



**DOCUMENT PUBLIC**

## *Introduction à la géologie du karst des Corbières*

Étude réalisée dans le cadre du projet Corbières et du module du projet de recherche  
02EAUR01 "Structure et fonctionnement des systèmes karstiques"

AUNAY B., LE STRAT P.  
*avec la collaboration de*  
AGUILAR J-P., CAMUS H., CLAUZON G., DÖRFLIGER N.

Juillet 2002  
BRGM/RP-51595-FR



---

---

**BRGM**

Mots clés : Corbières, karst, eustatisme, incision messinienne, paléosurface, Tortonien, MNT, Méditerranée, travertin.

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

AUNAY B., LE STRAT P. avec la collaboration de Aguilar J-P., Camus H., Clauzon G., Dörfliger N., 2002 – Introduction à la géologie du karst des Corbières. Rap. BRGM/RP-51595-FR, 22 fig., 28 photo., 3 tab., 4 pl. h. text., 80 p.

© BRGM, 2002, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

## Synthèse

L'étude de la géologie du karst des Corbières s'inscrit dans un projet cofinancé par le BRGM, par les Conseils Généraux des Pyrénées Orientales et de l'Aude, ainsi que par l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse. Le projet "Évaluation des ressources en eaux souterraines des systèmes aquifères karstiques des Corbières" est subdivisé en différentes étapes. Ce rapport constitue une "Introduction à la géologie du karst des Corbières", étude faisant partie de la sous phase CORB03 "Géométries et mise en place de la karstification".

Ce rapport établit une méthodologie basée sur l'utilisation de nombreux outils de travail (sédimentologie, géomorphologie, karstologie, traitement des MNT,...) basée sur :

- La construction d'une typologie des karsts basée sur diverses méthodes d'analyses ;
- La reconstitution des différents niveaux de base successifs suivant des profils amont aval au cours du temps ;
- L'approche intégrée incluant le signal sédimentaire des bassins avoisinants. Le signal enregistré dans et par le karst doit s'intégrer dans le message sédimentaire de l'ensemble du bassin.

Cette étude est induite par une problématique hydrogéologique : l'objectif est de déterminer l'importance du degré de karstification des massifs et des réseaux karstiques potentiellement actifs, en fonction de l'évolution des niveaux de base. Le karst gravifique est lié au profil d'équilibre fluvial, lui-même connecté au niveau de base marin. Le karst se crée donc en période de chute du niveau de base (induction eustatique ou structurale). Par contre, les remplissages sont fossilisés plutôt en période d'accommodation, c'est à dire en période de remontée du niveau de base relatif.

Les recherches effectuées sur la géodynamique du massif des Corbières permettent de cerner l'influence de la crise de salinité messinienne sur une partie du karst des Corbières : cette chute drastique du niveau de base aurait pour conséquence la karstification totale des sédiments carbonatés sur le secteur de Font Estamar / synclinal de l'Agly. De plus, ces recherches soulèvent des problématiques qui concernent les relations entre les aquifères "multicouches" (top set beds et fore set beds des Gilbert Delta) et l'aquifère karstique (Corbières) mis en connexion par l'accident structural de la faille de Prades.

Cette étude multidisciplinaire permet d'établir de nouveaux concepts en matière de géologie karstique que cela soit au niveau méthodologique ou au niveau fondamental.

## Sommaire

<b>1. Introduction .....</b>	<b>10</b>
1.1. Cadre de l'étude .....	10
1.2. Objectifs .....	10
1.3. Présentation du plan .....	11
<b>2. Carte numérique – méthodologie.....</b>	<b>12</b>
<b>3. Cadre géodynamique du Massif des Corbières .....</b>	<b>13</b>
3.1. Un noyau paléozoïque .....	13
3.2. Une couverture mésozoïque charriée à l'Éocène .....	15
3.3. Une auréole cénozoïque depuis les bassins oligocènes jusqu'aux terrasses quaternaires.....	18
3.3.1. L'Oligo-Miocène : Les bassins des Corbières .....	18
3.3.2. Les incisions tortoniennes et messiniennes .....	20
3.3.3. Le Pliocène .....	21
3.3.4. Le Pléistocène.....	23
3.3.5. L'Holocène.....	23
3.4. Modèle géométrique Corbières / Roussillon .....	24
<b>4. Évolution eustatique ayant contrôlé le niveau de base des karsts depuis le Crétacé.....</b>	<b>26</b>
4.1. Évolution à long terme .....	26
4.2. Évolution à court terme .....	26
4.3. Évolution crétacée .....	28
4.4. Évolution paléocène et éocène .....	28
4.5. Évolution oligocène.....	30
4.6. Évolution miocène.....	30
4.7. Évolution pliocène.....	30
4.8. Évolution pléistocène et actuelle .....	33
<b>5. Travertins et terrasses alluviales : marqueurs de l'évolution pléistocène.....</b>	<b>34</b>
5.1. Stratigraphie des travertins .....	34
5.1.1. Genèse des travertins .....	34
5.1.2. Signification relative au niveau de base .....	35
5.1.3. Datations.....	35
5.2. Géométrie et stratigraphie des terrasses alluviales de l'Agly .....	38
5.2.1. Méthodologie d'étude .....	38
5.2.2. Géométrie et genèse .....	38
<b>6. Géométrie et stratigraphie des surfaces .....</b>	<b>41</b>
6.1. Méthodologie d'étude .....	41

6.1.1. Traitement informatique .....	41
6.1.2. Méthode "traditionnelle" .....	41
6.2. Genèse des paléosurfaces .....	44
6.2.1. Les surfaces des hauts niveaux .....	44
6.2.2. Les surfaces fondamentales .....	44
6.2.3. Les surfaces à facettes .....	46
6.2.4. Les surfaces d'abandon pliocènes .....	46
6.2.5. Les surfaces de déchaussement quaternaires .....	47
<b>7. Typologie et stratigraphie des remplissages karstiques.....</b>	<b>50</b>
7.1. Typologie.....	50
7.1.1. Karsts ferrugineux et alumineux .....	51
7.1.2. Karsts à terra rossa.....	51
7.1.3. Karsts éoliens.....	51
7.1.4. Karsts littoraux .....	52
7.1.5. Karsts à remplissages variés .....	52
7.1.6. Épikarsts fauniques.....	52
7.2. Stratigraphie des remplissages karstiques .....	58
7.2.1. Stratigraphie faciologique .....	58
7.2.2. Biostratigraphie .....	59
<b>8. Hypothèses sur la genèse des karsts des Corbières en fonction de l'évolution du niveau de base, de la tectonique et du paléoclimat.....</b>	<b>60</b>
8.1. Génétique.....	60
8.1.1. Genèse des réseaux en fonction de l'évolution climatique et environnementale .....	61
8.1.2. Génétique des réseaux plans.....	61
8.1.3. Génétique des réseaux verticaux .....	62
8.1.4. Relations entre réseaux verticaux et réseaux plans .....	62
8.2. Géométries potentielles des différents réseaux .....	63
8.2.1. Age des réseaux .....	63
8.2.2. Conditions de mise en place des réseaux de drainage souterrain et des surfaces associées .....	64
8.3. L'évolution du karst des Corbières du Miocène à l'actuel .....	66
<b>9. Conclusion .....</b>	<b>67</b>

## **PLANCHES HORS TEXTE**

Synthèse de l'évolution du karst des Corbières depuis le Crétacé

Synthèse de l'évolution du karst languedocien au Mésozoïque inférieur (Trias-Turonien)

Coupes lithostructurales des Corbières

Visualisations 3D de la zone d'étude

## Liste des illustrations

### FIGURES

Fig. 1 : Schéma structural de l'Est des Pyrénées et de l'Ouest du Golfe du Lion .....	14
Fig. 2 : Schéma structural de la zone d'étude .....	17
Fig. 3 : Les impacts de la crise de salinité messinienne dans l'espace et dans le temps.	21
Fig. 4 : Le modèle des "Gilbert Delta" .....	22
Fig. 5 : Modèle génétique holocène .....	23
Fig. 6 : Coupe interprétative du bassin du Roussillon et de la nappe des Corbières .....	25
Fig. 7 : Courbe eustatique long et court terme, en Méditerranée .....	27
Fig. 8 : Pendage des brèches de Baixas .....	29
Fig. 9 : Exemple de l'évolution Miocène et Pliocène .....	32
Fig. 10 : Fluctuations du niveau marin depuis 9 000 ans B.P. ....	33
Fig. 11 : Localisation des travertins associés aux sources thermales dans les Corbières	34
Fig. 12 : Modèle géométrique pléistocène .....	39
Fig. 13 : Carte des isohypses de la surface messinienne du Golfe du Lion dans un continuum terre-mer. ....	40
Fig. 14 : Identification des paléosurfaces par méthode informatique.....	42
Fig. 15 : Géomorphologie et gisements fauniques des Corbières .....	43
Fig. 16 : Les gisements fauniques du plateau de Baixas .....	45
Fig. 17 : Schéma synthétique des facettes du Mont Tauch .....	46
Fig. 18 : Surfaces et incisions des Corbières .....	49
Fig. 19: Plan de la résurgence de Font Estramar .....	54
Fig. 20 : Grain éolien observé au MEB .....	55
Fig. 21 : Planche photographique des grains analysés au MEB.....	56
Fig. 22 : Résultats des analyses par diffractométrie des rayons X .....	57

### TABLEAUX

Tableau 1 : Les bassins des Corbières .....	19
Tableau 2 : Résultats d'analyses isotopiques .....	36
Tableau 3 : Principaux résultats obtenus .....	69

## PHOTOGRAPHIES

Photographie 1 : Set progradants d'un Gilbert Delta .....	22
Photographie 2 : La brèche de Baixas (brèche orientale).....	29
Photographie 3 : Les hémipélagites argileuses à Foraminifères planctoniques .....	29
Photographie 4 : Fragment d'hémipélagites inclus dans la brèche de Baixas .....	29
Photographie 5 : Contact entre la brèche romaine et la brèche orientale .....	29
Photographie 6 : Brèche romaine et brèche orientale.....	29
Photographie 7 : Formation lacustre et palustre de Leucate.....	31
Photographie 8 : Niveaux de travertin riches en végétaux .....	31
Photographie 9 : Affleurement de Leucate.....	31
Photographie 10 : Pédogenèse dans les sables d'âge Miocène.....	31
Photographie 11 : Travertins de Maury .....	37
Photographie 12 : Travertins de la Clue de la Foux (1) .....	37
Photographie 13 : Travertins de la Clue de la Foux (2) .....	37
Photographie 14 : Brèche de Leucate.....	47
Photographie 15 : Panorama depuis le Força Real .....	48
Photographie 16 : Forme de raccord entre surface des hauts niveaux et surface fondamentale .....	48
Photographie 17 : Extension de la surface fondamentale.....	48
Photographie 18 : Surface fondamentale à l'Ouest de Fitou.....	48
Photographie 19 : Colmatage d'un karst par la terra rossa .....	53
Photographie 20 : Divers remplissages de karsts .....	53
Photographie 21 : Bauxite marquée par des stries.....	53
Photographie 22 : Encroûtements métalliques sur les parois d'un karst.....	53
Photographie 23 : Remplissage de sable et de silts rouges .....	54
Photographie 24 : Évolution aquatique et aérienne d'un karst .....	54
Photographie 25 : "Boules de sables" .....	54
Photographie 26 : Datation relative sous le plateau de Baixas.....	55
Photographie 27 : Faune d'un remplissage karstique .....	55
Photographie 28 : Karst éolien d'Estagel.....	55

# 1. Introduction

## 1.1. CADRE DE L'ETUDE

L'étude de la géologie du karst des Corbières s'inscrit dans un projet cofinancé par le BRGM, par les Conseils Généraux des Pyrénées Orientales et de l'Aude, ainsi que par l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse. Le projet "Évaluation des ressources en eaux souterraines des systèmes aquifères karstiques des Corbières" est subdivisé en différentes étapes. Ce rapport constitue une "Introduction à la géologie du karst des Corbières", étude faisant partie de la sous phase CORB03 "Géométries et mise en place de la karstification".

Une méthodologie d'étude en terme de géologie karstique a été élaborée (Aunay, 2000) puis approfondie au cours de la sous phase CORB03. Le système karstique est considéré à l'échelle du bassin sédimentaire ; dans la présente étude, les données acquises au cours des six dernières années relatives au Bassin du Roussillon (Duvail *et al.*, 2001), sont intégrées dans un cadre géologique et dans un modèle géométrique "Corbières / Roussillon".

## 1.2. OBJECTIFS

Les objectifs de cette sous-phase intitulée "Géométrie des réservoirs" sont les suivants :

- Reconstituer l'histoire de la mise en place de la karstification dans les Corbières Orientales du secondaire à partir d'une synthèse bibliographique et d'un développement méthodologique replaçant les systèmes karstiques dans un contexte dynamique : sédimentation de bassins et évolution structurale. Il s'agit de déterminer les périodes de formation des réseaux karstiques pendant lesquelles les conditions de formation requises étaient présentes (gradient hydraulique, ...).
- Déterminer en fonction de la position relative des terrains karstifiables et de l'évolution du niveau de base, les épaisseurs maximales de terrains qui ont pu être karstifiés (potentiel karstifiable théorique).
- Intégrer les données récentes de prospection spéléologique sous-marine du réseau de Font Estramar de l'ARFE en terme de géométrie de galeries, nature des dépôts (photos et prise d'échantillons).
- Établir une cartographie de synthèse (schéma structural et carte numérique lithostratigraphique permettant des représentations thématiques sous SIG) ainsi que des coupes transverses mettant en évidence la géométrie des principaux systèmes karstiques étudiés.
- Établir, dans la mesure du possible, la géométrie des réservoirs de différents systèmes karstiques prenant en compte les informations disponibles sur l'étagement des réseaux spéléologiques à développement vertical ou horizontal.

La réalisation de ces objectifs a nécessité de développer une méthodologie innovante d'étude de la mise en place de la karstification des systèmes karstiques des Corbières Orientales. Cette méthodologie intègre (i) une phase concernant la prise en compte de **l'évolution eustatique globale** (Haq *et al.*, 1987), (ii) la dynamique des dépôts sédimentaires associés et l'évolution du contexte structural, (iii) une **typologie des remplissages karstiques** au niveau des Corbières orientales, (iv) une **caractérisation des paléosurfaces et de la géomorphologie** des Corbières orientales (reconnaissance, classification, datation, organisation spatio-temporelle, évolution du paysage) à partir de l'étude du modèle numérique de terrain, de campagnes de terrain et de bibliographie). La finalité de l'application de cette méthodologie est de pouvoir déterminer l'épaisseur des terrains qui a pu être karstifiée à l'échelle des différents systèmes karstiques étudiés et qui peuvent représenter un réservoir d'eau souterraine intéressé en vue d'une future exploitation.

La méthodologie n'a pas été appliquée de manière détaillée à l'échelle de tous les systèmes karstiques. Néanmoins une synthèse de la mise en place de la karstification à l'échelle régionale a été dressée, accompagnée d'un tableau compilant les principaux résultats obtenus pour chacun des systèmes et mettant l'accent sur les résultats attendus à l'aide de la mise en œuvre de telle ou telle méthode.

### **1.3. PRESENTATION DU PLAN**

Après la présentation du contexte géodynamique et structural du Massif des Corbières, l'évolution eustatique méditerranéenne est présentée. Un chapitre est consacré à la présentation de la méthodologie utilisée pour établir la carte lithologique vectorisée et les coupes transverses. Un chapitre est consacré aux travertins et aux terrasses alluviales, marqueurs de l'évolution des bassins au Pléistocène. Les chapitres traitant des géométries des paléosurfaces, de la typologie des remplissages karstiques viennent ensuite. L'ensemble des données présentées dans les chapitres précédents permet de formuler des hypothèses sur la mise en place et la genèse des systèmes karstiques ainsi que préconiser des études complémentaires, dans le cadre de ce projet, à l'échelle de certains systèmes.

## 2. Carte numérique – méthodologie

La carte géologique synthèse des Corbières a été établie en utilisant les sources suivantes :

- Carte géologique France (1/50 000), feuille et notice de Capendu (1060) ;
- Carte géologique France (1/50 000), feuille et notice de Narbonne (1061) ;
- Carte géologique France (1/50 000), feuille et notice de Quillan (1077) ;
- Carte géologique France (1/50 000), feuille et notice de Tuchan (1078) ;
- Carte géologique France (1/50 000), feuille et notice de Rivesaltes (1090) ;
- Carte géologique France (1/50 000), feuille et notice de Perpignan (1091) ;
- Carte géologique France (1/50 000), notice de Limoux (1059) ;
- Carte géologique France (1/80 000), feuille et notice de Quillan (254) ;
- Minute de terrain localisée sur la zone située au nord de la faille nord-pyrénéenne. Levés par D. Leblanc, M. Fonteil, G. Viers et A. Autun.

Ces cartes ont été numérisées puis géoréférencées afin, d'une part, de corriger les erreurs de dilatations liées au support papier et, d'autre part, d'assembler toutes les cartes dans un même document.

L'assemblage des cartes a été imprimé sur un support plastique indéformable (1/50 000).

L'étape primordiale de la conception d'une carte de synthèse est l'élaboration d'une légende synthétique issue de la corrélation des diverses cartes. Lors de cette étape, le maximum de détail a été conservé dans les formations d'âge Mésozoïque tandis que pour les terrains plus anciens des regroupements ont été effectués en fonction de la lithologie (formation gréseuse ou carbonatée). Des vérifications de terrain ont été ponctuellement effectuées en cas de doute ou de problème.

Les contours des formations géologiques et les failles sont redessinés à la main sur un support transparent indéformable type "codatrace". Ce document est ensuite numérisé puis vectorisé automatiquement.

Les corrections, l'attribution des labels et des couleurs, l'intégration d'un titre et d'une légende sont des opérations manuelles effectuées sous le logiciel "Microstation" au service "Connaissance et Diffusion de l'information Géologique" localisé à Orléans.

Après validation et mise en forme du document sur support papier, l'impression de la carte géologique des Corbières (1/100 000) est envisageable.

Le document informatique peut-être converti sous un format standard type Mapinfo ou Arcview. Ainsi, des cartes thématiques lithologiques pourront être extraites et imprimées.

Exemple : carte thématique sur les formations gréseuses et non-gréseuses du massif du Mouthoumet.

### 3. Cadre géodynamique du Massif des Corbières

Les Corbières sont limitées au nord et à l'ouest par la vallée de l'Aude, au sud par la rivière Têt et enfin à l'est par la Méditerranée.

#### 3.1. UN NOYAU PALEOZOÏQUE

D'après Berger *et al.*, 1993 et 1997.

Au centre des Corbières, le massif paléozoïque de Mouthoumet (cf. fig. 1 et 2) correspond à une culmination du substratum ancien, à mi-distance de la zone axiale des Pyrénées au sud et de la Montagne Noire au nord. Ce massif, structuré par l'orogénèse varisque au cours du Carbonifère (Namuro-Westphalien), est constitué par l'empilement de plusieurs unités allochtones surmontant un autochtone présumé situé à l'ouest du massif. Les terrains, représentés dans les diverses unités avec des caractéristiques sédimentologiques variables, s'étagent de l'Ordovicien au Carbonifère. Les séries turbiditiques flyschoides d'âge viséen terminal-namurien sont contemporaines des premières manifestations de l'orogénèse hercynienne. À l'est du massif (Ségure, Durban), quelques témoins de la sédimentation post-tectonique (Stéphanien) à couches de houille sont conservés.

Les successions lithologiques représentées dans le massif de Mouthoumet, allant de l'Ordovicien au Carbonifère, et leur arrangement en nappes de charriage d'âge hercynien relativement tardif, montrent à l'évidence que ce domaine appartient aux zones externes méridionales de l'orogénèse varisque d'Europe occidentale. En cela, il s'apparente aux unités de la Montagne Noire, spécialement à celles de son flanc méridional, c'est à dire à la terminaison sud du Massif central français, ainsi qu'aux unités des Pyrénées orientales (massif de l'Agly et zone axiale à l'est de l'Aude).

Le Mouthoumet, découpé par des failles récentes (Dercourt, 1997), se divise en un autochtone relatif, constituant la moitié occidentale du massif, et un allochtone se décomposant en plusieurs nappes, situées dans sa moitié orientale.

On ne dispose pas de données sur les terrains anté-ordoviciens qui pourraient exister en profondeur à la base de l'autochtone relatif, mais qui sont probablement absents dans la partie allochtone du massif de Mouthoumet. Concernant le massif de l'Agly (cf. fig. 1 et 2), un ensemble protérozoïque a été distingué ; il a subi une première orogénèse et un métamorphisme de moyenne pression-température, probablement à la fin du protérozoïque.

Les terrains paléozoïques et mésozoïques sont affectés par deux différentes phases tectoniques qui se traduisent par des plis d'orientations diverses. La structure de cette région est caractérisée par de grandes failles de socle de direction pyrénéenne : faille nord-pyrénéenne, failles bordières nord et sud du massif de l'Agly, et front nord-pyrénéen chevauchant. Ces accidents délimitent un système de horsts (zone primaire axiale du granite de Millas, zone nord-pyrénéenne du massif de l'Agly) et de grabens (synclinal de Boucheville et synclinaux nord-pyrénéens de S<sup>t</sup>-Paul-de-Fenouillet et de l'Agly).

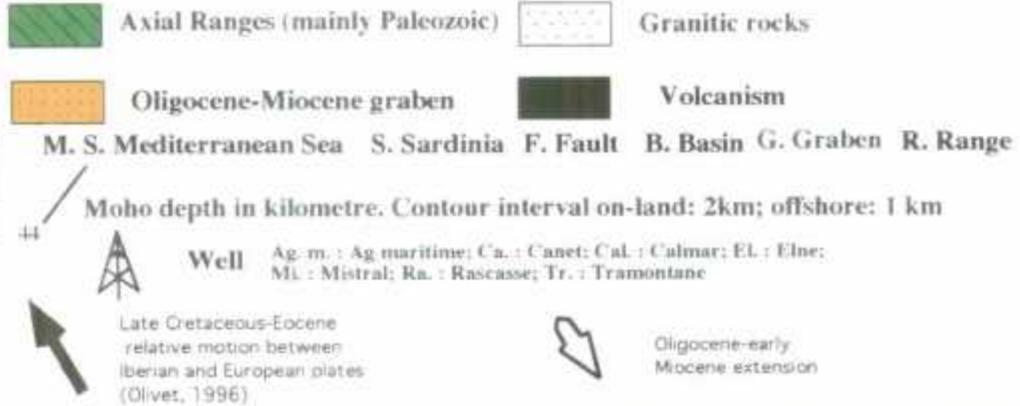
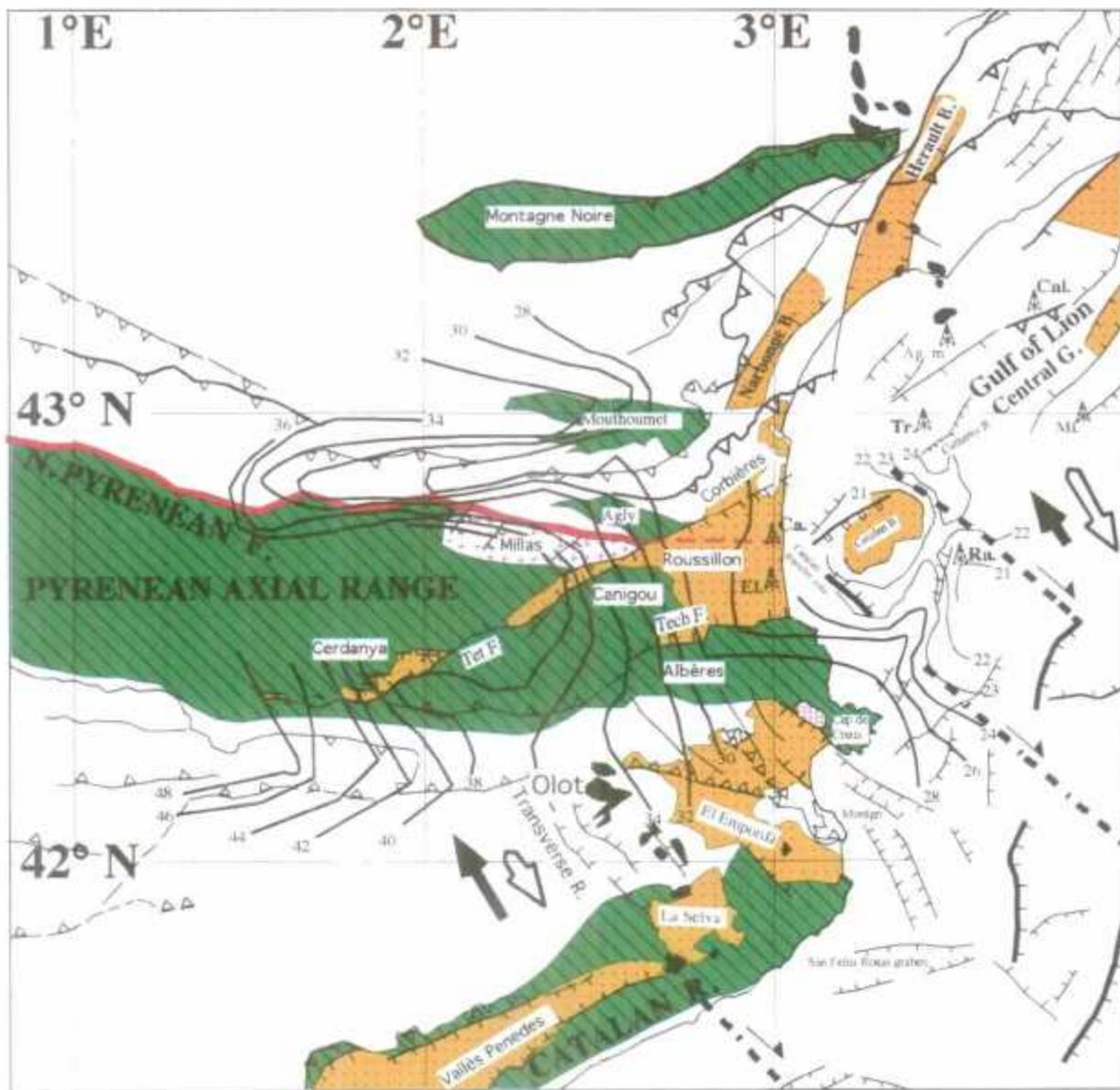


Fig. 1 : Schéma structural de l'Est des Pyrénées et de l'Ouest du Golfe du Lion (Mauffret et al., à paraître)

### 3.2. UNE COUVERTURE MESOZOÏQUE CHARRIÉE A L'EOCENE

La tectonique alpine est responsable de la mise en place des Pyrénées. Ces dernières résultent de l'affrontement de deux plaques lithosphériques : l'Europe et l'Ibérie. Il s'agit d'une chaîne intraplaque et non intracontinentale. Le mouvement pyrénéen est lié à un mouvement de coulissement : l'Ibérie se déplace par rapport à l'Europe "fixe" en effectuant un mouvement général de rotation anti-horaire. Cette chaîne est cependant particulière puisque les deux plaques n'étaient pas séparées initialement par un espace océanique, à la différence des Alpes ou de certaines chaînes qui les prolongent vers l'Est. La limite des plaques correspondrait, au Mésozoïque, à une zone de failles transformantes : la faille nord pyrénéenne (Berger *et al.*, 1997). Au Crétacé, la zone nord-pyrénéenne coïncide avec une zone d'amincissement crustal (cf. fig. 1) sur un diapir asthénosphérique (Mattauer, 1985).

La zone sous-pyrénéenne se situe vers le nord des Corbières. Elle est constituée par les séries terrigènes du Crétacé supérieur et par le synclinal de Bugarach-Soulatgé.

La zone nord-pyrénéenne chevauche la zone sous-pyrénéenne par une série de contacts en relais qui, ensemble, forment le chevauchement frontal nord pyrénéen (Dercourt, 1997). Ce sont les chevauchements des Corbières et du Bugarach. Les contacts sont souvent soulignés par des évaporites du Trias ; exceptionnellement plats (Pic de Bugarach) et plongeant vers le sud, ils sont redressés à l'affleurement. Le synclinal de Boucheville, le synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet et l'anticlinal de Galamus composent la zone nord-pyrénéenne.

La zone interne métamorphique (zone axiale), au sud des Corbières, est délimitée par un ensemble de failles verticales, formant la faille nord-pyrénéenne.

Le rifting crétacé est l'événement fondamental qui préfigure la future chaîne pyrénéenne. Les premières déformations compressives liées à la mise en place de l'orogène pyrénéen commencent au cours du Crétacé supérieur (Turonien), et c'est au Maastrichtien que s'amorce réellement l'orogénèse pyrénéenne. A partir de la fin de l'Iléridien (56 Ma), les phénomènes orogéniques pyrénéens contrôlent la globalité du système "Corbières – Roussillon".

Le phénomène de charriage des nappes intervient au cours de l'Éocène et le paroxysme a lieu au cours du Bartonien, période majeure de soulèvement orogénique (Pairis *et al.*, 1984 ; Calvet, 1996). Il s'agit d'une translation épiglyptique des nappes des Corbières, lié au serrage de la zone axiale. Certains auteurs évoquent un bombement généralisé migrant du sud vers le nord (Auboin *et al.*, 1962), d'autres un soulèvement d'ensemble qui permet un glissement gravitaire (Séguret, 1970).

Arthaud & Mattauer (1982) et Berger (1985) signalent que la nappe de S<sup>t</sup>-Chinian vient recouvrir le Bartonien moyen daté, dans le Minervois et s'emboutit dans une formation brèche syntectonique d'âge Éocène supérieur. Les déformations sur le versant septentrional des Pyrénées sont continues depuis la base du Bartonien jusqu'au Ludien inclus.

### **Provenance du matériel des nappes de charriage**

Les études palinspatiques effectuées dans les Pyrénées ont démontré un suivi des zones à ammonites de part et d'autre de la chaîne ; il existait alors une couverture mésozoïque continue (Peybernès, 1976). Cependant, aucune formation jurassique ou crétacée n'a été décrite dans les forages d'Elnel et CanetI (graben néotectonique du Roussillon) : les formations oligo-miocènes reposent directement sur le socle ou le Trias (Duvail & Le Strat, 2000 ; cf. fig. 3). La couverture mésozoïque du graben néotectonique du Roussillon aurait donc été charriée à l'Éocène.

Le déplacement des terrains se prolonge vers le nord ; de Périllos à la Clape, les terrains sont décollés et les structures de la Clape forment un duplex (Lespinasse *et al.*, 1982).

### **La virgation du Languedoc méditerranéen**

Elle constitue l'un des traits structuraux majeurs sur le pourtour du Golfe du Lion. Dans le NE des Corbières, la zone nord-pyrénéenne passe brusquement mais en continuité, d'une direction E-W à une direction N-S. Au nord des Corbières, ces structures transverses de la chaîne se raccordent, par l'arc de Saint-Chinian, aux structures à nouveau proches de la direction E-W dans le Languedoc oriental et la Provence. Ces dernières forment les prolongements orientaux de la chaîne (Berger *et al.*, 1997).

*Les interprétations proposées divergent, et en particulier sur le rôle du socle dans ce dispositif.*

Arthaud & Mattauer (1972) présentent un modèle où la paléogéographie mésozoïque du Languedoc aurait été conditionnée par le réseau de failles tardi-hercyniennes cévenoles (failles des Cévennes).

Cornet (1980b) décompose l'allochtone des Corbières en deux domaines distincts séparés par un décrochement sénestre N30. Sous la poussée du compartiment oriental, le compartiment occidental (nappe des Corbières *s.s.*) est projeté en avant et refoulé vers le NW sur un avant-pays autochtone ou para-autochtone.

Leblanc & Vaudin (1984) penchent pour l'hypothèse d'une courbure tardive de la zone nord-pyrénéenne liée à une rotation de blocs de socle.

