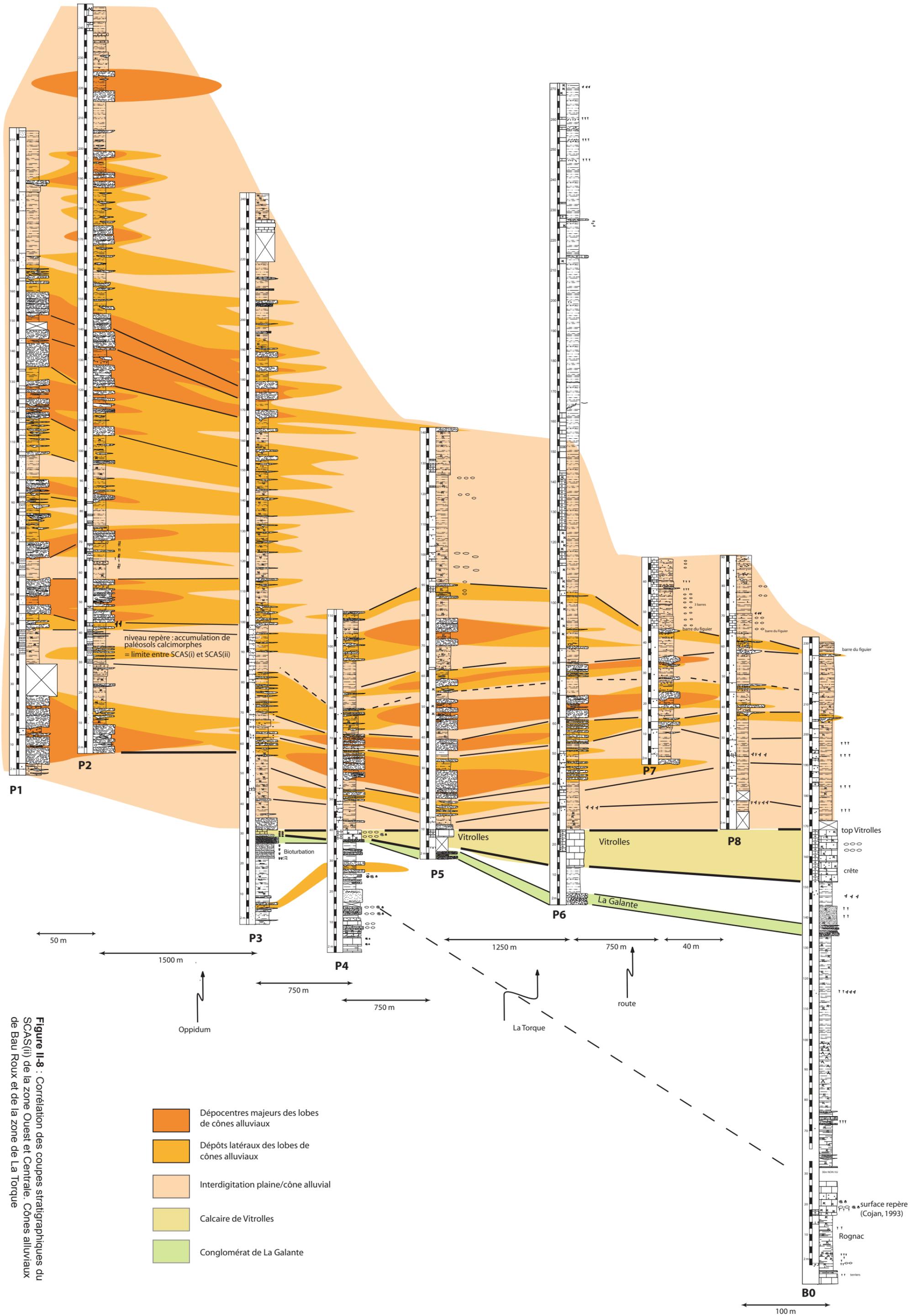
(e) Bimont-réserve naturelle

Figure II-7 : Corps de cônes alluviaux de la zone Ouest ; (a) SCAI divisé en 3 successions de dépôts, Petite Mer ; Une succession de dépôts correspond à un cycle aggradation/rétrogradation dans un corps de cône alluvial; (b) Corps du SCAI(i) et corps a, b et c du SCAI(ii) à Roques Hautes, base du SCAS(i) divisée en successions de faciès à Costes Chaudes; (c) Corps du SCAI(ii), corps b et corps c séparés par un calcrète hyper-mature (d) Corps a et b du SCAI(ii) à Petite Mer, le corps c n'est pas présent; (e) Corps a, b et c dans le SCAI(ii) à Bimont-réserve naturelle, séparés par des discordances angulaires.



alluviaux dans l'axe du cône de la Montagne Sainte-Victoire. Ce dernier n'est probablement pas actif durant le SCAS (Fig.II-6(2) et II-7). Au contraire, les épaisseurs des dépôts de cônes alluviaux sont plus importantes au sud de la Torque et indiquent que le cône de la Torque est le seul cône alluvial actif pendant le SCAS (Fig.II-6 et 8).

Les dépôts du sous-système SCAS(ii) dans le synclinal interne forment des associations de faciès *dominée coulée de boue* et *dominée interdigitation plaine/cône alluvial*, semblables aux associations de faciès du synclinal externe (de la zone Ouest et Centrale). Les dépôts du synclinal externe enregistrent des processus sédimentaire de type *sheet flood* uniquement à la fin du SCAS(ii). Le SCAS(ii) se caractérise également par l'enregistrement fréquent des processus de ruissellement qui creusent les nombreuses gouttières d'érosion, et par les processus hydrologiques et pédogénétiques. Le SCAS(ii) est formé de cônes alluviaux de grande dimension à processus mixtes dont la dynamique sédimentaire est dominée par les processus de coulée de boue.

L'extension des cônes alluviaux du SCAS(ii), plus méridionale vers le bassin, est en grande partie due aux processus de dépôts des faciès de type coulées de boues et *sheet flood*. Les faciès de type distaux à interdigités se retrouvent très proches des reliefs et de la surface d'érosion des calcaires Jurassique (dans le synclinal interne) indiquant que la zone apicale du SCAS(ii) n'est pas préservée et devait se trouver plus au Nord. La limite relief-bassin recule et les apex sont plus septentrionaux. La taille des bassins de drainage a probablement augmenté. L'abandon de certains cônes alluviaux s'explique par des captures dans les bassins versants qui se hiérarchisent et confirme l'augmentation de la taille des bassins versants.

Les variations latérales de la nature des galets contenus dans le SCAS(ii) permettent de confirmer les sources des différents cônes alluviaux dans la zone Centrale. Au pied de la Torque, les conglomérats contiennent de nombreux calcaires blancs (Berriasien ou Portlandien), quelques calcaires lacustres et des fragments de brèches. Au Sud de la paléovallée de la Montagne Sainte-Victoire, les dolomies forment les $\frac{3}{4}$ des éléments tandis que vers l'Oppidum les conglomérats sont formés essentiellement par des calcaires gris ou beige (Berriasien, Portlandien ou Kimmérigien), quelques dolomies et de rares calcaires blancs. Ces derniers conglomérats sont de même nature que ceux de Bau Roux (Durand, 1961). Ainsi, jusqu'au Sud de la paléovallée de la Montagne Sainte-Victoire, les cônes alluviaux sont alimentés par le pli de Bimont (calcaires blanc-gris et dolomies), à l'Ouest. Les calcaires blancs Berriasien et Portlandien de la Montagne Sainte-Victoire ont été peu érodés.

Cela confirme la direction d'écoulement et les migrations des lobes des cônes alluviaux vers l'Est, et l'activité du cône alluvial de la Torque pendant le SCAS.

3.2. Séquences de dépôts

3.2.1. Les séquences

Des corps de cônes alluviaux sont reconnus dans les systèmes et sous-systèmes de cônes alluviaux. Dans le SCAI(ii), il existe trois corps entre Bimont et Bau Roux (Fig. II-7b et e), chacun étant défini par des surfaces pédogénétiques au sommet, et souvent par des discontinuités angulaires entre deux corps. A Petite Mer, le SCAI(ii) n'est divisé qu'en deux corps, qui sont en conformité angulaire (Fig. II-7c). Ces corps de cônes alluviaux subissent des cycles d'aggradation/régradation.

A plus courte période, quelques séquences sont dégagées. Dans le SCAI(i), le panorama de Petite Mer montre trois successions de dépôts (Fig. II-7a). A Roques Hautes, trois successions (Fig. II-7b) peuvent être observées dans le SCAS(i).

L'analyse séquentielle détaillée des dépôts de cônes alluviaux s'est portée sur les dépôts du SCAS(ii) du synclinal externe pour plusieurs raisons. D'un point de vue pratique, ce sont les dépôts les plus accessibles pour lever des coupes stratigraphiques. De plus les photographies aériennes et la cartographie de terrain permettent de corréler les séquences et certains niveaux pédogénétiques. Ces dépôts ont aussi un intérêt majeur car ils enregistrent un événement important dans les paléo-reliefs, qui se traduit par une augmentation de la taille des bassins versants et des cônes alluviaux, et par un apport important de particules fines. De plus, la migration vers l'Est de ces dépôts indique un événement structural majeur qu'il reste à définir (chapitre III). Ces dépôts ont aussi la particularité d'être les derniers cônes alluviaux préservés.

Les coupes stratigraphiques réalisées dans le SCAS(ii) permettent de définir des séquences de dépôts plus détaillées. Au plus petit ordre, deux types de séquence de magnitudes différentes sont déterminés. La séquence de plus grande magnitude correspond à une accumulation de 50 à 70 mètres, formant un corps de cône alluvial (Fig. II-9). La séquence de magnitude plus petite a une épaisseur de 25 à 40 mètres et forme une succession de faciès (Fig. II-9). Elle sont définies par un niveau pédogénétique mature à la base (paléosol calcimorphe, le plus souvent à nodules coalescents), une évolution strato-décroissante des bancs conglomératiques, une évolution strato-croissante des bancs de siltite à granules ou siltite argileuse, et un banc pédogénétique calcimorphe mature (banc à nodules coalescents) en sommet de séquence (Fig. II-9). Ces séquences peuvent être suivies entre le sud de Bau Roux et le sud de la Torque (Fig. II-8).

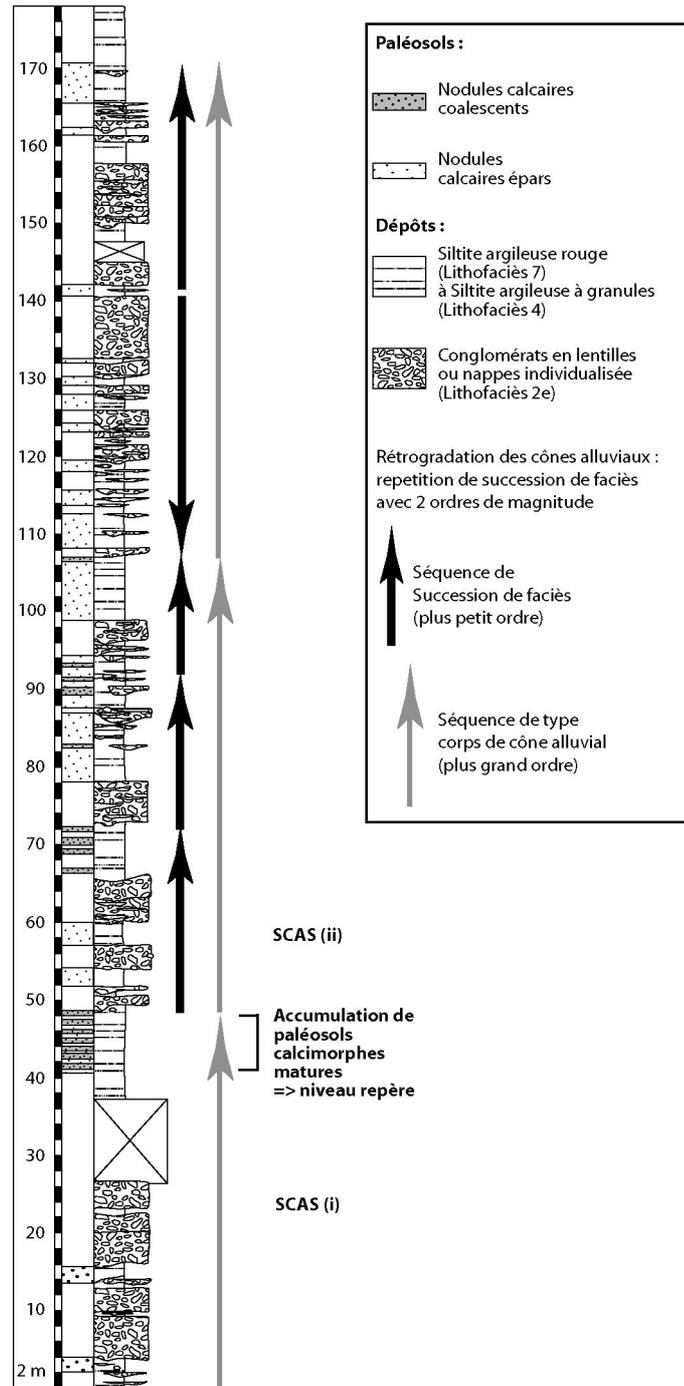


Figure II-9 : Séquences à petit et grand ordre dans les dépôts du SCAS, exemple de la coupe P1 (synclinal externe, limite zone Ouest et Centrale, localisation sur la carte 3).

3.2.2. Le temps dans une séquence

Il est tentant d'estimer le temps de formation d'une séquence, définie par une évolution des dépôts et la formation de paléosols calcimorphe, par l'estimation du temps de formation des paléosols carbonatés. De nombreuses études ont évalué des taux d'accrétion de plaine d'inondation par la reconnaissance de la maturité des paléosols associés (Allen, 1974 ; Leeder, 1975). L'hypothèse initiale consistait à considérer la maturité du paléosol en fonction

du temps de résidence dans la zone du sol où a lieu la précipitation des carbonates, uniquement lié au taux d'accrétion de la plaine alluviale. Classiquement il est admis qu'un calcrete de type 3 (nodules carbonatés coalescents) se forment en 10000 ans (Leeder, 1975 ; Collinson, 1986). La vitesse de formation d'un calcrete dépend de facteurs régionaux (Machette, 1985) tels que le climat et l'apport de Ca^{2+} (Wright, 1990). Le temps de formation d'un calcrete de type 3 peut varier entre 3000 ans et 1 Ma.

Dans le SCAS, le cadre stratigraphique permet de limiter les erreurs d'estimation sur le temps de formation des paléosols calcimorphes. En effet, les coupes stratigraphiques étudiées se situent entre le calcaire de Vitrolles, daté post-65 Ma, et le calcaire de Meyreuil, daté Thanétien moyen. Les sédiments du SCAS(ii) de Bau Roux et de la Torque se déposent en moins de 10 Ma et le taux de sédimentation moyen dans le bassin au Paléocène est estimé à 20m/Ma (Cojan, comm. pers.). Ainsi une séquence de type succession de faciès représente environ 1 à 2 Ma et une séquence de type corps de cône alluvial environ 3 Ma.

3.3. Modèles de dépôts des systèmes de cônes alluviaux

Les dépôts du SCAI et du SCAS(i) sont plutôt dominés par une dynamique sédimentaire stable purement de type coulée de débris, qui dépose les sédiments en masse. L'interdigitation latérale avec les argiles de la plaine alluviale se fait sur une courte distance. Dans le SCAI et le SCAS(i), aucun changement de faciès dans le sens de l'écoulement (en N-S) n'est reconnu pour un même corps.

Les dépôts du SCAS(ii) sont plutôt dominés par une dynamique sédimentaire mixte, à coulées de débris riches en particules fines, coulées de débris non cohésive et en particulier coulées de boues, et charriages torrentiels type *sheetflood*. Ces faciès sont des dépôts en nappes très étendues qui peuvent refléter une évolution de la dynamique du cône alluvial ou correspondre aux « vagues successives » décrites par Pierson (1981) et par Johnson et Rodine (1984). Au cours d'un événement catastrophique, les coulées de débris peuvent être amenées par « vagues successives » qui ont des caractéristiques de rhéologie et d'écoulement différentes.

Cette différence entre la dynamique sédimentaire du SCAI et SCAS(i) et celle du SCAS(ii) influence fortement la morphologie du cône alluvial, sa pente et sa distribution spatiale (§ 4 et 5). A partir de la distribution et de la nature des processus sédimentaires, il est proposé trois modèles de dépôt de cônes alluviaux.

Chaque zone de dépôt est dominée par un processus sédimentaire qui peut changer au cours du temps et ainsi changer le modèle de dépôt.

3.3.1. Les cônes de débris

Il est possible de faire la distinction entre deux dynamiques sédimentaires au sein des cônes de débris et de reconstruire deux modèles de dépôts, l'un pour les cônes alluviaux dominés coulées non cohésives, l'autre pour les cônes alluviaux dominés coulées cohésives (cf Fig.II-12).

Le premier modèle sédimentaire est un cône de débris dominé coulée de débris non cohésive. Ce modèle s'applique au SCAI(i), aux deux premiers corps (a et b) du SCAI(ii) et aux SCAS(i). Dans le SCAS(i), des structures de type chenal et levées de la zone apicale sont préservées (Fig.II-12) (il n'y a pas d'affleurements potentiels proches des reliefs pour identifier les levées du SCAI). Le point d'intersection se situe probablement au « cœur » du synclinal interne. L'extension des lobes vers le sud est limitée (Fig.II-10a). Pendant le SCAI(i), les dépôts ne se sont probablement pas déposés loin vers le bassin. Durant le SCAI(ii) et le SCAS(i), les discordances angulaires indiquent que les lobes sont petits (< 500m), et ne s'étendent pas plus au sud que l'extrémité du chevauchement T1.

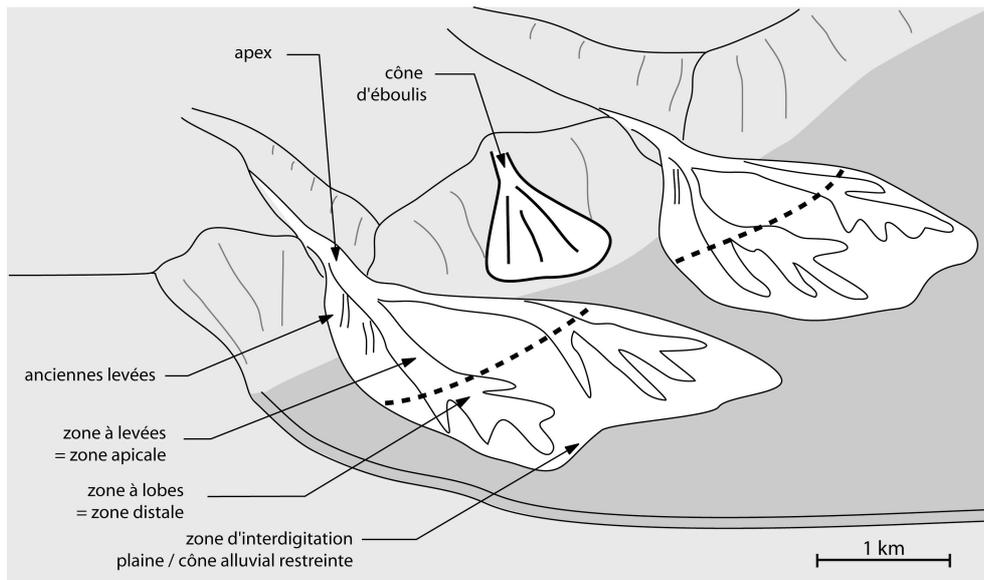


Figure II-10a : Modèle de dépôt des cônes de débris dominés coulée de débris non cohésive.

Associés à ce cône de débris dominé par des coulées de débris non cohésives, de nombreux bancs de conglomérats ont subi un remplacement de la matrice par un carbonate (en particulier dans le SCAI) (Fig.II-9b, photo 34). Les interbancs de siltites, ainsi que la matrice des conglomérats, contiennent parfois des nodules carbonatés épars et des marmorisations jaunâtres. Ces transformations secondaires indiquent un ruissellement et une percolation de l'eau de surface vers une nappe phréatique peu profonde relativement importante. Les cutans rouges sombres qui entourent les galets indiquent un climat à saison plutôt contrastées (sèche et humide), de la même manière que les nodules carbonatés.

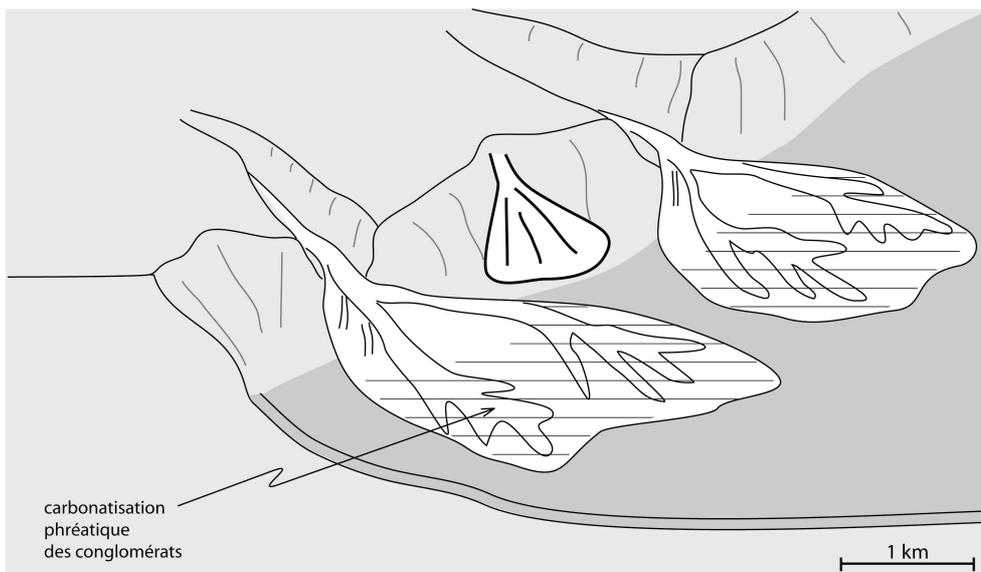


Figure II-10b : Modèle hydrologique associé aux cônes de débris dominés coulée de débris non cohésive.

Le deuxième modèle sédimentaire est un cône de débris dominé par des coulées de débris cohésives qui a des dimensions de lobes supérieures à celle du premier modèle (Fig.II-11a). Ce modèle correspond au dernier cône alluvial du SCAI(ii). La zone apicale est légèrement plus septentrionale et certainement plus réduite (Fig.II-11a). Elle n'est pas préservée dans le synclinal interne actuel. Ainsi les dépôts exposés correspondent aux dépôts de lobe du cône alluvial (Fig.II-12).

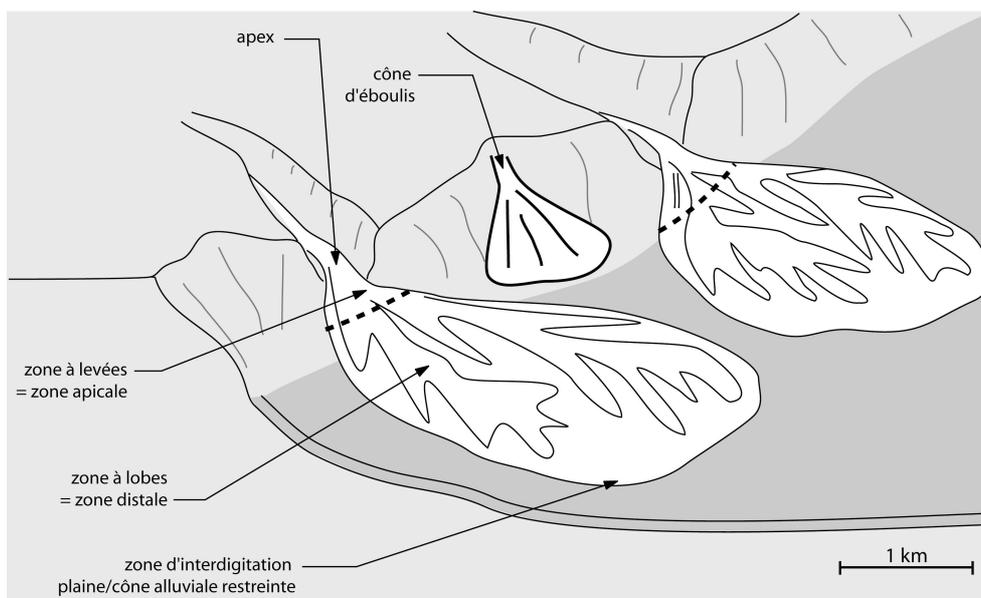


Figure II-11a : Modèle de dépôt des cônes de débris dominés coulée de débris cohésive.

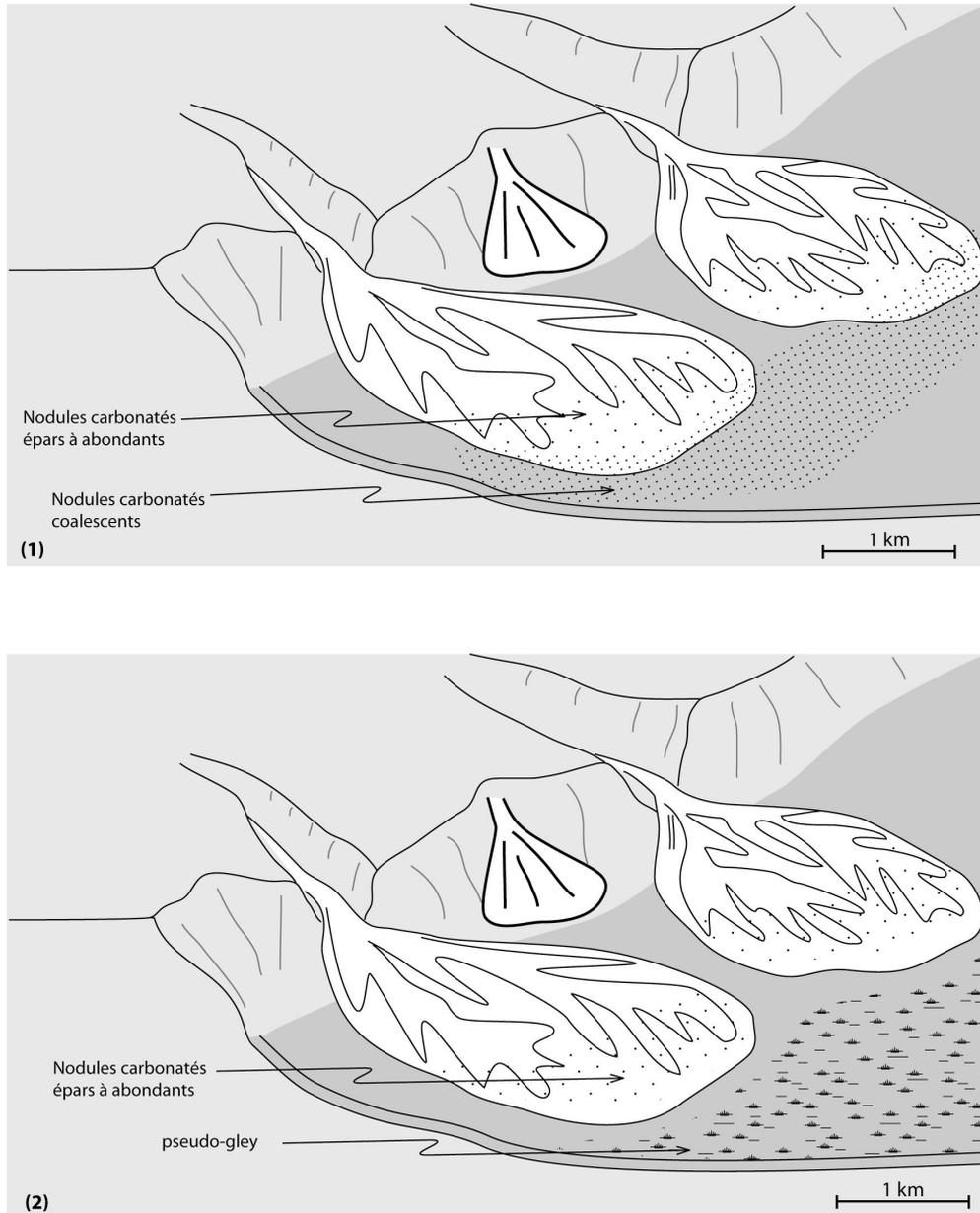


Figure II-11b : Modèles hydrologiques associés aux cônes de débris dominés coulée de débris cohésive, (1) quand le niveau relatif de la nappe phréatique est bas, (2) quand le niveau relatif de la nappe phréatique est haut.

Ce modèle de cône alluvial correspond aux cônes alluviaux du SCAI(ii) et deux modèles hydrologiques y sont associés. Un premier modèle où le processus pédogénétique dominant est la formation de nodules carbonatés dans la zone distale du cône alluvial avec des bancs à nodules coalescents et de nombreuses traces de racines et terriers (rhizoconcrétions, striotubules) plutôt dans la plaine d'inondation (Fig.II-11b(1)).

Un deuxième modèle hydrologique correspond à la fin du SCAI, dans lequel des nodules carbonatés se forment dans la zone distale du cône alluvial tandis que la plaine d'inondation est un milieu hydromorphe et réducteur dans lequel des sols type pseudo-gleys se développent (Fig.II-11b(2)).

Les cônes de débris

La zone apicale :



Figure de chenal et levées dans des conglomérats amalgamés (lithofaciès 2). Imbrication et niveau recarbonatisé



Levée dans la zone apicale du SCAS(i), indiquant un écoulement vers le sud

Surface d'érosion e1



Conglomérats amalgamés (lithofaciès 2) => **cône alluvial dominé courants de débris non-cohésifs**

Alternance Conglomérats massifs (lithofaciès 2a et 2b) et Siltite à galets (lithofaciès 3b) => **cône alluvial dominé courants de débris cohésifs**

Les lobes :

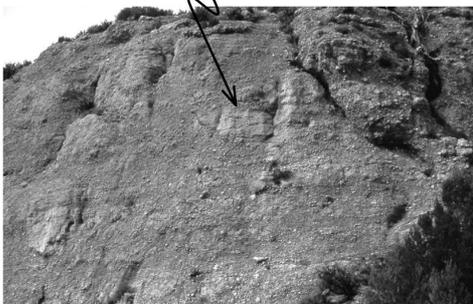


Figure II-12 : Les cônes de débris. Illustration des sédiments déposés dans la zone apicale et dans les lobes, dont les dépôts sont de type courant de débris non cohésifs (plus massif) et de type courant de débris cohésifs.

3.3.2. Les cônes alluviaux mixtes

Le troisième modèle de cône alluvial correspond aux cônes alluviaux du SCAS(ii) construits par plusieurs processus sédimentaires : des coulées de débris cohésive, majoritairement des coulées de boue, des coulées de débris non cohésives, et à la fin du SCAS(ii), des charriages torrentiels de type *sheet flood* et courants hyperconcentrés (Fig.II-13a). Ce modèle de cône alluvial mixte est aussi caractérisé par des processus de ruissellement qui creusent les nombreuses gouttières d'érosion, et qui induisent des carbonatations secondaires en zone d'interdigitation plaine/cône alluvial (siltites carbonatées à granules) (Fig.II-13b, Fig.II-14).

Les dépôts du SCAS(ii) sont constitués par des dépôts de lobes, les dépôts de la zone apicale n'étant pas préservés. Les lobes des cônes alluviaux du SCAS(ii) sont non seulement plus méridionaux (décalés vers le bassin), mais aussi très proches des reliefs et de la surface d'érosion des calcaires Jurassique (dans le synclinal interne) indiquant que la zone apicale du SCAS(ii), qui n'est pas préservée, devait se trouver plus au Nord. Ce modèle de cône alluvial à processus mixte est de grande dimension (Fig.II-13a). Certains processus de dépôts qui ont lieu sur ce type de cône alluvial sont issus de courants dont la proportion eau/sédiment est plus importante, et sont responsables de la large distribution spatiale des sédiments.

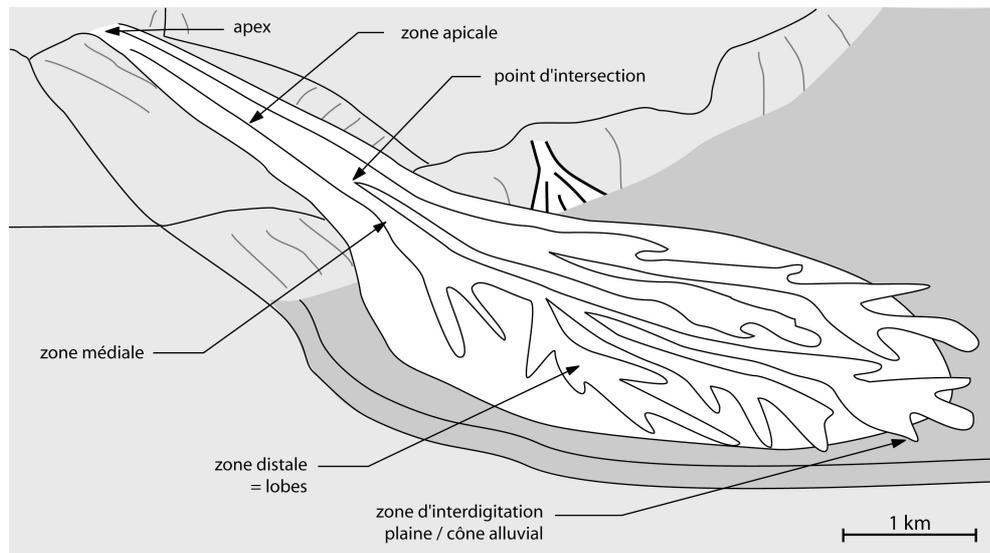


Figure II-13a : Modèle de dépôt des cônes alluviaux mixtes du SCAS(ii).

Ce modèle de cône alluvial mixte est associé à un modèle hydrologique particulier. Les bancs à nodules carbonatés coalescents sont relativement nombreux et sont parfois érodés par le ruissellement de surface (gouttières ou chenaux) dans la zone distale et dans la zone d'interdigitation plaine/cône alluvial. Le ruissellement de surface important est en accord avec le type de dépôts dont la proportion eau/sédiment a fortement augmenté (charriages torrentiels). Les siltites à granules carbonatées (photo 35) sont également caractéristiques de ce modèle

de cône alluvial et sont issus de la carbonatation des dépôts plus fins et latéraux du cône alluvial le plus à l'Est (La Torque) (Fig.II-13b). Ils caractérisent une nappe phréatique de niveau relatif assez haut dans la zone d'interdigitation plaine/cône alluvial.

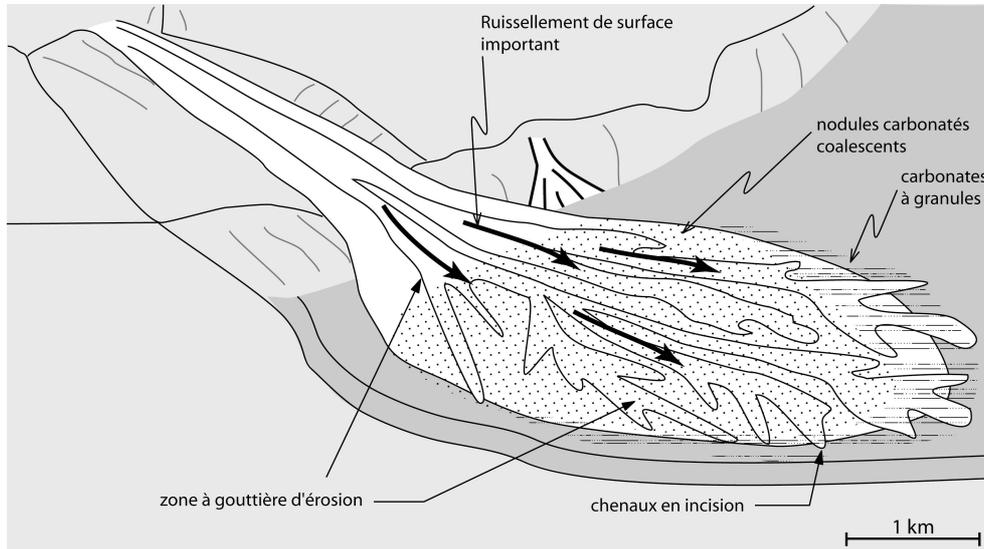


Figure II-13b : Modèle hydrologique associée au cône alluvial mixte dans le SCAS(ii).

4. Morphométrie

4.1. Morphométrie des cônes alluviaux et des bassins versants

Les cônes alluviaux peuvent être divisés en trois groupes selon leur morphologie, qui dépend en particulier du dénivelé entre relief et bassin. Ainsi, on peut distinguer les cônes alluviaux ouverts, allongés ou semi-circulaires (en champignon) selon le Rapport Largeur/Longueur (Viseras et al., 2003). Beaucoup d'études montrent qu'il existe une forte corrélation entre la taille du bassin de drainage et la taille du cône alluvial (Harvey, 1990 ; Viseras et al, 2003 ; Saito, 1999) selon le type de cônes alluviaux. De la même manière, la morphologie du bassin de drainage et le type de cônes alluviaux sont liés (Kostaschuk et al., 1986 ; Levson et Rutter, 2000 ; Viseras et al., 2003).

Des critères sédimentologiques confortent la répartition des cônes alluviaux en trois groupes morphologiques (Viseras et al., 2003). Les cônes alluviaux ouverts n'ont pas de chenaux incisés en partie proximale et n'ont pas de gouttières d'érosion dans les lobes. Tandis que les figures d'érosion en partie proximale et les gouttières d'érosion en parties distales sont caractéristiques des cônes allongés et semi-circulaires. Les gouttières d'érosion dans les cônes semi-circulaires sont plus petites et profondes de moins d'un mètre. Ces cônes alluviaux semi-circulaires évoluent vers des processus de dépôt plutôt dominés *sheet-flood* (Viseras et al., 2003).

Le modèle de cône alluvial mixte



Alternance des lithofaciès 2e (conglomérat lenticulaire), lithofaciès 4 (siltite à granules), lithofaciès 7 (siltite argileuse), et lithofaciès 6 (calcarénite).



Alternance du lithofaciès 2e (conglomérat en nappe peu épaisse) et du lithofaciès 4 (siltite à granules).
Forme plano-convexe et blocs en sommet de nappe.



Gouttières en base de chenal, à remplissage convexe et dépôts latéraux de faible extension (<1m).



Chenal incisé et rempli par le lithofaciès 2e (dépôts latéraux d'extension faible) dans un paléosol calcimorphe de la plaine alluviale, à nodules carbonatés abondants et débit prismatique.



Lithofaciès 2e (conglomérat en nappe peu épaisse), souvent associé à des bancs à nodules carbonatés (sous le marteau).



Amalgame de lithofaciès 2e (conglomérat en nappe) et 6 (conglomérat à lamines obliques), contenant des lits conglomératiques grossiers sans matrice, issus d'un vannage secondaire.



Lithofaciès 6 (calcarénite) surmontant un banc conglomératique avec un galet protubérant.

Figure II-14 : Les cônes mixtes. Alternance de dépôts plus riches en particules fines. Illustrations des nombreuses structures sédimentaires reconnues dans ces cônes alluviaux : formes plano-convexes vers le haut, gouttières d'érosion à la base, chenaux, structures de vannage et dépôts associées de type charriage torrentiel.

Grâce à ces critères géométriques et faciologiques, et en évaluant un Rapport Largeur/Longueur des cônes alluviaux de la bordure nord du Bassin de l'Arc, il est possible d'estimer leur morphologie. La largeur des cônes alluviaux est estimée avec précision tandis que la longueur est une évaluation au minimum.

En comparant les Rapports Largeur/Longueur de ces cônes alluviaux (RLLC) (tableau 5) avec ceux de Viseras et al. (2003) issus de cônes alluviaux récents, les cônes alluviaux de la bordure nord du Bassin de l'Arc se divisent en trois groupes. Les cônes alluviaux du SCAI(i) sont des cônes ouverts dont les RLLC varient entre 0,9 et 1,27 avec une moyenne à 1,09. Cette morphométrie est confortée par les critères sédimentologiques (pas d'incisions ni aval, ni amont) du modèle de Viseras et al. (2003). Les cônes alluviaux évoluent au SCAI(ii) vers des cônes alluviaux allongés présentant des RLLC entre 0,67 et 1,2 (valeur atypique) avec une moyenne à 0,80. Les cônes alluviaux du SCAS(i) sont plutôt des cônes allongés présentant des RLLC entre 0,6 et 1,15 avec une moyenne à 0,85. Les critères sédimentologiques sont mieux identifiés dans le SCAS(i). Les cônes alluviaux du SCAS(ii) ont des formes plus complexes à définir à partir des données de terrain ainsi qu'à partir des RLLC, qui varient entre 0,8 et 1,19 (tableau 5). Ils forment le troisième groupe de cônes alluviaux avec des formes en champignon ou en banane. La forme observée des cônes alluviaux du SCAS(ii) correspond surtout à celle des lobes, car les dépôts de zone apicale n'ont pas été préservés.

| Rapport Largeur/Longueur | Petite Mer | Bimont | Château | Roques Hautes Bau Roux | Rapport L/L moyen | Type de cônes alluviaux |
|--------------------------|------------|--------|---------|------------------------|-------------------|-------------------------|
| SCAI(i) | 0,9 | 1,16 | 1,27 | 1,04 | 1,09 | ouverts |
| SCAI(ii)a | 0,75 | 0,84 | | 0,7 | | |
| SCAI(ii)b | 0,67 | 1,2 | | 0,66 | 0,8 | allongés |
| SCAI(ii)c | | | | | | |
| SCAS(i)a | 1,15 | 0,81 | | 0,9 | | |
| SCAS(i)b | 0,8 | 0,6 | | ? | 0,85 | allongés |
| SCAS(ii)a | 0,91 | | | 1,12 | | |
| SCAS(ii)b | 0,81 | | | 1,19 | | "atypiques" |

Tableau 5 : Estimation de la morphométrie des cônes alluviaux du SCAI et du SCAS.

La surface moyenne des cônes alluviaux peut être estimée avec une incertitude plus grande que les RLLC. Les cônes alluviaux dominés par des processus de dépôts type courants de débris (cônes de débris), dans le SCAI et le SCAS(i), ont des superficies inférieures à 3,5 km². Les cônes alluviaux dominés par des processus type coulées de boue et charriage torrentiel (cônes mixtes) du SCAS(ii) ont des superficies inférieures à 4,5 km².

4.2. Implications pour les bassins versants

A partir des morphologies et des processus de dépôt des cônes alluviaux, il est possible de donner quelques caractéristiques des bassins versants. D'après Jackson (1987) et Jackson et

al. (1987), les cônes alluviaux dominés par des processus de courant de débris ont des bassins de drainage de superficie en général inférieure à 10-12 km² et des reliefs (ou dénivelés) supérieurs à 500 m. Les cônes alluviaux semi-circulaires ont des superficies de bassins de drainage légèrement supérieures aux autres types de cônes alluviaux, mais c'est surtout la morphologie des bassins qui est différente. En effet, les cônes alluviaux ouverts et allongés ont un bassin de drainage qui a un petit Rapport Largeur/Longueur (RLLB). Le bassin de drainage est alors en longueur tandis que les bassins de drainage des cônes alluviaux semi-circulaires sont plus ronds (Viseras et al., 2003). Le Rapport Largeur/Longueur (RLLB) de ces bassins est proche de l'unité. Les cônes alluviaux ont tendance à rétrograder dans ce type de bassins de drainage. Les cônes alluviaux du SCAS(ii) concordent bien avec les définitions des cônes alluviaux semi-circulaires, d'un point de vue faciologique (cônes alluviaux plus dominés par des coulées de boue et charriages torrentiels) et dynamique (par la rétrogradation des faciès).

Il est possible de préciser la superficie des bassins versants, en s'appuyant sur les travaux de Saito (1999), en contexte climatique subtropical de Taiwan et des Philippines pour des valeurs de corrélations maximales entre superficie du bassin versant et superficie des cônes alluviaux. Les travaux de Harvey (1990) et de Viseras et al. (2003) en contexte climatique semi-aride sont utilisés pour les valeurs de corrélations minimales. Les cônes alluviaux de petite superficie correspondent aux objets les plus petits étudiés par Saito (1999) ; il estime un bassin versant de 3.5 km² pour un cône alluvial de 2 km² et un bassin versant de 6.5 km² pour un cône alluvial de 4 km². Viseras et al. (2003) ont calculé des valeurs plus faibles : un bassin versant de 1 km² pour un cône alluvial de 2 km² et un bassin versant de 3 km² pour un cône alluvial de 4 km².

Finalement les cônes alluviaux étudiés sont répartis en deux grands groupes : les cônes de débris de superficie inférieure à 3,5 km² sont issus de bassins versants plutôt allongés de superficie estimée entre 2 et 4 km² ; les cônes mixtes de superficie inférieure à 4,5 km² sont issus de bassins versants plutôt ronds de superficie estimée entre 3 et 7 km².

4.3. Volumes de matériaux dans les cônes alluviaux

La morphométrie des cônes alluviaux et l'accumulation verticale de leurs dépôts permettent d'estimer un volume de sédiments érodés et piégés au front du paléo-relief entre le Bégudien et le Paléocène. Une part des processus d'érosion est mécanique et fournit les galets au système de cônes alluviaux. Il est peu probable qu'une grande quantité de galets ait atteint le système fluvial longitudinal du bassin de l'Arc. En effet, les chenaux principaux sont plus au Sud dans le bassin. Le processus de dissolution est le processus majeur dans l'érosion des roches carbonatées. Les particules fines sont les résidus insolubles de ces roches.

| Cônes alluviaux | Volume de matériau dans les cônes (km3) | Répartition des faciès | Volume des faciès (km3) | Estimation du rapport siltites / galets (km3) | Estimation des volumes (km3) | Estimation du volume de calcaire dissous (km3) | Estimation du volume Calcaire érodé et dissous (km3) |
|---|---|---|-------------------------|---|------------------------------|--|--|
| SCAI(i) X Estimation min | 0,383 (min) | Conglomérat jointif Siltite à granules et à galets et conglomérat non jointif | 90% 10% | 35% siltite 65% galets | 0,121 0,224 | siltite= 20% insolubles dans les calcaires initiaux | 0,943 |
| | | | | | | | |
| SCAI(i) Estimation max | 0,51 (max) | Conglomérat jointif Siltite à granules et à galets et conglomérat non jointif | 90% 10% | 35% siltite 65% galets | 0,161 0,298 | siltite= 20% insolubles dans les calcaires initiaux | 1,213 |
| | | | | | | | |
| SCAI(ii), a et b RH, Bimont et Petite Mer Estimation min | 0,55 (min) | Conglomérat jointif Siltite à granules et à galets et conglomérat non jointif | 90% 10% | 35% siltite 65% galets | 0,173 0,322 | siltite= 20% insolubles dans les calcaires initiaux | 1,354 |
| | | | | | | | |
| SCAI(ii), a et b RH, Bimont et Petite Mer Estimation max | 0,62 (max) | Conglomérat jointif Siltite à granules et à galets et conglomérat non jointif | 90% 10% | 35% siltite 65% galets | 0,195 0,363 | siltite= 20% insolubles dans les calcaires initiaux | 1,524 |
| | | | | | | | |
| SCAI(ii), c RH, Bimont | 0,275 | Conglomérat jointif Siltite à granules et à galets et conglomérat non jointif | 50% 50% | 35% siltite 65% galets | 0,048 0,089 | siltite= 20% insolubles dans les calcaires initiaux | 0,743 |
| | | | | | | | |
| SCAS(i) | 2,2 | Conglomérat jointif Siltite à granules et à galets et conglomérat non jointif | 90% 10% | 35% siltite 65% galets | 0,693 1,287 | siltite= 20% insolubles dans les calcaires initiaux | 5,412 |
| | | | | | | | |
| SCAS(ii) | 1,8 | Conglomérat jointif Siltite à granules et à galets et conglomérat non jointif | 50% 50% | 35% siltite 65% galets | 0,315 0,585 | siltite= 20% insolubles dans les marno-calcaires | 3,18 |
| | | | | | | | |
| | | Conglomérat jointif Siltite à granules et à galets et conglomérat non jointif | 50% 50% | 35% siltite 65% galets | 0,315 0,585 | siltite= 20% insolubles dans les marno-calcaires | 2,74 |
| | | | | | | | |

Le volume de matériau a été estimé dans chaque cône alluvial et dans chaque système de cônes alluviaux par des valeurs maximales (tableau 6). Dans la zone Ouest, le SCAI contient moins de 3 km³ de matériau dans les cônes alluviaux, tandis que le SCAS en contient 4 km³. Des estimations ont été faites pour le SCAI et le SCAS par sous-systèmes et sont récapitulés dans le tableau 6.

Les estimations tiennent compte des différentes lithologies qui ont des proportions de siltites et d'éléments clastiques variables, pour ensuite estimer les proportions de processus d'érosion (mécanique et chimique).

En combinant les résultats de volumes dissous et érodés et la surface des bassins versants, il est possible d'estimer la dénudation des bassins versants. Ainsi, pendant le SCAI(i), 600 mètres de sédiments carbonatés ont été érodés dans les reliefs, tandis que pendant le SCAI(ii) 730 mètres ont été érodés. Pendant le SCAS(i) la dénudation est plus importante, elle est estimée à 1000 mètres et pourrait atteindre 1200 mètres, tandis que pendant le SCAS(ii), elle diminue et est évaluée entre 800 et 600 mètres.

4.3.1. Volume érodé dans les paléo-reliefs

A partir des estimations des proportions de siltites et d'éléments clastiques, il est possible de calculer le volume de roche carbonatée érodée dans le paléo-relief. Les hypothèses de calcul sont : (1) les siltites sont les éléments insolubles des roches carbonatées des paléo-reliefs et sont issues de la dissolution et (2) les roches carbonatées contiennent initialement 20% d'éléments insolubles (proportion estimée). Les calculs sont récapitulés dans le tableau 6.

Pour le SCAS, des calculs de roches dissoutes sont également proposés pour une proportion initiale de 40% d'éléments insolubles dans les roches carbonatées. En effet, le contexte tectono-sédimentaire permet de faire l'hypothèse de la mise à l'érosion de marnes du Lias au Paléocène (au début du SCAS) (chapitre III). C'est pourquoi il est nécessaire et plus probable d'introduire une roche à 40% d'éléments terrigènes et insolubles dans les roches du paléo-relief soumis à l'érosion.

4.3.2. Les siltites des systèmes de cônes alluviaux et les bassins versants

Les siltites présentes dans les cônes alluviaux sont issues des bassins versants et proviennent des sols lessivés durant les fortes pluies. Recouvrant la roche mère carbonatée, les sols associés sont bruns-rouges et argileux. Le terme de Terra Rossa a été largement utilisé pour nommer ces sols, en général peu épais, formés sous un climat méditerranéen à contraste saisonnier de humide à sec (Olson et al., 1980 ; Blackburn, 1983). L'association des Terra Rossa avec les roches carbonatées a mené certains auteurs (Stace et al., 1968 ; Milnes et Hutton, 1983) à proposer que la formation des Terra Rossa était une simple accumulation des résidus insolubles de la roche mère lors de sa dissolution, dans différents milieux

climatiques. Cependant, la quantité de ces résidus est trop faible pour expliquer l'épaisseur des Terra Rossa (Olson et al., 1980). Ainsi, les sols associés aux roches carbonatées sont non seulement issus de la dissolution de la roche mère mais a également une composante de matériau d'origine éolienne (Yaalon, 1997 ; Mee et al., 2004).

Les points-clef du chapitre II :

- Les cônes alluviaux sont essentiellement construits par des coulées de débris (Fig.II-10, 11 et 12).
 - Le SCAI contient principalement des dépôts de coulées de débris non cohésives mais les processus de dépôt au sein du SCAI évolue vers des coulées de débris cohésives, en particulier dans les derniers corps du SCAI(ii).
 - Le SCAS(i) contient principalement des dépôts de coulées de débris non cohésives, tandis que les processus de dépôt au sein du SCAS(ii) sont multiples. Le SCAS(ii) forme des cônes alluviaux « mixtes » dont les coulées de boue (coulées de débris cohésives) dominant et sur lesquels le ruissellement est important (Fig.II.13 et 14).

- La distribution des cônes alluviaux évolue vers une diminution du nombre de cônes alluviaux (Fig.II-6).
 - Le SCAI(i) forme un système de piedmont (bajada) dont les cônes alluviaux sont coalescents
 - Le SCAI(ii) forme des cônes isolés de petites tailles
 - Le SCAS(i) forme des cônes de petites tailles. La zone apicale (proximale) a progradé et est préservée, les lobes sont petits.
 - Le SCAS(ii) forme des cônes alluviaux dont la morphologie change fortement : ils sont très grands, les lobes progradent vers le bassin tandis que la zone apicale rétrograde dans les reliefs. Leur nombre a diminué et les cônes alluviaux de la zone Centrale arrêtent leur activité précocement.

- La morphométrie et l'architecture sédimentaire des cônes alluviaux permettent de déterminer la morphométrie des bassins versants et l'évolution de la lithologie soumise à l'érosion dans les reliefs. En particulier, pendant le SCAS(ii), le relief subit des modifications morphométriques majeures : augmentation de la taille des bassins versants, recul des reliefs culminants vers le Nord, mise à l'affleurement de formations riches en particules fines.

