



HAL
open science

Evolution post-rift du golfe du Lion en Languedoc : une marge pas si passive que ça !

Michel Seranne, Hubert Camus, Jean-Yves Reynaud

► **To cite this version:**

Michel Seranne, Hubert Camus, Jean-Yves Reynaud. Evolution post-rift du golfe du Lion en Languedoc : une marge pas si passive que ça !. 2011, 50 p. hal-00856255

HAL Id: hal-00856255

<https://hal.science/hal-00856255>

Submitted on 2 Sep 2013

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

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

Evolution post-rift de la marge du Golfe du Lion en Languedoc :

Une marge pas si passive que ça !

Livret - guide d'excursion

Michel Séranne (*Géosciences Montpellier*) seranne@gm.univ-montp2.fr

avec la collaboration de

Hubert Camus (*Cenote*) et Jean-Yves Reynaud (*MNHN*)



Une excursion organisée pour l'UPA, du 29 Août au 1^{er} Septembre 2011



Figure de couverture : panorama sur le Massif du Thaurac, entre deux branches de la faille des Cévennes. Au sud-est (à droite) le bassin Oligocène de Montoulieu. Le Thaurac est actuellement traversé par le canyon de l'Hérault, suite à l'incision du fleuve, en réponse à un soulèvement régional au Miocène.

Comment citer ce document ? : Séranne, M., Camus, H., Reynaud, J.Y. 2011, *Evolution post-rift de la marge du Golfe du Lion en Languedoc : Une marge pas si passive que ça ! Livret-guide d'excursion*, unpublished document Géosciences Montpellier, 49p.

Des documents complémentaires sont téléchargeables sur :

<http://www.gm.univ-montp2.fr/spip/spip.php?rubrique176>

Bienvenue en Languedoc géologique !



Carte routière des affleurements visités (Jour, n° arrêt ; H= hébergement)

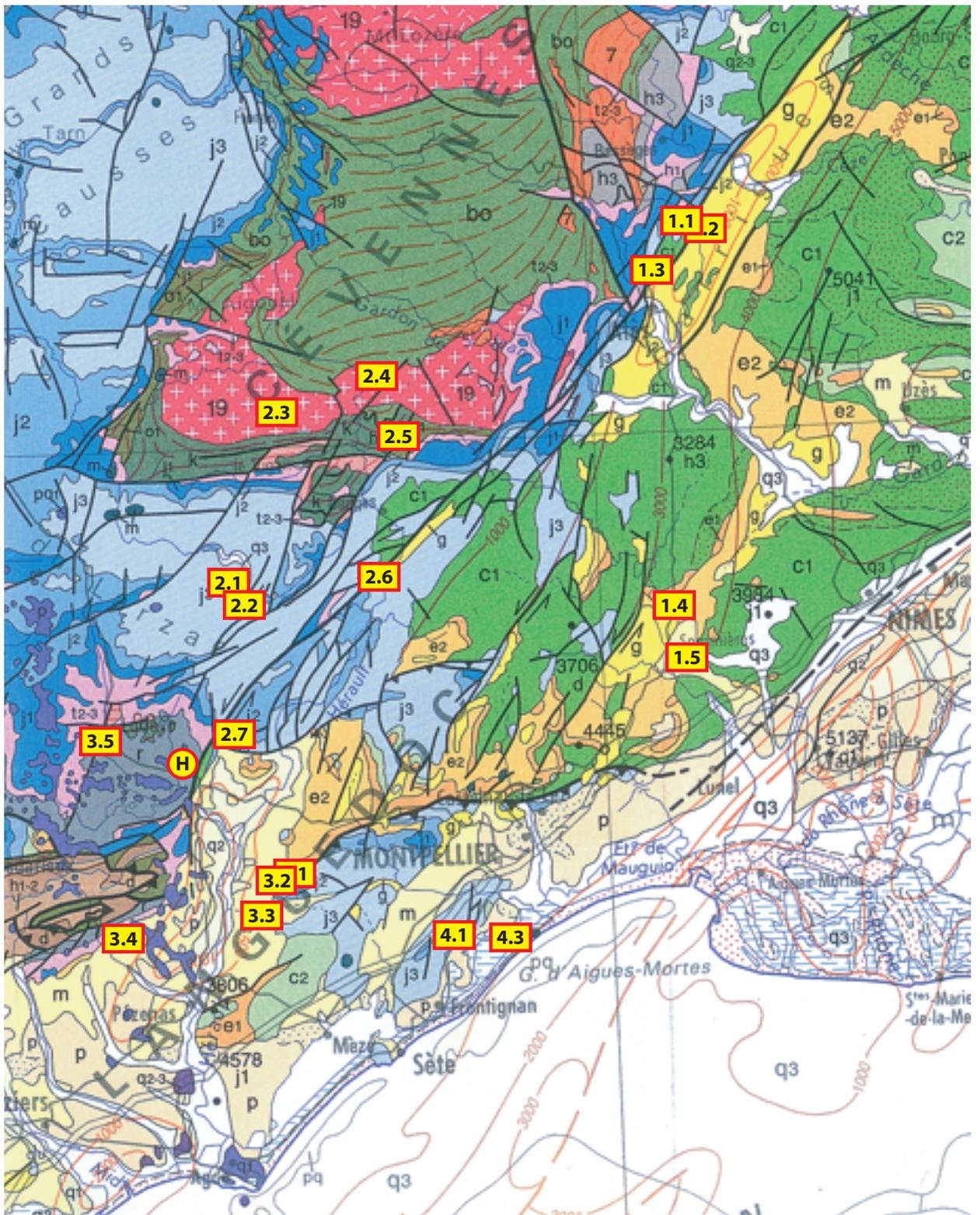
L'objectif de l'excursion en Languedoc est d'observer les structures géologiques du **rifting Oligo-Miocène du Golfe du Lion** et d'analyser les évidences tectoniques, sédimentologiques, volcaniques et morphologiques de l'évolution complexe qui a suivi.

Le premier jour, nous observerons les **relations tectonique-sédimentation dans les bassins en extension** synrift et post-rift.

Le deuxième jour nous conduira dans l'arrière pays dont le paysage a été façonné par des **surrections et des phases d'incisions**. Est-ce l'épaulement du rift ?

La troisième journée sera consacrée aux événements Miocène supérieur à actuel, notamment les évidences de terrain de **l'assèchement de la Méditerranée au Messinien** et le **volcanisme alcalin Quaternaire**.

Nous terminerons le dernier jour par l'analyse des **processus de formation et d'évolution du littoral sableux**. L'occasion de se rafraîchir dans la Grande Bleue juste avant de reprendre le chemin du retour pour se préparer pour la rentrée scolaire.



Carte de position des arrêts sur la Carte géologique au 1/1000000^e du BRGM. (Jour et n° d'arrêt ; H : hébergement).

Introduction sur le rifting oligo-miocène de la marge du Golfe du Lion.

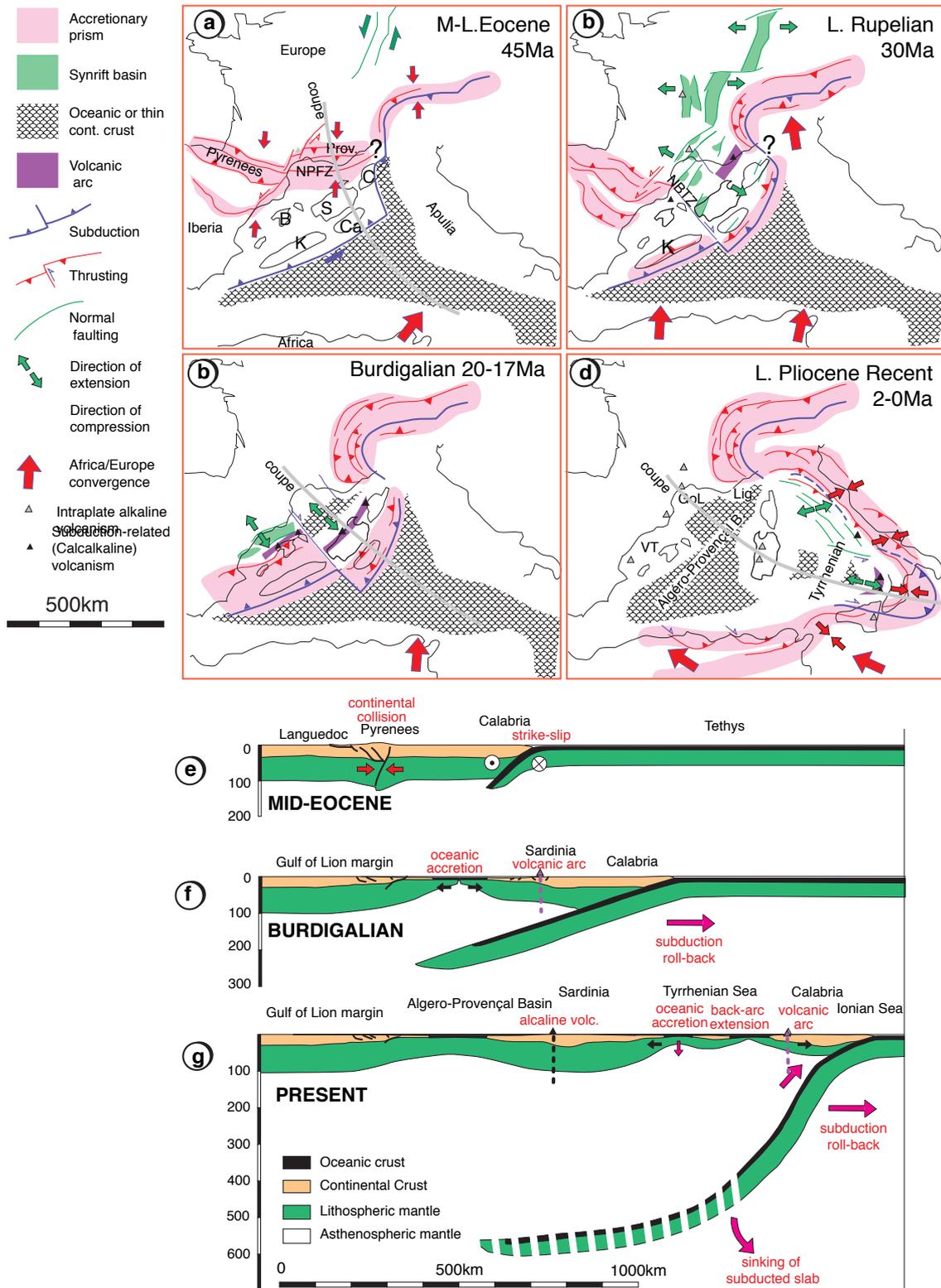


Fig. I-1 : Evolution Géodynamique simplifiée de la méditerranée nord-occidentale. Le Golfe du Lion correspond à la marge Européenne d'un bassin d'arrière arc lié à la subduction vers le NW de la plaque Afrique, et qui est soumise à un phénomène de 'roll back' (modifié d'après Séranne, 1999).