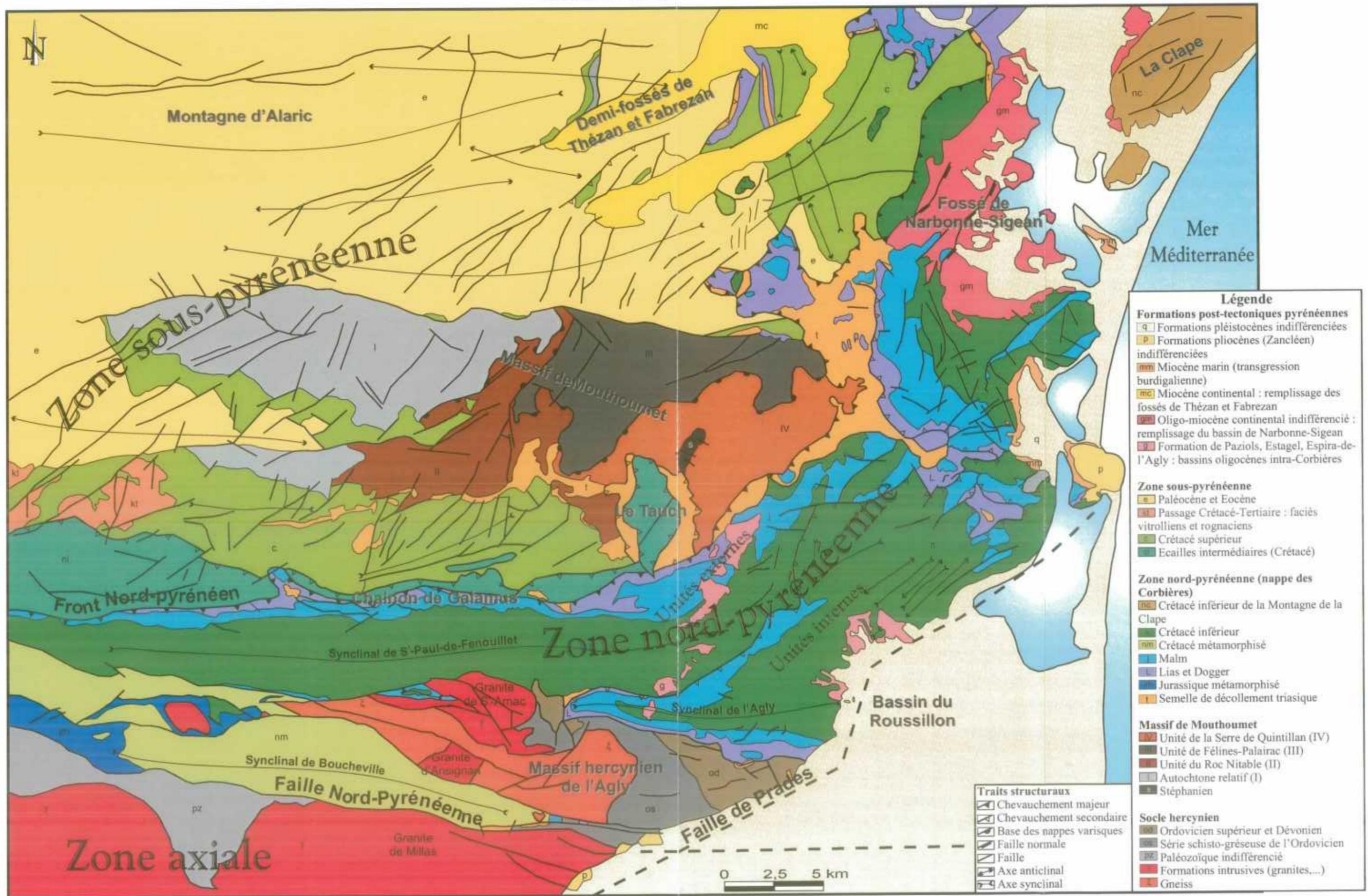


Fig. 2 : Schéma structural des Corbières

### 3.3. UNE AUREOLE CENOZOÏQUE DEPUIS LES BASSINS OLIGOCENES JUSQU'AUX TERRASSES QUATERNAIRES

Les formations du Crétacé supérieur à Éocène sont inconnues sur l'ensemble de la zone nord-pyrénéenne (entre le front de chevauchement nord pyrénéen et la faille nord pyrénéenne). Au nord de Quillan (au nord du chevauchement nord pyrénéen) apparaissent les premiers dépôts marquant le passage Crétacé-Tertiaire. Ce sont les formations rognaciennes et vitrolliennes reposant sur le Campano-Maastrichtien sub-autochtone de la zone sous-pyrénéenne. Plus au nord, les sédiments éocènes deviennent de plus en plus épais, évoluant vers des formations marines.

#### 3.3.1. L'Oligo-Miocène : Les bassins des Corbières

Ces bassins sont hérités du rifting oligo-aquitain lié au bombement lithosphérique qui amorce l'ouverture, dès cette époque, de l'océan provençal. Cependant leur datation dépasse la limite supérieure et inférieure de l'Oligo-Miocène. Certains bassins signent la transgression marine miocène.

On en dénombre sept dans les Corbières (Calvet, 1996) :

- les petites unités de Paziols, Estagel et Tautavel au SW (formation de Paziols) ;
- le bassin de Lapalme sur le littoral ;
- les formations de Sigean / Narbonne, en limite de la zone d'étude ;
- les "fossés jumeaux" de Thézan et Fabrezan, largement plus au nord.

Les bassins limitrophes des Corbières, au NW d'Espira-de-l'Agly et sur le pourtour du Mas de la Chique (Mas de la Xica) sont assimilés à l'Oligocène (Berger *et al.*, 1993) à cause de similitudes faciologiques et stratigraphiques avec la formation de Paziols.

#### Rifting et tectonique compressive

Dans l'ancien bassin de Paziols-Tuchan, le gisement de la Caune a livré une faune rapportée à la zone MP 20 du Ludien supérieur (Calvet *et al.*, 1991). De plus, il est signalé au paragraphe 2.2 que la mise en place des nappes perdurent jusqu'au Ludien. En conclusion, des bassins en distension s'établissent dans les Corbières alors que les nappes continuent de se mettre en place plus au nord.

#### Compressions locales syn-rift

De nombreux auteurs ont identifié des compressions ponctuelles syn-rifting en divers endroits.

Localement, un des flancs de l'anticlinal du Mas de la Chique est incisé, puis scellé par la formation de Paziols (Clauzon, communication orale).

Localisation	Bassin d'Estagel	Bassin de Tautavel	Bassin de Paziols / Tuchan	Bassins septentrionaux de Thézan / Fabrezan	Bassin de Lapalme / Leucate	Fossé de Narbonne / Sigean		
						Occidental	Oriental	Septentrional
<b>Description générale</b> ➤ <b>Stratigraphie</b> (formations les plus jeunes vers le haut)	Formation de Paziols 250 m de série. Puissantes lentilles fluvio-torrentielles à galets assez bien roulés. + épandage argilo-gréseux et galets mésozoïques	Formation de Paziols ➤ 100 à 150 m de série détritique. Au Mas de la Fouradade, un travertin s'interstratifie dans la formation détritique (empreintes de tiges et de feuilles nombreuses). Il semble être associé à la source hydrothermale située à proximité. ➤ Série conglomératique apports issus du Mésozoïque. ➤ 30 m d'épaisseur série détritique. Ravinement interne + plans d'altération sur marnes noires	Formation de Paziols Séquences fluviales (galets, graviers et sables, stratifications obliques). ➤ 500 m de poudingues carbonatés (calcaire gris faciès urgonien ; calcaire ocre roux ; grès calcaire fins à grossiers ; grès sombres de l'albo-cénomaniens du Tauch). ➤ 50/100 m de séquence détritique (cailloutis à galets siliceux) ; Ravinement sur les marnes noires ou sur les carbonates massifs du Mésozoïque.	• ½ fossés distensifs. • Marge septentrionale formée par plusieurs accidents N50. • Jeu en touches de piano contemporains du remblaiement détritique (galets poinçonnés le long de la faille) (3) ➤ *Calcaire lacustre grossièrement lité à nodules d'algues (4, 5, 6) ➤ *Limons gris à lignites (70 m). ➤ *Limons ocres. ➤ *Marnes laguno-lacustres et calcaires blancs / gris (100 m). ➤ Marnes et calcaires lacustres. ➤ 100 m de série marine. * : série de Montredon	➤ Nappe de galets (quaternaire ancien fluviale) ➤ Miocène continental détritique rouge ➤ Série marine miocène Serre du Scorpion : fractures peu après le Miocène moyen, basculement des couches du platier miocène Transgression marine miocène vers la seconde moitié du Burdigalien et régression miocène au Serravalien précoce.	Différents compartiments		
						➤ Molasse du Miocène moyen <i>discordance</i> ➤ Couches rouges rutilantes riches en détritiques (Aquitano-burdigalien) <i>discordance</i> ➤ Marnes et poudingues calcaires ➤ Marno-calcaires aquitaniens. ➤ Marnes et conglomérats rapportés à l'Aquitaniens inférieur		
<b>Faune</b> <b>Âge</b>	• Faune marine dans les niveaux de conglomérat? (balanes et algues calcaires + fossiles marins) (1) • Faune marine dans la base des cailloutis : jalon précoce de la transgression Miocène. • Gisement karstique du <b>Burdigalien inférieur</b> (18-19 Ma) (2) série rutilante au mieux contemporaine ou immédiatement postérieure (elle fossilise tout le versant)	Pas de faune, mais l'âge semble plus récent que celui de Paziols	• Gisement de Boulazé vers le sommet de la série (dents de l' <b>Oligocène moyen à supérieur</b> ) Plusieurs hectomètres plus bas : • Gisement de Lacaune (dents du <b>Ludien supérieur</b> ) 10 Ma séparent les 2 gisements	• S' Laurent de la Cabrerisse : gisements de mollusques d'âge Miocène. • Luc-sur-Orbieu : Miocène marin. Faune de rongeurs Langhien 15/16 Ma (4) Série marine fort mince : forage de Lézignan. • Microfaune à rongeurs Tortonien (11/12 Ma) dans les calcaires lacustres. • Faune à Hipparion Vallésien dans les limons gris.	• Burdigalien, Langhien (8) • Langhien pour les rongeurs de la butte méridionale de Leucate (6, 9, 10) • Gisements de Ste Catherine (15 Ma) Serravalien basal (4, 11) Gisement de La Nouvelle (rongeurs, sélaciens, foraminifères) contemporains de la transgression miocène (≥17 Ma) (12)	Le Sautet (base dans calcaire) et Pech Blanc (base de la série) <b>Oligocène sup.</b> Niveau repère de Courson <b>Chattien moyen</b> 26-28 Ma (7)	• Sigean et 2 gisements du relais des Cathares : <b>Aquitaniens</b> (22-23 Ma) • Dans les marnes : base de l' <b>Aquitaniens</b> (23-25 Ma) (4, 6)	

(1) Casteras *et al.*, 1967  
 (7) Aguilar, 1977

(2) Calvet *et al.*, 1991  
 (8) Magne, 1978

(3) Ellenberger *et al.*, 1987  
 (9) Aguilar, 1980

(4) Aguilar & Michaux, 1987  
 (10) Aguilar, 1982

(5) Berger *et al.*, 1982  
 (11) Clauzon *et al.*, 1987

(6) Aguilar, 1981  
 (12) Aguilar *et al.*, 1989

Tableau 1 : Les bassins des Corbières

### 3.3.2. Les incisions tortoniennes et messiniennes

En ce qui concerne le sujet controversé du Messinien, le modèle des Gilbert Delta (Gilbert, 1885, 1890), développé par Clauzon (1990 ; cf. fig. 3 et 4) et validé par Duvail *et al.* (2001) servira de référence dans ce rapport.

Ce modèle, demeurant le plus cohérent à l'heure actuelle, tend à être accepté par la communauté scientifique (Berné, 2002 ; Colloque GDR Marges, Atelier Messinien, 2001 ; Colloque Général du GDR Marges, 2002). Le modèle sélectionné intègre non seulement les données de terrain (géologiques, morphologiques, paléontologiques...) mais aussi les données géophysiques (sismique du Golfe du Lion).

Divers phénomènes observables sur le pourtour du bassin du Roussillon (brèches, décalage de formations, jeu de 500 mètres formant les facettes<sup>1</sup> du Massif du Canigou...) confirment la présence d'une phase tectonique récente. Ces événements sont attribués au Tortonien en Roussillon (Duvail *et al.*, 2001 ; Clauzon & Rubino, 2001).

L'incision messinienne est induite eustatiquement et due à la crise de salinité messinienne qui existe dans toute la Méditerranée occidentale (Clauzon, 1990). Il s'agit, pour l'incision, d'un objet cartographiable, jalonné de brèches liées à la période de chute du niveau marin. La crise de salinité correspond à la phase négative du cycle eustatique TB 3.4/3.5 (Haq *et al.*, 1987) extraordinairement amplifiée en Méditerranée par effet de seuil. Néanmoins les effets de la crise se perpétuent après ce cycle (5,95/5,32 Ma), jusqu'à 3,8 Ma (Clauzon & Rubino, 2002).

Ces interprétations mettent en place deux dynamiques d'incision :

- une première tortonienne liée à un uplift des massifs anciens (Canigou),
- une seconde messinienne, initiée par la crise de salinité, d'origine eustatique.

---

<sup>1</sup> Le réseau hydrographique recoupe orthogonalement un escarpement de faille non masqué. Vu de face, l'escarpement disséqué représente un alignement de facettes trapézoïdales. Les flancs des gorges découpantes forment les côtés du trapèze (Derruau, 1998).

### 3.3.3. Le Pliocène

Trois formations ont été identifiées dans le bassin du Roussillon :

- Le Pliocène continental (PC),
- Le Pliocène marin sableux (PMS),
- Le Pliocène marin argileux (PMA).

Les formations sont diachrones d'un point de vue progradation, mais leur mise en place est synchrone.

Le PMA est constitué majoritairement d'argiles bleues plus ou moins silteuses à faune marine. L'unité du PMA s'inscrit dans les "bottom set beds" des Gilbert Delta (grandes obliques pentées de 10°).

Le PMS représente les "fore set beds" des Gilbert Delta. Formés de sable et de gravier, leur mise en place s'effectue par "avalanching". La pente des grandes obliques progradantes peu atteindre 35° (cf. photographie 1 et fig. 4).

Le PC regroupe diverses formations d'amont en aval (Duvail *et al.*, 2001) :

- Les cônes alluviaux avec des blocs d'origines variées en fonction de l'arrière pays,
- Les faciès palustre à lacustre comportant lignites et calcrètes,
- Les faciès plans sableux à conglomératiques alluviaux ("Top set beds"),
- Les faciès marins sableux avec d'anciens niveaux de plage.

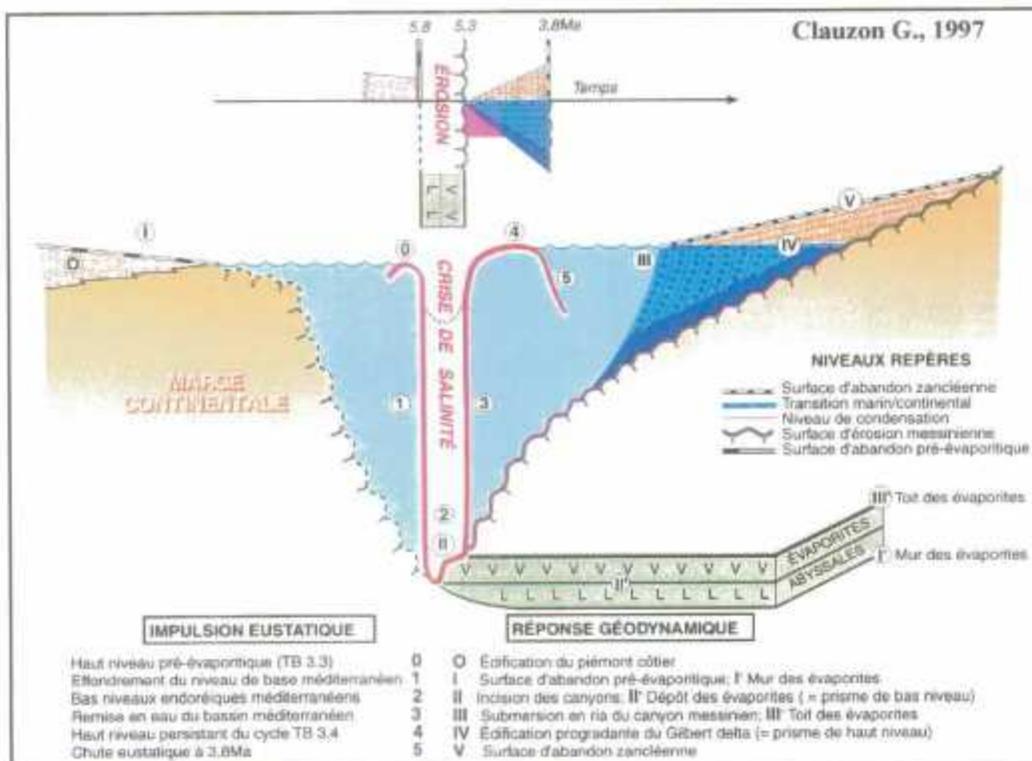
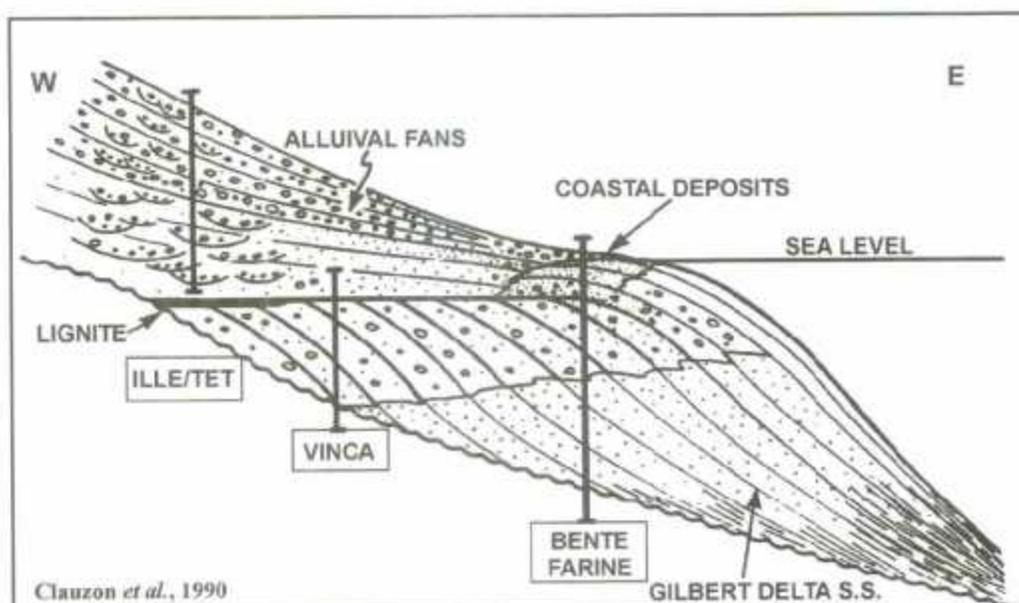
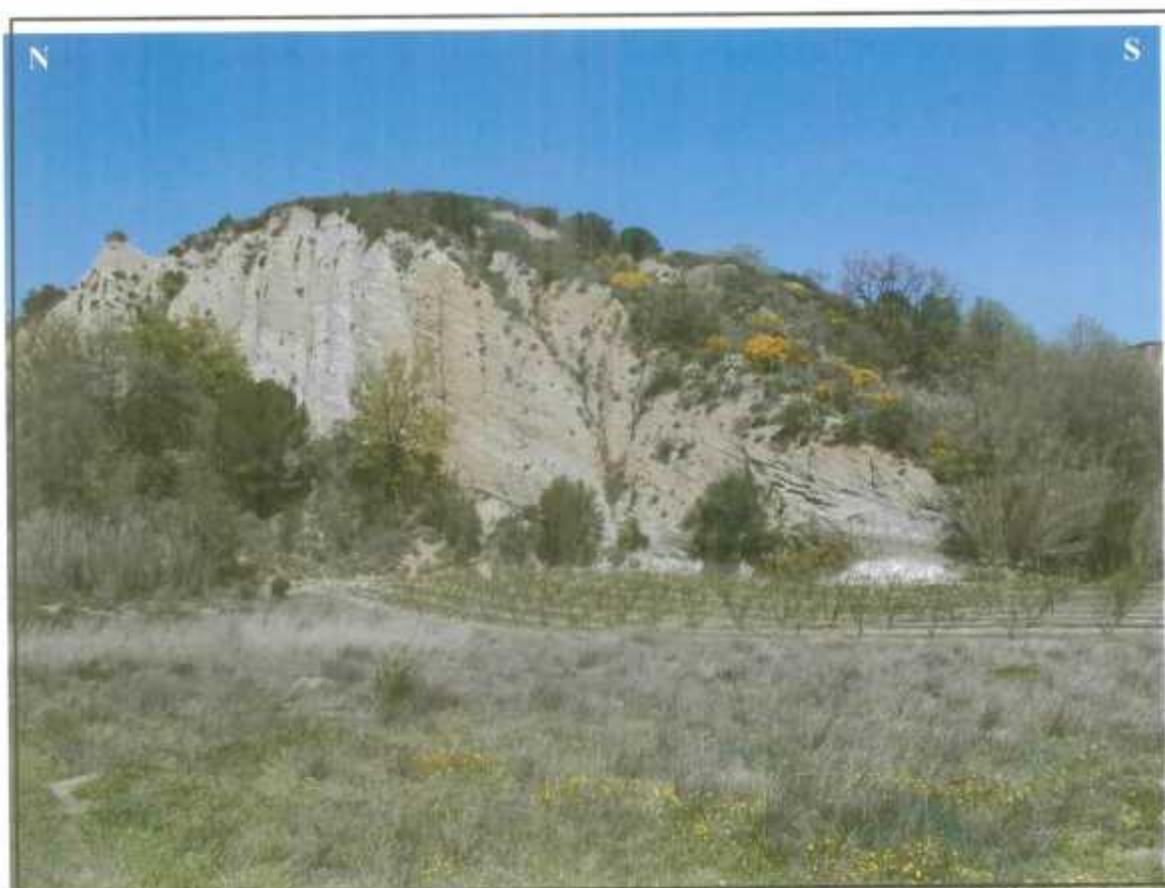


Fig. 3 : Les impacts de la crise de salinité messinienne dans l'espace et dans le temps



**Fig. 4 : Le modèle des "Gilbert Delta"**  
Les noms encadrés correspondent à des coupes de référence



**Photographie 1 : Set progradants d'un Gilbert Delta.**

Affleurement de Néfiach, au Nord de la Têt.

Le passage des fore set beds sableux du PMS (obliques) aux bottom set beds argileux du PMA (sub-horizontaux) est marqué par la présence d'une petite résurgence (droite de la photo).

### 3.3.4. Le Pléistocène

Du fait de la nature du substratum, le Pléistocène s'exprime peu au sein du massif des Corbières. Cependant, à l'image du Bassin du Roussillon (cf. fig. 12), le Pléistocène correspond à un ensemble de terrasses étagées.

### 3.3.5. L'Holocène

Les formations holocènes sont consécutives au maximum transgressif de la remontée globale flandrienne à 6500 ans BP environ (L'Homer *et al.*, à paraître).

La figure 5 reprend les différentes formations précédemment abordées. La terrasse holocène passe sous les terrasses pléistocènes en s'éloignant du littoral. Ce phénomène peut-être observé dans les Corbières.

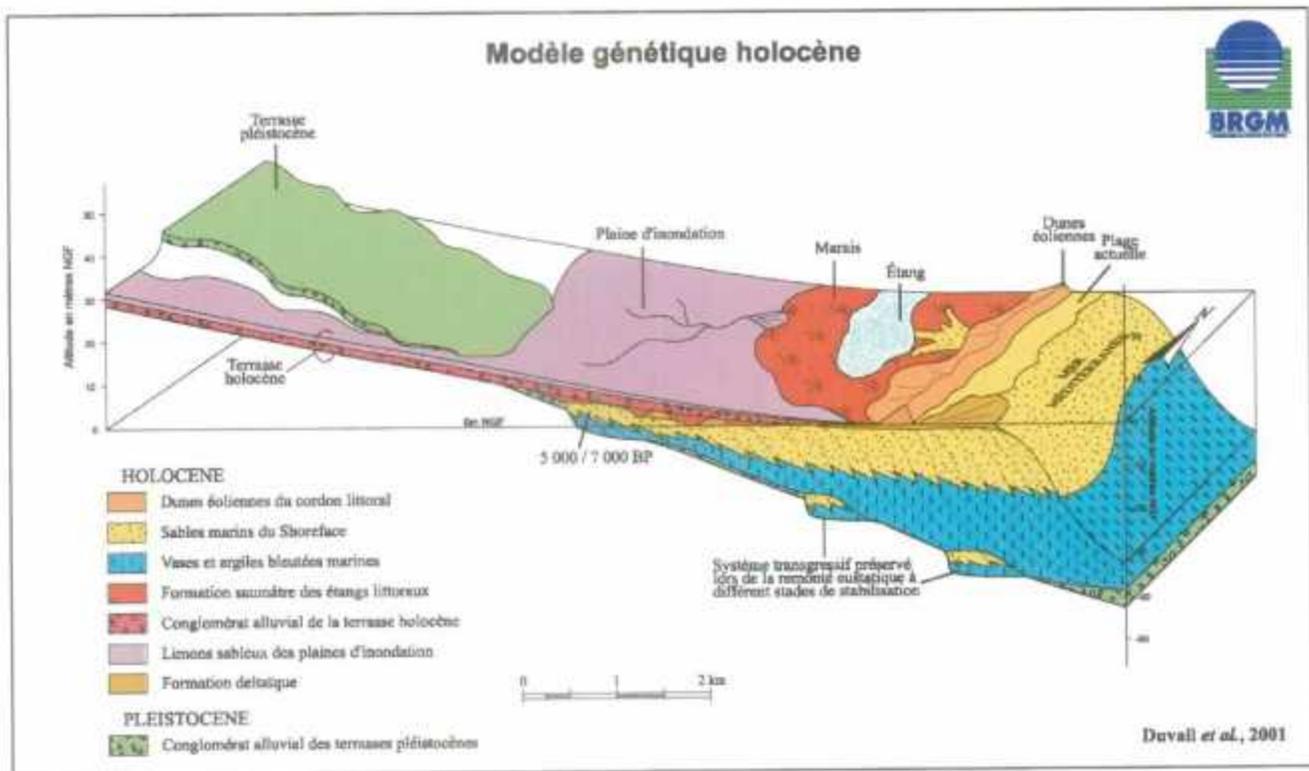


Fig. 5 : Modèle génétique holocène  
(Duvail *et al.*, 2001)

### 3.4. MODELE GEOMETRIQUE CORBIERES / ROUSSILLON

La coupe interprétative du Bassin du Roussillon et de la nappe des Corbières (cf. fig. 6), réunit l'ensemble des données accessibles sur le terrain d'étude.

La partie sud de la coupe (plaine du Roussillon) est obtenue à partir de corrélations de profils sismiques<sup>1</sup>.

Les forages profonds Elne1 et Canet1 sont intégrés aux données de sismique.

La partie nord de la coupe est acquise depuis les données de terrain et de cartographie.

Le transect recoupe 2 accidents majeurs (faisceau de failles) :

- La faille nord-pyrénéenne N 90° (marquée en rouge sur la fig. 1),
- La faille de Prades<sup>2</sup> N 40° (entre le Roussillon et les Corbières sur la fig. 1).

Ces deux accidents majeurs et polyphasés divisent la coupe en trois grands domaines (du nord au sud) :

- La zone nord-pyrénéenne (nappe des Corbières),
- Le prolongement du synclinal de l'Agly sous la couverture cénozoïque,
- Le Bassin du Roussillon *s.s.*

Au sud de la faille de Prades, le niveau de décollement triasique est le dernier témoin de l'ancienne couverture mésozoïque du Bassin du Roussillon. Le remplissage post-Éocène atteint plus de 2000 mètres d'épaisseur au niveau d'Elne1.

Le prolongement du synclinal de l'Agly sous la couverture cénozoïque est un compartiment piégé entre les deux accidents majeurs. Il est abaissé par rapport aux Corbières et n'a jamais été atteint en sondage.

Au niveau de Rivesaltes (X = 644,36 ; Y = 51,25 ; Z = 25), un forage carotté s'est arrêté à 194 mètres de profondeur en atteignant une brèche rougeâtre polyphasée (âge Tortono-messinien).

A l'image du synclinal de l'Agly qui plonge vers l'est, il est probable que le Mésozoïque abaissé (entre la faille nord-pyrénéenne et la faille de Prades) se situe à une profondeur croissante vers l'est.

L'unité de la nappe des Corbières se place au nord de la coupe.

Cette coupe montre l'intérêt de connaître les interactions entre les différentes formations. Il existe notamment un contact entre les aquifères "sableux" du Roussillon et l'aquifère du karst des Corbières. Est-il envisageable d'imaginer des échanges de nappes entre ces aquifères?

---

<sup>1</sup> Sismique de 1954 de la Société Nationale des Pétroles Languedoc Méditerranée (S.N.P.L.M.) et de 1959 de la Compagnie d'Exploration Pétrolière (C.E.P.) et.

<sup>2</sup> Faille de Prades : aussi connue sous le nom de "Faille de la Têt".

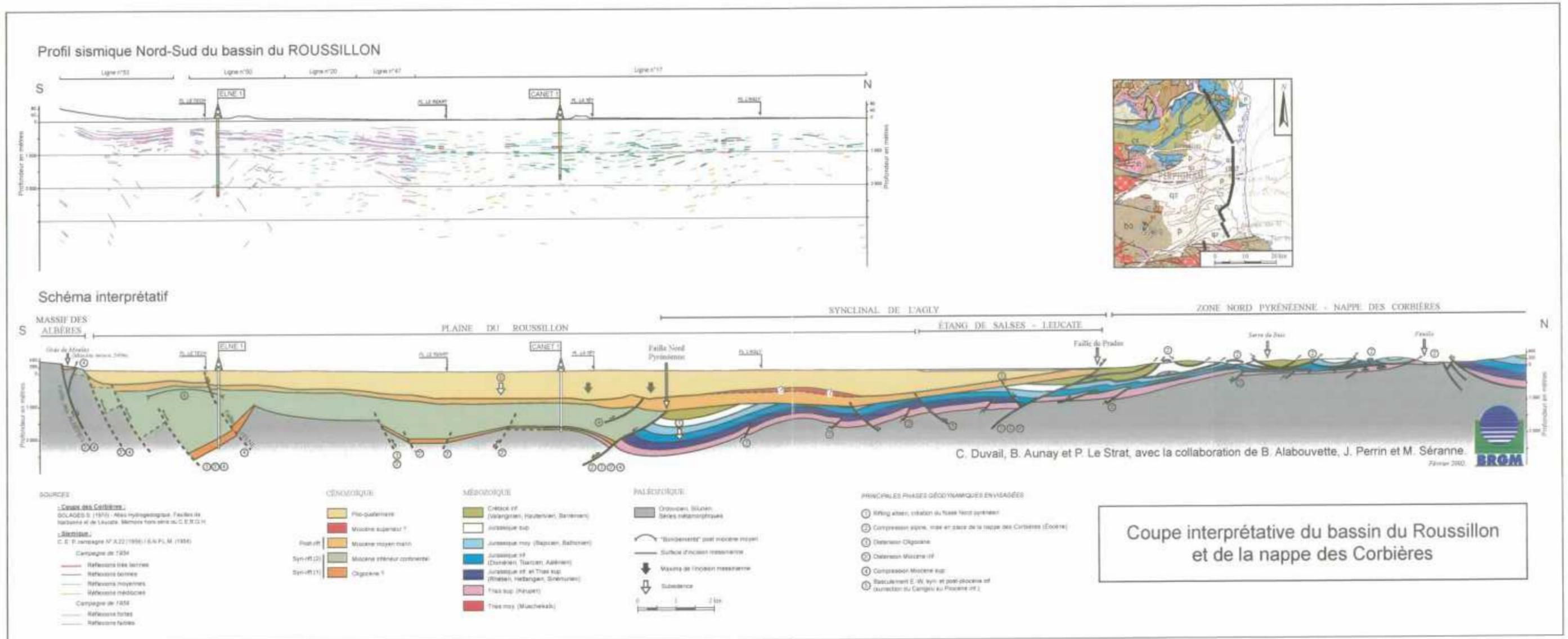


Fig. 6 : Coupe interprétative du bassin du Roussillon et de la nappe des Corbières

## 4. Évolution eustatique ayant contrôlé le niveau de base des karsts depuis le Crétacé

Le niveau de base d'un karst dépend en premier lieu du profil d'équilibre fluvial avec lequel il est en connexion et donc du niveau de base marin. L'influence de l'eustatisme est d'autant plus grande que le karst se situe à proximité du littoral.