Chapitre III

Evolution tectono-sédimentaire du système Relief-Bordure de bassin

L'étude des cônes alluviaux de la bordure nord du bassin de l'Arc a permis de reconstituer l'évolution morphologique du paléo-relief (chapitre II). En combinant ces données avec des observations structurales (chapitre I), il est possible de proposer une évolution morphotectonique du système relief-bordure de bassin. Les cônes alluviaux, déposés en bordure de bassin enregistrent à la fois les modifications intervenant dans les reliefs et le bassin (Fig.III-1). En particulier, les cônes alluviaux ont un lien génétique direct avec le relief. Il est alors possible de coupler tectonique dans les reliefs et dans la bordure du bassin et sédimentation dans les cônes alluviaux. L'évolution tectono-sédimentaire du système relief-bordure de bassin a été abordée par deux méthodes interactives : (1) la distribution et l'évolution sédimentologique des cônes alluviaux, qui permet indirectement de reconstituer l'évolution tectonique des reliefs ; (2) l'architecture des reliefs et leur évolution, qui a une influence directe sur le dépôt des cônes alluviaux. Malgré son caractère indirect, la première méthode permet une analyse plus approfondie des relations tectono-sédimentaires du système.

En confrontant l'architecture dans les paléo-reliefs et l'architecture sédimentaire enregistrée dans les cônes alluviaux, les mécanismes de déformations du système relief-bordure de bassin sont déterminés. L'interaction entre structures des reliefs, dépôts de cônes alluviaux et structures de la bordure du bassin est démontrée. Ces relations tectono-sédimentaires permettent de dégager une évolution des structures d'axes Est-Ouest, mais également de mettre en évidence une compartimentation du système relief-bordure de bassin selon des axes de découplage Nord-Sud (Fig.III-1). La première partie de ce chapitre va s'intéresser à l'évolution en trois dimensions du système relief-bordure nord du Bassin de l'Arc.

Dans une deuxième partie (§2) les différents facteurs qui contrôlent l'évolution des cônes alluviaux vont être examinés pour comprendre les transferts de la source (relief) au bassin et décrypter leur enregistrement. Il est classique d'attribuer les variations de faciès et de forme d'un cône alluvial à des événements allocycliques, en particulier à des variations climatiques, des réactivations tectoniques ou variations de niveau de base (Harvey, 1990 ; Viseras et al., 2003) mais il existe encore des désaccords pour savoir quel est, entre tectonique et climat, le paramètre principal qui contrôle les apports de la

source et le transfert de masse vers le cône. Même si ces facteurs ont une action non négligeable sur l'évolution du cône, des paramètres plus locaux et environnementaux ont aussi un rôle important dans la structure sédimentaire du cône alluvial (Ritter et al., 2000). Les données sédimentologiques et structurales permettent de proposer une synthèse de l'évolution tectono-sédimentaire du système relief-bordure de bassin (§ 3).

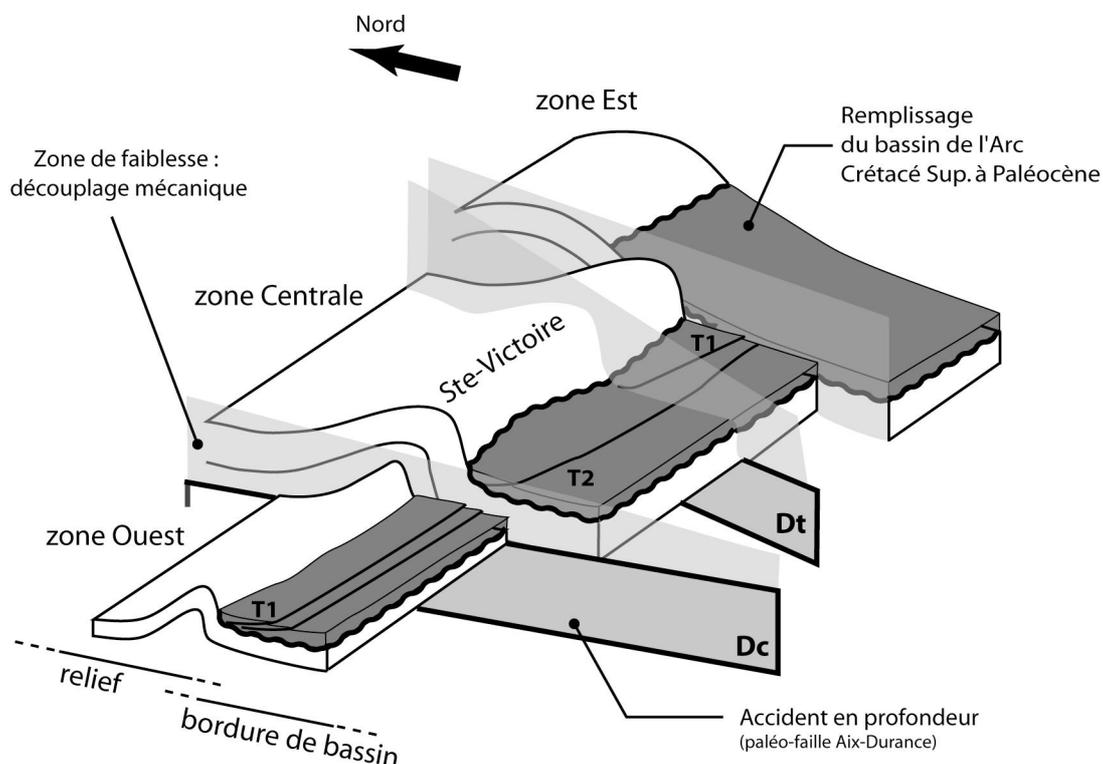


Figure III-1 : Schéma structural du système relief-bordure nord du Bassin de l'Arc mettant en évidence les relations entre les plis dans les carbonates (relief), les chevauchements (T1 et T2) dans les sédiments syn-tectoniques de la bordure du bassin, les zones de faiblesse accommodant le découplage d'axe globalement Nord-Sud (Dc, accident de Cézanne, et Dt accident de La Torque). Dc est un accident majeur, correspondant à la prolongation de la paléo-faille de la Durance.

1. Structure du système relief-bordure de bassin

1.1. Architecture des paléo-reliefs : les structures plicatives

1.1.1. Architecture des plis

La compartimentation en trois zones des paléo-reliefs a été en partie mise en évidence dans le chapitre I. Elle est marquée en particulier par la variation de géométrie des plis armés par les roches carbonatées du Jurassique et Crétacé Inférieur. Dans la zone Ouest, le pli de Bimont est un pli en genou, localement déversé vers le sud (Fig.III-1).

Il est très serré et armé par des calcaires fins Portlandien, de faciès tithonique. Dans la zone Centrale, la Montagne Sainte-Victoire correspond au flanc inverse d'un pli déversé vers le sud, armé par des calcaires Portlandien bioclastiques. Tandis que dans la zone Est, le pli armé par ces mêmes calcaires Portlandiens est déversé vers le Nord (chapitre I).

Le facteur de résistance mécanique à la déformation a un rôle majeur dans la formation des plis (Fig.III-2), impliquant des taux de surrection et des structures de déformation différents. Les lithologies impliquées dans les différents compartiments s'expriment ainsi sur la géométrie des plis, leur taux d'érosion, et la morphologie des cônes alluviaux qui en sont issus.

Le pli de Bimont est une structure caractéristique de la zone Ouest. Il n'existe pas en profondeur vers l'Est, sous le chevauchement de la Sainte-Victoire comme le suggéraient les anciens auteurs (Corroy et al., 1964 ; Tempier et Durand, 1981). D'après ces auteurs, le chevauchement de la Montagne Sainte-Victoire passait de 2 kilomètres de flèche au Pas de l'Escalette (limite zone Ouest-zone Centrale) à un déplacement nul trois kilomètres plus à l'Est (limite zone Centrale-zone Est) au « coin » morphologique de la Torque-Saint Ser (carte 1). Ce problème géométrique était « résolu » admettant que la déformation Eocène avait modifié l'ensemble des axes de pli. Leurs axes originels durant le Béguvien-Paléocène étaient alors Nord Ouest-Sud Est (comme le Concors) (Tempier et Durand, 1981) (carte 2, cf Fig.III-7) et la compression Eocène aurait modifié leurs axes, devenant Est-Ouest. Pourtant le problème géométrique reste entier. Si le pli de Bimont était chevauché par la Sainte-Victoire il aurait dû être de nouveau visible dans la zone Est, là où le chevauchement s'amortit. Pourtant dans cette zone, seul existe le calcaire bioclastique armant un pli de grande longueur d'onde à vergence nord (Fig. III-2), qui prolonge la Montagne Sainte-Victoire sans discontinuité majeure, et les sédiments Valdonnien à Eocène du bassin. Le pli de Bimont est donc une structure caractéristique de la zone Ouest (carte 1, Fig.III-2).

1.1.2.Mécanisme de déformation

Modèles de plis

La géométrie des dépôts de conglomérats syn-tectoniques, au contact des plis formant les paléo-reliefs, permet de tirer des informations sur la déformation, permet d'accéder aux géométries des plis et donc de décrypter en partie les processus de déformation.

Il existe deux grandes catégories de plis qui se distinguent par la présence de rampe ou non : les plis de détachement ou de décollement (Dahlstrom, 1969 ; Poblet et

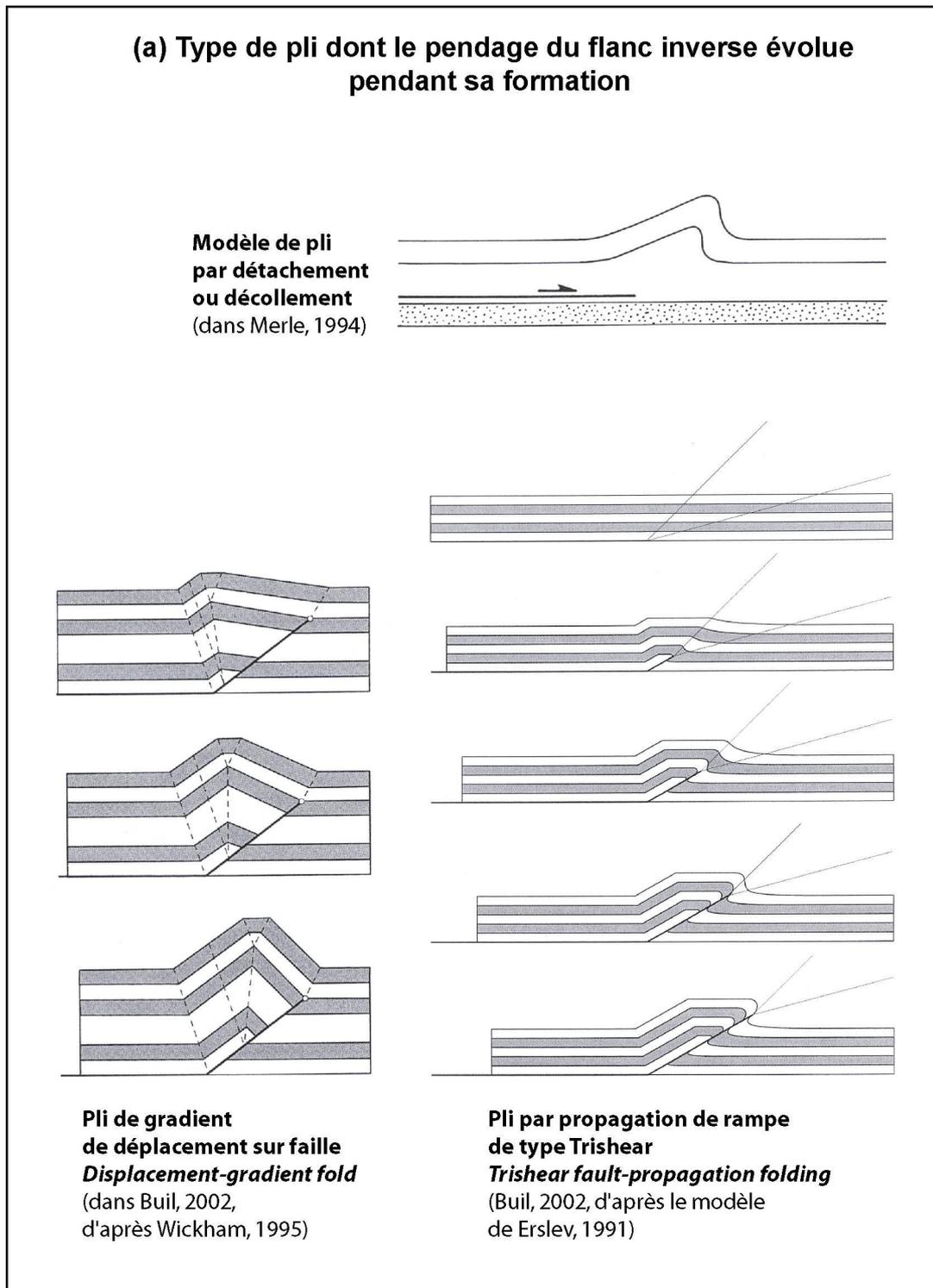


Figure III-3(a) : Différents types de pli dont le pendage du flanc inverse évolue pendant sa formation (pli de décollement, pli de gradient de déplacement sur faille, pli par propagation de rampe de type *Trishear*).

McClay, 1996) et les différents plis de rampe, *ramp-related folds*, dont de nombreux modèles existent selon la géométrie entre propagation de la rampe et évolution de l'anticlinal associé (Fig.III-3). Le modèle de pli de cintrage sur rampe, *fault-bend-fold* (Suppe, 1983) puis de pli de propagation de rampe, *fault-propagation-fold* (Suppe et

Medwedeff, 1984) ont été beaucoup utilisés. Récemment le modèle de pli *Trishear* (Erslev, 1991) a été développé (Fig.III-3).

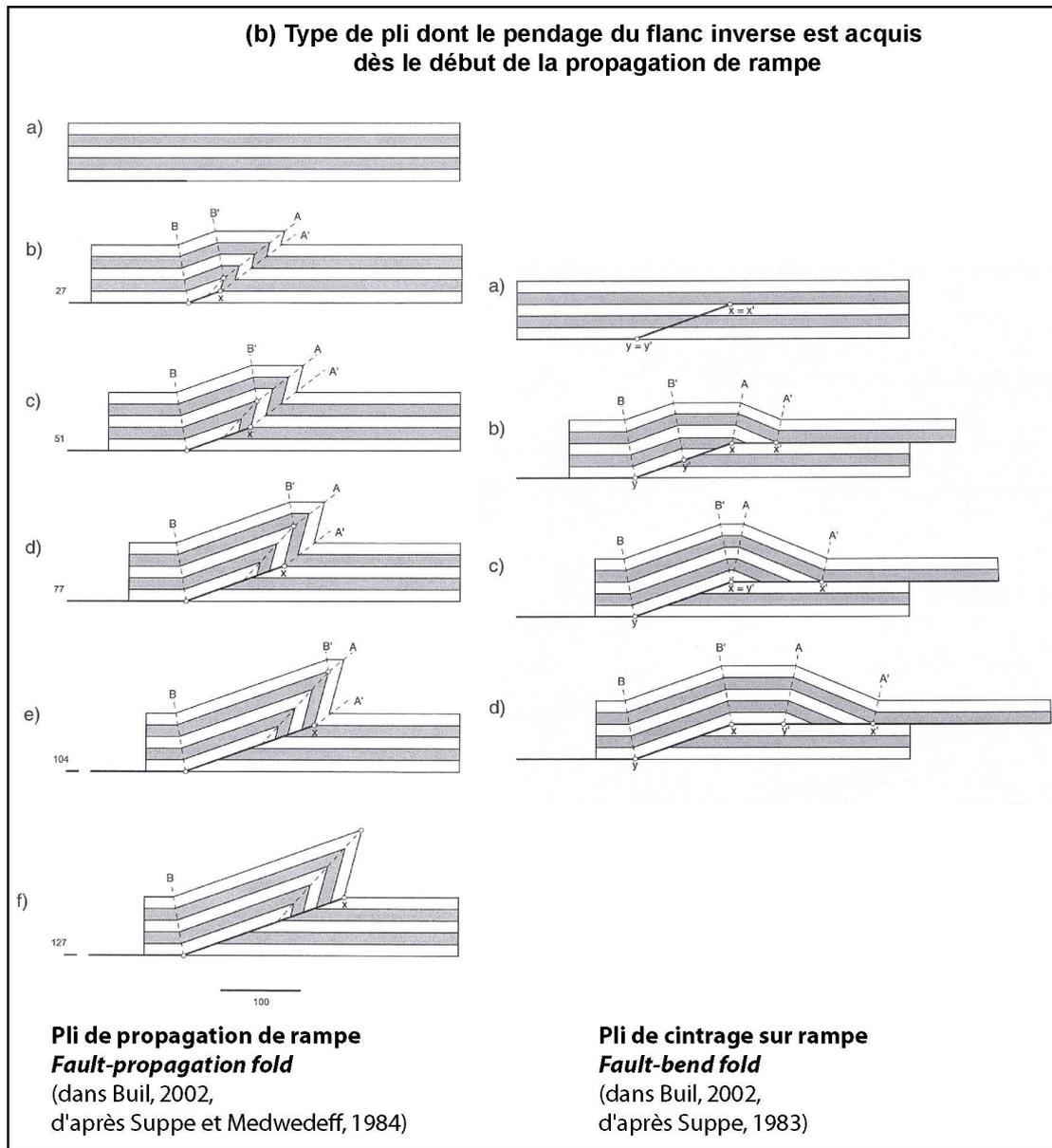


Figure III-3(b) : Différents types de pli dont le pendage du flanc inverse est acquis dès le début de la propagation de rampe (pli de propagation de rampe, pli de cintrage sur rampe).

Les modèles de pli peuvent être regroupés en deux catégories selon l'évolution cinématique de la charnière du pli : (1) pli avec migration de charnière (Suppe et al, 1997) impliquant un flanc à déclivité constante, et longueur variable et (2) pli avec rotation de charnière (Hardy et Poblet, 1995). Les modèles de plis prédisent que les migrations de charnière sont caractéristiques des plis de cintrage sur rampe et plis de propagation de rampe (Fig.III-3b) tandis que les rotations de charnières sont spécifiques des plis de décollement (Fig.III-3a). Cependant quelques modèles de pli de rampe alternatifs ont été

développés pour expliquer les rotations de charnières qui sont relativement courantes dans la nature. Ainsi le modèle de gradient de déplacement sur une rampe, *displacement-gradient fold*, (Wickham, 1995), et le pli de type *Trishear* (Erslev, 1991) (Fig.III-3a).

Le pli de Bimont, zone Ouest

Dans les conglomérats du SCAI, la géométrie des discordances angulaires sur la surface de discordance e1, marquant le contact entre le flanc inverse du pli de Bimont et le bassin, et les figures d'érosion internes (Fig.I-8), indiquent que le flanc inverse du pli de Bimont est en rotation durant le dépôt (Hardy et Poblet, 1995 ; Rafini et Mercier, 1996) : la forme du pli évolue et le plan axial est basculé pendant le dépôt du SCAI. Cette architecture montre que le pli fonctionne jusqu'au Rognacien supérieur (Fig.III-2). Ces géométries excluent la formation du pli de Bimont selon une propagation de rampe classique (Suppe et Medwedeff, 1984), qui impliqueraient une géométrie de flanc inverse acquise dès les premières déformations (Fig.III-3). Le modèle le plus simple serait un pli de décollement (Dahlstrom, 1969 ; Wiltschko and Chaple, 1977), utilisant les marnes du Bajocien-Bathonien comme niveau de décollement (Fig.III-2). Deux autres modèles de plissement permettent également de former un pli dont le flanc inverse bascule au cours de son évolution (Fig.III-3). Un pli présentant un gradient de déplacement sur une rampe, *displacement-gradient fold*, (Wickham, 1995) dont la rampe n'atteint pas la surface et dont le déplacement le long de la rampe n'est pas uniforme. Quand la rampe ne se propage plus, le pli peut croître. Dans ce modèle, la rampe n'est pas émergente. Un modèle de pli *Trishear* peut également s'accorder avec la géométrie du pli de Bimont. Cependant aucune rupture tardive n'est associée au pli de Bimont et aucune rampe n'est donc mise en évidence. Sans données structurales plus précises, il est difficile de proposer le meilleur modèle. Ainsi, le modèle du pli de décollement (Fig.III-2) est retenu par défaut d'évidences en faveur d'une rampe.

Le pli de la Montagne Sainte-Victoire, zone Centrale

Le pli de la Montagne Sainte-Victoire est un pli de plus grande longueur d'onde, déversé vers le Sud, dont la charnière est recoupé par le chevauchement majeur de Vauvenargues Tv. Ce chevauchement peut être obtenu par la rupture de l'anticlinal associée à l'évolution tardive d'une rampe, *anticlinal breakthrough* (Fig.III-2). Les conglomérats du SCAI préservés dans la paléo-vallée de la Montagne Sainte-Victoire n'enregistrent pas de structures de croissance visibles. Ainsi pendant le dépôt du SCAI la forme du pli a probablement peu évolué et son flanc inverse s'est formé avec un pendage d'environ trente degrés. Il est donc possible que ce pli soit un pli de propagation de rampe

dont l'anticlinal associé acquiert un flanc inverse à pendage de 30° vers le Sud dès le début de la déformation (Suppe et Medwedeff, 1984).

Le pli de la Montagne Sainte-Victoire-Rians, zone Est

Le pli de la Montagne Sainte-Victoire, dans la zone Est, est un pli de plus grande longueur d'onde à vergence Nord (Fig.III-2). Dans le bassin de Rians, au Nord, un chevauchement majeur (Les Pallières) est indiqué sur la carte géologique (carte 2 ; Fig.I-2). Ce chevauchement place le pli anticlinal sur les dépôts du bassin de Rians. Cette structure peut être également un pli de propagation de rampe dont la rampe Tv' (Les Pallières) recoupe tardivement l'anticlinal, à l'Eocène moyen.

Une partie des dépôts du bassin de Rians sont des conglomérats de cônes alluviaux dont les premiers sont datés Rognacien supérieur, et dont la plupart sont post-vitrolliens (contemporains du SCAS).

1.2. Événement majeur dans les reliefs

A la fin du SCAl(ii) et pendant le SCAS(i), les dépôts de conglomérats sont très épais et il y a très peu de discordances angulaires au sein des conglomérats dans le flanc nord du synclinal interne (Fig.I-10). L'arrêt de la sédimentation à la fin du SCAl, sa reprise et sa progradation au sein du SCAS(i) indique un apport clastique important. Ce nouvel apport sédimentaire est lié à un événement tectonique dans les paléo-reliefs, sources des conglomérats. Cet événement tectonique est d'autant mieux argumenté par le SCAS(ii).

La réorganisation hydrographique observée durant le SCAS(ii) (Fig.II-6) est accompagnée de la rétrogradation des cônes alluviaux et d'un changement dans leur processus de dépôts (coulées de boue abondantes) associé à la forte augmentation de la proportion de particules fines. L'augmentation de la taille des cônes alluviaux, la rétrogradation des zones apicales et la progradation des lobes nécessitent une augmentation de la taille des bassins de drainage (de 2 ou 4 km² à 5 ou 7 km²) (chapitre II). L'évolution sédimentologique indique un changement lithologique majeur dans les reliefs avec la mise à l'affleurement de niveaux plus marneux (Fig.III-2).

Le pli de Bimont n'est plus suffisant (en superficie) pour créer des bassins de drainage plus importants. Ainsi, la rétrogradation des cônes alluviaux suggère la création d'un relief plus au Nord. Ceci implique un événement tectonique majeur dans les reliefs qui débiterait avant le dépôt du SCAS, formant un relief septentrional, le pli de Vauvenargues. Cet événement apporte d'abord un flux important de galets pour le SCAS(i). Pendant le SCAS(ii) (carte 2 ; Fig.I-2 ; Fig.I-16) cet événement met à

l'affleurement des niveaux plus marneux, comme les formations du Lias (carte 1 ; Fig.III-2).

Le pli septentrional se forme probablement durant le Rognacien supérieur et le dépôt du SCAS enregistre l'érosion de ce pli. Ce dernier associé au chevauchement Tv est actif au moins jusqu'au Paléocène. La rampe Tv et les niveaux liasiques ont probablement atteint la surface avant le SCAS(ii) (Fig.III-2) générant une évolution majeure dans les processus de dépôt, l'augmentation de la taille des bassins versants par érosion régressive, et modifiant la répartition des cônes alluviaux.

D'après la carte géologique 250 000^e (carte 2), la rampe majeure Tv place la base du Lias sur le pli de Bimont. La rampe a probablement été initiée dans la série supérieure du Trias (les argiles bariolées). Le flanc inverse est totalement érodé. Il est probable que le flanc inverse ait été érodé en partie pendant le SCAS(i), fournissant un apport clastique important aux cônes alluviaux du SCAS(i) qui progradent et dont les parties apicales sont préservées. La rampe coupe ensuite le pli dans la charnière anticlinale dans une phase tardive à l'Eocène moyen (Fig.III-2).

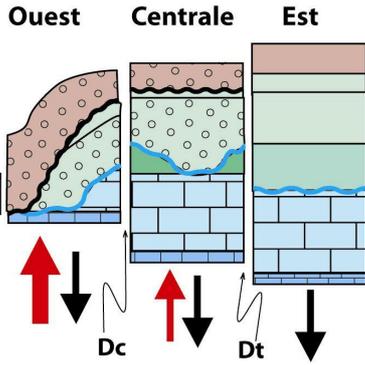
1.3. Compartimentation du système relief-bordure de bassin

L'architecture des dépôts de cônes alluviaux est contrôlée au premier ordre par des structures plicatives d'orientation Est-Ouest, et par des structures d'orientation globalement Nord-Sud au second ordre. En effet, la bordure nord du Bassin de l'Arc est compartimentée en trois zones (Ouest, Centrale et Est) qui ont des évolutions propres en terme de surrection dans les reliefs et de subsidence dans le bassin (Fig.III-4). Ces compartiments sont séparés par les accidents Dc et Dt (carte 1) qui n'ont qu'une faible expression de surface. Dans la zone Ouest, la répartition des cônes alluviaux semble en partie influencée par des accidents N010 (D1) à N015 (D2) (carte 1 ; Fig.III-5).

1.3.1. Les failles décrochantes de la zone Ouest

La plupart des accidents globalement N-S décalent les sédiments du Paléocène et de l'Eocène attestant de leur activité à l'Oligocène (carte 1). Ce dernier événement sur ces accidents peuvent masquer leur éventuel jeu au cours du dépôt des cônes alluviaux. Cependant le profil Est-Ouest de la zone Ouest permet d'estimer les âges de l'activité de ces accidents (Fig.III-5). A l'Ouest de l'accident décrochant D1 (à Petite Mer, carte1), les conglomérats du SCAI sont déformés sous la surface d'érosion e2 (Fig.III-5). Le bloc ouest a été basculé avant la formation de la surface e2. D1 a donc accommodé une déformation pré-SCAS (et pré-e2).

(e) Paléocène

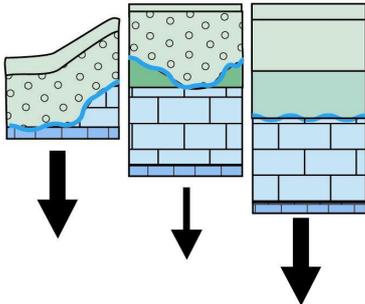


Aggradation plus faible => subsidence régionale plus faible

=> 3 zones distinctes de déformation en Est-Ouest : compartimentation de la bordure Nord du bassin

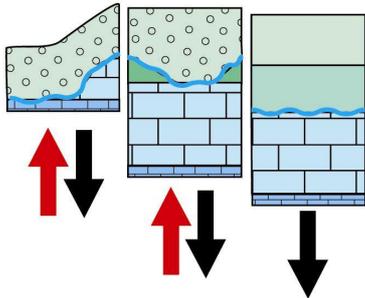
=> dépôts de cônes alluviaux dans les zones de plus forte déformation

(d) Rognacien sup. ~Maastrichtien



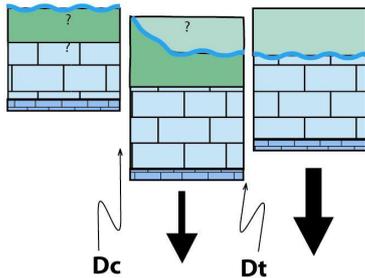
Depôts condensés dans la zone Centrale => subsidence différentielle d'Est en Ouest => jeu de la compartimentation héritée

(c) Bégudien/Rognacien inf. ~ Campanien moyen à sup.



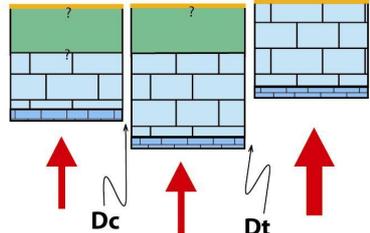
Depôts du SCAI => aggradation régionale

(b) Valdonnien-Fuvélien ~ Campanien basal



pas de dépôts en zone Ouest => pré-structuration, zone Ouest = zone haute

(a) Aptien-Albien



Depôts de Crétacé Inf. en zones Ouest et Centrale => pré-structuration, zone Est = zone haute

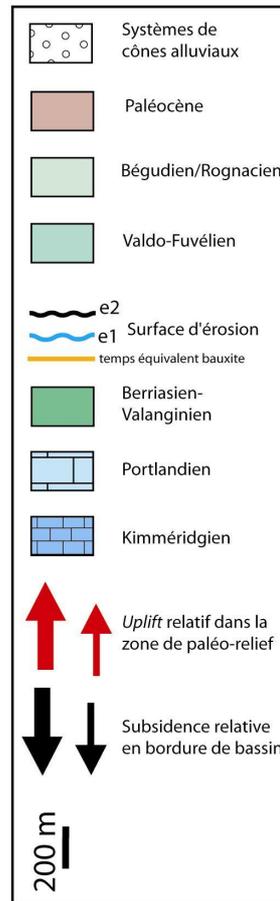


Figure III-4 : Compartimentation d'ouest en est du système relief-bassin, mise en évidence par uplift et subsidence relative différentiels. Les données de dépôts et d'érosion par compartiments sont issues des dépôts sur la surface e1 (base du remplissage) et de la nature des galets dans les cônes alluviaux.

La faille D2, à Costes Chaudes, limite les dépôt-centres des cônes alluviaux à la base du SCAI(ii), en particulier le premier cône alluvial du SCAI(ii). Ensuite, les faciès latéraux des cônes alluviaux ont légèrement « débordé » vers l'Ouest dont une partie s'est déposée à l'ouest de D2 (Fig.III-5). La faille D2 a probablement influencé le dépôt et l'espace d'accommodation des cônes alluviaux du SCAI(ii).

A partir de données microtectoniques et de l'analyse des paléo-contraintes, Lacombe et al. (1992) ont montré qu'il existait des événements décrochants associés à la compression dans cette zone d'étude. Ils ont mis en évidence une première phase décrochante avant la phase de plissement du Bégudien, contemporain du SCAI, puis une deuxième phase

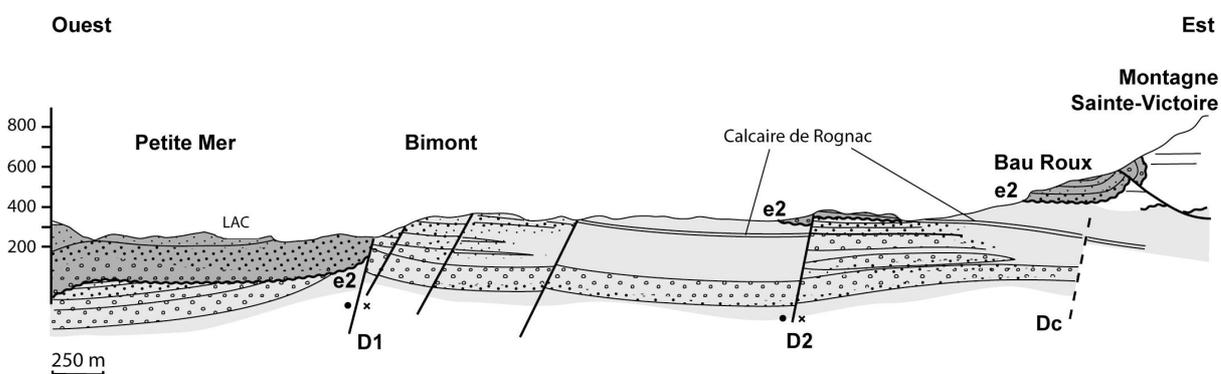


Figure III-5 : Profil Est-Ouest dans les cônes alluviaux de la zone Ouest, de Petite Mer à Bau-Roux.

décrochante pendant le Maastrichtien supérieur (Rognacien supérieur), avant la mise en place du SCAS. La deuxième phase est certainement responsable du jeu de D1 (pré-e2).

La première phase est plus difficile à corréliser. Cependant elle pourrait être responsable du jeu de D2, au début de la phase de plissement, durant le début du dépôt du SCAI(ii).

1.3.2. Compartimentation : surrection et subsidence différentiels dans le système

Chaque zone (ou compartiment) présente des caractéristiques propres en terme de surrection dans les reliefs et de dépôts et subsidence sur la bordure du bassin (Fig.III-4). Cette compartimentation est héritée et existe au moins depuis la déformation méso-crétacée (Apto-Albien) du Bombement varois, et probablement bien avant (Floquet, comm. pers.). Les galets des cônes alluviaux apportent des précisions sur les niveaux à l'affleurement dans les paléo-reliefs. L'analyse des lithologies des galets (d'après Durand, 1961), l'âge stratigraphique des sédiments à la base du remplissage du bassin et l'âge

des calcaires des reliefs en contact avec la surface e1 permettent de reconstituer les évolutions « verticales » de chaque compartiment.

La base du remplissage du bassin (surface e1) recoupe les calcaires du Jurassique dans un niveau stratigraphique plus ancien dans la zone Est, impliquant une érosion plus importante dans cette zone au Crétacé moyen (Aptien-Albien) et probablement une zone haute (Fig.III-4a). Quand le remplissage du bassin commence, les zones Est et Centrale sont subsidentes et la zone Ouest devient un haut structural. Dans la zone Ouest, les sédiments du Valdonnien et du Fuvélien sont absents sur la surface e1 et aucun galet des lithologies correspondantes ne sont retrouvés dans les cônes alluviaux, tandis que la zone Centrale a préservé de tels galets dans les cônes alluviaux ainsi que quelques niveaux du Valdo-fuvélien sur la surface e1. La zone Est présente un remplissage valdo-fuvélien épais (Fig.III-4b).

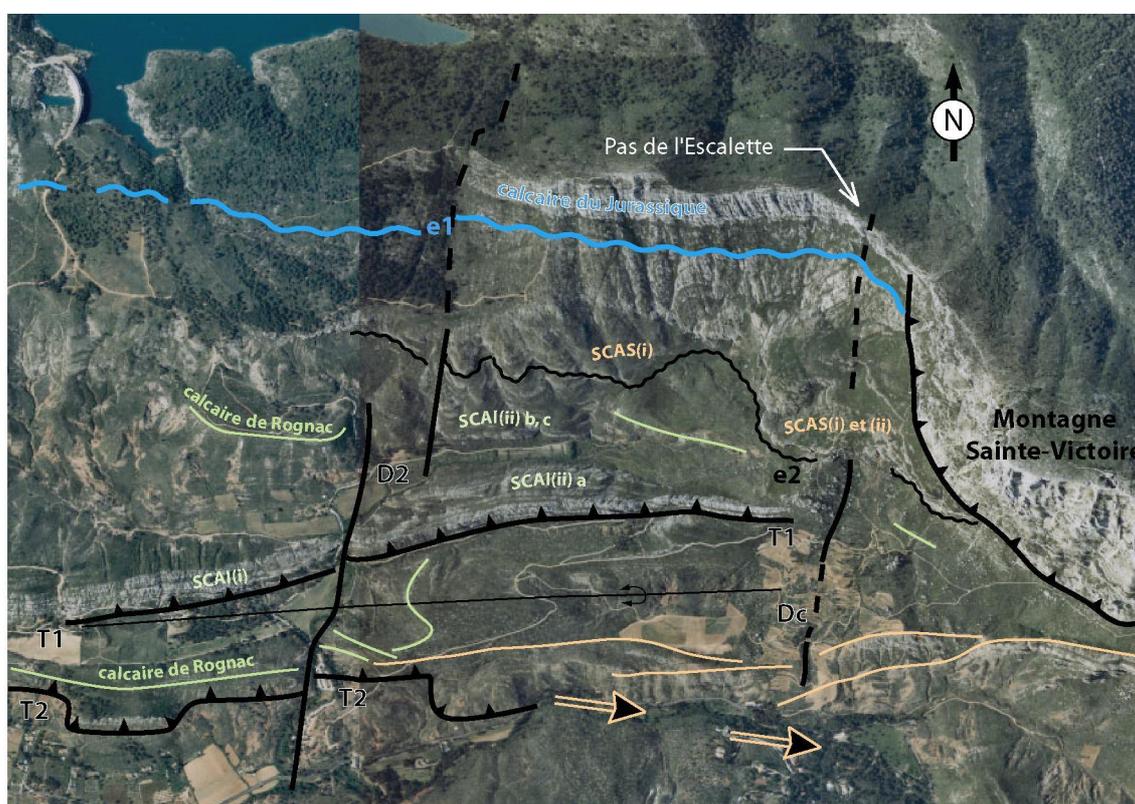


Figure III-6 : Photo-aérienne (IGN 0722, 1998, FD 1383/250), limite entre zone Ouest et zone Centrale. Relations entre les failles D2, Dc, les chevauchements T1 et T2, les surfaces e1 et e2 et les dépôts de cônes alluviaux. Mise en évidence de la migration des lobes du SCAS(ii) de la zone Ouest vers la zone Centrale.

Lors du dépôt du SCAI, les trois zones sont subsidentes sur la bordure et dans le bassin, mais les zones Ouest et Centrale produisent des galets et un apport sédimentaire important formant des cônes alluviaux sur la bordure (Fig.III-4c). Ces deux compartiments subissent une surrection vers le Nord relativement forte pour créer des reliefs.

La période entre le dépôt du SCAI et du SCAS (Maastrichtien) enregistre une forte diminution de subsidence dans la zone Centrale (quelques mètres de sédiments déposés) (Fig.III-4d ; Fig.II-8) tandis qu'elle reste élevée dans les zones adjacentes (plus de 60 mètres de sédiments préservés).

Au Paléocène (Fig.III-4e), le SCAS(i) n'est présent que dans la zone Ouest où la subsidence en bordure et la surrection dans le relief sont importantes. Le SCAS(i) de la zone Centrale correspond uniquement à deux bancs pluridécimétriques de conglomérats. Néanmoins, le SCAS(ii) se dépose ensuite dans les zones Ouest et Centrale, tandis que la subsidence dans le bassin a diminué fortement (Fig.I-5e). Cependant les cônes alluviaux de la zone Ouest sont nourris plus longtemps que ceux de la zone Centrale (Fig.II-8). Les lobes des derniers cônes alluviaux de la zone Ouest migrent vers la zone Centrale. Les paléo-courants montrent également cette tendance d'un écoulement vers la zone Centrale (Fig.III-6). Dans la zone Est les reliefs ne nourrissent pas de cônes alluviaux (Fig.III-4e) dans le Bassin de l'Arc.

1.3.3. Découplage des déformations dans des axes Nord-Sud

Le découplage structural (type de pli et taux de surrection) entre la zone Ouest et la zone Centrale se localise au niveau de la morphologie héritée du Portlandien dans les calcaires des reliefs. La variation latérale de faciès entre les calcaires Portlandien biodétritiques, épais et rigides (zone Centrale et Est), et les calcaires de faciès tithonique, moins épais et moins rigide (zone Ouest) (Fig.I-18), forme une architecture favorable à un découplage mécanique. L'épaisseur et la rigidité des bancs contrôlent en particulier la longueur d'onde du pli et son niveau de décollement. A partir du Campanien, la déformation des paléo-reliefs serait alors contrôlée par la litho-stratigraphie du Portlandien et ses variations mécaniques, associés à l'architecture sédimentaire. Ainsi entre les deux zones, une zone de faiblesse existe et a un rôle dans le découplage en terme de surrection et de déformation. Des études antérieures avaient déjà proposé que l'architecture sédimentaire et le contraste de compétence entre les différentes lithologies avait un rôle prépondérant lors d'une inversion tectonique (exemple du massif Ventoux-Lure, SE France, Ford et Stahel, 1995). Biberon (1988) avait remarqué que l'accident du Pas de l'Escalette (Fig.III-6), jusqu'alors considéré comme la liaison entre le chevauchement de la Montagne Sainte-Victoire et le chevauchement de Vauvenargues, était plutôt une « zone de transfert » entre la zone Ouest et la Montagne Sainte-Victoire, fortement fracturée mais sans microstructures attestant clairement la présence d'un chevauchement. Cette zone de transfert du Pas de l'Escalette est interprétée dans ce travail comme la zone de faiblesse qui localise le découplage (Fig.III-1 et 7).

L'existence d'un accident Dc, d'orientation N010, qui recoupe les argiles du Rognacien de la bordure du bassin au Sud de Bau Roux (carte 1 ; Fig.II-6), se localise exactement dans la zone de découplage et dans l'axe du changement de faciès du Portlandien. Cette accident a joué tardivement mais pourrait être l'expression de surface d'un accident qui jouerait à chaque phase majeure de déformation. Cet accident, en profondeur, pourrait avoir contrôlé la sédimentation au Portlandien, forçant les zones récifales vers l'Est et la sédimentation de bassin vers l'Ouest.

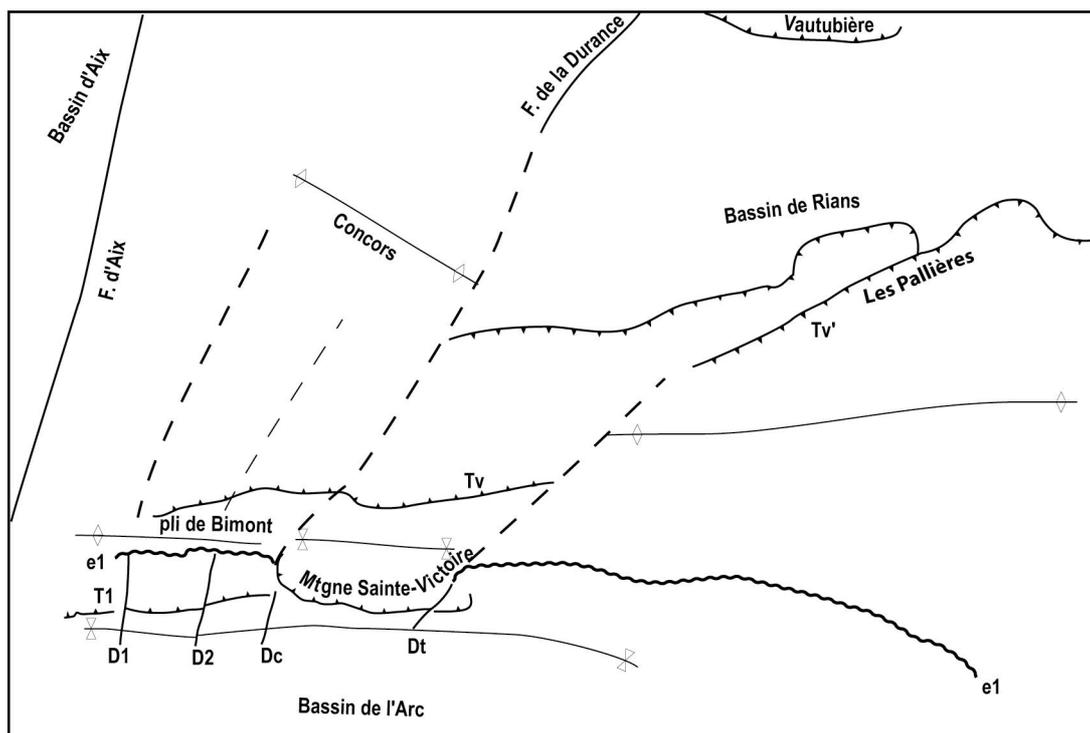


Figure III-7 : Carte structurale simple et accidents hérités de la bordure nord du Bassin de l'Arc, de la zone de paléo-relief (massif de la Montagne Sainte-Victoire) et du Bassin de Rians.

Entre la zone Centrale et la zone Est, l'accident Dt d'orientation N030 coupe les conglomérats du SCAI et rend ainsi difficile la corrélation entre la paléo-vallée de la Montagne Sainte-Victoire et La Torque (carte 1). Cet accident recoupant la série du bassin du Rognacien à l'Eocène a donc joué à l'Oligocène. Cet accident est dans l'axe du « coin » morphologique (La Torque) au niveau duquel l'avancée de la Montagne Sainte-Victoire vers le bassin s'arrête brutalement, là où les anciens auteurs arrêtaient le chevauchement de la Montagne Sainte-Victoire (Fig.III-7). Dans cette même zone, les déformations des calcaires Jurassique sont découplées ; le pli de la Montagne Sainte-Victoire à déversement vers le sud passe latéralement à un pli à déversement vers le nord (Fig.III-7). Le chevauchement de Rians à vergence nord s'arrête sur cet axe (carte 1

et 2 ; Fig.III-7). Les calcaires Jurassique ne sont pas décalés par cet accident mais ils sont très fracturés dans l'axe de cet accident.

Ainsi cet accident Dt d'orientation N030 a peut être un rôle dans le mécanisme de plissement et dans les variations géométriques au sein du pli armé par les calcaires récifaux du Portlandien (Fig.III-7).

Ces deux accidents en profondeur, Dc (N010), et Dt (N030), bien qu'ils n'aient qu'une faible expression de surface, correspondent aux deux limites qui permettent de découpler la subsidence différentielle et les surrections relatives des trois zones (Ouest, Centrale et Est). Elles ont chacune une évolution propre entre l'Albo-Aptien et le Paléocène (Fig.III-4).

1.4. Structures de la bordure du bassin

La particularité de la bordure du bassin de l'Arc est d'accommoder une forte déformation dans une zone où le dépôt des cônes alluviaux est continu. La déformation enregistrée par les cônes alluviaux a été reprise et accentuée par la phase majeure de l'Eocène moyen.

1.4.1. Le chevauchement T1

Grâce à l'architecture des dépôts de cônes alluviaux et à sa relation avec la déformation du pli de Bimont et du chevauchement T1, il est possible d'établir une cinématique relative des déformations. Le chevauchement T1, à vergence sud, est présent dans la zone où les dépôts de conglomérats sont particulièrement puissants. Il est actif consécutivement au début de la rotation du pli de Bimont, après le dépôt du SCAI(i). Le déplacement sur T1 est ensuite simultané à la rotation du pli de Bimont et pendant le dépôt du SCAI(ii) (et Fig.III-8).

Pendant le SCAI(ii), le dépôt des conglomérats est plus important entre Bimont et Bau Roux. Les trois corps de cônes alluviaux sont séparés par des discordances angulaires attestant que T1 reste actif durant tout le dépôt de SCAI(ii) (Fig.I-11). Tandis qu'à Petite Mer, T1 s'arrête rapidement, et n'est pas actif pendant le dépôt du SCAI(ii) (pas de discordances au sein du SCAI(ii) ; Fig.I-13).

Le chevauchement T1 est actif et synchrone d'Est en Ouest uniquement durant l'intervalle entre le dépôt du SCAI(i) et le dépôt du SCAI(ii). T1 est cinématiquement lié à la rotation du pli de Bimont. Ensuite, dans la zone Ouest, l'accommodation de la déformation est partitionnée d'est en ouest et T1 est actif en alternance à Bimont-Bau Roux et à Petite Mer. Il existe un découplage le long de la faille D1.

L'activité du chevauchement T1 est enregistrée pendant le dépôt des conglomérats dans leur zone de sédimentation majeure. Le raccourcissement sur les chevauchements est transmis par le pli septentrional qui alimente les cônes alluviaux en conglomérats. Les cônes alluviaux sont alors localisés au front d'une structure monoclinale. Cette structure forme un pli syn-sédimentaire qui engendre un processus « d'extrusion » des conglomérats (Fig.III-8). Quand le remplissage sédimentaire a une épaisseur supérieure au rayon de courbure du pli, un chevauchement de type *out-of-syncline* peut être créé pour expulser le matériel sédimentaire (Rafini et Mercier, 2002). Ce chevauchement T1 est un chevauchement de surface non enraciné, de type « *out-of-syncline* » (Rafini et Mercier, 2002), qui utilise un niveau de décollement dans le bassin (voir §1.4.3). T1 a rejoué puis s'est redressé lors du serrage Eocène.

Les conglomérats de la Torque et la discordance à leur base permet de visualiser le passage d'un contact érosif au nord à un chevauchement (T1) vers le sud (Fig.I-9). Le niveau de décollement se situe dans les argiles du Bégudien et le chevauchement n'est pas enraciné dans les calcaires des reliefs (Fig.I-15).

T1 s'arrête quand la déformation dans le pli de Bimont n'est plus significative, et/ou quand le chevauchement T2, à vergence sud, prend le relais au Rognacien tardif (Fig.III-8).

1.4.2. Le chevauchement T2

Le chevauchement T2 est un accident à faible pente qui a rejoué pendant la compression majeure à l'Eocène. T2 est présent dans la zone Ouest et dans la zone Centrale, mais ne se retrouve pas dans la zone Est.

Le chevauchement T2 est associé en particulier à la formation de la structure anticlinale complexe dans le Calcaire de Rognac de la zone Intermédiaire (Fig.I-12 et 15). Cette structure est coupée par la surface de discordance à la base de SCAS(ii). Elle s'est donc formée entre le Rognacien supérieur et l'âge de la surface de discordance séparant le SCAS(i) du SCAS(ii) (post-Calcaire de Vitrolles). Ce pli observé dans le Calcaire de Rognac au sud de Bau Roux (Fig.I-9 et 10) peut être un pli de propagation de rampe (paléo-T2). La montée du pli de la zone Intermédiaire, formé par le Calcaire de Rognac, est en partie à l'origine du redressement du chevauchement T1, même si la plus grande part du plissement de T1 et de sa position presque verticale actuelle a été acquise lors de la compression majeure Eocène moyen.

A Petite Mer, le chevauchement T2 n'est pas mis en évidence et la zone Intermédiaire n'existe pas entre le synclinal interne et le synclinal externe. Pourtant, la discordance syn-SCAS est bien marquée et met en évidence que T1 est actif ou que T2 est actif mais est resté aveugle.

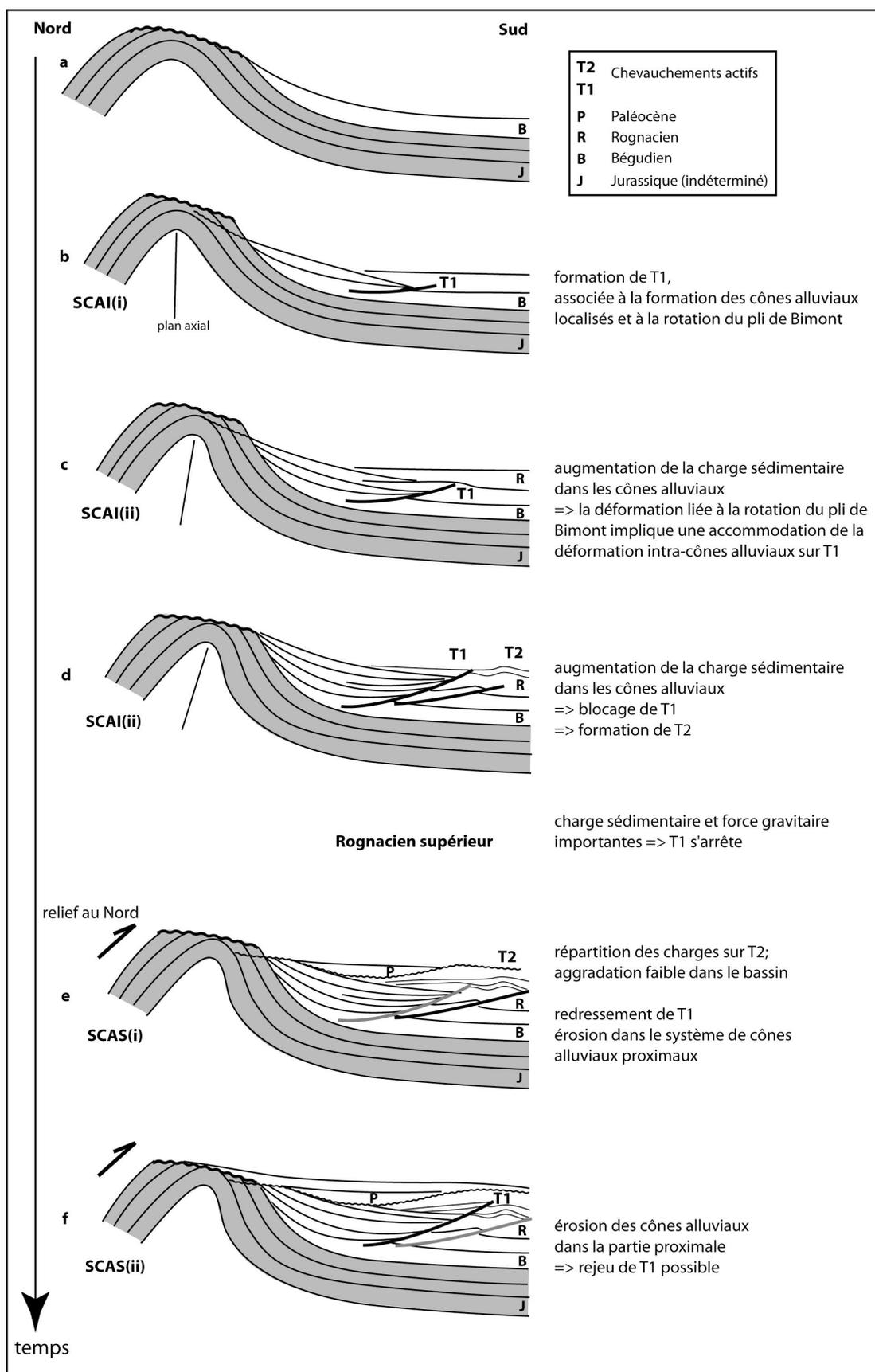


Figure III-8 : Evolution de la déformation de la bordure de bassin de la zone Ouest ; Interprétation de la formation des chevauchements T1 et T2 et de leur relais.