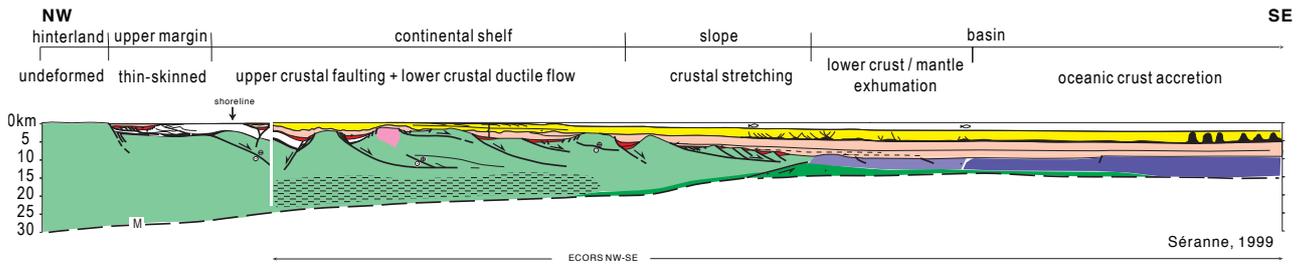


Fig. I-2 : Coupe crustale de la marge du Golfe du Lion – Ech. verticale = ech. Horizontale.

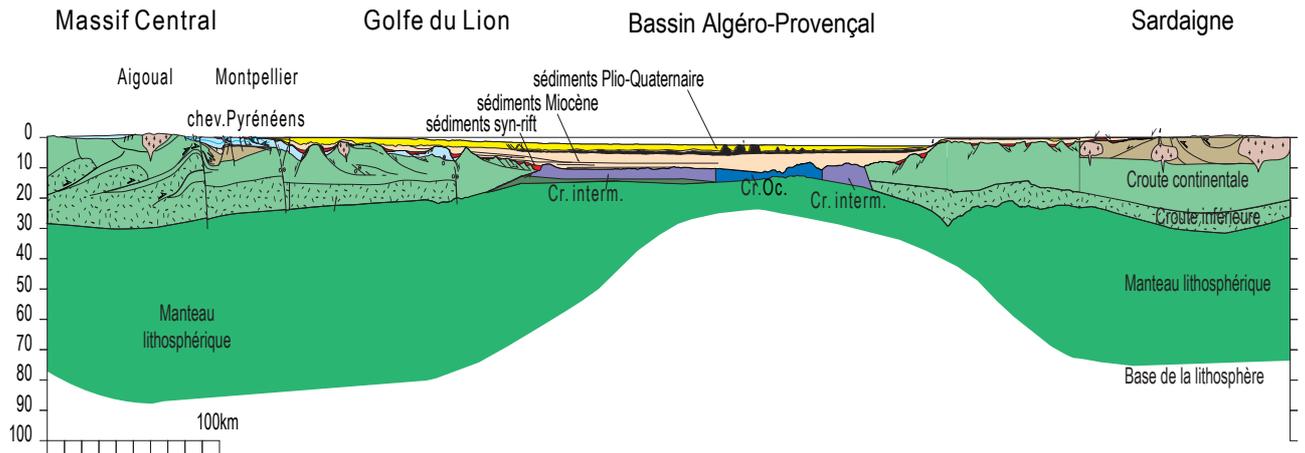


Fig. I-3 : Coupe lithosphérique du Massif Central à la Sardaigne - Ech. verticale X2. Le Golfe du Lion est la marge du Bassin océanique Algéro-Provençal. (modified from Séranne, in Cavazza & al, 2004).

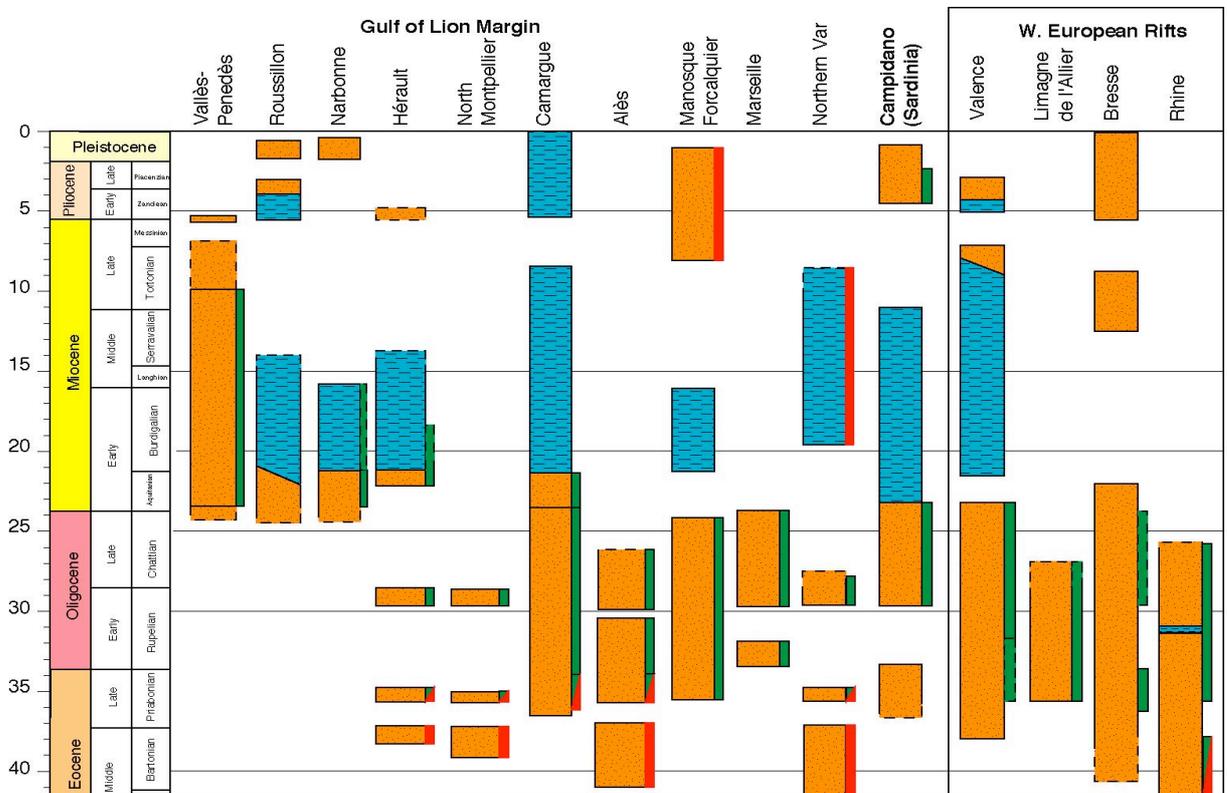


Fig. I-4 : Echelle chronostratigraphique des bassins de la marge du Golfe du Lion (Séranne, 1999) Orange : continental, Bleu : marin ; bande rouge = compression, verte = extension.

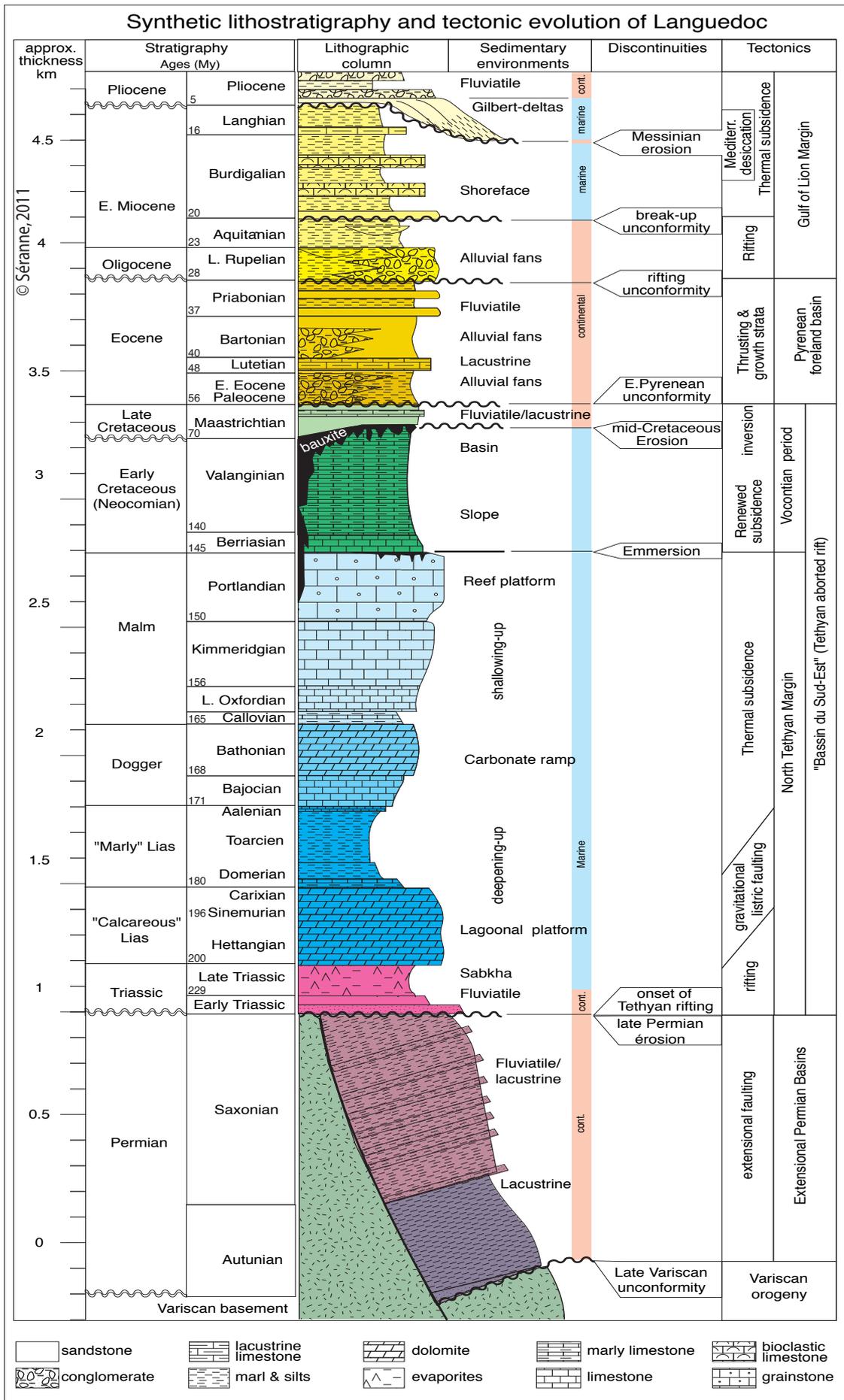


Fig. 1-5 : Echelle chronostratigraphique généralisée du Languedoc (Nord de Montpellier).