L'analyse des séries sédimentaires montre que le karst des Corbières n'a jamais été, au moins dans sa partie distale, très éloigné du littoral.

La référence en terme de variation du niveau marin est la courbe eustatique recalibrée (Haq *et al.*, 1987, Hardenbol *et al.*, 1998). (cf. fig. 7).

En ce qui concerne l'évolution récente, la courbe de L'Homer *et al.* (à paraître) sera employée (cf. fig. 10).

### 4.1. EVOLUTION A LONG TERME

La variation générale du niveau marin est un phénomène cyclique. Cependant, pour la période Turonien - actuel, il est concevable de tracer des "paliers" caractérisant des périodes de stabilité relative. Depuis cette époque, quatre paliers d'équilibre ont pu être identifiés (cf. fig. 7). Une relation pourrait exister entre ces longues périodes de stabilité et le développement de grands réseaux horizontaux.

En ce qui concerne l'évolution "long terme" de la courbe eustatique (Haq *et al.*, 1987), elle est globalement transgressive depuis le Trias jusqu'au Crétacé supérieur. A partir du Turonien jusqu'à l'actuel, cette évolution est globalement régressive.

Autrement dit, depuis le Trias jusqu'au Turonien (Crétacé supérieur), les karsts auront tendance à être fossilisés rapidement du fait de l'incrément rapide des morphologies aériennes. Par contre, en raison de la chute du niveau marin global depuis le Turonien, les réseaux karstiques auront tendances à être réutilisés et donc d'être polyphasés.

### 4.2. EVOLUTION A COURT TERME

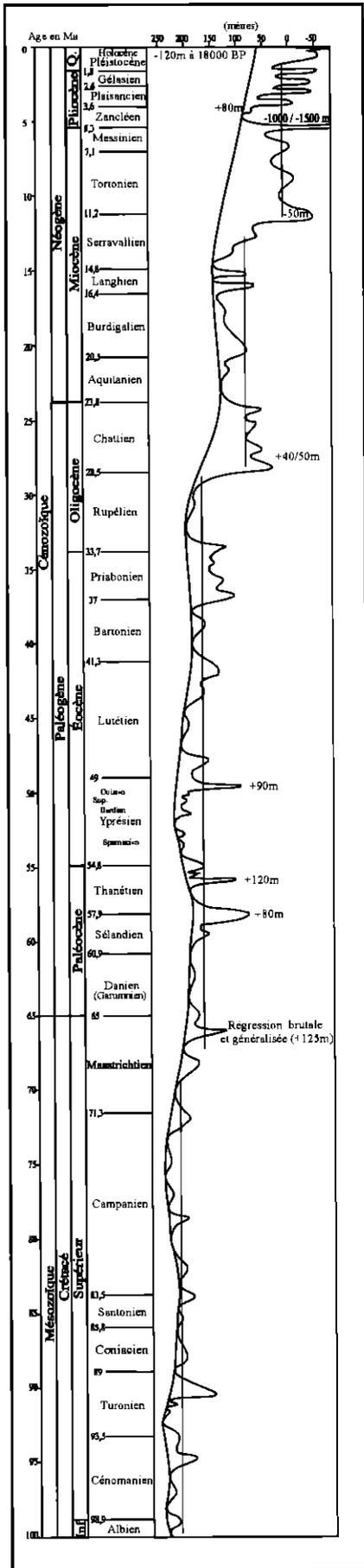
Les transgressions et régressions d'ordre II sont rapportées sur la courbe eustatique "court terme". Chaque petite régression marque de plus en plus profondément la karstification.

Le "potentiel karstifiable théorique" est l'épaisseur de roche qui auraient pu être karstifiée : c'est à dire la hauteur de la pile sédimentaire constituée de roches karstifiables située au-dessus du niveau de base. Les paramètres chimiques de dissolution ne sont pas pris en compte dans cette notion.

Ainsi, le potentiel karstifiable théorique se situait à + 125 mètres NGF au Maastrichtien, à + 80 mètres NGF au Paléocène, entre + 40 et + 50 mètres NGF à la fin de l'Oligocène, à - 50 mètres NGF au Tortonien et à - 1500 mètres NGF après la crise de salinité messinienne.

Rappelons qu'il suffit de 10 000 à 20 000 ans pour qu'un réseau karstique complet soit élaboré (Bakalowicz, 1979).

A chaque régression plus importante que les précédentes, le karst s'enfonce dans la pile sédimentaire afin de rejoindre son niveau de base.



**Fig. 7 : Courbe eustatique long et court terme, en Méditerranée**  
(d'après Haq et al, 1987)

La courbe est complétée au Messinien afin de correspondre à l'évolution spécifique de la Méditerranée occidentale.

Les transgressions et régressions exceptionnelles ou connues dans la littérature sont chiffrées sur le document.

Les traits verticaux signalent les différents paliers de stabilité relative :

- Du Cénomanién au Maastrichtien : environ 200 mètres NGF ;
- Du Paléocène au Rupélien supérieur : environ 150 mètres NGF ;
- Du Chattien au Serravalien : environ 80 mètres NGF ;
- Du Tortonien au Pléistocène : environ 20 mètres NGF.

### 4.3. EVOLUTION CRETACEE

Peybernès (1976) caractérise la période du Crétacé par une série d'émersions fréquentes donnant lieu à la formation d'altérites. Ce phénomène est connu dans tout le Languedoc-Roussillon. Les bauxites, en Languedoc-Roussillon, se forment par concentration dans les karsts sur les paléoreliefs calcaires émergés. En conséquence, les karsts à bauxite se localisent sur les têtes de blocs émergés et basculées par le rifting Albien.

Toutefois, la présence de la mer jusqu'au Maastrichtien dans tout le domaine pyrénéen est confirmée par l'histoire sédimentaire. A la fin du Maastrichtien, une régression brutale et généralisée a lieu. Elle est le point de départ de la karstification sur la chaîne émergée (tronçon oriental). Un régime de sédimentation détritique continental s'instaure alors dans toutes les Pyrénées (Bilotte, 1985 ; Freytet, 1971 ; Plaziat, 1981, 1984).

### 4.4. EVOLUTION PALEOCENE ET EOCENE

Trois régressions principales marquent le Paléocène et l'Éocène. La première à + 80 mètres NGF datée de 58 Ma est la plus importante des trois.

La récente publication de Peybernès *et al.* (2001) apporte quelques précisions concernant l'histoire géologique Paléocène et Éocène. Des hémipélagites argileuses à foraminifères planctoniques paléocènes sont interstratifiées dans les "brèches de Baixas". Ces brèches sont polygéniques, post-métamorphes et discordantes sur des plis néocrétacés, probablement fini-crétacés. Des foraminifères ont été aussi retrouvés dans la matrice argilo-microbréchique des brèches lorsque celle-ci n'est pas recristallisée et/ou ultérieurement rubéfiée par les karstifications néogènes. Ils démontrent le caractère marin de ces brèches et leur impute un âge Dano-sélandien. (cf. photographies 2 à 6 et fig. 8)

De plus, grâce à une douzaine d'autres gisements comparables, les auteurs reconstituent le sillon marin longitudinal, long de 250 km au moins qui, au Paléocène, prolongeait vers l'est, jusqu'à la côte méditerranéenne actuelle, les aires pélagiques basco-béarnaises. Ce sillon marin est placé sur l'axe tectorogénique de la future chaîne (zone interne métamorphique et zone nord-pyrénéenne).

Ces brèches renferment également quelques phyllites néoformées (Ravier, 1959).

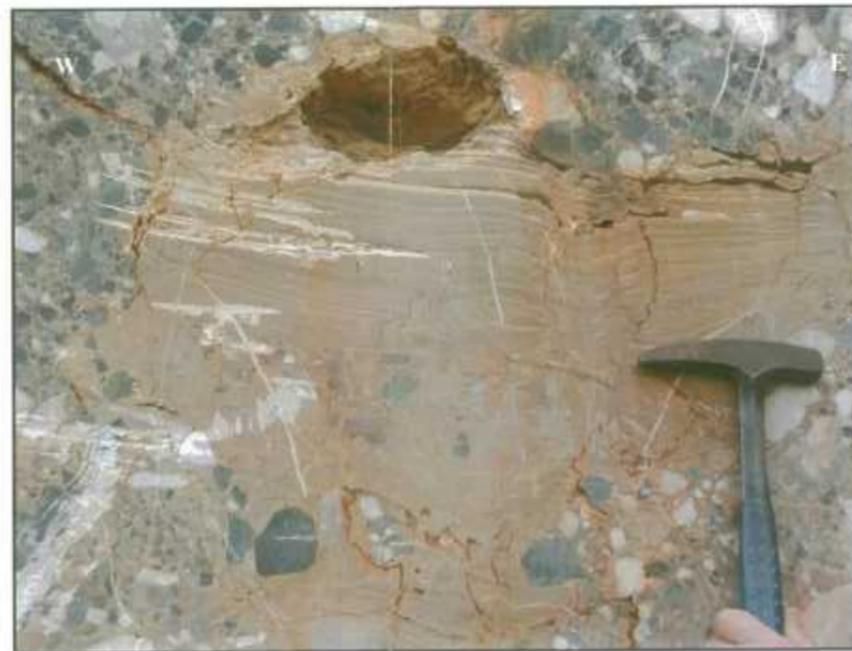
En résumé, les différentes phases tirées de l'étude des brèches sont les suivantes :

- Creusement de canyons induits structuralement et eustatiquement ;
- Remplissage des canyons polyphasé (brèche de brèche) ;
- Karstification et continentalisation, d'âge Crétacé ;
- Ennoyage des canyons : hémipélagites à foraminifères d'âge Dano-sélandien ;
- Métamorphisme lié au passage des nappes de charriage (Bartonien) : calcitisation de la matrice et phyllites de néoformation ;
- Karstifications néogènes.



Photographie 2 : La brèche de Baixas (brèche orientale)

La brèche est largement polygénique et chaotique. Il s'agit d'une brèche sédimentaire contenant des éléments qui ont subi le métamorphisme pyrénéen. Des blocs plurimétriques de brèche de brèche se situent sur la droite de la photo, la mise en place des brèches est polyphasée. Localement, la matrice adopte une teinte rougeâtre caractérisant une période de continentalisation. Le ciment rouge étant cristallisé, cette dernière est antérieure à une seconde phase de métamorphisme.



Photographie 3 : Les hémipélagites argileuses à Foraminifères planctoniques

(palier supérieur de la carrière de la brèche orientale)  
Le remplissage est constitué de microrhythmites argileuses vertes à jaunes. Liste faunique (Peybernès *et al.*, 2001) : *Parasubbotina varianta*, *Parasubbotina pseudobulloides*, *Subbotina triloculoroides*, *Globanomalina imitata*, *Globanomalina gr. compressa-ehrenbergi*. Danien supérieur / Sélandien.



Photographie 5 : Contact entre la brèche romaine et la brèche orientale

La brèche romaine est monogénique. Un olistolithe de Tithonique pourrait être à l'origine de cette brèche. Peybernès *et al.* (2001) estime qu'il s'agit du mur de la brèche orientale. Une zone de transition très fine subsiste par endroit (à gauche du marteau).



Fig. 8 : Pendage des brèches de Baixas

Différentes séquences (et sous-séquences) de dépôt sont visibles sur le schéma. La proportion de matrice, comme l'angularité des éléments diffère en fonction des arrivées. La brèche orientale serait une brèche de type debris-flow.



Photographie 4 : Fragment d'hémipélagites inclus dans la brèche de Baixas

La bréchification continue après diagenèse des hémipélagites. La proportion de matrice est importante. Le ciment rougeâtre caractérisant la continentalisation est bien visible.



Photographie 6 : Brèche romaine et brèche orientale

La brèche romaine est finement fracturée, un ciment roseâtre remplit les fissures. La brèche romaine est fracturée en "Jigsaw Cracks" : tous les éléments forment un puzzle. Cela nécessite une pression homogène lors de la mise en place.

#### 4.5. EVOLUTION OLIGOCENE

Avec le Chattien, débute une nouvelle chute du niveau de base (+ 40 / 50 mètres NGF) qui remonte dès l'Aquitaniens. Toutefois, il reste plus bas qu'auparavant. L'amorce du rifting méditerranéen est le marqueur de l'évolution Oligocène. La problématique des bassins des Corbières est exposée au paragraphe 2.3.1.

#### 4.6. EVOLUTION MIOCENE

Après la transgression Miocène (Langhien-Serravalien), la chute eustatique à 10,5 Ma (- 50 mètres NGF) est un phénomène marquant, sur l'ensemble de la région. Cette chute symbolise le début du dernier palier de stabilité relative.

Les illustrations des pages suivantes (cf. photographies 7 à 10 et fig. 9) présentent la synthèse de divers affleurements situés autour de Leucate. Nous retraçons ainsi l'évolution Miocène et Pliocène.

Au Miocène moyen, la sédimentation détritique est influencée par les oscillations du niveau marin. Le dépôt de sables marins ou de lumachelles à huîtres caractérise le Miocène moyen de Leucate. Ces mêmes sables affleurent à la Serre du Scorpion, à quelques kilomètres plus au sud. A Leucate, une molasse marine vient se déposer en onlaps sur les sables marins.

Au Tortonien, la tectonique pilote la géodynamique : les formations sont basculées et incisées (Duvail *et al.*, 2001). Un conglomérat Tortonien comble les chenaux (Leucate) ou les canyons (Brèche de Thuir).

Au Messinien, le contrôle redevient eustatique. L'apparence de l'incision messinienne est fonction de la nature du substratum. A Leucate, elle adopte une forme très évasée.

#### 4.7. EVOLUTION PLIOCENE

La géodynamique Pliocène est détaillée au paragraphe 2.3.2 et 2.3.3.

La durée de la crise de salinité messinienne à l'échelle des temps géologiques est brève (500 000 ans), mais suffisante pour établir des réseaux karstiques (10 000 à 20 000 ans).

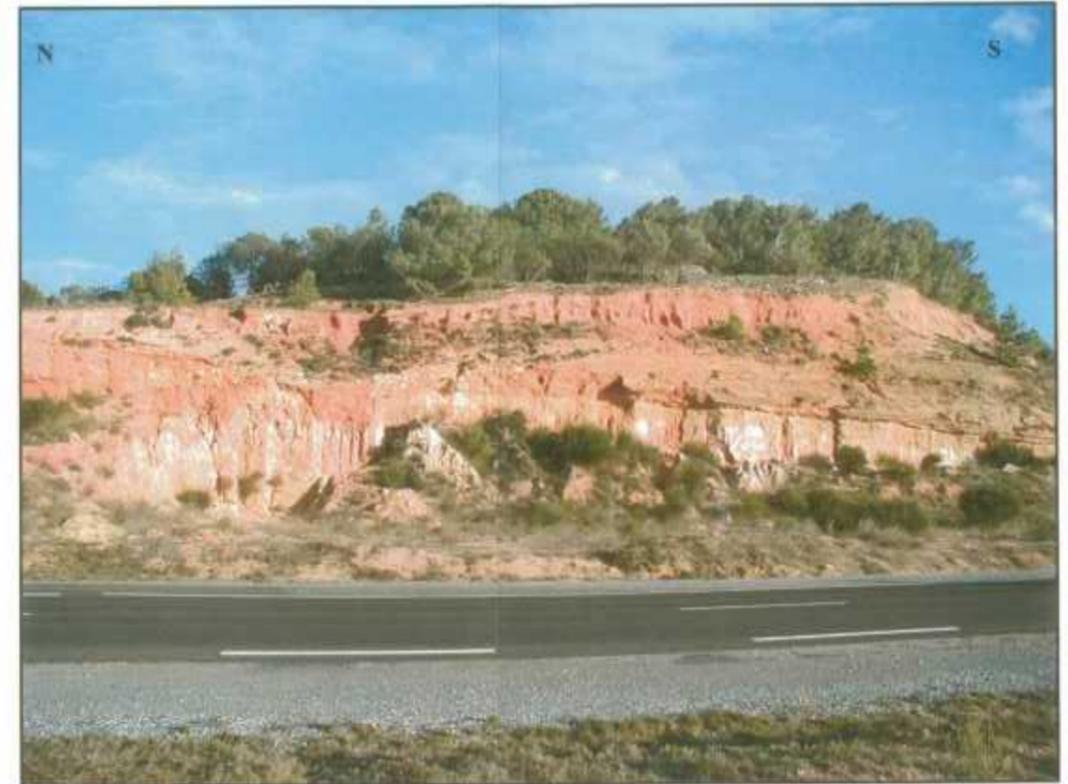
Au sein du Pliocène continental "classique", viennent se déposer les "calcaires lacustres" de Leucate. C'est une formation palustre et lacustre correspondant au haut niveau marin (+ 80 m NGF) Zancléen (5 Ma). A Leucate, la sédimentation reste à l'accommodation tout au long du Zancléen : 50 mètres de sédiments caractéristiques d'une faible tranche d'eau s'empilent. La subsidence tectonique et la compaction des séries inférieures sont remarquables.

(cf. photographies 7 à 10 et fig. 9)



**Photographie 7 : Formation lacustre et palustre de Leucate**

La totalité de la falaise est constituée d'une formation semblable : c'est une alternance de niveaux lacustres et palustres (faible tranche d'eau). Quelques datations ont été effectuées sur cet ensemble et elles correspondent au niveau marin stabilisé à 80 m NGF à 5 Ma. La subsidence, qu'elle soit tectonique ou liée à la compaction est parfaitement illustrée sur cet affleurement.



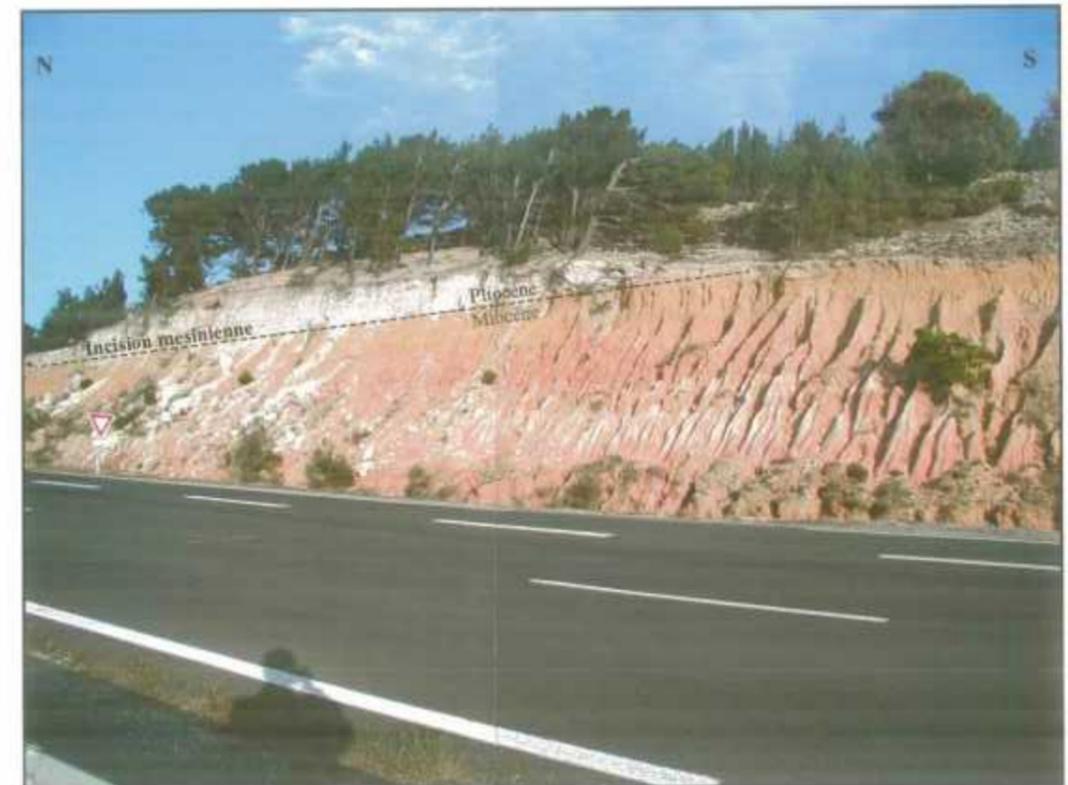
**Photographie 9 : Affleurement de Leucate**

Le schéma explicatif se situe page suivante.



**Photographie 8 : Niveaux de tufs riches en végétaux**

L'environnement sédimentaire de ces végétaux est caractérisé par une tranche d'eau très faible. On retrouve ce type de végétaux tout au long de la coupe.

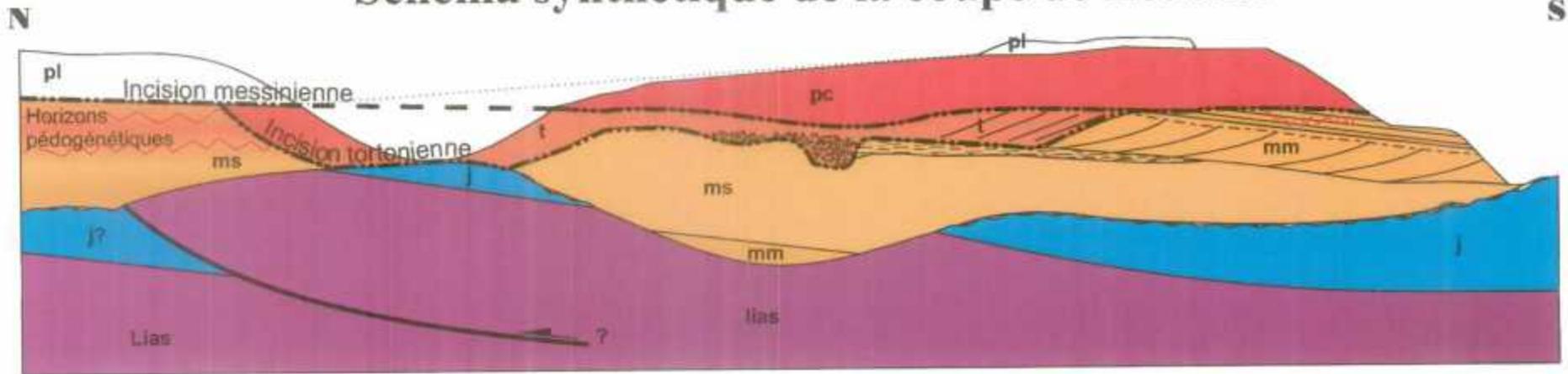


**Photographie 10 : Front de pédogenèse dans les sables d'âge Miocène**

Le passage entre les sédiments blancs supérieurs et les sédiments jaunâtres inférieurs marque la limite Pliocène / Miocène.

Les variations de couleurs au sein de la formation inférieure sont engendrées par la mise en place de fronts de pédogenèse qui matérialisent, ici, l'incision messinienne.

# Schéma synthétique de la coupe de Leucate



- pl Pliocène palustre et lacustre (marnes et calcaires blanchâtres)
- Pliocène continental (limons de plaine d'inondation)
- Tortonien (sables et conglomérats)
- Miocène marin sableux (et marnes)
- Miocène marin molassique (faciès à huîtres)
- Dogger et Malm calcaire et dolomie (et encroutements ferrugineux : Hard Ground sur la paléomorphologie karstifiée)
- Lias : marnes noires-grises et marno-calcaires
- Incisions
- Front de pédogenèse

1- Oscillations du niveau marin : miocène moyen sableux et lumachelles, sur substratum jurassique (HG et paléomorphologie)

2- Mégarides du Miocène moyen molassique et grandes lamines horizontales

3- Basculements / Incision Tortonienne

4- Dépôt conglomératique tortonien (remaniant calcaire lacustre et huîtres)

5- Incision messinienne

6- Pliocène continental

7- Pliocène lacustre et palustre



B. AUNAY, P. LE STRAT - 2002

Fig. 9 : Exemple de l'évolution Miocène et Pliocène

#### 4.8. EVOLUTION PLEISTOCENE ET ACTUELLE

Depuis 1,8 Ma, six phases glaciaires<sup>1</sup> ont été identifiées avec, associée à chacune d'entre elles une régression de plus en plus marquée. La dernière régression (18 000 ans BP), établit un niveau marin à - 120 mètres NGF.

Ambert & Clauzon (1992) identifient une phase éolienne remarquable pendant l'intervalle Riss / Würm<sup>2</sup>.

La remontée flandrienne (+2 mètres NGF) est datée 6500 ans BP. L'Holocène post-glaciaire est interprété comme un interglaciaire préservé.

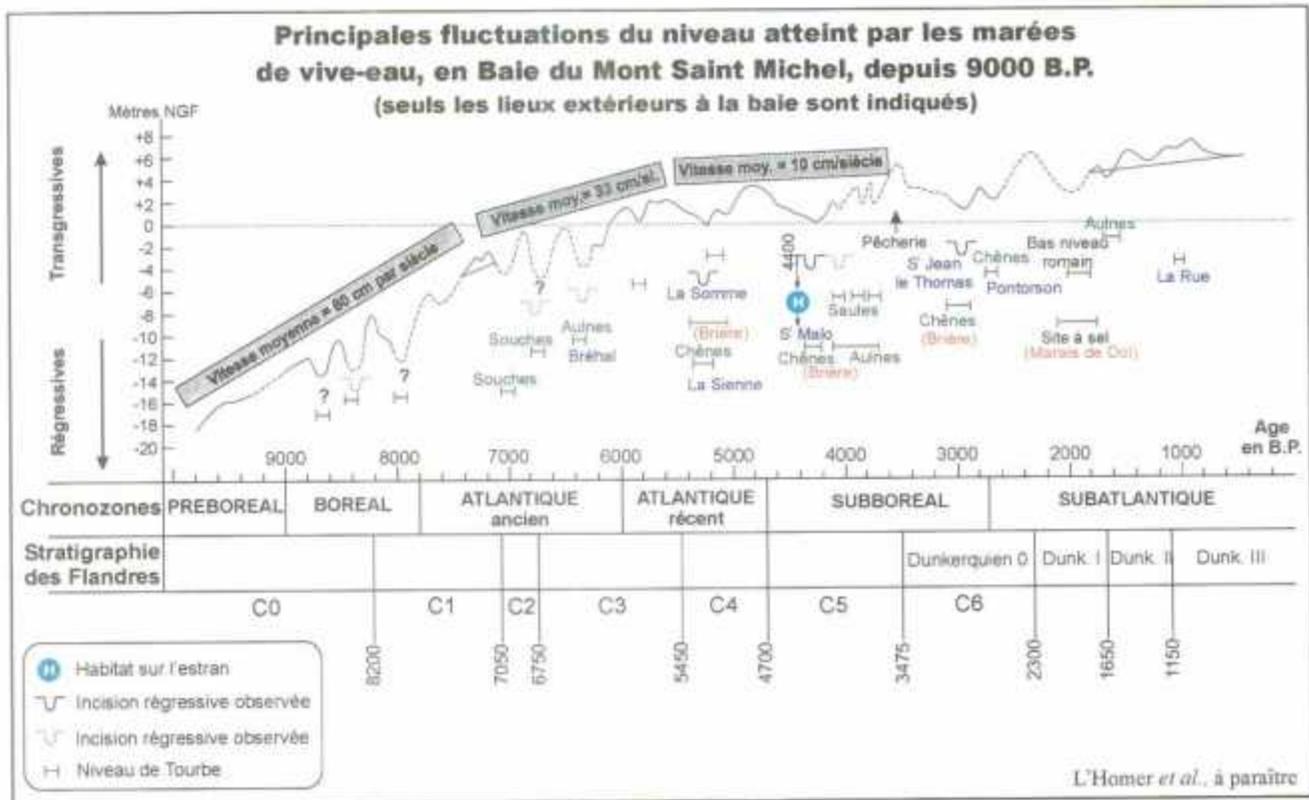


Fig. 10 : Fluctuations du niveau marin depuis 9 000 ans B.P.

<sup>1</sup> Dans les Corbières et le Roussillon, il s'agit majoritairement de sédiments préservés significatifs de phases froides.

<sup>2</sup> Les appellations proposées sont relatives au modèle alpin. Elles sont employées ici pour plus de clarté dans la démarche.

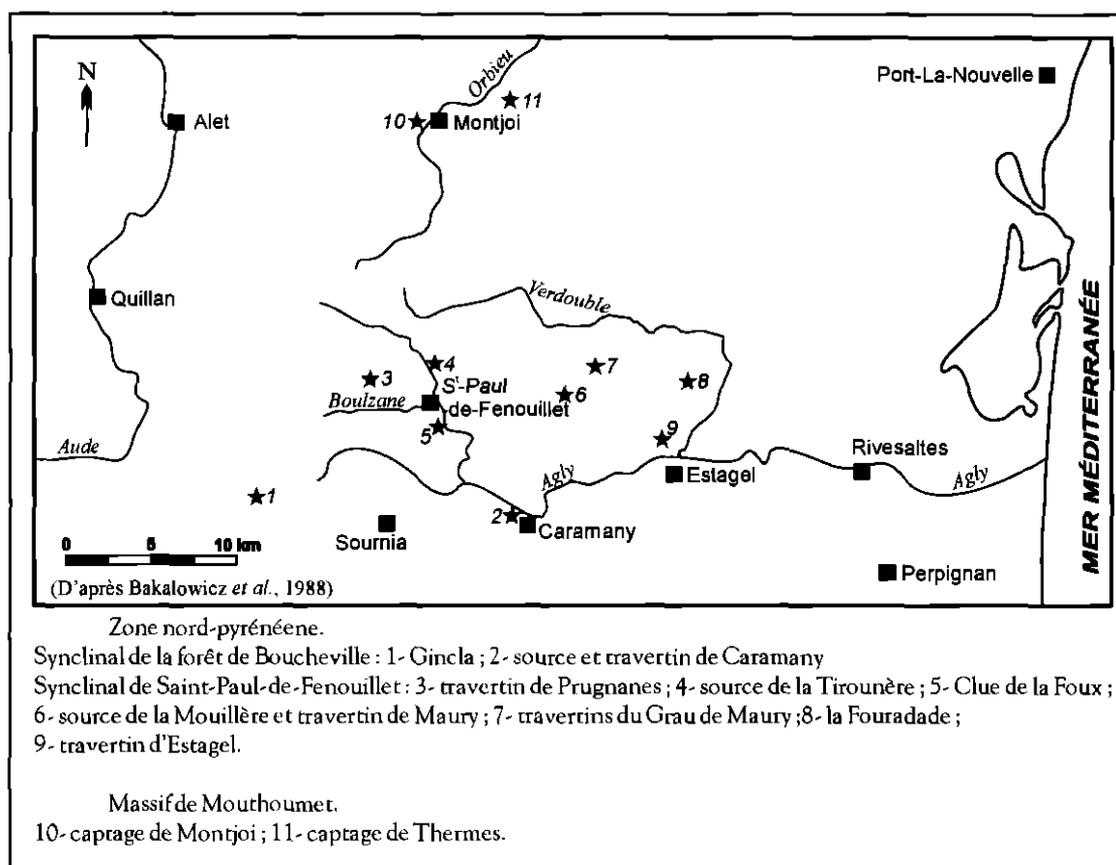
## 5. Travertins et terrasses alluviales : marqueurs de l'évolution pléistocène

### 5.1. STRATIGRAPHIE DES TRAVERTINS

#### 5.1.1. Genèse des travertins

Sur l'ensemble des Corbières, il existe de nombreux sites de tufs et travertins calcaires qui sont tous associés à des sources marquées par une faible, mais significative anomalie de température (d'après Bakalowicz *et al.*, 1988).

Des travertins ont été reconnus dans la zone nord-pyrénéenne, et spécifiquement dans le synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet : travertins de Prugnanes, de la source de la Tirounère, des sources des Gorges de la Foux, de la source de la Mouillère, du Grau de Maury, d'Estagel, et du mas de la Fouradade... (d'après Bakalowicz *et al.*, 1988 ; cf. fig. 11)



**Fig. 11 : Localisation des travertins associés aux sources thermales dans les Corbières**

Bien qu'il existe des sources thermales dans la zone sous-pyrénéenne (Faillat, 1972 ; Kuhfuss, 1981) : sources de Cubières, du Verdoubert, du Gourg de l'Antre et de Soulatgé et dans la vallée de l'Aude : sources d'Alet, de font Maure (Mangin, 1969) et de Quillan, aucun travertin ne se serait formé.

Dans le massif de Mouthoumet, deux sources thermales sont marquées par la présence de constructions travertineuses : les sources captées de l'Adoux de Thermes et de Montjoi.