Dans la zone Centrale, T2 a joué durant l'Eocène, mais il a aussi servi de rampe pour former le pli du calcaire de Rognac pendant le Paléocène.

L'activité de T2 peut alors également être liée à la cinématique des plis des reliefs et aux dépôts de cônes alluviaux. Dans la zone Centrale, il est clair que T2 est actif tardivement au Paléocène car le calcaire de Rognac déversé et la base des dépôts de conglomérats du SCAS(ii) sont concordants.

1.4.3. Relais entre T1 et T2, chevauchements de type Out-of-syncline

Le niveau de décollement qui forme le chevauchement T1 sous les conglomérats du SCAI(i), est créé dans les argiles du Bégudien. Tant que le pli évolue, l'érosion des reliefs nourrit les cônes alluviaux, et le processus « d'extrusion » est actif (Fig.III-8b et c). Plus le toit du chevauchement T1 se charge en sédiments, plus la force de friction sur T1 est importante. Celle-ci est accentuée par la force gravitaire engendrée par la topographie qui va se créer avant le Paléocène. Dès que la friction est trop importante (Hardy et al., 1998), un chevauchement T2 est créé qui va répartir les charges et la friction pour être plus efficace que T1 (Fig.III-8d). Le relais n'est pas instantané et les deux chevauchements peuvent être actifs simultanément (Hardy et al., 1998). Ainsi T2 peut avoir débuté alors que T1 était encore actif. Cette activité conjuguée à la base du SCAS explique la surrection importante au niveau de l'extrémité de T1 qui engendre ce relief particulier et localisé entre les dépôts de cônes alluviaux du SCAS(i) et les dépôts du bassin (Fig.III-8e).

A la fin du Paléocène, T1 rejoue (Fig. III-8f). Ceci peut s'expliquer par l'érosion en amont qui remanie les dépôts proximaux de cônes alluviaux (galets de brèches au Paléocène, et nombreux faciès de remaniement), et par les dépôts essentiellement dans les lobes des cônes alluviaux plus dans le bassin qui augmente alors la charge sédimentaire sur T2. Ainsi les dernières déformations du Paléocène sont accommodées sur le chevauchement T1, qui place les conglomérats du SCAI(i) sur le calcaire de Rognac ou les argiles du Rognacien supérieur (Fig.III-8f).

1.5. Relations déformation dans les reliefs et dépôts de cônes alluviaux

Dans la zone Ouest, la déformation crée des reliefs à l'origine de la topographie qui génère un espace d'accommodation pour les cônes alluviaux. Au Maastrichtien supérieur, la formation d'un relief septentrional permet un renouvellement important de l'apport sédimentaire qui nourrit le SCAS (fig.III-2 et 4c).

Dans la zone centrale, la formation du pli de grande longueur d'onde crée également une topographie et un espace d'accommodation pour les cônes alluviaux du

SCAI (fig.III-2 et 4c). Au Maastrichtien terminal, les cônes alluviaux du SCAS(i) ne sont pas nourris. Soit la déformation ne compense plus le taux d'érosion et l'apport clastique est très réduit, soit le niveau stratigraphique atteint par l'érosion est un niveau de faible érodabilité, ou uniquement soluble, qui réduit l'apport clastique. Ce niveau, affleurant dans la partie sud du relief, peut être à l'origine de la déviation du réseau hydrographique amont qui nourrit alors le cône de Bau Roux dans la zone Ouest (Fig.II-6 et Fig.III-6). Ce point sera développé plus loin (§2.1.3).

Dans la zone Est, la déformation dans les paléo-reliefs n'engendre pas une topographie suffisante pour nourrir les cônes alluviaux du bassin de l'Arc. Par contre le versant septentrional de ce paléo-relief de la zone Est forme une topographie suffisante pour former des cônes alluviaux dans un bassin septentrional (bassin de Rians) contemporains du SCAS, dès le Maastrichtien supérieur (carte 2 ; Fig.I-2).

Ainsi, le dépôt des cônes alluviaux a une forte relation avec la géométrie des plis (Fig.III-2). Les cônes alluviaux se déposent dans les zones de plus forte déformation (Fig.III-2 et 4). Ils sont alors traceurs des morphologies formées lors d'événements tectoniques.

1.6. Héritage structural

Dans ce travail, le rôle de l'héritage structural est mis en évidence lors de la ré-activation en compression d'accidents anciens d'orientation globalement Est-Ouest (Chorowicz et al., 1989) et N020. Ces structures héritées ont (1) une influence sur la géométrie des structures plicatives et sur leur extension latérales dans les paléo-reliefs, (2) un rôle sur les variations de subsidence et la distribution des sédiments syn-cinématiques, (3) une expression de surface peu marquée mais révélée par des paléo-architectures (exemple du Portlandien).

Des travaux antérieurs (de Graciansky et al., 1987 ; Philip et al., 1987 ; de Graciansky et Lemoine, 1988) ont également mis en évidence la pré-structuration de la Provence sub-alpine, plus au Nord.

1.6.1. Vergence des déformations

La vergence des déformations est probablement guidée par les paléo-structures. Au premier ordre, des structures Est-Ouest ont guidé la localisation, la vergence et la nature des déformations compressives. Au second ordre, des structures globalement Nord-Sud ont un rôle sur la variabilité de structures plicatives, les découplages et les zones de sédimentation majeures.

Accidents Est-Ouest

Les accidents globalement Est-Ouest sont également bien connus dans la Provence sub-alpine (Monier et Ferry, 1987 ; de Graciansky et al., 1987 ; de Graciansky et Lemoine, 1988), dans le bassin Sud-Provençal près de Toulon (Philip et al., 1987 ; Hennuy, 2003). Ces systèmes de failles extensives sont Jurassique supérieur à Crétacé Inférieur (de Graciansky et Lemoine, 1988) et sont cinématiquement liées à l'ouverture du bassin liguro-piémontais au Jurassique moyen et à l'ouverture de l'Atlantique nord pendant le Crétacé Inférieur (Sibuet et al., 1979 ; de Graciansky et al., 1985). Des accidents de ce type (Est-Ouest) ont été proposés pour le massif de la Sainte-Victoire (Chorowicz et al., 1989) en relation avec la sédimentation du Portlandien.

En effet, la série du Jurassique a une épaisseur plus importante dans le massif de la Montagne Sainte-Victoire que plus au Sud en Provence (Dalmaso, 2001). De plus un alignement récifal du Portlandien permet de délimiter deux zones de subsidence très différentes (Chorowicz et al., 1989). Ces récifs pourraient marquer la présence d'une paléofaune jurassique qui limite un compartiment jurassique surélevé au Sud d'un compartiment à plus forte subsidence au Nord (Chorowicz et al., 1989). Les variations de faciès sédimentaire du Sinémurien au Portlandien s'intègrent dans un système de failles normales de la marge téthysienne. Ces failles dont certaines à regard opposés pourraient guider la vergence des chevauchements lors des phases compressives Crétacé et Eocène (Chorowicz et al., 1989) (Fig.III-2).

Il est probable que les structures pré-existantes et en particulier leur pendage, ont une influence sur l'activation des niveaux de décollement (§ suivant), la géométrie et l'orientation des chevauchements (Gillcrisp et al., 1987).

Une « flexure » de socle (dépression ou faille) d'orientation Est-Ouest ou Nord-Ouest- Sud Est qui s'atténue vers l'Est a été mise en évidence par Biberon (1988). Le socle déterminé à 3km de profondeur au Nord du massif de la Sainte-Victoire atteint 4km dans le bassin de l'Arc (Fig.III-2). Plusieurs auteurs proposent que cette flexure guide en partie la vergence des chevauchements (Biberon, 1988 ; Roure et Coletta, 1996). Cependant, deux modèles s'affrontent quant à la structure en profondeur du massif de la Montagne Sainte-Victoire. Certains auteurs considèrent que la couverture sédimentaire est décollée sur les évaporites du Trias et forme une structure de type « chevauchement de couverture » (Tempier, 1987 ; Biberon, 1988) (Fig.I-3a). Tandis que d'autres auteurs préfèrent l'hypothèse d'une réactivation de structure permienne (Roure et Coletta, 1996) formant une structure de type « chevauchement de socle » (Fig.I-3b). Ces derniers suggèrent alors que le socle est décalé par faille et forme un bassin permien. L'inversion de ce bassin induit ensuite des décollements superficiels intra-triasique et oxfordien. Dans

les deux cas, une structure en pop-up se développe dans la zone de transition entre la zone à transport vers le Nord et celle à transport vers le Sud.

Accidents N000 à N020

Les accidents N000 à N020 ou N030 enregistrent des mouvements en décrochement (Joseph et al., 1987 ; Lacombe et al., 1992) en Provence. Ces accidents forment une population de même type que la faille majeure de la Durance et sont héritées de la phase distensive tardi-hercynienne. Elles sont bien connues en Provence sub-alpine (Arc de Castellane et zone entre la Durance et le Rhône) (de Graciansky et Lemoine, 1988).

Ce travail met en évidence des structures profondes N010 à N030 dans le massif de la Sainte-Victoire (Fig.III-1 et 7). Ces structures permettent de découpler d'Est en Ouest les structures anticlinales du massif de la Sainte-Victoire. Elles ont contrôlé en partie la géométrie des plis et leur relais, les surrections différentielles et les zones de sédimentation majeures. Cependant il est important de souligner que ces linéaments structuraux n'ont pas joué lors de la compression à l'Eocène moyen.

Dans la région, les accidents majeurs de même orientation sont les failles de la Durance et d'Aix-en-Provence. Ces failles d'orientation globalement N020-N030, ont classiquement un relais Est-Ouest entre St-Paul lès Durance et Mirabeau, au Nord du massif du Concors (carte 2). L'extrémité méridionale de la faille de la Durance est cartée jusqu'à Jouques et structure la limite ouest du massif de la Montagne de Vautubière selon une orientation N030. Cartographiquement, l'accident Dc se corrèle parfaitement avec l'extrémité de la faille de la Durance (Fig.III-7). Dc peut être l'expression de surface d'un accident régional majeur plus profond (Fig.III-7). Sur la bordure nord du Bassin de l'Arc, les accidents Dc, Dt et D2 ne présentent pas un décalage important en surface, tandis que l'accident D1 a accommodé un déplacement plus important. La bordure nord du Bassin de l'Arc se localise sur le relais entre les failles de la Durance et d'Aix en Provence (Fig.III-7).

1.6.2. Niveaux de décollement

Le Trias est le niveau de décollement principal en Provence (Tempier, 1987). La zone Ouest enregistre une déformation à partir du Bégudien mais le niveau de décollement activé est plus superficiel pour le pli de Bimont. L'activation tardive du niveau de décollement de Vauvenargues Tv dans le Trias est probablement Maastrichtien terminal. Une structure héritée peut être à l'origine des activations différentielles des niveaux de décollement, en particulier une faille à pendage trop raide favoriserait un décollement plus superficiel malgré des propriétés mécaniques plus favorables dans le Trias évaporitique. Le niveau de décollement superficiel limité en épaisseur et compétence ne peut pas

accommoder toutes les contraintes. La déformation est continue entre le Bégudien (Campanien inférieur) et au moins le Paléocène. L'évènement du Maastrichien terminal est caractéristique de la zone Ouest et correspond à un changement de localisation des structures qui accommodent la déformation (Fig.III-2).

Dans la zone Ouest, l'important apport clastique du SCAS(i) et l'évolution des cônes alluviaux du SCAS(ii) indiquent un relief plus en amont au début du Paléocène, interprété précédemment comme la montée d'un pli septentrional durant cette période (Fig.III-2). Cette interprétation implique que le décollement dans le Trias de la zone Ouest ne devient actif qu'à la fin du Maastrichien (Rognacien supérieur).

Le décollement dans le niveau triasique est plus précoce en zone Centrale. L'activation de niveaux de décollement différents est en partie contrôlé par la compartimentation. Quelques arguments peuvent expliquer ce phénomène :

- (1) découplage lithologique et mécanique entre un calcaire Portlandien bio-clastique et construction bio-carbonatée, épais et rigide en zone Centrale et Est, et un calcaire Portlandien plus fin, moins épais et moins rigide ;
- (2) l'épaisseur et la rigidité des bancs contrôlent la longueur d'onde du pli et donc son niveau de décollement ;
- (3) le niveau de décollement superficiel permet de former une structure avec une faible force gravitaire (*gravitational work*) et faible force de friction dans la zone Ouest (pli de Bimont) ;
- (4) l'existence d'un héritage structural perpendiculaire d'axe E-W, en Provence (Chorowicz et al., 1989), et dans le bassin du Sud-Est (DeGracianski et al., 1987) permettent de supposer un système de failles E-W (Chorowicz et al., 1989) sous les faciès du Jurassique du massif de la Sainte-Victoire. Cet héritage, non linéaire, pourrait aussi influencer l'activation des niveaux de décollement et la vergence des déformations.
- (5) l'arrêt de la déformation sur le niveau de décollement superficiel dans la zone Ouest suit le dépôt en masse des conglomérats à l'avant du pli. Ces dépôts augmentent les forces des frictions sur le niveau de décollement qui est peu épais et moins ductile que le Trias, qui prend le relais ;

Dans la zone Est, la rampe à vergence opposée contrôlant la formation du pli anticlinal à vergence Nord est probablement plus active à partir du Rognacien supérieur (Maastrichtien supérieur), permettant la formation d'une topographie suffisante pour former des cônes alluviaux dans le bassin de Rians (Fig.III-2). Ainsi, la rampe Tv (zone Ouest et Est) et la rampe Tv' à vergence opposée (Les Pallières en surface) (zone Est) ont un maximum d'activité à partir du Rognacien supérieur.

1.6.3. Architecture sédimentaire et héritage structural

La plupart des linéaments n'ont pas d'expression de surface évidente, mais sont en général mis en évidence par des paléo-architectures sédimentaires ou des paléo-morphologies. Dans le massif de la Montagne Sainte-Victoire, la répartition des faciès du Portlandien d'est en ouest est un révélateur d'un accident profond N010 (Dc). Cette répartition de faciès crée une architecture sédimentaire majeure portlandienne qui influence directement la morphologie de la surface d'érosion campanienne-paléocène sur laquelle se dépose les systèmes de cônes alluviaux (fig.I-18).

2. Paramètres de contrôle des systèmes de cônes alluviaux

Ce paragraphe 2 tente de faire une revue exhaustive des facteurs qui contrôlent les systèmes de cônes alluviaux et de les intégrer dans les systèmes de cônes alluviaux de la bordure nord du Bassin de l'Arc.

Les dépôts de cônes alluviaux sont contrôlés par de nombreux paramètres environnementaux. Les caractéristiques structurales ne sont pas les seuls paramètres enregistrés dans les dépôts de cônes alluviaux. Il est nécessaire de comprendre les processus de transfert enregistrés et préservés par ces dépôts pour discriminer ces signaux et ensuite réaliser une analyse détaillée des relations tectono-sédimentaires.

L'architecture et l'évolution des cônes alluviaux dépendent de nombreux paramètres interdépendants qui contrôlent leur aggradation (Fig.III-9). Les uns sont liés aux caractéristiques structurales du bassin de drainage (Stockes et Mather, 2003), les autres liés aux changements climatiques (Harvey, 1990). Certains de ces paramètres sont liés à la source : l'apport sédimentaire (taux d'érosion), la décharge en eau, la pente entre source et bassin qui est un profil d'équilibre local associé au taux de surrection *versus* taux d'érosion dans les reliefs et à l'aggradation du bassin (Burbank et al., 1996 ; Stockes et Mather, 2003). Le cône alluvial est également dépendant de l'organisation hydrographique du bassin de drainage en amont et de son évolution autocyclique (Dingle et Hendley, 1984 ; Bishop, 1995 ; Stockes et Mather, 2003). Les processus d'érosion et de pédogenèse y prédominent. La lithologie du substrat, son érodabilité et sa fracturation ont également un rôle important sur la nature des produits d'érosion qui transite vers le cône alluvial (Levson et Rutter, 2000).

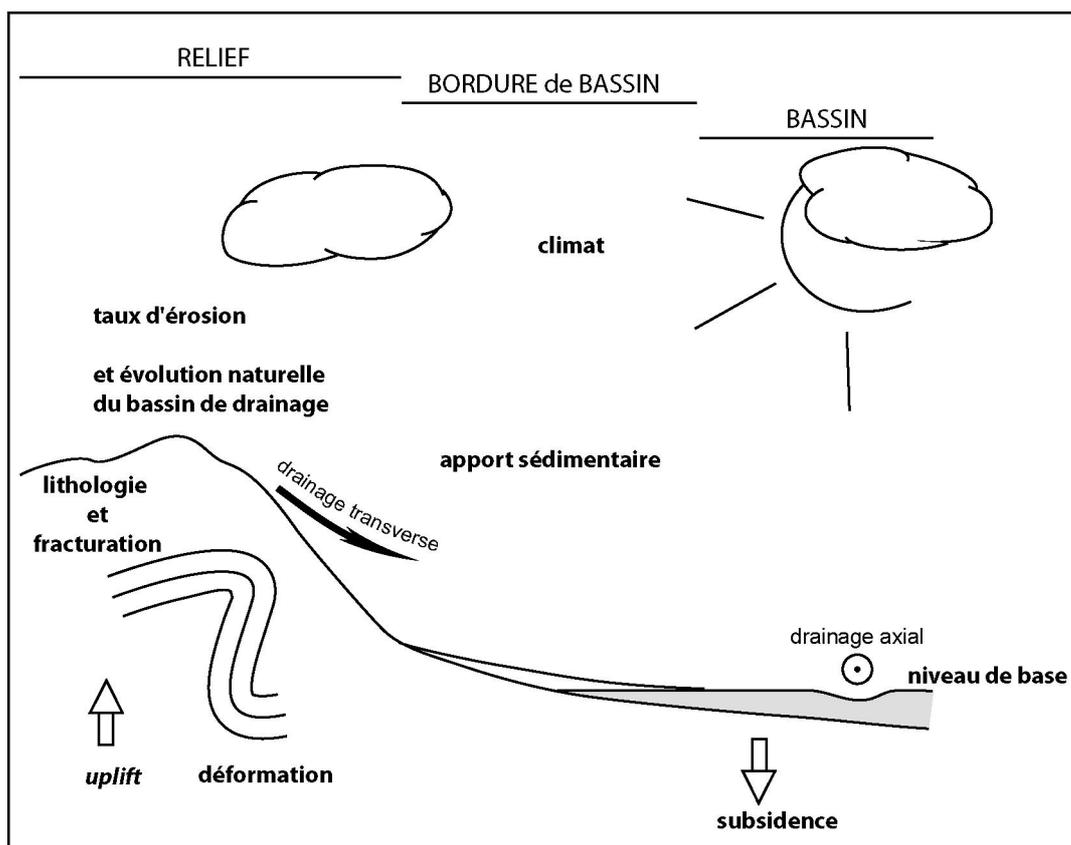


Figure III-9 : Paramètres qui contrôlent le développement des cônes alluviaux.

Les autres paramètres qui contrôlent l'architecture du cône alluvial sont liés à la dynamique du bassin en aval. Ces derniers ont un rôle sur le profil d'équilibre du cône et son niveau de base (Harvey et al., 1995 ; Mather, 2000). En particulier la subsidence et l'aggradation sédimentaire sont contrôlées par les environnements contigus, leur processus sédimentaires propres et par la tectonique régionale.

Les nombreuses données sédimentologiques et géochimiques du bassin permettent de tester l'importance du facteur climatique sur les séquences de cônes alluviaux, à courte comme à longue période de temps. Il est également possible de tester les paramètres de subsidence et de niveau de base. Ces facteurs dont les données proviennent de l'étude du bassin sont appelés par la suite paramètres du bassin. En opposition aux paramètres des reliefs, qui sont plus nombreux et dont certains sont acquis indirectement. La forte déformation de la bordure est une particularité du système relief-bordure de Bassin de l'Arc qui nécessite de prendre aussi en compte de manière autonome les paramètres de la bordure.

2.1. Paramètres du relief

La stratigraphie des cônes alluviaux est gouvernée par une hiérarchie de facteurs environnementaux (Ritter et al., 2000). En particulier les paramètres liés à l'évolution des reliefs ont un rôle direct sur l'évolution sédimentologique et architecturale du système de cônes alluviaux. Les variations des taux et styles de tectonique, de la lithologie et de la géomorphologie des terrains drainés, des apports sédimentaires, et du bassin de drainage sont enregistrées par les cônes alluviaux (Fig III-9).

2.1.1. Déformation des reliefs

Le rôle de la tectonique est incontournable pour le développement d'un cône alluvial. Dans un premier temps, la tectonique est le facteur qui permet de créer une topographie nécessaire au développement d'un bassin de drainage et d'un cône alluvial associé. Comme dans d'autres études sur les cônes alluviaux (Nichols, 1987; Ford et al., 1997 ; Alonzo-Zarza et Calvo, 2000 ; Barrier et al., 2002), les cônes alluviaux de la bordure nord du Bassin de l'Arc sont syn-tectoniques et sont fortement influencés par la déformation dans les reliefs, en particulier ceux du SCAI (Fig.I-8). Cependant il n'est pas évident que la sédimentation des cônes alluviaux s'arrête entre le SCAI et le SCAS car la tectonique s'arrête.

Les dépôts des cônes alluviaux de la bordure nord du bassin sont associés au développement d'une structure de croissance et à l'évolution du bassin de drainage dans les paléo-reliefs. Les discontinuités angulaires dans les conglomérats montrent que les déformations sont importantes et relativement continues dans les reliefs. Les surfaces et tronçures d'érosion suggèrent que les parties proximales des cônes alluviaux sont remaniées lors de la surrection des reliefs, tandis que l'empilement massif des zones médianes et distales des cônes alluviaux nécessite un espace d'accommodation important.

2.1.2. Evolution du bassin de drainage

Evolution d'un bassin de drainage

Les systèmes hydrographiques dans des régions soumises à une tectonique active subissent des modifications majeures en réponse à la déformation. La réponse de chacun des systèmes hydrographiques dépend (1) de l'équilibre entre magnitude et fréquence de l'activité tectonique et le pouvoir érosif du système fluvial, (2) de la sensibilité du système hydrographique face aux changements d'ordre climatique, géologique et géomorphique (Mather, 2000).

Le réseau hydrographique d'un bassin de drainage se modifie par des captures fluviales qui entraînent une ré-organisation importante du système. Différents types d'évolution peuvent se produire : une ré-organisation du réseau par propagation du réseau vers l'amont, *beheading and diversion*, (Bishop, 1995), une déviation des apports sédimentaires et une variation dans les bilans sédimentaires (Dingle et Hendey, 1984 ; Clayton, 1994), des changements locaux et régionaux des niveaux de base (Harvey et al., 1995), des modifications morphologiques du réseau hydrographique (Deshaies et Weisrock, 1995) ou du paysage (Teeuw, 1991).

De nombreuses études ont examiné la réponse du réseau hydrographique face à une modification d'ordre tectonique en se focalisant sur l'équilibre entre activité tectonique et énergie fluviale, et sur les conditions de déviation du réseau hydrographique (Alexander et Leeder, 1987 ; Jolley et al, 1990 ; Burbank et al., 1996). Il a été démontré que les captures fluviales engendrées par une surrection font partie des paramètres majeurs dans les modifications des environnements fluviaux (Harvey et Wells, 1987 ; Mather, 1993 ; Calvache et Viseras, 1997).

Bassins de drainage de la paléo-Montagne Sainte-Victoire

L'analyse des faciès au sein de chaque système de cônes alluviaux semble en contradiction avec l'évolution climatique enregistrée dans le bassin (Cojan et al., 2003). En effet, à la fin du SCAI(ii) les faciès indiquent plutôt des processus de dépôts avec un rapport eau/sédiment plus important (imbrications, lithofaciès 2b). Le SCAS(ii) indiquent aussi des processus de dépôts avec des taux eau/sédiment importants (coulées de boues, lithofaciès 6, et charriage torrentiel, lithofaciès 7) et un ruissellement important en surface de cônes (gouttières d'érosion). Ces faciès semblent indiquer un climat plus humide, tandis que les études isotopiques montrent un climat plus aride. Cependant, en tenant compte de l'état du bassin de drainage, du taux d'érosion et du caractère plus violent des événements pluvieux, il est possible d'enregistrer une telle évolution de faciès sous un climat à tendance plus aride et plus contrasté.

En effet, à la fin du SCAI(ii), le bassin de drainage n'est plus juvénile et présente un réseau hydrographique déjà évolué, avec une capacité de transport importante. Le bassin de drainage a encore une forte pente mais il est plus structuré, fournissant une charge sédimentaire abondante. Les coulées de débris évoluent vers des courants gravitaires cohésifs (riches en particules fines) et des coulées hyperconcentrées ; le pouvoir de transport par l'eau a augmenté avec l'évolution du réseau hydrographique, mais la charge sédimentaire donne encore naissance à des écoulements généralement gravitaires. Durant le SCAS(ii), l'augmentation de la surface des lobes et leur rétrogradation vers les reliefs (chapitre II) est en faveur d'une augmentation importante de la taille des bassins

versants. Les bassins de drainage sont matures, les réseaux hydrographiques très évolués avec les affluents majeurs qui nourrissent les cônes alluviaux, plus larges mais présentant une pente légèrement plus faible. Les reliefs se sont adoucis et le taux d'érosion est probablement plus faible. La lithologie du bassin versant a changé. Les marnes du Lias fournissent de nombreuses particules fines. L'altération forme également des sols rouges (siltites argileuses). Ainsi les dépôts des cônes alluviaux sont plus riches en siltites (coulées de boues, lithofaciès 4) et si le rapport eau/sédiment est important, les granules et les débris de *Microcodium* sont transportés par courants tractifs ou laminaires. Ainsi l'analyse des faciès et les résultats isotopiques ne sont pas nécessairement en désaccord. Dans ce cas, l'évolution des faciès enregistre plutôt l'évolution du bassin de drainage qu'une évolution climatique à long terme.

2.1.3. Lithologie et morphologie du bassin versant

Influence de la zone source, les reliefs

La lithologie du bassin versant est un paramètre du relief important. En effet, la lithologie influence le taux d'apport clastique dans le cône alluvial qui est fonction de sa résistance à l'érosion et à l'altération (Nichols et Hirst, 1998 ; Levson et Rutter, 2000). De plus, il semble que la lithologie ait conditionné le type d'écoulement gravitaire qui se forme. Des roches clastiques sont plus aptes à former des coulées de débris non cohésives à éléments grossiers que des roches carbonatées. Les calcaires forment des éléments plus petits, transportables par des courants de moins grande énergie : ainsi, les coulées de débris peuvent être plus fréquentes et moins compétentes. Les roches clastiques forment alors des coulées de débris de haute énergie, plus compétentes, de bancs épais, mais moins fréquents (Levson et Rutter, 2001). La fréquence des événements catastrophiques dépend aussi de la stratification et de la fracturation des roches du bassin versant. En effet, le taux d'apport clastique est aussi contrôlé en partie par le facteur tectonique qui induit la fracturation par les déformations. Une roche déjà très déformée se désagrège en éléments plus petits et favorise les accumulations de colluvions (Levson et Rutter, 2001).

La morphologie et la taille du bassin versant joue un rôle dans la forme des éléments figurés mais surtout sur la taille et le type de cône alluvial formé à la sortie du bassin (chapitre II). Un cône alluvial dominé par des processus de coulées de débris se dépose en aval d'un bassin versant petit et encaissé, alors qu'un cône dominé par des processus fluviaux se forme à l'exutoire d'un bassin plus large et de plus faible pente (Levson et Rutter, 2001, Gomez-Villar et Garcia-Ruiz, 2000). Différentes études sur la forme des cônes alluviaux ont établi des paramètres discriminants : un cône alluvial dominé par des processus de coulées de débris a une pente plus forte ($>4^\circ$), et un bassin

versant de plus fort relief et de surface plus petite (<10-12 km²) qu'un cône dominé par des processus torrentiels (Levson et Rutter, 2001).

Finalement, le type et le volume d'apport sédimentaire sont des paramètres majeurs du relief dont les moteurs sont climatique et tectonique. L'apport sédimentaire dépend du taux d'érosion et du pouvoir de transport. Le pouvoir de transport dépend non seulement de la décharge en eau dont l'énergie change au fur et à mesure de l'évolution du bassin de drainage en conséquence des captures du réseau fluvial, mais aussi du gradient topographique et de la distance entre la source et le bassin.

La cas des bassins versants de la paléo-Montagne Sainte-Victoire

Les cônes alluviaux de la Montagne Sainte-Victoire sont tous issus d'un massif de roches carbonatées dont les variations latérales de faciès sont importantes, en particulier pour les calcaires du Portlandien. La nature et la quantité d'apport sédimentaire varient fortement au cours du temps, indiquant soit une variation du pouvoir d'érosion lié au climat (pression partielle de CO₂ et pH) (Chou et al., 1989 ; Schmitt, 1999), soit une variation dans de la lithologie des roches soumises à l'érosion et à la dissolution (Carrio-Schaffhauser et al., 2004).

Le rôle de la lithologie et de son érodabilité sur la morphométrie des bassins versants a été suggéré pendant le SCAS. En effet, l'apport clastique de la zone Centrale est très réduit pendant le SCAS(i). Pendant le SCAS(ii) seul le cône alluvial localisé à La Torque est nourri et s'arrête précocement à la fin du SCAS(ii) (Fig.II-8). Comme peu de galets de Portlandien à faciès bio-clastiques, formant la zone Centrale et Est, ont été retrouvés dans les cônes alluviaux, il est probable que ce faciès péri-récifal ait une sensibilité à la dissolution et à l'érosion inférieure au faciès plus fin (mudstone) (Carrio-Schaffhauser et al., 2004). La mise à l'érosion de ce faciès pourrait diminuer fortement l'apport clastique du cône alluvial de la zone Centrale. Sa sensibilité à l'érosion inférieure à celle des autres faciès carbonatés et des marnes entraînerait alors une réorganisation du système fluvial dans les reliefs. La mise à l'érosion de ce faciès correspond aux changements des zones de dépôts des cônes alluviaux et probablement de la position de leurs apex entre le SCAS(i) et le SCAS(ii). L'espace d'accommodation est favorisé dans la zone Ouest par la répartition des faciès récif-bassin Portlandien et la morphologie héritée, qui crée une dépression favorable à l'accumulation sédimentaire dans la zone Ouest (Fig.I-18).

La variation de lithologie est facilement mise en évidence entre le SCAS(i) et le SCAS(ii). En effet, le volume de particules fines dans les dépôts de cônes alluviaux a

augmenté très fortement pendant le SCAS(ii). Ce changement lithologique et la réorganisation hydrographique avant le SCAS(ii) est accompagnée d'une augmentation de la taille des bassins de drainage par érosion régressive (Fig.III-2). Les niveaux marneux à l'affleurement changent la morphologie des bassins versants, et en particulier les pentes doivent se modifier.

2.1.4. Erosion et déformation

L'érosion est un paramètre mécanique important pour la mise en place des chevauchements et en conséquence pour l'évolution d'une rampe. Pourtant peu d'études traitent de ce paramètre (Elliott, 1976 ; Raleigh et Griggs, 1963). Le rôle de l'érosion sur l'évolution d'un pli est encore moins connu et les premières idées remontent au milieu du XXème siècle avec en particulier les hypothèses de géologues provençaux car les plis en Provence se forment à la surface et sont érodés pendant leur évolution. Lutaud (1957) considère que la tectonique provençale résulte de trois phases : plissement, érosion et chevauchement (Fig.III-10). Il avait émis l'hypothèse que l'érosion d'un anticlinal entraînait la formation d'un chevauchement dans la charnière. Cette idée du lien entre érosion et chevauchement et pli avait été émise par Willis en 1893. Goguel (1952) interprète l'aspect discontinu des chevauchements provençaux comme le résultat d'une érosion inégale des anticlinaux.

Les modèles de plis actuels (Fig.III-3) montrent que la plupart des plis sont des plis associés à des rampes. Ainsi l'érosion ne crée probablement pas le chevauchement comme le pensait Lutaud, mais il est possible que l'érosion localise sa propagation vers la surface. L'érosion de la charnière provoque également une variation des paramètres mécaniques du pli et provoque probablement des délocalisations de la charnière au sein du pli.

Les études plus récentes de modélisation (Hardy et al., 1998) proposent plutôt que l'érosion a un rôle dans la ré-activation des chevauchements en diminuant les forces de friction qui s'appliquent sur le niveau de décollement, mais le rôle de l'érosion sur la formation primaire des chevauchements n'est pas discuté. La combinaison de l'érosion et de la re-sédimentation mène à une activité et des relais complexes entre chevauchements (vus avec T1 et T2 dans cette étude).

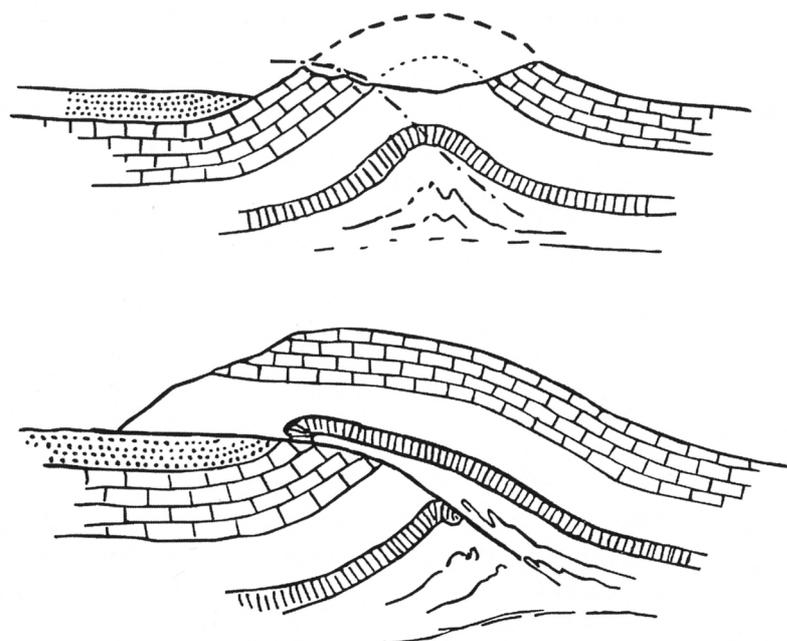


Figure III-10 : Le rôle de l'érosion sur la relation pli-faille selon Lutaud (1957) : érosion et formation de l'anticlinal simultanées créent une faiblesse qui favorise la formation ultérieure d'un chevauchement au cœur de l'anticlinal.

A une échelle plus large, le rôle de l'érosion sur la déformation commence à être plus amplement étudié. En particulier la corrélation positive entre un fort taux d'érosion et la surrection importante de certains massifs orogéniques est mis en évidence (Avouac et al., 2000 ; Schlunegger et Hinderer, 2001 ; Schlunegger et al., 2001). D'autres travaux tentent d'établir un lien entre tectonique et érosion dans l'orogène, et taux de subsidence et architecture stratigraphique dans le bassin d'avant-pays (Schlunegger, 1999 ; Pfiffner et al., 2002). Ce travail sur la bordure nord du Bassin de l'Arc est une première approche du lien qui peut être fait entre érosion et déformation et architecture sédimentaire à une échelle plus petite, à l'échelle d'un système sédimentaire.

2.2. Paramètres de la bordure du bassin

2.2.1. Déformations de la bordure du bassin

L'accommodation dans le cône alluvial dépend non seulement de la surrection du relief, et de l'aggradation dans le bassin mais aussi de la surrection relative de la bordure du bassin (Fig.III-11). Ce dernier est contrôlé par l'activité des chevauchements T1 et T2 dans la zone Ouest. La surrection de la bordure du bassin contrôle la pente et le profil d'équilibre et influence la localisation des dépôt-centres des cônes alluviaux et en particulier d'éventuels zones d'accumulation ou de piégeage des sédiments (exemple : Bau Roux durant le SCAS(i)).

2.2.2. Paramètres autocycliques des cônes alluviaux

Des auteurs proposent que certaines séquences de dépôt sont d'origine autocyclique et tentent d'établir une hiérarchie de sept surfaces limites dans un cône alluvial (Decelles et al., 1991). Le cône alluvial se construit selon un cycle en trois phases : sur un cône stable, si le gradient énergétique diminue brusquement dans le chenal d'alimentation, le taux d'aggradation va augmenter dans la partie proximale du cône alluvial. Quand l'espace d'accommodation est comblé, les sédiments se déposent sous forme de lobe à l'avant du cône (en ayant éventuellement creusé un chenal dans la partie proximal pour rétablir le gradient d'équilibre). Quand le profil d'équilibre est atteint par incision et formation de lobes et que les chenaux sont comblés, la surface du cône revient à une sédimentation uniforme en nappe ou de type chenaux divagants. Le cône à dominante torrentielle a tendance à subir des migrations de chenaux, tandis que le cône à coulées de débris subit des avulsions. Ces derniers phénomènes sont à l'origine de séquences autocycliques.

2.2.3. Séquences dans les dépôts de cônes alluviaux

Les séquences de type corps de cône alluvial (3 Ma) et de type succession de faciès (1 à 2 Ma) représentent des cycles d'évolution dans l'apport sédimentaire dans les dépôts du SCAS(ii) (Fig.II-8). Chaque séquence indique une diminution de l'apport clastique dans le bassin de drainage. Ce signal est probablement d'ordre tectonique dans la séquence de type corps de cône alluvial. Ce signal pourrait être autocyclique dans la séquence de type succession de faciès (avulsion). Le signal climatique haute fréquence pourrait correspondre à l'échelle du banc (alternance siltite/conglomérat).

2.3. Paramètre climatique

Climat et dépôt de cônes alluviaux

Dans de nombreuses études traitant de cônes alluviaux quaternaires (Amorosi et al., 1996 ; Harvey et al., 1999; Ritter et al., 2000), le climat semble être le facteur principal contrôlant l'architecture sédimentaire du cône alluvial. Dans la plaine du Pô, il a été déterminé par analyse sur les pollens que les sédiments grossiers dans les cônes alluviaux quaternaires se sont déposés lors de la transition climatique d'une période froide et sèche à une période chaude et humide (Amorosi et al., 1996). L'aggradation des cônes alluviaux se fait en période d'incision des vallées sus-jacentes, sous un climat plus chaud et humide (Amorosi et al., 1996). Sous un climat plus froid et sec, le cône est abandonné

au profit de la plaine alluviale distale, le taux d'érosion des vallées diminue et les terrasses sont préservées.

Le développement de sols en surface d'un cône alluvial est un indice important pour comprendre l'évolution du climat entre les différents régimes de dépôts. Le sol correspond à une période de faible sédimentation alluviale pendant laquelle la pédogénèse est le processus dominant. Les événements catastrophiques type coulée de débris ne sont pas déclenchés sous un climat non contrasté, d'autant plus que la végétation empêche le glissement de la couverture sédimentaire. Ainsi une succession de paléosols et de dépôts catastrophiques est interprétée comme une alternance de climats subhumide à semi-aride/aride, avec une évolution significative de la végétation (pollens) à chaque changement. La transition climatique de la période aride à la période subhumide peut être annoncée par la diminution du taux Apport Sédimentaire/Eau (dépôts de plus en plus dominés par les processus fluviaux) (Mack et Leeder, 1999).

Le climat a une influence sur la structure interne du cône et sur sa forme : il détermine les processus de dépôts dominants et donc sa morphologie. Un cône alluvial en climat humide a une pente plus faible qu'en climat plus aride, pour une même lithologie (Levson et Rutter, 2000).

Climat et méga-séquences

Pendant le dépôt des deux systèmes de cônes alluviaux SCAI et SCAS, l'enregistrement climatique dans le bassin (Cojan et al., 2003) montre une tendance vers un climat plus sec et plus chaud. Tandis que pendant le dépôt des sédiments du Rognacien supérieur, le climat a une tendance plus humide et plus froide. Ainsi à une échelle de temps plus élargie (de l'ordre de 5 Ma), la corrélation entre tendance climatique et dépôts de cônes alluviaux semble établie au même titre que pour l'échelle de temps plus courte dans les dépôts du Quaternaire (Amorosi et al., 1996 ; Ritter et al., 2000 ; Harvey et al., 1999). Cependant, les bancs de conglomérats issus de coulées de débris dans le Rognacien Supérieur indiquent que le déclenchement de tels processus et le développement des cônes alluviaux sont possibles durant cette période relativement plus froide et humide.

Les variations climatiques à plus courte échelle de temps ont une influence sur l'apport en eau et donc sur les processus sédimentaires. Les bancs conglomératiques ainsi que les niveaux de siltites correspondent à un amalgame d'événements de même nature. Il est probable que l'alternance siltites/conglomérats enregistre les variations climatiques de haute fréquence (Fig.II-8).

2.4. Paramètre du bassin

La préservation des cônes alluviaux requiert (1) des conditions relativement stables favorables au dépôts de cônes alluviaux tels que le climat et la surrection des reliefs (Mack et Leeder, 1999) (2) une élévation du niveau de base stratigraphique par une subsidence régionale ou une aggradation dans le bassin (Viceras et al., 2003).

A partir de l'enregistrement du taux d'accumulation, il est clair que l'aggradation est importante dans la plaine alluviale qui joue le rôle de niveau de base géomorphique. Les conditions de préservation sont donc favorables, en particulier durant le dépôt du SCAI, pendant lequel le taux d'accumulation est maximal. L'aggradation, qui est liée à l'apport sédimentaire, est simultanée dans le cône alluvial et dans la plaine alluviale, et suggère une élévation du niveau de base stratigraphique. Ainsi il est nécessaire d'augmenter l'espace d'accommodation dans ces deux environnements par une subsidence du bassin et de la bordure et une surrection relative des reliefs. Cependant, si le bassin est de type endoréique, une partie de la subsidence apparente du bassin est en réalité contrôlée par la surrection relative des reliefs seuls, mais il est nécessaire qu'une subsidence régionale existe.

Certains auteurs (Alonzo-Zarza et Calvo, 2000) pensent que les environnements du bassin peuvent révéler l'activité tectonique locale. Un environnement palustre dans le bassin est caractéristique d'un bassin stable, témoin d'une tectonique plutôt calme. Associé à des paléosols en bordure de bassin, les dépôts palustres sont contemporains d'un système alluvial peu actif. L'aggradation des cônes semble se faire pendant les périodes de tectonique active. D'autres études arrivent à la même conclusion : incision des vallées et développement du système alluvial aval (Amorosi et al., 1996).

3. Evolution tectono-sédimentaire de la bordure nord du Bassin de l'Arc

3.1. Synthèse : les paramètres qui contrôlent le couple relief- bordure de bassin de l'Arc

D'après l'organisation structurale et la chronologie des déformations, la tectonique est continue entre le Bégudien et le Paléocène avec un évènement majeur dans la zone Ouest correspondant à un changement de localisation de la déformation qui migre vers le Nord, depuis le pli de Bimont vers la rampe Tv (Fig.III-2).

L'arrêt de la sédimentation dans les cônes alluviaux du SCAI et sa reprise dans le SCAS coïncide avec cette migration septentrionale de la déformation. Ainsi les deux unités de conglomérats des anciens auteurs ne correspondent pas à deux phases

tectoniques (Corroy, 1964). Finalement, la déformation contrôle l'apport sédimentaire dans les cônes alluviaux et l'organisation du bassin de drainage (Fig.III-11). La formation d'un relief septentrional entraîne l'augmentation de la taille des bassins de drainage au cours du SCAS.

L'architecture et l'évolution sédimentaire au sein des systèmes de cônes alluviaux reflètent l'évolution et la hiérarchisation des bassins versants (Fig.III-11). Par érosion régressive, les bassins versants du SCAS augmentent leurs surfaces qui est maximum pendant le SCAS(ii). Cette évolution des bassins versants est elle-même influencée par la tectonique dans les reliefs qui a rôle important dans l'apport clastique (Fig.III-11). Le SCAS(i) enregistre un apport sédimentaire important associé à l'érosion du pli septentrional.

Le rôle du climat est relativement peu important dans l'enregistrement sédimentaire de ce système à l'échelle des deux systèmes de cônes alluviaux. Le facteur climatique est probablement plus sensible à plus courte période de temps.

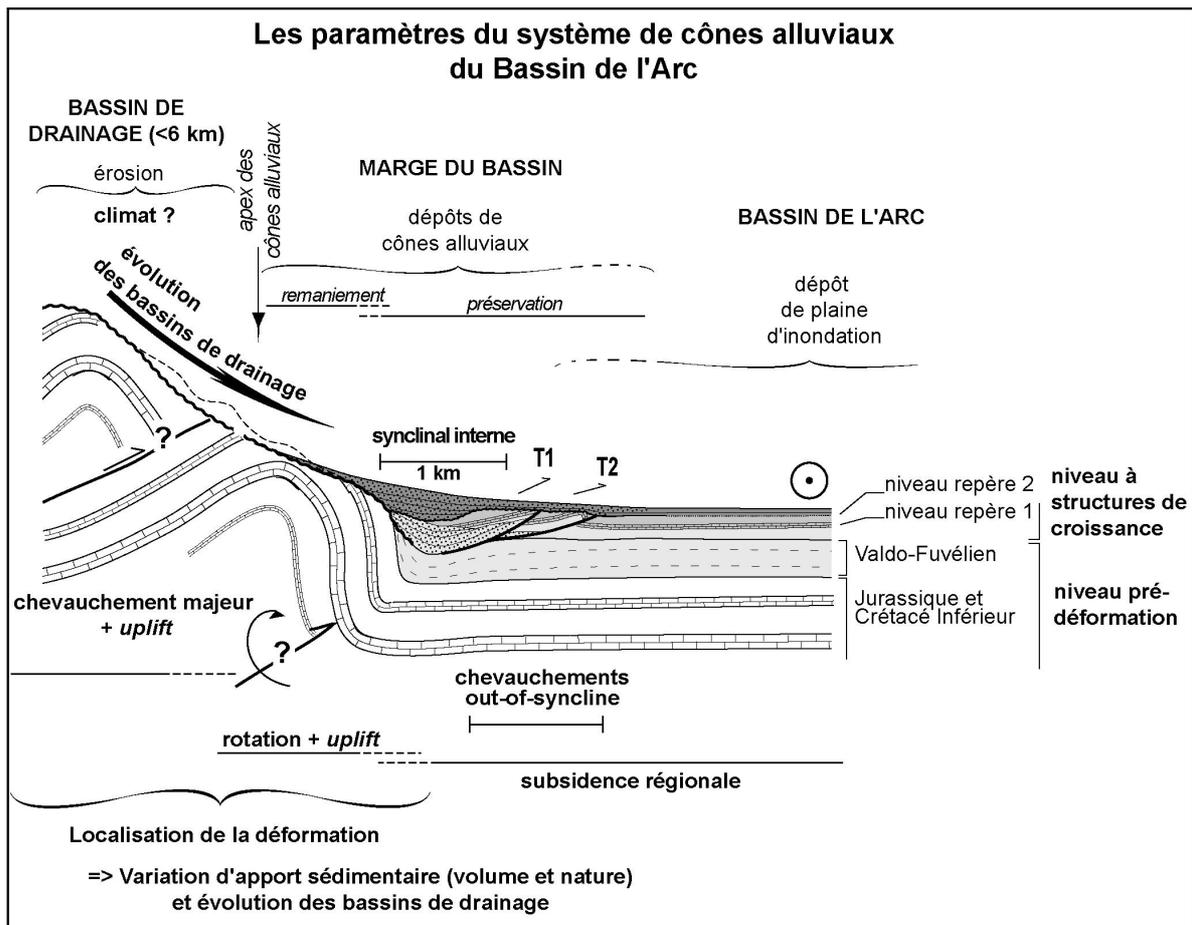


Figure III-11 : Synthèse des paramètres qui influencent l'évolution tectono-sédimentaire de la bordure nord du Bassin de l'Arc.

3.2. Evolution pré-Système de Cônes Alluviaux Inférieur

L'âge des calcaires en contact avec la surface de discordance e1 à la base du remplissage du bassin dans la zone Centrale (Berriasien et Portlandien) par rapport à celui de la zone Ouest (Portlandien et Kimméridgien) et de la zone Est (Portlandien) indique que l'érosion a été plus importante à l'Ouest. Cependant il faut faire la différence entre érosion de l'Albo-Aptien et érosion consécutive à la phase compressive Campanienne donnant naissance aux cônes alluviaux. L'architecture des dépôts du bassin et la puissance des conglomérats, indiquant l'intensité de l'érosion, sont indirectement liés à l'intensité de la surrection, révélateurs de la déformation dans les reliefs (Fig.III-4). La géométrie des dépôts ainsi que la nature des galets du SCAI(i) permettent d'estimer l'âge des déformations.

Dans la zone Est, les sédiments Valdo-Fuvélien ne sont pas géométriquement discordants sur les calcaires Portlandien. Le profil de la zone Est (profil GG') ne permet pas de déterminer le début de la déformation compressive (Fig.I-16). Les premières déformations qui enregistrent la rotation des calcaires ne sont pas suffisantes pour créer une topographie générant des cônes alluviaux, comme dans les zones Centrale et Ouest.

Dans la zone Centrale, au contraire l'intensité des déformations pré-SCAI semble importante. En particulier, des plis décamétriques dans les calcaires Berriasien, recoupés par la surface d'érosion e1, sur laquelle un maximum de 250 mètres de conglomérats se sont déposés, atteste de l'émergence d'un relief et la formation de cônes alluviaux. Ces cônes alluviaux drainent des bassins versants constitués de calcaires du Valdo-Fuvélien, du Valanginien et du Portlandien. Si le Valdo-Fuvélien s'est déposé dans la zone Centrale, la phase compressive qui affecte cette zone est aussi datée post-Fuvélien, probablement Bégudien (Campanien moyen).

Dans la zone Ouest, la discordance entre les calcaires Jurassique et les conglomérats du SCAI enregistre une rotation d'une trentaine de degré des calcaires avant le développement des cônes alluviaux. La nature des éléments qui constituent les conglomérats indiquent que les bassins versants drainaient des calcaires Valanginien, Portlandien et Kimméridgien. L'érosion du Kimméridgien dès le SCAI est particulière à cette zone et pourrait indiquer une surrection plus conséquente dans la zone Ouest, qui peut être confirmé par la quantité de conglomérats accumulée au pied de ces reliefs bégudo-rognaciens. Cependant cette zone Ouest était déjà une zone haute après l'Aptien-Albien car il n'y a pas de galets Valdo-Fuvélien dans les cônes alluviaux, indiquant que le Valdo-Fuvélien ne s'est pas déposé dans cette zone (Fig.III-4). De plus, la cartographie (carte 1) met en évidence des accidents pré-e1, attestant de déformations anciennes (Albo-Aptien ou syn-Jurassique). Ces déformations ont pu ainsi structurer les calcaires des reliefs et mettre très tôt le Kimméridgien à l'affleurement.

Dans les zones Ouest et Centrale, où se sont développés des cônes alluviaux, le relief formé par la déformation compressive bégudienne a été créé par une surrection relative plus importante dans ces zones. Le début de la compression est synchrone d'Est en Ouest.

3.3. Evolution syn-SCAI

Dans la zone Est, il n'y a pas de cônes alluviaux du SCAI préservés et les dépôts de bassin Bégudien à Rognacien inférieur sont peu discordants sur les dépôts Valdo-Fuvélien, eux-mêmes peu déformés. La déformation contemporaine du SCAI est très peu importante dans cette zone.

Dans la zone Centrale, les dépôts de conglomérats du SCAI préservés dans la Montagne Sainte-Victoire peuvent difficilement être corrélés avec ceux préservés dans la zone Ouest. Ils se sont déposés en discordance sur des calcaires déjà très déformés (profil EE'). L'épaisseur des conglomérats déposés dans la paléo-vallée de la Montagne Sainte-Victoire est puissante (250m), indiquant ainsi une forte érosion dans le bassin versant. L'érosion a ainsi « décapé » la série du Valanginien et la majeure partie de la série Valdo-Fuvélien. Ainsi la surrection a dû être importante dans la zone Centrale (Fig.III-4).

Entre la paléo-vallée de la Montagne Sainte-Victoire et La Torque, il est difficile de suivre la surface d'érosion e1 à la base des conglomérats. Mais le contact méridional des conglomérats de La Torque et des dépôts du bassin illustre la géométrie du chevauchement T1 de la zone Ouest (Fig.I-15). En effet, les conglomérats de La Torque chevauchent le calcaire de Rognac avec une surface de chevauchement à pendage de trente degrés. Cette géométrie n'est visible qu'entre l'accident de direction N030 (entre la paléo-vallée et la Torque) et la zone Est (panorama de St-Ser).

Dans la zone Ouest, le dépôt du SCAI(i) est consécutif à la formation du pli de Bimont sur lequel les premiers conglomérats se déposent en discordance. Les pendages en éventail dans les conglomérats du SCAI(ii) montrent que le pli de Bimont est actif pendant le dépôt.

L'individualisation des cônes alluviaux entre le SCAI(i) et le SCAI(ii) indique la réorganisation des bassins de drainage pendant la formation du pli de Bimont (Fig.III-12a et b). L'évolution des cônes alluviaux dans le SCAI(ii) marque l'évolution de la morphologie des bassins de drainage en particulier leur répartition spatiale et l'évolution de leur processus de dépôts enregistre la hiérarchisation du réseau fluvial dans les reliefs. Les conglomérats des cônes alluviaux enregistrent également la diminution de la

déformation dans les reliefs (rotation moins efficiente du pli de Bimont) ou un recul de la déformation vers le Nord (Fig.III-12 a et b).