Journée 1

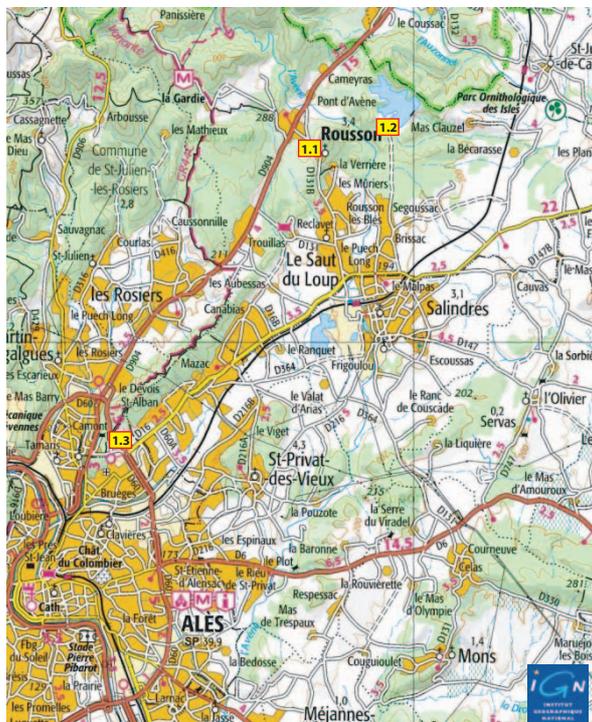
Cette première journée est consacrée aux relations tectonique-sédimentation dans les bassins Oligo-Miocène de la marge du Golfe du Lion.

Le bassin d'Alès est un des plus importants bassins syn-rift visible à l'affleurement. Contrairement au bassin de Vistrenque (Camargue) enfoui sous d'épaisses formations post-rift, ou aux bassins offshore, inaccessibles, le bassin d'Alès révèle ses structures et son remplissage. De plus, le bassin ayant été quadrillé par des campagnes de sismique réflexion, on a la possibilité d'analyser les structures profondes responsables de sa formation (syn-rift).

On complète l'étude de ces bassins par l'analyse des dépôts sédimentaires post-rift, dans le bassin voisin de Sommières.

Arrêt 1-1 : Plateau de Rousson

La position élevée permet une vue d'ensemble du bassin d'Alès (vue vers l'E-SE), ainsi que du bloc inférieur de la faille bordière (vue vers l'W-NW).



Le panorama vers l'W-NW montre une dépression longeant le bassin (marnes du Néocomien) et une série de collines composées des calcaires Jurassiques, alors que l'arrière plan correspond aux Cévennes (séries du Stéphanien et socle métamorphique Hercynien).

Le panorama côté E-SE montre le bassin Oligocène d'Alès, couvert d'agriculture et relativement urbanisé. A l'horizon, les collines limitant le bassin et composées de Crétacé inférieur (calcaire « Urgonien ») présentent une pente vers le NW. À nos pieds, on observe des masses boisées, plus élevées que la plaine, et s'appuyant sur le relief (calcaires Urgonien) sur lequel nous nous trouvons.

Exercice : Réaliser la coupe interprétative NW-SE à travers le bassin

Arrêt 1-2 : Barrage de retenue de Brissac

On se trouve sur les cônes alluviaux de bordure de bassin ; quelle est l'origine des conglomérats ? et quelles relations avec la bordure NW du bassin d'Alès ?

Les conglomérats se distribuent en strates sub-horizontales massives. Ils forment un cône alluvial centré sur les Mages, passant vers l'axe du bassin à des silts et des marnes, parfois présentant de fins niveaux de calcaire lacustre, et des niveaux de conglomérats chenalisés.

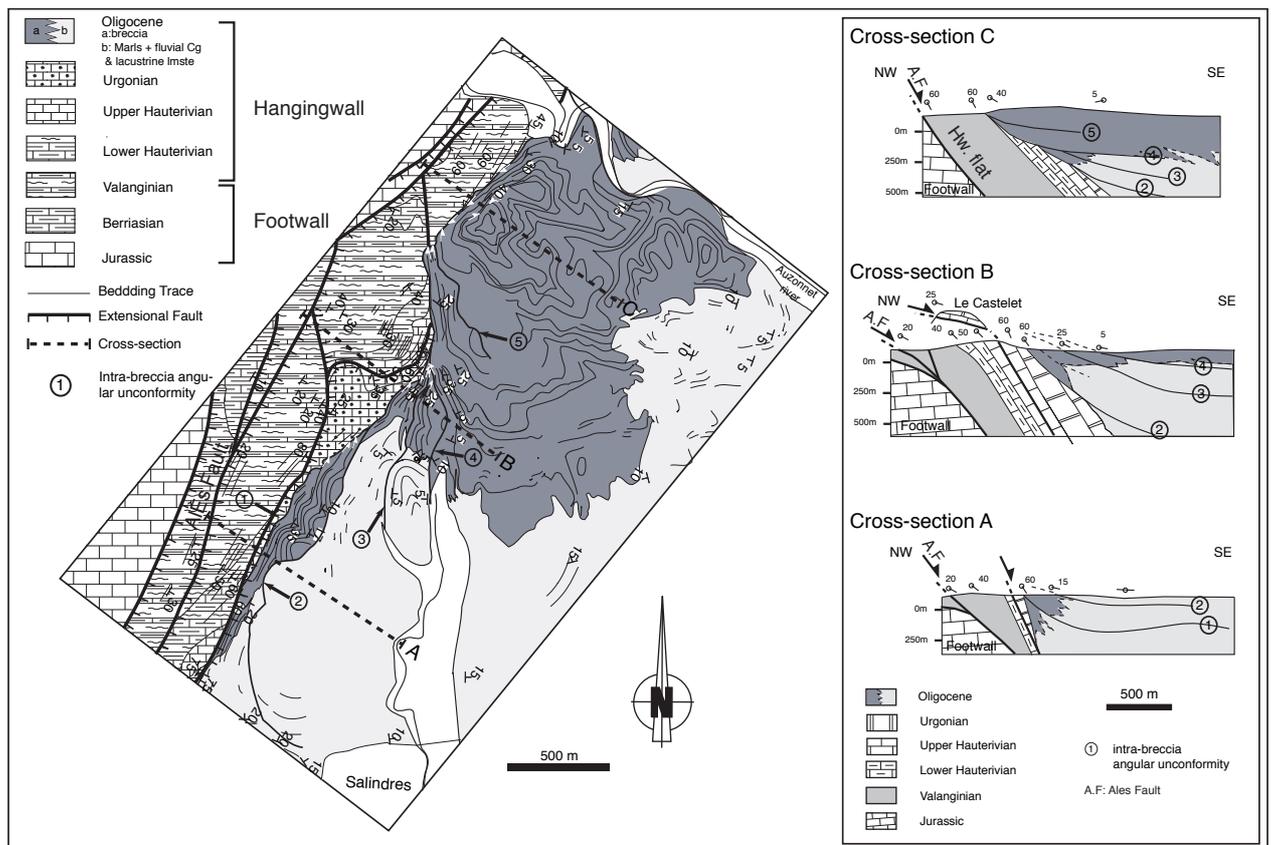


Fig. 1-2-1 : cartographie du cône alluvial bordier de Les Mages et coupes ; on met en évidence des éventails et discordances angulaires intra-formationnelles caractérisant une discordance syntectonique (d'après Sanchis & Séranne, 2000).

Les galets sont composés de carbonates, dérivés des terrains d'âge Hauterivien et Urgonien (Barrémien) situés immédiatement au NW. Il n'existe pas de clastes dérivés de terrains plus anciens, affleurant actuellement à proximité du bassin (Valanginien à Paléozoïque). On pourrait arguer que le Valanginien marneux ne peut pas générer de clastes.