Il existe une anomalie régionale à laquelle est associée une émission de CO<sub>2</sub> profond. L'enrichissement en CO<sub>2</sub> est responsable des dépôts carbonatés importants et rapides. Des paramètres plus locaux (teneur en sulfates ou en magnésium, disposition de la source) interviennent aussi dans la genèse des travertins.

Il est évident que la précipitation des carbonates intervient toujours après une phase de dissolution (Bakalowicz, 1988b).

### 5.1.2. Signification relative au niveau de base

La datation absolue des travertins permet de préciser l'âge minimum des incisions liées aux travertins.

*Par exemple* : un édifice travertineux daté de 5000 ans B.P. et se situant actuellement 4 mètres au-dessus du niveau de base d'un cours d'eau permet de conclure que depuis 5000 ans, le niveau de base se situe entre + 4 et 0 mètres par rapport à l'actuel.

Cependant, des résurgences présentant des travertins se maintiennent à plusieurs mètres au dessus du niveau de base actuel (Clue de la Foux). Cette méthode permet donc de dater l'incision minimum du cours d'eau sachant que le travertin ne se forme pas sous le niveau de base.

De plus, en effectuant diverses datations absolues sur un même site, il devient possible de quantifier précisément les incisions.

### 5.1.3. Datations

La datation absolue des travertins des Corbières n'ayant jamais été réalisée auparavant, seuls quatre échantillons ont été analysés, afin d'évaluer la crédibilité des résultats.

Les analyses sont susceptibles d'être faussées du fait de l'existence d'anomalies sur le CO<sub>2</sub> des sources à travertins. Ces datations absolues ont donc été effectuées sur la calcite de coquilles de gastéropodes (*Bithinella*, ...).

Les mesures sont effectuées par spectrométrie de masse par accélérateur (AMS).

L'activité du <sup>14</sup>C est exprimée en pourcentage de carbone moderne (pMC).

L'âge conventionnel est l'âge déterminé à partir de la mesure de l'activité du <sup>14</sup>C normalisée par rapport à celle du carbone moderne référence et corrigée des effets isotopiques. Par convention, la période du <sup>14</sup>C est prise égale à 5568 ans, l'âge conventionnel est exprimé en ans BP (l'année référence est 1950 AD)

Échantillons	Activité <sup>14</sup> C pMC	Age <sup>14</sup> C conventionnel ans BP (± 1 )	<sup>13</sup> C ‰ vs PDB
C1 Maury bas (Mouillère) coquilles	50,5 ± 0,3	5490 ± 40	-7,6 ± 0,1
C2 Maury haut (Mouillère) coquilles	0,7 ± 0,1	40230 ± 980	-6,5 ± 0,1
C3 La Tirounère (Galamus) coquilles	18,0 ± 0,2	13780 ± 70	-5,9 ± 0,1
C4 Clue de la Foux coquilles	54,5 ± 0,3	4870 ± 40	-7,7 ± 0,1

Tableau 2 : Résultats d'analyses isotopiques

\*

\*

\*

L'échantillon "C1 Maury bas (Mouillère)" a été prélevé à 250 mètres NGF vers le bas de la masse travertineuse de Maury. Ces travertins sont associés à la source chaude de la Mouillère.

Leur âge, estimé à 5490 ± 40 ans BP, correspond approximativement à la période Holocène ; cette datation confirme les hypothèses de Bakalowicz *et al.* (1988).

L'échantillon " C2 Maury haut (Mouillère)" a été prélevé à 300 mètres NGF en haut de la masse travertineuse de Maury (cf. photographie 11). Pour Bakalowicz *et al.* (1988), cette formation, la plus haute topographiquement, correspond à une première génération de travertins. Leur induration, remarquable, reste à caractériser.

La datation absolue leur impute un âge de 40230 ± 980 ans BP (milieu du Pléistocène supérieur). Cependant, l'exactitude de cette datation soulève un doute car la limite du <sup>14</sup>C est d'environ 50 000 ans.

L'échantillon " C3 La Tirounère (Galamus)" a été prélevé à 300 mètres NGF au niveau de la source de la Tirounère, à la sortie des Gorges de Galamus (dans la masse travertineuse localisée entre le gîte et l'ancienne station de pompage).

L'âge est estimé à 13780 ± 70 ans BP. Ce travertin est plus jeune que le maximum glaciaire (18 000 ans BP) qui est responsable du creusement des canyons.

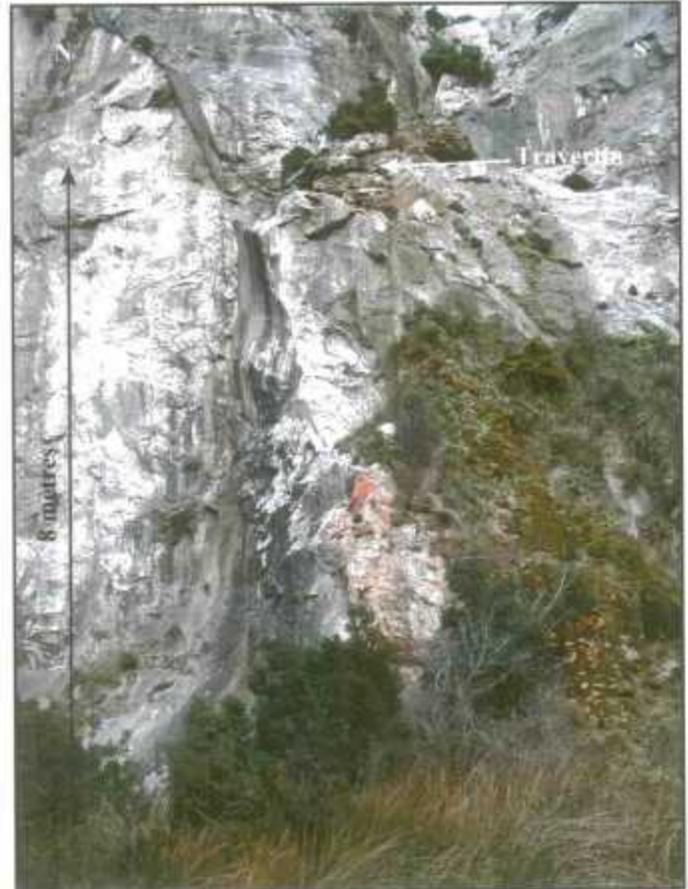
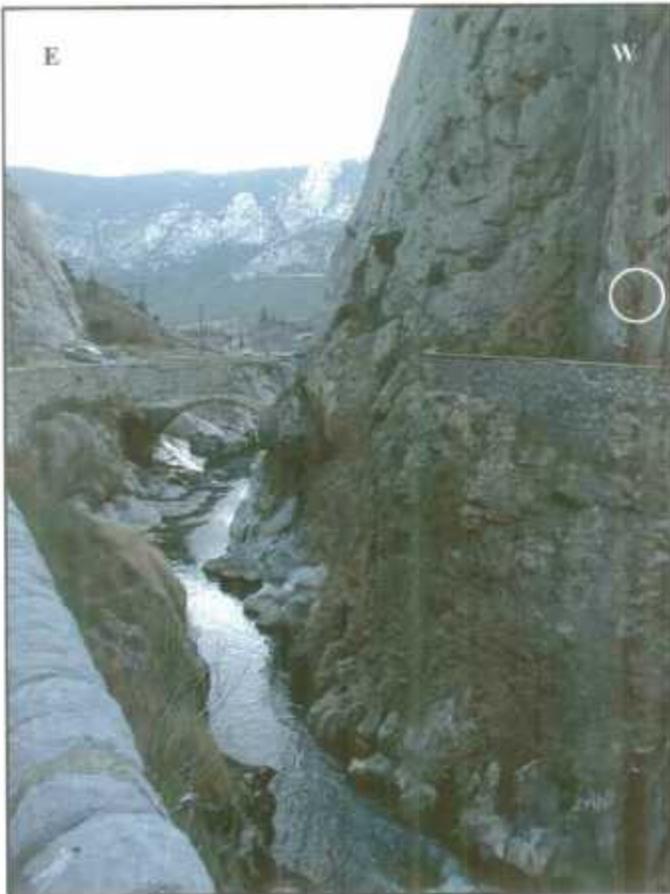
L'échantillon " C4 Clue de la Foux " a été prélevé à 250 mètres NGF au niveau de la source de la Clue de la Foux. (cf. photographies 12 & 13).

La datation leur confère un âge de 4870 ± 40 ans BP, correspondant à la fin de la période Holocène.

L'étagement des édifices travertineux sur l'ensemble des affleurements de la Clue de la Foux permettrait, après datation, d'évaluer la variation du niveau de base au cours du temps.



*Photographie 11 : Travertins de Maury (formation supérieure)*



*Photographies 12 et 13 : Travertins de la Clue de la Foux*

La zone de prélèvement se situe dans le cercle blanc.  
Les édifices travertineux s'étagent depuis le cours d'eau  
jusqu'à plus de 10 mètres au dessus du niveau de base.

## 5.2. GEOMETRIE ET STRATIGRAPHIE DES TERRASSES ALLUVIALES DE L'AGLY

L'objectif de l'étude des géométries des terrasses de la vallée de l'Agly est de comparer l'évolution pléistocène du bassin du Roussillon, bien maîtrisée, avec celle du massif de l'Agly.

### 5.2.1. Méthodologie d'étude

La méthodologie retenue est celle élaborée par Duvail *et al.* (1999) sur les terrasses de la vallée du Tech. Dans un premier temps, le levé de sections transversales ou de transects permet de connaître le nombre de terrasses exprimées dans la vallée. L'utilisation d'un altimètre étalonné régulièrement est indispensable pour mesurer la cote des terrasses. Dans la vallée du Tech, sept niveaux ont ainsi été déterminés, calibrés principalement entre Le Boulou et Brouilla (Duvail *et al.* - 1999) :

- Holocène,
- Tardiglaciaire,
- Würm récent,
- Würm ancien,
- Riss,
- Mindel,
- Günz.

Les datations proposées sont relatives au modèle alpin. Elles sont employées ici pour plus de clarté dans la démarche. Les sédiments interglaciaires ne sont guère préservés sauf pour le dernier prisme holocène interglaciaire.

Duvail *et al.* (1999) établit des "logs composites projetés" correspondant à une projection à l'aplomb du talweg de l'ensemble des niveaux d'un transect.

Dans un deuxième temps, par corrélation des logs composites projetés, le profil longitudinal de la vallée est établi en intégrant les formations des apports longitudinaux quaternaires. (cf. fig. 12)

### 5.2.2. Géométrie et genèse

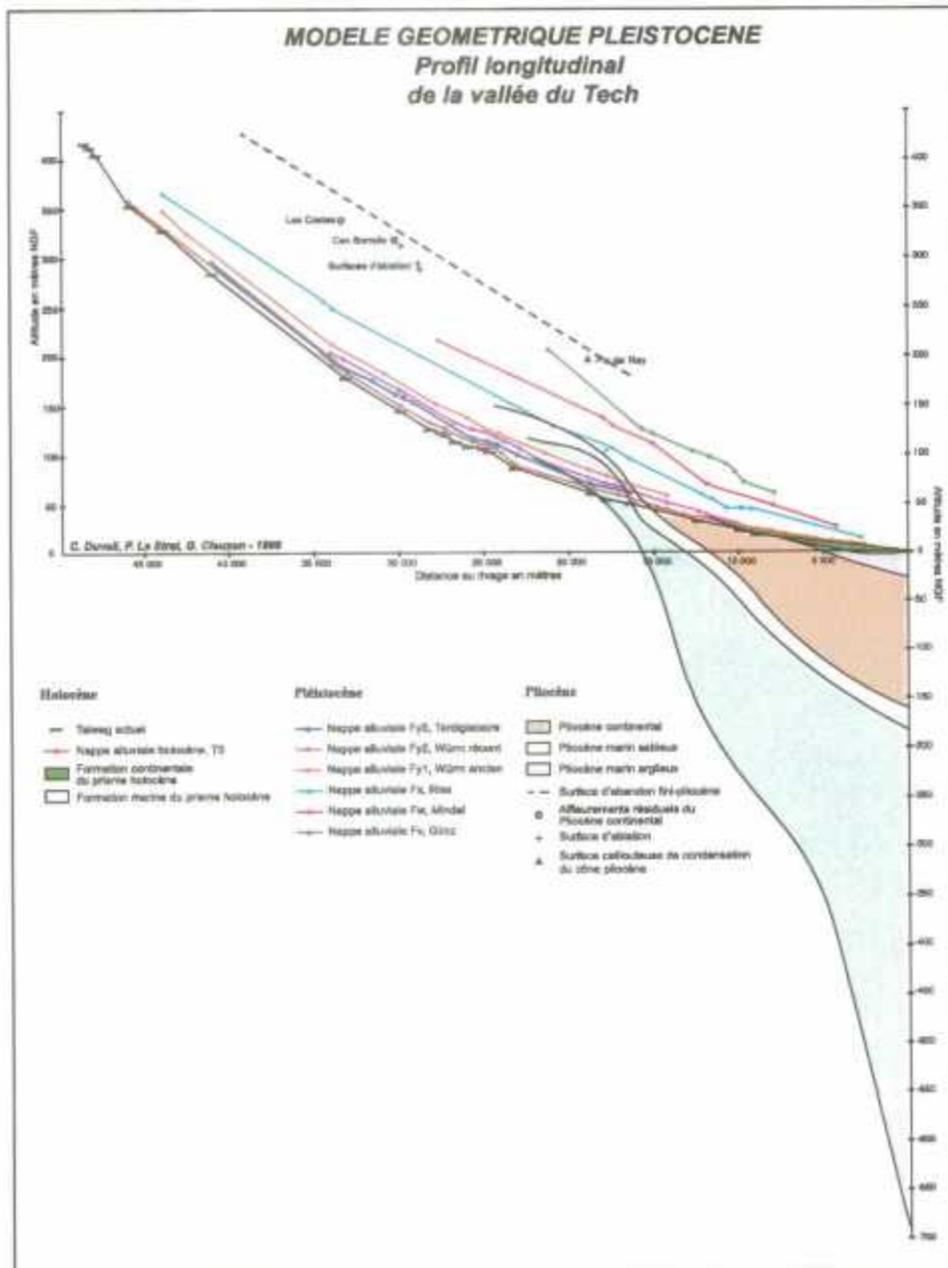
L'étude des terrasses de l'Agly établit que l'évolution quaternaire du massif de l'Agly est différente de celle de la plaine du Roussillon.

L'Agly est un fleuve "post-Zancléen": il n' a pu y avoir d'écoulement de surface dans la vallée de l'Agly avant la fin du Zancléen (cf. fig.13). Les formations du pliocène marin sableux et du pliocène continental viennent buter contre le massif de l'Agly, aucune incision ni aucune brèche ne sont visibles. Cependant, cette hypothèse n'exclut en aucun cas la présence d'écoulements souterrains. Il faut, en effet, estimer le réseau karstique actif pendant le Pliocène (initié probablement au Messinien).

L'Agly, au Quaternaire, doit imposer son tracé sur un substratum plus massif que celui rencontré par les cours d'eau de la plaine du Roussillon (cf. fig. 13). La morphologie escarpée acquise au cours du Quaternaire ne facilite donc pas le dépôt de terrasses.

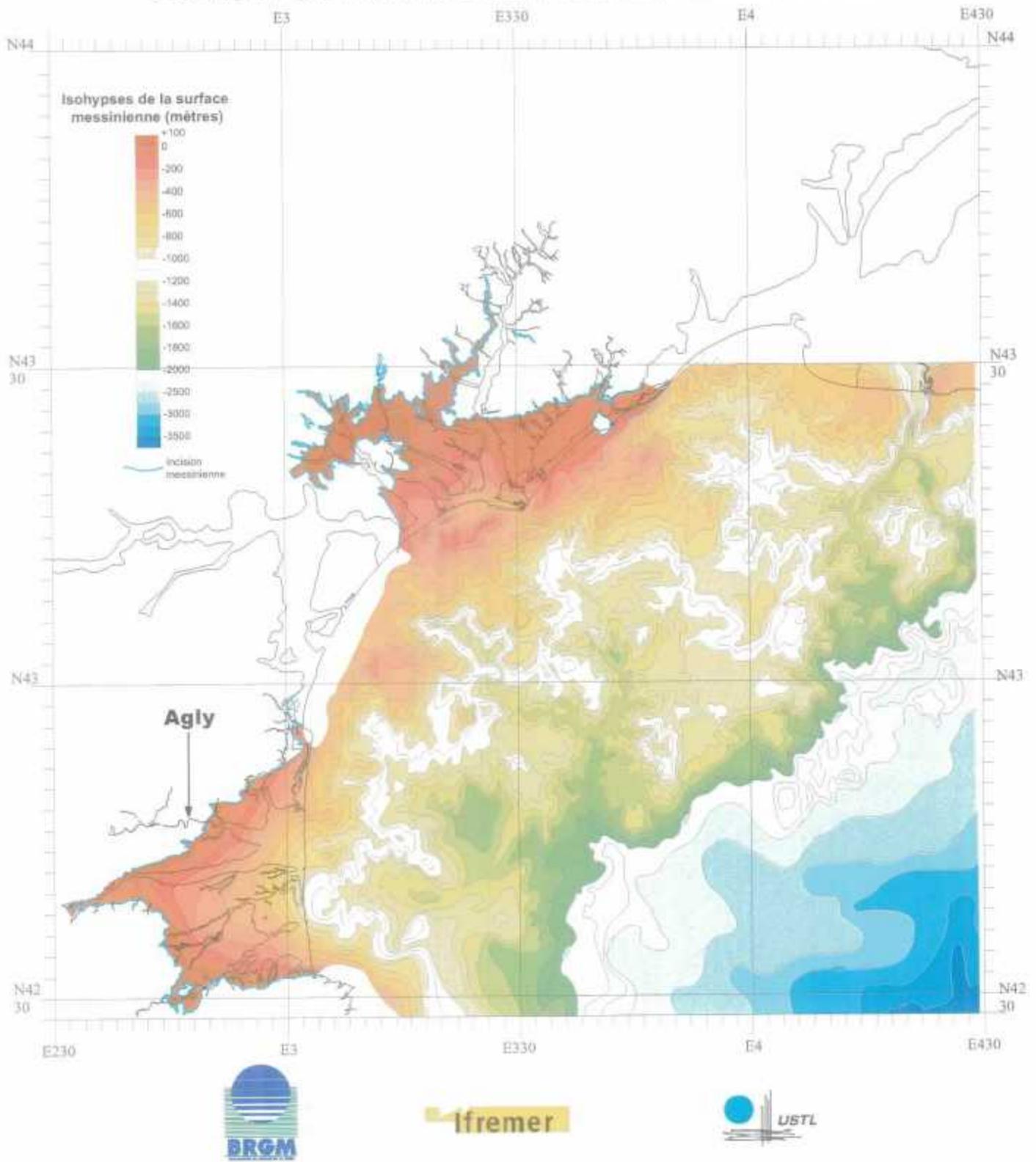
Pourtant, la terrasse Würm localisée entre Estagel et Latour-de-France présente une extension exceptionnelle (plus d'un kilomètre de largeur sans épaissement remarquable). Seul un événement tectonique, d'âge quaternaire ancien, serait capable de générer un tel phénomène. La nature de cet événement tectonique quaternaire reste à définir, mais il est probablement lié à une subsidence particulièrement forte dans la plaine du Roussillon. De plus, Calvet (2001) énonce des vitesses d'accommodation élevées ( $1 \text{ cm.an}^{-1}$ ) dans la plaine de la Salanque. Ces dernières pourraient aussi être dues à la subsidence.

Fig. 12 : Modèle géométrique pléistocène



### CARTE DES ISOHYPSES DE LA SURFACE MESSINIENNE DU GOLFE DU LION DANS UN CONTINUUM TERRE-MER

par  
C. DUVAÏL, Y. FUCHEY, J. LOFI, C. GORINI, P. GUENOC, P. LE STRAT, S. BERNÉ



Février 2002

Fig. 13 : Carte des isohypses de la surface messinienne du Golfe du Lion dans un continuum terre-mer.

## 6. Géométrie et stratigraphie des surfaces

Les grandes formes d'aplanissement des Corbières marquent autant les paysages que l'histoire géodynamique de la région. Les paléosurfaces matérialisent la réaction aux agents atmosphériques d'un paysage face à des événements eustatiques et climatiques.

Il s'agit de pédiments sans axe de drainage incisé ; les sédiments se déposent alors sur des surfaces planes. Le façonnement d'une surface correspond à une longue durée géologique, de quelques millions à plusieurs dizaines de millions d'années.

Suivre l'évolution des formes d'aplanissement, à valeur temporelle, permet de retracer l'histoire géologique et de marquer les événements fondamentaux des Corbières.

### 6.1. METHODOLOGIE D'ETUDE

#### 6.1.1. Traitement informatique

L'utilisation de l'outil informatique permet d'appréhender les morphologies et de repérer les structures de la zone d'étude avant toute campagne de terrain. Le logiciel Arc View© et ses diverses extensions ont été utilisés pour traiter le MNT (cf. fig. 14).

La phase de traitement informatique avait été testée avec succès sur les paléosurfaces des Garrigues de Nîmes (Aunay, 2000).

Après traitement du MNT, les cartes des paléosurfaces des Corbières orientent le début d'une campagne de terrain.

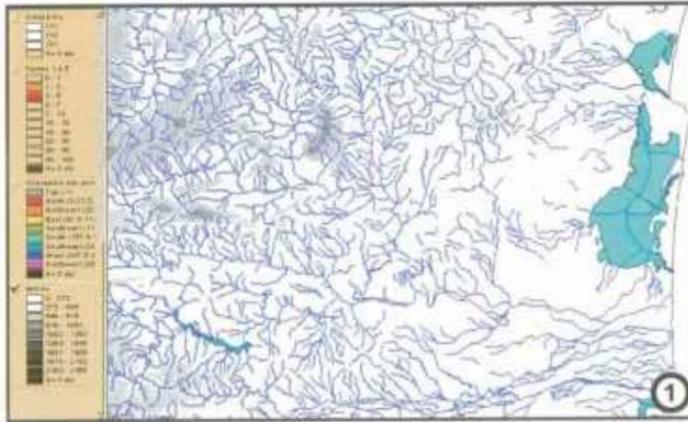
Néanmoins, les résultats obtenus dans les Corbières sont moins éloquents que ceux de Nîmes. Certaines surfaces restent mal identifiées par l'algorithme du logiciel. Ce phénomène est peut-être lié à une superficie trop petite ou à une pente trop forte des objets.

#### 6.1.2. Méthode "traditionnelle"

L'étude de terrain permet d'identifier et de relier les morphologies entre elles. On détermine ainsi des formes de raccord et de dissection, l'emboîtement ou l'étagement des surfaces... L'étude géomorphologique a été effectuée et décrite par Calvet (1996) ; sa carte géomorphologique constituera une des bases de nos recherches. (cf. fig. 15)

Il est nécessaire de prendre en compte la relation temps / morphologie : les phénomènes d'incisions sont instantanés à l'échelle des temps géologiques par opposition aux grandes formes d'aplanissement.

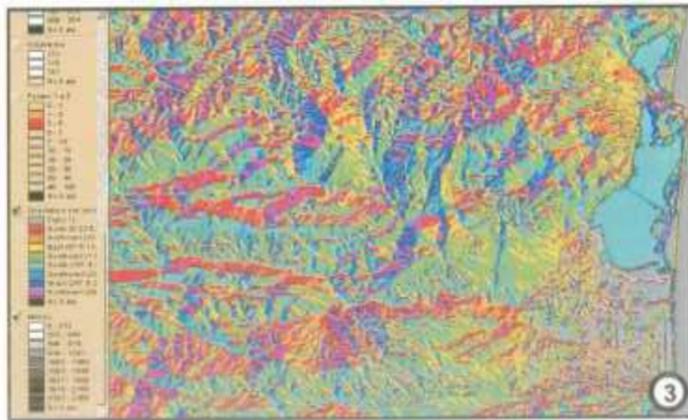
Les gisements de faune découverts sur les surfaces permettent de calibrer chronologiquement ces dernières. Des restes de petits rongeurs (os, griffes, dents) se sont retrouvés piégés dans l'épikarst. Les datations de faunes sont effectuées par Jean-Pierre Aguilar et par Jacques Michaux (Aguilar, 1977, 1980, 1981, 1982 ; Aguilar *et al.*, 1987, 1989, 1999 ; Michaux *et al.*, 1995). L'ensemble des données paléontologiques et climatologiques ont respectivement été obtenues en collaboration avec Jean-Pierre Aguilar et à partir de données bibliographiques (Hartenberger, 2001 ; Bessedik *et al.*, 1984).



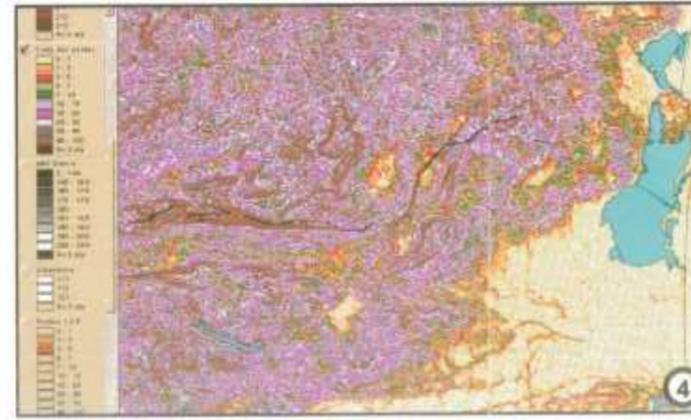
Les MNT (pas de 50 mètres) des départements de l'Aude et des Pyrénées-Orientales sont regroupés pour n'en former qu'un. Le réseau de drainage théorique est obtenu par traitement informatique. Les étangs, les lacs et le tracé du littoral proviennent de la banque de donnée SIG du BRGM.



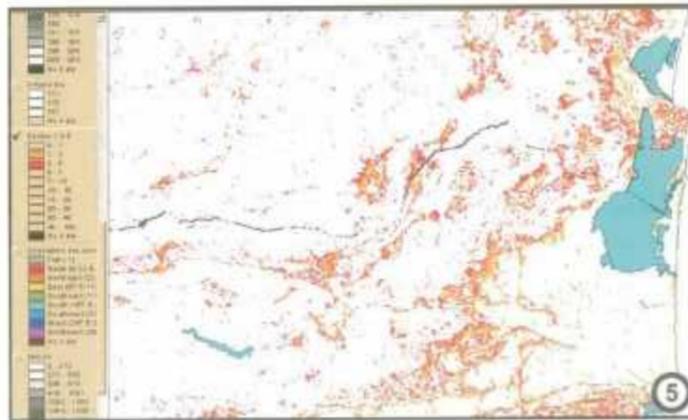
A partir du MNT d'origine (1), un MNT ombré est créé. L'éclairage a pour azimuth N315 et pour pente 45°. L'objectif de cette opération est de discerner le relief de la zone d'étude.



A partir du MNT d'origine (1), une carte des orientations des pentes est créée. Cette opération a pour but d'identifier les surfaces de même orientation.



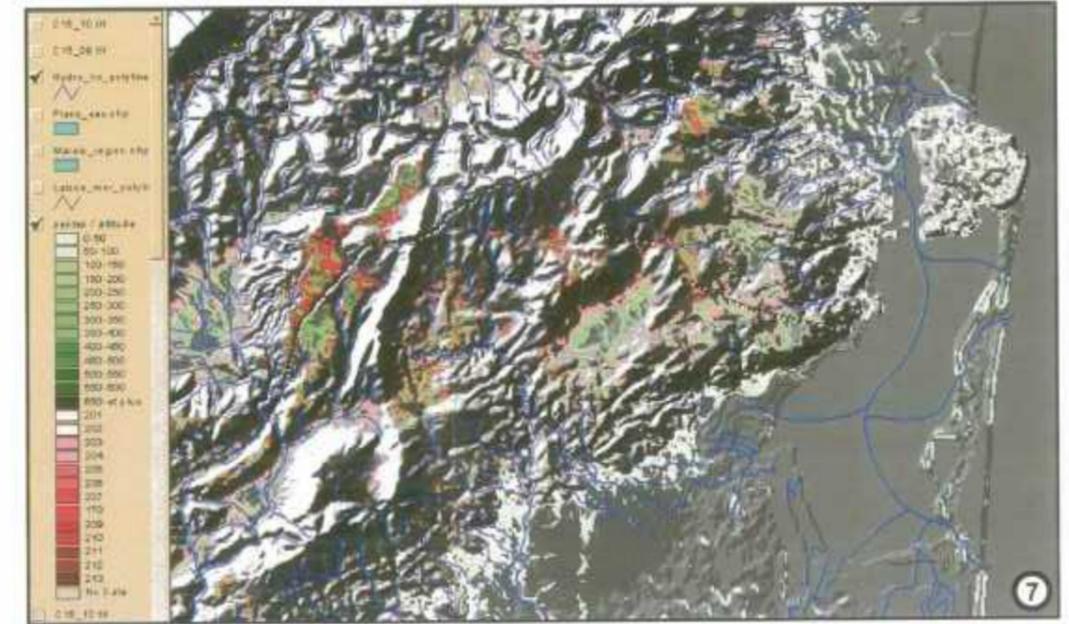
A partir du MNT d'origine (1), une carte des pentes est créée. Les pentes sont exprimées en pourcentage. On définit différentes classes de pentes (%) : 0-1 ; 1-3 ; 3-5 ; 5-7 ; 7-10 ; 10-15 ; 15-20 ; 20-30 ; 30-40 ; 40-100.



A partir de la carte des pentes (4), on extrait les pentes dont la classe est égale à 1-3 % et 3-5 %. Les paléosurfaces sont caractérisées par des pentes comprises entre 1 et 3 %. La classe des pentes 3-5 % est retenue afin de localiser les éventuelles paléosurfaces peu basculées.



A partir de la carte 5 et de la carte 1, une gamme de couleur dégradée est attribuée à chaque classe de pentes. Lors de la compilation des deux cartes, un ré-échantillonnage des altitudes est effectué. Les éventuelles paléosurfaces sont non seulement classées par pente mais aussi par altitude.



La carte 6 et le réseau de drainage théorique se superposent sur la carte 2. Cette manipulation permet d'éliminer les surfaces situées dans les fonds de vallée et de conserver les paléosurfaces (plans sub-horizontaux perchés en altitude).



La dernière étape consiste à placer les paléosurfaces éventuelles sur fond topographique géoréférencé. Les axes de recherche de la campagne de terrain s'appuieront dans un premier temps sur les données informatiques. Dans un second temps, le modèle informatique devra être comparé à la réalité géomorphologique des paléosurfaces.

Fig. 14 : Identification des paléosurfaces par méthode informatique



## 6.2. GENESE DES PALEOSURFACES

Différentes surfaces ont été reconnues dans les Corbières. Toutes ne sont pas des paléosurfaces, mais elles correspondent aux grandes périodes géodynamiques de la zone d'étude.

Nous emploierons des dénominations déjà connues dans la littérature et nous nous intéresserons aux grandes périodes liées à la genèse d'un ensemble de surfaces : "les surfaces fondamentales, les surfaces des hauts niveaux..."

### 6.2.1. Les surfaces des hauts niveaux

Ces aplanissements sont localisés sur les points culminants des Corbières : Montagne de Tauch ( $\approx 900$  m NGF), Moutoulié de Périllou ( $\approx 700$  m NGF), plateaux au nord de S<sup>1</sup>-Paul-de-Fenouillet ( $\approx 700$  m NGF)... (cf. photographies 15 à 18 et fig. 15).

Les surfaces des hauts niveaux sont mieux préservées vers l'Ouest, dans l'arrière pays. Elles recoupent des structures plissées anté-pyrénéennes.

Les éventuels sédiments sont rares sur ces surfaces, seuls deux fragments de quartzites paléozoïques ont été découvertes au Moutoulié de Périllou (Calvet, 1996).

Les grands aplanissements ont été réalisés dans des successions de crises morphogéniques où les processus de dissection ne jouaient que des rôles épisodiques (Viers, 1990).

Les surfaces des hauts niveaux sont les plus anciennes morphologies d'aplanissement observables : leur façonnement débute à la fin du Crétacé supérieur, lors de l'émersion des Pyrénées. Au cours de la distension oligocène, les surfaces sont soit portées en altitude, soit fossilisées, au fond des grabens, par les remplissages oligocènes (Calvet, 1996).