L'accumulation des 250m de conglomérats du SCAI au front de ces reliefs nécessite non seulement une surrection conséquent de ce dernier pour fournir les galets mais aussi une subsidence régionale pour les conserver (Fig.III-4).

Les discordances angulaires au Sud du synclinal interne montre que le chevauchement T1 commence à être actif entre le dépôt du SCAI(i) et les premiers dépôts du SCAI(ii) (chapitre I). Puis les discordances angulaires entre Bimont et Bau Roux montre que T1 est actif durant tout le dépôt du SCAI(ii), tandis qu'à Petite Mer, les discordances au sein de SCAI(ii) ne sont pas mises en évidence. Seule la discordance à la base du SCAI(ii), maintenant replissée (pli et pop-up) atteste de l'activité de T1 avant le dépôt du SCAI(ii). Le chevauchement T1 semble ensuite ne plus être actif. Ainsi le raccourcissement sur T1 est plus important vers Bau Roux que vers Petite Mer à l'Ouest. Malgré les discordances angulaires enregistrées dans les conglomérats du SCAI(ii), il semble que T1 soit toujours aveugle et ne crée pas de relief (Fig.III-12b). En effet les argiles et les grès de la plaine d'inondation se déposent entre les cônes alluviaux jusqu'au pied des reliefs sources (Château des Harmelins) et les quelques imbrications présentes dans les conglomérats attestent que le drainage des cônes alluviaux n'est pas modifié et reste Nord-Sud.

3.4. Evolution entre le SCAI et le SCAS

Entre le dépôt des deux systèmes de cônes alluviaux, les calcaires lacustres de Rognac et des argiles de plaine alluviale se sont déposés sur les cônes alluviaux. Les dépôts de plaine alluviale ne semblent pas rencontrer d'obstacle morphologique au niveau de l'extrémité de T1 (Fig.III-12c). Quelques bancs de conglomérats issus de coulées de débris ont été reconnus au sein des argiles du Rognacien supérieur dans la zone Centrale et la zone Ouest. Ils sont interprétés comme les premiers dépôts du SCAS(i).

Dans la zone Centrale, les dépôts du calcaire de Rognac et des argiles du Rognacien supérieur sont très condensés (Fig.III-4). Les argiles du Rognacien supérieur ont une puissance de 16 mètres, tandis que dans la zone Ouest, ces argiles ont une puissance d'au moins 50 mètres (la base des niveaux repères des conglomérats de La Galante ou du Calcaire de Vitrolles n'est jamais visible ou reconnue) et dans la zone Est, les argiles ont une puissance d'au moins 60 mètres (coupe B1). La corrélation des coupes sédimentaires Ouest-Est de la zone Centrale à la zone Est (Fig.II-8), confirme bien la subsidence relative, plus importante à l'Est que dans la zone Centrale. Ainsi il existe une

variation importante de subsidence au Rognacien supérieur entre la zone Centrale et les zones adjacentes (Fig.III-4).

Dans la zone Ouest, l'accident D1 bascule le bloc ouest (Petite Mer). Un événement tectonique est enregistré après le dépôt des calcaires de Rognac. Dans la zone Intermédiaire, ces calcaires sont déformés et sont ensuite coupés par la surface d'érosion e2, sur laquelle se dépose le SCAS (profil CC'). Il n'est pas évident de dater cet événement : pendant les argiles du Rognacien supérieur, ou postérieurement. En effet, la surface d'érosion e2 est diachrone, surmontée par des conglomérats de plus en plus jeunes vers le Sud, entre le synclinal interne et le synclinal externe. Le diachronisme pourrait atteindre 4 Ma (entre le Maastrichtien supérieur et le Danien basal). La surface e2 recoupe le pli de Rognac dans la zone intermédiaire mais ce sont des conglomérats du SCAS(ii) qui reposent en discordance dessus. Il est possible que la déformation des calcaires de Rognac soit syn-SCAS(i).

3.5. Evolution syn-SCAS

Les cônes alluviaux du SCAS(i) semblent se réorganiser à partir d'un bassin de drainage semblable à celui du SCAI(ii) car la taille et les processus de dépôt des cônes alluviaux du SCAS(i) sont semblables aux précédents (Fig.III-12d). La zone apicale des cônes alluviaux du SCAS(i) est préservée dans le flanc nord du synclinal interne indiquant une progradation du SCAS vers le bassin.

Des figures d'érosion internes, associées à des discordances angulaires dans les cônes alluviaux proximaux permettent d'attester de déformations dans le pli de Bimont. Il est possible que les glissements de terrain enregistrés à Petite Mer soient également le résultat de déformations dans les reliefs. A la base du SCAS, la surface d'érosion majeure e2 dans le synclinal interne, est surmontée de conglomérats de plus en plus jeunes vers le Sud, jusqu'au chevauchement T1. Entre T1 et le synclinal externe, la base du SCAS est diachrone du Nord au Sud. La surface e2 est discordante sur le pli de Rognac de la zone Intermédiaire, indiquant que la déformation est alors syn-argiles du Rognacien supérieur à syn-SCAS(i).

A Bau Roux, les géométries en onlap sur les argiles du Rognacien supérieur indiquent plutôt un remplissage passif d'une incision (Fig.I-10), qui traduisent que le chevauchement T1 et les conglomérats du SCAI formerait alors un relief entre les reliefs calcaires en amont et le bassin en aval (Fig.III-12d). Il est probable que la déformation du calcaire de Rognac de la zone Intermédiaire soit contemporaine du SCAS(i). Cette déformation serait à l'origine des reliefs intermédiaires (Fig.III-12d). Tandis qu'à Petite Mer, les discordances progressives des conglomérats du SCAS(i) sur le flanc sud du

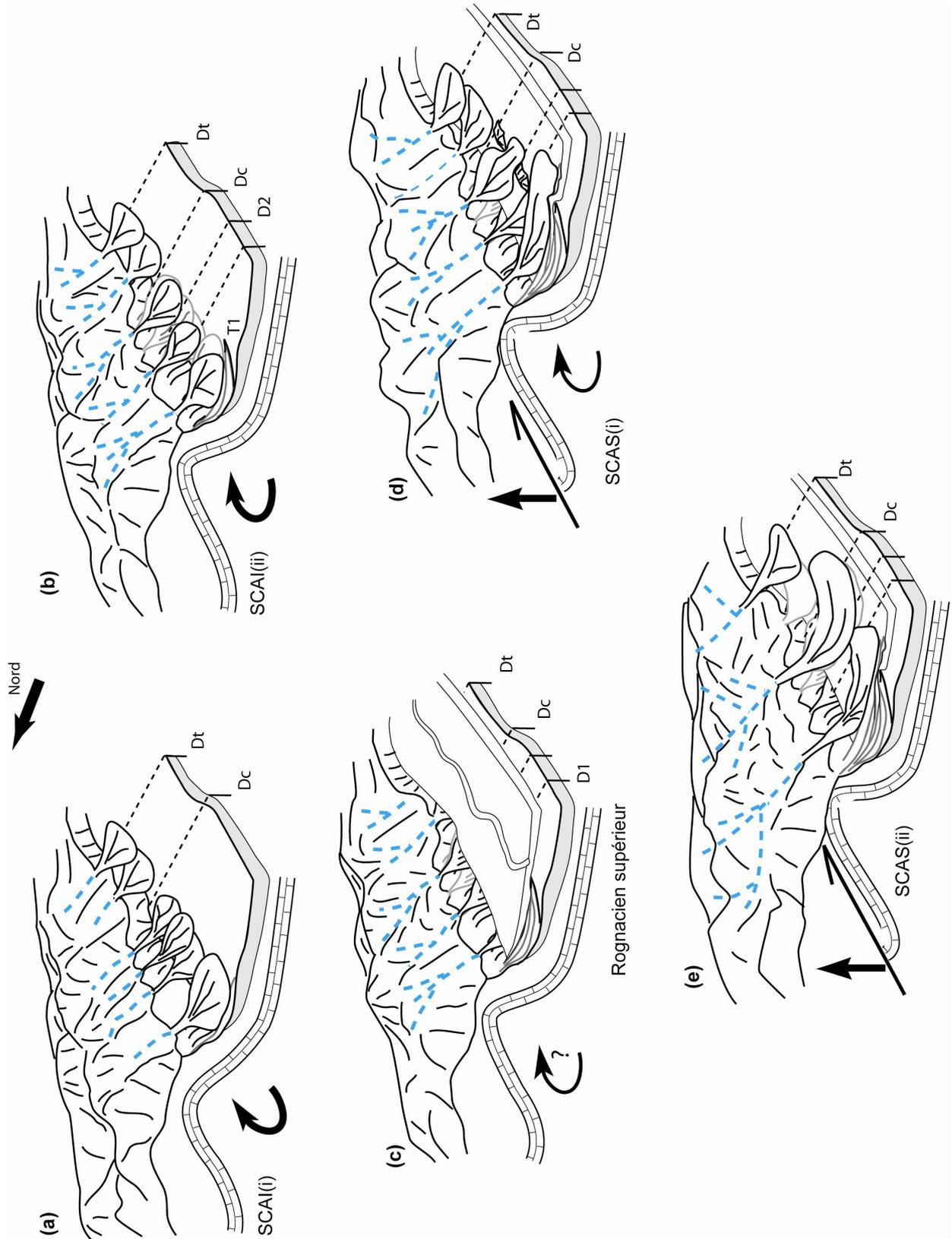


Figure III-12 : Synthèse des relations tectono-sédimentaires de la bordure Nord du Bassin de l'Arc ; évolution morpho-tectonique du système relief-bordure-bassin à partir des dépôts de cônes alluviaux. T2 n'est pas représenté. (voir le texte pour les détails).

synclinal interne indique que le chevauchement T1 est actif et syn-sédimentaire. L'activité plus importante de T1 vers l'Ouest est aussi appuyée par la subsidence différentielle induite et mise en évidence par l'érosion e2 qui a incisée plus profondément dans la série rognacienne à Petite Mer (Fig.I-13). De plus, l'extrémité de T1 à Petite Mer montre un déplacement plus important vers le sud qu'à Bau Roux. Il est possible que les derniers conglomérats du SCAS(i) aient pu passer ces reliefs intermédiaires, non continus, et non présents à Petite Mer (Fig.III-12d).

Un événement majeur est enregistré au sein du SCAS, marqué par la surface de discordance entre le SCAS(i) et le SCAS(ii), soulignée par une épaisse accumulation de paléosols calcimorphes. A Petite Mer, cette surface intra-SCAS est soulignée par le développement de paléosols carbonatés puissants, sur laquelle les conglomérats du SCAS(ii) se déposent en discordance. Ces paléosols carbonatés soulignent aussi la base du synclinal externe entre Bau Roux et la zone Centrale. Cette surface souligne la base de la migration des lobes de cônes alluviaux vers l'Est (Fig.III-12e).

Les dépôts de cônes alluviaux du SCAS(ii) s'étendent vers le bassin et ont des associations de faciès dominées coulées de boue sur plus de la moitié de leur surface. Ces sédiments sont des dépôts de lobes qui rétrogradent au cours du SCAS(ii). Cette évolution des processus de dépôts vers des coulées de boues ou des dépôts à plus forte teneur en eau est caractéristique de bassins versants plus matures.

L'organisation nouvelle dans les bassins de drainage (plus matures) et dans les cônes alluviaux peut être supportée par un événement structural majeur. Dans le bassin, la migration des 3, voire 4, lobes des cônes alluviaux du SCAS(ii) entre Bau Roux et la zone Centrale, toujours vers l'Est, peut aussi être attribué à une subsidence différentielle, marquant un événement structural.

Dans la zone Centrale, le chevauchement de la Montagne Sainte-Victoire masque une partie des déformations antérieures. Le secteur de la Torque est essentiel pour la rétro-déformation de la zone Centrale. En effet, le calcaire de Rognac surmonté par les conglomérats de la Torque, est en position inverse mais laisse apercevoir un retour anticlinal. Cependant, la surface d'érosion e2 à la base du SCAS est en concordance avec les dépôts rognaciens et vitrolliens, ainsi que les premiers dépôts de cônes alluviaux du SCAS. Ainsi, le plissement du calcaire de Rognac est relativement tardif, probablement Paléocène. Il n'y a pas de marqueurs de déformations pour le chevauchement de T1 sur le calcaire de Rognac, cependant par analogie avec la zone Centrale, il est probablement qu'il ait lieu à la fin du Paléocène. Ainsi, la rétro-déformation de la zone Centrale indique que les éléments structuraux de la zone Ouest (synclinal interne, chevauchement T1, pli du calcaire de Rognac, et probablement T2 aveugle) se

retrouvent dans la zone Centrale au Paléocène. Finalement, le chevauchement de la Montagne Sainte-Victoire est estimé à 350 mètres à l'Eocène moyen.

Par l'épaisseur isopaque des dépôts du SCAS entre la zone Centrale et la zone Est, la corrélation des coupes sédimentaires met en évidence une subsidence similaire entre ces deux zones durant cette période. Pendant le SCAS(ii), les derniers cônes alluviaux sont actifs uniquement à Bau Roux, et ne sont plus nourris dans la zone Centrale, ce qui semble confirmer un évènement majeur dans les reliefs.

Avec la géométrie des dépôts de cônes alluviaux du SCAS, Il est difficile de mettre en évidence une rotation importante du pli de Bimont et du pli de la Montagne Sainte-Victoire. De plus le recul des lobes des cônes alluviaux du SCAS(ii) indique une érosion régressive des reliefs et ainsi un recul des points culminants des bassins versants. Ceci impliquerait une déformation majeure plus au Nord durant le Paléocène. Les faciès du SCAS(ii) présentent des caractéristiques intéressantes pour cette hypothèse. En effet, la quantité de siltites et argilites nourrissant les cônes alluviaux est nettement plus importante. A l'origine de ces siltites, non seulement une augmentation de la taille des bassins versants et des surfaces de paléosols serait en cause, mais aussi un changement de la lithologie pourrait expliquer ce phénomène. Au Nord des plis de Bimont et de la Montagne Sainte-Victoire, le chevauchement majeur (du vallon de Vauvenargues) amenant en surface des roches plus marneuses du Lias serait un bon candidat pour l'accommodation de la déformation du Paléocène dans les reliefs (Fig.III-12e).

A Bau Roux, la géométrie surprenante des dépôts du SCAS(ii), avec un pendage plus pentu vers le Nord que les dépôts sous-jacents du SCAS(i), indique une déformation tardive dans les reliefs (profil DD'). Cette déformation pourrait correspondre au petit déplacement de la Montagne Sainte-Victoire pendant la phase compressive Eocène moyen.

Les points-clef du chapitre III :

- La zonation Est-Ouest des reliefs et de la bordure du bassin est enregistrée non seulement par l'architecture sédimentaire mais également de manière propre à chacune des 3 zones en terme de subsidence et de surrection depuis le Crétacé Inférieur (Fig.III-4). Cette compartimentation est contrôlée par l'existence d'accidents majeurs d'orientation N-S et N030 (Fig.III-1). D'autres accidents de même orientation contrôlent la distribution des cônes alluviaux dans la zone Ouest (fig.III-5).
- La déformation dans les reliefs est liée à l'architecture sédimentaire héritée dans les calcaires du Jurassique (Fig.I-18).
- Les cônes alluviaux enregistrent la déformation dans les reliefs. Ils se déposent dans les zones de déformation majeure et leur architecture révèle la localisation de la déformation. Les cônes alluviaux du SCAI enregistrent l'arrêt du pli de Bimont et ceux du SCAS enregistrent l'évolution d'un relief plus au Nord, en particulier l'activité de la rampe de Vauvenargues Tv et du pli associé (Fig.II-2).
- Le lien entre héritage structural, géométrie des structures plicatives et dépôts syntectoniques est important. Cependant, l'héritage structural a une expression de surface peu marquée mais se décèle grâce aux paléo-architectures sédimentaires.
- La distribution des cônes alluviaux et l'architecture des reliefs remettent en cause l'existence d'un chevauchement majeur à la base de la Montagne Sainte-Victoire. La bordure nord du Bassin de l'Arc se localise sur une zone de relais entre Faille de la Durance et Faille d'Aix (Fig.III-7).
- L'architecture des cônes alluviaux au cours du temps révèle que la tectonique est continue entre le Bégudien (Campanien moyen) et le Paléocène moyen. L'arrêt de sédimentation dans les cônes alluviaux du SCAI et sa reprise pendant SCAS enregistrent la délocalisation de la déformation et correspondent également à un changement de processus de déformation (plissement à chevauchement).
- L'étude de ces deux méga-séquences (SCAI et SCAS) montre que l'architecture des cônes alluviaux dépend essentiellement de la tectonique et de l'évolution morpho-dynamique des bassins de drainage. En effet, la tectonique contrôle l'apport sédimentaire dans les cônes alluviaux et l'organisation des bassins de drainage (Fig.III-12).

Chapitre IV

Evolution tectono-sédimentaire en Provence occidentale

Les chapitres II et III se sont intéressés à l'évolution tectono-sédimentaire de la bordure nord du Bassin de l'Arc. Ce dernier chapitre a pour objectif d'analyser les relations tectono-sédimentaires à l'échelle du Bassin de l'Arc, en y intégrant des observations réalisées sur la bordure Sud, puis à toute la Provence occidentale. Ce travail, concentré jusqu'ici sur l'enregistrement tectono-sédimentaire Campanien à Paléocène, s'élargit non seulement d'un point de vue spatial mais également d'un point de vue temporel avec la considération de données depuis le Santonien jusqu'à l'Eocène moyen en Provence.

L'objectif de cette étude est de comprendre la distribution des déformations en Provence occidentale et d'établir un calendrier des déformations à l'échelle régionale entre le Nord et le Sud de la Provence occidentale. L'objectif est également de proposer des mécanismes à l'origine de ces déformations et des mouvements verticaux enregistrés en Provence occidentale entre le Crétacé Supérieur et l'Eocène moyen.

L'architecture sédimentaire à grande échelle donne des informations sur le type de bassins présents en Provence, malgré un contexte géodynamique encore imprécis. En combinant modalités de déformations et modèle de bassin pour la Provence, cette étude pourra intégrer la Provence dans un modèle cohérent à l'échelle du système alpin (s.l.).

Grâce aux observations et aux interprétations réalisées dans ce travail, il est évident que la Provence, qui se situe en position d'avant-pays à partir du Campanien, n'enregistre pas des relations tectono-sédimentaires classiques pour une telle situation paléogéographique. L'enregistrement tectono-sédimentaire en Provence occidentale se résume en 3 épisodes successifs majeurs : (1) en extension avec zonation des dépôts au Crétacé Inférieur (Debrand-Passard et al., 1984) et Supérieur *pro parte* dans la marge proximale européenne, (2) en convergence au Santonien final/Paléocène avec dépôts continentaux syn-tectoniques, et (3) collision et mise en place de nappes en milieu continental sans dépôts syn-tectoniques à l'Eocène moyen au plus tard. La mise en place des nappes n'est pas associée à une flexure lithosphérique. La particularité de l'enregistrement tectono-sédimentaire s'explique en partie par sa localisation proximale dans la marge européenne et par l'arrêt précoce de la collision, contrairement aux domaines alpin et pyrénéen adjacents. Le stade de collision à l'Eocène moyen est rapidement avorté grâce à l'ouverture du Golfe du Lion à l'Eocène final (Mauffret et Gorini,

1996) et permet ainsi à la Provence d'être une zone clef pour étudier un stade précoce de collision.

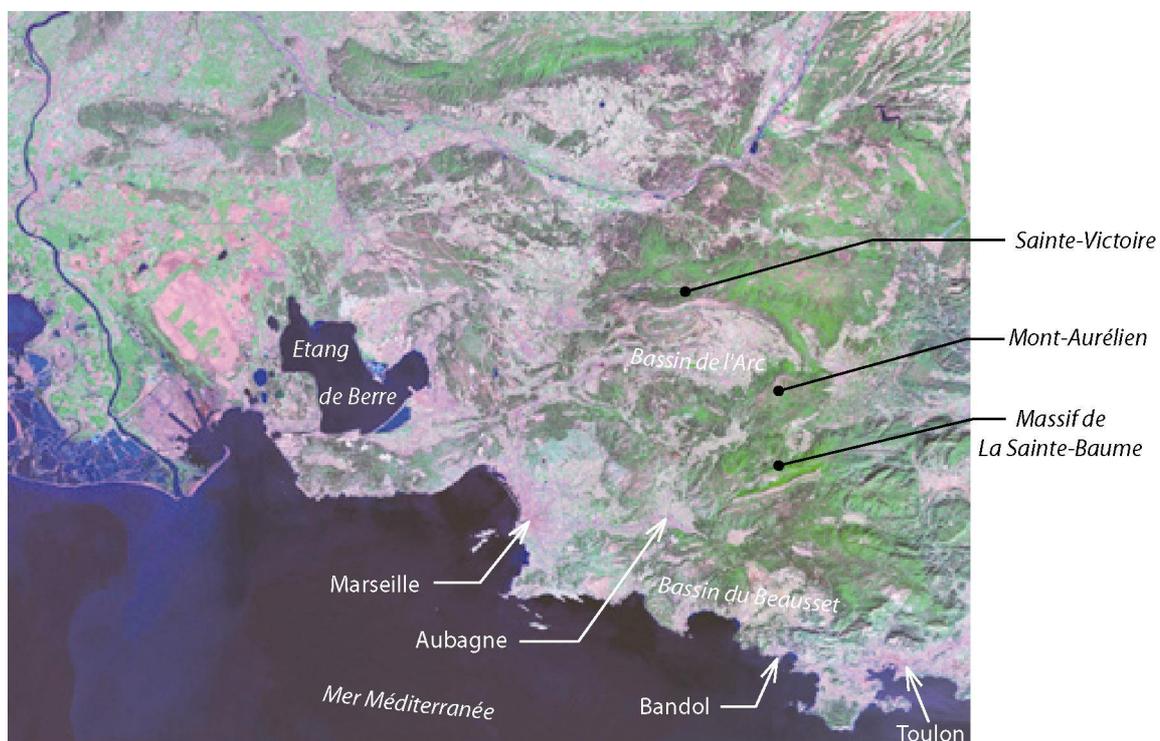


Figure IV-1a : Image satellite de la Provence occidentale et localisation des zones étudiées.

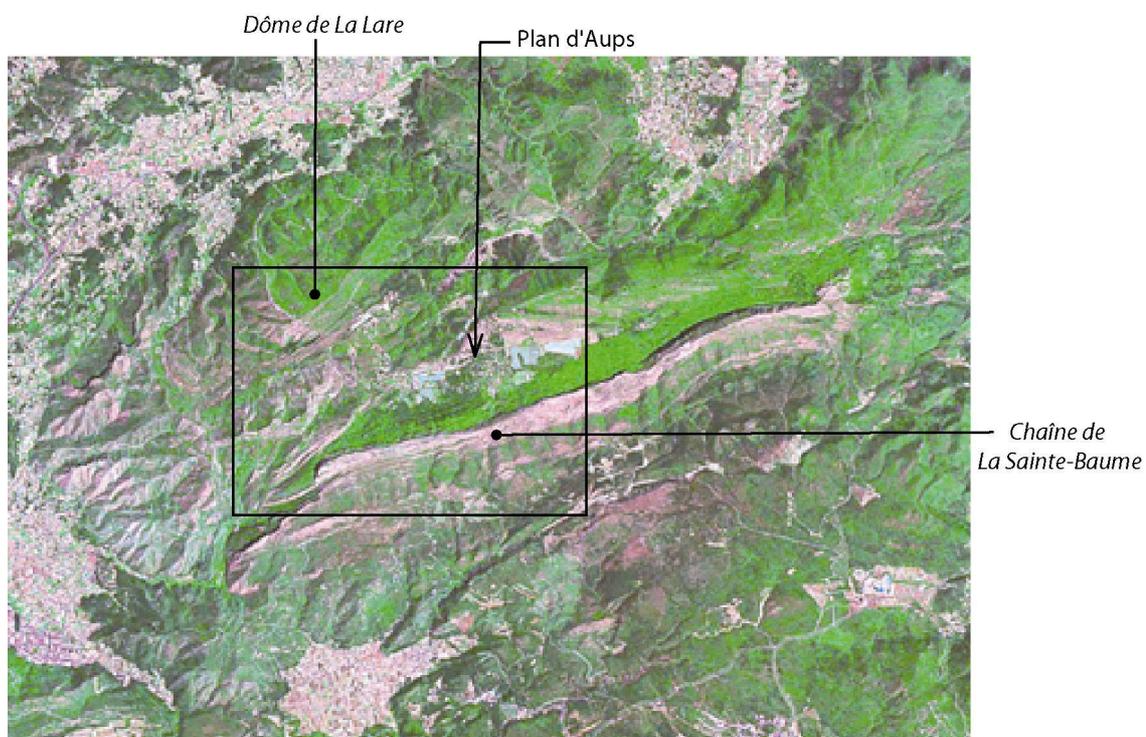


Figure IV-1b : Image satellite du massif de la Sainte-Baume. Localisation de la Fig.IV-2 par le rectangle noir.

Finalement ce travail va étendre la réflexion sur les relations entre déformations Crétacé Supérieur à Eocène en Provence occidentale et les collisions adjacentes Ibérie/Europe et Apulie/Europe. Les déformations du Campanien-Paléocène en Provence et la phase majeure dite « bartonnienne » sont définies comme les phases « pyrénéo-provençales » (Arthaud et Séguret, 1981 ; Tempier, 1987). Pourtant les déformations entre les Pyrénées et la Provence ne sont pas aisément corrélables et même au sein de l'orogène pyrénéen, les déformations ne sont pas synchrones (Choukroune, 1973 ; Séguret et Daignières, 1986). Certaines données de Corse et des Alpes permettent de replacer l'évolution tectono-sédimentaire dans un cadre alpin s.l. et de proposer des hypothèses quant à la nature des déformations en Provence et à leur lien cinématique avec l'Ibérie ou l'Apulie.

1. Architecture tectono-sédimentaire en Provence occidentale

Cette partie cherche à intégrer l'évolution tectono-sédimentaire de la bordure nord du bassin de l'Arc à l'échelle du bassin. Ainsi après avoir analysé en détail l'évolution tectono-sédimentaire de la bordure nord du Bassin de l'Arc (chapitre II et III), ce chapitre s'intéresse d'abord à l'évolution d'un secteur clef de la bordure Sud du Bassin de l'Arc (extrémité Sud-Ouest du massif de la Sainte-Baume).

1.1. Le massif de la Sainte-Baume

Le massif de la Sainte-Baume se situe à l'Est de Marseille-Aubagne (Bouches du Rhône, France) (Fig.IV-1a). Il est bordé à l'Ouest par un fossé oligocène dont la faille bordière est d'orientation Nord-Sud (carte 2, annexe). Le massif de la Sainte-Baume est séparé du Bassin de l'Arc par le massif de La Lare formé essentiellement de calcaires du Jurassique et plus au Nord par le massif du Mont d'Aurélien qui chevauche les dépôts du Crétacé Supérieur du Bassin de l'Arc (carte 2). La terminaison Sud-Ouest du massif de la Sainte-Baume a été choisie pour une étude de détail de l'évolution tectono-sédimentaire du Crétacé Supérieur au Paléocène de la bordure Sud du Bassin de l'Arc.

Une analyse des structures tectono-sédimentaires des dépôts du Crétacé Supérieur a été menée, conduisant à la reconnaissance de sédiments syn-tectoniques, et à la caractérisation d'une architecture associant structures plicatives, surface d'érosion majeure et dépôts de conglomérats. En s'appuyant sur une analyse cartographique à plus grande échelle et sur les travaux antérieurs (Guieu, 1968), une évolution tectono-sédimentaire du massif de la Sainte-Baume est proposée.

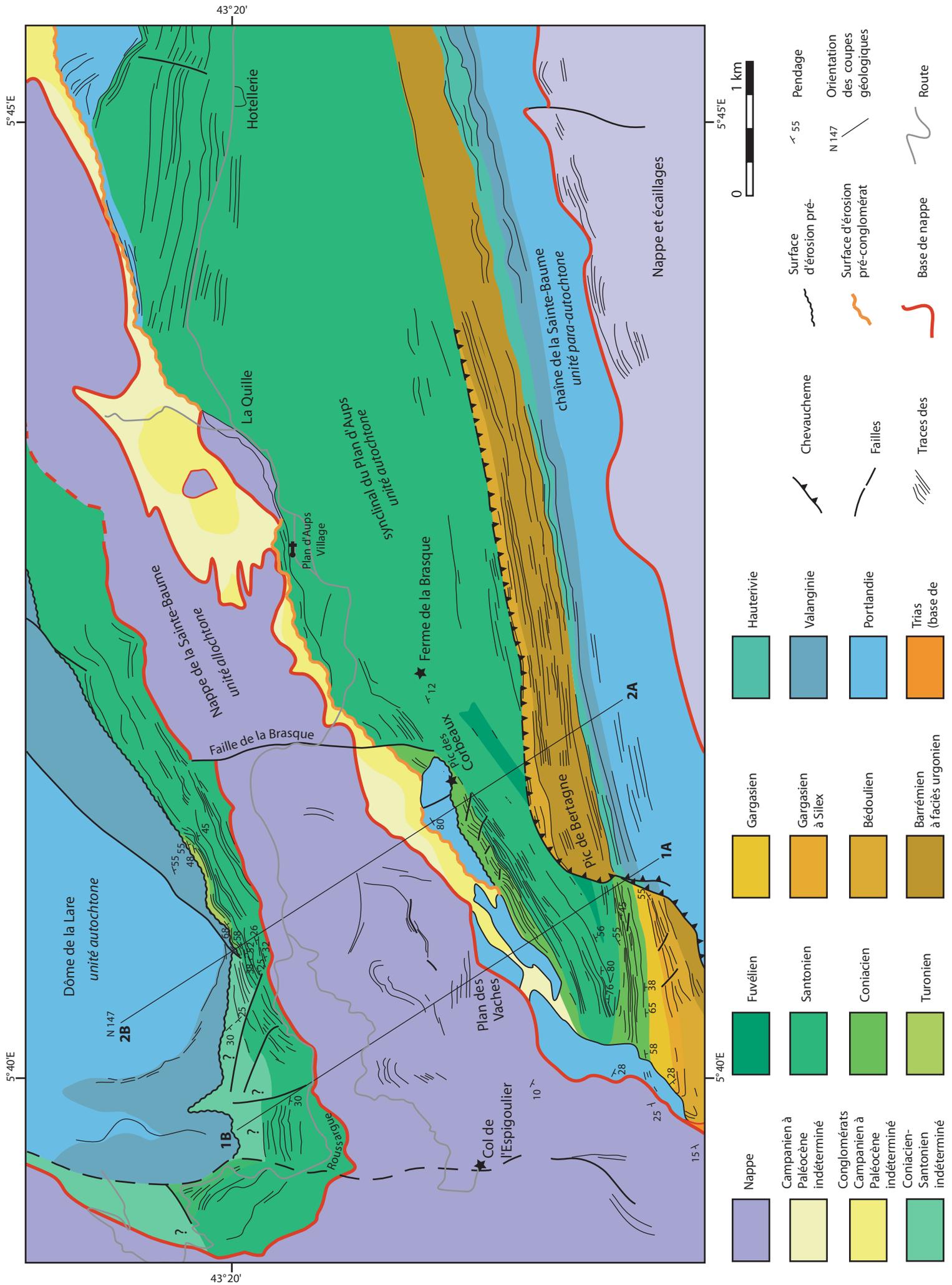


Figure IV-2 : Carte géologique du massif de la Sainte-Baume

1.1.1. Structure du massif de la Sainte-Baume

Le massif de la Sainte-Baume est constitué de trois unités structurales : l'unité autochtone, l'unité para-autochtone, et l'unité allochtone ou nappe de la Sainte-Baume (Fig.IV-2). L'unité autochtone comprend le dôme de La Lare et le synclinal du Plan d'Aups. Le dôme de La Lare est un anticlinal d'axe N040 impliquant les séries du Dogger au Santonien et incluant une discordance entre d'une part les séries Dogger à Berriasien et d'autre part les séries Turonien final à Santonien. Au sein des dépôts carbonatés à rudistes du Coniacien-Santonien, des discordances angulaires sont reconnues avec un épaissement vers le SW et un biseautage vers le NE. En photo aérienne, des failles normales sont visibles au sein de ces dépôts qui sont probablement contemporains du fonctionnement des failles par comparaison avec les structures de croissance identifiées dans des dépôts de même âge plus au Sud (Pic des Corbeaux) (Fig.IV-2). Cependant, l'incertitude dans l'attribution biostratigraphique des dépôts (en vert clair sur la carte Fig.IV-2) ne permet pas la caractérisation des taux de déformation.

Le synclinal du Plan d'Aups, directement au Sud du dôme de La Lare, est formé par des dépôts du Coniacien-Santonien (et du Turonien pelliculaire), reposant sur des calcaires du Jurassique ou Berriasien, et localement sur des bauxites albienne (à la limite de la carte de la Fig.IV-2) dans le flanc Nord du synclinal. Dans la zone entre l'Hôtellerie et la Ferme de la Brasque, le synclinal est ouvert et asymétrique avec un flanc Nord présentant un pendage sub-horizontale ou à faible vergence Sud et un flanc Sud à pendage sub-vertical ou inverse. Vers l'Ouest, ce synclinal se ferme en piégeant au cœur des dépôts Fuvélien charbonneux, et devient isoclinal avec un plan axial à pendage sud (Fig.IV-2 et 3). Le flanc Nord comprend la série de plate-forme carbonatée du Turonien au Santonien en discordance sur le Jurassique ou Berriasien tandis que le flanc Sud de ce synclinal comprend non seulement le Coniacien-Santonien mais également toute la série du Barrémien (faciès urgonien de plate-forme) à l'Albien, de plus de 400 m d'épaisseur (Fig.IV-4). La fermeture synclinale a un plan axial complexe avec une charnière qui est active entre les dépôts aptiens et ceux du Santonien. Cette géométrie est liée à la forte variation d'épaisseur entre le flanc sud et le flanc nord du synclinal (Fig.IV-2).

Ce pli constitue une limite importante entre une zone méridionale où affleurent des dépôts du Crétacé Inférieur (Urgonien, Provence blanche) et une zone septentrionale où ces dépôts ne sont pas présents (présence de bauxite, Provence rouge) (Blanc et Gouvernet, 1967). Cette limite est encore marquée au Santonien par la répartition des sédiments : la sédimentation santonienne montre une forte variation d'épaisseur entre le flanc sud et le flanc nord du synclinal (Fig IV-2 et 3). Le massif de la Sainte-Baume est interprété comme la bordure septentrionale du bassin Sud Provençal à partir du Turonien (Hennuy, 2003). Une série de petites failles normales syn-Coniacien sont visibles au

niveau du Pic des Corbeaux (Fig.IV-5) et forme des structures de croissance extensives. Les deux premières d'entre elles sont scellées par le Coniacien, les deux autres sont scellées par le Santonien. Les dépôts santoniens du flanc nord du synclinal sont 1.5 fois plus épais et implique une subsidence plus importante au Nord.

Le flanc Nord du synclinal du Plan d'Aups est tronqué par une paléo-surface d'érosion (fig.IV-2, 3 et 5). Des conglomérats reposent sur cette surface. Les affleurements de conglomérats sont de faible envergure. Cependant il est possible de distinguer deux types de conglomérats : des conglomérats monogéniques à éléments calcaires, issus de coulée de débris, et comparables à ceux de la bordure nord du Bassin de l'Arc. Ils sont visibles sous le Plan des Vaches et à la Quille où l'enveloppe des cônes alluviaux est encore préservé (Fig.IV-2) ; des conglomérats polygéniques (à éléments calcaires dominants) à matrice sableuse (faciès fluvatile), préservés uniquement en lentilles épars sur la surface d'érosion. Ces conglomérats sont attribué au Bégudien (carte 2) mais si la découverte d'œufs d'oiseaux paléocènes se confirmait, ces conglomérats pourraient être Paléocène (Philip J., comm. orale).

L'unité para-autochtone constitue la chaîne de la Sainte-Baume qui est la série renversée du synclinal du Plan d'Aups et chevauchante, formée des dépôts d'âge Dogger à Crétacé Inférieur. La base du Pic de Bertagne montre bien le contact anormal sub-horizontal du charriage de l'unité para-autochtone sur le synclinal (Fig.IV-4).

L'unité allochtone, ou nappe de la Sainte-Baume, dont la semelle de décollement est triasique, est constituée d'une série du Lias à Jurassique moyen (Bertrand, 1899 ; Guieu, 1968). La nappe de la Sainte-Baume repose directement sur les conglomérats. Elle s'est mise en place sur une surface continentale, sans subsidence associée. La base de nappe est plissée et ce plissement peut être interprété soit comme le stade ultime des déformations responsables de la mise en place de la nappe (Guiraud M., comm. pers.), soit comme résultant d'un plissement tardif.

1.1.2. Evolution tectono-sédimentaire du massif de la Sainte-Baume

Le synclinal du Plan d'Aups coïncide avec une direction structurale héritée qui a en particulier contrôlée les aires de subsidence au Crétacé Inférieur. Au Nord, les séries du Barrémien à l'Albien ne sont pas présentes et les bauxites sont particulièrement importantes. Cette zone correspond à la zone haute du Bombement Durancien (Blanc et Gouvernet, 1967). L'érosion y a été intense mais il n'est pas exclu que ces séries ne se soient jamais déposées dans cette zone. Au Sud, les dépôts barrémiens de faciès urgonien et les dépôts apto-albiens sont au contraire épais de plusieurs centaines de mètres.

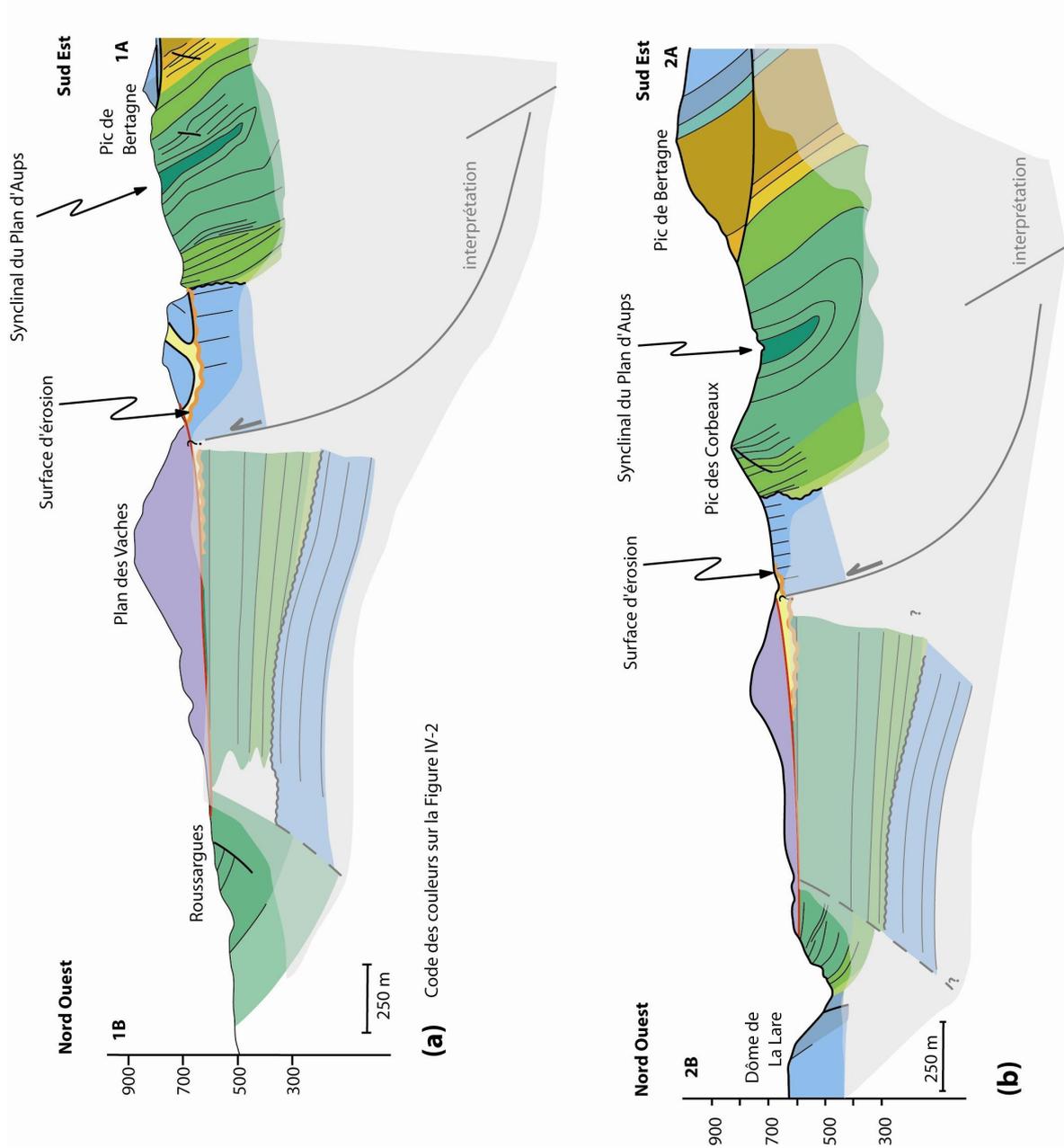


Figure IV-3 : Profil géologique (a) du Pic de Bertagne au lieu dit Roussargue, (b) de la Sainte-Baume au dôme de La Lare. En grisé, architecture reconstituée et interprétée. Localisation des coupes sur la carte Fig.IV-2.

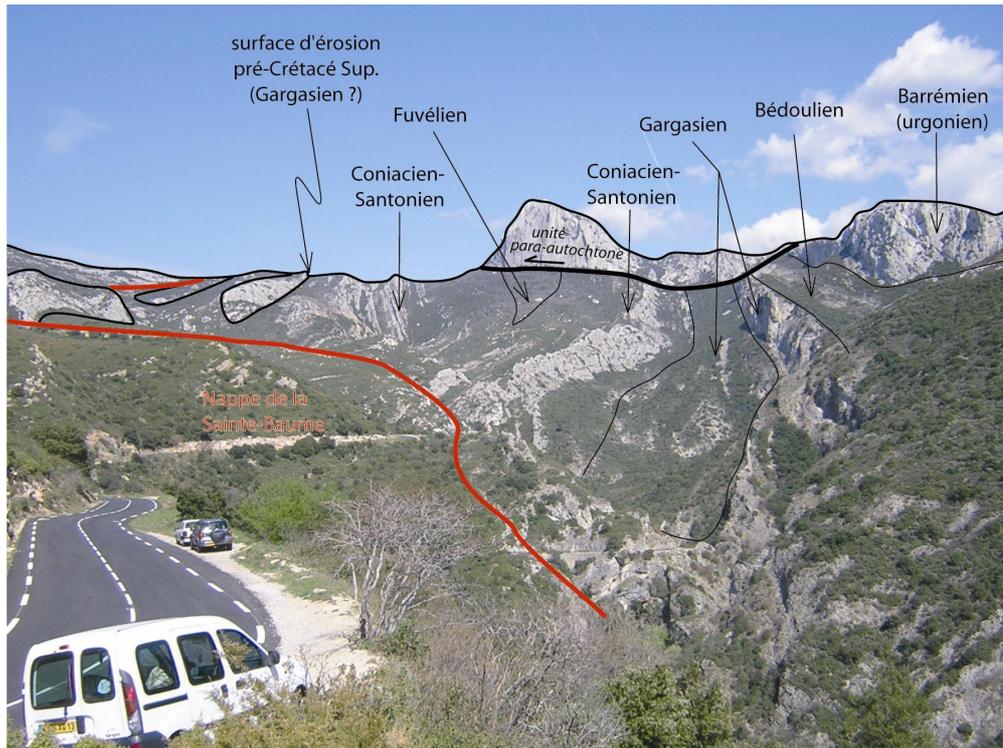


Figure IV-4 : Panorama du synclinal du Plan d'Aups-Glacière (e.g. Fig.IV-3a).

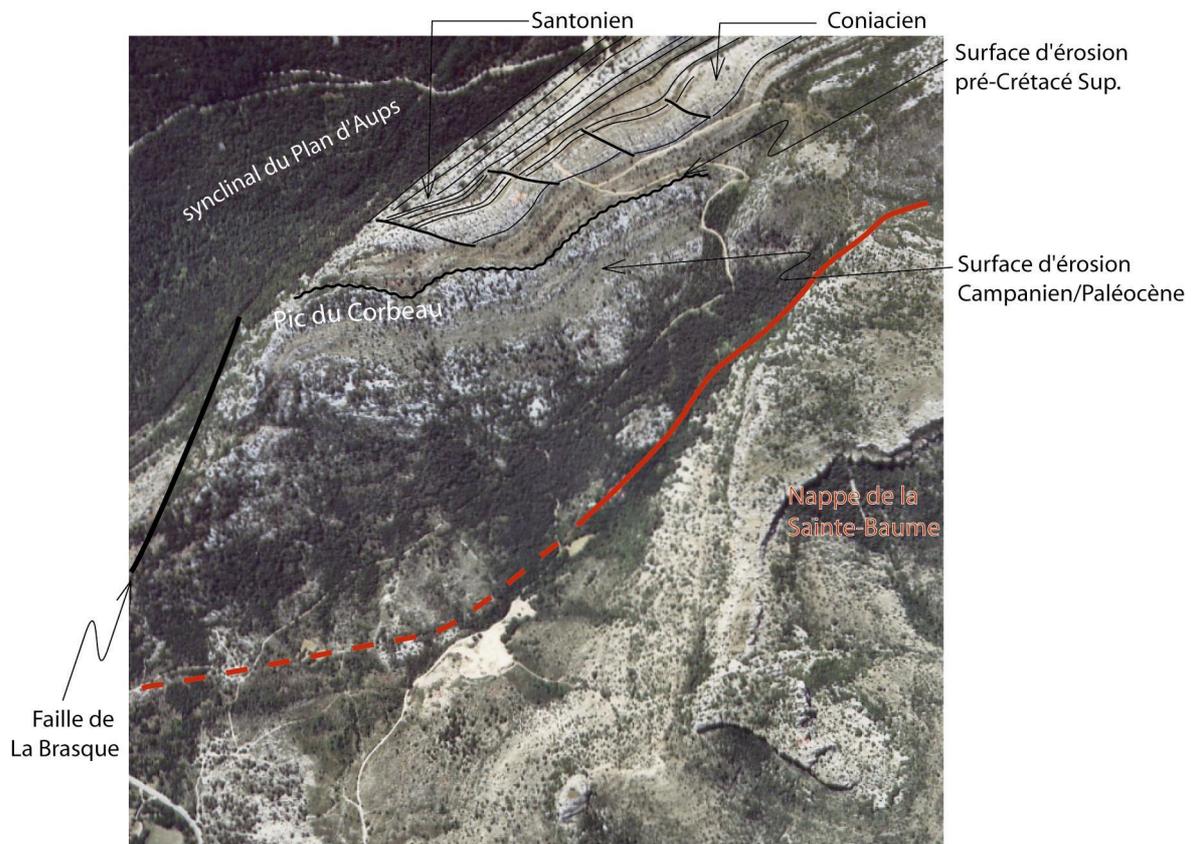


Figure IV-5 : Les failles syn-sédimentaires Coniacien-Santonien du Pic du Corbeau. Surface d'érosion CampanienMaastrichtien ou Paléocène et conglomérats.

Au Coniacien-Santonien basal, des failles normales associées à des structures de croissance extensive se développent dans un système tectonique régional en extension (Fig.IV-6a et b). A partir du Santonien, des migrations de dépôt-centres s'organisent dans le massif de la Sainte-Baume (Fig.IV-6c). La sédimentation devient continentale à partir

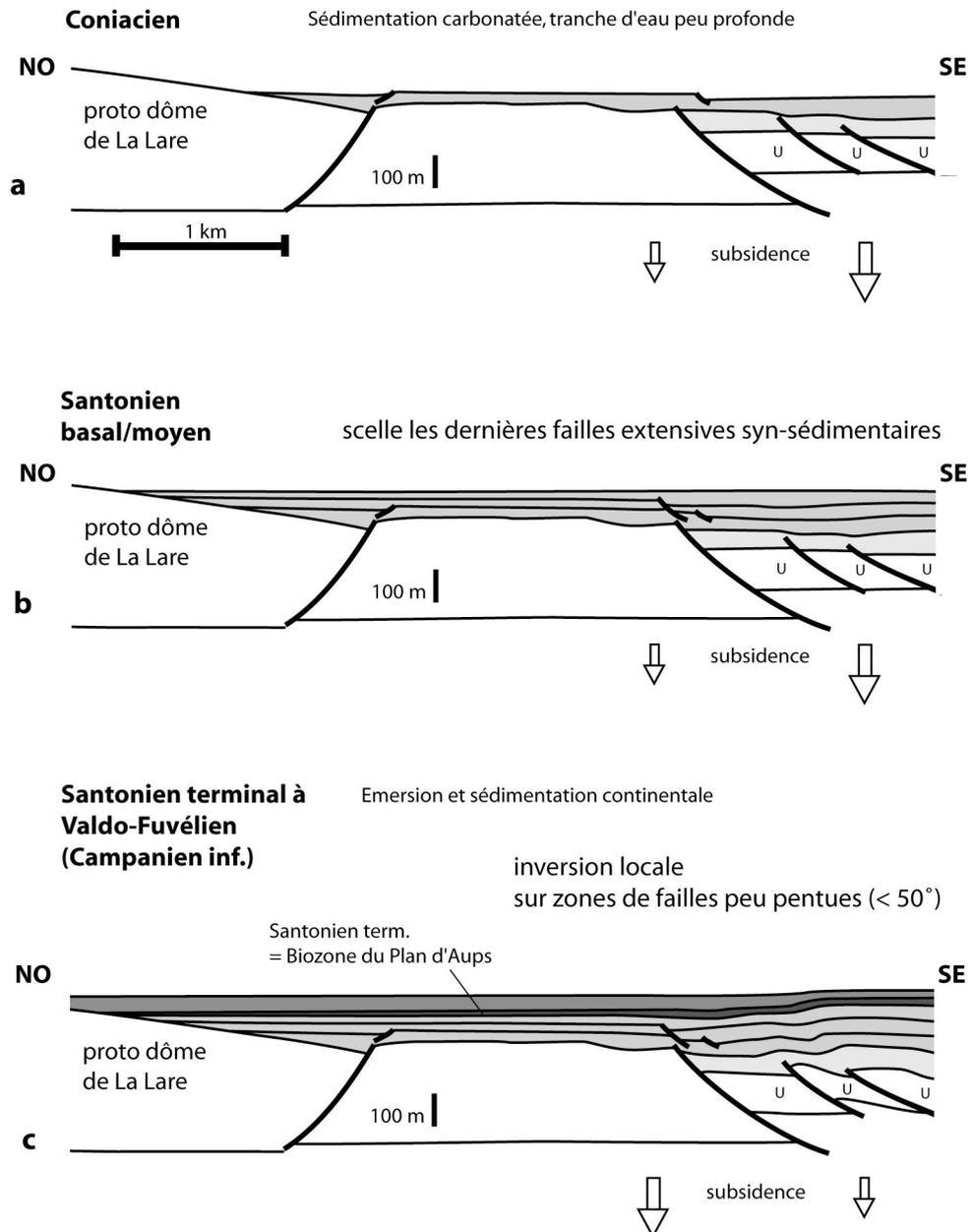


Figure IV-6 (1) : Schéma d'évolution du massif de la Sainte-Baume du Coniacien au Valdo-Fuvélien.

du Santonien final (« Biozone du Plan d'Aups ») correspondant au début de l'émersion de la Provence occidentale (Fig.IV-6c). Les dépôts du Fuvélien sont impliqués dans l'épisode de plissement et indiquent ainsi que le plissement est syn-Fuvélien ou post-Fuvélien et

pré-conglomérats (Fig.IV-6d). Ce plissement est interprété ici comme le développement d'une structure syn-Fuvélien liée à la ré-activation d'un accident majeur qui a également

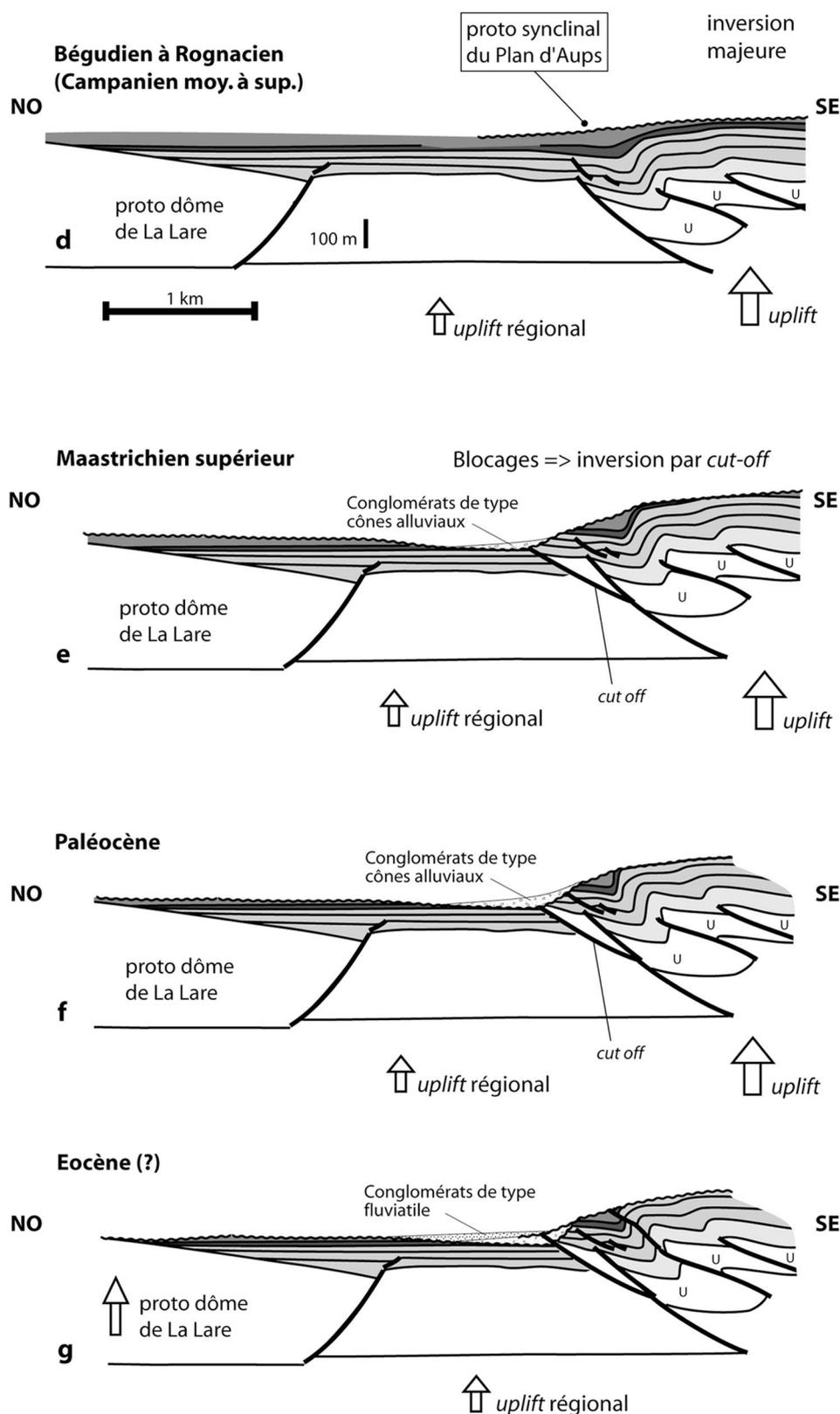


Figure IV-6 (2) : Schéma d'évolution du massif de la Sainte-Baume du Bégudien à l'Eocène, sur un profil passant par la ferme de la Brasque (serrage du synclinal du Plan d'Aups peu important).

localisé la limite urgonien/bauxite. La ré-activation se termine par l'accommodation des déformations par un chevauchement qui recoupe les structures héritées, chevauchement de type *cut-off* (Fig.IV-6e). Ces structures se développent en surface, en milieu continental soumis à l'érosion, à partir du Campanien. Le proto-synclinal du Plan d'Aups est érodé pendant la période de déformation et la paléo-surface d'érosion sur laquelle les conglomérats (type cônes alluviaux) reposent correspond à la morphologie ultime acquise après le *cut-off* (Fig.IV-6f). Les conglomérats fluviatiles sont probablement plus tardifs (Fig.IV-6g).