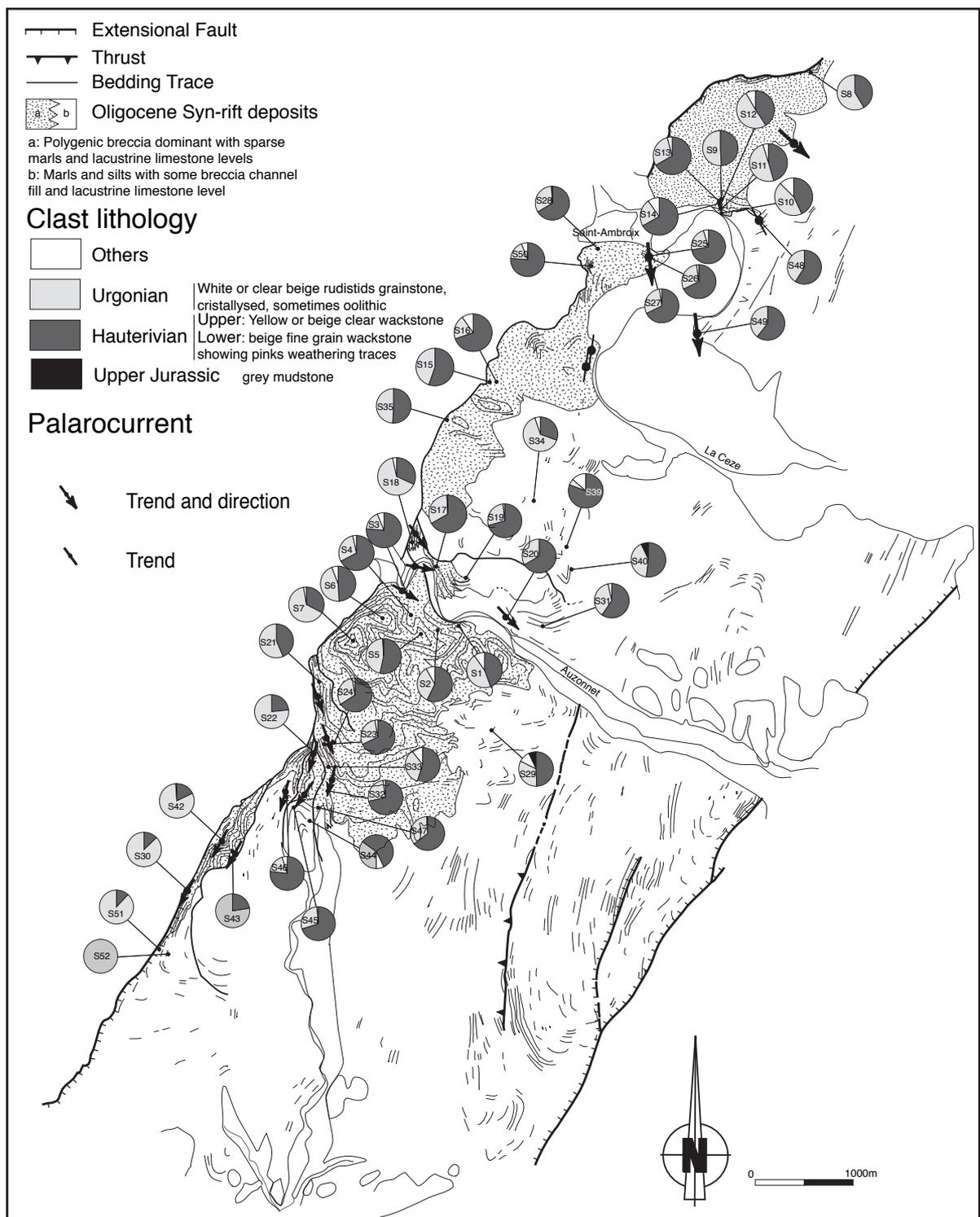


Fig. 1-2-2 : composition lithologique des clastes dans le cône alluvial bordier.

Vers l'ouest, la colline de Rousson (arrêt précédent) montre le pendage SE des séries pré-Oligocène (Calcaire marneux de l'Hauterivien et calcaire clair de l'Urgonien au sommet). Dans la carrière on observe les Cg Oligocène (couleur jaune et ocre) dessinant un petit éventail s'ouvrant très rapidement vers le SE.

En intégrant ces observations on obtient la coupe suivante :

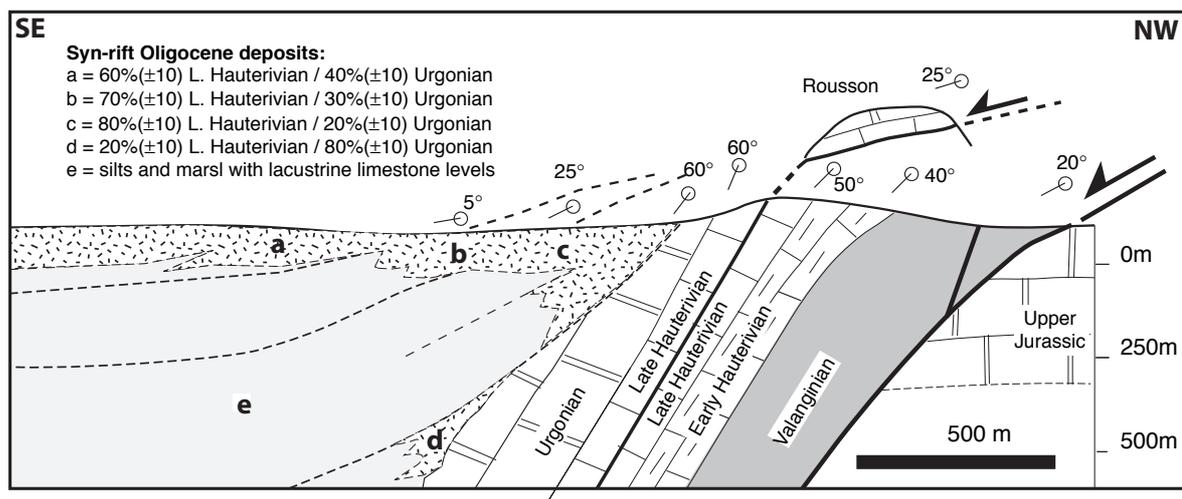


Fig 1-2-3 : coupe bordure NW du bassin à Rousson

Quelle est la nature de la bordure NW du bassin ?

Les données de surface montrent l'existence d'une discordance des sédiments syn-tectoniques sur un panneau de séries du Néocomien, elles-mêmes sub-parallèles à la discordance, et séparée des séries mésozoïques plus anciennes horizontale par une faille. Cette dernière est un palier pour le toit (Néocomien) et une rampe pour le mur (Jurassique et antérieur).

Arrêt 1-3 Contact NW - Impasse Malaussel

Cet affleurement permet d'observer, sur les deux faces d'une tranchée, le contact de l'Oligocène et la rapide transition de faciès syn-tectoniques.

A nord, les terrains pré-Oligocène correspondent aux calcaires marneux de l'Hauterivien. Ils sont très fracturés et se délitent en boules à l'approche du contact. La désagrégation des calcaires marneux en blocs de dimension contrôlée par l'épaisseur des bancs suggère que ces blocs constituent les clastes que l'on retrouve sédimentés dans le remplissage syn-tectonique (en incorporant d'autres lithologies).

L'Oligocène débute par une brèche extrêmement massive à éléments anguleux pluri-décimétriques, discordante sur l'Hauterivien, suivie de débris flow et de nouvelle brèche. Des conglomérats à support clastique, à base chenalisante, de plus en plus organisés, suivent. Le pendage diminue. On passe ensuite à des conglomérats à support clastiques, stratification en auge, associés à des grès grossiers, interprétés comme fluviatile. L'autre côté de la route montre l'évolution grano-décroissante jusqu'à des grès argileux ocres. La transition proximal-distal se fait sur une centaine de mètres.

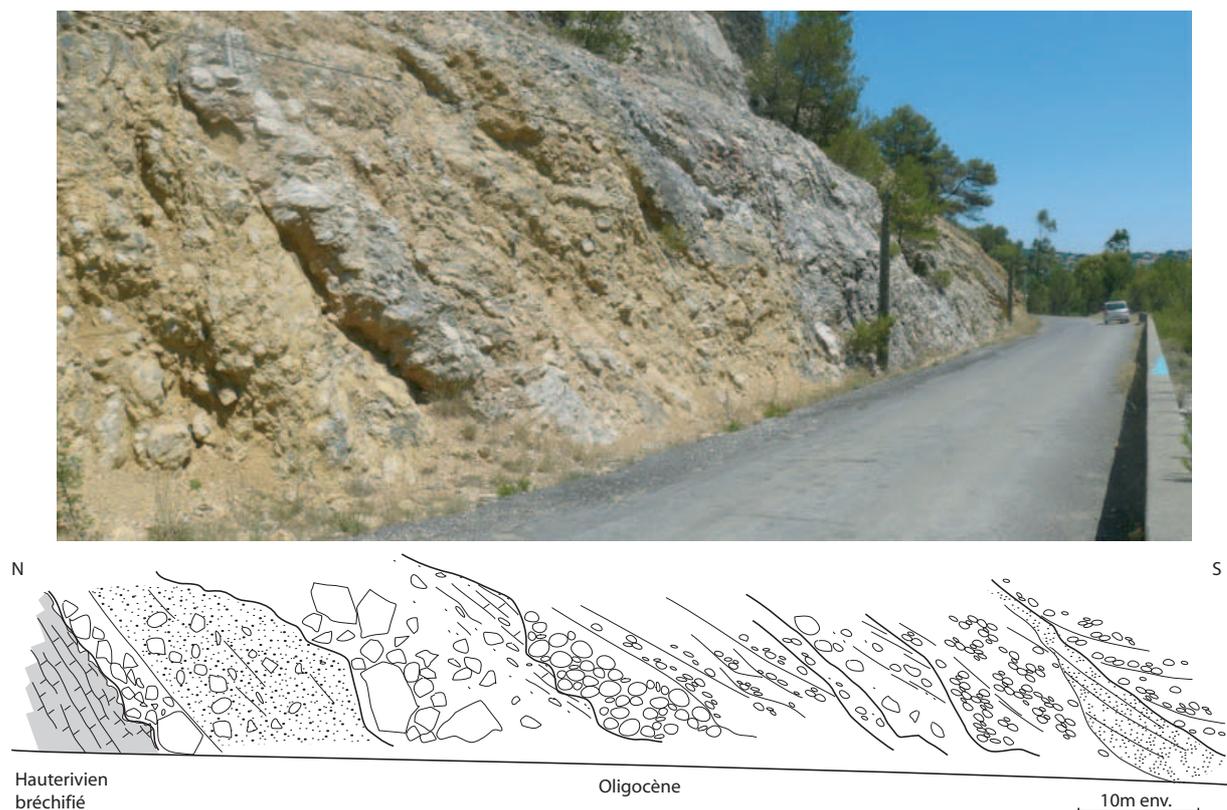


Fig. 1-3 : Discordance des brèches Oligocènes sur le palier de toit Hauterivien - Impasse de Malaussel, rocade Nord d'Alès).