### 6.2.2. Les surfaces fondamentales

Ces surfaces sont qualifiées de fondamentales car leur extension et leur planéité sont remarquables dans les paysages des Corbières (cf. photographies 15 à 18 et fig. 15) ; de même les puissantes séries de calcaire urgonien sont tronquées par ces surfaces. Il s'agit effectivement du plan d'érosion principal.

Les paléosurfaces sont localement morcelées et incisées par des phénomènes plus récents, mais leur continuité dans l'espace est évidente.

Le flambage affecte éventuellement certaines surfaces : cet aspect n'est observable que sur une petite échelle.

Bien que les surfaces ne présentent pas réellement d'axe de drainage, certaines directions d'écoulement sont observables : Calvet (1996) décrit des dépôts s'écoulant depuis le Mouthoumet. La pente générale des surfaces se dirige vers la mer pour les surfaces proches du littoral. A l'intérieur des Corbières, la surface de Vingrau est pentée vers le S-SW, en direction d'un seuil morphologique.

Le chevauchement de Tautavel qui délimite les unités externes des unités internes contraignait les flux vers le S-SW, en direction d'Estagel. L'incision du Verdoble à travers le chevauchement n'existait pas à cette période.

Les surfaces fondamentales sont moins remarquables vers l'ouest car l'influence du niveau de base marin s'amointrit dans cette direction.

Leur altitude croît vers l'ouest et le nord-ouest. Les paléosurfaces proches du littoral ont une altitude proche de 150 mètres NGF, tandis que la surface de Vingrau avoisine 350 mètres NGF.

Brunet (1957), Cornet (1968 et 1975), Clauzon *et al.* (1990) et Calvet (1996) entre autres, ont largement travaillé sur ces aplanissements. En se basant sur divers arguments, ces auteurs s'accordent sur l'âge de cette surface : Miocène moyen.

Cependant, certains pensent que sa formation débute vers le Chattien et d'autres après l'Aquitarien.

Théoriquement, les surfaces fondamentales auraient fonctionné depuis le Chattien jusqu'à leur incision au Tortonien.

En réalité, leur formation débute plus tôt : dès l'amorce du rifting méditerranéen où la sédimentation, dans le Roussillon, remplit constamment l'accommodation disponible.

On émet l'hypothèse d'un paléopaysage Miocène moyen constitué par une grande pénéplaine (surface fondamentale) reliée (par des rampes) à quelques reliefs résiduels (surfaces des hauts niveaux). Le niveau de base marin reste proche de l'altitude de cette paléosurface. (cf. photographie 16)

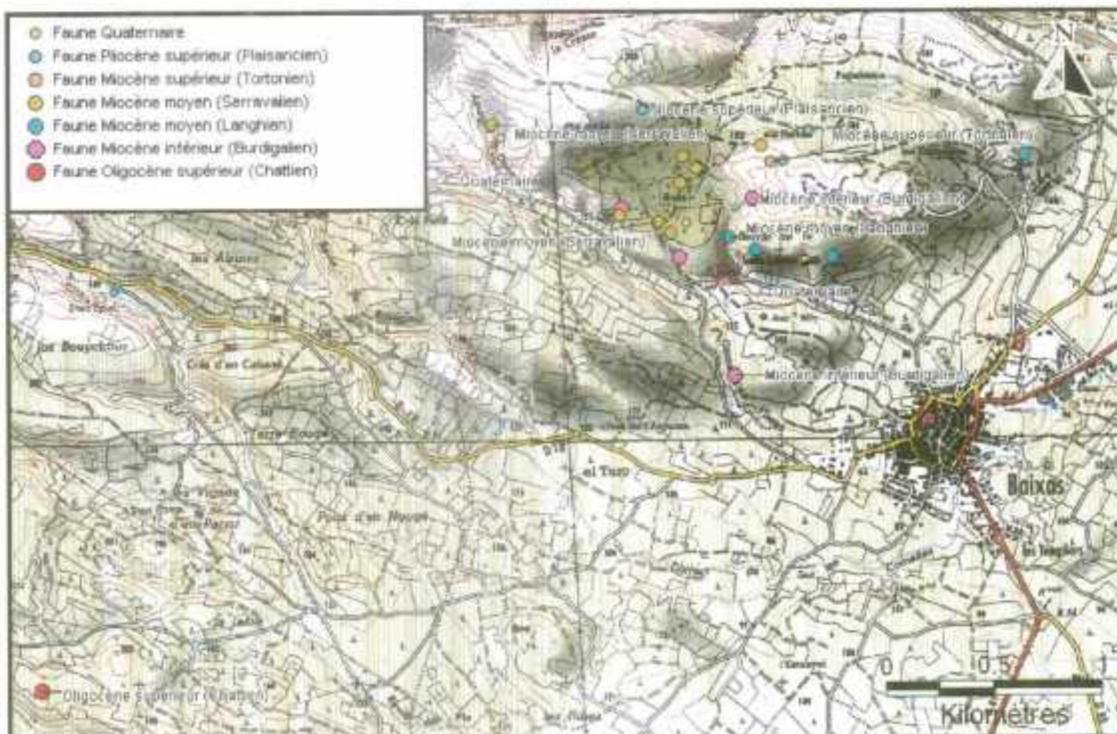


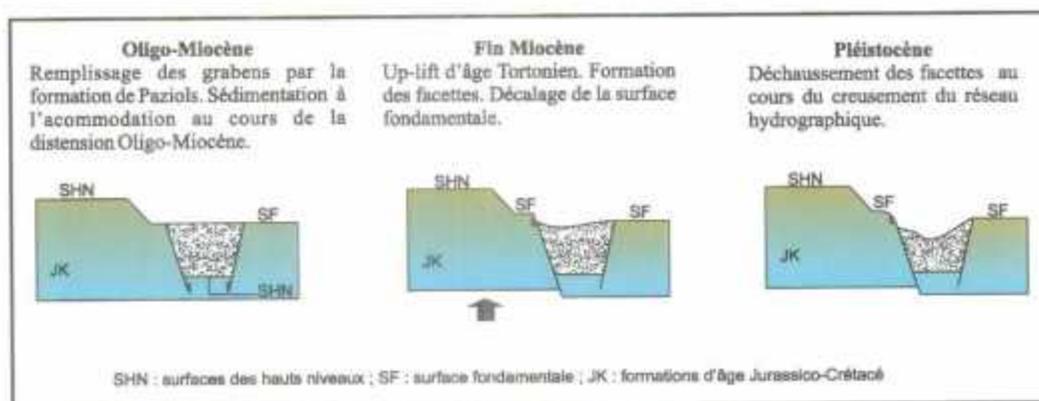
Fig. 16 : Les gisements fauniques du plateau de Baixas

### 6.2.3. Les surfaces à facettes

Des facettes trapézoïdales sont visibles sur le flanc SE de la Montagne de Tauch. Le plan de faille, attribué à la distension Oligocène, est fossilisé par le remplissage conglomératique du bassin de Tuchan. Différents aplanissements sont visibles au-dessus des facettes du Mont Tauch. En tenant compte des différents décalages de surface, il est probable que cette faille rejoue durant l'uplift tortonien.

Bien que l'âge de l'escarpement de faille soit Oligocène, la morphologie des facettes est encore fraîche actuellement, c'est au cours du Quaternaire que leur exhumation et leur dissection se produit.

Fig. 17 : Schéma synthétique des facettes du Mont Tauch



### 6.2.4. Les surfaces d'abandon pliocènes

Deux surfaces d'abandon sont identifiées au Pliocène dans le système Corbières / Roussillon.

Les conséquences de la régression du Pliocène inférieur sont observables dans les formations lacustres et palustres de la butte de Leucate.

Une chute eustatique (3,8 Ma) a lieu après que le niveau se soit stabilisé à 80 mètres NGF au Zancléen (cycle TB 3.4). La régression pliocène inférieur crée des incisions et des brèches ; ces dernières seront fossilisées lors de la remontée.

Au nord du sémaphore de Leucate, les formations palustres et lacustres sont incisées et scellées par une brèche à ciment ferrugineux.

Cette brèche continentale à ciment ferrugineux se construit lors de la régression post-zancléenne et elle est fossilisée par la transgression suivante (cf. photographie 14).

La surface d'abandon pliocène supérieur n'est observable que dans le bassin du Roussillon. Dans les Corbières, c'est une surface théorique qui se raccorde avec l'aval.

Photographie 14 : Brèche de Leucate

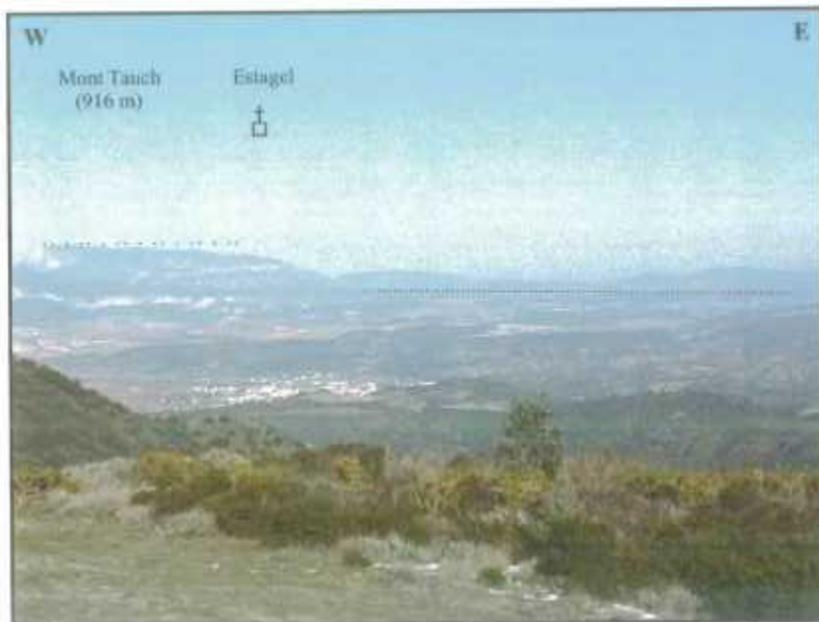


### 6.2.5. Les surfaces de déchaussement quaternaires

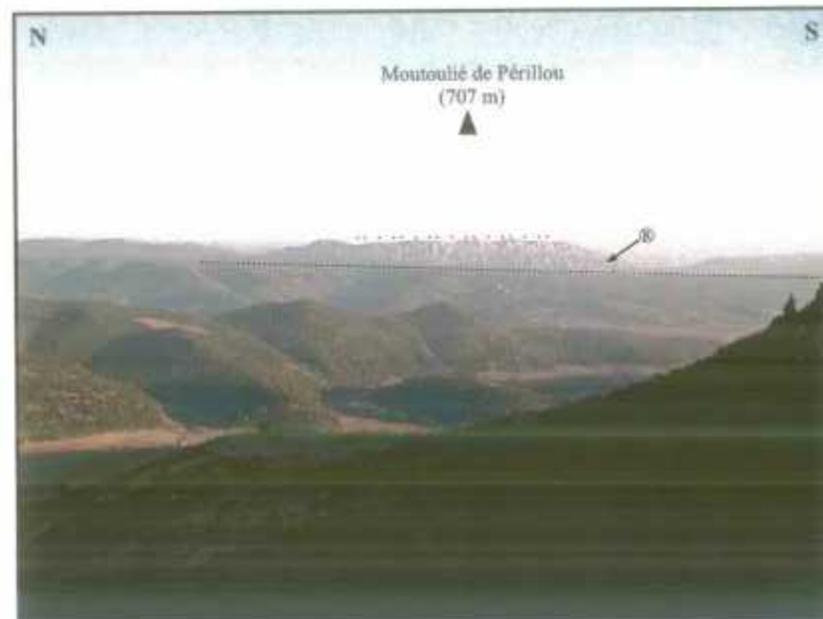
Au Quaternaire, les morphologies sont disséquées et exhumées. Certains cours d'eau creusent profondément leur lit, formant ainsi des gorges en forme de "quille de bateau" (Gorges de Galamus, Gorges du Gouleyrous), tandis que d'autres se font capturer et abandonnent leur cours pliocène (Grau de Maury).

L'eustatisme varie fréquemment. La régression la plus forte a lieu au cours du maximum glaciaire (18 000 ans BP) où le niveau marin se situe à - 120 mètres NGF.

Après le maximum glaciaire débute le cycle chaud Holocène. Le niveau de base marin remonte à + 2 mètres NGF (remontée flandrienne). Les surfaces d'érosions et les dépôts liés à cette remontée eustatique appartiennent à la transgression flandrienne.

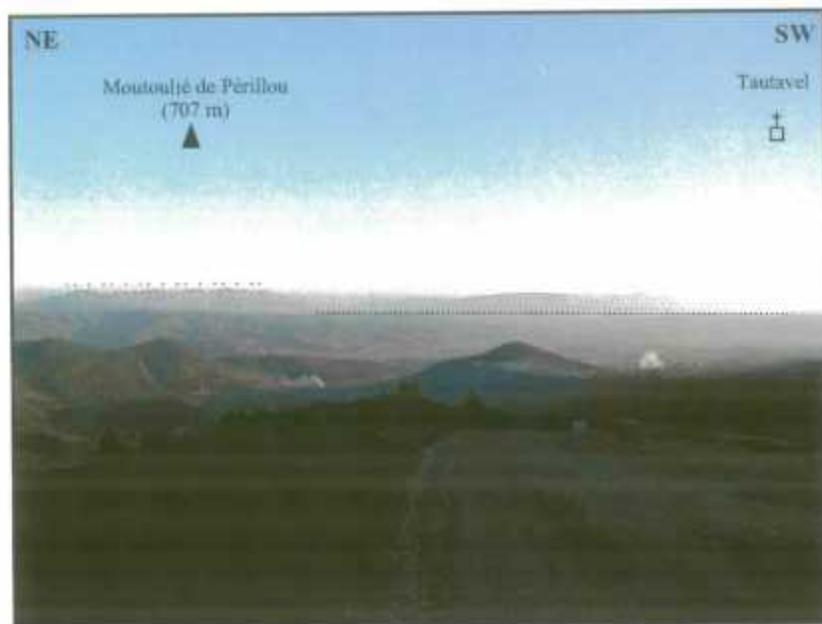


*Photographie 15 : Panorama depuis le Força Real*



*Photographie 16 : Forme de raccord (rampe) entre surface des hauts niveaux et surface fondamentale*

..... Surface fondamentale  
 ..... Surface des hauts niveaux



*Photographie 17 : Extension de la surface fondamentale (vue depuis la Montagne de Tauch)*



*Photographie 18 : Surface fondamentale à l'Ouest de Fitou*

# Surfaces et incisions des Corbières

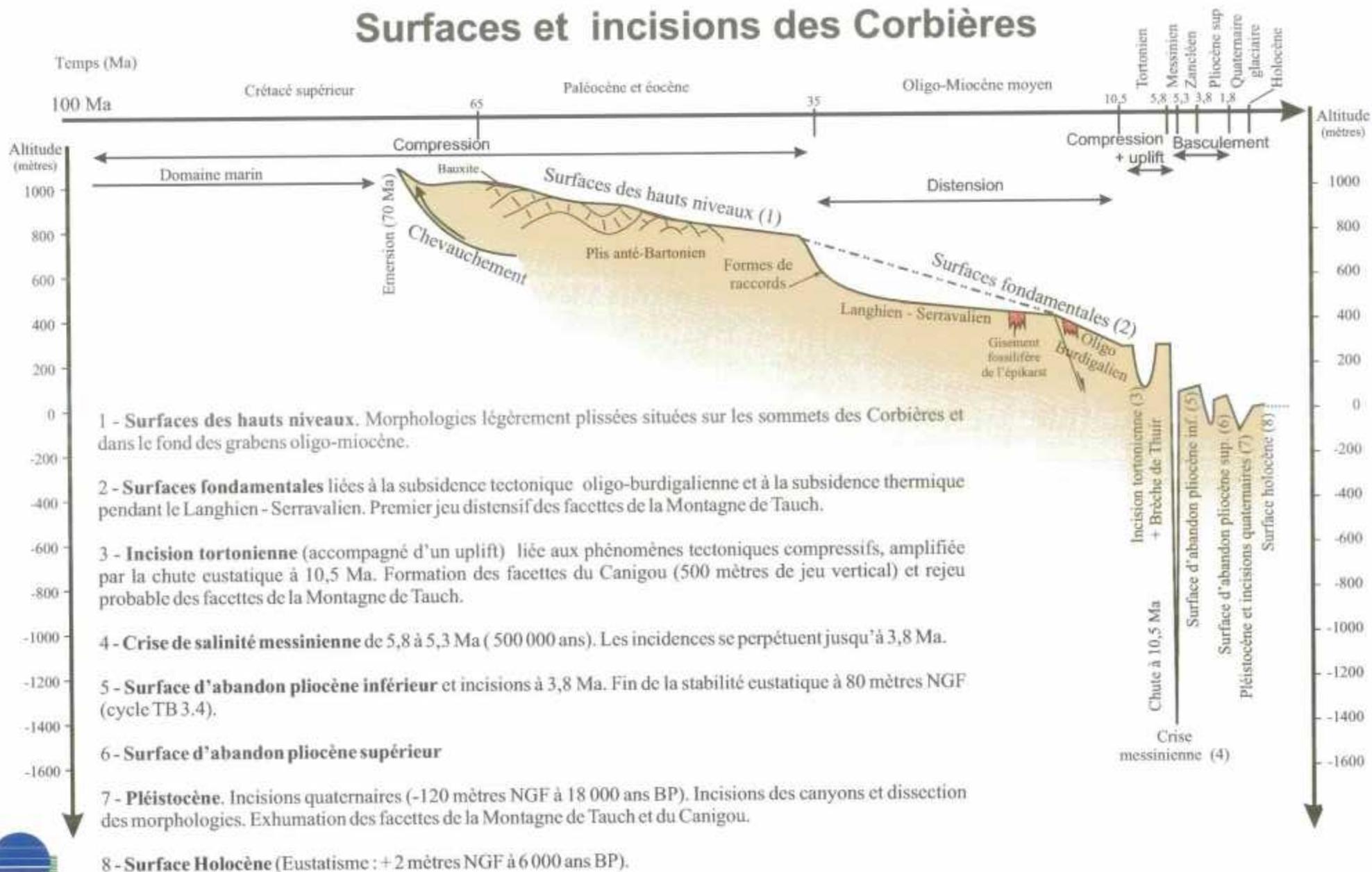


Fig. 18 : Surfaces et incisions des Corbières

## 7. Typologie et stratigraphie des remplissages karstiques

Parallèlement à l'étude des paléosurfaces, les remplissages karstiques des Corbières ont été prospectés, d'une part afin de découvrir d'éventuels nouveaux gisements de faune et d'autre part, pour corréler les sédiments karstiques aux formations décrites dans les bassins. Une typologie géologique est établie au travers du remplissage des karsts.

Globalement, les karsts sont créés en période de chute du niveau de base (structurale ou eustatique).

Les sédiments intra-karstiques sont piégés lors de période d'accommodation ou lors de période de remontée du niveau de base.

Lors d'une remontée du niveau de base ou d'un aplanissement généralisé, l'épikarst se colmate et s'engorge : le soutirage du réseau diminue et les apports sédimentaires s'accumulent en surface. Un assèchement des réseaux supérieurs se produit entraînant une calcitisation et une obstruction des boyaux. Le karst est fossilisé, il est alors sénile et inactif pour une certaine période. Il pourra être éventuellement réactivé en période de chute du niveau de base, par exemple.

Les sédiments qui colmatent les cavités karstiques constituent des systèmes souvent incomplets où se trouve enregistrée la triple action des facteurs hydrauliques, climatiques et tectoniques (Blanc, 1997). Il ne faut cependant pas oublier l'action du facteur eustatique (niveau de base).

### 7.1. TYPOLOGIE

Diverses méthodes ont été testées et utilisées afin d'établir une typologie des karsts. Un inventaire des remplissages karstiques servira de base pour la suite de notre étude. Des analyses par diffractométrie des rayons X et des analyses au microscope électronique à balayage (MEB) ont été menées afin de préciser la nature des remplissages.

L'analyse par diffractométrie des rayons X permet de déterminer les proportions des différentes argiles et de connaître les minéraux présents dans l'échantillon. Certains minéraux "intéressants" se retrouvent éventuellement piégés dans les karsts : minéraux du volcanisme, minéraux phosphatés... Ces minéraux permettent de dater et de tracer les remplissages karstiques.

Sur l'ensemble des karsts échantillonnés, le quartz et le fer (sous forme de goëthite et d'hématite) sont toujours représentés.

L'exoscopie des quartz, basée sur l'examen à fort grossissement de leur aspect de surface au MEB, a été appliquée à quelques échantillons des Corbières. Ainsi, l'évolution d'un grain de quartz pourra être retracée. De plus, des analyses chimiques à l'aide d'une microsonde ont pu être effectuées sur différents grains lors de l'analyse au MEB.

### **7.1.1. Karsts ferrugineux et alumineux**

Des encroûtements métalliques oxydés (cf. photographies 21 & 22) dont l'épaisseur atteint presque un centimètre, viennent recouvrir les parois de certains karsts, notamment au village abandonné de Périllos et sur la Devèze à Tautavel.

Les analyses (rayons X et microsonde) ont confirmé la présence de fer et d'aluminium (principaux composants de la goëthite et de la bauxite).

Les deux affleurements cités précédemment présentent des stries sub-horizontales, témoignant d'un jeu décrochant postérieur au karst.

### **7.1.2. Karsts à terra rossa**

Ce type de remplissage karstique demeure le plus répandu dans les Corbières (cf. photographie 19). Sur toute la zone des Corbières, les colmatages à terra rossa existent quelque soit l'altitude ou l'éloignement du littoral.

Les particularités de chaque karst évoluent très fréquemment. Les variables sont les suivantes :

- degrés de calcitisation et d'induration,
- présence ou non de quartz automorphes issus vraisemblablement du Trias,
- proportion d'oolithes, éventuellement ferrugineuses,
- existence de calcrètes,
- intensité de coloration rougeâtre,
- argilosité de la formation.

Les analyses des argiles (cf. fig. 20) révèlent une proportion élevée, mais variable de kaolinite dans les remplissages à terra rossa. La kaolinite se forme dans les sols bien drainés et surtout en climat subtropical et tropical. Les illites, argiles ubiquistes par excellence, ne pourront servir de marqueur.

L'environnement oxydant (pauvre en matière organique) lié à la mise en place de ces karsts leur confère une coloration rouge.

### **7.1.3. Karsts éoliens**

Les analyses au MEB ont permis de déterminer un remplissage karstique particulier : la majorité des grains du karst ont une origine éolienne (photographie 28 et fig. 19). Ce karst se situe au niveau de la gare d'Estagel, à une altitude de 90 mètres NGF.

Après avoir été façonnés et transportés par le vent, les grains ont peu séjourné en milieu fluviatile car les fleurs de silice de type 1, visibles sur divers échantillons, ne résistent à aucun transport aquatique (Le Ribault, 1977). Les grains ont donc été directement piégés dans le karst.

#### 7.1.4. Karsts littoraux

Sur le pourtour de l'étang de Leucate, les remplissages karstiques présentent des caractères originaux : la proportion de formations détritiques piégées dans les karsts augmente considérablement. Il était nécessaire de connaître la provenance de ce matériel afin de comprendre les géométries karstiques. Les analyses au MEB ont mis en évidence une origine marine pour les remplissages détritiques.

Le bloc de sédiments détritiques de Font Estramar (cf. fig. 18), échantillonné par Cyril Brandt<sup>1</sup> a été analysé au MEB. L'analyse préliminaire morphoscopique révèle la présence de biotites et d'oolithes ferrugineuses. La majorité des grains a traversé différents environnements sédimentaires, mais tous possèdent des marques caractérisant une forte énergie mécanique (broutage, cassure conchoïdale,...) et une forte altération chimique (dissolution et/ou précipitations).

Quelques grains présentent des marques provoquées par un séjour dans l'environnement intertidal. On suppose qu'il s'agit de sables d'origine marine pénétrant dans un réseau karstique et sédimentant à Font Estramar.

Des analyses ont aussi été effectuées sur les argiles du karst noyé de Font Estramar (cf. fig. 20). Aucune particularité n'a été relevée.

#### 7.1.5. Karsts à remplissages variés

Certains remplissages karstiques sont uniques sur l'ensemble des Corbières, aucune corrélation n'a pu être effectuée entre eux.

Ces karsts particuliers se situent aux alentours de Leucate ou sur le littoral.

Ainsi un karst à remplissage polygénique existe entre Fontdame et Font Estramar. Des analyses microscopiques ont été effectuées : l'exoscopie des quartz a révélé des grains issus de transports fluviaux, des grains avec des traces de pédogenèse, des grains frais, des grains totalement attaqués et quelques encroûtements alumineux.

#### 7.1.6. Épikarsts fauniques

L'épikarst représente un piège efficace pour les faunes continentales.

La prospection des gisements de faunes karstiques semble aléatoire. Cependant, sur la majorité des karsts à faune, un faciès récurrent s'individualise (cf. photographies 26 & 27). Les karsts susceptibles de contenir de la faune sont proches de la surface, leur remplissage est vacuolaire, assez induré et souvent tacheté de petits points blancs.

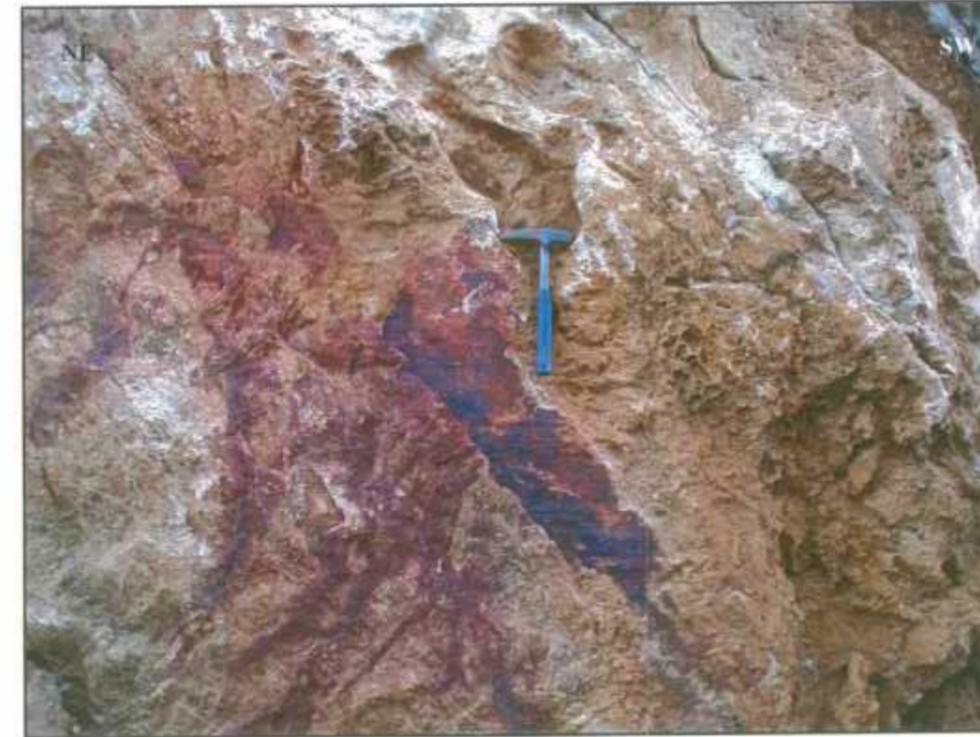
---

<sup>1</sup> Cyril Brandt : plongeur spéléologue de l'Association de Recherches de Font Estramar.



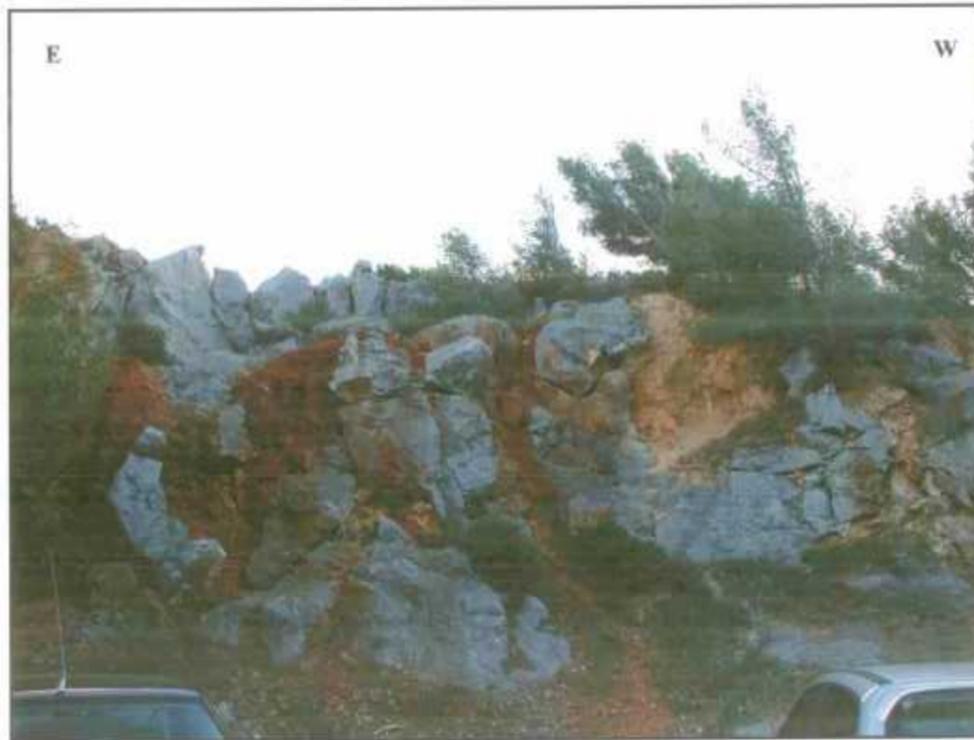
**Photographie 19 : Colmatage d'un karst par la terra rossa**

La terra rossa est une argile rouge issue de la décalcification des calcaires. Elle est caractérisée par une forte teneur en kaolinite et en  $Fe_2O_3$ . Liée à une pédogenèse active sous climat tropical à méditerranéen, elle se concentre dans les cavités karstiques. Ces karsts contiennent éventuellement des calcrètes, des éléments allogènes telles que du quartz automorphe.



**Photographie 21 : Bauxite marquée par des stries horizontales**

Aux environs de Tautavel, la bauxite d'âge Crétacé supérieur porte l'empreinte des stries issues d'un décrochement pyrénéen (Bartonian). D'autres affleurements similaires existent dans les Corbières.



**Photographie 20 : Divers remplissages de karsts**

Le remplissage de ces deux karsts est totalement différent. Celui de gauche est argileux, l'autre est silteux ; les proportions d'argiles sont différentes ; ainsi le premier est riche en kaolinite alors que le second est caractérisé par la présence de smectites. La mise en place des remplissages karstiques est polyphasée. D'anciens réseaux colmatés sous désobstrués puis remplis de nouveaux par un autre remplissage.



**Photographie 22 : Encroûtements métalliques sur les parois d'un karst**

En contrebas du village abandonné de Périllos, des encroûtements métalliques viennent recouvrir les calcaires du Crétacé inférieur. On attribue ces encroûtements à la période de bauxitisation bien connue dans le sud de la France.



**Photographie 23 : Remplissage de sable et de silts rouges**

Les silts rouge brique sont interstratifiés dans les sables. Ce caractère dénote un fonctionnement périodique du karst. Les silts se déposent lors de périodes calmes, tandis que les sables proviennent de crues.