Le proto-synclinal du Plan d'Aups a subi un serrage lors de la phase majeure de compression à l'Eocène, associé au charriage du para-autochtone sur le synclinal. Lors du serrage, la faille de la Brasque d'orientation N005 a probablement été activée (Fig.IV-7), permettant de découpler ainsi le serrage du synclinal à l'Ouest (Fig.IV-2 et 3), et préservant sa géométrie initiale à l'Est, avec un flanc nord quasi-horizontale (Fig.IV-2). Toutes ces failles (celle de la Brasque et celle de Roussargue) d'orientation globalement N-S ont rejoué à l'Oligocène (Fig.IV-2). Dans le massif de la Sainte-Baume, l'héritage structural a également contrôlé les structures de la déformation compressive (Fig.IV-7).

Sainte-Baume :
blocs après l'extension du Crétacé
et projection des structures de l'inversion du
Crétacé Supérieur dans l'autochtone

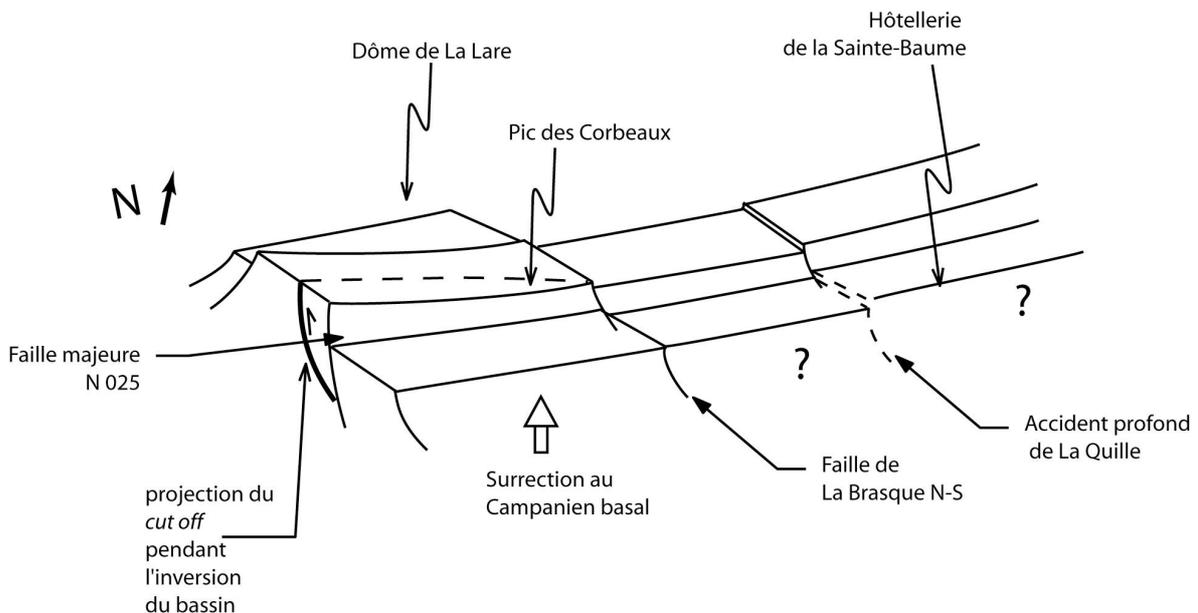


Figure IV-7 : Reconstitution schématique des accidents hérités pré-Coniacien dans le massif de la Sainte-Baume et projection des structures de l'inversion du Crétacé Supérieur sur les blocs.

1.2. Données de la Provence occidentale méridionale

Au Sud du massif de la Sainte-Baume, le Bassin du Beausset est armé par les calcaires du Crétacé Inférieur, en particulier par les calcaires de plate-forme du Barrémien de faciès urgonien (Masse et al., 2003). Ce bassin a également été affecté par l'érosion apto-albienne : localement l'Aptien terminal et l'Albien sont absents avec des dépôts de bauxites soulignant le hiatus sédimentaire. Une succession de plate-forme carbonatée se développe ensuite sur la bordure nord de ce bassin entre le Cénomaniens et le Santonien (Philip, 1998 ; Hennuy, 2003).

La sédimentation devient continentale à partir du Santonien terminal après dépôt d'un faciès saumâtre de transition (écozone du Plan d'Aups) (Fabre et Philip, 1964). Les dépôts lacustres du Valdonnien qui atteignent 70 mètres au Sud du Bassin de l'Arc ne font que quelques mètres d'épaisseur dans le Bassin du Beausset. Dans le massif de la Sainte-Baume, la reconnaissance des dépôts du Valdonnien n'est pas certaine. S'ils existent, leur épaisseur est très réduite. Les dépôts continentaux du Fuvélien, très épais dans le Bassin de l'Arc (Fig.IV-8), sont représentés uniquement par quelques bancs ligniteux dans le centre du Bassin du Beausset. Leur épaisseur initiale n'est cependant pas connue. Ainsi, à partir du Santonien terminal ou Valdonnien (Campanien basal), deux faits majeurs sont observés : la subsidence est transférée du Bassin du Beausset vers le Bassin de l'Arc ; la région émerge définitivement.

1.3. Calendrier comparé des déformations entre bordure nord et bordure sud du Bassin de l'Arc

1.3.1. Crétacé Inférieur

Cette période du Crétacé Inférieur n'est pas l'objet de ce travail mais correspond une période importante de structuration en Provence précédant l'inversion. En effet, la période extensive de Barrémien terminal-Aptien-Aptien (Chorowicz et Mekarnia, 1992) localise les dépôts du Crétacé Inférieur et forme une partie des accidents majeurs qui contrôleront et localiseront ensuite au Crétacé Supérieur les déformations lors de la convergence (exemple du proto-synclinal de la Sainte-Baume).

1.3.2. Crétacé Supérieur

Du Cénomaniens au Santonien moyen, la distension est encore active. Hennuy (2003) propose une tectonique (en transtension) encore fortement active dans le Bassin Sud-Provençal au Turonien et Coniacien.

A partir du Santonien final, la Bassin de l'Arc devient subsident et l'ensemble de la Provence occidentale est subsidente. La plate-forme santonienne vient en onlap sur la Provence orientale avec un dépôt-centre qui reste sur le Bassin du Beausset (Fig.IV-8).

Au Valdonnien (Campanien basal), la zone majeure de subsidence migre : la subsidence du Bassin de l'Arc s'accélère tandis que la zone du Bassin du Beausset n'enregistre plus qu'une sédimentation très réduite. La préservation de sédiments continentaux nécessite une subsidence résiduelle au Sud. Ainsi, l'inversion structurale en Provence occidentale (*surrection* de la Provence méridionale) est probablement post-Fuvélien ou syn-Fuvélien (Campanien moyen). Au Bégudien (Campanien supérieur), les déformations de surface se localisent sur des structures pré-existantes (proto Sainte-Victoire et proto Sainte- Baume). Les premières déformations forment les plis de Bimont

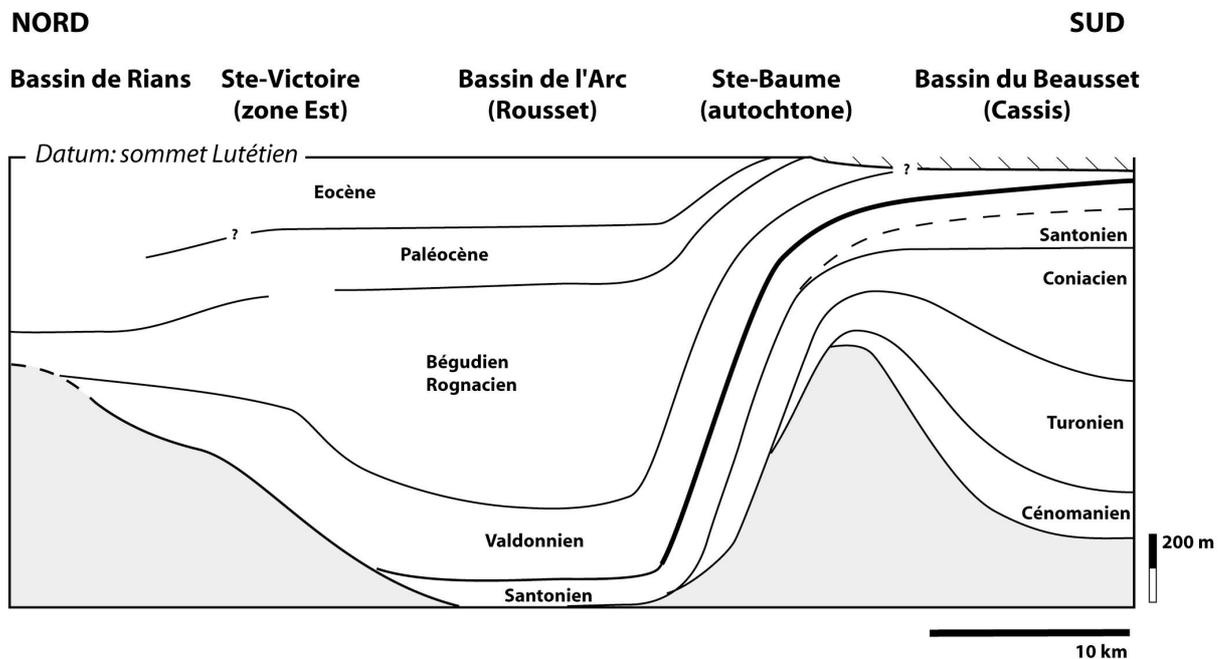


Figure IV-8 : Schéma des aires de dépôts entre le Cénomaniens et l'Eocène en Provence occidentale. La ligne noire correspond au Santonien terminal. (Stratigraphie antérieure non détaillée en grisé).

et de la Sainte-Victoire sur la bordure nord et le proto-synclinal du Plan d'Aups sur la bordure Sud (Fig.IV-8, 9). Ces plis sont soumis à l'érosion et nourrissent des cônes alluviaux, le SCAI de la bordure nord (chapitre II et III) et probablement les conglomérats monogéniques du Plan d'Aups (incertitude sur leur âge).

Au Rognacien inférieur (Campanien terminal), le SCAI(ii) enregistre le ralentissement puis l'arrêt de la rotation du pli de Bimont (bordure nord, chapitre III), suggérant une diminution de la déformation en surface. Si un épisode de quiescence apparente existe, il est de courte durée (pendant le dépôt du calcaire de Rognac).

Cependant le SCAS(i) commence à se développer au Rognacien terminal (Maastrichtien supérieur) et les conglomérats proviennent du démantèlement de reliefs septentrionaux (rampe de Vauvenargues, Tv). Ainsi la quiescence apparente correspond plus probablement à la délocalisation de la déformation (Fig.IV-9). Cette période (Maastrichtien terminal) correspond également au dépôt du conglomérat de la Galante à éléments de socle. Ces conglomérats tracent probablement la mise à l'affleurement de socle en Provence orientale et ainsi marquent également un évènement tectonique majeur.

L'imprécision sur l'âge des conglomérats de la bordure Sud du bassin (proto Sainte-Baume) rend difficile la corrélation des évènements entre les deux bordures. La datation de la mise en place de la nappe de la Sainte-Baume n'est pas non plus évidente. Les sédiments les plus jeunes que la nappe recouvre sont les conglomérats d'âge incertain. Cependant, l'origine des galets polygéniques n'est pas certaine et ils pourraient provenir du démantèlement de la nappe. Dans ce cas, la nappe pourrait être paléocène supérieur (âge maximum). L'interprétation classiquement acceptée la place à l'Eocène moyen, et correspond à un âge minimum (Tempier, 1987). La géométrie entre le chevauchement en *cut-off* et la base de la nappe tend plutôt à montrer que la nappe se met en place après le *cut-off*, donc plus probablement à l'Eocène (inférieur ou moyen).

En supposant que les évènements soient synchrones entre les deux bordures du bassin, les conglomérats de la proto Sainte-Baume pourraient correspondre au SCAS de la bordure nord, donc plutôt Maastrichtien final à Danien. La déformation par *cut-off* serait synchrone de l'activité sur la rampe de Vauvenargues (Tv) sur la bordure nord (Fig.IV-9).

Depuis le Santonien final, les dépôts-centres de sédiments ont migré vers le Nord (Fig.IV-7) avec un épaississement des dépôts vers le Nord en Provence. A partir du Maastrichtien supérieur, le taux de sédimentation dans le Bassin de l'Arc diminue fortement. Ce taux de sédimentation pourrait traduire un ralentissement de la subsidence, accompagnant la déformation de surface en rampe et chevauchement sur les bordures.

1.3.3. Eocène inférieur et moyen

Au Lutétien-Bartonien, les structures de déformation précédemment formées au Campanien-Paléocène subissent un serrage (en particulier plissement des chevauchements T1 et T2 de la bordure nord du Bassin de l'Arc, serrage des plis sur les bordures du bassin). Au Sud du Bassin de l'Arc les chevauchements de l'Etoile et de l'Aurélien se mettent en place sur le remplissage du bassin (Fig.IV-8), et le chevauchement (Les Pallières) du massif de la Montagne Sainte-Victoire (zone Est et Centrale) se met en place sur le remplissage du Bassin de Rians (Fig.IV-8) (Tempier, 1987).

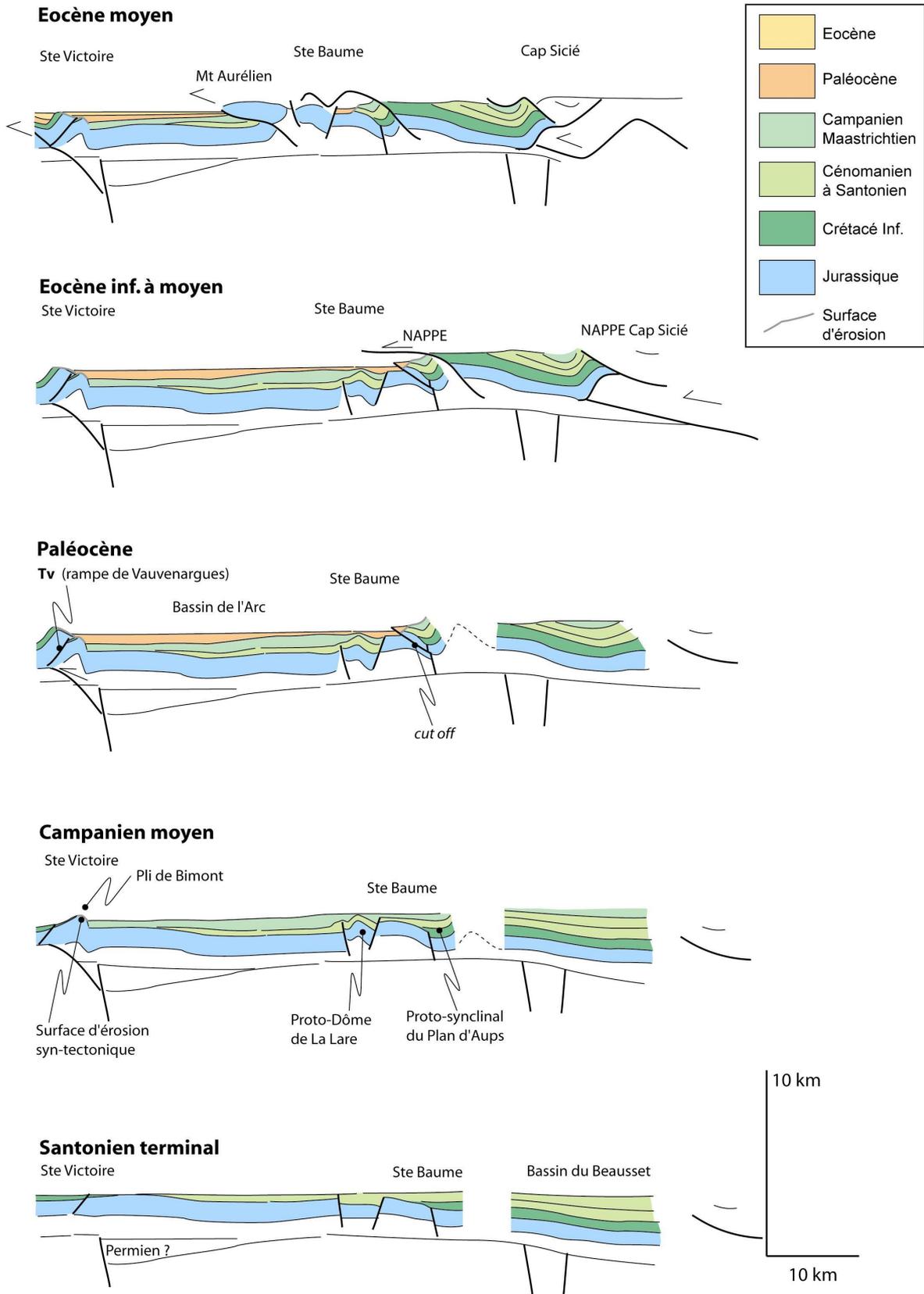


Figure IV-9 : Profil actuel de la Provence occidentale et étapes de rétro-déformation entre le Santonien terminal et l'Eocène moyen.

Les grands déplacements (nappe de la Sainte-Baume, 18 km estimés, et Unité de Bandol, 8 km minimum) en Provence sont interprétés comme d'âge Lutétien-Bartonien (Tempier, 1987) bien qu'une mise en place plus précoce ne puisse pas être exclue. Comme le montrait le propos ci dessus (§1.3.2), un âge entre le Paléocène et l'Eocène inférieur pourrait être envisagé. Les sédiments couverts par les deux grandes nappes provençales permettent uniquement de proposer un âge maximum. De surcroît, la datation de ces sédiments n'est pas établie.

1.4. Importance de l'héritage structural

La Provence enregistre des phases précoces de déformations au Santonien terminal-Campanien basal (Sainte-Baume). Les premières déformations plicatives sont très localisées et associées à une cinématique en convergence au Campanien (bordure nord et sud du bassin). La déformation évolue vers une déformation en nappe et chevauchements dès le Paléocène puis à l'Eocène moyen (voire inférieur).

Les déformations du Campanien au Paléocène en Provence sont localisées sur l'héritage structural. Au premier ordre, une population d'accidents hérités d'orientation globalement Est-Ouest est ré-activée. Ils sont hérités de l'ouverture de l'océan liguro-piémontais d'âge Jurassique à Crétacé Inférieur, puis de l'ouverture du Golfe de Gascogne dès le Barrémien final. Ces structures sont probablement re-activées du Turonien au Santonien pendant la période de transtension décrite par Hennuy (2003). Ils influencent le type de déformation, plicative ou chevauchante, la localisation et la vergence des structures.

Au second ordre, les accidents majeurs hercyniens comme la faille de la Durance qui semble se prolonger jusque dans le massif de la Montagne Sainte-Victoire ont un rôle pendant la phase du Campanien-Paléocène (chapitre III). D'autres accidents d'extension plus limitée et d'orientation similaire (globalement N020) accommodent également une part de la déformation (chapitre III). Ainsi de nombreux accidents à jeu décrochant (Lacombe et al., 1992) sont ré-activés et chacun accommode un petit déplacement. Ces accidents contrôlent la variabilité des déformations plicatives, les découplages mécaniques et les zones de sédimentation syn-cinématique (chapitre III).

2. Mécanisme des déformations en Provence

2.1. Modèles de déformation en systèmes de convergence

2.1.1. Bassin d'avant pays et flexuration

Dans une zone en collision, il est accepté que les mouvements verticaux sont générés par la charge orogénique qui applique une force verticale sur la plaque lithosphérique précédemment subduite (Beaumont, 1981 ; Beaumont et al., 1993 ; Catuneanu et al., 1997). La charge orogénique crée alors une flexure lithosphérique à l'origine d'un bassin d'avant-pays flexural. La longueur d'onde de la flexure dépend de l'épaisseur élastique (T_e) de la lithosphère continentale. Un bassin flexural étroit et profond correspond à une épaisseur élastique faible, tandis qu'un bassin large et moins profond correspond à une épaisseur élastique plus importante (Watts, 1992 ; Waschbusch et Royden, 1992).

Le bassin d'avant-pays est un espace d'accommodation important pour les sédiments dérivés de l'érosion de l'orogène (Jordan, 1995 ; DeCelles et Giles, 1996 ; Sinclair, 1997). La géométrie du bassin d'avant-pays classique se distingue par (1) un dépôt-centre proche de l'orogène, le *foredeep*, où la sédimentation est très active et débute avec des faciès profonds (Fig.IV-10) et (2) une zone externe, loin de l'orogène, où la tranche d'eau n'est jamais importante. Le *foredeep* est très subsident et piège les sédiments issus de l'érosion de l'orogène qui forment alors une succession sédimentaire épaisse (le flysch). Le remplissage sédimentaire d'un bassin d'avant-pays flexural se caractérise par un prisme s'épaississant vers l'orogène (Fig.IV-10).

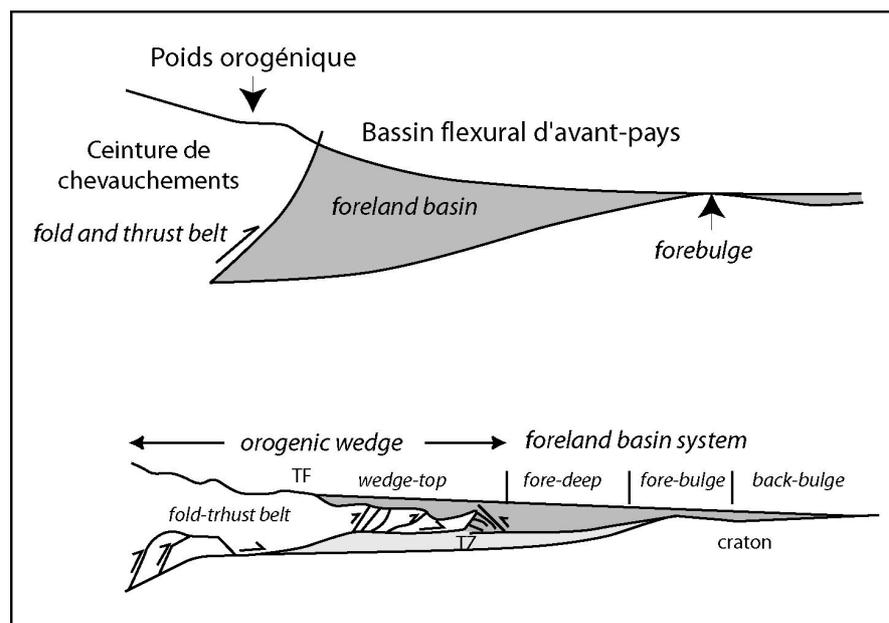


Figure IV-10 : Modèle de bassin d'avant-pays flexural (d'après DeCelles et Giles, 1996, modifié).

La propagation de la ceinture de chevauchement (*fold and thrust belt*) vers les zones externes de l'orogène engendre une migration du bassin d'avant-pays et une cannibalisation des sédiments du *foredeep* (Fig.IV-10) par les chevauchements de couverture (*wedge top*). Une partie des sédiments du bassin d'avant-pays se retrouve sous les nappes quand la collision évolue et que l'orogène s'élargit par propagation du front de chevauchement (Fig.IV-10).

La succession classique du bassin d'avant-pays flexural est formée par des sédiments de plate-forme qui enregistrent un approfondissement du bassin, des sédiments profonds turbiditiques (*flysch*) puis des sédiments de comblement du bassin (molasses), de faible profondeur d'eau à continental. Un tel enregistrement dans le bassin flexural alpin correspond à la succession : Calcaires nummulitiques (plate-forme), Marnes à Globigérines (approfondissement), grès turbiditiques (maximum de profondeur dans le bassin et apport sédimentaire de l'orogène) puis molasses oligo-miocènes (Ford et al., 1999 et références). Les épisodes tectoniques dans l'orogène engendrent des cycles de sédimentation *overfilled/underfilled* dans le bassin d'avant pays (Blair and Bilodeau, 1988 ; Heller et al., 1988 ; Burbank, 1992 ; Catuneanu et al., 1997, 2000).

2.1.2. Flambage lithosphérique

Dans les zones de convergence, les mouvements verticaux coïncident souvent avec les déformations horizontales (Bertotti et al., 2001 et 2003). Cependant, il existe parfois des déformations verticales, sans charge orogénique associée, où seules des contraintes horizontales sont appliquées sur le système. En particulier, de tels mouvements verticaux sont à l'origine d'inversion (*surrection*) rapide des zones préalablement subsidentes (les bassins). Les contraintes horizontales sont transmises de la zone de subduction vers les plaques lithosphériques lors d'un changement majeur dans l'interaction mécanique entre les deux plaques (Cloetingh et al., 1999 ; Bertotti et al., 2001).

Quelques modèles (Cloetingh et al., 1999 ; Gerbault, 1999 ; Gerbault et al., 1999) montrent que le flambage lithosphérique est un régime énergétique efficace pour accommoder le raccourcissement (Fig.IV-11). Le mode de plissement est contrôlé par les structures lithosphériques liées aux phases tectoniques pré-flambage. L'inversion des structures de surface est favorisée par l'architecture de la lithosphère qui présente une croûte peu épaisse sous les bassins après un épisode d'extension (Ziegler et al., 1995 ; Cloetingh et al., 1999). Les discontinuités pré-existantes de la croûte jouent un rôle déterminant pour la localisation des déformations intra-plaque. Ces déformations, liées à l'interaction entre plaque en convergence ou collision, peuvent engendrer du flambage lithosphérique (Cloetingh et al., 1999 ; Gerbault et al., 1999) mais également des inversions de bassins ou des écailles de socle (Nikishin et al., 1993 ; Ziegler et al., 1995).

La présence d'hétérogénéité pré-existantes permet également de favoriser le flambage mais ce dernier cesse dès que les accidents pré-existants deviennent actifs (Cloetingh et al., 1999). Lors du flambage, la longueur d'onde des plis dépend de l'épaisseur élastique de la lithosphère (Cloetingh et al., 1999). Le flambage peut être découplé sur des zones de discontinuités intra-lithosphériques impliquant que différentes longueurs d'ondes sont possibles (Martinod et Davy, 1994 ; Gerbault et al., 1999 ; Cloetingh et al., 1999) (Fig.IV-11).

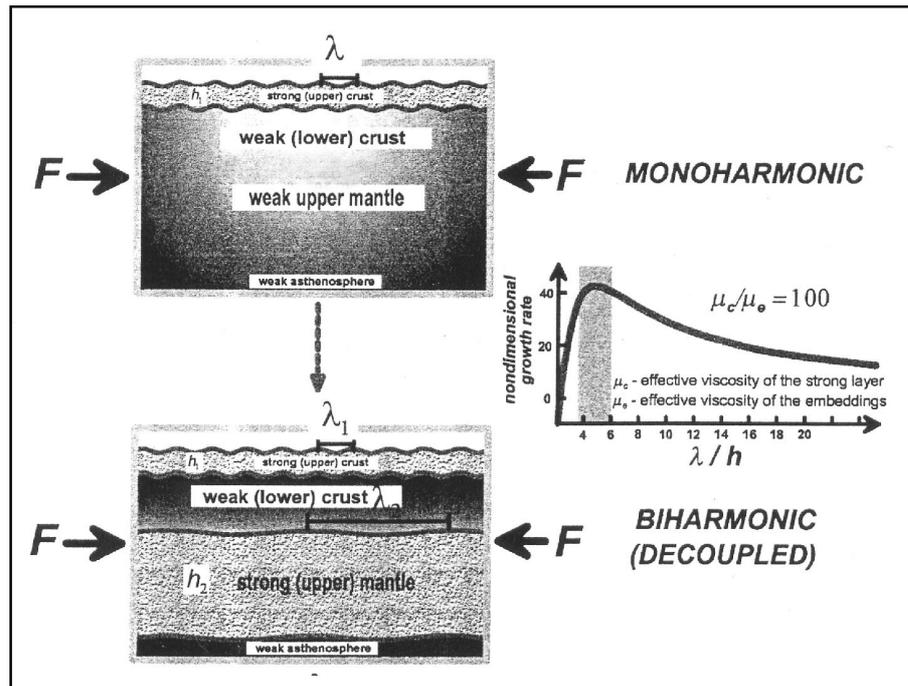


Figure IV-11 : Modèle de flambage lithosphérique d'un système soumis à une compression horizontale (d'après Cloetingh et al., 1999) ; h_1 et h_2 sont les épaisseurs des couches compétentes (croûte et manteau respectivement), λ est la longueur d'onde des plis. Si la croûte inférieure est ductile, la croûte supérieure et le manteau peuvent plisser indépendamment (disharmonie). Si la croûte supérieure est cassante et les couches inférieures de la lithosphère ductiles, le plissement est mono-harmonique. Les estimations analytiques pour la croissance d'un pli sont fonction du rapport λ/h : la croissance est maximale pour un rapport λ/h entre 4 et 6, avec un rapport des viscosités effectives de 100 (Burov et al., 1993).

2.1.3. Echappement latéral

Associée à la convergence, une tectonique dominée par des mouvements décrochants dans la croûte continentale provoque un processus d'échappement tectonique, *tectonic escape* (Burke et Sengör, 1986) ou tectonique d'extrusion, *extrusion tectonics* (Tapponnier et al., 1982 ; Ratschbacher et al., 1991). Ce phénomène engendre un mouvement latéral de blocs crustaux obliques au front de convergence et se réalise sans changement dans l'épaisseur de la croûte. Ce processus est bien connu depuis les expériences d'indentation crustale de Tapponnier et al. (1982).

2.2. Mode de déformation en Provence : interprétation

En Provence, trois modes de déformations se succèdent pendant le Crétacé terminal et le Paléocène : (1) une déformation largement distribuée qui s'enregistre par la migration des zones de dépôts accompagnée par une forte variation de subsidence/*surrection* (Santonien terminal/Campanien basal), (2) une déformation plus localisée dans les zones pré-structurée et accommodée par plissement (Campanien moyen à terminal), (3) une déformation accommodée par chevauchements comme Tv (Maastrichtien terminal/Paléocène). La phase de déformation majeure de l'Eocène moyen est également accommodée par des chevauchements et des nappes.

En Provence, la surrection du Bassin du Beausset pourrait être liée à une inversion de bassin qui suit la période de transtension du Turonien/Santonien inférieur (Hennuy, 2003). Cependant, ce processus n'explique pas la subsidence rapide du Bassin de l'Arc. L'hypothèse d'un flambage lithosphérique est plus satisfaisante dans le cas de la Provence. En effet les contraintes horizontales du début de la compression, au Santonien terminal, peuvent être accommodées par flambage lithosphérique permettant les variations rapides entre régime de subsidence et de surrection pour les deux bassins étudiés. Les structures lithosphériques liées à l'ouverture du Bassin Sud-Provençal (Bassin du Beausset élargi) facilitent le flambage lithosphérique (Cloetingh et al., 1999). Lors du flambage certaines déformations se localisent sur les zones de faiblesses pré-existantes. Les contraintes sont accommodées en surface dans les zones fortement pré-structurées au Bégudien (Campanien moyen). Les premières déformations sont plicatives au Campanien moyen et supérieur et évoluent vers la formation de chevauchements au Maastrichtien terminal/ Paléocène. A cette période la subsidence du Bassin de l'Arc ralentit (Fig.1-5) et le Bassin du Beausset est désormais un haut-structural non subsident. Il est possible que le flambage cesse d'être actif au Maastrichtien terminal/Paléocène. Le flambage a probablement une longueur d'onde comparable à l'échelle du Bassin de l'Arc (environ 25 km). La déformation se localise ensuite en surface formant rampes et chevauchements.

L'épisode compressif majeur en Provence du Lutétien-Bartonien resserre les structures du Campanien/Paléocène et met en place les chevauchements à vergence Nord (Les Pallières, Etoile-Aurélien). La mise en place de l'unité de Bandol dont la nappe de socle du Cap Sicié au Sud du Bassin du Beausset et de la nappe de la Sainte-Baume a déjà été discutée précédemment (§1.3.3) et peut être plus ancienne (Paléocène supérieur ou Eocène inférieur). La mise en place des nappes et chevauchements en Provence occidentale ne semble pas se faire en séquence.

La Provence a souvent été considérée comme située au front d'un orogène méridional et ainsi en position d'avant-pays (Arthaud et Séguret, 1981). Ce travail invalide l'hypothèse d'un enregistrement tectono-sédimentaire de type bassin d'avant-pays flexural pendant la phase de convergence. En effet, malgré la migration des dépôts-centres vers le Nord, la sédimentation entre le Campanien et l'Eocène ne présente pas d'épaississement vers le Sud (en relation avec une hypothétique charge orogénique). Au contraire le remplissage se biseaute vers le Sud et vers le Nord. La zone méridionale est en *surrection* dès le Campanien et n'enregistre donc pas de subsidence par flexuration lithosphérique. L'architecture des dépôts du Bassin de l'Arc n'enregistre pas non plus une telle subsidence car le prisme sédimentaire entre le Campanien et l'Eocène est plus épais vers le Nord.

Entre Provence occidentale et Provence orientale, il existe également des variations de subsidence et une déformation différentielle entre le Santonien et l'Eocène. Un profil Nord-Sud de la Provence occidentale ne permet pas de proposer un modèle complet sur l'évolution structurale et cinématique de la Provence. Il existe des déformations avec une composante décrochante en Provence (Lacombe et al., 1992) d'orientation N-S à N030. Cependant ce travail (chapitre III) a montré l'évolution propre de trois blocs sur une orientation Est-Ouest (zone Ouest, Centrale et Est) qui ne montre pas une déformation en décrochement selon cette direction. Ce travail ne permet pas d'exclure complètement l'hypothèse de déformations majeures décrochantes E-W mais aucun argument ne permet de supporter le « modèle d'échappement latéral » (§2.1.3).

Finalement, il faut retenir que chaque zone pré-structurée en Provence occidentale enregistre tous les épisodes de déformations (Campanien moyen à Paléocène et Lutétien-Bartonien) de manière synchrone. Les mouvements verticaux suggèrent un flambage crustal qui débute avant la déformation de surface, dès le Santonien terminal ou le Campanien basal. Le flambage et les épisodes de déformations localisées dans les zones de faiblesses pré-existantes peuvent être mécaniquement couplés. En effet, le flambage permet l'activation de failles crustales (Gerbault, 2000) et entraîne une tectonique de socle (*thick-skin tectonics*) au Campanien et peut être jusqu'au Paléocène. Les mouvements verticaux en Provence ne correspondent pas à une flexuration de type bassin d'avant-pays classique.

3. Evolution tectono-sédimentaire dans le système alpin s.l.

Dans un contexte alpin s.l., lié aux mouvements cinématiques relatifs entre l'Afrique et l'Eurasie, la déformation en Provence a toujours été associée au déplacement de la plaque ibérique. Cependant, le taux de déplacement et les directions de mouvements de la plaque ibérique restent discutés. Peu de travaux mettent en relation la Provence avec le système Liguro-Piémontais (Lacombe et Jolivet, 2005) alors qu'une part des déformations du domaine alpin sont contemporaines des déformations pyrénéennes et que la Provence est une zone de la marge européenne relativement proche de l'océan Liguro-Piémontais. Entre ces deux grandes zones orogéniques, la Provence forme une

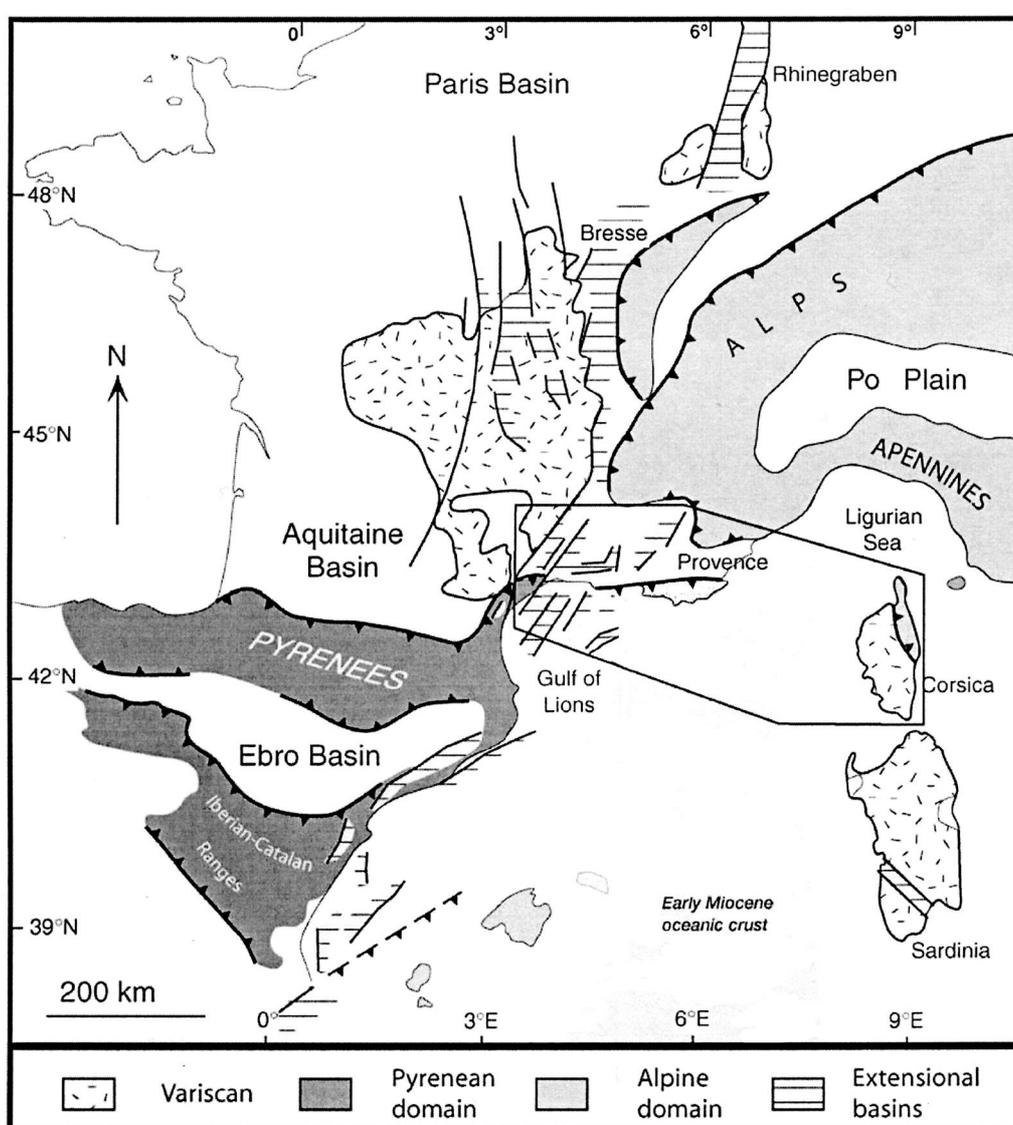


Figure IV-12 : Relation Provence et domaines alpin et pyrénéen adjacents (d'après Lacombe et Jolivet, 2005, modifiée).

zone de transition entre ces deux domaines (Fig.IV-12). En effet, les Alpes et les Pyrénées sont des orogènes « avancés », chacun ayant subi une collision aboutie créant des bassins d'avant-pays flexuraux. La Provence a enregistré un taux de déformation largement inférieur et a accommodé la déformation selon des processus très différents, le flambage et la ré-activation d'accidents hérités.

Dans ce travail les données tectono-sédimentaires des domaines pyrénéen, sarde, corse, provençal, vocontien et alpin (tableau 7) permettent de comprendre que la Provence a une évolution tectono-sédimentaire propre, en partie déconnectée du domaine pyrénéen, qui nuance le concept de « phase pyrénéo-provençale ». L'évolution tectono-sédimentaire de la Provence occidentale correspond à un stade non abouti de la collision tandis que les domaines alpin s.s. et pyrénéen ont atteint le stade de collision « avancée ». Ainsi la Provence est une zone idéale pour étudier le stade de convergence puis le stade de collision précoce en domaine d'avant-pays. Le calendrier des étapes de collision est obtenu en compilant les informations apportées par : la tectonique des plaques avec l'ouverture des océans et la cinématique associée enregistrées par les anomalies magnétiques, les âges des minéraux de haute pression pour l'âge de la subduction, les âges d'exhumation pour les phases majeures de collision, les données tectono-sédimentaires du bassin d'avant-pays (âge de la flexuration, des flyschs et des molasses) pour l'âge du début de la collision (tableau 7).

3.1. Le système alpin s.s. (collision Apulia-Europe)

L'identification d'anomalies magnétiques dans l'océan Atlantique a permis de reconstruire les mouvements relatifs des continents. A 160 Ma (Bathonien-Callovien), l'ouverture de l'Atlantique Central initie le mouvement sénestre décrochant de l'Afrique par rapport à l'Europe entraînant également l'ouverture de l'océan liguro-piémontais (Lemoine, 1983). Au Barrémien supérieur, l'ouverture de l'océan Atlantique Nord et du Golfe de Gascogne initie le mouvement de l'Ibérie, et entraîne également la fermeture d'une partie de l'océan liguro-piémontais (Lemoine et al., 1986). Au Santonien terminal (84 Ma), le changement majeur du mouvement de l'Afrique (Rosembaum et al., 2002), qui migre alors vers le Nord, entraîne le début de la phase de convergence entre Apulia et Europe.

Les datations sur des minéraux hautes pressions dans le massif alpin (Rubato et al., 1999 ; Becker, 1993; Duchêne et al., 1997) démontre que la marge européenne en subduction sous la plaque apulienne n'a pas atteint les hautes pressions avant 60 Ma et invalident l'hypothèse d'une subduction à 110 Ma dans le bassin liguro-piémontais (Hunziker, 1970 ; Hunziker et al., 1992). Cependant, des flyschs à matériel ophiolitique (Formations Crétacées à blocs d'ophiolites) sont reconnus dans la marge distale

européenne et sont généralement interprétés comme indicateur d'une phase précoce de tectonique compressive, suggérant que la fermeture du bassin liguro-piémontais commence avant le Campanien (Lagabrielle et Polino, 1988).

Dans les bassins sub-alpins (marge européenne), la limite Santonien final/Campanien est également marquée dans le bassin vocontien par une phase compressive majeure caractérisée par la surrection du bassin au sud et le déplacement vers le Nord des aires de dépôts (Friès, 1999). Cette phase compressive se marque par une émergence fini-crétacée dont certains sédiments associés sont localement datés Maastrichtien terminal (Friès, 1999). Des plis d'orientation Est-Ouest à N110-120 (Dévoluy, Bochaîne) scellés par les dépôts Campanien (Flandrin, 1967) documentent cette phase et sont souvent associés à la cinématique de l'Ibérie transmise par la faille de Nîmes sur lesquels ces plis se répartissent en échelon (Arthaud et Séguret, 1981).

Associée à l'ouverture de l'Atlantique Central, certains auteurs proposent l'ouverture d'un océan (Frisch, 1979 ; Stampfli, 1993) ou d'un bassin Valaisan au Nord du domaine liguro-piémontais. Ce « bassin » Valaisan est très débattu et sa prolongation occidentale vers le Golfe de Gascogne est discutée. Cependant il est possible de distinguer quatre domaines dans ce système, avec du Nord vers le Sud : la marge européenne avec un possible bassin Valaisan en zone distale, un domaine Briançonnais, l'océan liguro-piémontais et la marge Apulienne.

La marge européenne (domaine sub-alpin) dans le SE de la France enregistre la flexure de la lithosphère européenne liée à la collision de l'Apulie et de l'Europe à partir du Lutétien (Ford et al., 1999 et références). Ce domaine, émergent depuis la fin du Crétacé, est marqué par une discordance angulaire à la base du Lutétien, sous lequel des conglomérats fluviatiles sont localement préservés (Ravenne et al., 1987). Sur cette discordance, la trilogie Priabonienne ou trilogie Nummulitique (Boussac, 1912) se dépose entre le Lutétien et le Rupélien (Oligocène basal), enregistrant un approfondissement du bassin. La trilogie comprend les Calcaires Nummulitiques, les Marnes à Globigérines et une unité turbiditique (Grès d'Annot ou du Champsaur). La transgression éocène est enregistrée par des séquences plus jeunes vers le Nord-Ouest (Ford et al., 1999).

3.2. Le système pyrénéen

Le système pyrénéen est un système en collision très particulier qui ne peut pas se comparer directement avec le système alpin s.s.. En effet, la collision Ibérie-Europe ne correspond pas à la simple fermeture d'un océan (Sibuet et al., 2004) et n'est pas précédée par un épisode de convergence avec une subduction océanique. De plus, l'enregistrement magnétique limité dans le Golfe de Gascogne mène aux nombreux

débats sur le déplacement de l'Ibérie (e.g. Olivet, 1996 ; Rosenbaum et al., 2002 ; Sibuet et al., 2004). Dans un contexte si mal défini, il existe de nombreuses interprétations sur l'orogène pyrénéen.

Cependant, il a été établi que la phase compressive est diachrone (Choukroune, 1976 ; Séguret et Daignières, 1986) due à la rotation anti-horaire de la plaque ibérique (Choukroune et al., 1973). Les premières phases de compression ont affecté l'Est des Pyrénées ainsi que la Provence (Mattauer et Proust, 1967 ; Arthaud et Séguret, 1981) au Crétacé terminal tandis que plus à l'ouest le régime restait distensif (Puigdefabregas et Souquet, 1986). La collision atteint l'Ouest à la fin de l'Yprésien supérieur (=limite *Paléocène/Eocène*) (Gély et Sztràkos, 2000).

De récents travaux (Christophoul et al., 2003) montrent une activité tectonique à partir du Cénomaniens dans les Pyrénées Orientales et dans le Corbières, dans le Nord du massif pyrénéen. En opposition aux anciens auteurs (Choukroune, 1976 ; Arthaud et Séguret, 1981), Christophoul et al. (2003) l'interprètent comme une phase compressive synchrone du dépôt des marnes hémipélagiques du bassin tandis que se développent des plate-formes carbonatées plus au Nord. Une lacune sédimentaire au Santonien moyen et supérieur est enregistrée dans le Sud du bassin avant le début du dépôt des turbidites campaniennes. Ce « flysch » turbiditique se dépose dès le Campanien basal (Formation de Labastide), tandis qu'au Nord un système fluvial et un delta (Grès d'Alet) se développent. A la fin du Campanien, le bassin est comblé et une alternance de sédiments fluvio-lacustres se dépose jusqu'au Thanétien. Cette succession sédimentaire semble plus en accord avec l'interprétation de Arthaud et Séguret (1981) qui proposent une première phase importante de compression à partir du Campanien, et pourrait correspondre au remplissage d'un bassin flexural d'avant-pays. En accord avec cette interprétation, Choukroune (1976) propose que la compression commence seulement au Crétacé terminal.

Dans le Nord du massif pyrénéen, le Bartonien et le Priabonien (Gély et Sztràkos, 2000) enregistrent la phase Eocène dite « pyrénéenne majeure » des anciens auteurs (Choukroune, 1976). La mise en place des nappes dans le nord de la chaîne pyrénéenne se termine à l'Oligocène, en particulier les nappes des Corbières (Gély et Sztràkos, 2000).

La collision aboutit à la fermeture partielle du Golfe de Gascogne et à une subduction de la plaque ibérique sous l'Europe (Choukroune, 1992). Le profil ECORS laisse apparaître un découplage de la lithosphère ibérique le long de la transition croûte-manteau menant à l'épaississement de la croûte (Choukroune 1989 ; Roure et al., 1989, 1996). Une partie du raccourcissement est accommodé dans la plaque européenne selon un rétro-chevauchement crustal majeur (le Front Nord Pyrénéen). Cette structuration

crustale en triangle fait des Pyrénées un orogène à deux bassins d'avant pays, le bassin aquitain au Nord et le bassin de l'Ebre au Sud.

Au Sud du massif pyrénéen, les dernières études sur le début de la compression ont plutôt tendance à montrer une phase synchrone d'Ouest en Est. En effet, les premières inversions de failles dans des bassins des Pyrénées occidentales sont datées du Santonien terminal. Plus à l'Ouest dans le bassin de l'Ebre, des inversions de bassin (Verges et Martinez, 1988), surface d'érosion majeures et dépôts de turbidites sont datées du Santonien terminal (Drzewiecki et Simo, 2002).

La Catalogne enregistre une lacune sédimentaire au Jurassique et Crétacé, et le Paléogène repose directement sur la série du Trias Germanique. La compression est enregistrée par des cônes alluviaux syn-tectoniques paléocènes en bordure du bassin de l'Ebre, tandis que le socle enregistre un mouvement sénestre en transpression (Lopez-Blanco, 2002).

3.3. La position de la Corse et de la Sardaigne dans ce système

La suture ophiolitique corse et les sédiments associés enregistre la fermeture de l'océan liguro-piémontais. La Corse occidentale faisait partie de la marge européenne au Crétacé (Lacombe et Jolivet, 2005) et peut appartenir au domaine occidental du Briançonnais (Frisch, 1979). Elle constituait alors la marge conjuguée de la marge apulienne, préservée dans l'Apennin où l'enregistrement sédimentaire de la transition du continent Apulie avec l'océan liguro-piémontais est préservé (Marroni et al., 2001).

La marge distale apulienne enregistre la première phase de fermeture de l'océan par une série de flysch à matériel ophiolitique (similaire à celle des Alpes internes : le Casanova Complex) (Marroni et al., 2001). Ces dépôts sont associés au prisme d'accrétion dans un système de transpression à composante sénestre, avec un plan de subduction plongeant vers l'Ouest (Principi et Treves, 1984 ; Lahondère et Guerrot, 1997). Cependant, certains auteurs associent ce système à une subduction à vergence Est (Elter et al., 1991 ; Marroni et al., 2001) dans un contexte pré-collision oblique sénestre (Marroni et Treves, 1998).

Des traces de fissions sur apatite montrent que l'exhumation du bloc corse initiée avant la fin du Paléocène s'accélère uniquement à la fin de l'Oligocène (Jakni et al., 2000). Il semble alors possible d'exclure un évènement tectonique majeur à l'Eocène moyen en Corse.