Synthèse 1: Modèle de bassin extensif sur décollement

Les profils de sismique réflexion acquis en 1986 révèlent les structures profondes :

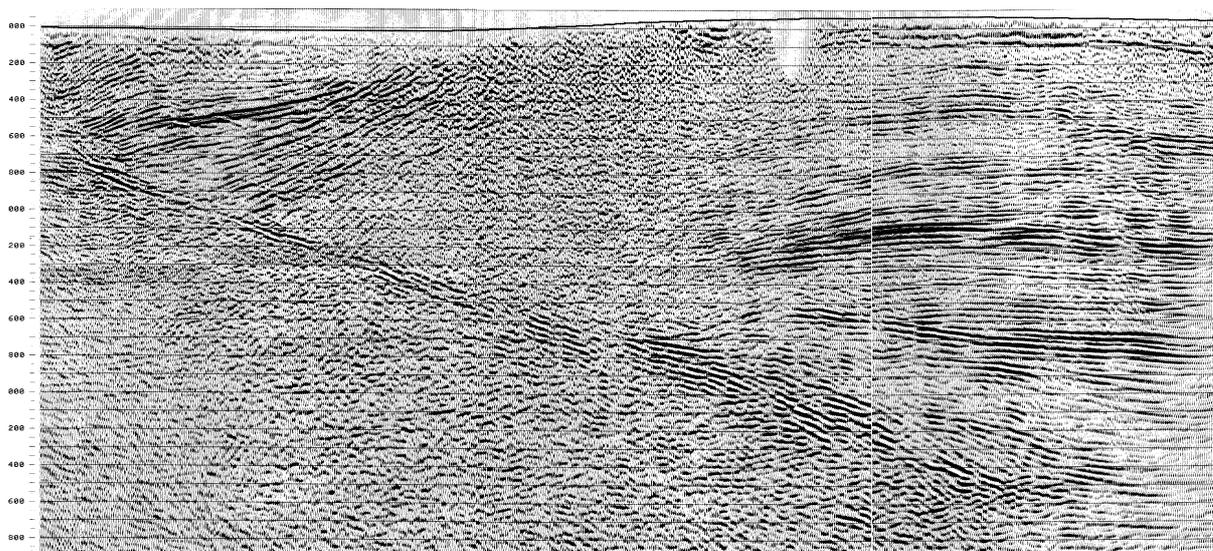


Fig. S1-1 : Profil de sismique réflexion n°7 à travers le bassin d'Alès (NW à gauche). On remarque les paquets de réflecteurs énergiques à pendage SE, qui limitent le bassin, et le vaste anticlinal au SE. Echelle verticale en temps double. Voir interprétation ci-dessous.

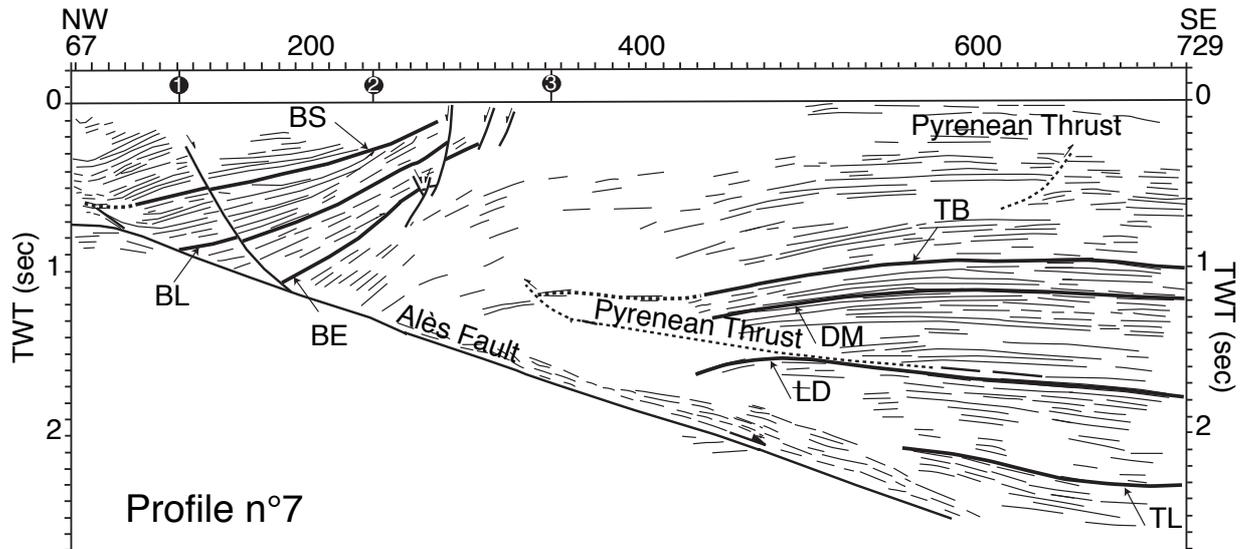


Fig S1-2 : interprétation du profil n° 7 ; les réflecteurs forte énergie correspondent à une faille séparant la série mésozoïque (TL = toit Lias ; DM= limite Dogger-Malm ; TB= limite Tithonique-Berriasien) d'une série Trias à Paléozoïque (Stéphanien rencontré en forage)

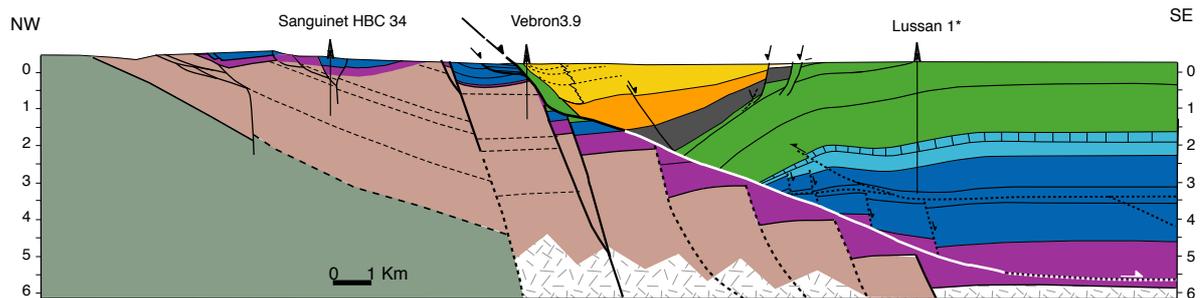


Fig S1-3 : coupe géologique (échelle verticale = échelle horizontale). Les parties centrale et SE de la coupe est issue de la sismique réflexion, la partie NW de données de terrain et des travaux miniers dans le Stéphanien (mines et forages).

Le bassin Oligocène d'Alès est-il formé par la réactivation de la faille des Cévennes ?

La carte géologique montre la concordance entre la bordure active du bassin et le tracé de la faille des Cévennes. On sait que cette dernière est une faille de socle ayant joué lors du tardi-Hercynien, en faille normale lors de l'extension Téthysienne (Trias - Lias - Jurassique), avec effondrement des blocs SE, et réactivée en décrochement au cours de l'orogénèse Pyrénéenne (Eocène). Cependant, les données de sismique, en accord avec la géométrie interne du bassin et la déformation en roll-over des terrains mésozoïques au sud-est montrent :

- La faille contrôlant le bassin est une rampe à faible pendage (30°) correspondant à un décollement dans les niveaux triasiques ;
- Le mur de cette faille est composé de terrains stéphaniens et de socle cristallin, décalés par du système de failles de socle à regard SE ;
- Les séries mésozoïques au toit de la faille s'épaississent vers le SE. Ceci résulte du fonctionnement des failles normales de socle lors de l'extension téthysienne, en faisant remonter le socle Paléozoïque au NW.
- On distingue donc deux systèmes de failles : **la faille des Cévennes** (= faille de socle) et la **faille d'Alès** (= décollement responsable du bassin Oligocène d'Alès). Le tracé de ces 2 failles se superpose en surface.

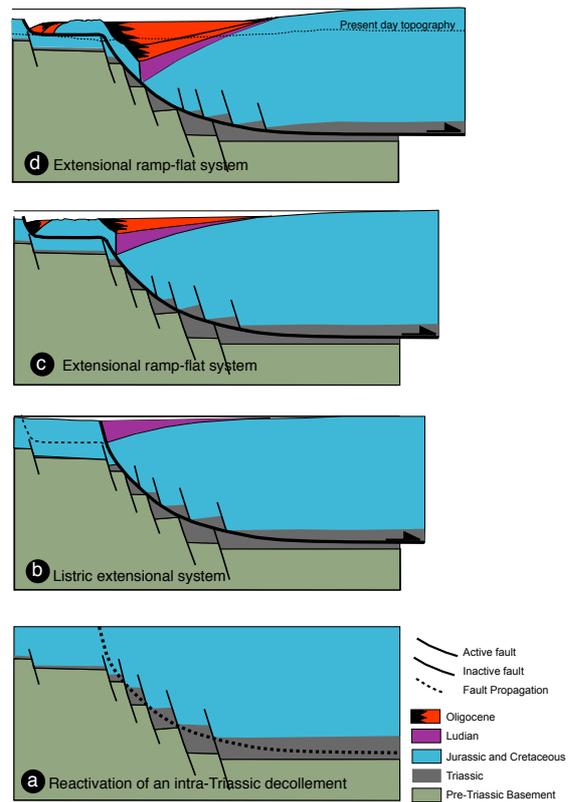


Fig. S1-4 : Modèle de formation du bassin d'Alès (Sanchis et Séranne, 2000).

Quelles conséquences sur le mode d'extension de la marge du Golfe du Lion ?

L'extension de couverture mise en évidence au niveau du bassin d'Alès implique qu'il n'y a pas eu d'étirement de la croûte sous le bassin, le décollement se propage vers le SE, à la base de la couverture jusqu'à une faille de socle qui absorbe le déplacement et permet un étirement/amincissement de la croûte continentale. D'autres études basées sur l'interprétation de profils sismiques a montré qu'il s'agissait de la faille de Nîmes (à 50km au SE). Selon le mode d'extension tectonique (de couverture au NW ou de socle) on observe différents types de bassins syn-tectoniques.

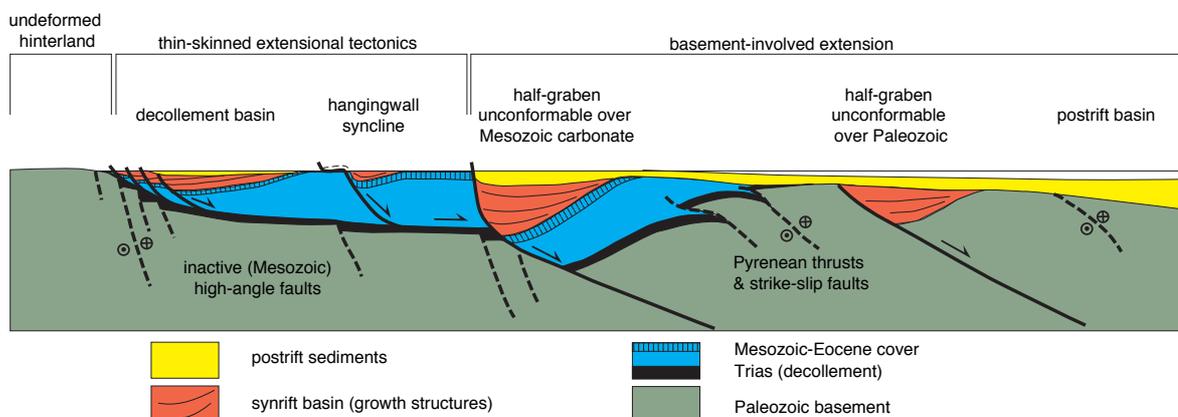


Fig. S1-5 : modèles de bassins extensifs sur la marge du Golfe du Lion (Séranne, 1999).