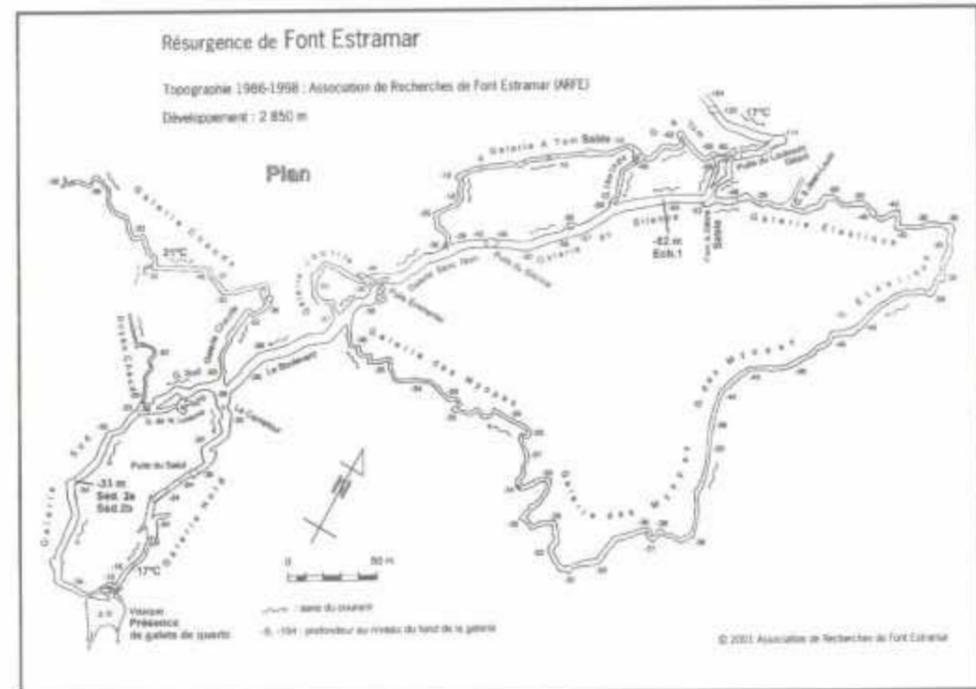
**Photographie 25 : "Boules de sables"**

Les variations du niveau d'eau de la zone noyée permettent de créer des accumulations de sables caractéristiques. Le colmatage et la désobstruction (variation altimétrique de la zone noyée) des conduits à court terme édifient des "boules de sables".



**Photographie 24 : Évolution aquatique et aérienne d'un karst**

Les silts et les sables se déposent et sédimentent dans un environnement sous-aquatique. La géode de calcite se développe en milieu aérien. Ce remplissage est géotrope, le karst n'a pas été basculé depuis sa fossilisation.

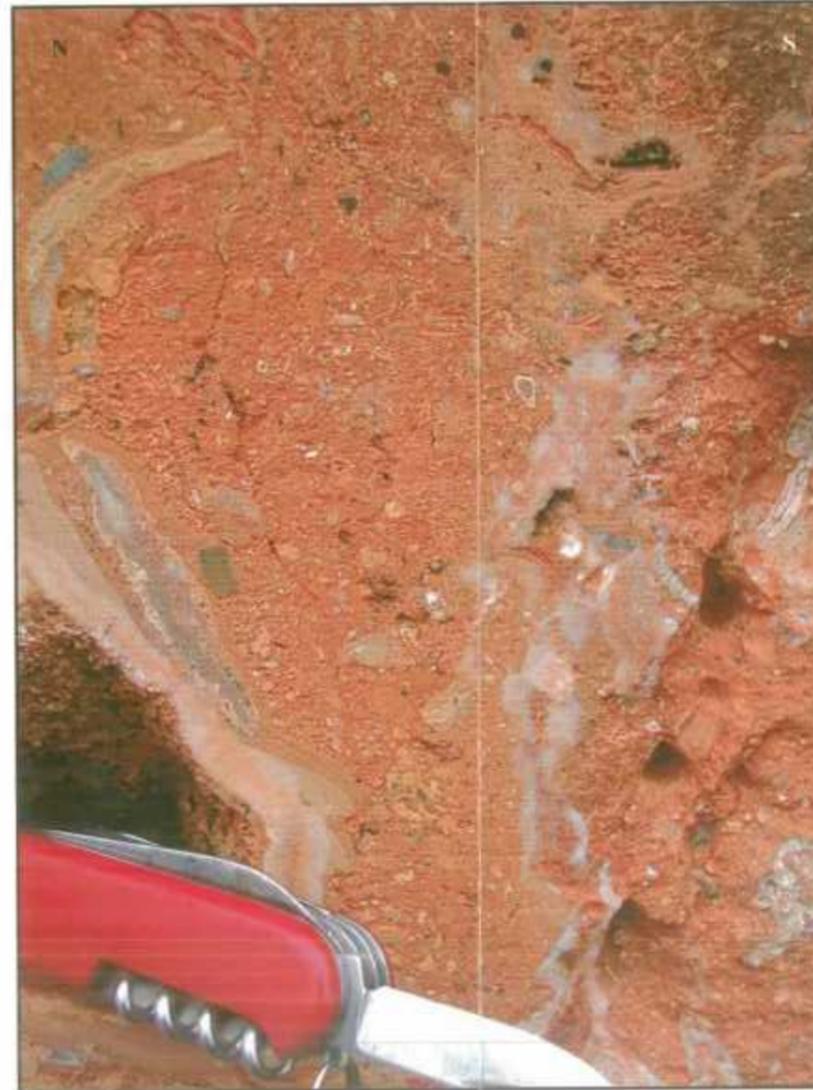


**Fig. 19 : Plan de la résurgence de Font Estramar**

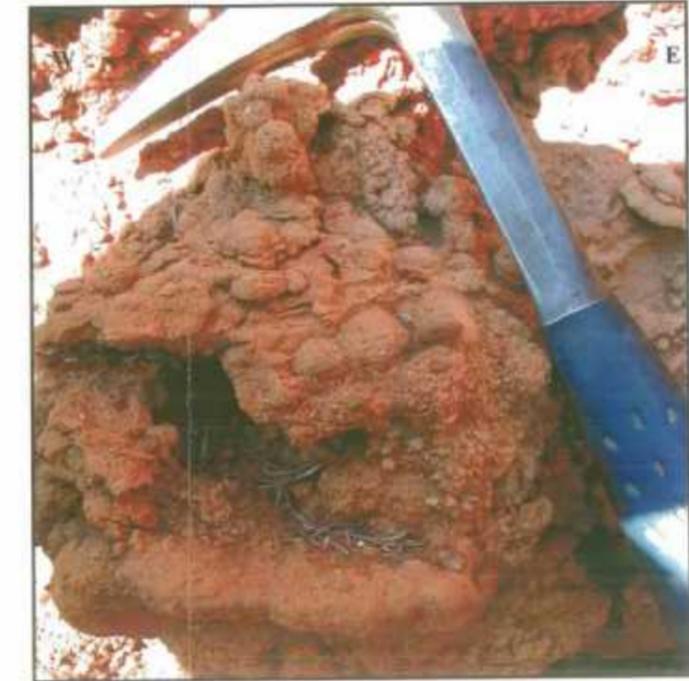
Il s'agit d'un grand réseau sub-horizontale totalement noyé. Des analyses au MEB ont été effectuées sur "Ech 1" et des analyses par diffractométrie des rayons X sur "Séd 2a" et "Séd 2b". La profondeur du réseau s'échelonne en moyenne entre -30 et -40 mètres NGF. Au nord du réseau, un puits a été plongé jusqu'à -164 mètres NGF. Le réseau s'oriente selon deux directions de fracturations: N0 et N80.



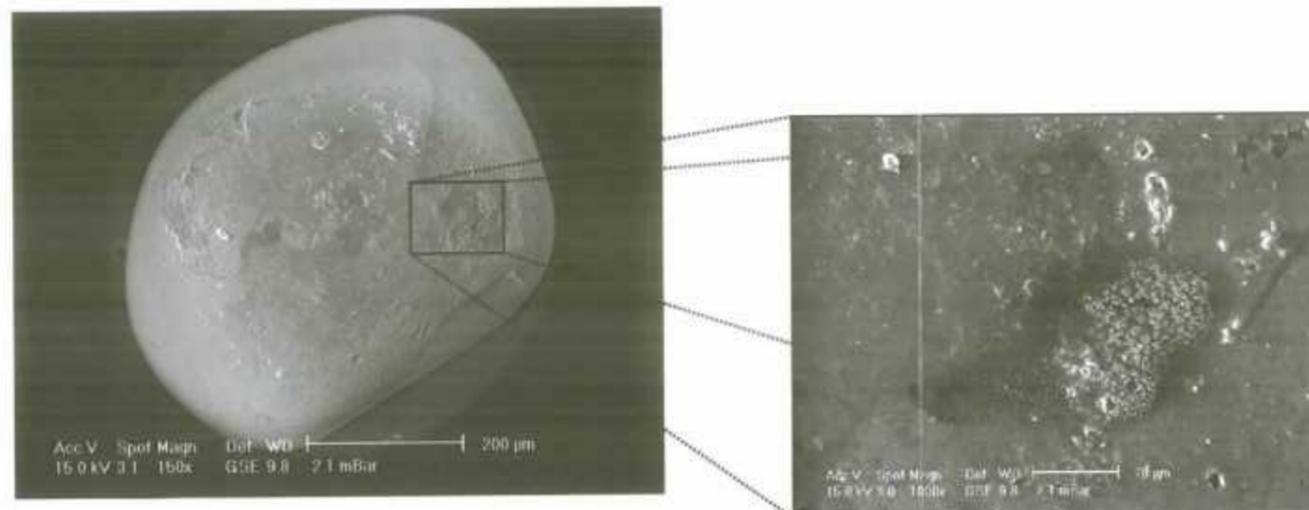
**Photographie 26 : Datation relative sous le plateau de Baixas**  
Différentes phases de remplissage sont datées grâce à la présence de faune. (d'après Calvet, 1996). Le colmatage est polyphasé. Karst situé dans les anciennes carrières de Baixas.



**Photographie 27 : Faune d'un remplissage karstique**  
De petits os, des dents ou des griffes sont visibles. Les molaires et pré-molaires utilisées pour les datations relatives, sont trop petites pour être distinguées à l'œil nu.

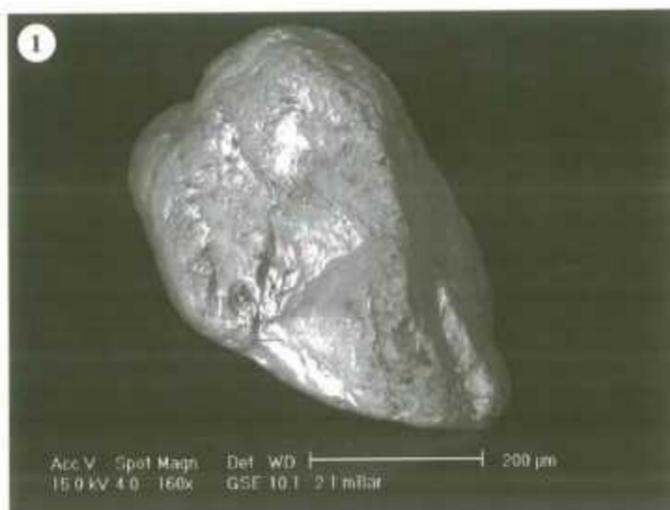


**Photographie 28 : Karst éolien d'Estagel**  
Le remplissage est riche en quartz. Les formes sphériques sont liées au léger battement de la zone noyée.

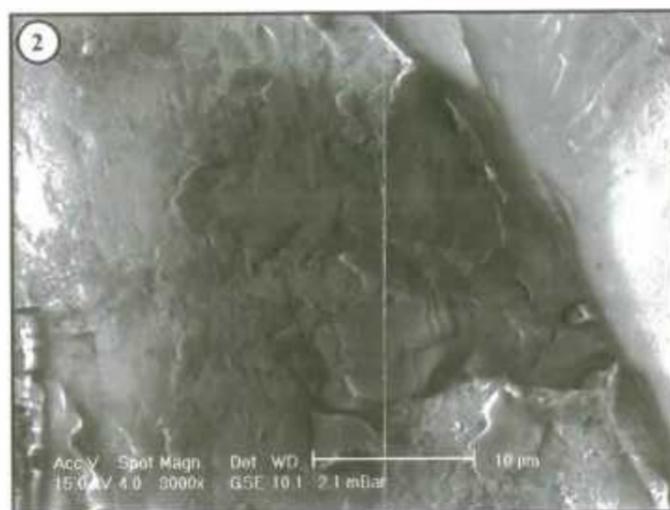


**Fig. 20 : Grain éolien observé au MEB**  
Ce grain provient du karst d'Estagel. Les grains éoliens sont ronds et mats. Des fleurs de silice sont visibles à plus fort grossissement. Elles sont de type 1, ce qui signifie qu'aucun transport fluvial n'a pu avoir lieu.

Le grain a été façonné et transporté par le vent, puis directement piégé dans le karst sans subir aucun déplacement aquatique. Les fleurs de silice sont liées aux battements de la nappe.



Karst littoral. Altération géochimique prédominante sur les traces d'une dynamique mécanique antérieure. Grain très altéré.



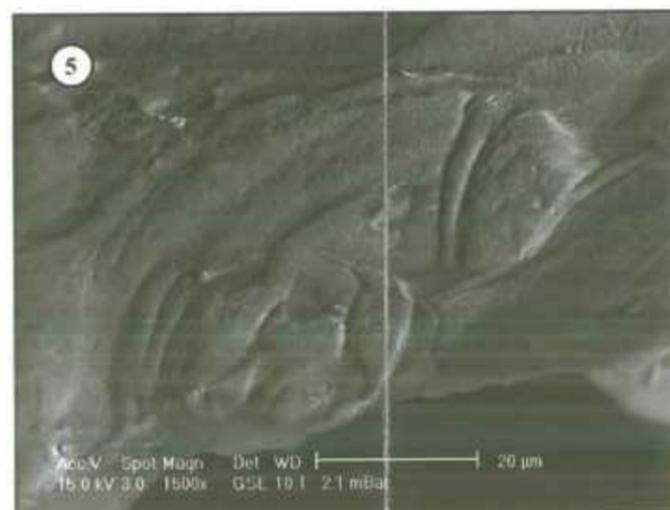
Karst littoral. Zoom sur (1). Précipitations géochimiques dans une dépression.



Karst littoral. Encroûtement constitué majoritairement d'aluminium et de fer. Analyses effectuées à la microsonde.



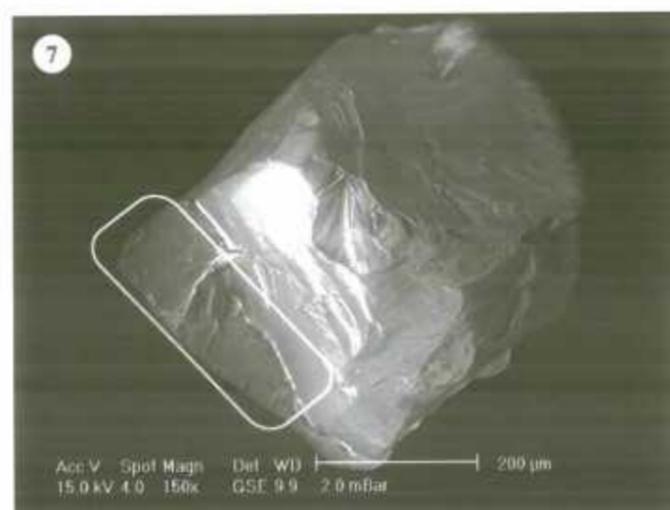
Karst littoral. Forte dynamique mécanique : stries et cassures.



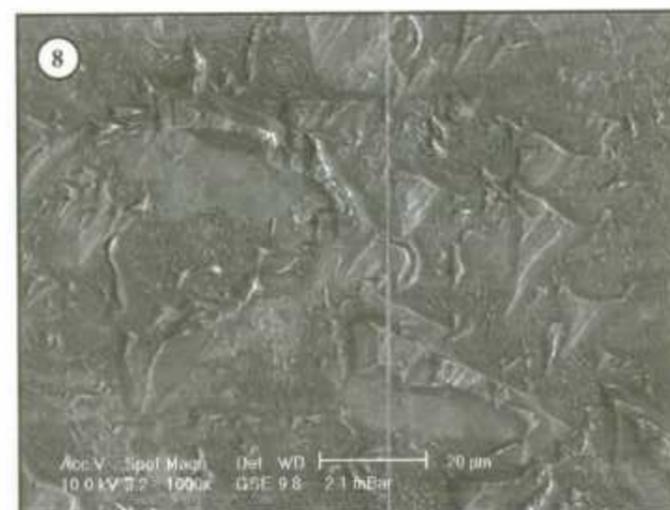
Karst littoral. Zoom sur (4). Cassure conchoïdale lié à un transport très énergétique.



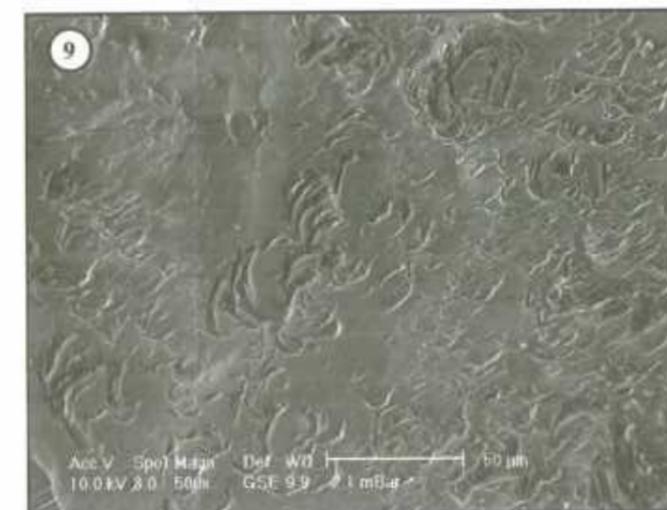
Karst littoral. Forte érosion mécanique et forte altération géochimique.



Karst littoral. Grain anguleux et luisant. Surface protégée d'un quartz pédogénétique ou diagénétique.



Font Estramar. Très belle figure de dissolution sur un quartz pédogénétisé.



Font Estramar. Stries et figures de broitage : figures de haute énergie sur des grains d'orine intertidal.

Fig. 21 : Planche photographique des grains analysés au MEB

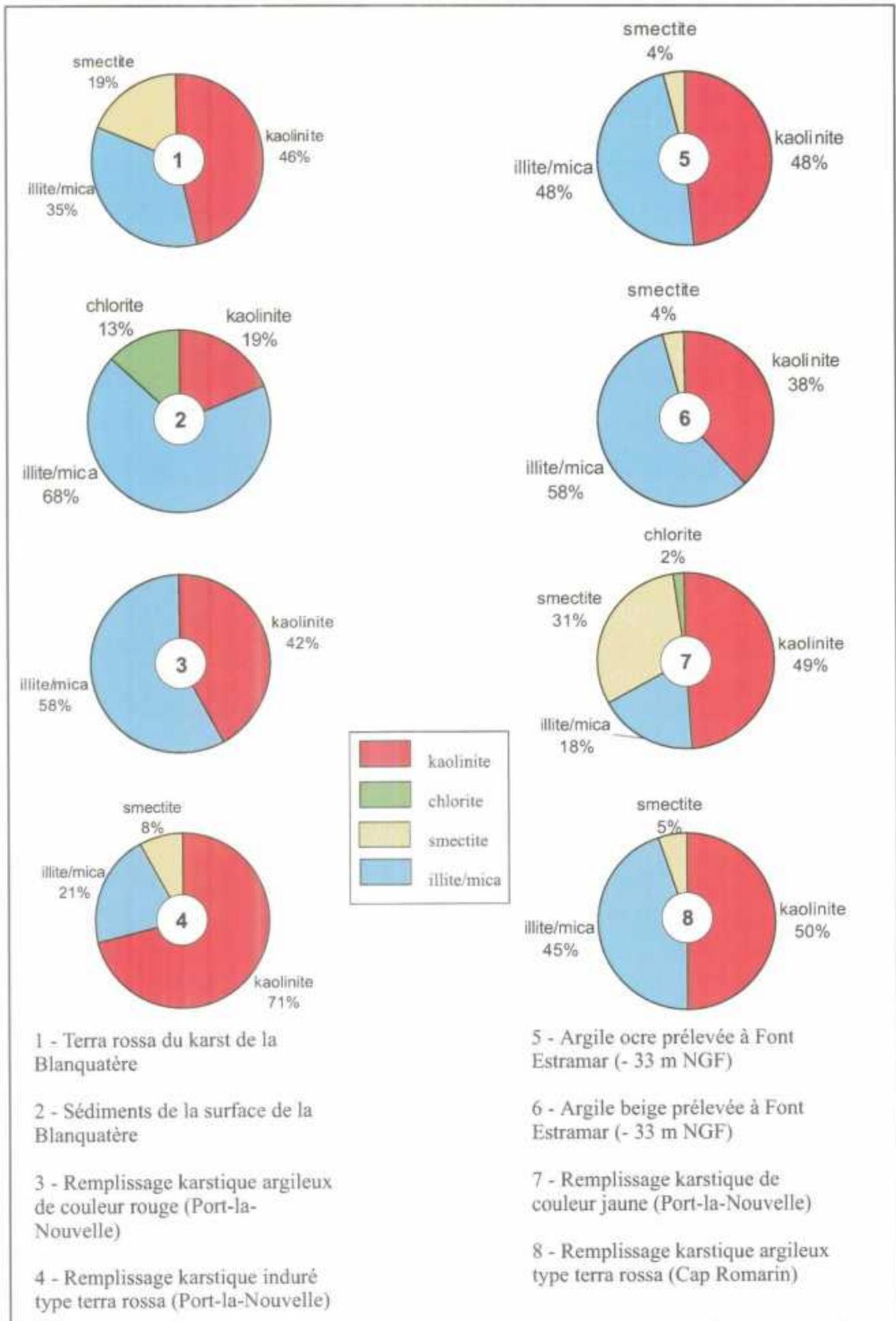


Fig. 22 : Résultats des analyses par diffractométrie des rayons X

## 7.2. STRATIGRAPHIE DES REMPLISSAGES KARSTIQUES

La courbe eustatique étant globalement régressive depuis 100 Ma, l'âge respectif des remplissages devrait croître en fonction de l'altitude. De plus, des similitudes faciologiques devraient apparaître dans des classes d'altitudes proches. Cependant, on assiste à un "mélange" des remplissages karstiques avec une prédominance générale des colmatages composés de terra rossa. Outre le phénomène de polyphasage des karsts (désobstruction et colmatage d'anciennes cavités), les réseaux ont du être décalés tectoniquement. Dans les Corbières, le colmatage d'un karst ne signifie pas forcément sa "mort".

A l'échelle des temps géologiques :

- Du Trias au Turonien, le système est en transgression avec fossilisation successive des réseaux karstiques : le karst est plutôt monphasé.
- Du Turonien à l'actuel, le système est globalement en régression avec enfoncements des niveaux de base : le karst est polyphasé et montre des jeux successifs.

### 7.2.1. Stratigraphie faciologique

Les premiers indices karstiques dans la région des Corbières se situent au Crétacé supérieur lors des émergences. Sous un climat tropical humide, la bauxite est piégée et conservée dans les cavités. La présence d'aluminium et de fer (bauxite, goëthite et hématite) caractérise ce type de karst. Il est néanmoins probable de retrouver ces éléments chimiques remaniés dans des karsts plus jeunes.

*Durant la mise en place des nappes (du Paléocène au Bartonien) en régime compressif, aucun grand réseau ne se forme. Blanc (1997) émet une hypothèse de colmatage intégral du karst à l'Éocène final ; des argiles rouges, des phosphorites et des conglomérats fossiliseraient le karst.*

En ce qui concerne les karsts à terra rossa, après analyse de la faune et des faciès :

- Les karsts à terra rossa existent au moins depuis le Miocène,
- Ce type de colmatage perdure jusqu'au Pliocène supérieur.

La formation de terra rossa qui est liée aux climats tropicaux, s'interrompt avec le commencement des phases froides du Pléistocène.

Néanmoins, la terra rossa recouvrant localement les plateaux actuels est soutirée par l'épikarst. Ce phénomène est visible dans la carrière Lafarge de Port-la-Nouvelle.

Le remplissage à terra rossa est ubiquiste sur l'ensemble des Corbières car les conditions propices à ce type de colmatage correspondent à la période la plus longue.

Au cours de la période marquée par la formation de terra rossa, d'autres remplissages peuvent coexister.

Un remplissage de silts indurés rouge brique interstratifiés dans des sables (cf. photographie 23) se rencontre couramment dans les karsts des Corbières. Blanc (1997) lui attribue un âge Miocène supérieur.

## 7.2.2. Biostratigraphie

La manière la plus évidente de dater un remplissage karstique est de trouver de la faune. Au total, plus de soixante-dix sites ont été découverts depuis 1970 par différents chercheurs (Faillat, Cornet, Calvet,...).

Au cours de cette étude, deux nouveaux gisements fauniques ont été découverts dans les Corbières. Les listes fauniques provisoires<sup>1</sup> et les datations ont été effectuées par Jean-Pierre Aguilar :

- Le gisement de la Blanquatère, au-dessus de Tautavel :

*Eumyarion bifidus*, *Megacricetodon collongensis-roussillonensis*, *Megacricetodon minor*, *Megacricetodon sp.*, *Democricetodon sp. 1*, *Democricetodon sp. 2*, *Pseudofahlbuschia cf. catalaunica*, *Ligerimys lophidens*, *Ligerimys sp.*, *Microdyromys koenigswaldi*, *Glirudinus undosus*, *Glirudinus modestus*, *Miodyromys sp.*, *Pseudodryomys simplicidens*, *Pseudodryomys sp.*, *Spermophilinus bredai*, *Aragoxerus sp.*

Age : Miocène inférieur à moyen sensiblement entre les gisements de Sainte Catherine 8 et de Baixas.

Un âge voisin de 16 Ma peut-être fixé.

- Le gisement des Correts (entre Fitou et Opoul) :

*Cricetus cf. angustidens* (1 M2/), *Apodemus sp.* (1 M3/), *Stephanomys sp.* (1 M3/).

Age : Pliocène probablement équivalent de Sète (environ 3 Ma).

Comme cela est expliqué au paragraphe 5.2.2., quasiment tous les étages stratigraphiques sont représentés depuis le Chattien (Oligocène) à l'actuel, dans les Corbières. Néanmoins, les faunes du Tortonien supérieur et du Pliocène inférieur (pendant 10 Ma) n'ont jamais été découvertes dans la zone d'étude (cf. fig. 16).

---

<sup>1</sup> listes fauniques provisoires : l'étude des échantillons n'est pas encore terminée.

## 8. Hypothèses sur la genèse des karsts des Corbières en fonction de l'évolution du niveau de base, de la tectonique et du paléoclimat

### 8.1. GENETIQUE

Les facteurs hydrologiques, les propriétés physiques et les caractéristiques géologiques du karst interviennent dans le développement des aquifères karstiques (Király, 1975). Ce sont particulièrement les facteurs biologiques et climatiques (température, précipitations, sol, végétation, évapotranspiration), les facteurs géomorphologiques (relief, organisation du drainage de surface), les caractéristiques géologiques (variation du niveau de base, sédimentologie, structure, paléogéographie, géochimie), les processus chimiques (solution, précipitation), la distribution des vides et des paramètres hydrodynamiques au sein de l'aquifère, les conditions aux limites ainsi que l'organisation des écoulements qui en résulte.

Les écoulements au sein des systèmes karstiques des Corbières sont majoritairement gravitaires ou gravifiques (Bakalowicz, 1996) ; **le processus de karstification est lié à l'évolution du profil d'équilibre fluvial lui-même connecté à l'évolution eustatique de la Méditerranée**. Une influence hydrothermale peut être envisagée comme étant responsable du développement partiel de la karstification en profondeur sous le niveau de sources de certains systèmes karstiques, due aux remontées de gaz carbonique d'origine profonde (ex. Font Estramar, la Mouillère), mais n'a pas été démontrée à ce jour. Les processus de karstification se mettent en place préférentiellement lorsque le gradient hydraulique au sein de l'aquifère est le plus fort, c'est-à-dire en période de chute du niveau de base, induite soit par l'eustatisme global soit par une composante structurale régionale. Par contre, les remplissages des karsts sont fossilisés en période d'accommodation, c'est-à-dire en période de remontée du niveau de base. D'une manière générale, la mise en place des réseaux karstiques est discontinue (existence de réseaux drainage étagés).

En région calcaire, l'érosion fluviale est plus tributaire des processus mécaniques que des processus chimiques, la capacité de dissolution des eaux de surface étant faible. L'érosion fluviale est ainsi plus faible que l'érosion karstique, et par conséquent, moins sensible aux variations à court terme du niveau de base régional (Bakalowicz, 1997). Ceci est un des éléments qui contribue à expliquer la rapidité de formation des réseaux karstiques : entre 10 000 et 20 000 ans<sup>1</sup> peuvent suffire à la mise en place d'une structure de drainage associée à une morphologie de surface (Bakalowicz, 1979).

Les orientations adoptées par les réseaux de galeries sont fréquemment tributaires des directions de diaclases et de fracturation. Dans les Corbières, toutes les directions de fracturation sont représentées. Elles sont liées à la virgation des Corbières, et plus particulièrement à celles des grands axes structuraux : N90° (faille nord-pyrénéenne), N40° (faille de Prades). Les nombreuses fracturations verticales sont rapportées aux décrochements qui ont eu lieu au Bartonien lors de la mise en place des nappes des Corbières.

---

<sup>1</sup> Cette durée est fonction de différents paramètres : climat, couverture végétale, géologie,...

### 8.1.1. Genèse des réseaux en fonction de l'évolution climatique et environnementale

L'évolution climatique et les caractéristiques du couvert végétal figurent sur les planches hors-texte : "Synthèse de l'évolution du karst des Corbières depuis le Crétacé" et "Synthèse de l'évolution du karst languedocien au Mésozoïque inférieur (Trias-Turonien)".

Blanc (1997) définit le taux de dissolution spécifique (TDS) exprimé en  $\text{mm.k.a}^{-1}$  :

- Les milieux chauds et les climats tropicaux correspondent à un TDS de 80 à 400  $\text{mm.k.a}^{-1}$ . Il en résulte la mise en place de réseaux de grandes dimensions ;
- Les phases froides du Quaternaire ont des TDS compris entre 80 et 180  $\text{mm.k.a}^{-1}$  ;
- L'altitude démultiplie la valeur du TDS ;
- La présence d'une couverture végétale ou pédologique accélère également le TDS.

La karstification ne peut exister dans la dolomie pendant les périodes froides (Nicod, 1997).

### 8.1.2. Génétique des réseaux plans

Les grands réseaux horizontaux ont été élaborés lors de longues périodes de stabilité du niveau de base.

Les quatre phases de stabilité eustatique identifiées depuis le Crétacé, (i) Crétacé supérieur d'une durée de 30 Ma, (ii) Paléocène – Eocène d'une durée de 35 Ma, (iii) Miocène d'une durée de 15 Ma et (iv) Miocène-Pliocène d'une durée de 10 Ma, devraient théoriquement donner lieu à la formation d'importants réseaux horizontaux. De plus, la formation de réseaux horizontaux est inconcevable lors d'événements tectoniques ou lors de variations rapides du niveau marin.

Peu de réseaux horizontaux ont été explorés dans les Corbières; parmi ceux-ci il faut noter :

- le **Chtulu Démoniaque**, découverte publiée en 1985, se situe au NW de Caudiès-de-Fenouillèdes. L'altitude des galeries explorées varie entre 330 et 600 mètres NGF au maximum. L'altitude moyenne des galeries est comprise entre 400 et 500 mètres NGF. Le développement horizontal atteint 18 kilomètres. L'exutoire de ce réseau est une source de trop plein.
- le réseau noyé de **Font Estramar**, dont les dernières explorations ont atteint une profondeur de -164 mètres NGF (Brandt, 1997). Le plan horizontal, d'un développement kilométrique, se situe à une cote comprise entre -30 et -50 mètres NGF. La présence de stalactites et d'argiles de décalcification dans le réseau noyé confirment l'émersion du système.
- la grotte de la **Mousque d'Ase**, petit réseau noyé (exploration < 1 kilomètre) situé au-dessus du Verdoble, à l'est de Paziols. Il s'agit d'une résurgence pérenne.

### **8.1.3. Génétique des réseaux verticaux**

La formation de ce type de réseau correspond à un enfoncement rapide du niveau de base, lié soit à des événements tectoniques régionaux entraînant la surrection d'un massif, soit à des chutes eustatiques globales. Cependant, le soulèvement régulier d'un massif ou l'enfoncement constant du niveau de base n'entraîne pas systématiquement la formation de réseau karstique. Ces phénomènes doivent présenter un caractère accidentel et impulsif (crise) pour créer des réseaux verticaux.

Dans les Corbières, la majorité des cavités explorées et décrites par les spéléologues sont verticales. Elles sont réparties sur l'ensemble de la zone d'étude. Le développement vertical de certains puits atteint plus de 350 mètres.