Les calcaires à nummulites se sont déposés en Corse et sont diachrones de l'Est à l'Ouest. Une séquence détritico-flyschoise s'est également déposée à l'Eocène moyen et supérieur (Rossi et Rouire, 1980). Cette succession sédimentaire enregistre la flexure

| | N-PYRENEES : ZONE EST | SARDAIGNE | CORSE | PROVENCE | VOCONTIEN ORIENTAL | SUB-ALPES |
|----------------------------|--|--|---|--|---|--|
| Oligocène inf. | Mise en place de la nappe des Corbières | Ouverture du Golfe du Lyon | | | | |
| Priabonien | Episode de plissement-érosion | | | Mise en place des nappes | Trilogie Nummulitique | Début de la flexure Trilogie Nummulitique |
| Lutétien /Bartonien | chevauchements et mise en place des nappes (Corbières, Mouthoume) | | Domaine émergé | | | |
| Paléocène | | Fin de la première exhumation majeure | Fin de la première exhumation majeure | | | |
| Maastrichtien | Phase de plissement | Emersion Domaine méridional encore pélagique au Maastrichtien inf. | | Déformation continue et localisée | Emersion | HP dans la subduction (60-65 Ma) |
| Campanien terminal | Début de la sédimentation continentale | | | Sédimentation continentale | Turbidites (t. quartzreuse de Roche Close) | Flysch à Helminthoïdes |
| Campanien basal | Flysch au centre du bassin (Formation de Labastide) Grès fluviatiles au nord (Formation d'Alet) Début de la flexure ? | | Flysch du prisme d'accrétion Corse-Apulle | Migration des zones de sédimentation vers le Nord Emersion | Migration des zones de sédimentation vers le Nord Fermeture du domaine pélagique | Marge apulienne : flysch à éléments ophiolitiques (Casanova Complex) |
| Santonien terminal | | | | Migration des zones de sédimentation vers le Nord | Migration des zones de sédimentation vers le Nord | Marge européenne : flysch à éléments ophiolitiques |

alpine (Rossi, comm. pers.), ce qui invalide également une phase orogénique majeure au Nord de la Corse à cette époque.

La Sardaigne est affectée par un épisode d'émersion général au Crétacé tardif qui commence plus tôt à l'Ouest, au Campanien (Cherchi et Schroeder, 2002), tandis qu'à l'Est la sédimentation est encore pélagique au Maastrichtien inférieur (Busulini et al., 1984). A l'Ouest, les derniers dépôts marins (néritiques) sont Campanien (Cherchi et Schroeder, 2002). Cette période d'émersion se termine au Paléocène tandis que l'émergence Eocène moyen est contemporaine de la phase compressive majeure (Barca et Costamagna, 1997). Pourtant, les traces de fissions sur apatite montrent que l'exhumation des roches en Sardaigne est pré-Eocène (Rossi et al., 2005) et permettent d'exclure un épisode majeur durant l'Eocène.

La base des conglomérats, datés Lutétien au Sud-Ouest de la Sardaigne et interprétés comme une accumulation deltaïque, est discordante sur l'Eocène inférieur. Des conglomérats Tertiaire à l'Est de la Sardaigne comprennent des galets qui contiennent des fossiles marins du Dano-Montien, du Thanétien et de l'Eocène basal (Dieni et al., 1979). Ces conglomérats sont les derniers dépôts avant l'ouverture du golfe du Lion à l'Oligocène et la rotation antihoraire du bloc Corso-Sarde.

4. Discussion : le domaine provençal

4.1. Phase de convergence et de collision précoce

La collision va engendrer la formation de bassins d'avant-pays classiques en Ibérie associés à l'orogène pyrénéenne ainsi que dans le domaine liguro-piémontais avec l'orogène alpine. Chaque orogène avec son bassin d'avant-pays a une histoire et une chronologie particulière, avec des pulsations orogéniques et sédimentaires.

Entre ces deux zones la Provence est une zone de transition qui a une histoire singulière avec un enregistrement de phases de déformations précoces et la phase de collision de l'Eocène moyen, caractérisées par des processus de déformation distincts.

4.1.1. Phase précoce du Crétacé Supérieur/Paléocène

Santonien terminal

Le début de la compression, au Santonien terminal, est synchrone entre les bassins au Sud des Pyrénées occidentales et orientale. Dans le domaine liguro-piémontais (marge Corse et marge apulienne), quelques auteurs (Lagabrielle et Polino, 1988 ; Marroni et al, 2001) proposent également une déformation compressive précoce à la base du

Campanien, probablement au Santonien qui correspond au début de la subduction (Marroni et al, 2001). En Provence et dans le bassin vocontien, le Santonien terminal marque la migration des dépoctrés vers le Nord (Fig.IV-8 et 9). Cette déformation verticale en Provence et d'échelle régionale est interprétée dans ce travail comme du flambage lithosphérique.

La phase de compression la plus précoce (au Santonien terminal) est enregistrée en Provence et affecte largement l'ensemble du domaine alpin (*sensus lato*) de manière synchrone.

Campanien-Paléocène

La sédimentation campanienne dans les Pyrénées orientales permet de mettre en évidence un bassin d'avant-pays flexural dès le Campanien basal. Les premières nappes liées à la propagation du *wedge top* vers le bassin sont Eocène inférieur. Tandis que dans le domaine alpin (*sensus stricto*), la sédimentation d'avant-pays flexural commence seulement au Priabonien (Eocène terminal).

En Provence, entre le Campanien moyen et le Paléocène, la déformation de surface se localise sur les zones à forte structuration pré-existante tandis qu'une déformation à l'échelle lithosphérique contrôle les zones de subsidence et de surrection à partir du Campanien basal. Les sédiments forment une série continentale épaisse dont les aires de dépôt se déplacent vers le Nord à partir du Santonien terminal. L'architecture de remplissage des bassins sédimentaires montre un biseau des prismes sédimentaires vers le Sud et vers le Nord (Fig.IV-9). L'architecture sédimentaire en Provence n'enregistre aucune flexure lithosphérique de type bassin d'avant-pays flexural. Aucune séquence type flysch/molasse n'est reconnue. Entre le Campanien et le Paléocène, aucun lien avec le bassin d'avant-pays flexural pyrénéen n'est apparent. Les séries sédimentaires ne comblent pas un bassin dont l'épaisseur du remplissage serait croissante vers un hypothétique orogène méridional pendant le Campanien et Maastrichtien.

4.1.2.Phase Eocène

Si la phase majeure de mise en place des grands chevauchements provençaux est classiquement Lutétien/Bartonien, elle coïncide avec le début de la flexure de la plaque européenne dans le domaine alpin (s.s.), correspondant au début de la collision entre Europe et Apulia. Cependant, l'âge des nappes, déjà discuté, n'est pas évident. Cette phase Eocène moyen correspond également à la mise en place d'une partie des chevauchements dans l'orogène pyrénéenne. Entre bassin nord pyrénéen et Provence, le

calendrier de la mise en place des nappes n'est probablement pas corrélable (Arthaud et Séguret, 1981) et la déformation de la lithosphère européenne est très différente.

4.1.3. Conclusion

La Provence occidentale enregistre un stade de convergence à partir du Campanien basal et un stade de collision précoce de propagation du front de chevauchement (nappe de la Sainte-Baume) à l'Eocène moyen, voire dès la fin du Paléocène ou à l'Eocène inférieur.

L'hypothèse d'un flambage lithosphérique à l'origine des mouvements verticaux pourrait être confirmé par l'ampleur des phénomènes d'inversion de bassins observés du domaine pyrénéen au domaine alpin.

Trois conclusions peuvent être posées : (1) la rhéologie et la forte pré-structuration de la croûte provençale a orienté le mode de déformation vers une déformation de socle dès le Campanien (flambage et *thick-skinned tectonics*), (2) il n'y a pas de flexuration campanienne (type pyrénéen) avant la mise en place des nappes, correspondant à la propagation du front de chevauchement vers les zones externes de l'orogène du modèle classique de bassin d'avant-pays (DeCelles et Giles, 1996), (3) il n'y a pas d'enregistrement de flexure priabonienne associée à l'orogène alpine.

A partir du Santonien terminal, la Provence n'est pas le prolongement strict du bassin nord-pyrénéen. En effet de nombreuses différences distinguent le bassin nord pyrénéen de la Provence : (1) les modalités de la déformation, (2) le type de bassin sédimentaire, (3) l'âge des déformations (Arthaud et Séguret, 1981).

L'enregistrement tectono-sédimentaire provençal peut correspondre à un stade précoce de la collision qui n'est pas préservé dans les orogènes comme les Alpes ou l'Ibérie, qui ont atteint un état de collision « avancée ». Il n'est pas exclu que l'évolution du domaine provençal vers un bassin flexural alpin (priabonien) peut avoir avorté lors de la phase de *rifting* (Ouest-européen) qui commence dès la fin de l'Eocène (Bergerat, 1985).

4.2. Le système Corse-Provence : discussion

La collision est plus précoce dans la zone Provence-Corse avec la mise en place des nappes et la propagation du front de chevauchement à l'Eocène moyen (Lutétien-Bartonien), voire avant (Paléocène à Eocène inférieur), tandis que la collision débutait à peine dans le domaine alpin. Dans le domaine alpin, la collision commence au Lutétien, marquée par une phase de flexure de la croûte européenne (Ford et al., 1999), et la propagation du front de chevauchement est oligo-miocène (Gidon et Pairis, 1992 ; Laurent et al., 2000). Ce diachronisme de fermeture des bassins océaniques et de la

collision nécessite un découplage entre le système Provence-Corse et le domaine alpin. Ce découplage est en accord avec l'intensité du raccourcissement très différent du système Provence-Corse et du domaine alpin. Cependant la Corse enregistre le début de la flexure alpine, et les déformations précoces (Santonien terminal et Campanien) sont également enregistrées dans le domaine alpin. Le découplage est alors actif à partir de l'Eocène terminal (Fig.IV-13).

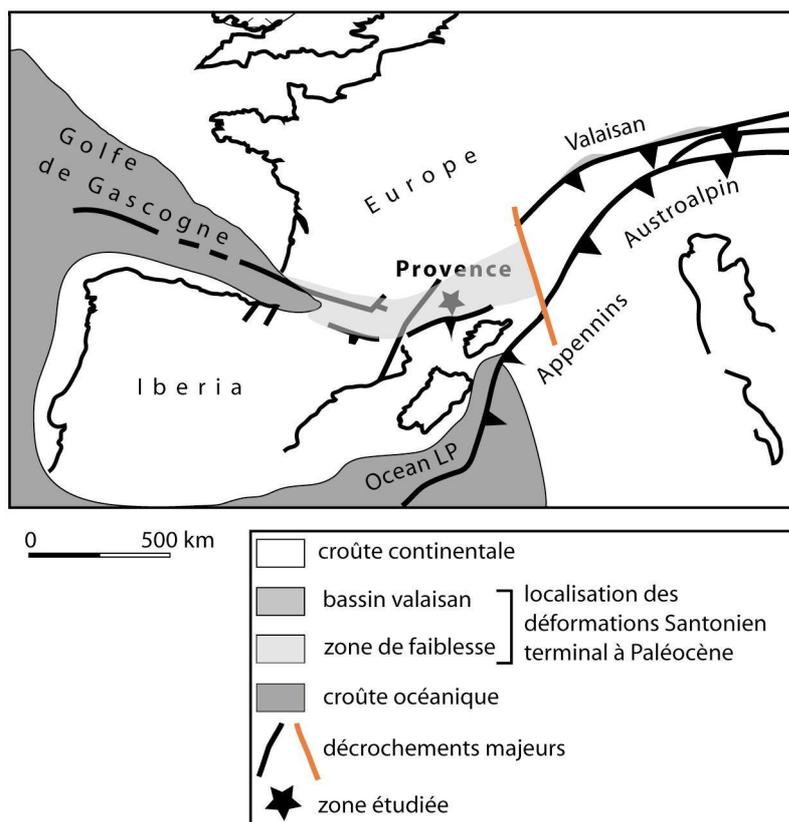
Le diachronisme des déformations (Arthaud et Séguret, 1981), les différences structurales (type de bassin) et les différences de modes de déformation entre Pyrénées orientales (Corbières) et Provence nécessitent également une zone de découplage avec l'Ibérie. Le découplage est facilement envisageable le long de Faille de Nîmes ou des Cévennes, et au Sud, en Catalogne, le long de l'accident majeur sénestre (Fig.0-2). Ainsi, la Provence et les Pyrénées sont deux domaines distincts avec une évolution tectono-sédimentaire propre (Fig.IV-13). Cependant, le domaine Pyrénéen enregistre également la déformation précoce du Santonien terminal. Le découplage commence dès le Campanien basal. Les plis du Dévoluy et de Bochaîne sont alors formés à cette époque, associé au découplage et à l'activité sur la Faille de Nîmes. Des mouvements décrochants sur des accidents N-S ou N030 sont observés en Provence à cette époque (Lacombe et al., 1992 ; chapitre III). Le découplage est également mécanique, entre une lithosphère qui flexure et une autre (en Provence) qui ne flexure pas.

Le modèle de phases « pyrénéo-provençales » pose le problème de la collision et de la zone orogénique dont il manque les traces structurales. Le problème des déformations provençales est de déterminer quel bloc continental est à l'origine des contraintes horizontales. La position méridionale de la Corse pourrait l'associer à une zone interne orogénique, tandis que les nappes provençales seraient dans une zone orogénique externe.

Pourtant la déformation lithosphérique (flexure alpine) et les épisodes d'exhumation en Corse réfutent la présence d'une zone orogénique méridionale à l'Eocène moyen. Cette hypothèse justifie également la remise en cause des dates de mise en place des nappes provençales. Les données d'exhumation en Corse montre un épisode majeur avant la fin du Paléocène qui correspondrait à la phase majeure de compression en zone interne du domaine Provence-Corse. La Provence serait un bassin d'avant-pays dont les caractéristiques rhéologiques et la pré-structuration ne permettent pas la flexure et dont le stade de collision serait plutôt atteint au Paléocène. La Corse enregistre le début de la flexure lithosphérique de l'orogène alpine mais cette étape est très vite avortée. Cet arrêt de la compression en Corse correspond au début du découplage avec le domaine alpin et de l'ouverture du golfe du Lion à l'Eocène terminal.

Les phases compressives en Provence sont probablement corso-provençales, d'abord découplées du système Ibérie/Europe puis du système Apulie/Europe. Le système Corse-Provence est un domaine à part entière avec une évolution propre. Deux résultats se dégagent : (1) la Provence enregistre un stade précoce de déformations du système alpin, (2) le découplage Apulia/Europe et l'ouverture du Golfe du Lion empêchent l'aboutissement de la collision du système Corse-Provence vers une histoire alpine.

(b) Eocène terminal



(a) Crétacé terminal

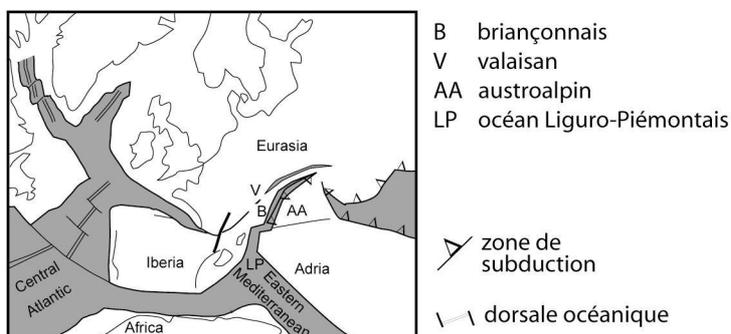


Figure IV-13 : Relations paléogéographiques dans le domaine alpin s.l. ; Relation entre marge européenne, marge apulienne, Ibérie, Corse, Sardaigne (a) au Maastrichtien (Manatschal et Bernoulli, 1999, modifiée), (b) à l'Eocène terminal (Dercourt et al., 2000, modifiée). Mise en évidence d'une zone de faiblesse structurale en Provence, élargie au domaine pyrénéen et au « bassin » valaisan.

Cependant cette hypothèse ne résout pas le problème de la propagation des déformations en Provence.

En effet, les différences sur les modalités, les âges de déformation, le type de bassin entre Provence et bassin nord-pyrénéen et les données d'exhumation en Corse sont en faveur d'un découplage Provence/bassin Pyrénéen ne permettant pas d'envisager une charge orogénique pyrénéenne en Corse, ni une propagation oblique des contraintes horizontales pour générer les déformations verticales. Les contraintes sont générées le long d'une suture dans le domaine méridional, au Sud de la Corse. Dans ce domaine, le débat actuel dans ce système est sur la vergence de la subduction au Sud de la Corse entre une vergence SE (Elter et al., 1991 ; Marroni et al., 2001) et une vergence NW (Principi et Treves, 1984 ; Lahondère et Guerrot, 1997 ; Lacombe et Jolivet, 2005).

A partir de l'Eocène terminal, le système Corse-Provence n'enregistre plus de déformations compressives, tandis que le domaine alpin évolue vers une collision « avancée ». L'océan liguro-piémontais reste alors ouvert vers le Sud-Ouest, rejoignant l'océan Atlantique (Fig.IV-13), mais l'océan au Sud de la Corse a commencé à se fermer le long d'une suture « méridionale ». Du Santonien terminal à l'Eocène moyen, les contraintes sont générées par des changements mécaniques au niveau de cette suture. Les contraintes sont transmises dans la croûte européenne et en particulier en Provence qui constitue une zone à forte pré-structuration (crétacée et jurassique). pouvant s'ouvrir à l'Est vers un domaine valaisan et à l'Ouest vers le Golfe de Gascogne(Fig.IV-13).

Les points-clef du chapitre IV :

- Les zones qui enregistrent les déformations majeures au Crétacé terminal/Paléocène sont localisées sur les accidents majeurs hérités des phases extensives, et deviennent des reliefs soumis à l'érosion.
- Au Santonien terminal/Campanien inférieur, les zones hautes (jusqu'au Santonien supérieur) deviennent subsidentes pendant le Santonien terminal (bassin de l'Arc) et les zones de bassin n'enregistrent plus qu'une subsidence résiduelle et deviennent progressivement des zones hautes au Campanien terminal (?). Ces mouvements verticaux sont interprétés ici comme générés par du flambage lithosphérique (Fig.IV-8 et 9).
- Au Campanien supérieur, la déformation est accommodée par plissement, tandis qu'au Maastrichtien terminal/Paléocène, la déformation se localise sur des chevauchements. Ce changement dans le mode de déformation s'accompagne d'un ralentissement de la subsidence dans le bassin de l'Arc (Fig.IV-8 ; Fig.I-5).

- Entre le Santonien et l'Eocène moyen, les aires de dépôts migrent vers le Nord (sur un profil Nord-Sud). L'architecture sédimentaire du Campanien à l'Eocène moyen forme un prisme affiné vers le Sud et vers le Nord (Fig.IV-8 et 9).
- La mise en place de la nappe de la Sainte-Baume n'est pas facile à dater. Les sédiments les plus jeunes qu'elle recouvre sont des sédiments continentaux dont l'âge pourrait être Paléocène. La nappe peut se mettre en place entre le Paléocène et le Bartonien. Il est possible que le même problème de datation se rencontre pour la mise en place de la nappe de Bandol/Sicié.
- Les déformations en Provence doivent être replacées dans un contexte Corse-Provence qui a une évolution propre, différente des domaines alpins et pyrénéens :
 - Flambage lithosphérique et inversion de bassin précoce en Provence (Santonien terminal à Campanien) ;
 - déformations du Campanien au Paléocène enregistrées dans les zones fortement pré-structurées, de manière synchrone
 - pas de flexure lithosphérique entre le Campanien et l'Eocène : mise en place des nappes sans subsidence associée ;
 - exhumation majeure en Corse avant l'Eocène ;
 - Collision au Sud de la Corse ?
 - Rhéologie de la croûte continentale provençale oriente la déformation vers une déformation de socle.
- Le système Corse-Provence est découplé du système pyrénéen à partir du Campanien basal, et du système alpin s.s. à partir de l'Eocène terminal (Fig.IV-13).

Conclusions et Perspectives

Ce travail s'est intéressé aux relations entre tectonique et sédimentation à différentes échelles d'espace, entre le Crétacé terminal et l'Eocène moyen, en Provence occidentale. La présence de dépôts de cônes alluviaux syn-tectoniques sur la bordure nord du Bassin de l'Arc a tout d'abord permis de reconstituer les évolutions morpho-tectonique et tectono-sédimentaire du système relief-bordure de bassin à partir de l'enregistrement sédimentaire. A plus large échelle, l'architecture du remplissage sédimentaire a ensuite été analysée sur un profil régional Nord-Sud pour intégrer les données issues du système local relief-bordure de bassin à un contexte régional. Les modalités de la déformation en Provence occidentale ont ainsi été explicitées.

L'évolution tectono-sédimentaire du système relief-bordure-bassin de l'Arc a été réalisée principalement par l'étude de la distribution et de l'évolution sédimentologique des dépôts de cônes alluviaux qui a alors permis indirectement de reconstituer l'évolution tectonique des reliefs. L'intérêt a été de déterminer les processus qui contrôlent l'enregistrement architectural et sédimentologique des cônes alluviaux pour reconstituer l'évolution morpho-tectonique, et en tirer ensuite des informations sur la déformation des reliefs (calendrier, modalité et localisation).

Les objets tels que les cônes alluviaux de petites dimensions sont rarement préservés en contexte compressif et l'intérêt de comprendre le contexte régional est apparu. C'est pourquoi ce travail, dans une seconde partie, s'est tourné vers une analyse des relations tectono-sédimentaires à l'échelle de la Provence occidentale pendant toute la phase de compression (du Santonien terminal jusqu'à l'Eocène moyen). L'analyse de la distribution et de l'évolution sédimentaire en Provence occidentale a permis de dégager les modalités de déformation et donne des informations sur le type de bassin sédimentaire en Provence, permettant de discuter le cadre géodynamique du domaine provençal.

A- Les cônes alluviaux : sédimentologie et distribution spatiale

Au pied de reliefs d'axe globalement Est-Ouest, situés au nord du Bassin de l'Arc, un Système de Cônes Alluviaux Inférieur (SCAI) s'est développé entre le Campanien moyen et le Maastrichtien inférieur. Un second système, le Système de Cônes Alluviaux Supérieur (SCAS) s'est développé du Maastrichtien terminal au Paléocène inférieur.

Du Campanien moyen au Paléocène, le nombre de cônes alluviaux diminue et la distribution des cônes alluviaux subit deux changements majeurs (Fig.II-6). Le premier

changement s'enregistre au sein du SCAI dans lequel deux sous-systèmes sont distingués, le SCAI(i) et le SCAI(ii). Dans le SCAI(i), les cônes alluviaux sont coalescents et forment un piedmont continu, tandis que dans le SCAI(ii), les cônes alluviaux sont isolés, sans avoir pour autant une taille plus importante. Le second changement s'enregistre au sein du SCAS dans lequel deux sous-systèmes sont également distingués, le SCAS(i) du SCAS(ii). Les cônes alluviaux du SCAS(i) ont une morphologie similaire à ceux du SCAI(ii) sous-jacents, tandis que les cônes alluviaux du SCAS(ii), sus-jacents, enregistrent des modifications majeures en superficie, en nombre et en processus sédimentaires. Ces changements dans la distribution spatiale des cônes alluviaux reflètent les captures dans le réseau hydrographique des bassins versants.

Les cônes alluviaux sont essentiellement construits par des coulées de débris dont la proportion en particules fines peut varier au cours du temps (Fig.II-10, 11 et 12). Le changement majeur de processus de dépôts se réalise pendant le SCAS(ii). Les coulées de débris sont encore fréquentes mais les coulées de boue (coulées de débris très cohésives) deviennent les processus dominants (Fig.II-13 et 14). Le ruissellement de surface est également un processus devenu important dans le SCAS(ii) qui remanie les dépôts les plus fins et modifie ainsi la morphologie de surface des cônes. La taille des cônes alluviaux du SCAS(ii) augmente fortement, leur zone apicale recule dans les reliefs et leur lobe prograde vers le bassin.

B- Enregistrement tectono-sédimentaire à l'échelle d'une bordure de bassin : les cônes alluviaux, traceurs de l'évolution morpho-tectonique

Les dépôts de ces cônes alluviaux sont syn-tectoniques. Ils ont enregistré les déformations associées à la fois à la formation des plis dans les reliefs et à la déformation intra-conglomérats dans la bordure de bassin, sous forme de chevauchements d'extrusion, *out-of-syncline* (Fig.I-19).

L'analyse de l'architecture sédimentaire et de la morphométrie des cônes alluviaux permet de déterminer les évolutions de morphologie des bassins versants et de lithologie soumise à l'érosion. Cette évolution des bassins versants est en partie liée à l'évolution tectonique des reliefs. L'évolution morpho-tectonique des reliefs est déduite de l'enregistrement préservé dans les cônes alluviaux qui se déposent dans les zones de déformation majeure et révèlent la localisation de la déformation.

Les cônes alluviaux du SCAI enregistrent l'évolution puis l'arrêt du pli de Bimont (Fig.III-2 et 12). Ceux du SCAS enregistrent l'évolution d'un relief plus au Nord, en particulier l'activité de la rampe de Vauvenargues (Tv) et du pli associé, qui fournit un apport sédimentaire renouvelé pour le SCAS(i). Le SCAS(ii) se développe quand les

niveaux marneux du Lias sont mis à l'érosion. Cette évolution tectono-sédimentaire des cônes alluviaux au cours du temps révèlent que la tectonique compressive est continue entre le Bégudien (Campanien moyen) et le Paléocène moyen. L'arrêt de sédimentation dans les cônes alluviaux au toit du SCAI et sa reprise pendant le SCAS enregistrent la délocalisation de la déformation. L'évolution des deux méga-séquences (SCAI et SCAS) coïncidant également avec une évolution climatique vers un climat plus chaud et sec, et plus contrasté, laisse penser que le paramètre climatique a probablement eu un rôle, bien que limité, dans les processus de dépôt.

C- Compartimentation Est-Ouest de la bordure nord du Bassin de l'Arc

La bordure nord du Bassin de l'Arc s'organise en trois zones Est-Ouest qui ont chacune des caractéristiques structurales et sédimentologiques distinctes. La compartimentation Est-Ouest des reliefs et de la bordure du bassin s'enregistre (1) par l'architecture sédimentaire et les structures de déformation de la bordure du bassin, (2) par les variations lithologiques et les structures de déformation des calcaires du Jurassique et Crétacé basal formant les reliefs (Fig.I-18), et (3) par un enregistrement propre à chacune des 3 zones en terme de subsidence et *uplift* depuis le Crétacé Inférieur (Fig.III-4). Cette compartimentation est contrôlée par l'existence de zones de faiblesse. Ces zones de faiblesse se trouvent à l'aplomb d'accidents d'orientation N010 (Dc) et N030 (Dt) n'affectant que très peu la couverture. D'autres accidents d'orientation N-S influencent la distribution des cônes alluviaux dans la zone Ouest.

La déformation dans les reliefs est fortement contrôlée par l'architecture sédimentaire héritée des calcaires du Jurassique et Crétacé basal (Fig.I-18). Dans la zone Ouest, le Portlandien est micritique et peu épais tandis que dans la zone Centrale, il est biodétritique et plus épais. Ce changement lithologique, à l'aplomb de l'accident Dc, favorise un découplage mécanique lors de la compression (Fig.III-1 et 2). Les plis qui se forment de part et d'autre sont de longueurs d'onde différentes. Pendant le dépôt du SCAS(ii), un arrêt précoce des cônes alluviaux de la zone Centrale est observé. Il est associé à un détournement du réseau hydrographique vers la zone Ouest qui suggère une variabilité du potentiel d'érosion des différentes lithologies influençant à la fois l'évolution du réseau hydrographique et le dépôt des cônes alluviaux.

La zone d'étude est formée par des structures de premier ordre plicatives et/ou chevauchantes, parallèles à des accidents jurassiques à crétacés inférieurs d'orientation Est-Ouest. Au deuxième ordre, elle est compartimentée par des accidents hercyniens d'axe N010 à N030, qui contrôlent la variabilité des déformations plicatives, les découplages mécaniques et les zones de sédimentation syn-cinématiques. La bordure

nord du Bassin de l'Arc, est alors interprétée comme la ré-activation d'une zone de relais entre la Faille de la Durance et la Faille d'Aix (Fig.III-7).

D- Enregistrement tectono-sédimentaire de la Provence occidentale : les sédiments comme traceurs de déformations verticales et de l'influence de l'héritage structural

L'architecture sédimentaire à l'échelle de la Provence occidentale montre que les zones hautes au Crétacé moyen à supérieur deviennent rapidement subsidentes à partir du Santonien terminal et que les zones de bassin enregistrent, à l'inverse, une subsidence résiduelle avant de devenir des zones hautes pendant le Campanien supérieur. Les dépôts en Provence occidentale migrent vers le Nord, forment des prismes qui se biseautent vers le Sud, et s'épaississent vers le Nord avant de se biseauter à nouveau (Fig.IV-9) plus au Nord.

La Provence, en position d'avant-pays (Arthaud et Séguret, 1981), ne présente pas un enregistrement tectono-sédimentaire classique pour ce type de situation géodynamique (Fig.IV-8). L'enregistrement tectono-sédimentaire se résume en trois épisodes essentiels : (1) formation du bâti structural jusqu'au Crétacé Inférieur terminal avec formation de hauts structuraux et zonation des dépôts sédimentaires dans une succession de contextes extensifs, (2) déformation compressive qui inverse les bassins sédimentaires et induit des déformations de surface localisées sur les structures pré-existantes entre le Santonien terminal/Campanien basal et le Paléocène, avec dépôts continentaux syn-tectoniques en contexte de convergence, (3) mise en place des nappes et chevauchements en milieu continental sans dépôts syn-tectoniques, en contexte de collision (à l'Eocène moyen ?). L'âge de cette dernière phase est encore mal connu.

Les inversions de bassin se localisent dans les zones fortement pré-structurées à la fin du Santonien. Les cônes alluviaux sont situés dans ces zones là où la déformation est majeure du Campanien au Paléocène. Les inversions sont le fait de processus de flambage, à l'échelle lithosphérique, qui localisent les zones subsidentes et les zones en *uplift*. La déformation lithosphérique interagit avec l'héritage structural qui localise les déformations de surface. La subsidence du Bassin de l'Arc ralentit quand les rampes et chevauchement deviennent actifs dans les massifs de la Sainte-Victoire et de la Sainte-Baume. Le modèle de Cloetingh et al. (1999) prédit que le flambage cesse quand les accidents de socle deviennent actifs. Dans ce cas, la Provence occidentale enregistre une déformation majeure de socle (*thick skinned tectonics*), entre le Santonien terminal et le Paléocène. La dernière déformation compressive (Eocène) est associée à une tectonique

de décollement (*thin-skinned tectonics*), au Sud de la Provence occidentale lors de la mise en place de la nappe de la Sainte-Baume.

E- La Provence : archives sédimentaires d'épisodes de convergence et de collision précoce

Confronter l'enregistrement tectono-sédimentaire provençal à des données plus larges issues du domaine alpin s.l. permet de proposer un modèle cohérent dans un contexte géodynamique encore imprécis. En opposition aux domaines alpin et pyrénéen, la Provence n'a pas atteint un stade de collision « avancée », en partie grâce à l'ouverture du Golfe du Lion qui a permis la préservation de l'enregistrement de l'évolution précoce de la collision. La Provence est donc une zone clef pour étudier les épisodes précoces de convergence et de collision.

Le domaine alpin s.l. enregistre une déformation compressive synchrone pré-Campanien. Du Campanien au Paléocène, la Provence apparaît ensuite comme un domaine de transition entre un domaine d'avant-pays dans les Pyrénées et un domaine en subduction dans le domaine Liguro-Piémontais. A cette époque, elle n'est pas le strict prolongement du bassin nord-pyrénéen et se distingue par (1) l'architecture tectono-sédimentaire (pas de flexure), (2) les modalités de déformation, et (3) l'âge des déformations (Arthaud et Séguret, 1981). Le découplage entre Ibérie/Europe et Provence le long d'accidents hérités (Failles de Nîmes et Cévennes) permet de nuancer le concept de « pyrénéo-provençal ». L'intensité de la collision Apulia/Europe par rapport à l'enregistrement provençal et l'arrêt précoce en Provence des déformations compressives nécessitent également un découplage entre Provence et domaine alpin.

Cette étude met en avant l'importance du système Corse-Provence qui doit être considéré comme un domaine à part entière avec une évolution propre jusqu'à l'Eocène inférieur. Dans ce cas, le système Corse-Provence accommode des contraintes transmises depuis une suture au Sud de la Corse. Cette suture pourrait enregistrer la fermeture précoce d'un segment de l'océan liguro-piémontais entre Corse et Apulia.

Perspectives :

A propos du domaine structural provençal :

- L'origine et les modalités de la déformation en Provence doivent être précisées et être l'occasion de nouveaux projets. Il est nécessaire d'affiner les datations sur les épisodes de convergence, en particulier sur la mise en place des grandes nappes provençales. Cela entraîne un effort à faire sur la datation des sédiments recouverts, voire associés, et en particulier les conglomérats. Sur la bordure nord du Bassin de l'Arc, les datations actuelles sont relatives entre chaque corps de cônes alluviaux, localement corrélables à des niveaux stratigraphiques repères. Des datations absolues (magnéto-stratigraphie, micro-mammifères) sont nécessaires pour quantifier les processus décrits dans ce travail de manière qualitative.
- Pour proposer un modèle en trois dimensions de la Provence, il serait intéressant de faire des profils (terrains et sismiques) Nord-Sud en Provence orientale et en Provence rhodanienne. Combiner avec un profil Est-Ouest de la Provence, il serait possible de tester l'hypothèse d'un jeu majeur sénestre décrochant (Marronni et Treves, 1998 ; Lacombe et Jolivet, 2005) en Provence, bien que cette idée de décrochement majeur me semble peu probable.
- Des profils Nord-Sud au Campanien-Paléocène pourraient également être prolongés jusqu'à une région plus septentrionale pour tester mon hypothèse de flambage lithosphérique à l'origine des déformations verticales, des fortes subsidences, rapides et localisées. Il serait intéressant de tester cette hypothèse sur la ré-activation du domaine sub-alpin au Crétacé terminal, en particulier dans le bassin Vocontien.
- En Corse, il doit être possible de trouver des indices de la convergence et de la collision précoce enregistrées en Provence. De récents travaux montrent déjà que l'exhumation majeure se réalise avant l'Eocène. Les projets futurs doivent se concentrer sur la corrélation des événements entre Corse et Provence et en particulier tenter de comprendre l'origine des nappes provençales dans ce système.

A propos des processus morpho-tectoniques :

L'enregistrement préservé dans les cônes alluviaux de la bordure nord du Bassin de l'Arc a permis de reconstituer l'évolution morpho-tectonique des bassins de drainage dans les

reliefs. Ces observations et ces reconstitutions ont confirmé l'importance des lithologies exposées à l'érosion dans l'apport sédimentaire et les processus de dépôts. Le rôle du facteur d'érodabilité dans les captures fluviales et la ré-orientation du système hydrographique est mis en évidence par la déviation du flux sédimentaire. Cette étude menée dans un système de reliefs entièrement carbonatés pose le problème du rôle de la variabilité d'érodabilité des différentes lithologies carbonatées dans les systèmes hydrographiques des reliefs.

En effet, le taux d'érosion a directement une influence sur le taux de déformation. Ces phénomènes locaux dans un relief peuvent avoir une forte implication dans la formation d'une architecture non cylindrique et complexe, et la possibilité d'activation de chevauchements. Ford et Stahel (1995) avait déjà soulevé le problème des inversions localisées sur ces variations de lithologie. Jusqu'à maintenant, les variations lithologiques prises en compte concernaient les roches lithologiquement très différentes. Il se dégage ici un intérêt à comprendre le rôle de la structure des roches carbonatées, de leurs variations de faciès, de minéralogie et des caractères pétrophysiques pour le facteur érodabilité.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALEXANDER J.A. et LEEDER M.R., 1987. Active tectonic control of alluvial architecture. *In*: Ethridge F.G. Flores R.M., Harvey M.D. (eds) Recent developments in fluvial sedimentology. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications*, 39, p. 243-252.
- ALONZON-ZARZA A.M., CALVO J.P., 2000. Palustrine sedimentation in an episodically subsiding basin : the Miocene of the northern Teruel Graben (Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 160, p. 1-21.
- ALLEN J.R.L., 1974. Studies in fluvial sedimentation : implications of pedogenic carbonate units, Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh outcrop. *Geological Journal*, 9, p. 181-208.
- ALLEN P.A., 1997. Earth Surface Processes. *Ed* : Blackwell Science, p. 404.
- ALVAREZ W., 1976. A former continuation of the Alps. *Geological Society of America Bulletin*, 87, p. 891-896.
- AMOROSI A., FARINA M., SEVERI P., PRETI D., CAPORALE L. et DI DIO G., 1996. Genetically related alluvial deposits across active fault zones : an example of alluvial fan-terrace correlation from the upper Quaternary of the southern Po Basin, Italy. *Sedimentary Geology*, 102, p. 275-295.
- ANDERSON D.S. et CROSS T.A., 2001. Large-scale cycle architecture in continental strata, Hornelen Basin (Devonian), Norway. *Journal of Sedimentary Research*, 71, 2, p. 255-271.
- ANADON P., CABRERA L., COLOMBO F., MARZO, M. et RIBA O., 1986. Syntectonic intraformational unconformities in alluvial fan deposits, eastern Ebro Basin margins (NE Spain). *In* : Foreland basins, Allen P.A. et Homewood P. (eds). *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 8, p. 259-271.
- ARGYRIADIS I., 2000. La tectonique de la Basse Provence: proposition d'une interprétation nouvelle. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 331, p. 797-802.
- ARTHAUD F. et MATTE P., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, p. 139-171.
- ARTHAUD F. et SEGURET M., 1981. Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lyon (Sud de la France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 23, p. 51-63.
- ARTHAUD F., MEGARD F. et SEGURET M., 1977. *Bulletin du Centre de Recherche d'Exploration et de Production Elf Aquitaine*, 1, 1, p. 147-188.
- ASHRAF A.R. et ERBEN H.K., 1986. Palynologische Untersuchung an der Kreide/Tertiär-Grenze west-Mediterraner Regionen. *Paleontogr. Stuttgart*, 200, p. 11-163.
- ATALAY I., 1996. Palaeosols as indicators of the climatic changes during Quaternary period in S. Anatolia. *Journal of Arid Environment*, 32, p. 23-35.
- AUBOUIN, J. & MENNESSIER, G. 1963. Essai sur la structure de la Provence. *In* : Livre à la mémoire du professeur Paul Fallot, II. *Mémoire Hors Série, Société Géologique de France*, III, p. 45-98.
- AVOUAC J-P., LAVE J., HURTREZ J-E. et CATTIN R., 2000. Interaction between crustal deformation and surface processes in the Himalaya of Nepal. *In* : *AGU fall meeting*, 81, 48 suppl., p. 1140-1141.
- BABINOT, J.F. & DURAND, J-P., 1980 a. Valdonien, Fuvélien, Bégudien, Rognacien, Vitrollien. Les étages français et leurs stratotypes. *Mémoire du Bureau de Recherche Géologique et Minière*, Orléans, 109, p. 92-171.
- BABINOT, J.F. & DURAND, J-P., 1980 b. Rognacien, Vitrollien. Les étages français et leurs stratotypes. *Mémoire du Bureau de Recherche Géologique et Minière*, Orléans, 109, p. 184-192.
- BAGNOLD R.A., 1954. Experiments on a gravity free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proceedings of the Royal Society of London*, 225A, p. 49-63.
- BARCA S. et COSTAMAGNA L.G., 1997. Compressive « Alpine » tectonics in western Sardinia (Italy) ; geodynamic consequences. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 325, 10, p. 791-797.

- BARRIER L., NALPAS T., GAPAIS D., PROUST J.N., CASAS A. et BOURQUIN S., 2002. Interplay between longitudinal fluvial and transverse alluvial fan systems and growing thrusts in a piggyback basin (SE Pyrenees). In : Marzo M., Munoz J.A. et Verges J. (eds), Growth Strata, *Sedimentary Geology*, Special Issue, 146, p. 91-104.
- BAUDEMONT D., 1985. Relations tectoniques socle-couverture en Provence orientale. Evolution tectono-sédimentaire permienne du Bassin du Luc (Var). *Thèse doctorat Université Louis Pasteur, Strasbourg*, p. 204.
- BEAUMONT C., 1981. Foreland basins. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 137, p. 291-329.
- BEAUMONT C., QUINLAN G.M. et STOCKMAL G.S., 1993. The evolution of the Western Interior Basin. *Geological Association of Canada, Special Paper*, 39, p. 97-117.
- BECKER H., 1993. Garnet peridotite and eclogite Sm-Nd mineral ages from the Lepontine dome (Swiss Alps) : new evidence for Eocene high-pressure metamorphism in the central Alps. *Geology*, 21, p. 599-602.
- BENVENUTTI M., 2002. Facies analysis and tectonic significance of lacustrine fan-deltaic successions in the Pliocene-Pleistocene Mugello Basin, Central Italy. *Sedimentary Geology*, 157, p. 197-234.
- BENVENUTTI M. et MARTINI I.P., 2002. Analysis of terrestrial hyperconcentrated flows and their deposits. In : Floods and Megafloods Processes and Deposits, V. Baker, I.P. Martini, G. Garzon (eds). *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, Oxford, UK, p. 167-193.
- BERGERAT F., 1985. Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne. *Thèse d'Etat*, Paris VI, p. 319.
- BERTOTTI G., MATENCO L. et CLOETINGH S., 2003. Vertical movements in and around the south-east Carpathian foredeep : lithospheric memory and stress field control. *Terra Nova*, 15, p. 299-305.
- BERTOTTI G., PICOTTI, V., CHILOVI C., FANTONI R., MERLINI S. et MOSCONI A., 2001. Neogene to Quaternary basins in the south Adriatic (Central Mediterranean): foredeeps and lithospheric buckling. *Tectonics*, 20, p. 771-787.
- BERTRAND M., 1892. Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique de France. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3, XIX-XX, p. 1051-1100.
- BERTRAND M., 1899. La grande nappe de recouvrement de la Basse Provence. *Bulletin du Service de Carte Géologique Géologique de France*, X, 68, p. 397-467.
- BERTRAN P., HÉTU B., TEXIER J-P., VAN STEIJN H., 1997. Fabric characteristics of subaerial slope deposits. *Sedimentology*, 44, p. 1-16.
- BEVERAGE J.P. et CULBERTSON J.H., 1964. Hyperconcentrations in suspended sediment. Proceedings of the American Society of Civil Engineers. *Journal of Hydraulic Division*, 90, p. 117-128.
- BIBERON, B. 1988. Mécanismes et évolution de chevauchements à vergences opposées. Exemple de la Sainte-Victoire. *Thèse doctorat Université Joseph Fourier*, Grenoble, p. 189.
- BILLEREY, A., DUGHI, R. & SIRUGUE, F. 1959. Les œufs de dinosaures et la datation des brèches de Sainte-Victoire. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 248, p. 272-274.
- BIRD R.B., DAI G.C. et YARUSSO B.J., 1982. The rheology and flow of viscoplastic materials. *Rev. Chem. Eng.*, 1, p. 1-70.
- BISHOP P., 1995. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. *Progress in Physical Geography*, 19, p. 449-473.
- BLACKBURN G., 1983. Soils. In : Natural History of the South East, Tyler M.J., Twidal C.R., Ling J.K. et Holmes J.W. (eds). *Royal Society of South Australia, Adelaide*, Australia, p. 40-48.
- BLAIR T.C., 1999. Sedimentology and progressive tectonic unconformities of the sheetflood-dominated Hell's Gate alluvial fan, Death Valley, California. *Sedimentary Geology*, 132, p. 233-262.
- BLAIR T.C., 2000. Sedimentology and progressive tectonic unconformities of the sheetflood-dominated Hell's Gate alluvial fan, Death Valley, California. *Sedimentary Geology*, 132, p. 233-262.

- BLAIR T.C. et BILODEAU W.L., 1988. Development of tectonic cyclothems in rift, pull-apart, and foreland basins: sedimentary response to episodic tectonism. *Geology*, 16, p. 517-520.
- BLAIR T.C. et MCPHERSON J.G., 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, A64, n°3, p. 450-489.
- BLAIR T.C. et MCPHERSON J.G., 1998. Recent debris flow processes and resultant form and facies of the Dolomite alluvial fan, Owens Valley, California. *Journal of Sedimentary Research*, 68, 5, p. 800-818.
- BLANC J.-J., 1951. Les formations détritiques de La Ciotat (Var). *Bulletin de la Société Géologique de France*, VI, p. 369-380.
- BLANC J.-J. et GOUVERNET C., 1967. L'isthme durancien en Basse Provence occidentale. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, p. 631-639.
- BLIJENBERG H.N., 1994. Modelling of debris flows. Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community, Final Report, European Commission. *Science and Research Development*, R. Casale, R. Fantechi, et J.C. Flageolet (eds), p. 161-198.
- BOILLOT G., 1984. Some remarks on the continental margins in the Aquitaine and French Pyrenees. *Geological Magazine*, 121(5), p. 407-412.
- BOUSSAC J., 1912. Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. In : Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de France, p. 662.
- BRIERLEY G.J., LIU K. et CROOK K.A.W., 1993. Sedimentology of coarse grained alluvial fans in the Markham Valley, Papua New Guinea. *Sedimentary Geology*, 86, p. 297-324.
- BULL W.B., 1972. Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic record. In : Recognition of Ancient Sedimentary Environments, J.K. Rigby and W.K. Hamblin (eds). *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, 16, p. 63-83.
- BULL W.B., 1977. The alluvial fan environment. *Prog. Phys. Geogr.*, 1, p. 222-270.
- BULL W.B., 1991. Geomorphic response to climatic change. *Oxford University press*.
- BURBANK D.W., 1992. Causes of the recent Himalaya uplift deduced from deposited patterns in the Ganges basin. *Nature*, 357, p. 680-682.
- BURBANK D.W. et PINTER N., 1999. Landscape evolution: the interactions of tectonics and surface processes. *Basin research*, 11, p. 1-6.
- BURBANK D.W., MEIGS A., BROZOVIC N., 1996. Interactions of growing folds and coeval depositional systems. *Basin Research*, 8, p. 199-223.
- BURKE K. et SENGÖR A.M.C., 1986. Tectonic escape in the evolution of the continental crust. In: Reflection Seismology: the Continental Crust, *Geodyn. Ser.*, 14, Barazangi M et Brown L. (eds), p. 41-53.
- BUROV E.B., LOBKOVSKY L.I., CLOETINGH S. et NIKISHIN A.M., 1993. Continental lithosphere folding in Central Asia (part 2), constraints from gravity and topography. *Tectonophysics*, 226, p. 73-87.
- BUSULINI A., DIENI I., MASSARI F., PEJOVIC D. et WIEDMANN J., 1984. Nouvelles données sur le Crétacé Supérieur de la Sardaigne orientale. *Cretaceous Research*, 5, 3, p. 243-258.
- CALVACHE M. et VISERAS C., 1997. Long-term control mechanisms of stream piracy processes in southeast Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, p. 93-105.
- CARRIO-SCHAFFHAUSER E., RUELLAN S., ARNAUD-VANNEAU A., MASSONNAT G., 2004. Caractérisation et quantification des processus de dissolution karstique : approche expérimentale. *Colloque Gérard Guieu*, Marseille, p. 8.
- CASAS A.M., CASAS M., PEREZ A., TENA S., BARRIER, L., GAPAIS D. et NALPAS T., 2000. Syn-tectonic sedimentation and thrust-and -fold kinematics at the intra-mountain Montalban Basin (northern Iberian Chain, Spain). *Geodynamica Acta*, 13, 1, p. 1-17.
- CATUNEAU O., MIALL, A.D. et SWEET A.R., 1997. Reciprocal architecture of Bearpaw T-R sequences, Uppermost Cretaceous, Western Canada. *Sedimentary Basin*, 45(1), p. 75-94.

- CATUNEAU O, SWEET A.R., et MIALL, A.D, 2000. Reciprocal stratigraphy of the Campanian-Paleocene, Western Interior of North America. *Sedimentary Geology*, 134, p. 235-255.
- CHAMPION, C., CHOUKROUNE, P. & CLAUZON, G. 2000. La déformation post-Miocène en Provence occidentale. *Geodynamica Acta*, 13, p. 67-85.
- CHAMYAL L.S., KHADKIKAR J.N., MALIK J.N et MAURYA D.M., 1997. Sedimentology of the Narmada alluvial fan, western India. *Sedimentary Geology*, p. 263-279.
- CHERCHI A. et SCHROEDER R., 2002. Jurassic and Cretaceous biostratigraphy of Nurra region (NW Sardinia, Italy). Palaeobiogeographical remarks. *Rend. Soc. Paleont. Ital.*, 1, p. 119-133.
- CHOROWICZ J. et RUIZ R., 1979. Observations nouvelles sur la structure des « brèches » de Sainte-Victoire (Provence). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 288, D, p. 207-210.
- CHOROWICZ J. et MEKARNIA A., 1992. Mise en évidence d'une extension albo-aptienne orientée NW-SE en Provence (SE de la France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 315, II, p. 861-866.
- CHOROWICZ J., MEKARNIA A. et RUDANT J-P., 1989. Inversion tectonique dans le massif de la montagne Sainte-Victoire (Provence, France). Apport de l'imagerie Spot. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 308, II, p. 1179-1185.
- CHOU L., GARRELS R.M. et WOLLAST R., 1989. Comparative study of the kinetics and mechanisms of dissolution of carbonates minerals. *Chemical Geology*, 78, p. 269-282.
- CHOUKROUNE P., 1973. Phase tectonique majeure d'âge variable dans les Pyrénées ; conséquences sur l'évolution du domaine pyrénéen au cours du Tertiaire. *Réunion Anuelle des Sciences de la Terre*, p. 132.
- CHOUKROUNE P., 1989. The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of the orogenic belt. *Tectonics*, 8, p. 23-39.
- CHOUKROUNE P., 1992. Tectonic evolution of the Pyrenees. *Annual Review of Earth Planetary Sciences*, 20, p. 143-158.
- CHOUKROUNE P., SEGURET M. et GALDEANO A., 1973. Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées : un modèle de relations entre zone orogénique et mouvements des plaques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, XV, 5-6, p. 600-611.
- CHRISTOPHOUL F., SOULA J-C., BRUSSET S., ELIBANA B., RODDAZ M., BESSIERE G. et DERAMOND J., 2003. Time, place and mode of propagation of foreland basin systems as recorded by the sedimentary fill : examples of the Late Cretaceous Eocen retro-foreland basins of the north-eastern Pyrenees. In: McCann T. et Saintot A. (eds), Tracing Tectonic Deformation Using Sedimentary Record, *Geological Society, London, Special Publications*, 208, p. 229-252.
- CLAUZON G., 1996. Limites de séquences et évolution géodynamiques. *Géomorphologie*, 1, p. 3-22.
- CLAYTON C.J., 1994. A rock volume accumulation curve for the Late Ordovician-Silurian Welsh basin. *Geological Magazine*, 131, 4, p. 539-544.
- CLOETINGH S., FERNANDEZ M., MUNOZ J.A., SASSI W. et HORVATH F. (eds), 1997. Structural controls on sedimentary basin evolution. *Tectonophysics*, 282, p. 442.
- CLOETINGH S., BUROV E. et POLIAKOV A., 1999. Lithosphere folding : primary response to compression ? (from central Asia to Paris basin). *Tectonics*, 18, 6, p.1064-1083.
- COJAN I., 1989. Discontinuités majeures en milieu continental. Proposition de corrélation avec des évènements globaux (Bassin de Provence, S. France, Passage Crétacé/Tertiaire). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 309, II, p. 1013-1018.
- COJAN I., 1993. Alternating fluvial and lacustrine sedimentation: tectonic and climate controls (Provence Basin, S. France, Upper Cretaceous/Palaeocene). *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 17, p. 425-438.
- COJAN I., MOREAU M-G. et STOTT L.E., 2000. Stable carbon isotope stratigraphy of the Paleogene pedogenic series of southern France as basis for continental-marine correlation. *Geology*, 28, 3, p. 259-262.

- COJAN, I., RENARD, M. & EMMANUEL, L. 2003. Palaeoenvironmental reconstruction of dinosaur nesting sites based on a geochemical approach to eggshells and associated palaeosols (Maastrichtian, Provence Basin, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 191, p. 111-138.
- COLLISON J.D., 1986. Alluvial sediments. In : *Sedimentary environments and facies*, H.G. Reading (ed), Blackwell, p. 20-62.
- COLLOT L., 1891. Plis couchés de la feuille d'Aix. *Bulletin de la Société Géologique de France*, XIX, 3, p. 1134-1152.
- COLSON J. et COJAN I., 1996. Groundwater dolocretes in a lake marginal environment: an alternative model for dolocrete formation in continental settings (Danian of the Provence Basin, France). *Sedimentology*, 43, p. 175-188
- COMBES P., 1984. La tectonique récente de la Provence Occidentale : microtectonique, caractéristiques dynamiques et cinématiques. Méthodologie de zonation tectonique et relations avec la sismicité. *Thèse de doctorat Université Louis Pasteur, Strasbourg*, p. 182.
- CORROY G., 1933. Sur la présence du Toarcien sous les calcaires aaleno-bajociens du versant nord de la Sainte-Baume. *Bulletin de la Société Géologique de France*, p. 173-174.
- CORROY G., 1939. Le massif de la Sainte-Baume. Etudes géologiques. *Bulletin du Service de Carte Géologique de France*, XLI, 201, p. 1-127.
- CORROY, G. 1957. La Montagne Sainte-Victoire. *Bulletin du Service de la carte Géologique de de la France*, 251, p. 47.
- CORROY G., DURAND J-P. et TEMPIER C., 1964 (a). Evolution tectonique de la montagne Sainte-Victoire en Provence. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7, VI, p. 91-106.
- CORROY G., TEMPIER C. et DURAND J-P., 1964 (b). Evolution tectonique de la montagne Sainte-Victoire en Provence. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 258, p. 1556-1557.
- COUSSOT P. et MEUNIER M., 1996. Recognition, classification and mechanical description of debris flows. *Earth Science Review*, 40, 3-4, p. 209-227.
- COUSSOT P. et PIAU J-M., 1995. The effects of an addition of force-free particles on the rheological properties of fine suspensions. *Canadian Geotechnical Journal*, 32, p. 263-270.
- COUSSOT P. et ANSEY C., 1999. Rheophysical classification of concentrated suspensions and granular pastes. *Physical Review, E*, 59, 4, p. 4445-4457.
- DAHLSTROM C.D.A., 1969. Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6, p. 743-757.
- DALMASSO H., 2001. Analyse stratigraphique et modélisation numérique de systèmes carbonatés néritiques tropicaux à sub-tropicaux : discrimination et quantification des paramètres de contrôle. Cas de la plate-forme fini-jurassique/éocène-crétacée de Basse Provence et de la Grande Barrière Récifale Quaternaire d'Australie. *Thèse de doctorat de l'Université de Provence*, p. 456.
- DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S. et LIENHARDT M.J., 1984. Synthèse Géologique du Sud-Est de la France. In : *Mémoire du Bureau de Recherche Géologique et Minière*, Orléans, 125, p. 615.
- DEBROAS E.J., 1990. Le flysch noir albo-cénomanién témoin de la structuration albienne à sénonienne de la zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes Pyrénées, France). In : Réunion extraordinaire conjointe de la Société Géologique de France et de la Société Géologique d'Espagne, programme ECORS dans les Pyrénées, 19-22 septembre 1988. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6, 2, p. 273-285.
- DECELLES P.G., ET GILES K.A., 1996. Foreland basin systems. *Basin Research*, 8, p. 105-123.
- DECELLES P.G., GRAY M.B., RIDGWAY K.D., COLE R.B., PIVNIK D.A., PEQUERA N. et SRIVASTAVA P., 1991. Controls on synorogenic alluvial fan architecture, Beartooth Conglomerate (Paleocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology*, 38, p. 567-590.
- DELBELMAS J., 1974. Géologie de la France, vol. 2, les Alpes franco-italiennes. *Doin*, Paris, p. 387-442.
- DENIZOT G., 1935. Les phases tectoniques successives aux environs de Marseille. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 201, p. 90.