Arrêt 1-4 Coupe de Souvignargues : Le post-rift (J.-Y. Reynaud)

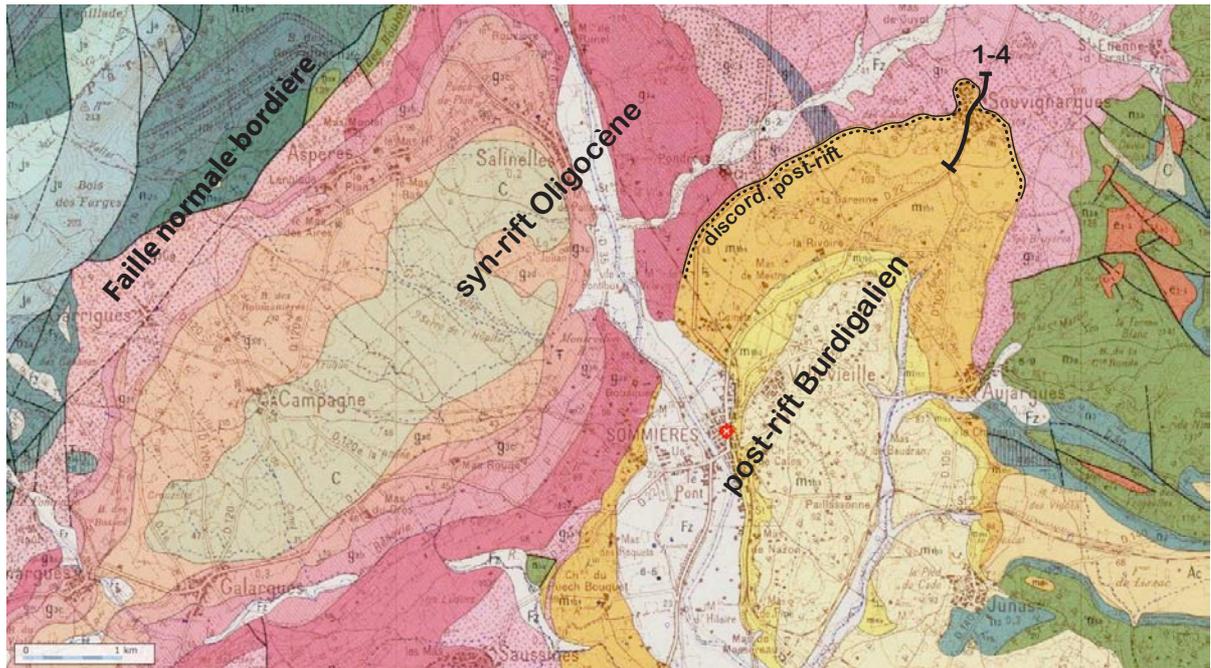


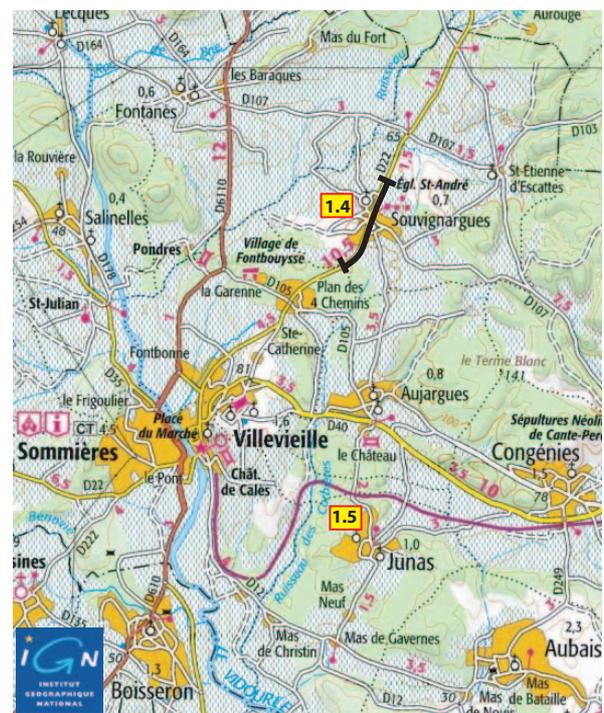
Fig. 1-4-1 Carte géologique du nord du bassin de Sommières. La série post-rift (Burdigalien) repose en discordance angulaire sur le syn-rift Oligocène (cônes alluviaux, marnes et silts plaine inondation, calcaires lacustres)

Il n'y a pas de série post-rift préservée dans le bassin d'Alès, aussi on se déplace vers le sud, dans le bassin voisin de Sommières.

La discordance angulaire post-rift affleure rarement dans ce paysage agricole. Elle est particulièrement bien mise en évidence cartographiquement.

La coupe NS du village de Souvignargues (Arrêt 1-4) permet de documenter la transition du syn-rift au post-rift dans un bassin de la marge du Golfe du Lion. La carrière de Junas (Arrêt 1-5) montre les dunes de calcarénites typiques du Burdigalien.

Fig. 1-4-2 Positionnement des arrêts dans le bassin de Sommières



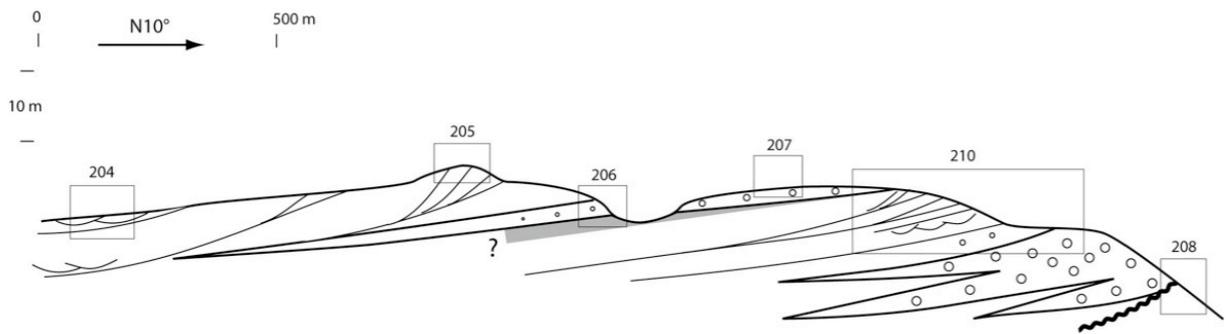


Fig 1-4-3 Coupe schématique du village de Souvignargues à travers la discordance post-rift (Reynaud, inédit, 2008).

Du nord au sud (ou de la base vers le sommet) on passe de marnes et silts de l'Oligocène, actuellement en plaine agricole, à des niveaux de conglomérats à support clastique, polygéniques, sub-arrondis, avec un pendage de 10° vers le sud. Il s'agit de faciès fluviaux qui s'intercalent, juste sous le village, avec de fins niveaux de grès à influence marine. Les séries syn-rift se développent à l'ouest de la coupe (voir carte géologique).



Fig. 1-4-4 : Oligocène fluvial à pendage 10° S, sous la discordance post-rift (extrémité N de la coupe).

La discordance du Miocène n'est pas visible sur cette coupe. Juste au dessus, on observe un faciès de Cg grossièrement stratifié avec des éléments de 0,5 à 2 cm supportés par une matrice gréseuse. On passe vers le haut (dans le village) à un Cg incorporant des bioclastes marins dans la matrice, incluant des oncolithes et des pectens. Calcarénites à graviers présentent des stratifications obliques (progradantes vers le sud).



Fig. 1-4-5 : Calcarénites à graviers (à gauche) et faciès bioclastiques marins (à droite) : série de transgression sur la discordance post-rift.



Fig. 1-4-6 : Dunes (progradation Sud) de calcarénites bioclastiques métriques. Ce faciès est utilisé comme pierre de construction.

Arrêt 1-5 : Carrière de Junas

Cet arrêt nous permettra de voir un des faciès typiques du post-rift de la marge du Golfe du Lion : les calcaires bioclastique qui ont servi à la construction des principaux bâtiments et monuments de la région (comme les arènes de Nîmes).



Fig. 1-5-1 : Cg de base et calcaire bioclastique des ancienne carrière de Junas

Le long de la route d'accès à la carrière, l'affleurement montre un conglomérat carbonaté érosif sur des niveaux marneux finement détritique bien lités. Les Cg sub-horizontaux contiennent des galets bien roulés de calcaire mésozoïque, des fragment d'huître dans une matrice sableuse. Les galets sont forés par des lithophages sur toutes leurs faces, signifiant un remaniement dans environnement littoral. On passe vers le haut à des calcaires bioclastiques. Ce contact correspond au passage du m1b2 (marnes) au m1b3 (molasses bioclastiques) de la carte du BRGM (voir carte 1-4-1).

Les anciennes carrières de Junas (actuellement un important rendez-vous de Jazz) permettent de d'observer l'architecture 3D d'une série bioclastique de 25m d'épaisseur.

La succession homogène est constituée de packstone grossier à oncolithes et algues rouges encroûtantes. Les dépôts sont organisés en niveau de 0.2 à 1m d'épaisseur, avec dominance du litage parallèle à oblique plan, à pedage vers le NW.

Ces structures correspondent à des foresets de dunes 3D, mesurant plus de 5m de haut et plus de 100m d'extension. Ces molasses bioclastiques ravinent les marnes sur plus de 25m (profondeur de la carrière), avec un Cg à la base.