De nombreux réseaux verticaux se situent sur le plateau calcaire au nord de Caudiès-de-Fenouillèdes; on en dénombre d'autres vers le Moutoulié de Périllou (ex. Aven de l'Hydre (643.623/69.120/626m NGF) avec un développement de 878 mètres (longueur des boyaux) et un dénivelé de plus de 400 mètres (données ESR<sup>1</sup>) sur la commune de Feuilla (Aude).

### **8.1.4. Relations entre réseaux verticaux et réseaux plans**

Les relations entre réseaux plans et réseaux verticaux ne sont pas encore bien établies; l'étude des connexions nécessiterait de procéder à une analyse détaillée des inventaires publiés des phénomènes spéléologiques. Ce type d'étude n'a pas été conduit dans le cadre de cette synthèse géologique du karst des Corbières.

De plus, si de nombreux puits existent dans la partie de l'aquifère surmontant le réseau plan, il n'est pas toujours évident de découvrir un itinéraire reliant le réseau vertical au réseau plan. C'est le cas du Chtulu démoniaque, réseau plan au-dessus duquel se trouvent de nombreux puits, sans pour autant que des connexions entre le réseau plan et les puits n'aient été découvertes à ce jour.

Une des extrémités du réseau noyé plan de Font Estramar est relié à un puits exploré en plongée jusqu'à la côte -164 mètres NGF, mais qui se prolongerait encore plus bas (communication orale de Brandt).

---

<sup>1</sup> ESR : Entente Spéléologique du Roussillon

## 8.2. GEOMETRIES POTENTIELLES DES DIFFERENTS RESEAUX

### 8.2.1. Age des réseaux

Les arguments péremptoires restent rares pour dater précisément les anciens réseaux. Cependant, en fonction des géométries, un âge relatif autre que Quaternaire (Blanc, 1997 ; Bakalowicz, 1997) peut leur être attribué. Bakalowicz (1987) dénombre cinq systèmes superposés dans le réseau Trombe (goueil di Her, grotte de Pène Blanche, ...) situé dans le massif karstique d'Arbas (Pyrénées garonnaises). Il leur attribue des âges distribués du Miocène supérieur au Pliocène supérieur.

Le Chtulu est un réseau dont le développement horizontal est important. La surface fondamentale (dont le développement est aussi important) n'est pas reconnue dans l'arrière-pays. L'altitude du Chtulu correspond à l'altitude de la surface fondamentale (400 / 500 mètres NGF). Géométriquement, le karst du Chtulu serait le prolongement de la surface fondamentale.

La géométrie horizontale du Chtulu pourrait s'être formée dès le Miocène (Aquitano-burdigalien), au cours de la période d'aplanissement généralisée des Corbières.

Le niveau plan de Font Estramar pourrait être initié lors de la période de stabilité qui a suivi la chute à -50 mètres NGF pendant la fin du Serravalien.

Le puit du réseau de Font Estramar descend à -164 mètres NGF. Le niveau marin n'a atteint qu'une seule fois une telle profondeur : lors de la crise de salinité messinienne. De plus, aucun phénomène tectonique connu, ne peut être à l'origine d'un réseau karstique vertical atteignant 164 mètres de profondeur.

La partie verticale du réseau de Font Estramar peut-être considérée comme une des conséquences de la chute du niveau marin lors de la crise de salinité messinienne.

Les remplissages fossilisés des différents types de karst peuvent apporter des éléments de datation relative, du Crétacé supérieur au Quaternaire. Ce sont les remplissages suivants :

- Remplissage marin daté en fonction de la localisation géographique et des événements transgressifs du Langhien / Serravalien, du Zancéen et du Quaternaire pour les karsts littoraux.
- Remplissage éolien durant l'intervalle Riss / Würm (Ambert & Clauzon 1992).
- Remplissage alumineux relatant les événements de bauxitisation du Crétacé.
- Remplissage contenant des calcrètes épisodiques pendant l'Aquitano-Burdigalien et prépondérantes au cours du Zancéen.
- Remplissage à terra rossa ubiquiste dans le temps et dans l'espace.
- Remplissage à concrétions calcitiques (stalactites, géodes,...) d'origine quaternaire.

### 8.2.2. Conditions de mise en place des réseaux de drainage souterrain et des surfaces associées

La détermination qualitative de la géométrie des différents réseaux ainsi que du potentiel karstifiable théorique, repose sur l'analyse de la corrélation entre la déconvolution du signal sédimentaire du bassin et la déconvolution du signal sédimentaire enregistré au sein du karst. Cette analyse fait également appel à des paramètres tels que l'eustatisme, les mouvements tectoniques et l'évolution climatique.

Deux planches synthétiques ont été constituées montrant (planche I) l'évolution du Karst des Corbières depuis le Crétacé et (planche II) l'évolution du Karst Languedocien au Mésozoïque inférieur (Trias-Turonien) (cf. planches hors texte).

#### 8.2.2.1. Évolution du karst des Corbières depuis le Crétacé

Plusieurs phases de stabilité relative du niveau eustatique, au nombre de 4, se succèdent du Crétacé supérieur au Quaternaire (planche I). A deux de ces phases sont associées la formation de paléosurfaces et le développement potentiel de réseaux de drainage à tendance verticale ou horizontale :

- La surface des hauts niveaux correspond aux anciens reliefs précédents la mise en place des nappes. Elle est associée à la phase de stabilité eustatique qui s'étend de la fin du Crétacé supérieur à l'Oligocène inférieur (Rupélien), ainsi qu'à la continentalisation des terrains carbonatés karstifiables.
- Les surfaces fondamentales, correspondent à la phase de stabilité eustatique qui s'étend du Chattien au Serravalien (Miocène Moyen).
- Les surfaces à facettes, les surfaces d'abandon du Pliocène ainsi que les surfaces de déchaussement sont respectivement le résultat d'événements compressifs et régressifs (Tortonien – Quaternaire). Les surfaces à facettes sont liées à l'up-lift Tortonien (compression). La régression fini zancléenne aboutit à la formation de surfaces d'abandon pliocènes. Les surfaces de déchaussement pléistocènes sont le résultat des phénomènes glacio-eustatiques (niveau marin à -120 m NGF à 18 000 BP).

Au cours de ces quatre phases, le potentiel karstifiable théorique correspond à l'intervalle minimum et maximum de variation du niveau de base, c'est à dire qu'il varie de +210 mètres (Turonien) à -1500 mètres (Messinien).

Au cours de la période régressive Turonien-actuel, le potentiel karstifiable théorique ne fait que s'accroître en se cumulant.

L'ensemble des paramètres synthétisés dans la planche I, y compris ceux liés aux événements géodynamiques et au climat, influence la mise en place des réseaux de drainage souterrain au sein des systèmes karstiques ainsi que leur géométrie potentielle. De manière générale, le développement de réseaux verticaux est plus favorable que le développement de réseaux plans dans la phase suivant la continentalisation des terrains carbonatés. Cette tendance s'inverse de l'Oligocène au Miocène moyen. Puis, dès le Tortonien (incision) jusqu'à l'actuel, on assiste à la mise en place de réseaux à développement essentiellement vertical.

### 8.2.2.2. *Interprétation concernant le système de Font Estramar/synclinal du Bas Agly*

Une première interprétation concernant la mise en place du réseau karstique de Font Estramar et la géométrie de ce dernier peut être formulée à partir des différents résultats des analyses (surfaces, typologie des remplissages, profils d'équilibre) :

- la formation du puits de Font Estramar (> -164 mètres NGF) est considérée comme étant d'origine messinienne.
- l'Agly qui alimente actuellement par ses pertes le système de Font Estramar, n'est pas un fleuve messinien (cf § 5.2.2. et fig. 13).
- les écoulements lors de la crise de salinité messinienne s'effectuaient donc majoritairement en souterrain.
- les écoulements karstiques au niveau de l'Agly doivent débiter dès la fin du Serravalien.

Les conséquences hydrogéologiques sont intéressantes, le potentiel de karstification théorique atteignant une valeur de -1500 mètres NGF. Cette valeur de potentiel est supérieure à l'épaisseur totale des carbonates du synclinal du Bas-Agly (≈1000 mètres). La totalité de la pile sédimentaire carbonatée du synclinal du Bas-Agly est potentiellement karstifiée, suivant le profil d'équilibre lié au niveau de base de l'époque.

Le rôle joué par la faille de Prades (drain ou écran imperméable) devient essentiel car les calcaires karstifiés sont au contact avec les aquifères "multicouches" (top set beds et fore set beds des Gilbert Delta) du bassin du Roussillon. La faille de Prades laisse circuler les fluides par endroits (Bakalowicz & Le Strat, 1997), mais sa fonction de transfert hydraulique n'est pas encore reconnue tout au long du transect.

Si l'importance de la crise de salinité messinienne est connue à terre (soit au niveau des karsts ou dans les canyons), il convient de remarquer que cette karstification se prolonge vers la mer.

Il existe probablement des arrivées d'eau du karst sous le niveau de mer actuel, en tête de canyons. Des reculées karstiques doivent être présentes au niveau de la plate-forme, sous une épaisse couche de sédiments.

Une intrusion d'eau de mer n'est pas à exclure au niveau du réservoir noyé du karst, situé sous le niveau marin actuel.

### 8.3. L'EVOLUTION DU KARST DES CORBIERES DU MIOCENE A L'ACTUEL

Le karst des Corbières est polyphasé dans sa phase Crétacé-actuel (réseaux étagés polyphasés, colmatage et désobstruction de cavités,...).

Différents événements ont considérablement influencé l'évolution géodynamique des Corbières :

La **période de stabilité Miocène** entraîne la formation de grandes surfaces d'aplanissement à proximité du littoral et semble mettre en place de grands réseaux horizontaux en zone distale. Ces surfaces et ces réseaux sont portés en altitude lors de l'uplift d'âge Tortonien et du basculement Plio-quaternaire (Duvail *et al.*, 2001). A cette époque, les réseaux existant sous le niveau de base (sous la surface fondamentale) sont comblés.

**L'uplift et la régression d'âge Tortonien** sont à l'origine de l'élaboration de réseaux verticaux. Leur développement et leur extension sont mal renseignés pour l'instant. Une étude de géologie fondamentale permettrait d'apprécier les jeux tectoniques d'âge Tortonien, dans les Corbières.

**L'influence de l'évènement messinien** sur le système Font Estramar / synclinal de l'Agly commence à être cernée. Toutes les roches karstifiables de ce secteur ont subi les conséquences de la crise de salinité messinienne. La chute drastique du niveau de base et le climat humide messinien ont contribué à l'élaboration de grands réseaux verticaux sur des hauteurs très importantes.

Toutefois, l'état de comblement de ce réseau profond n'est pas connu, ce paramètre étant très difficilement appréciable.

Deux opérations permettraient de connaître l'influence de la crise de salinité messinienne sur les Corbières occidentales :

- La construction des profils d'équilibre au Miocène supérieur et au Pliocène ;
- La reconstitution des paléo-réseaux d'écoulement.

**La karstification profonde du synclinal de l'Agly** pose deux nouvelles problématiques :

- La possibilité de résurgences en mer ;
- La connexion et la relation aquifères "multicouches" (top set beds et fore set beds des Gilbert Delta) / aquifères karstiques. Les échanges pourraient être amplifiés au niveau de drains actifs de la structure (faille de Prades). Le rôle effectif de cette dernière est à préciser.

**Les événements glacio-eustatiques quaternaires** associés au basculement de la marge plio-quaternaire (Duvail *et al.*, 2001) entraînent la capture de certains cours d'eau et le creusement de gorges encaissées (cf. § 6.2.5.). Nous supposons aussi que cette phase donne naissance à certaines cavités verticales. Le creusement des canyons aériens atteint par exemple l'altitude minimum de 300 mètres NGF vers les Gorges de Galamus et de 100 mètres NGF vers Tautavel. Il y a donc toute une paléomorphologie d'âge Pliocène supérieur qui se trouve incisée au Quaternaire (Serrat, 2000).

Sachant que la climatologie froide du Pléistocène favorise modérément l'établissement de grands réseaux karstiques, on peut supposer un développement à tendance aérienne du réseau hydrographique quaternaire.

## 9. Conclusion

L'étude de la géologie du karst des Corbières orientales a permis de développer une méthodologie originale d'étude de la mise en place et du développement des réseaux karstiques et des surfaces associées aux systèmes karstiques des Corbières. Cette méthode intégrée, repose notamment sur l'analyse de deux paramètres essentiels : (i) l'analyse de la variation globale du niveau marin à partir de la courbe eustatique globale (Haq et al., 1987) et (ii) la courbe de genèse locale des phénomènes structuraux liés à la géodynamique pyrénéenne et alpine.

Les principes fondamentaux de cette étude peuvent être proposés :

- Le développement d'un système karstique est lié notamment au profil d'équilibre fluvial, lui-même connecté au niveau de base marin. La karstification se met en place en période de chute du niveau de base (induction eustatique globale ou induction structurale régionale). Le remplissage du système, sédimentation au sein des réseaux et cavités, se réalise en période d'accommodation soit en période de remontée relative du niveau de base.
- A l'échelle des temps géologiques :
  - Du Trias au Turonien, le système est en transgression avec fossilisation successive des réseaux karstiques : le karst est plutôt monophasé.
  - Du Turonien à l'actuel, le système est globalement en régression avec initiations des plans et verticaux et enfoncements successifs des niveaux de base : le karst est polyphasé et montre des jeux successifs.
  - Des périodes de stabilité du niveau de base marquent le paysage (surfaces fondamentales) et les morphologies karstiques (superposition de niveaux plans en Ariège et dans les Corbières).
- L'obligation d'utiliser de nombreux outils de travail (sédimentologie, géomorphologie, karstologie, traitement des MNT,...) est nécessaire afin de produire un résultat issu de la recherche fondamentale pour la recherche appliquée.

Une méthodologie d'étude des karsts a été développée en conséquence. Elle comprend plusieurs composantes dont :

- la construction d'une typologie des karsts basée sur diverses méthodes d'analyses : faciès, microfaciès, diffractométrie des rayons X, MEB, datation absolue, paléontologie,...
- la reconstitution des différents niveaux de base successifs suivant des profils aval amont au cours du temps ;
- une approche intégrée incluant le signal sédimentaire des bassins avoisinants. Le signal enregistré dans et par le karst doit s'intégrer dans le message sédimentaire de l'ensemble du bassin.

Les principes de la stratigraphie séquentielle doivent être incorporés à l'étude de la géologie karstique. Dans ce domaine, diverses approches sont actuellement en cours :

- Reconstitution des profils d'équilibre successifs ;
- Approche géométrique des niveaux de base à partir des paléosurfaces ;
- Approche intégrée du signal karstique dans le signal du bassin sédimentaire.

La méthodologie développée n'a pas été appliquée en détail sur toute la zone d'étude du projet CORBIERES. Les résultats obtenus notamment au niveau du système de Font Estramar devront être confrontés aux résultats des analyses hydrologiques et hydrochimiques afin de déterminer des secteurs cibles de prospection de la ressource par sondages et forages. Les principaux résultats qui concernent les différents systèmes karstiques à caractériser dans le cadre du projet sont regroupés dans le tableau 3. Les méthodes à appliquer dans une phase ultérieure qui sera précisée dans le cadre d'une prochaine réunion de comité de pilotage du projet (automne 2002), figurent dans la colonne perspectives.

Système karstique	Zone structurale	Système unaire ou binaire / Écoulement souterrain et de surface	Évolution du niveau de base et extension des incisions	Géométrie et variation des épaisseurs des formations carbonatées	Évolution réseaux karstiques	Paléosurfaces	Potentiel de karstification théorique	Perspectives
<b>Système Fontestramar – Fontdame</b>	Zone Nord – pyrénéenne Unités internes – synclinal de l'Agly	Binaire Écoulement souterrain au cours de la crise de la salinité messinienne et probablement dès la fin du Serravalien.	Incision tortonienne et messinienne dans le Roussillon jusqu'à l'amont immédiat d'Espira de l'Agly.	Synclinal de l'Agly plus nappes charriés au niveau d'Opoul. Épaisseur variant entre 0 et 1000 mètres 0 : fenêtre tectonique de Fitou ; 1000 : au niveau du flanc Sud du synclinal de l'Agly.	<b>Polyphasage des réseaux</b> <b>Réseaux verticaux &gt; réseaux plans</b> au Paléocène – Eocène. <b>Réseaux plans &gt; réseaux verticaux</b> lors de la distension Oligocène et Miocène. <b>Réseaux verticaux</b> liés aux incisions tortoniennes, messiniennes et pléistocènes.	Surfaces fondamentales et surfaces de hauts niveaux.  => cf. position sur carte et sur coupes N°1 et N°2	max -1500 mètres  Karstification de toute la série d'âge Mésozoïque.  Remarque : pas d'information sur le degré de colmatage des réseaux en profondeur.	Intégration résultats des analyses des plans de drainage (Duriez, à paraître). Caractériser les relations avec la faille de Prades (étude structurale détaillée) + cf. étude hydrologique et hydrochimique.
<b>Système la Tirounère</b>	Zone Nord – pyrénéenne Unités externes – chaînon de Galamus et synclinal de S <sup>1</sup> -Paul-de-Fenouillet	Unaire Paléoréseaux aériens du Pliocène, perchés en altitude.	Incision quaternaire (18 000 ans BP, maximum glaciaire) au niveau des gorges de Galamus – enfoncement de l'Agly.	Épaisseur des formations carbonatées de 500 à 1000 mètres	Existence de réseaux à grand développement horizontal (ex. Chtulu Démoniaque)  ?	Surface de hauts niveaux Escarpelement tectonique récent  => cf. position sur carte et sur coupe N°3	Influence de l'incision messinienne non quantifiée. Fortes probabilités de karstification en profondeur.	Analyse des remplissages (Terra Rossa principalement), typologie du karst (MEB, RX) Analyse des plans de drainage Étude de l'organisation des réseaux karstiques (liens avec plans de drainage) à partir d'inventaires : relations Chtulu et Tirounère ; quelle proportion du réseau est-il noyé dans le synclinal?
<b>Système la Mouillère</b>	Zone Nord – pyrénéenne Unités externes – chaînon de Galamus et synclinal de S <sup>1</sup> -Paul-de-Fenouillet	Unaire Paléoréseaux aériens d'âge Pliocène, perchés en altitude.	Pas d'incision au niveau de la source. Émergence au contact des marnes de remplissage du synclinal. Évolution / Enfoncement du réseau de drainage (datation travertin).	Épaisseur des formations carbonatées de 500 à 1000 mètres	Peu d'information; résurgence au profit d'un accident au travers des marnes	Peu de surfaces à l'échelle du système : chaînon de Galamus, secteur au NE de Maury.	Karstification profonde en relation avec le front de chevauchement Nord-Pyrénéen	Analyse des remplissages, typologie du karst (MEB, RX) Établir les profils d'équilibre pour le Miocène sup., Pliocène inf., Pliocène sup., Pléistocène. Analyse des plans de drainage.
<b>Système les Adoux - Las Bordes</b>	Zone Nord – pyrénéenne métamorphisée. Au nord de la faille Nord-Pyrénéenne séparant le Synclinal de Boucheville et une partie de la zone axiale des Pyrénées	Binaire (perte de la Boulzane) Écoulements souterrains majoritaires (synclinal perché en altitude)	Incision de la Clue de la Foux en amont.	Environ 100 mètres des formations calcaires recouvertes par l'Albo-Aptien métamorphisé.	?	/	Influence de l'incision messinienne non quantifiée. Karstification en profondeur envisageable.	Inventaire des remplissages karstiques et analyse (RX, MEB). Établir les profils d'équilibre pour Miocène sup., Pliocène inf., Pliocène sup. et Pléistocène. Analyse des plans de drainage Étude de l'organisation des réseaux karstiques (lien avec plans de drainage) à partir d'inventaires régionaux des sociétés de spéléologie.
<b>Système la Doue - Verdoble</b>	Nord du front nord-pyrénéen Zone sous-pyrénéenne	Unaire	En amont, pas d'incision liée à un cours d'eau.  En aval, incisions polyphasées de Tautavel.	300 mètres maximum de formations aquifères.  Les formations dévoniennes sont sous-jacentes	?	/	?	Analyse des plans de drainage Analyse des remplissages, typologie du karst (MEB, RX) Étude de l'organisation des réseaux karstiques (lien avec plans de drainage) à partir d'inventaires régionaux des sociétés de spéléologie.

Tableau 3 : Principaux résultats obtenus

## Bibliographie

AGUILAR J-P., 1977 – Données nouvelles sur l'âge des formations lacustres des bassins de Narbonne-Sigean et de Leucate (Aude) à l'aide des micromammifères. *Geobios*, **10**, fasc. 4, pp. 643-645.

AGUILAR J-P., 1980 – Rongeurs du Miocène inférieur et moyen en Languedoc. Leur apport pour les corrélations marin – continental et la stratigraphie. *Paleovertebrata*, **9**, fasc. 6, pp. 155-203.

AGUILAR J-P., 1981 – Évolution des rongeurs miocènes et paléogéographie de la Méditerranée occidentale. *Thèse Doct. Sci.*, USTL Montpellier II. 203 p.

AGUILAR J-P., 1982 – Biozonation du Miocène d'Europe occidentale à l'aide des rongeurs et corrélations avec l'échelle stratigraphique marine. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. **II**, t. 294, pp. 49-54.

AGUILAR J-P., CLAUZON G. & MICHAUX J., 1989 – La limite Mio-Pliocène dans le Sud de la France d'après les faunes de rongeurs ; état de la question et remarques sur les datations à l'aide des rongeurs. *Bull. Soc. Italiana*, **28**, (2-3), pp. 137-145.

AGUILAR J-P., LEGENDRE S., MICHAUX J & MONTUIRE S, 1999 – Pliocene mammals and climatic reconstruction in the Western Mediterranean area ; *In* : The Pliocene : Time of Change ; WREN J.H., *et al.* *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, pp. 109-120.

AGUILAR J-P. & MICHAUX J., 1987 – Un nouvel élément pour l'interprétation climatique du Miocène inférieur et moyen dans le Sud de la France : les mégachiroptères ; *In* : Évolution climatique dans le domaine Méditerranéen au Néogène, *RCMNS interim colloquium* (Montpellier-Barcelona, 21-25 sept. 1987), pp. 3-4.

ALABOUVETTE B., ARTHAUD F., BAMBIER A., FREYTET P. & PALOC H., 1985 - *Notice explicative*, Carte géol. France (1/50 000), feuille S<sup>1</sup>-Chinian (1014). BRGM éd., Orléans. 44 p.

Carte géologique par ARTHAUD F., FEIST R., ALABOUVETTE B. & ELLENBERGER F, 1982.

AMBERT P. & CLAUZON G., 1992 – Morphogenèse éolienne en ambiance périglaciaire : les dépressions fermées du pourtour du Golfe du Lion (France, méditerranée). *Z. Geomorph. N. F.*, Suppl. Bd. 84, Berlin, Stuttgart, pp. 55-71.

ANDREIEFF P., 1997 – Notes d'orientation pour l'établissement de la carte géologique de France à 1/50 000. (3<sup>ème</sup> éd.) Comité de la carte géologique de France. *Document BRGM*, n° 260. BRGM éd., Orléans. 255 p.

ARTHAUD F. & MATTAUER M., 1972 – Présentation d'une hypothèse sur la genèse de la virgation pyrénéenne du Languedoc et sur la structure profonde du golfe du Lion. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **274**, sér. D, pp. 524-527.

AUBOUIN J. & MENNESSIER G., 1963 – Essai sur la structure de la Provence. Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, *mém. h. série Soc. géol. Fr.*, **II**, pp. 45-98.

AUNAY B., 2000 - Géologie du karst nord nîmois ; méthode d'étude, calibrage, interprétation. *Rapport interne inédit BRGM/EAU/RMD*, Montpellier. 54 p.

BAKALOWICZ M., 1979 – Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. *Thèse Doct. Sci.*, Univ. P. et M. Curie, Paris-VI, Géol. dyn. et Lab. souterrain CNRS. 269 p.

BAKALOWICZ M. 1986 – La karstification : processus, modèles et exemples. *9<sup>ème</sup> Cong. Internat. Spéléologie*, Barcelone, **3**, pp. 59-63.

BAKALOWICZ M. 1987– L'évolution paléohydrologique et morphologique des Pyrénées centrales : l'exemple du massif karstique d'Arbas (Pyrénées Garonnaises). *Actes des journées Félix Trombe, 8-10 mai 1987*, Moulis (Ariège), pp 44-57.

BAKALOWICZ M., 1988a – Géochimie des sources carbonatées des Corbières et formation des travertins. Les édifices travertineux et l'histoire de l'environnement dans le midi de la France. *Trav.*, 1988, **XVII**, U.A. 903 CNRS et ATP, pp. 209-225.

BAKALOWICZ M., 1988b – La formation des travertins : aspects géochimiques ; essai de synthèse et discussion. Les édifices travertineux et l'histoire de l'environnement dans le midi de la France. *Trav.*, 1988, **XVII**, U.A. 903 CNRS et ATP, pp. 261-268.

BAKALOWICZ M. 1996 – Les processus de karstification et les différents types de karst associés. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n.s., n 169, Carbonates intertropicaux : **35**, 1, pp. 363-371.

BAKALOWICZ M., 1997 – Le Mas d'Azil et les Petites Pyrénées. Le karst. Contexte géologique et géomorphologique. *Sorties d'étude dans le Saint-Gironnais (Couserans, Ariège)*. 19 mai 1997. Association des Professeurs d'Histoire et de Géographie.

BAKALOWICZ M., LAGASQUIE J-J., MAGNIN F. & VERNET J-L., 1988 – Les travertins des Pyrénées Orientales et des Corbières. Les édifices travertineux et l'histoire de l'environnement dans le midi de la France. *Trav.*, 1988, **XVII**, U.A. 903 CNRS et ATP, pp. 137-148.

BAKALOWICZ M., LE STRAT P., 1997 – Étang de Salses-Leucate. Contexte géologique. Implications hydrogéologiques sur les écoulements souterrains dans la partie nord de l'Étang. *Rap. BRGM R 39677*.

BERGER G-M., ALABOUVETTE B., BESSIERE G., BILOTTE M., CROCHET B., DUBAR M., MARCHAL J-P., TAMBAREAU Y., VILLATTE J. & VIALLARD P. – 1997. *Notice explicative*, Carte géol. France (1/50 000), feuille Tuchan (1078). BRGM éd., Orléans. 113 p.  
Carte géologique par BERGER G.M., BESSIERE G., BILOTTE M. & VIALLARD P., 1997.

BERGER G-M., ALOÏSI J-C., GOT H., MARCHAL J-P., MARTIN R., MICHAUX J. & MONACO A., 1982 - *Notice explicative*, Carte géol. France (1/50 000), feuille Leucate (1079). BRGM éd., Orléans. 42 p.

Carte géologique par BLES J.L. & BERGER G.M., 1982.

BERGER G-M., FONTEILLES M., LEBLANC D., CLAUZON G., MARCHAL J-P. & VAUTRELLE C., 1993 - *Notice explicative*, Carte géol. France (1/50 000), feuille Rivesaltes (1090). BRGM éd., Orléans. 119 p.

Carte géologique par FONTEILLES M., LEBLANC D., CLAUZON G., VAUDIN J.L., BERGER G.M., 1993.

BERNE S., 2002 – Compte rendu de l'Atelier "Messinien", 7-10 septembre 2001/Perpignan. *Bull. d'information du GDR Marges*<sup>1</sup>. n°4 (janvier 2002), Chantier 7 : Golfe du Lion. pp 17-19.

BESSEDIK M, AGUILAR J.P., CAPPETTA H & MICHAUX J., 1984 – Le climat du Néogène dans le Sud de la France (Provence, Languedoc, Roussillon), d'après l'analyse des faunes (rongeurs, sélaciens) et des flores polliniques. *Paléobiologie continentale*, Montpellier, XIV, 2, pp. 181-190.

BESSIERE G., BILOTTE M., CROCHET B., PEYBERNES B., TAMBAREAU Y. & VILLATTE J. avec la participation de BERGER G.M., MARCHAL J.P., VAUTRELLE C. & VIALLARD P., 1989 – *Notice explicative*, Carte géol. France (1/50 000), feuille Quillan (1077). BRGM éd., Orléans. 98 p.

Carte géologique par CROCHET B., VILLATE J., TAMBAREAU Y., BILOTTE M., BOUSQUET J-P., KUHFUSS A., BOUILLIN J-P., GELARD J-P., BESSIERE G. & PARIS J-P., 1989.

BESSIERE G., LENGUIN M., MARCHAL J-P. & BARRUOL J., 1978 - *Notice explicative*, Carte géol. France (1/50 000), feuille Limoux (1059). BRGM éd., Orléans. 17 p.

Carte géologique par LENGUIN M. & OVTRACHT A., 1977.

BILOTTE M., 1985 – Évolution sédimentaire et tectonique du bassin sous-pyrénéen à la fin du Crétacé, à l'Est de la Garonne. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XX, n°5, pp. 649-655.

BINI A., 1994 – Rapports entre la karstification périméditerranéenne et la crise de salinité du Messinien. l'exemple du karst lombard (Italie). *Karstologia*, 23, 1, pp. 33-53.

BLANC J-J., 1997 – Géodynamique et histoire du karst ; application au Sud-est de la France. *Quaternaire*, 8, (2-3), pp. 91–105.

BLES J-L. & BERGER G-M., 1982 - *Carte géol. France (1/50 000)*, feuille Leucate (1079). BRGM éd., Orléans.

Notice explicative par BERGER G-M., ALOÏSI J-C., GOT H., MARCHAL J-P., MARTIN R., MICHAUX J., MONACO A., 1982. 42 p.

---

<sup>1</sup> Groupe De Recherche Marges. Partenaires : CNRS, INSU, BRGM, IRD, IFREMER, IFP, TOTAL FINA ELF. Renseignements : <http://www.lgs.jussieu.fr/~gdrmarge/>

BONNET S., BESNARD M & VAN DEN DRIESSCHE J., 2001 – Drainage network expansion of the Salagou drainage basin (S. France) : an example of relief response to recent climate change? *Terra Nova*, **13**, 3, pp. 214-219.

BRANDT C., 1997 – Font Estramar. 11 ans de recherches en plongée dans un grand réseau noyé en bordure de la Méditerranée. *Symposium 4. Exploration et spéléologie*, publication du 12<sup>ème</sup> Congrès international de spéléologie (La Chaux-de-Fonds, Suisse), vol. 4, pp 71-74.

BRUNET P., 1957 - Recherches morphologiques sur les Corbières. *Mém. et Doc. Centre Doc. Cart.*, CNRS éd., t. VI, pp. 61-134.

CALVET M., 1996 – Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne ; les Pyrénées Orientales. *Documents du BRGM*, n° 255. BRGM éd., Orléans. 3 t., 1177 p.

CALVET M., 2001 – Le Quaternaire des Pyrénées Orientales dans son cadre géomorphologique. *Livret guide d'excursion*. Excursion annuelle de l'AFEQ 24, 25 et 26 mai 2001. UMR5590 CNRS, Univ. Perpignan, Médi-Terra.

CALVET M., AGUILAR J-P., CROCHET J-Y., DUBAR M & MICHAUX J., 1991 – Première découverte de mammifères oligocènes et burdigaliens dans les bassins de Paziols – Tautavel – Estagel (Aude et Pyrénées Orientales) ; Implications géodynamiques. *Géologie de la France*, 1. pp. 33-44.

CAMUS H, à paraître – Creusement des vallées et des réseaux karstiques sur la bordure Sud-cévenole ; relation avec la tectonique, le volcanisme et les paléoclimats. *Thèse Doct. Sci.*, Univ. Bordeaux III.

CASTERAS M., CAVET P., GUITARD G., OVTRACHT A. & RAGUIN E., 1967 – *Notice explicative*. Carte géol. France (1/80 000), feuille Quillan (254). BRGM éd., Orléans. 16 p.

Carte géologique par CASTERAS M. & GOGUEL J., 1967.

CLAUZON G., 1990 - Restitution de l'évolution géodynamique néogène du bassin du Roussillon et de l'unité adjacente des Corbières d'après les données écostratigraphiques et paléogéographiques. *Paléobiologie continentale*, Montpellier, **XVII**, pp. 125-155.

CLAUZON G., 1999 - L'impact des variations eustatiques du bassin de Méditerranée occidentale sur l'orogène alpin. *Et. Géogr. Phys.*, n°**XXVIII**, (Actes du colloque "La montagne méditerranéenne", 8-10 octobre 1988, Aix-en-Provence), p. 33-40.