- DERCOURT et al., 2000. *In* : Atlas péri-Téthys, Paris.
- DESHAIES M. et WEISROCK A., 1995. Amplitude of incised Quaternary meanders and river-basins area in north-eastern France ; palaeogeographic implications. *Geodinamica Acta*, 8, 1, p. 33-55.
- DIENI I., MASSARI F. et POIGNANT A.F., 1979. Testimonianze di Paleocene marino in Sardegna. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 85; 2, p. 481-516.
- DINGLE R.V. et HENDEY Q.B., 1984. Late Mesozoic and Tertiary sediment supply to the eastern Cape Basin (SE Atlantic) and palaeo-drainage systems in southwestern Africa. *Marine Geology*, 56, p. 13-26.
- DRZEWIECKI P.A. et SIMO J.A., 2002. Depositional processes, triggering mechanisms and sediment composition of carbonate gravity flow deposits: examples from the Late Cretaceous of the south-central Pyrenees, Spain. *In* : Marzo M., Munoz J.A. et Verges J. (eds), Growth Strata, *Sedimentary Geology*, Special Issue, 146, p. 155-190.
- DUCHENE S., LARDEAUX J.M. et ALBAREDE F., 1997. Exhumation of eclogites : insights from depth-time path analysis. *Tectonophysics*, 280, p. 125-140.
- DUGHI R. et SIRUGUE F., 1957. Les œufs de Dinosaures du bassin d'Aix en Provence. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 245, p. 707.
- DURAND J-P., 1961. Quelques particularités des brèches de Saint-Antonin près d'Aix en Provence. *Comptes Rendus sommaires de la Société géologique de France*, p. 71.
- DURAND, J-P. et TEMPIER C., 1961. Sur la présence de faciès du type purbekien sur le versant méridional du chaînon de Sainte-Victoire, près d'Aix en Provence. *Comptes Rendus Sommaire de la Société géologique de France*, p. 122-123.
- DURAND, J-P. et TEMPIER C., 1962. Etude tectonique de la zone des brèches du massif de Sainte-Victoire, dans la région du Tholonet. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, IV, p.97-101.
- DURAND J-P. et TEMPIER C., 1981. Importance de l'épisode tectonique d'âge crétacé supérieur dans la structure du versant méridional de la Montagne Sainte-Victoire (Provence). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série 2*, 293, 8, p. 629-632.
- DURAND, J-P. et GUIEU, G. 1983. Cadre structural du bassin de l'Arc. *In*: Le gisement de charbon du Bassin de l'Arc (Provence occidentale). *Mémoire du Bureau de Recherche Géologique et Minière*, Orléans, 122, p. 3-12.
- EDEL J-B., 1980. *Thèse d'Etat*, Strasbourg, p. 310.
- ELLIOTT D., 1976. The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London, A*, 283, p. 289-312.
- ELTER P., MARRONI M., MOLLI G. et PANDOLFI L., 1991. Le caratteristiche stratigrafiche del Complesso di M.Penna/Casanova. *Atti Tic. Sc. Terra*, 34, p. 97-106.
- ERSLEV E.A., 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology*, 19, p. 617-620.
- ESTEBAN M.C., 1973. Caliche textures and Microcodium. *Suppl. Boll. Soc. Geol. Ital.*, 92, p. 105-125. Riunione tema : Sedimentologia delle rocce carbonatiche di mare sottile.
- FABRE-TAXY S. et PHILIP J., 1964. La zone du Plan d'Aups dans sa région type, la Sainte-Baume (Var). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6, 4, p. 554-559.
- FAUCHER T., GIDON M., PAIRIS J-L. et MASCLE G., 1988. Directions de transport au front de la nappe de Digne (Chaînes subalpines méridionales). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, D, 306, p. 227-230.
- FISCHER R.V., 1983. Flow transformation in sediment gravity flows. *Geology*, 11, p. 273-274.
- FLANDRIN J., 1966. Sur l'age des principaux traits structuraux du Diois et des Baronnies. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, 3, p. 376-386.
- FLOQUET M. et HENNUY J., 2003. Evolutionary gravity flow deposits in the Middle Turonian-Early Coniacian Southern Provence Basin (SE France) : origins and depositional processes. *In* : Advances in Natural and Technological Hazards Research, Submarine Mass Movements and Their Consequences, Locat J. et Mienert J. (eds), Kluwer Academic Publishers Bookseries, 19, p. 417-424.

- FRIES G., 1999. Evolution de la partie nord-orientale du bassin subalpin de l'Aptien au Nummulitique (SE France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 170, 4, p. 531-544.
- FORD M. et STAHEL U., 1995. The geometry of a deformed carbonate slope-basin transition : The Ventoux-Lure fault zone, SE France. *Tectonics*, 14, 6, p. 1393-1410.
- FORD M., WILLIAMS E.A., ARTONI A., VERGÉS J. et HARDY S., 1997. Progressive evolution of a fault related fold pair from growth strata geometries, Sant Llorenç de Morunys, SE Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 19, p. 413-441.
- FORD M., LICKORISH W.H. et KUSZNIRT N.J., 1999. Tertiary foreland sedimentation in the Southern Subalpine Chains, SE France : a geodynamic appraisal. *Basin Research*, 11, p. 315-336.
- FOURNIER E., 1900. Etudes synthétiques sur les zones plissées de la Basse Provence occidentale. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3, XXVIII, p. 927-985.
- FRANCOU B. et HETU B., 1989. Eboulis et autres formations de pente hétérométriques. Contributions à une terminologie périglaciaire. *Note et comptes-rendus du groupe de travail « Régionalisation du Périglaciaire »*, XIV, p. 11-144.
- FREYET et PLAZIAT, 1984. Continental Carbonate Sedimentation and Pedogenesis – Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. *Contributions to Sedimentology*, p. 213.
- GARCIA G. et VIANEY-LIAUD M., 2001. Dinosaur eggshells as biochronological markers in Upper Cretaceous continental deposits. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 169, p. 153-164.
- GELABERT B., SABAT F. et RODRIGUEZ P.A., 2002. A new proposal for the late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Terra Nova*, 14, 2, p. 93-100.
- GELY J.P. et SZTRAKOS K., 2000. L'évolution paléogéographique et géodynamique du bassin aquitain au Paléogène : enregistrement et datation de la tectonique pyrénéenne. *Géologie de la France*, 2, p. 31-57.
- GERBAULT M., 1999. Modélisation numérique de l'initiation de déformation localisée : exemple du flambage lithosphérique. *Thèse de doctorat ISTEEM*, Montpellier, p. 196.
- GERBAULT M., 2000. At what stress level is the Central Indian Ocean lithosphere buckling? *Earth and Planetary Science Letter*, 178, p. 165-181.
- GERBAULT M., BUROV B.E., POLIAKOV A. et DAIGNIERES M., 1999. How faults can fold the lithosphere ? *Geophysical Research Letter*, 26, p. 271-274.
- GIDON M. et PAIRIS J-L., 1992. Relation entre le charriage de la Nappe de Digne et la structure de son autochtone dans la vallée du Bès (Alpes de Haute-Provence, France). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 85, p. 327-359.
- GIGNOUX M., 1925. Géologie stratigraphique. *Masson et C^{ie}*, Paris.
- GILLCRIST R., COWARD M. et MUGNIER J-L., 1987. Structural inversion and its controls : example from the Alpine foreland and the French Alps. *Geodinamica Acta*, 1, 1, p. 5-34.
- GINDRE L., 2004. Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et paléogéographie des séries carbonatées du Cénomanién à l'échelle de la Téthys occidentale. *Thèse de doctorat*, Université Poincaré, Nancy, p. 168.
- GOGUEL J., 1943. Essai d'une synthèse tectonique de la Provence. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 5, XIII, p. 367-382.
- GOGUEL J., 1952. Traité de tectonique. *Masson*, Paris, p. 383.
- GOMEZ-VILLAR A. et GARCIA-RUIZ J.M., 2000. Surface sediment characteristics and present dynamics in alluvial fans of the central Spanish Pyrenees. *Geomorphology*, 34, p. 127-144.
- GORINI C., MAUFFRET A., GUENOC P. et LE MARREC A., 1994. Structure of the Gulf of Lions (Northwestern Mediterranean Sea) : a review. In : *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France*, Mascle A. (ed), *Special Publications EAPG*, 4, Springer, Berlin Heidelberg New York, p. 223-243.

- GRACIANSKY (de) P.C et LEMOINE M., 1988. Early Cretaceous tectonics in the southwestern French Alps : A consequence of North-Atlantic rifting during Tethyan spreading. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 5, p. 733-737.
- GRACIANSKY (de) et POAG C.W. et al., 1985. Initial Reports DSDP, 80, Washington D.C., U.S. Gov. Print. Off., p.1258.
- GRACIANSKY (DE), ARNAUD H., BUSNARDO R., DARDEAU G., GERLIER A. LEMOINE M., MASCLE G. et PHILIP. J., 1987. Rifting et basculement de blocs au Crétacé inférieur dans les Alpes occidentales françaises : un écho à l'ouverture du Golfe de Gascogne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, D, 305, II, p. 711-713.
- GUIEU G., 1967. Un exemple de tectonique tangentielle : l'évolution du cadre montagneux de Marseille. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, p. 610-630.
- GUIEU G., 1971. L'allochtonie de l'unité de Roqueforcade (Sainte-Baume) définitivement démontrée par un court forage. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2, p. 106-107.
- GUIEU G. et ROUSSET C., 1978. Structures, paléostrutures, paléogéographie et genèse des bauxites, en Provence. *Bulletin du Bureau de Recherche Géologique et Minière*, 2, *Géologie appliquée, Chronique des mines*, 4, p. 311-322.
- GUIEU G. et ROUSSET C., 1980. Provence. In : La géologie du Sud-Est de la France ; Alpes, bassin rhodanien, Provence et Corse, Debemas J. (ed), tome consacré aux excursions du 26^e Congrès Géologique International. *Géologie Alpine*, 56, p. 65-79.
- GRADSTEIN, F.M., AGTERBERG, F.P., OGG, J.G., HARDENBOL, J., VAN VEEN, P., THIERRY, J. & HUANG, Z. 1994. A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale. *SEPM Special Publication*, 54, p. 95-126.
- GUPTA S., 1997. Himalayan drainage patterns and the origin of fluvial megafans in the Ganges foreland basin. *Geology*, 25, p.11-14.
- GUSTAVSON T.C., 1974. Sedimentation on gravel outwash fans, Malaspina Glacier foreland, Alaska. *Journal of sedimentary Geology*, 44, p. 374-389.
- HAMPTON M.A.,1972. The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42, p. 277-292.
- HAMPTON M.A.,1975. Competence of fine grained debris flows. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, p.753-793.
- HARDY, S. & POBLET, J. 1995. The velocity description of deformation: paper2. Sediment geometries associated with fault-bend and fault-propagation folds. *Marine and Petroleum Geology*, 12, p. 165-176.
- HARDY S., DUNCAN C., MASEK J. et BROWN D., 1998. Minimum work, fault activity and the growth of critical wedges in fold and thrust belts. *Basin Research*, 10, p. 365-373.
- HARVEY A.M ,1990. Factors influencing Quaternary alluvial fan development in southeastern Spain. In : *Alluvial fans, a Field Approach*, A.H. Rachocki, M. Church (eds). Wiley, Chichester, p.247-269.
- HARVEY A.M. et WELLS S.G., 1987. Response of Quaternary fluvial systems to differential epeirogenic uplift : Aguas and Feos river systems, southeast Spain. *Geology*, 15, p. 689-693.
- HARVEY A. M., MILLER S.Y. et WELLS S.G., 1995. Quaternary soil and river terrace sequences in the Aguas/Feos river systems : Sorbas basin, southeast Spain. In : Lewin J., Macklin M.G., Woodward J.C. (eds), *Mediterranean Quaternary River Environments*. Balkema, Rotterdam, p. 263-281.
- HARVEY A.M., WIGAND P.E. et WELLS S.G., 1999. Response of alluvial fan systems to the late Pleistocene to Holocene climatic transition : contrasts between the margins of pluvial Lakes Lahontan and Mojave, Nevada and California, USA. *Catena*, 36, p.255-281.
- HAUG E., 1915. La tectonique du massif de la Sainte-Baume. *Bulletin de la Société Géologique de France*, XV, p. 113-190.
- HAUG E., 1925. Les nappes de charriage de la Basse Provence, 1^{ère} partie. *Mémoire du Service de Carte Géologique de France*, p. 304.
- HEIN F.J., 1982. Depositional mechanisms of deep sea coarse clastic sediments, Cap Enrage Formation, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19, p. 267-287.

- HELLER P.L., ANGEVIN C.L.T., WINSLOW N.S. et PAOLA C., 1988. Two-phase stratigraphic model of foreland basin sequences. *Geology*, 16, p. 501-504.
- HENNUY J., 2003. Sédimentation carbonatée et silicoclastique sous contrôle tectonique, le bassin Sud-Provençal et sa plate-forme carbonatée du Turonien au Coniacien moyen. Evolutions séquentielle, diagénétique, paléogéographique. *Thèse de doctorat*, Université de Provence, p. 252.
- HIPPOLYTE J-C., ANGELIER J., BERGERAT F., NURY D. et RAYNAUD S., 1990. Evolution tectono-sédimentaire d'un bassin faillé : le bassin oligocène de Marseille. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 310, II, p. 53-58.
- HIRST J.P.P. et NICHOLS G.J., 1986. Thrust tectonic controls on Miocene alluvial distribution patterns, southern Pyrenees. *In* : Foreland basins, Allen P.A., Homewood P. (eds), International Association of Sedimentologists, Special Publication, 8, p. 247-258.
- HUNZIKER J.C., 1970. Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps, *Eclogae Geologicae Helvetica*, 63, p. 151-161.
- HUNZIKER J.C. Desmons J. et Hurford A.J., 1992. Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps : a review on seven maps. *Mem. Geol. Lausanne*, 13, p. 59.
- JAKNI B., POUPEAU G., SOSSON M., ROSSI PH., FERRANDINI J et GUENNOG P., 2000. Denudations cenozoïques en Corse: une analyse thermochronologique par traces de fission sur apatite. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 331, p.775-782.
- JACKSON Jr. L.E., 1987. Debris flow hazard in the Canadian Rocky Mountains. *Geological Survey of Canada*, paper 86-11, p. 20.
- JACKSON JR. L.E., KOSTASCHUK R.A. et McDONALD G.M., 1987. Identification of debris flow hazards on alluvial fans in the Canadian Rocky Mountains. *In* : Debris flows/avalanches : process, recognition and mitigation, J.E Costa et G.F. Wieczorek (eds), Geological Society of America, *Reviews in Engineering Geology*, 7, p. 115-124.
- JAILLARD B., GUYON A. et MAURIN A.F., 1991. Structure and composition of calcified roots and their recognition in calcareous soils. *Geoderma*, 50, p. 197-210.
- JOHNSON A.M., 1970. Physical Processes in geology. Freeman et Cooper (ed), San Francisco, Californie, p. 557.
- JOHNSON A.M. et RODINE J.R., 1984. Debris flow. *Slope instability*, D. Brunnsden et D.B. Prior (eds), Wiley, p.257-361.
- JOLET P., 1996. Etude stratigraphique et sédimentologique d'une plate-forme mixte carbonatée-silicoclastique : le Turonien de provence (S.E. France). *Thèse doctorat Université de Provence, Marseille*, p. 178.
- JOLLEY E.J., TURNER P., WILLIAMS G.D., HARTLEY A.J. et FLINT S., 1990. Sedimentological response of an alluvial system to Neogene thrust tectonics, Atacama Desert, northern Chile. *Journal of the Geological Society of London*, 147, p. 785-794.
- JORDAN T.E, 1995. Retroarc foreland basins related basins. *In* : Busby C.J et Ingersoll R.V. (eds), Tectonics of Sedimentary Basins, Blackwell Science, Oxford, p. 331-362.
- JOSEPH P., CABROL C. et FRIES G., 1987. Blocs basculés et passes sous marines dans le champ de Banon (France,SE) à l'Apto-Albien : une paléotopographie directement contrôlée par la tectonique syn-sédimentaire décrochante. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris*, 304, 9, p. 447-452.
- KLAPPA C.F., 1978. Biolithogenesis of Microcodium ; elucidation. *Sedimentology*, 25, 4, p. 489-519.
- KLAPPA C.F., 1980. Rhizoliths in terrestrial carbonates : classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology*, 27, p. 613-629.
- KOSTASCHUK R.A., MACDONALD G.M. et PUTNAM P.E., 1986. Depositional process and alluvial fan drainage basin morphometric relationships near Banff, Alberta, Canada. *Earth Surface Processes and Landforms*, 11, 5, p. 471-484.

- LACOMBE O. et JOLIVET L., 2005. Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics*, 24, TC1003, doi : 10.1029/2004TC001673.
- LACOMBE O., ANGELIER J. et LAURENT P., 1992. Determining palaeostress orientations from faults and calcite twins: a case study near the Sainte-victoire Range (southern France). *Tectonophysics*, 201, p. 141-156.
- LAGABRIELLE Y. et POLINO R., 1988. Un schéma structural du domaine des Schistes lustrés ophiolitifères au nord-ouest du massif du Mont Viso (Alpes Sud-Occidentales) et ses implications. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 306, 13, p. 921-928.
- LAHONDERE D. et GUERROT C., 1997. Datation Sm-Nd du métamorphisme éclogitique en Corse Alpine : Un argument pour l'existence au Crétacé Supérieur d'une zone de subduction active localisée sous le bloc corso-sarde, *Géologie de la France*, 3, p. 3-11.
- LARSEN V. et STEEL R.J., 1978. The sedimentary history of a debris-flow dominated, Devonian alluvial fan; a study of textural inversion. *Sedimentology*, 25, 1, p. 37-59
- LARSSON S., 1982. Geomorphical effects on the slopes of Longyear valley, Spitzbergen, after a heavy rainstorm in July 1972. *Geografiska Annaler*, 64 A, p. 105-125.
- LAURENT O., STEPHAN J-F. et POPOFF M., 2000. Modalités de la structuration miocène de la branche sud de l'Arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales). *Géologie de la France*, 3, p. 33-65.
- LEEDER M.R., 1975. Pedogenic carbonates and flood sediment accretion rates : a quantitative model for alluvial arid-zone lithofacies. *Geological Magazine*, 112, p. 257-270.
- LEEDER M.R. et JACKSON J.A., 1993. The interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins with examples from the Western United State and Greece. *Basin Research*, 5, p. 79-102.
- LEMOINE M., 1984. La marge occidentale de la Téthys ligurienne. In : *Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France*, Boillot G. (ed), Masson, Paris, part 3, p. 157-248.
- LEVSON V.M., RUTTER N.W., 2000. Influence of bedrock geology on sedimentation in Pre-Late Wisconsinian alluvial fans in the Canadian Rocky Mountains. *Quaternary International*, 68-71, p. 133-146.
- LLOYD M.J., NICHOLS J.G. et FRIEND P.F., 1998. Oligo-Miocene alluvial-fan evolution at the southern Pyrenean thrust front, Spain. *Journal of Sedimentary Research*, 68, 5, p. 869-878.
- LOPEZ-BLANCO M., 2002. Sedimentary response to thrusting and fold growing on the SE margin of the Ebro basin (Palaeogene, NE Spain). In : Marzo, M., Muñoz J.A. et Vergès J. (eds) Special Publication, *Sedimentary Geology*, 146, p. 133-154.
- LOWE D.R., 1976. Grain flow and Grain flow deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46, 1, p. 188-199.
- LOWE D.R., 1982. Sediment gravity flows ; II, Depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 1, p. 279-297.
- LUTAUD L., 1957. La tectogénèse et l'évolution structurale de la Provence. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 1, p. 103-112.
- MACDONALD D.I.M. (ed), 1991. Sedimentation, tectonics and Eustasy. Sea level changes at active margins. *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, p. 12.
- MACHETTE M.N., 1985. Calcic soils of the southwestern United States. In : Soils and Quaternary Geology of the Southwestern United States, Wiede D.L. (ed), *Geological Society of America Special Paper*, 203, p. 1-21.
- MACK G.H. et LEEDER M.R., 1999. Climatic and tectonic controls on alluvial-fan and axial-fluvial sedimentation in the Plio-Pleistocene Palomas half graben, southern Rio Grande Rift. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 3, p. 635-652.
- MACK G.H., COLE D.R. et TREVIÑO L., 2000. The distribution and discrimination of shallow, authigenic carbonate in the Pliocene-Pleistocene Palomas Basin, Southern Rio Grande rift. *Geological Society of America Bulletin*, 112, 5, p. 643-656.

- Manatschal G. et Bernoulli D., 1999. Architecture and tectonic evolution of non volcanic margins. Present day Galicia and ancient Adria. *Tectonics*, 18 (6), p. 1099-1109.
- MARRONI M. et TREVES B., 1998. Hidden Terranes in the Northern Apennines, Italy : A record of Late Cretaceous-Oligocene Transpressional Tectonics. *Journal of geology*, 106, p. 149-162.
- MARRONI M., MOLI G., OTTRIA G. et PANDOLFI L., 2001. Tectono-sedimentary evolution of the external Liguride units (northern Apennines, Italy); insights of the pre-collisional history of a fossil ocean continent transition zone. *Geodinamica Acta*, 14, 5, p. 307-320.
- MARTINOD J. et DAVY P., 1994. Periodic instability during compression of the lithosphere ; 2, analogue experiments. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, 99, 6, p.12,057-12,069.
- MASCLE G., VIALLY E., DEVILLE E., BIJU-DUVAL B. et ROY J.P., 1996. The petroleum evaluation of a tectonically complex area : The western margin of the southeast basin (France). *Marine and Petroleum Geology*, 13, p. 941-961.
- MASSE J-P. et PHILIP J., 1976. Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : révision du concept d'Isthme Durancien. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 2, XVIII, 1, p. 49-66.
- MASSE J-P., FENERCI M. et PERNARCIC E., 2003. Palaeobathymetric reconstruction of peritidal carbonates Late Barremian, Urgonian, sequences of Provence (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 200, p. 65-81.
- MAUFFRET A. et GORINI C., 1996. Structural style and geodynamic evolution of Camargue and western Provencal Basin, southeastern France. *Tectonics*, 15, 2, p. 356-375.
- MATTAUER M. et SEGURET M., 1971. Les relations entre la chaîne des Pyrénées et le Golfe de Gascogne. In : *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, Debyser J., LePichon X., Montadert L. (eds), p. 1-24.
- MATHER A., 1993. Basin inversion : some consequences for drainage evolution and alluvial architecture. *Sedimentology*, 40, p. 1069-1089.
- MATHER A., 2000. Adjustment of a drainage network to capture induced by base-level change : an example from the Sorbas Basin, SE Spain. *Geomorphology*, 34, p. 271-289.
- MATHERON Ph., 1876. Dépôts crétacés lacustres et d'eaux saumâtres du Midi de la France. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3, IV, p.415-428.
- MCCANN T. et SAINTOT A., 2003. Tracing tectonic deformation using sedimentary record : an overview. In: McCann T. et Saintot A. (eds), tracing tectonic deformation using sedimentary record. *Geological Society of London, Special Publications*, 208, p. 1-28.
- MEDUS, J. 1972. Palynological zonation of the Upper Cretaceous in southern France and northeastern Spain. *Rev. Paleobot. Palynol.*, 14, p. 287-295.
- MEE A.C., BESTLAND E.A. et SPOONER N.A., 2004. Age and origin of Terra Rossa soils in the Coonawarra area of South Australia. *Geomorphology*, 58, p. 1-25.
- MIALL A.D., 1996. The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. *Springer-Verlag*, Berlin Heidelberg, p. 582.
- MIDDLETON G.V. et HAMPTON M.A., 1973. Sediment gravity flows ; mechanics of flow and deposition. In : *Turbidites and Deep water sedimentation*, G.V. Middleton and A.H. Bouma, co-chairmen, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Pacific Section, p. 1-38.
- MIDDLETON G.V. et SOUTHARD J.B., 1977. In: Mechanics of Sediment Movement, SEPM Short Course, 3, *Society of sedimentary Geology*, Tulsa, OK, USA, p. 400.
- MIDDLETON G.V. et WILCOCK P.R., 1994. In: Mechanics in the Earth and Environmental Sciences, *Cambridge University Press*, p. 459.
- MILNES A.R. et HUTTON J.T., 1983. Calcretes in Australia. In: *Soils, an Australian Viewpoint*. *CSIRO/Academic Press*, p. 119-162.
- MONECKE K., WINSEMANN J. et HANISCH J., 2001. Climatic response of Quaternary alluvial deposits in the upper Kali Gandaki valley (West Nepal). *Global and Planetary Change*, 28, p. 293-302.

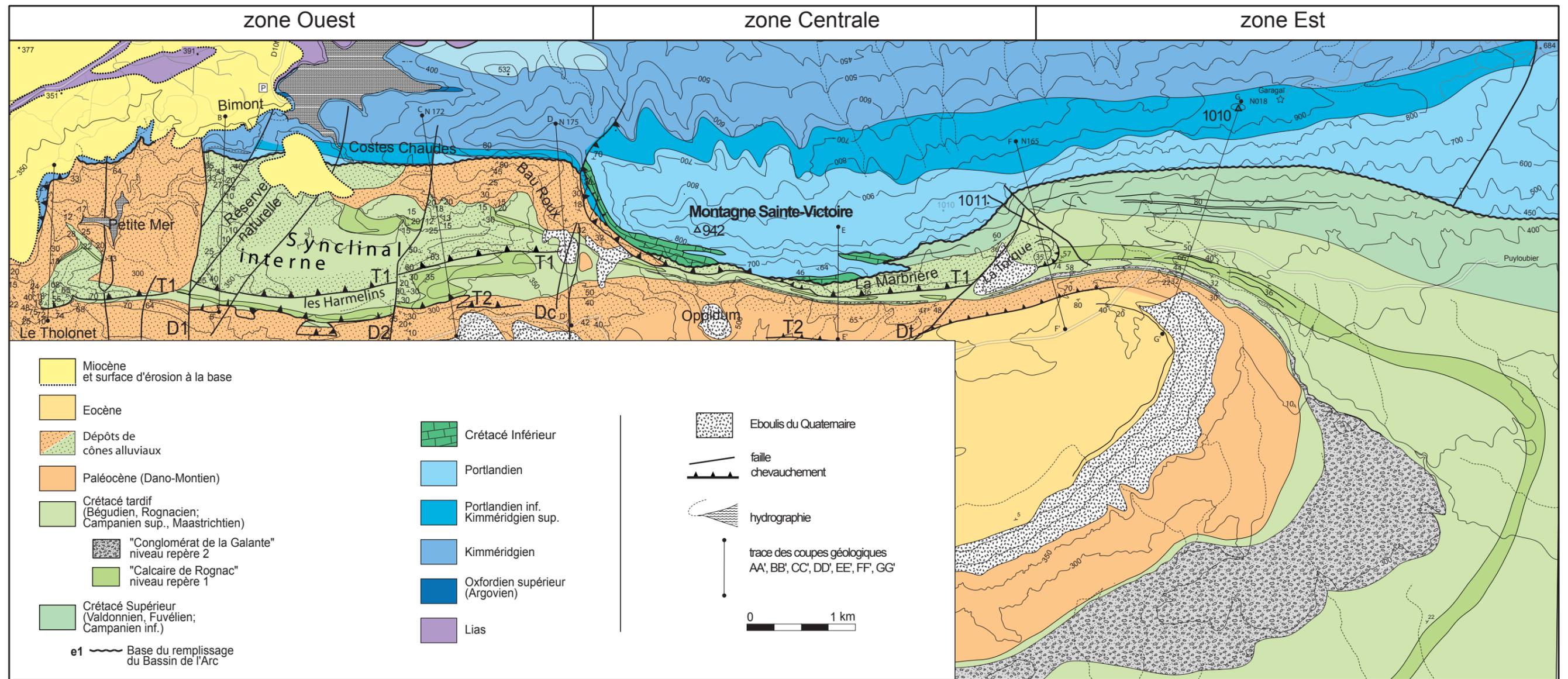
- MONIER P. et FERRY S., 1987. Mise en évidence d'un haut-fond pré-urgonien dans le Barrémien du Mont Ventoux. Rôle sédimentaire de la faille de Nîmes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, III, p. 191-193.
- MUNOZ J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt : ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In : *Thrust Tectonics*, McClay K.R. (ed), p. 235-246, Chapman and Hall, New York.
- NICHOLS G.J., 1987. Syntectonic alluvial fan sedimentation, southern Pyrenees. *Geological Magazine*, 124, 2, p. 121-133.
- NICHOLS G.J., et HIRST Ph., 1998. Alluvial fans and fluvial distributary systmes, Oligo-Miocene, northern Spain : contrasting processes and products. *Journal of Sedimentary Research*, 68, 5, p. 879-889.
- NIKISHIN A.M., CLOETINGH S., LOBKOVSKY L.I., BUROV E.B. et LANKREIJER A. C., 1993. Continental lithosphere folding in Central Asia; Part I, Constraints from geological observations. In: The origin of sedimentary basins; inferences from quantitative modelling and basin analysis, Cloetingh S.; Sassi W. et Horvath F. (eds) *Tectonophysics.*, 226; 1-4, p. 59-72.
- NURY D. et ROUSSET C., 1986. Extension des dépôts oligocènes de la région de Toulon (Var, Sud-Est France). Cadre structural et implication paléogéographiques. *Géologie Méditerranéenne*, XII-XIII, 3-4, p. 175-184.
- OLIVET J-L., 1987. L'orogène du bassin nord-occidental de la Méditerranée du point de vue de la cinématique des plaques. In : *Profils ECORS Golfe du Lyon : Rapport d'implantation*, Burrus J. et Olivet J-L. (eds), *International Document 35 941, Institut Français du Pétrole*, Paris, p. 10-49.
- OLIVET J.L., 1996. Cinématique de la plaque Ibérique. *Bulletin du Centre de Recherche d'Exploration et de Production Elf Aquitaine*, 20, p. 131-195.
- OLSON C.G., RUHE R.V. et MAUSBACH M.J., 1980. The Terra Rossa limestone contact phenomena in Karst, southern Indiana. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, p. 1075-1079.
- PADOA E. et DURAND DELGA M., 2001. L'unité ophiolitique du rio Magno en Corse alpine ; élément des Ligurides de l'Apennin septentrional. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris*, 333, 5, p. 285-293.
- PIFFNER O.A., SCHLUNEGGER F. et BUITER S., 2002. The Swiss Alps and their peripheral foreland basin : stratigraphic response to deep crustal processes. *Tectonics*, 21/3, 3.1-3.16.
- PHILIP J., 1970. Les formations calcaires à Rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien. *Thèse de doctorat Université de Provence, Marseille*, p. 438.
- PHILIP J., 1998. Sequences and systems tracts of mixed carbonate-silicoclastic platform-basin settings : the cenomanian-turonian stages of Provence (southeastern France). *S.E.P.M. Special Publication*, 60, p. 343-359.
- PHILIP J. et FLOQUET M., 2000. Late Cenomanian (94,7 to 93,5 Ma). Carte paléogéographique et notice explicative de la carte du programme Périthésys, p. 12, 1 fig.
- PHILIP J., MASSE J-P. et MACHHOUR L., 1987. L'évolution pélogéographique et structurale du front de chevauchement nord-toulonnais (Basse Provence occidentale, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, III, 3, p. 541-550.
- PIERSON T.C., 1981. Dominant particle support mechanisms in debris flow at Mt Thomas, New Zealand, and implications for flow mobility. *Sedimentology*, 28, p. 49-60.
- PIPUJOL M.D et BUURMAN P., 1997. Dynamics of iron and calcium carbonate redistribution and palaeohydrology in middle Eocene alluvial Palaeosols of the Southeast Ebro Basin margin (Catalonia, Northeast Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 134, 1-4, p. 87-107.
- POBLET J. et HARDY S., 1995. Reverse modelling of detachment folds ; application to the Pico del Aguila anticline in the South Central Pyrenees (Spain). *Journal of Structural Geology*, 17, p. 1707-1724.
- POBLET J. et MCCLAY K., 1996. Geometry and kinematics of single-layer detachment folds. *AAPG bulletin*, 80, p. 1085-1109.
- POSTMA G., 1986. Classification for sediment gravity flow deposits based on flow conditions during sedimentation. *Geology*, 14, p. 291-294.

- POLINO R., 1984. Les séries océaniques du haut Val de Suse (Alpes Cottiennes) ; analyse des couvertures sédimentaires. *In : Ophiolites ; oceanic tectonics and metamorphism ; proceedings*, Piccardo G.B. et Bortolotti V. (eds), *Ofioliti*, 9, 3, p. 547-554.
- PRINCIPI G. et TREVES B., 1984. Il sistema corso-appenninico come prisma di accrezione ; riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini. *In : Atti del convegno sul tema Geologia delle Alpi Liguri*, Vanossi M. (ed), *Memorie della Società Geologica Italiana*, 28, p. 549-576.
- PUIGDEFABREGAS C. et SOUQUET P., 1986. Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *In : The geological evolution of the Pyrenees*, Banda E. et Wickham-Stephen M. (eds). *Tectonophysics*, 129, 1-4, p. 173-203.
- RALEIGH C.B. et GRIGGS D.T., 1963. Effect of the toe in the mechanics of overthrust faulting. *Geological Society of America Bulletin*, 74, 7, p. 819-830.
- RAFANI S. & MERCIER E. 2002. Forward modelling of foreland basins progressive unconformities. *In: Special Issue Growth Strata*, Marzo M., Muñoz J.A. et Vergès J. (eds), *Sedimentary Geology*, 146, 75-89.
- RALEIGH C.G. et GRIGGS D.T., 1963. Effects of toe in the mechanics of overthrust on a viscoplastic sole. *Tectonophysics*, 60, T7-T17.
- RATSCHBACHER L., MERLE O., DAVY Ph. et COBBOLD P., 1991. Lateral extrusion in the eastern alps, part1: boundary conditions and experiments scale for gravity. *Tectonics*, 10, 2, p. 245-256.
- RAVENNE C., VIALLY R., RICHE P. et TREMOLIERES P., 1987. Sédimentation et tectonique dans le bassin Eoènesupérieur-Oligocène des Alpes du Sud. *Revue de l'Institut Français Du Pétrole*, 42, p. 529-553.
- REHAULT J-P., BOILLOT G. et MAUFFRET A., 1984. The western Mediterranean Basin, geological evolution. *Marine Geology*, 55, p. 447-477.
- RETAILLACK G.J. et WRIGHT V.P., 1990. Micromorphology of lithified Paleosols. *In : Soil micromorphology ; a basic and applied science*, Douglas Lowell A. (ed), *Developments in Soil Science*, 19, p. 641-652.
- RIBA O., 1976. Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees ; a genetic interpretation. *Sedimentary Geology*, 15, 3, p.213-233.
- RICOUR J., 1960. La genèse des niveaux salifères ; cas du Trias français. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 3, p. 139-148.
- RITTER J.B., MILLER J.R. et HUSEK W.J., 2000. Environmental controls on the evolution of alluvial fans in Buena Vista Valley, north central Nevada, during late Quaternary time. *Geomorphology*, 36, 1-2, p. 63-87.
- RODINE J.D. et JOHNSON A.M., 1976. The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic materials, to flow on gentle slopes. *Sedimentology*, 23, p. 213-234.
- ROSEBAUM G., LISTER G.S. et DUBOZ C.. 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359, p. 117-129.
- ROSSI Ph. et ROUIRE J., 1980. Notice explicative de la carte géologique de Corse 1/250 000^e. BRGM, Orléans.
- ROSSI Ph, BIGOT-CORMIER F., SADDIQI O., POUPEAU G. et SOSSON M., 2005. Exhumation of Sardinia : apatite fission track results. *In : EGU05-A, Geophysical Research Abstract*, 7, p. 10073.
- ROUIRE J., 1979. Notice explicative de la carte géologique de Marseille 1/250 000^e. BRGM, Orléans.
- ROURE, F. & COLETTA, B. 1996. Cenozoic inversion structures in the foreland of the Pyrenees and Alps. *In: Peri-Tethys Memoir 2*, Ziegler P.A. et Horvath F. (ed): Structures and Prospects of Alpine Basin and Forelands. *Memoire du Museum National d'Histoire Naturelle*, Paris, 170, p. 173-209.
- ROURE F., CHOUKROUNE P., BERAESTEGUI X., MUÑOZ J.A., VILLIEN A., MATHERON P., BAREYT M., SEGURET M. CAMARA P. et DERAMOND J., 1989. ECORS deep seismic data and balanced cross-section : Geometric constrains on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8, p. 41-50.
- ROURE F., CHOUKROUNE P. et POLINO R., 1996. Deep seismic reflection data and new insights on the bulk geometry of mountain ranges. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris*, 322, p. 345-359.

- ROUSSET C., 1969. Le bombement varois : relations entre la bauxitisation au Crétacé moyen en Provence et évolution originelle de la région en régime karstique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 268, p. 2231-2234.
- ROUSSET C., 1975. Le front chevauchant nord-provençal à la Barden (Bouches du Rhône), interprétations générales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, D*, 280, p. 2195-2198.
- ROWLEY D.B. et LOTTES A.L., 1988. Plate kinematics reconstructions of the North Atlantic and Arctic ; Late Jurassic to present. In : *Mesozoic and Cenozoic plate reconstructions*, Scotese C.R. et Sager W.W.(ed). *Tectonophysics*, 155, 1-4, p. 73-120.
- RUBATO D., GEBAUER D. et COMPAGNONI R., 1999. Dating of eclogite-facies zircon : the age of Alpine metamorphism in the Sesia-Lanzo Zone (Western Alps). *Earth and Planetary Science Letters*, 167, p. 141-158.
- RUDKIEWICZ J-L., 1988. Quantitative subsidence and thermal structure of the European continental margin of the Tethys during early and middle Jurassic times in the western Alps (Grenoble-Briançon transect). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, IV, p. 623-632.
- RUIZ R., 1978. Etude structural en Provence : le massif de la Sainte-Victoire. *Thèse doctorat Université Paris VI*, p. 125.
- RUST B.R., 1978. Depositional models for braided alluvium. In : *Fluvial Sedimentology*, A.D. Miall (ed). *Mem. Can. Soc. Pet. Geol.*, 5, p. 605-625.
- SAITO K., 1999. Development of Mountains and alluvial fans in Japan, Taiwan and the Philippines. *Geographical Review of Japan*, 72, 2, p. 162-172.
- SCHLUNEGGER F., 1999. Controls of surface erosion on the evolution of the Alps : Constraints from the stratigraphies of the adjacent foreland basins. *International Journal of Earth Sciences*, 88, p. 285-304.
- SCHLUNEGGER F., 2002. Impact of hillslope derived sediment supply on drainage basin development in small watersheds at the northern border of the central Alps in Switzerland. *Geomorphology*, 46, p. 285-305.
- SCHLUNEGGER F. et HINDERER M., 2001. Crustal uplift in the Alps : Why drainage pattern matters. *Terra Nova*, 13, p. 425-432.
- SCHLUNEGGER F., MELZER J. et TUCKER G., 2001. Climate, exposed source rock lithologies, crustal uplift and surface erosion – a theoretical analysis calibrated with data from the Alps/North Alpine Foreland Basin system. *International Journal of Earth Science*, 90, p. 484-499.
- SCHMITT J.M., 1999. Weathering, rainwater and chemistry : example and modelling of granite weathering in present conditions, in a CO₂-rich and in an anoxic palaeoatmosphere. *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 27, p. 21-41.
- SCHWANS P., 1995. Controls on sequence stacking and fluvial to shallow marine architecture in a foreland basin. In: Van Wagoner J.C. et Bertram G.T. (eds) *Sequence stratigraphy of foreland basin deposits. AAPG Memoir*, 64, p. 55-102.
- SÉGURET M. et DAIGNIÈRES M., 1986. Crustal scale balanced cross-sections on the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, p. 141-158.
- SERANNE M., BENEDICTO A., TRUFFERT C., PASCAL G. et LABAUME P., 1995. Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting : Role of the Pyrenean orogeny. *Marine and Petroleum Geology*, 12, p. 809-820.
- SHEKO A.I., 1988. Mudflows. In : *Landslides and Mudflows*, 1, UNESCO-UNEP, Moscow, USSR, p. 54-74.
- SIBUET J-C., RYAN W.B.F. et al., 1979. *Initial Reports DSDP*, 47, part 2, Washington D.C., Gov. Print. Off., p. 787.
- SIBUET J-C., SRIVASTAVA S.P., SPAKMAN W., 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research*, 109, B8, B08104.
- SINCLAIR H.D., 1997. Tectono-stratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins : an Alpine perspective. *Geological Society of America Bulletin*, 109, p. 324-346.

- SITTLER, C. et MILLOT, G., 1964. Les climats du Paléogène français reconstitués par les argiles néoformées et les microflores. *Geol. Rundsch.*, 54, p. 333-343.
- SMITH G.A., 1986. Coarse grained non marine volcanoclastic sediment : terminology and depositional process. *Geological Society of America Bulletin*, 97, p. 1-10.
- SOHN Y.K., RHEE C.W. et KIM B.C., 1999. Debris flow and hyperconcentrated flood-flow deposits in an alluvial fan, northwestern part of the Cretaceous Yongdong Basin, Central Korea. *Journal of Geology*, 107, p. 111-132.
- SRIVASTAVA S., ROEST W.R., KOVACS L.C., OKAY G., LEVESQUE S., VERHOEF J. et MACNAB R., 1990. Motion of Iberia since the late Jurassic : results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland basin. *Tectonophysics*, 184, p. 229-260.
- STACE H.C.T., HUBBLE G.D., BREWER R., NORTHCOTE K.H., SLEEMAN J.R., MULCAHY M.J. et HALLSWORTH E.G., 1968. *A Handbook of Australian Soils*. Rellim, Adelaide, p. 283-287.
- STAMPFLI G.M., 1993. Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes ? *Eclogae Geologicae Helvetica*, 86(1), p. 1-45.
- STANISTREET I.G. et MCCARTHY T.S., 1993. The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedimentary Geology*, 85, p. 115-133.
- STOCKES M. et MATHER A.E. 2003. Tectonic origin and evolution of a transverse drainage : the Rio Almanzora, Betic Cordillera, Southeast Spain. *Geomorphology*, 50, p. 59-81.
- SUPPE J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, 283, p. 684-721.
- SUPPE J. et MEDWEDEFF D.A., 1984. Fault-propagation folding. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 16, p. 670.
- SUPPE J., SABAT F., MUNOZ J.A., POBLET J., ROCA E., VERGES J., 1997. Bed-by-bed fold growth by kink-band migration : Sant Llorenç de Morunys, Eastern Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 19, p. 443-461.
- TAKAHASHI T., 1978. Mechanical characteristics of debris flow. *J. Hydraul. Div.*, 104, p. 1153-1169.
- TAPONNIER P., PERTZER G., LE DAIN A.Y., ARMIJO R. et COBBOLD, P.R., 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia : New insight from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10, p. 611-616.
- TEEUW R.M., 1991. Comparative-studies of adjacent drainage basins in Sierra Leone ; some insights into tropical landscape evolution. *Zeitschrift fuer Geomorphologie*, 35, 3, p. 257-267.
- TERZAGHI K., 1950. Mechanism of Landslides. Application of geology to Engineering practice. *Geological Society of America*, Sydney, p. 83-123.
- TEMPIER C. 1972. Les faciès calcaires du Jurassique provençal. *Travaux des Laboratoire des Sciences de la Terre, Saint-Jérôme*, Marseille, série B, 4, vol.1-371p., fig. 102, vol.2-76 pl. hors texte.
- TEMPIER C. 1987. Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8-III, p. 533-540.
- TEMPIER C. et DURAND J-P. 1981. Importance de l'épisode d'âge crétacé supérieur dans la structure du versant méridional de la montagne Sainte-Victoire (Provence). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 293, p. 629-632.
- TURNER B.R. et MAKHLOUF I., 2002. Recent colluvial sedimentation in Jordan : fans evolving into sand ramps. *Sedimentology*, 49, p.1283-1298.
- VALLANCE J.W., 2000. Lahars. In : *Encyclopedia of volcanoes*, Sigurdsson H., Houghton B.F., McNutt S.R., Rymer H. et Stix J. (eds), p. 601-616.
- VERGES J. et MARTINEZ A., 1988. Corte compensado del Pirineo Oriental; Geometria de las cuencas de antepais y edades de emplazamiento de los mantos de corrimiento. In : Muno J.A et Santanach P. (eds), *Tectonica de cabagamientos en el Pirineo, Acta Geologica Hispanica*, 23, 2, p. 95-105.

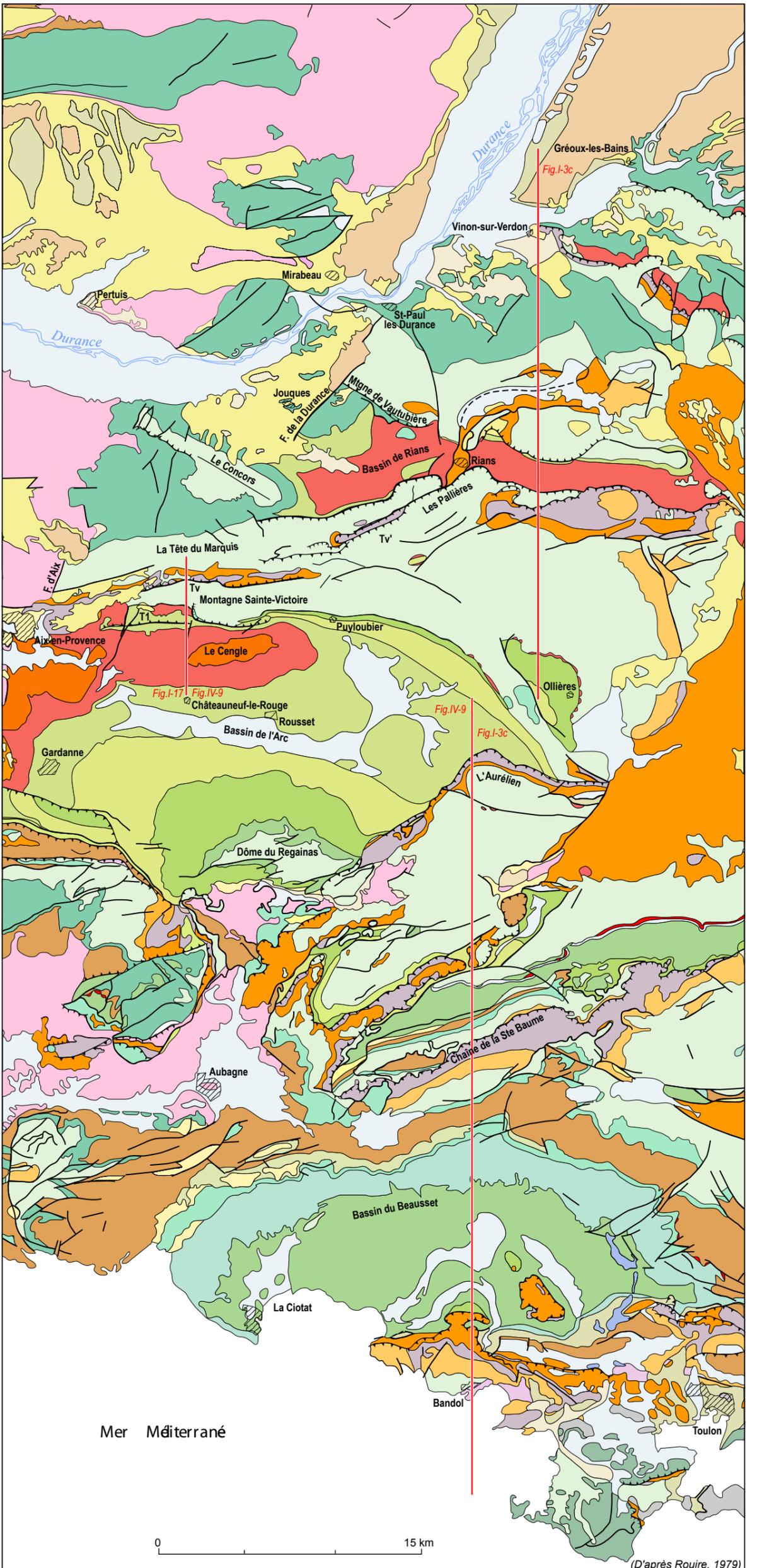
- VERGES J., MILLAN H., ROCA E., MUNOZ J.A., MARZO M., CIRES J., DEN-BEZEMER T., ZOETEMEIJER R. et CLOETINGH-SIERD., 1995. In : Special issue on Integrated basin studies, Cloetingh-Sierd, Durand B. et Puigdefabregas C. (eds). *Marine and Petroleum Geology*, 12, 8, p. 903-915.
- VISERAS C., 2003. Alluvial sedimentation in the central sector of the Betic Cordillera. Keys for the reconstruction of an Alpine orogen. *Abstract, Alluvial Fan meeting*, Spain, Sorbas, June 2003, p. 28.
- VISERAS C., CALVACHE M.L., SORIA J.M. et FERNANDEZ J., 2003. Differential features of alluvial fans controlled by tectonic or eustatic accommodation space. Examples from the Betic Cordillera, Spain. *Geomorphology*, 50, 1-3, p. 181-202.
- WASCHBUSCH P.J. et ROYDEN L.H., 1992. Episodicity in foredeep basins. *Geology*, 20, 10, p. 915-918.
- WASSON R.J., 1977. Last glacial alluvial fan sedimentation in the Lower Derwent Valley, Tasmania. *Sedimentology*, 24, p. 781-799.
- WESTPHAL M. et DURAND J-P., 1990. Magnétostratigraphie des séries continentales fluvio-lacustres du Crétacé supérieur dans le synclinal de l'Arc (région d'Aix-en-Provence, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, VI, p. 609-620.
- WICKHAM J., 1995. Fault displacement-gradient folds and the structure at Lost Hills, California (USA). *Journal of Structural Geology*, 17, p. 1293-1302.
- WIECZOREK G.F., 1987. Effect of rainfall intensity and duration of debris flows in Santa Cruz Mountains, California. Debris flows/avalanches : process, recognition and mitigation, J.E Costa et G.F. Wieczorek (eds), *Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology*, 7, p. 93-104.
- WIEDMANN J. et DIERI I., 1968. Die Kreide Sardiniens und ihre Cephalopoden : Paleontogr. Ital., 64, p. 1-171.
- WILLIS B., 1893. The mechanics of Appalachian structure. In : *Annual Report of The Geological Survey*, 13, p. 211-282.
- WILTSCHKO D.V. et CHAPLE W.M., 1977. Flow of weak rocks in Appalachian Plateau folds. *AAPG Bulletin*, 61, 5, p. 653-670.
- WRIGHT V.P., 1990. Estimating rates of calcrete formation and sediment accretion in ancient alluvial deposits. *Geological Magazine*, 127, 3, p. 270-276.
- WRIGHT V.P., PLATT N.H., MARIOTT S.B. et BECK V.H., 1995. A classification of rhizogenic (root-formed) calcretes, with examples from the Upper Jurassic-Lower Cretaceous of Spain and Upper Cretaceous of southern France. *Sedimentary Geology*, 100, p. 143-158.
- YAALON D.H., 1997. Soils in the Mediterranean region : what makes them different ? *Catena*, 28, p. 157-169.
- ZECK H.P., 1999. Alpine plate kinematics in the western Mediterranean : a westward-directed subduction regime followed by slab roll-back and slab detachment. In : *The Mediterranean Basins : Tertiary Extension within Alpine Orogen*, Durand B., Jolivet L., Horvath F. et Séranne M. (eds). *Geological Society of London, Special Publications*, 156, p. 109-120.
- ZIEGLER P.A., CLOETINGH S. et VAN WEES J.D., 1995. Dynamics of intraplate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics*, 252, p. 7-59.