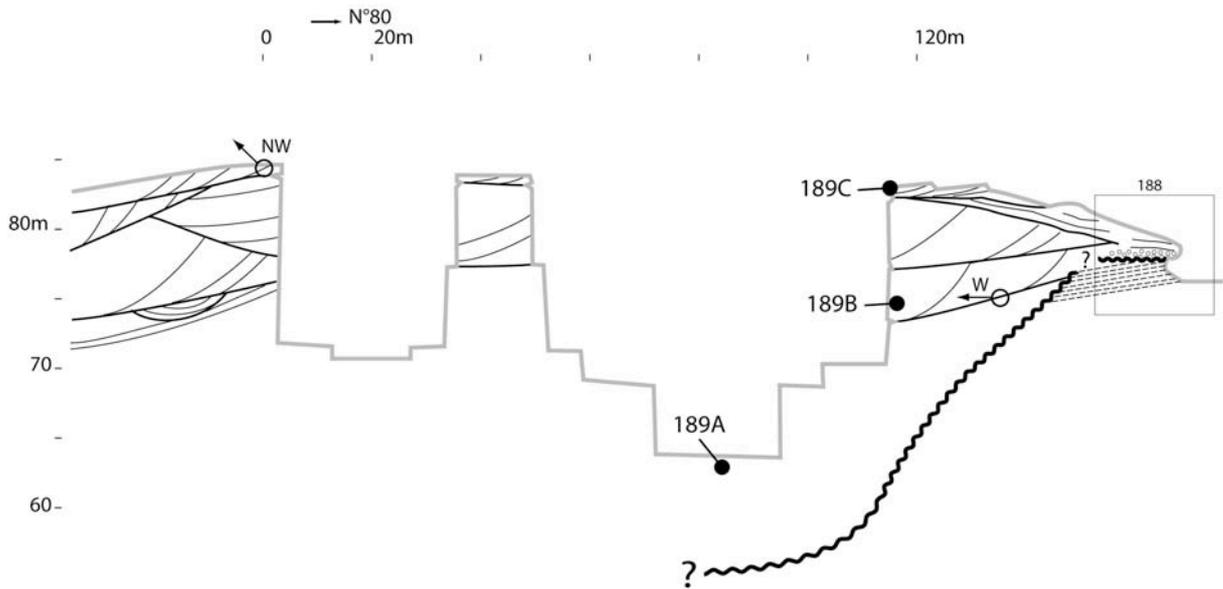


Fig. 1-5-2 : Coupe EW à travers la carrière de Junas. La surface érosive affleurant à l'Est recoupe les marnes sur 25m ; les dunes bioclastiques progradantes vers le NW se construisent par dessus le conglomérat de base (J.-Y. Reynaud, 2008, unpublished)

Synthèse 1 : Paléogéographie des dépôts marins du Burdigalien

À l'échelle de la marge, les dépôts marins du Burdigalien sont discordants sur les séries syn-rift et sur les terrain plus anciens. Ils viennent en on-lap sur des paléorelief où ils sont soulignés par des dépôts grossiers de haute énergie et des trous de lithophage. Le littoral est alors caractérisé par des îles de calcaire Jurassique ou Néocomien et des baies profondes, presque fermées, communiquant par des ombilics ; le cas extrême étant la baie du bassin d'Uzès.

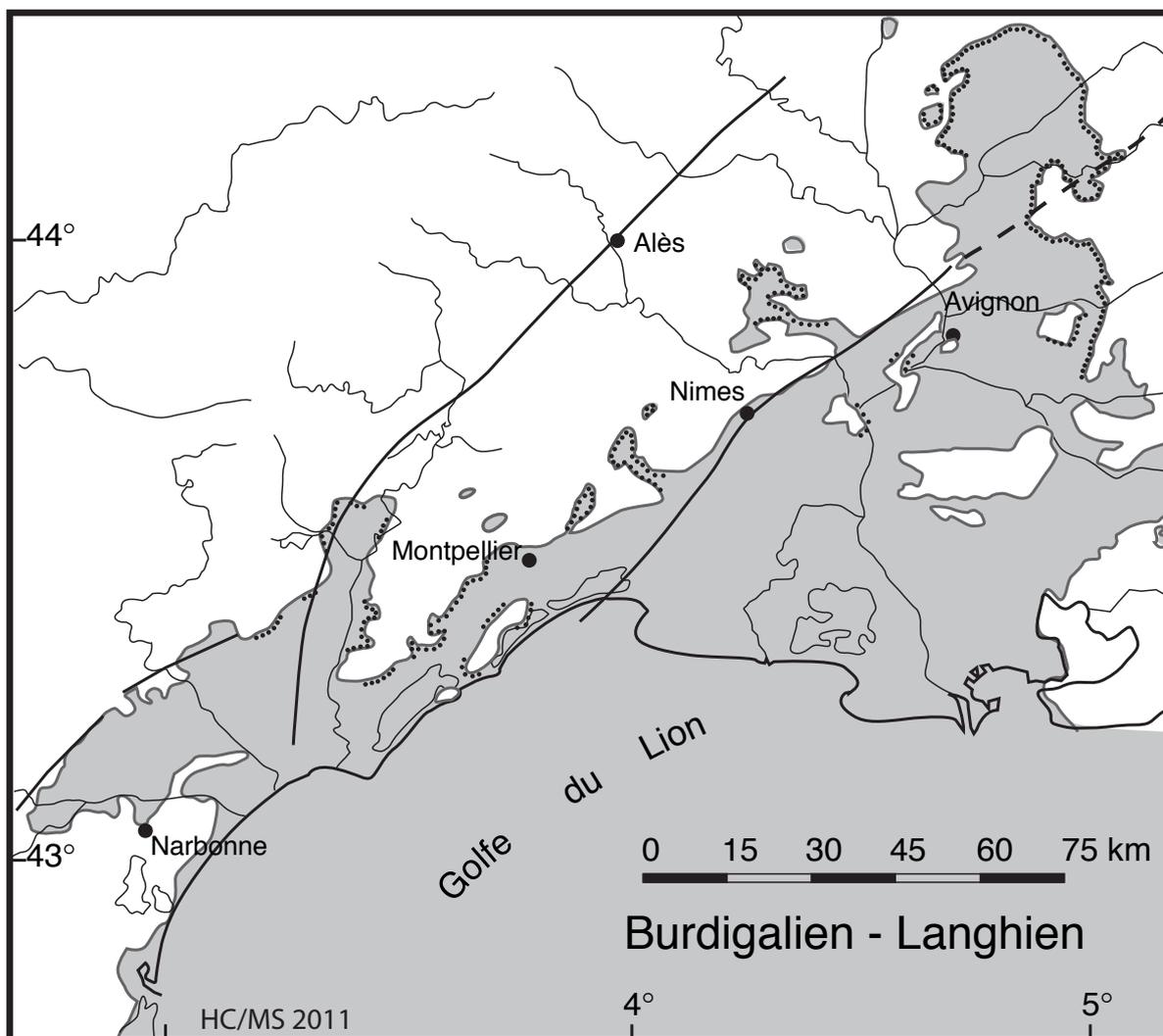
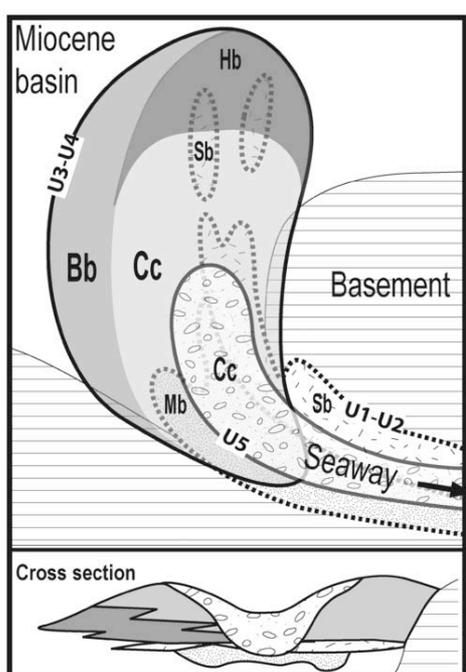


Fig. 1-S2-1 : Paléogéographie de la marge du Golfe du Lion, au Burdigalien inférieur.



Dans d'autres sites que Junas, on montre que les dépôts Burdigaliens étaient contrôlés par la marée. L'exemple du bassin d'Uzès (Reynaud et al, 2006 JSR) est particulièrement illustratif. La baie quasiment fermée n'est relié à la mer ouverte que par un ombilic de plus de 10 km de long sur 2 km de large, dans lequel les courants de marée s'accélèrent, avant de décroître dans la baie et de déposer le matériel.

Le bassin de Sommières pourrait s'interpréter à l'aide de cet analogue.

Fig. 1-S2-2 : Distribution des faciès de haute énergie (Cc) dans l'ombilic et au débouché ; et des marnes de faible énergie (Bb, Hc) sur les bordures du bassin (Reynaud & al 2006).

Journée 2

Pendant la deuxième journée on s'interrogera sur l'origine des reliefs le long de la marge du Golfe du Lion. Correspondent-ils à un épaulement de rift ? sont-ils contemporains de l'extension ? quelle est l'amplitude du soulèvement ?

On utilise des approches géomorphologiques, thermo-chronologiques et des traceurs des sources sédimentaire pour répondre à ces questions.