CLAUZON G., BERGER G-M., ALOÏSI J-C., GOT H., MONACO A., MARTIN-BUSCAIL R., GADEL F., AUGRIS C., MARCHAL J-P., MICHAUX J. & SUC J-P., 1989 – *Notice explicative*, Carte géol. France (1/50 000), feuille Perpignan (1091). BRGM éd., Orléans. 40 p.

Carte géologique par BERGER G.M., CLAUZON G., MICHAUX J., SUC J.P., ALOÏSI J.C., MONACO A., GOT H., AUGRIS C., GADEL F. & BUSCAIL R., 1988.

CLAUZON G., MARTINELL J., AGUILAR J-P. & SUC J-P., 1987 – Roussillon – Penedès – Baix Llobregat, *Livret guide des excursions. Interim Colloquium RCMNS*, groupe de travail en écostratigraphie ; Montpellier, Barcelona, 21-25 sept. 1987. 78 p.

CLAUZON G. & RUBINO J-L., 2001 – La crise de salinité messinienne et les Gilbert Deltas pliocènes marqueurs de l'évolution géodynamique du Roussillon et du Conflent. *Livret-guide d'excursion*, 8-9 septembre 2001. GDR Marges, Atelier Messinien, Perpignan 7-10 septembre 2001. 25 p.

CLAUZON G. & RUBINO J-L., 2002 – Signatures synchrones et signatures différées de la crise messinienne sur le territoire français et sur sa marge méditerranéenne. *Résumé des RST*. 9-12 avril 2002, Nantes, p. 93.

CLAUZON G., SUC J-P., AGUILAR J-P., AMBERT P., CAPPETTA H., CRAVATTE J., DRIVALIARI A., DOMENEH R., DUBAR M., LEROY S., MARTINELL J., MICHAUX J., ROIRON P., RUBINO J-L., SAVOYE B. & VERNET J-L., 1990 – Pliocene geodynamic and climatic evolutions in the French Mediterranean region. *In* : "Iberian Neogene Basins", *Paleontologia i Evolucio*, Sabadell, mem. 2, pp. 131-186.

CORNET C., 1968 – Étude préliminaire de la surface de Vingrau dans les Corbières méridionales. *Bull. Soc. géol. de France*. (7), t. X, pp. 639-644.

CORNET C., 1975 – Les surfaces d'arasion des Corbières. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, pp. 7-8.

CORNET C., 1980a – Genèse structurale des Corbières. *Bull. Soc. géol. France*. (7), t. XXII, n°2, pp. 179-184.

CORNET C., 1980b – Épirogenèse récente du secteur oriental des Pyrénées (mise en évidence par les déformations de la surface d'arasion des Corbières méridionales et des Fenouillèdes). *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, 472, pp 289-294.

CORNET C., MICHAUX J. & PASQUIER L., 1976 – Le gisement à micromammifères du Mas Génégals (Pyrénées Orientales) ; signification possible des remplissages karstiques pliocènes du Languedoc et du Roussillon. *C. R. Soc. géol. Fr.*, 5, pp. 202-204.

DERCOURT J., 1997 – Géologie et géodynamique de la France. Dunod éd., Paris. 320 p.

DERRUAU M., 1998 – Les formes du relief terrestre. Notions de géomorphologie. Armand Colin éd., Paris. 119 p.

DÖRFLIGER N., SCHOEN R. & GIROUX H. avec la collaboration de BAKALOWICZ M. LACHASSAGNE P., LADOUCHE B. & MARCHAL J-P., 2001 – Évaluation des ressources en eau souterraine des systèmes karstiques des Corbières ; Sous-phase CORB01 "État des connaissances hydrogéologiques des Corbières". *Rap. BRGM*, RP-51103-FR, 93 p.

DORIGNY A., 1999 – Contribution à l'étude géomorphologique et sédimentologique du Quaternaire marin en Languedoc-Roussillon. *Mémoire de DEA*. Univ. Perpignan, Centre Européen de Recherches Préhistoriques de Tautavel. 98 p.

DURIEZ A., à paraître – Étude des plans de drainage et traitement du signal sur le système de Font Estramar. *Mém. de DEA de la faculté d'Orsay*, encadré par A. Mangin, directeur du centre CNRS de Moulis.

DUVAIL C., AUNAY B., LE STRAT P., coll. ALABOUVETTE B., PERRIN J., SERANNE M., 2002 – Coupe interprétative du Bassin du Roussillon et de la nappe des Corbières. *Document interne inédit, BRGM/SGR/LRO*, Montpellier.

DUVAIL C., FUCHEY Y., LOFI J., GORINI C., GUENNOG P., LE STRAT P., BERNE S., 2002 - Carte des isohypses de la surface messinienne du Golfe du Lion dans un continuum terre-mer. *Document interne inédit, BRGM, IFREMER, USTL*, Montpellier, Brest, Lille.

DUVAIL C. & LE STRAT P., 2000 – Évolution géodynamique du bassin du Roussillon : Analyse des profils sismiques calibrés par des sondages profonds de Elne1 et de Canet1. *Rapport GEO-TERRE : GTR/BRGM/12000-137*. 23 p.

DUVAIL C., LE STRAT P. & BOURGINE B., 2001 – Atlas géologique des formations plio-quadernaires de la plaine du Roussillon (Pyrénées Orientales). *Rapport BRGM/RP-51197-FR*. 44 p.

DUVAIL C., LE STRAT P. & CLAUZON G., 1999 - Géométrie et corrélation des formations quaternaires de la vallée du Tech. Implications pour la cartographie géologique des cartes à 1/50 000 d'Argelès-sur-Mer et de Céret. *Rapport interne inédit*, Montpellier. 99 p.

ELLENBERGER F., FREYTET P., PLAZIAT J-C., BESSIERE G., VIALARD P., BERGER G-M. & MARCHAL J-P., 1987 - *Notice explicative*, Carte géol. France (1/50 000), feuille Capendu (1060). BRGM éd., Orléans. 88 p.  
Carte géologique par BERGER G.M., 1985.

FAILLAT J-P., 1972 – Contribution à l'étude des circulations souterraines dans les formations carbonatées du haut bassin de l'Agly. *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle*. USTL Montpellier II, CERGH. 219 p.

FAUQUETTE S, SUC J.P., GUIOT J., DINIZ F, FEDDI N, ZHENG Z, BESSAIS E & DRIVALIARI A., 1999 – Climate and biomes in the West Mediterranean area during the Pliocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. **152**, pp. 15-36.

FREYTET P., 1971 – Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Éocène en Languedoc. *Bull. du BRGM*, **2**, I, 4, pp. 1-54.

GILBERT G.K., 1885 – The topographic features of lake shores. *U. S. Geol. Surv. Rep.*, **5**, pp. 75-123.

GILBERT G.K., 1890 – Lake Bonneville. *Monogr. U. S. Geol. Surv.*, **1**. 438 p.

HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R., 1987 – Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 millions years ago present), *Science*, **235**, pp. 1156-1167.

HARDENBOL J, THIERRY J, FARLEY M. B., JACQUIN T, DE GRACIANSKY P-C. & VAIL P.R., 1998 – Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Chart.

*Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins.* In, DE GRACIANSKY P-C *et al.*, Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Special Publication 60. 786 p.

HARTENBERGER J-L., 2001 – Une brève histoire des mammifères. Belin/Pour la science éd. 288 p.

KIRALY L., 1975 – Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques, In "Hydrology of karstic Terrains", IAH, International Union of Geological Sciences, **b**, 3, pp 83-216.

KUHFUSS A., 1981 – Géologie et hydrogéologie des Corbières méridionales : région de Bugarach, Rouffiac-des-Corbières. *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle*. Univ. Paul Sabatier, Toulouse. 307 p.

LEBLANC D. & VAUDIN J-L., 1984 – Les déformations du Mésozoïque de la zone nord-pyrénéenne, à l'Est de l'Aude. *Géologie de la France*, n°4, pp. 57-68.

LE RIBAULT L., 1977 – L'exoscopie des quartz. Masson éd., Paris. 150 p.

LESPINASSE P., ALOÏSI J-C., BARRUOL J., DURAND-DELGA M., GOT H., MONACO A. & MARCHAL J-P., 1982 - *Notice explicative*, Carte géol. France (1/50 000), feuille Narbonne (1061). BRGM éd., Orléans. 51 p.

Carte géologique par LESPINASSE P., JAFFREZO M., LEBLANC D, 1982.

L'HOMER A., BONNOT-COURTOIS C & CALINE B, à paraître – Le prisme sédimentaire des dépôts du marais de Dol : essai de reconstitution de la mise en place des dépôts. In : La baie du Mont-St-Michel et l'Estuaire de la Rance, BONNOT-COURTOIS C. *et al.*, Mém. **26**, Elf EP éd., coll. CNRS, EPHE.

MAGNE J., 1978 – Études microstratigraphiques sur le Néogène de la méditerranée nord-occidentale. T1 : Les bassins néogènes catalans, 259 p. T2 : Le néogène marin du Languedoc méditerranéen, 435 p., CNRS éd.

MANGIN A., 1969 – Étude hydraulique du mécanisme d'intermittence de Fontestorbes (Bélesta, Ariège). *Ann. Spéléol.*, **24**, 2, pp. 253-299.

MAUFFRET A., DURAND DE BROSSOUVRE B., TADEU DOS REIS A., GORINI C. & NERCESSIAN A., à paraître – Structural geometry in the eastern Pyrenees and western Gulf of Lion (Western Mediterranean).

MATTAUER M., 1985 – Présentation d'un modèle lithosphérique de la chaîne des Pyrénées. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **300**, 2, 2, pp. 71-74.

MAUREL O., MONIE P., BRUNEL M. & PIK R, 2002 – Exhumation du massif du Canigou (Pyrénées Orientales, France) lors de la formation de la marge du Golfe du Lion : résultats des analyses traces de fission et (U-Th)/He sur apatites. *Poster*, Colloque Général du GDR Marges, 13-14 février 2002, IFP, Rueil-Malmaison.

MEIN P. & CORNET C. 1973 – Les incidences de la découverte d'un remplissage karstique fossilifère sur l'interprétation morphologique de la surface d'arasion de Vingrau (Pyrénées Orientales). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, pp. 54-55.

MICHAUX J., LEGENDRE S., MONTUIRE S. & AGUILAR J-P., 1995 – Mammifères, paléoenvironnements et origine du climat méditerranéen. *In* : La méditerranée : variabilités climatiques, environnement et biodiversité, *colloque scientifique*, Publication n 96-018 de l'Institut des Sciences de l'Évolution (URA 327 CNRS), 6-7 avril 1995, Montpellier.

MOCOCHAIN L., 2001 – Les implications des événements fini-miocènes et pliocènes dans la karstogenèse et l'hydrogéologie du Bas Vivarais calcaire. *Mémoire de maîtrise de géographie physique*, Université de Provence. 71 p.

NICOD J., 1997 – Les canyons karstiques. "Nouvelles approches de problèmes géomorphologiques classiques" (spécialement dans les domaines méditerranéens et tropicaux). *Quaternaire*, 8, (2-3), pp. 71-89.

PAIRIS J-L., GIANNERINI G. & NURY D., 1984 – Tectonique et sédimentation dans les domaines alpin externe et péri-alpin, le Paléogène, pp. 453-456. *In*. Synthèse géologique du Sud-est de la France, *mémoire du BRGM*, n°125, BRGM éd, Orléans. 615 p.

PEYBERNES B., 1976 – Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées Franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. *Thèse Doct. Sci.*, Université Paul Sabatier, Toulouse. 459 p.

PEYBERNES B. & COMBES P-J., 1999 – Paléosurfaces d'érosion et paléokarsts dans la série de passage Crétacé / Tertiaire des Corbières occidentales (Aude, France). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des Planètes / Earth & Planetary Sciences*, 329, pp. 815-822.

PEYBERNES B., FONDECAVE-WALLEZ M-J., COMBES P-J. & EICHENE P., 2001 - Découverte d'hémipélagites à foraminifères planctoniques paléocènes dans les "brèches de Baixas" (Pyrénées Orientales). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des Planètes / Earth & Planetary Sciences*, 332, pp. 633-640.

PLAZIAT J-C., 1981 – Late cretaceous to late Eocene paleogeographic evolution of southwest Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimaty, Palaeoecology*, n°36, pp. 263-320.

PLAZIAT J-C., 1984 – Stratigraphie et évolution paléogéographique du domaine pyrénéen de la fin du Crétacé (phase Maastrichtienne) à la fin de l'Éocène (phase Pyrénéenne). *Thèse Doct. Sci.*, Univ. Paris Sud-Orsay. 3 t., 1362 p.

RAVIER J., 1959 – Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées. *Mém. Soc. géol. France*, 38, pp. 1-86.

SALVAYRE H., 1974 – Contribution à l'étude des résurgences de Font Estramar, Font Dame (massif des Corbières, Pyrénées-Orientales). *Phénomènes karstiques*, tome II, vol. 15.

SALVAYRE H., 1989 – Les karsts des Pyrénées Orientales (Caractères hydrogéologiques et spéléologiques généraux). *Karstologia*, **13**, pp. 1-10.

SEGURET M., 1970 – Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère syn-sédimentaire, rôle de la compression et de la gravité. *Thèse Doct. Sci.*, USTL Montpellier II. 210 p.

SERANNE M., 1999 – The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS : An overview. In : DURAND B., JOLIVET L., HORVATH F., SERANNE M. (eds) *The Mediterranean Basins : Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publications, **156**, pp. 15-36.

SERANNE M., CAMUS H., LUCAZEAU F., BARBARAND J. & QUINIF Y., 2002 – Surrection et érosion polyphasées de la Bordure cévenole. Un exemple de morphogenèse lente. *Bull. Soc. géol. France*, **173**, 2, pp. 97-112.

SERRAT P., 2000 – Genèse et dynamique d'un système fluvial méditerranéen : le bassin de l'Agly (France). *Thèse de doctorat en Géographie*. Univ. Perpignan ; Univ. Blaise Pascal (Clermont-Ferrand). 653 p.

SIAME L-L, BRAUCHER R., BOURLES D-L., BELLIER O. & SEBRIER M., 2001 – Datation de surfaces géomorphologiques repères par le <sup>10</sup>Be produit *in-situ* : implications tectoniques et climatiques. *Bull. Soc. géol. France*, **172**, 2, pp. 223-236.

VIERS G., 1990 – Éléments de géomorphologie. Nathan éd., Paris. 223 p.

WEECKSTEEN G., 1969 – Remarques sur l'étude photogéologique de la région de Salses. Rapport du S.G.R. Languedoc – Roussillon, Montpellier. 4 p.

## Cartes géologiques

ARTHAUD F., FEIST R., ALABOUVETTE B. & ELLENBERGER F., 1982 - *Carte géol. France (1/50 000)*, feuille S<sup>1</sup>-Chinian (1014). BRGM éd., Orléans.

Notice explicative par ALABOUVETTE B., ARTHAUD F., BAMBIER A., FREYTET P., PALOC H. & 1985. 44 p.

BERGER G-M., 1985 – *Carte géol. France (1/50 000)*, feuille Capendu (1060). BRGM éd., Orléans.

Notice explicative par ELLENBERGER F., FREYTET P., PLAZIAT J.C., BESSIERE G., VIALARD P., BERGER G.M. & MARCHAL J-P., 1987. 88 p.

BERGER G-M., BESSIERE G., BILOTTE M. & VIALARD P. (1997) – *Carte géol. France (1/50 000)*, feuille Tuchan (1078). BRGM éd., Orléans.

Notice explicative par BERGER G.M., ALABOUVETTE B., BESSIERE G., BILOTTE M., CROCHET B., DUBAR M., MARCHAL J.P., TAMBAREAU Y., VILLATTE J. & VIALARD P., 1997. 113 p.

BERGER G-M., CLAUZON G., MICHAUX J., SUC J-P., ALOÏSI J-C., MONACO A., GOT H., AUGRIS C., GADEL F. & BUSCAIL R. (1988). *Carte géol. France (1/50 000)*, feuille Perpignan (1091). BRGM éd., Orléans.

Notice explicative par CLAUZON G., BERGER G.M., ALOÏSI J.C., GOT H., MONACO A., MARTIN-BUSCAIL R., GADEL F., AUGRIS C., MARCHAL J.P., MICHAUX J. & SUC J.P., 1989. 40 p.

CASTERAS M. & GOGUEL J., 1967 - *Carte géol. France (1/80 000)*. Feuille Quillan (254). BRGM éd., Orléans.

Notice explicative par CASTERAS M., CAVET P., GUITARD G., OVTRACHT A. & RAGUIN E., 1967. 16 p.

CROCHET B., VILLATE J., TAMBAREAU Y., BILOTTE M., BOUSQUET J-P., KUHFUSS A., BOUILLIN J.P., GELARD J.P., BESSIERE G. & PARIS J.P., 1989 – *Carte géol. France (1/50 000)*, feuille Quillan (1077). BRGM éd., Orléans.

Notice explicative par BESSIERE G., BILOTTE M., CROCHET B., PEYBERNES B., TAMBAREAU Y., VILLATTE J. avec la participation de BERGER G.M., MARCHAL J.P., VAUTRELLE C. & VIALARD P., 1989. 98 p.

FONTEILLES M., LEBLANC D., CLAUZON G, VAUDIN J-L. & BERGER G-M., 1993. *Carte géol. France (1/50 000)*, feuille Rivesaltes (1090). BRGM éd., Orléans.

Notice explicative par BERGER G.M., FONTEILLES M., LEBLANC D., CLAUZON G., MARCHAL J.P. & VAUTRELLE C., 1993. 119 p.

LENGUIN M. & OVTRACHT A., 1977 - *Carte géol. France (1/50 000)*, feuille Limoux (1059). BRGM éd., Orléans.

Notice explicative par BESSIERE G., LENGUIN M., MARCHAL J-P. & BARRUOL J., 1978. 17 p.

LESPINASSE P., JAFFREZO M. & LEBLANC D, 1982 - *Carte géol. France (1/50 000)*, feuille Narbonne (1061). BRGM éd., Orléans.  
Notice explicative par LESPINASSE P., ALOÏSI J-C., BARRUOL J., DURAND-DELGA M., GOT H., MONACO A. & MARCHAL J-P., 1982. 51 p.

## **Colloques scientifiques**

COLLOQUE Général du GDR Marges. 13-14 février 2002, IFP, Rueil-Malmaison.

COLLOQUE GDR Marges, Atelier Messinien. 7-10 septembre 2001 et excursion, 8-9 septembre 2001, Univ. Perpignan, Lab. Séd. Marine., Perpignan.

## **Planches Hors textes**

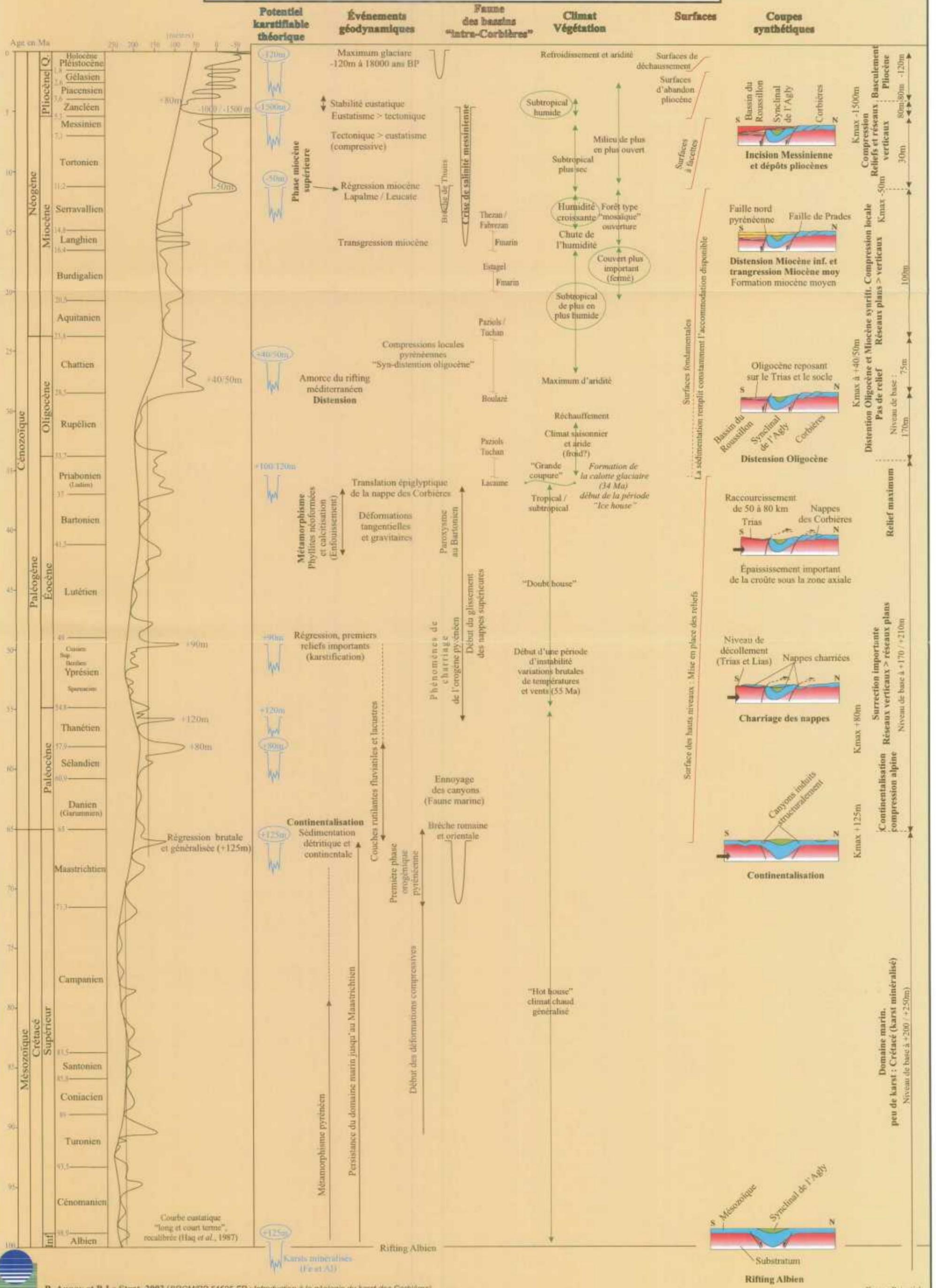
Synthèse de l'évolution du karst des Corbières depuis le Crétacé

Synthèse de l'évolution du karst languedocien au Mésozoïque inférieur (Trias-Turonien)

Coupes lithostructurales des Corbières

Visualisations 3D de la zone d'étude

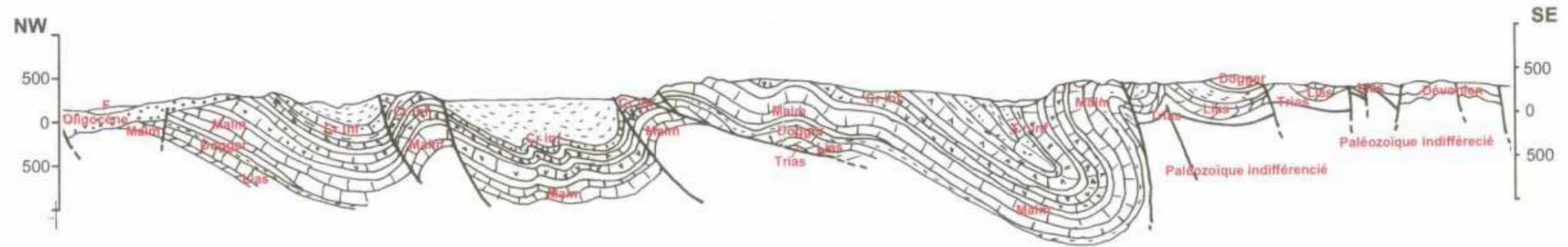
# Synthèse de l'évolution du Karst des Corbières depuis le Crétacé



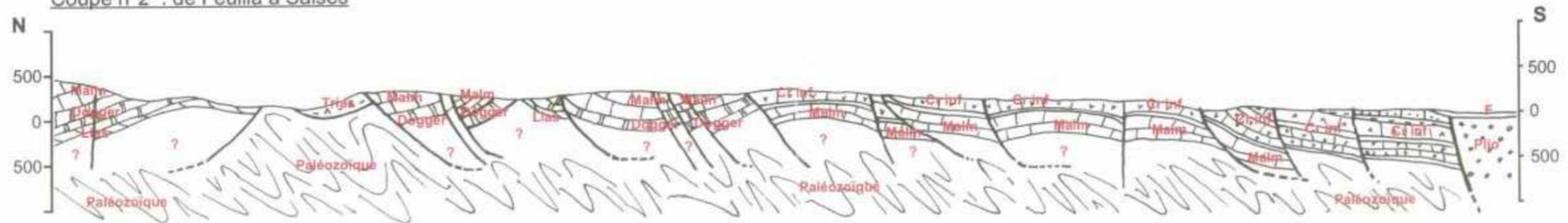


Coupes géologiques lithostructurales à l'échelle du 1/50 000

Coupe n°1 : du bassin de Paziols à Baixas

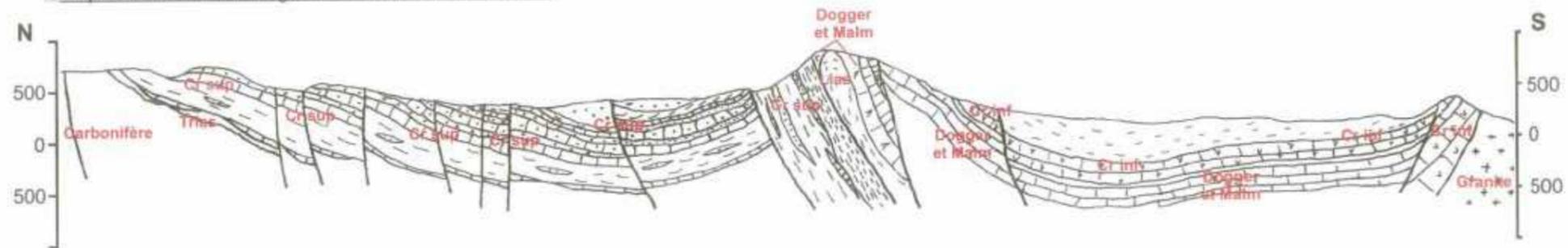


Coupe n°2 : de Feuilla à Salses



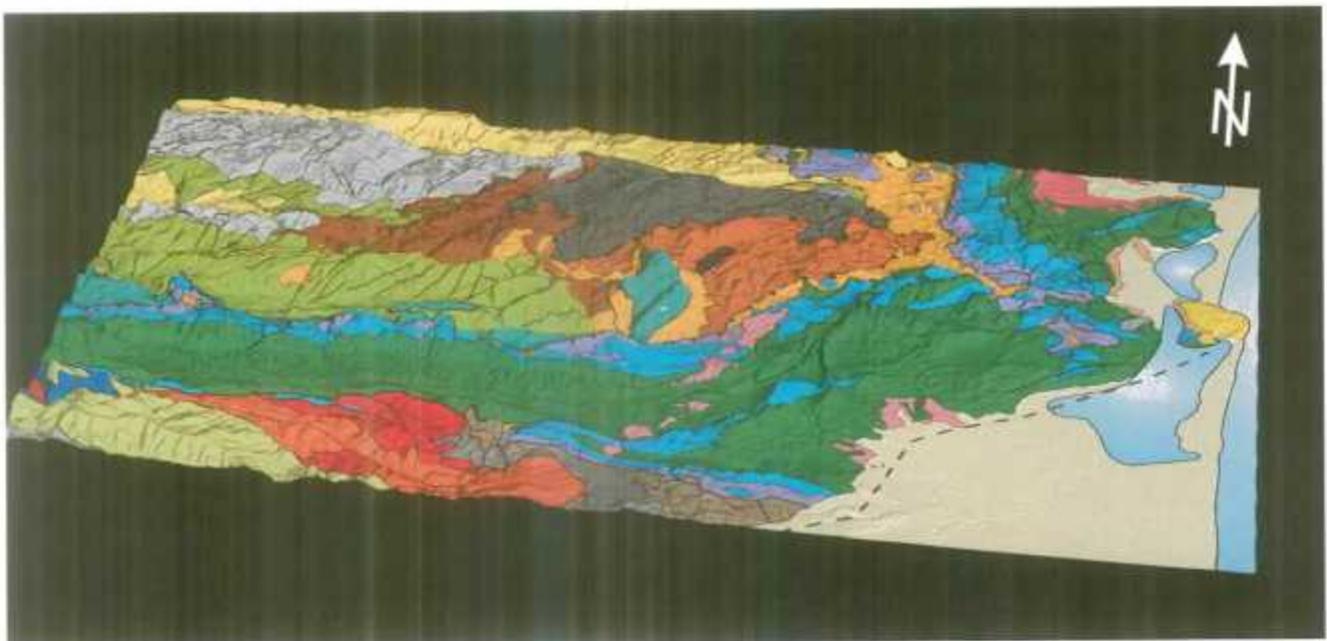
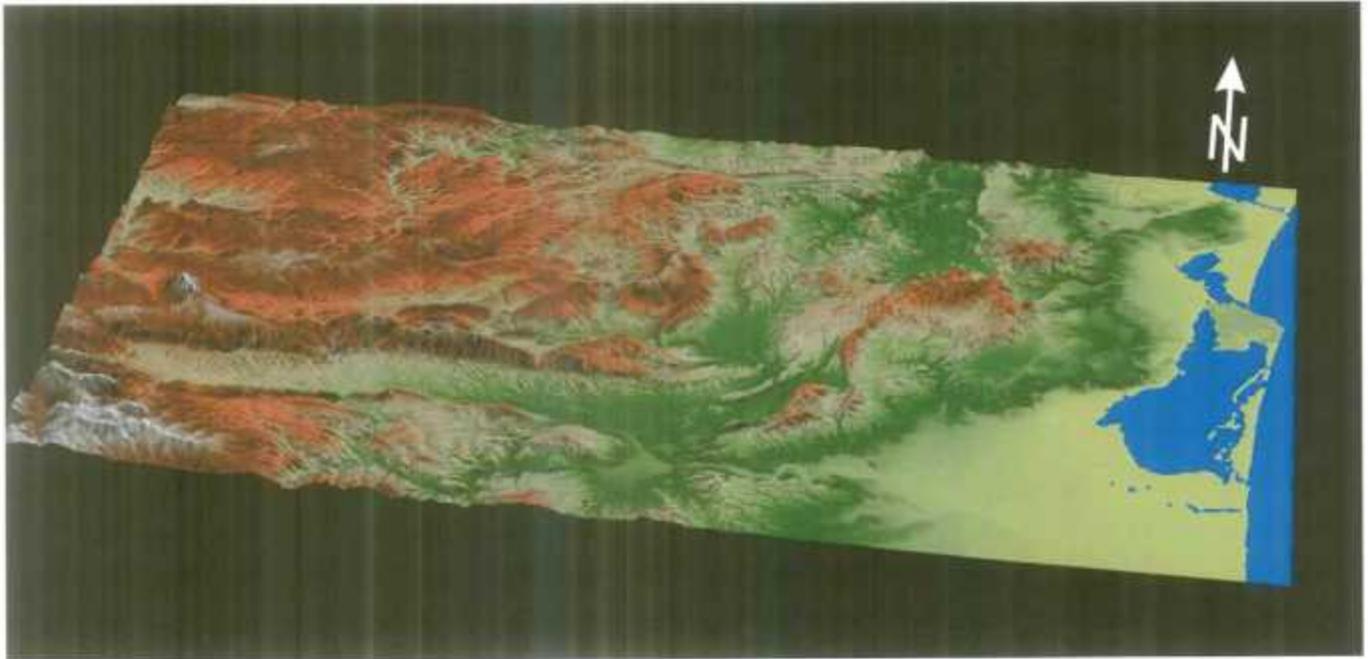
Les connaissances géologiques actuelles ne permettent pas de localiser précisément la base de la nappe des Corbières.

Coupe n°3 : de Soulatgé à St-Paul-de-Fenouillet



- F : alluvions
- Plio : formations d'âge Pliocène
- Cr sup : Crétacé supérieur
- Cr inf : Crétacé inférieur

## Visualisations 3D de la zone d'étude



La toponymie et la légende des couleurs sont représentées sur la figure 2 du rapport