CARTE 1

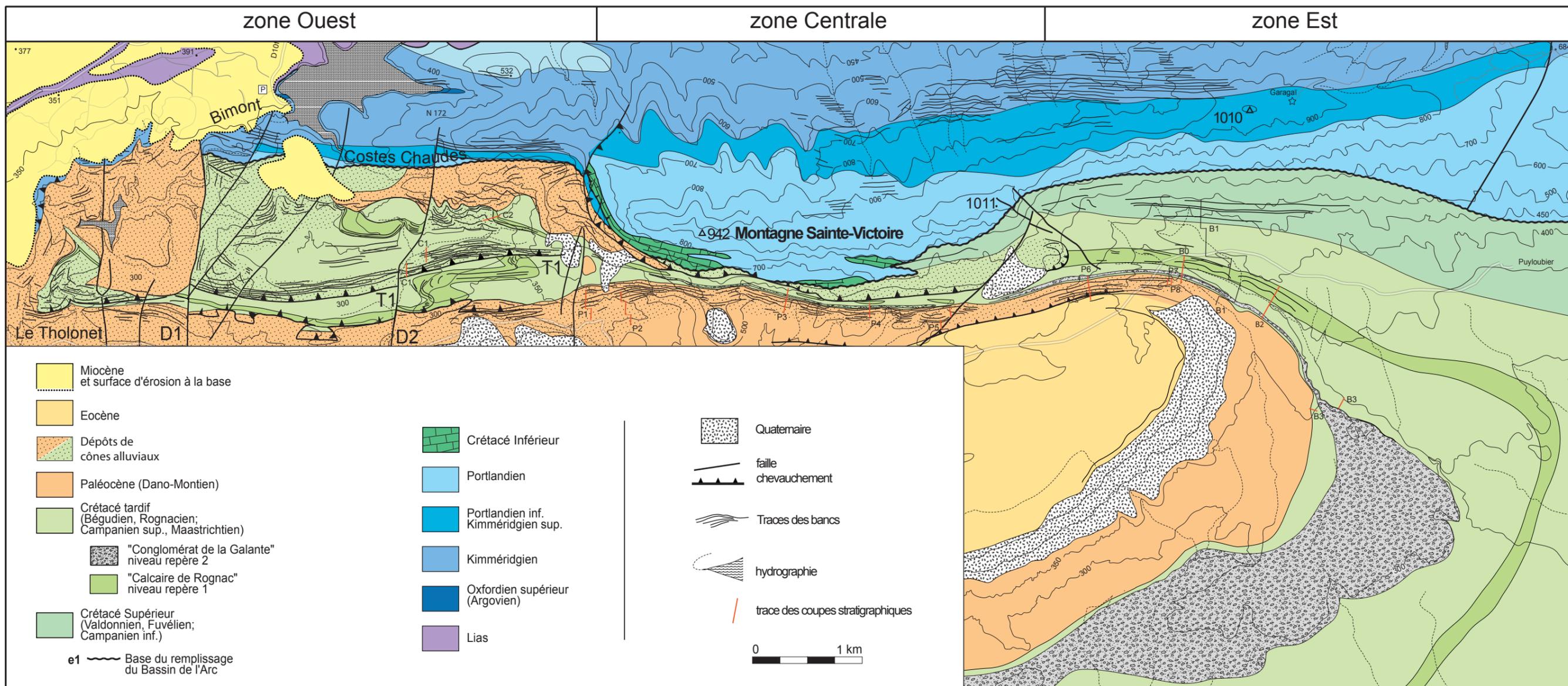
Présentation et structures de la bordure Bassin de l'Arc

- Quaternaire
- Quaternaire
- Quaternaire
- Miocène supérieur
Formation de Valensole
- Miocène
- Oligocène
- Eocène moyen
- Eocène inférieur
- Rognacien
(Campanien terminal-
Maastrichtien)
- Bégudien
(Campanien moyen)
- Valdo-Fuvélien
(Campanien inférieur)
- Coniacien-Santonien
- Turonien
- Cénomanién
- Bauxite
- Aptien-Albien
- Barrémien
- Berriasien à Hauterivien
- Jurassique supérieur
- Jurassique moyen
- Lias
- Trias
- Anté-Carbonifère
- Permien
- Basaltes



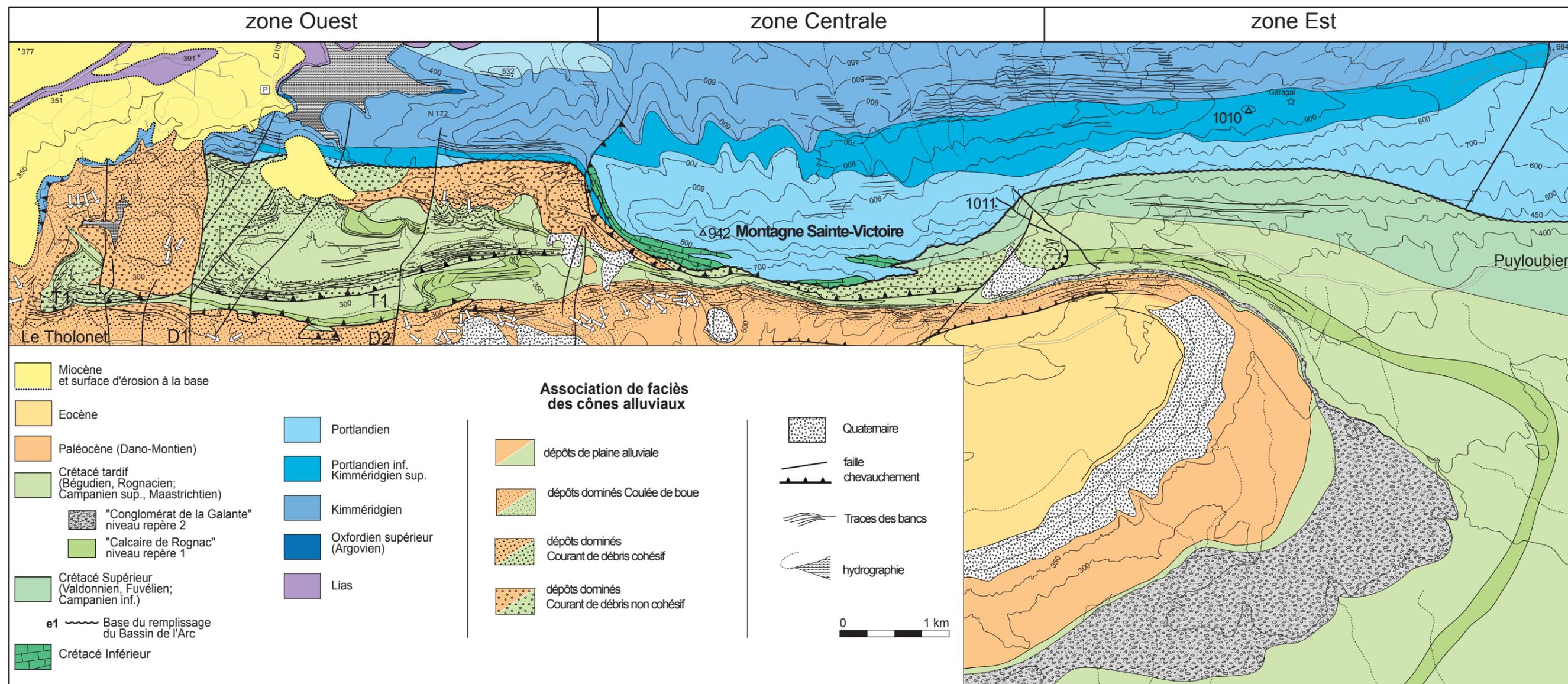
Provence occidentale
Localisation des coupes régionales

CARTE 2



CARTE 3

Carte des bancs de dépôts de cônes alluviaux
Localisation des coupes stratigraphiques



CARTE 4

Carte de distribution des associations de faciès des dépôts de cônes alluviaux

LISTE DES FIGURES

Introduction

Figure 0-1 : (a) Image satellite de Provence (SE France) et domaines géologiques ; (b) Carte géologique simplifiée et structures tectoniques majeures (d'après Roure et Coletta, 1996, modifiée).

Figure 0-2 : Carte des accidents tardi-hercyniens de la France, de l'Ibérie, de Corse et Sardaigne (d'après Arthaud et Matte, 1975, modifiée).

Figure 0-3 : Schéma de l'ouverture de l'Atlantique central et relation avec l'océan liguro-piémontais (a) au Jurassique terminal-Crétacé Inférieur ; (b) au Crétacé terminal (d'après Lemoine et al., 1986).

Figure 0-4 : Structure du domaine provençal (a) au Crétacé Inférieur ; (b) à l'Eocène moyen (d'après Vially et Trémolières, 1996).

Figure 0-5 : Carte paléogéographique du domaine alpin s.l. au Maastrichtien (d'après Atlas péri-téthys Dercourt et al., 2000).

Chapitre I

Figure I-1 : (a) Image satellite de la Provence occidentale et localisation des massifs entourant le Bassin de l'Arc ; (b) Image satellite de la partie orientale du bassin de l'Arc. Localisation des structures morphologiques et des villes du site étudié.

Figure I-2 : Carte géologique simplifiée du bassin de l'Arc (1/250 000^e)

Figure I-3 : (a) Profil du Bassin de l'Arc interprété comme unité allochtone (selon Rousset, 1975 ; Tempier, 1987 ; Biberon 1988) ; (b) profil du bassin de l'Arc interprété comme autochtone (Roure et Coletta, 1996 ; Lacombe et Jolivet, 2005) ; (c) Profil de la Provence occidentale de Tempier (1987).

Figure I-4 : Remplissage sédimentaire du bassin de l'Arc du Santonien au Thanétien.

Figure I-5 : Relation entre les dépôts du Système de Cônes Alluviaux Inférieur (SCAI) et Système de Cônes Alluviaux Supérieur (SCAS) et les trois niveaux repères ; position stratigraphique du SCAI et du SCAS, donnée par l'échelle magnétostratigraphique réalisée par Westphal et Durand (1991), et leur relation avec la variabilité climatique (Cojan, 2003).

Figure I-6 : Panorama de la zone Ouest. (a) localisation des structures du profil synthétique de la zone Ouest sur le panorama de cette zone, vue depuis Bau Roux ; (b) Panorama de la zone Ouest, vue depuis Bimont vers Bau Roux et la Montagne Sainte-Victoire formant le relief majeur.

Figure I-7 : Panorama de la zone Ouest, Roques Hautes et Bau Roux. (a) Panorama de Roques Hautes et Bau Roux : localisation des surfaces e1 et e2, des SCAI et SCAS et du chevauchement T1 ; (b) Structures syn-SCAS : discordances internes et downlap sur la surface e2.

Figure I-8 : (a) Profil de Bimont (BB'), zone Ouest ; (b) Photo du biseau sédimentaire syn-tectonique au sein du SCAI, reposant sur les calcaires Jurassique formant le flanc inverse du pli de Bimont.

Figure I-9 : Profil de Costes Chaudes-Les Harmelins (CC'), zone Ouest.

Figure I-10 : Profil de Bau-Roux (DD'), zone Ouest.

Figure I-11 : Panorama de la Réserve naturelle-Bimont, zone Ouest. Discontinuités angulaires syn-SCAI associées à l'activité du chevauchement T1 à la base de la barre des Harmelins formées par le SCAI(i). (a) localisation de la première discordance, marquant la limite entre SCAI(i) et SCAI(ii) ; (b) et (c) discordances internes dans les conglomérats et passage latérale avec les faciès de plaine alluviale.

Figure I-12 : Glissements gravitaires au sein du SCAS, zone Ouest, Petite Mer.

Figure I-13 : (a) Profil de Petite Mer (AA'), zone Ouest ; (b) Panorama des discordances angulaires progressives du SCAS(i) sur la surface e2 et le SCAI sous-jacent à Petite Mer ; (c) Discordance au sein du SCAI, discordance unique au sein du SCAI de Petite Mer, correspond à la première discordance de la Réserve Naturelle-Bimont et marque la limite entre SCAI(i) et SCAI(ii).

Figure I-14 : Profil de la Marbrière (EE'), zone Centrale.

Figure I-15 : (a) Profil de La Torque (FF'), zone Centrale ; (b) Panorama de La Torque, vue depuis la zone Est, mise en évidence de la base discordante sur les sédiments du bassin formant un monoclin.

Figure I-16 : (a) Profil de Puylobrier (GG'), zone Est ; (b) Panorama du Bassin de l'Arc dans la zone Est, vue depuis le Pic des Mouches. Localisation des niveaux repères dans la série sédimentaire du bassin.

Figure I-17 : Profil du massif de la Sainte-Victoire, zone Ouest. Localisation sur la carte 2.

Figure I-18 : Architecture sédimentaire héritée du Jurassique (d'après Tempier, 1973, modifiée). Localisation des faciès biodétritiques dans la zone Centrale et Est, et des faciès de bassin type tithonique, dans la zone Ouest. Mise en évidence d'un espace d'accommodation majeur dans la zone Ouest, hérité de l'architecture du Portlandien, pour les dépôts de cônes alluviaux.

Figure I-19 : Architecture syn-tectonique de la bordure nord du Bassin de l'Arc : présentation des différentes géométries observées dans la zone Ouest au sein du SCAI et SCAS.

Figure I-20 : Rétro-déformation (a) du profil AA', Petite Mer, zone Ouest (b) du profil FF', La Torque, zone Centrale.

Chapitre II

Figure II-1 : Relation entre contrainte et déformation pour différents types de matériau (d'après Middleton et Wilcock (1994) : (a) plastique idéal, (b) élastico-plastique

idéal, (c) présentant un amollissement (work-softening), (d) présentant un écrouissage (durcissement, work-hardening).

Figure II-2 : Cisaillement et déformation de différents matériaux (Allen, 1997)

Figure II-3: ; Comportement d'un fluide pseudo-plastique selon le nombre de Bingham versus nombre de Reynolds, basé sur le modèles de Hampton (1972), d'après Hampton (1972) chez Middleton et Southard (1977).

Figure II-4: Classification des mouvements en masse en fonction de la proportion eau/sédiment et du type de matériel (Coussot et Meunier, 1996).

Figure II-5 : Extrait des coupes stratigraphiques illustrant les associations de faciès.

Figure II-6 : Distribution des cônes alluviaux de la bordure nord du Bassin de l'Arc (1) au sein du SCAI et (2) au sein du SCAS.

Figure II-7 : Séquences de dépôts au sein des cônes alluviaux de la zone Ouest

Figure II-8 : Corrélation des coupes stratigraphiques du SCAS(ii) de la zone Ouest et Centrale.

Figure II-9 : Séquences à courte période dans les dépôts du SCAS, exemple de la coupe P1.

Figure II-10 : (a) Modèle de dépôt des cônes de débris dominés courant de débris non cohésif, (b) Modèle hydrologique associé aux cônes de débris dominés courants de débris non cohésif.

Figure II-11 : (a) Modèle de dépôt des cônes de débris dominés courants de débris cohésif, (b) Modèles hydrologiques associés aux cônes de débris dominés courant de débris cohésif, (1) quand la nappe phréatique est basse, (2) quand la nappe phréatique est haute.

Figure II-12 : Les cônes de débris. Illustration des sédiments déposés dans la zone apicale et dans les lobes, dont les dépôts sont de type courant de débris non cohésifs (plus massif) et de type courant de débris cohésifs.

Figure II-13 : (a) Modèle de dépôt des cônes alluviaux mixtes du SCAS(ii), (b) Modèle hydrologique associée au cône alluviale mixte dans le SCAS(ii).

Figure II-14 : Les cônes mixtes. Alternance de dépôts plus riches en particules fines. Illustrations des nombreuses structures sédimentaires reconnues dans ces cônes alluviaux : formes pano-convexes vers le haut, gouttières d'érosion à la base, chenaux, structures de vannage et dépôts associées de type charriage torrentiel.

Chapitre III

Figure III-1 : Schéma structural du système relief- bordure nord du Bassin de l'Arc : les plis dans les carbonates (relief), les chevauchements dans les sédiments syn-tectoniques la bordure du bassin, les zones de faiblesse accommodant le découplage d'axe globalement Nord-Sud.

Figure III-2 : Schémas de l'évolution de l'architecture des calcaires qui forment les reliefs nourrissant les cônes alluviaux entre le Campanien et le Paléocène.

Figure III-3 : Différents types de pli :(a) dont le pendage du flanc inverse évolue pendant sa formation (pli de décollement, pli de gradient de déplacement sur faille, pli par propagation de rampe de type *Trishear*) ; (b) dont le pendage du flanc inverse est acquis dès le début de la propagation de rampe (pli de propagation de rampe, pli de cintrage sur rampe).

Figure III-4 : Compartimentation d'ouest en est du système relief-bassin, mise en évidence par *uplift* et subsidence relative différentiels. Les données de dépôts et d'érosion par compartiments sont issues des dépôts sur la surface e1 (base du remplissage) et de la nature des galets dans les cônes alluviaux.

Figure III-5 : Profil Est-Ouest dans les cônes alluviaux de la zone Ouest, de Petite Mer à Bau-Roux.

Figure III-6 : Photo-aérienne, limite entre zone Ouest et zone Centrale. Relations entre les failles D2, Dc, les chevauchements T1 et T2, les surfaces e1 et e2 et les dépôts de cônes alluviaux. Mise en évidence de la migration des lobes du SCAS(ii) de la zone Ouest vers la zone Centrale.

Figure III-7 : Carte structurale simple et accidents hérités de la bordure nord du Bassin de l'Arc, de la zone de paléo-relief (massif de la Montagne Sainte-Victoire) et du Bassin de Rians.

Figure III-8 : Evolution de la déformation de la bordure de bassin de la zone Ouest ; Interprétation de la formation des chevauchements T1 et T2 et de leur relais.

Figure III-9 : Paramètres qui contrôlent le développement des cônes alluviaux.

Figure III-10 : Le rôle de l'érosion sur la relation pli-faille selon Lutaud (1957) : érosion et formation de l'anticlinal simultanées crée une faiblesse qui favorise la formation ultérieure d'un chevauchement au cœur de l'anticlinal.

Figure III-11 : Synthèse des paramètres qui influencent l'évolution tectono-sédimentaire de la bordure nord du Bassin de l'Arc.

Figure III-12 : Synthèse des relations tectono-sédimentaires de la bordure Nord du Bassin de l'Arc ; évolution morpho-tectonique du système relief-bordure-bassin à partir des dépôts de cônes alluviaux.

Chapitre IV

Figure IV-1 : Images satellites de la Provence et du Massif de la Sainte-Baume, présentation générale.

Figure IV-2 : Carte géologique 1/50000 du massif de la Sainte-Baume-Plan d'Aups.

Figure IV-3 : Profil géologique (a) du Pic de Bertagne au lieu dit Roussargue, (b) de la Sainte-Baume au dôme de La Lare.

Figure IV-4 : Panorama du synclinal du Plan d'Aups-Glacière.

Figure IV-5 : Les failles syn-sédimentaires du Pic des Corbeaux.

Figure IV-6 : Schéma d'évolution du massif de la Sainte-Baume (1) du Coniacien au Valdo-Fuvélien, (2) du Fuvélien à l'Eocène.

Figure IV-7 : Reconstitution schématique des accidents hérités pré-Coniacien dans le massif de la Sainte-Baume.

Figure IV-8 : Schéma des aires de dépôts préférentielles entre le Santonien et le Paléocène en Provence occidentale.

Figure IV-9 : Profil actuel de la Provence occidentale et étapes de rétro-déformation entre l'Eocène moyen et le Santonien terminal.

Figure IV-10 : Modèle de bassin d'avant-pays flexural (d'après DeCelles et Giles, 1996, modifié).

Figure IV-11 : Le flambage lithosphérique (d'après Cloetingh et al., 1999).

Figure IV-12 : Relation Provence et domaines alpin et pyrénéen adjacents (d'après Lacombe et Jolivet, 2005, modifiée).

Figure IV-13 : Relations paléogéographiques dans le domaine alpin s.l. ; Relation entre marge européenne, marge apulienne, Ibérie, Corse, Sardaigne (a) au Maastrichtien, (b) à l'Eocène terminal. Mise en évidence d'une zone de faiblesse structurale en Provence, élargie au domaine pyrénéen et au « bassin » valaisan.

Liste des tableaux :

Tableau 1 : Les différents types de cônes alluviaux (s.l.) et leurs caractéristiques respectives.

Tableau 2 : Processus de dépôts des cônes d'éboulis et des cônes de déjection ; leur composition, la mécanisme de l'écoulement lors du dépôt et leur rhéologie.

Tableau 3 : Lithofaciès

Tableau 4 : Les associations de faciès dans les systèmes de cônes alluviaux définies selon leur lithofaciès dominants et associés, et les figures post-dépôts caractéristiques.

Tableau 5 : Estimation de la morphométrie des cônes alluviaux du SCAI et du SCAS.

Tableau 6 : Estimation des volumes érodés.

Tableau 7 : Synthèse des données sédimentologiques, cinématiques et structurales des différents domaines d'Ouest en Est : Pyrénées orientales, Sardaigne, Corse-Appenins, Provence, sub-Alpes.

Liste des photographies :

- Photo 1 : Lithofaciès 1 : brèche monogénique, sans matrice. Dépôts de talus d'éboulis.
- Photo 2 : Lithofaciès 1 : brèche monogénique à blocs dans des bancs à éléments relativement bien triés.
- Photo 3 : Lithofaciès 2a : Conglomérats en bancs amalgamés.
- Photo 4 : Lithofaciès 2a : Conglomérat à éléments sub-anguleux, jointifs.
- Photo 5 : Lithofaciès 2b : Imbrications dans les conglomérat à éléments sub-anguleux, jointifs.
- Photo 6 : Lithofaciès 2c : Conglomérat à blocs alignés formant une levée (manche du marteau indique le Nord).
- Photo 7 : Lithofaciès 2c : Conglomérat massifs à blocs à éléments sub-anguleux monogéniques, jointifs, peu triés.
- Photo 8 : Lithofaciès 2d : Conglomérats à sable de microcodium, riche en matrice. Eléments non jointifs, répartition des galets très inégale.
- Photo 9 : Lithofaciès 2e : Conglomérats en nappe peu épaisse. Niveau à nodules abondants associé.
- Photo 10 : Lithofaciès 2e : Conglomérats lenticulaires ou en nappe peu épaisse. Forme convexe vers le haut de ces dépôts à éléments jointifs.
- Photo 10bis : Line drawing de la photo 10
- Photo 11 : Lithofaciès 2e : Conglomérat lenticulaire. Bloc en sommet du dépôt.
- Photo 12 : Lithofaciès 2e : Chenal distal incisée dans un paléosol de la plaine alluvial. Forme convexe vers le haut, dépôts latéraux peu épais et d'extension métrique (<5 m).
- Photo 13 : Lithofaciès 2e : Gouttière en base de lentilles dans des siltites à granules (lithofaciès 6).
- Photo 14 : Lithofaciès 2e : Conglomérat lenticulaire. Blocs jointifs sans matrice, vannage de surface.
- Photo 15 : Lithofaciès 3 : Siltite à galets massive, éléments peu triés; surmontée par des conglomérats massifs (Lithofaciès 2).
- Photo 16 : Lithofaciès 3 : Siltite à galets, riche en granules et galets.
- Photo 17 : Lithofaciès 4 : Siltite à granules, contenant de rares galets.

Photo 18 : Lithofaciès 4 : Siltite à granules à la base du conglomérat en nappe peu épaisse (lithofaciès 3) avec un contact diffus. Siltite à granule est la semelle de glissement d'une coulée de débris.

Photo 19 : Lithofaciès 5 : Conglomérat à stratification oblique. Eléments bien triés granulométrie homogène par paquets de lamines obliques.

Photo 20 : Lithofaciès 6 : Calcarénite fine à passées grossières. Laminations planes.

Photo 21 : Lithofaciès 7 : Siltite argileuse à rares niveaux de galets.

Photo 23 : Marmorisation jaunâtre dans des siltites.

Photo 24 : Nodules carbonatés (cm) épars dans une siltite à granules.

Photo 25 : Nodules carbonatés abondants dans des siltites à granules.

Photo 26 : Nodules carbonatés coalescents.

Photo 27 : Niveaux à nodules carbonatés abondants à coalescents dans les siltites argileuses de la plaine alluviale.

Photo 28 : Débit prismatique dans un niveau de siltite (15 cm).

Photo 29 : Rhizoconcrétions dans un niveau à siltite argileuse à débit prismatique de la plaine alluviale.

Photo 30 : Striotubules : traces de terriers cylindriques.

Photo 31 : Microcodiums (détritique) : grains de calcite dans la matrice , et relique de colonie au centre de la photo.

Photo 32 : Auréole de Microcodiums autour de galets dans une siltite à granules.

Photo 33 : Cutans (pellicules de siltite rouge qui entourent les galets) et figures de recarbonatation de la matrice (zone blanchâtre).

Photo 34 : Conglomérat carbonaté : carbonatation tardive de la matrice, seuls les niveaux sans matrice (vannage) permettent de distinguer les bancs.

Photo 35 : Siltites à granules carbonatées : carbonatation secondaire des siltites, les figures d'érosion en lapiaz sont celles des roches carbonatées.

Photo 36 : Terriers à remplissage silteux dans un niveau carbonaté silteux.

Photo 37 : Siltite argileuse à marmorisations variées : les teintes de marmorisations forment des horizons plurimétriques, et indiquent des conditions rédox différentes.

Photo 38 : Traces de racines, marquées par la marmorisation tardive.

Liste des cartes (annexes) :

Carte 1 : carte géologique (1/50 000^e) de la bordure nord du bassin de l'Arc, présentation et structures, données structurales (pendages et situation des coupes).

Carte 2 : carte géologique simplifiée de la Provence (1/250 000^e) (d'après Rouire, 1979, modifiée).

Carte 3 : carte géologique de la bordure nord du bassin de l'Arc, carte des bancs des dépôts de cônes alluviaux et localisation des coupes stratigraphiques.

Carte 4 : carte géologique de la bordure nord du bassin de l'Arc, distribution des associations de faciès de cônes alluviaux.

Liste des LOGS (annexes) :

Coupe C1

Coupe C2

Coupe P1

Coupe P2

Coupe P3

Coupe P4

Coupe P5

Coupe P6

Coupe P7

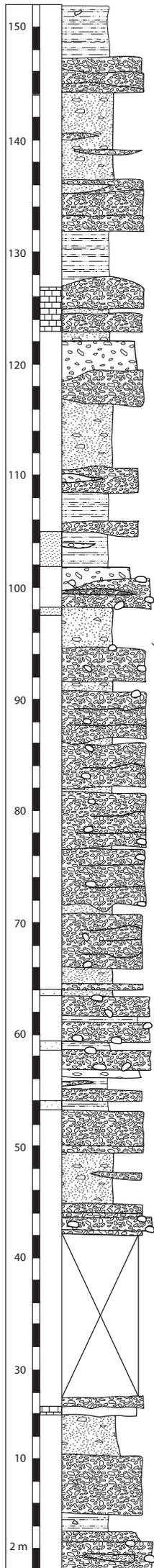
Coupe P8

Coupe B0

Coupe B2

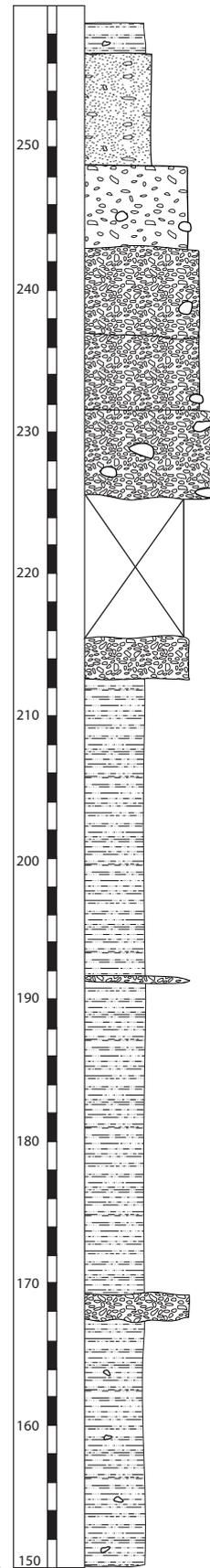
Coupe B3

C1



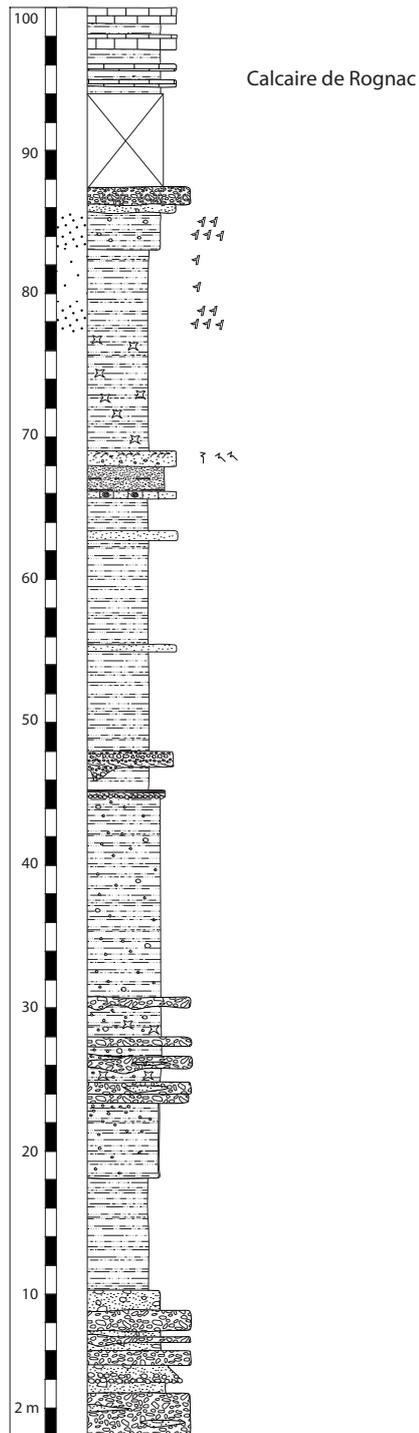
Barre des Harmelins
mesurée sur photo aérienne

MAL VU
siltites à lentilles
de conglomérats



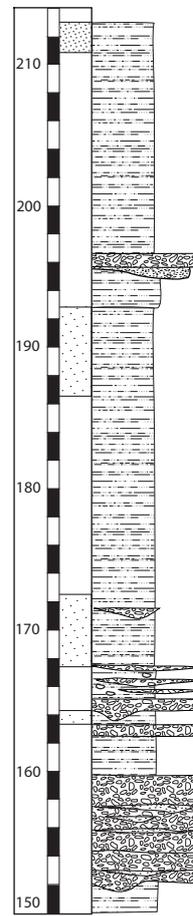
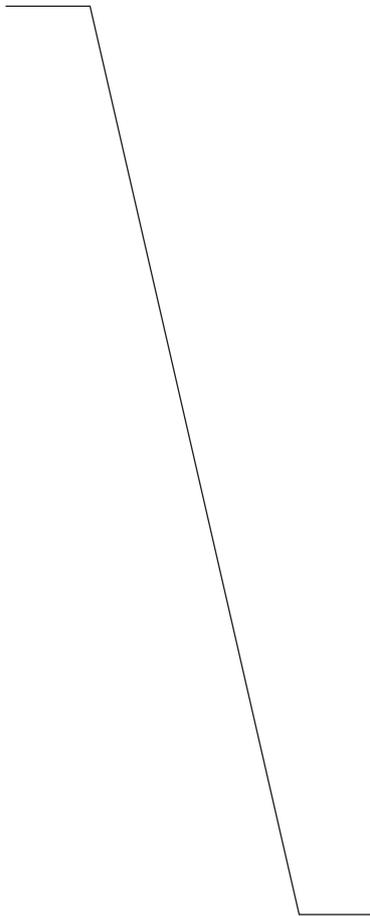
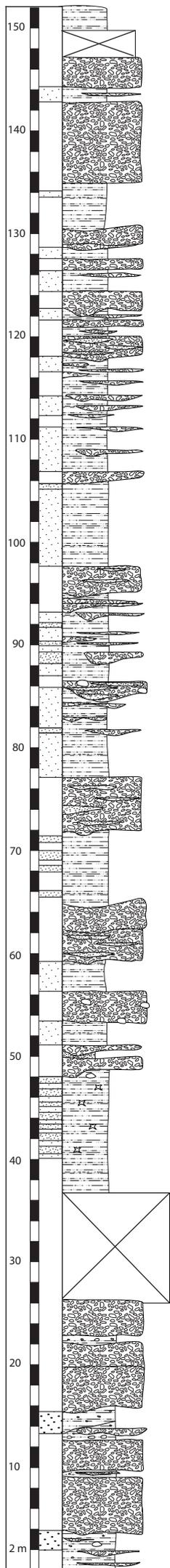
Légende (voir C2)

C2



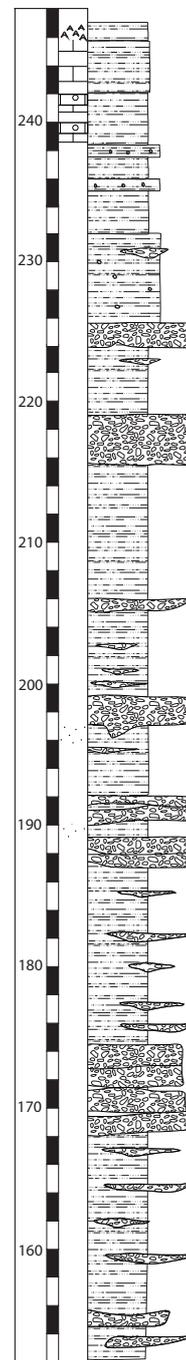
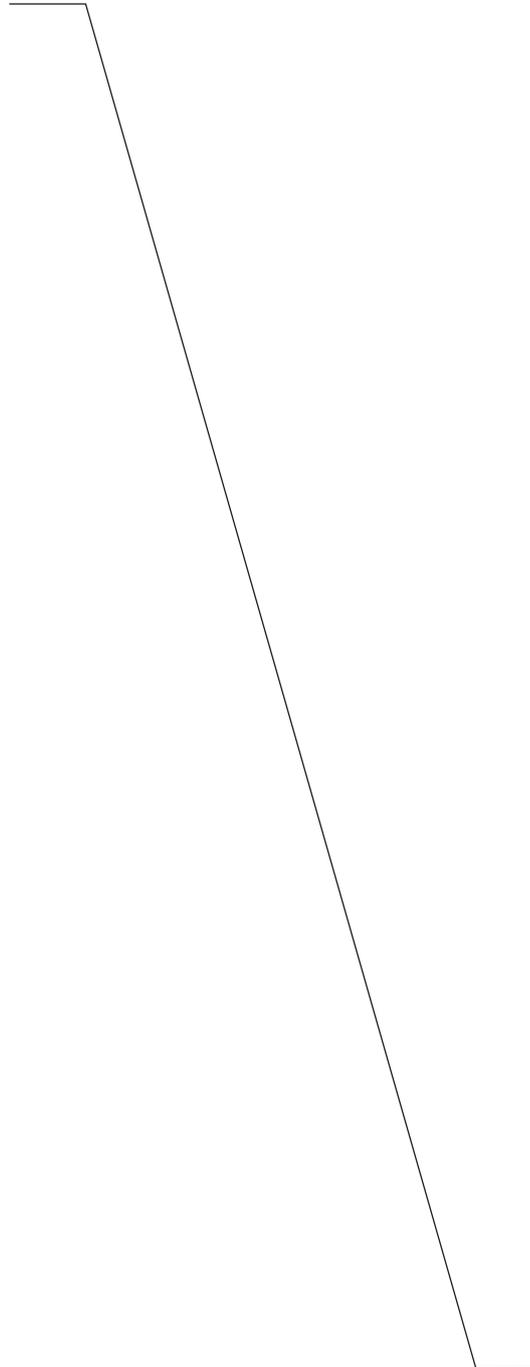
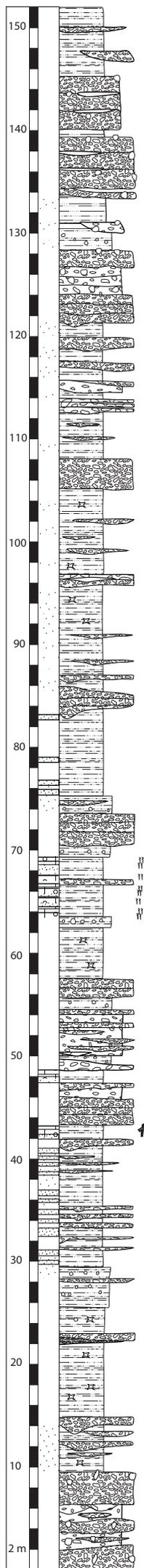
| | |
|--|--|
| | Nodule diagénétique |
| | Traces de racines |
| | Traces de terriers |
| | Bioturbation indéterminée |
| | Striotubules |
| | Carbonates noduleux (à granules) |
| | Nodules carbonatés coalescents |
| | Nodules carbonatés abondants |
| | Marmorisations jaunâtres |
| | Oncolite |
| | Ride de courant |
| | Grès moyen |
| | Calcaire lacustre |
| | Lithofaciès 7 : Siltite argileuse |
| | Lithofaciès 4 : Siltite à granules |
| | Lithofaciès 3b : Siltite à galets |
| | Lithofaciès 3a : Conglomérat à support matriciel |
| | Lithofaciès 2 : Conglomérat massif |

P1

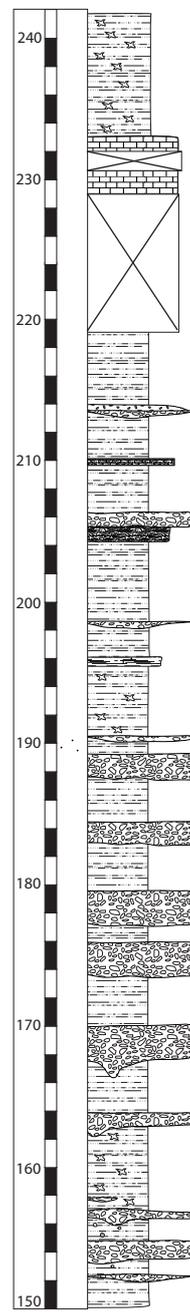
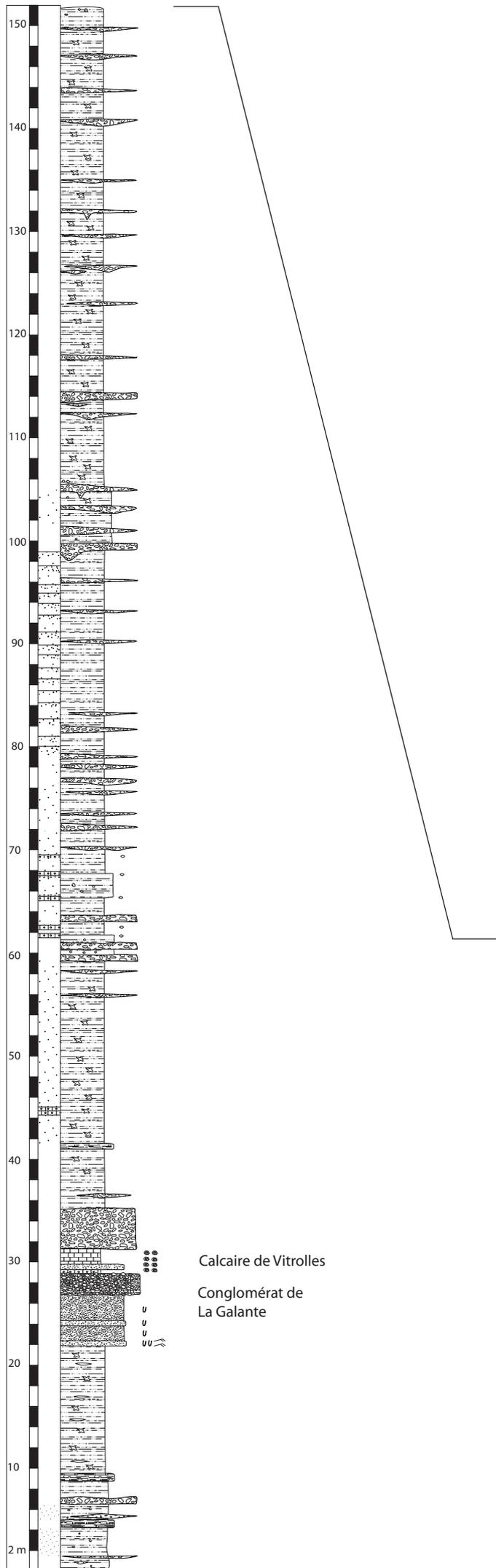


Légende (voir C2)

P2

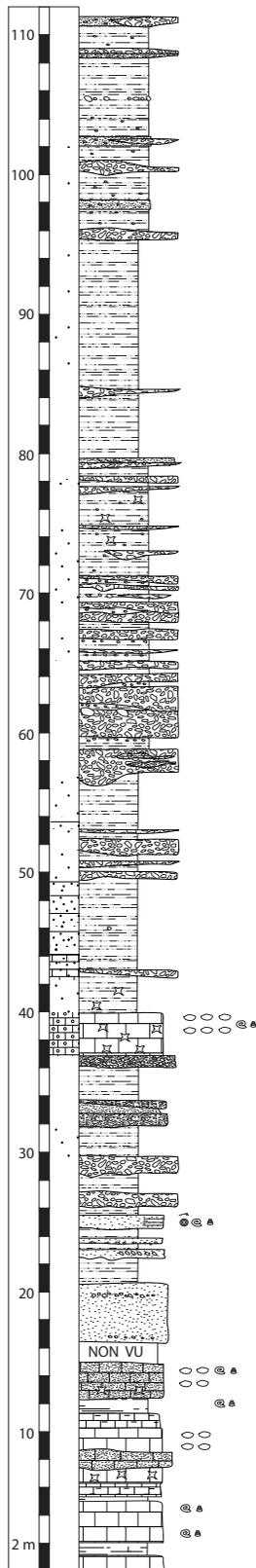


Légende (voir C2)



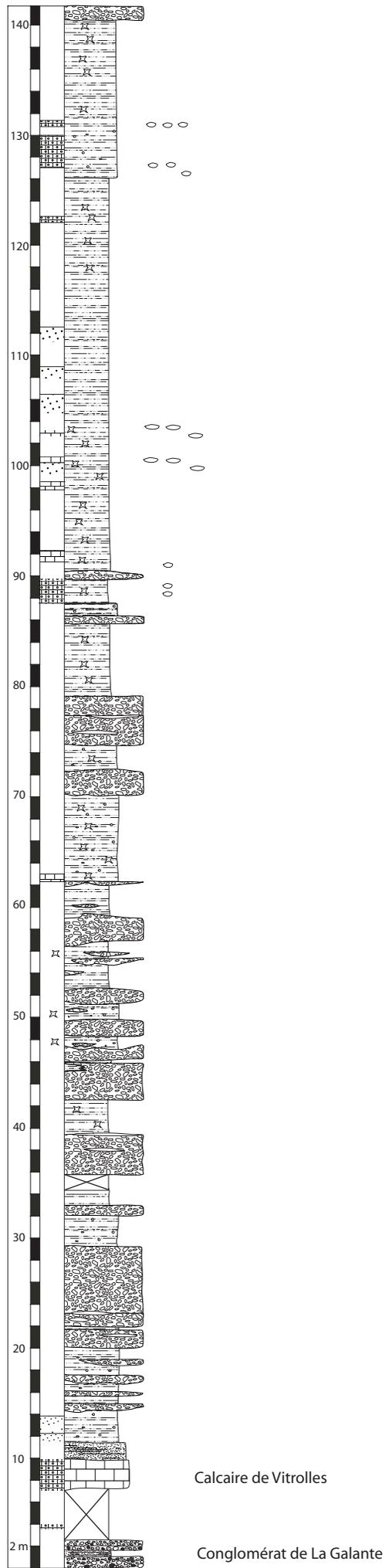
Légende (voir C2)

P4

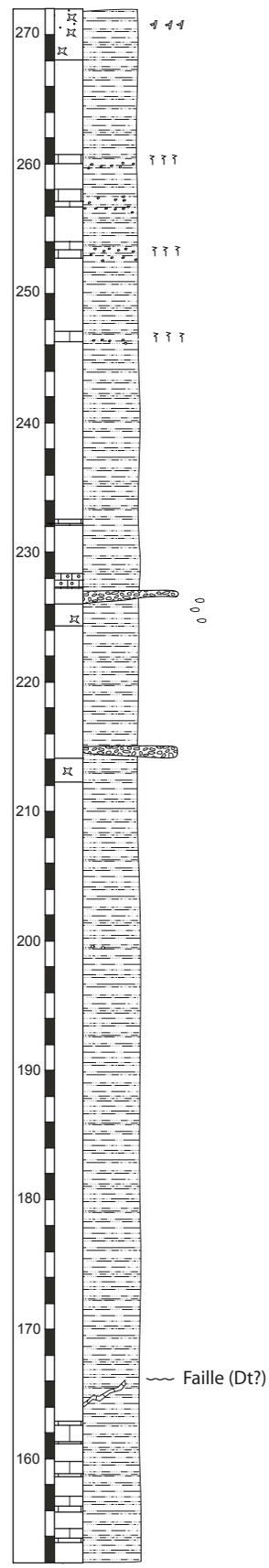
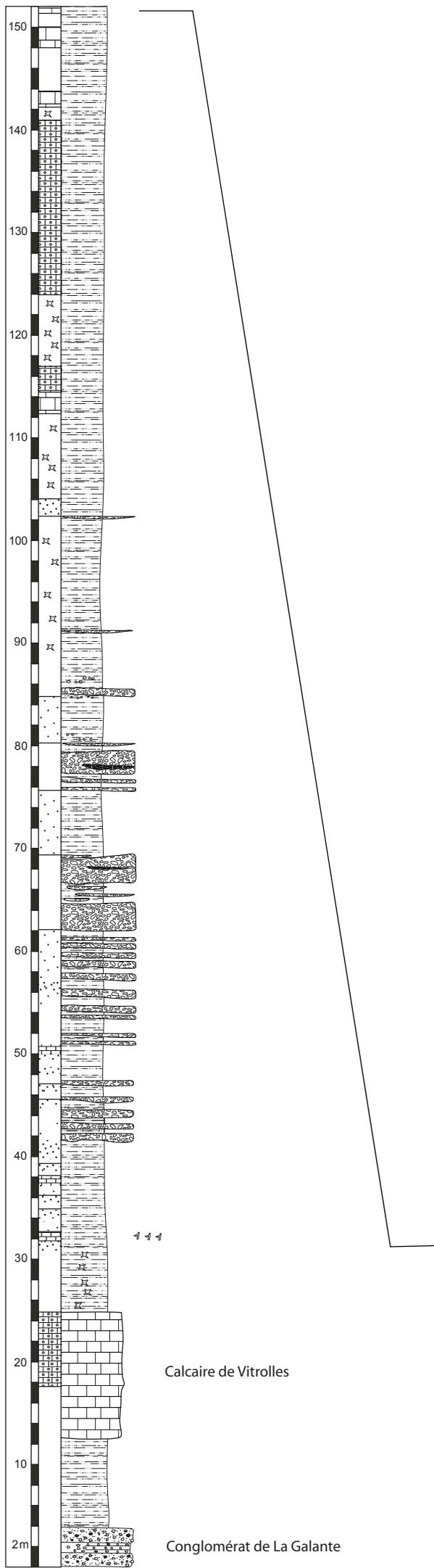


Légende (voir C2)

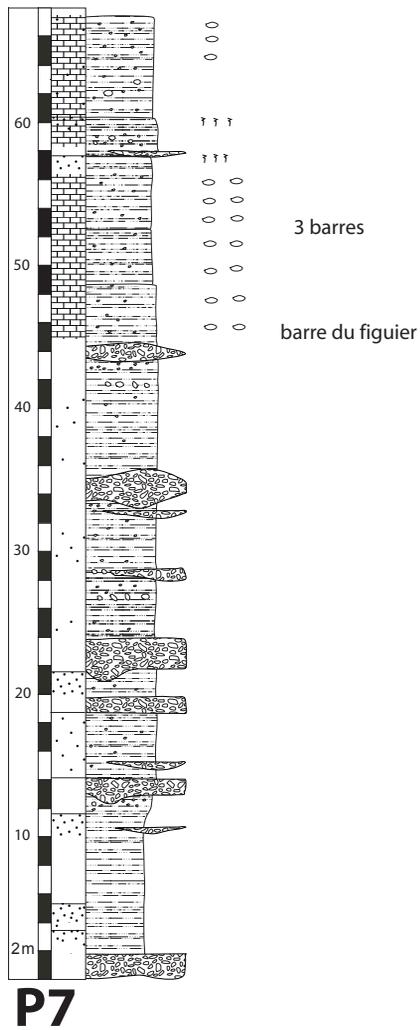
P5



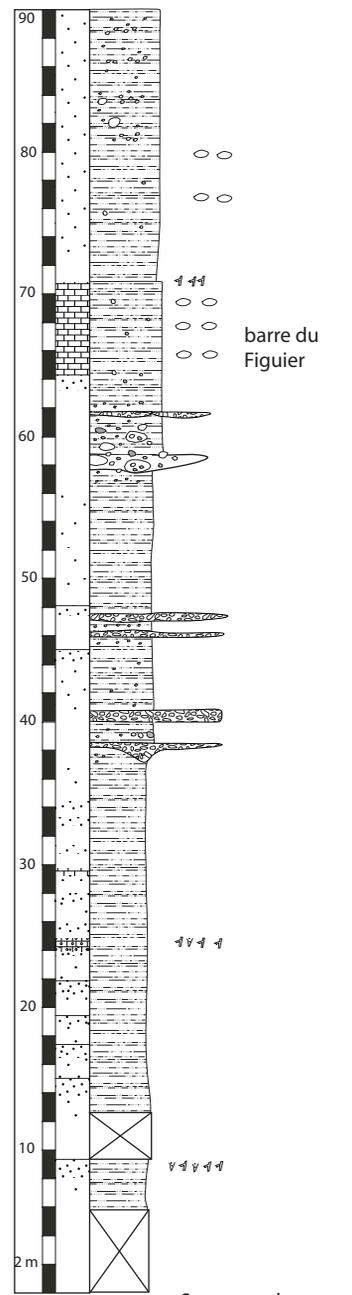
Légende (voir C2)



Légende (voir C2)

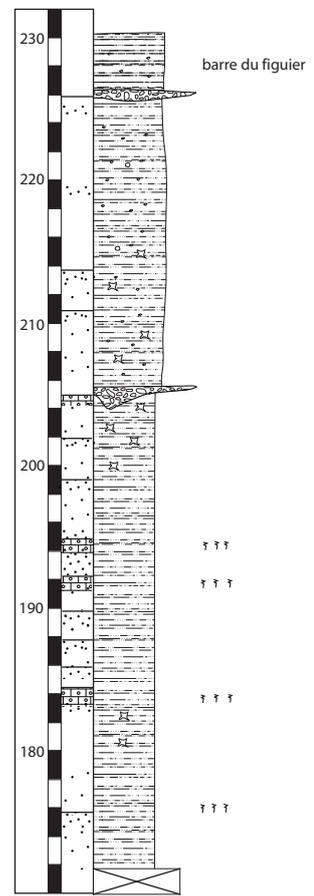
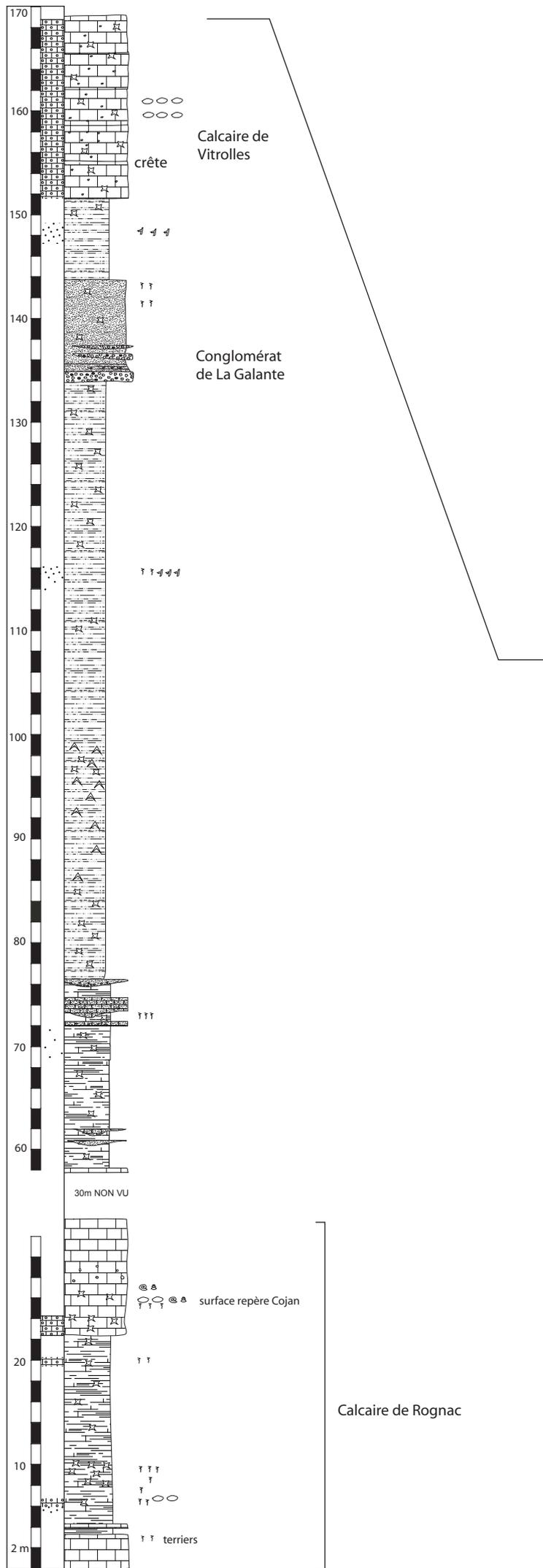


P7



P8

Légende (voir C2)



Légende (voir C2)