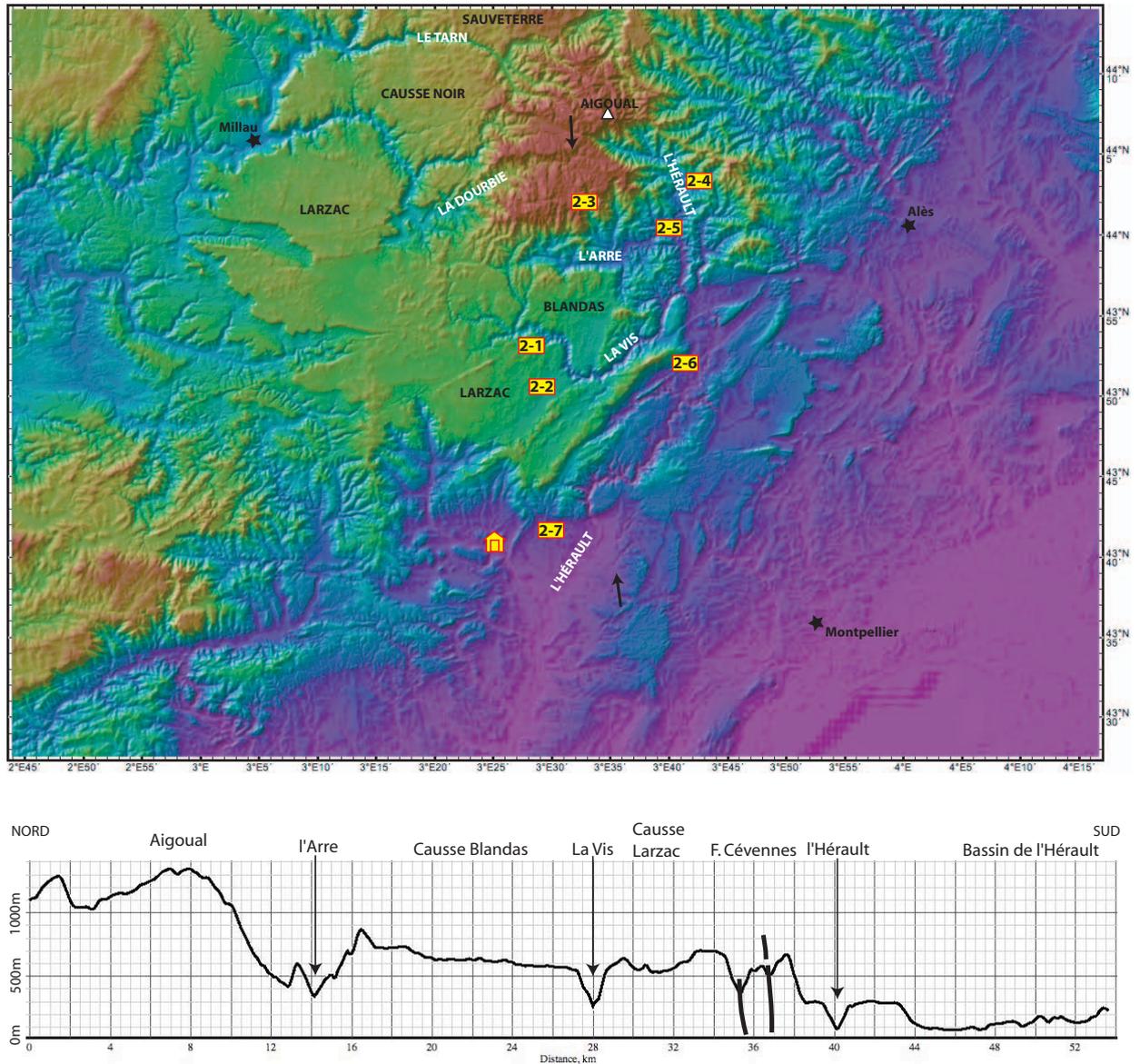


Fig. 2-1 : Topographie de la zone des grands Causses et des Cévennes (au NW de la Faille des Cévennes) et des Garrigues et de la plaine littorale. Les rivières et fleuves issus des Cévennes (Aigoual) incisent les Grands Causses (600 - 700m alt.) dans les bassins versants Méditerranée et Atlantique. Ils incisent également les plateaux des garrigues au SE de la F. des Cévennes (Hérault). La position de la coupe est indiquée par les flèches noires.

Arrêt 2-1 : Cirque de Navacelles



Fig. 2-1-1 : Cirque de Navacelles vue vers le nord, depuis la Baume Auriol.

Les Grands Causses, de 600m à 700m d'altitude, sont découpés par des canyons – tels celui de la Vis au Cirque de Navacelles – qui sépare le Causse du Larzac (au sud) du Causse de Blandas (au nord).

Le point de vue met en évidence :

- l'aspect tabulaire des séries (Jurassique supérieur),
- les reliefs au nord correspondant aux Cévennes cristallines (Serre du Lingas et l'Aigoual à 1500m) ;
- le relief à l'est est une morphologie d'origine sédimentaire : le massif récifal de la Séranne, le long de la Faille des Cévennes
- le karst à buttes au SE (Pic d'Anjeau)
- l'incision de La Vis (avec le méandre abandonné de Navacelles)

L'incision d'un réseau hydrographique à méandres signifie qu'il coulait dans un premier temps à la surface du causse, tabulaire et avec un gradient faible, puis qu'à la suite d'un abaissement du niveau de base, le cours d'eau s'est adapté en incisant son substratum d'environ 400m. L'abaissement du niveau de base peut résulter :

- d'un abaissement de l'exutoire du système
- du soulèvement du substratum.

La préservation des méandres est difficilement compatible avec un mécanisme d'érosion régressive depuis l'embouchure du système ; par contre, elle est compatible avec une incision rapide et sur toute la longueur. Cela est en accord avec le soulèvement du substratum.

Quelle est la chronologie (relative et/ou absolue) de cette incision ?

Arrêt 2-2 : sédimentation allochtone résiduelle

Les zones légèrement déprimées de la surface des plateaux présentent des épandages détritiques de roches siliceuse dans une matrice argileuse rouge : **galets de quartz, chailles, quartzites**. Ces éléments siliceux proviennent d'une source telle que les Cévennes schisteuses et granitiques visibles à l'horizon. Comme nous nous trouvons au sud du canyon de la Vis, on déduit que les rivières correspondant aux vallées perchées NS, sont antérieures à l'incision.

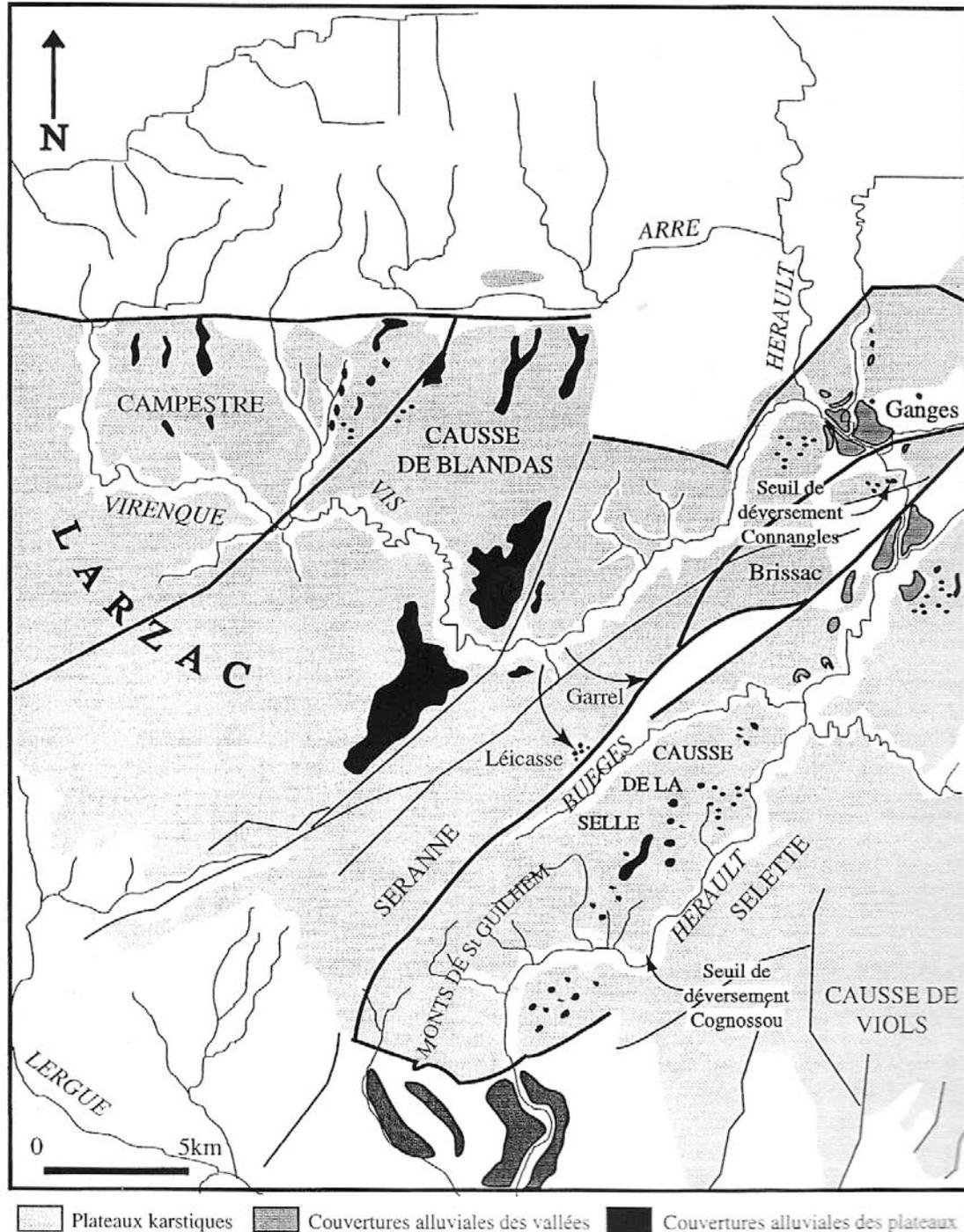


Fig.2-2-1 Carte des séries détritiques résiduelles (vallées perchées issues des Cévennes et poljiés) sur les Causses (en noir) et alluvions préservées le long du paléo-Hérault (gris sombre) Thèse Camus, 2003.

Arrêt 2-3 : Belvédère de la Cravatte

Ce point de vue situé à 980m d'altitude sur le granite à « dents de cheval » permet de voir les Grands Causses légèrement inclinés vers le sud, et stoppés au SE par le relief de la Séranne, que le canyon de la Vis contourne. Au delà – si le temps le permet – on peut voir la Méditerranée. Vers l'ouest on peut observer une coupe depuis le massif granitique du St Guiral (324Ma - Ar/Ar, Najoui & al BSGF, 2000), intrusif dans les séries métasédimentaires du Paléozoïque. Le passage des terrains Paléozoïques aux Causses est marqué par une vallée E-W : l'Arre.

Cette vallée dite « périphérique » a capturé les bassins versants cévenols qui alimentaient les vallées sèches caussenardes dont on retrouve les alluvions siliceuses.

On déduit que l'installation des réseaux hydrographiques n'est pas synchrone. On peut retracer une chronologie relative des drains :

- 1) drainage NS des Cévennes vers la Vis (et les réseaux karstiques à travers la barrière de la Séranne).
- 2) soulèvement du substratum et incision simultanée des canyons de l'Hérault et de la Vis, adaptation des affluents de la Vis, toujours connectés aux bassins versants des Cévennes
- 3) érosion régressive de l'Arre, depuis sa confluence avec l'Hérault et capture des bassins versants cévenols ; déconnection des vallées perchées affluents de la Vis.

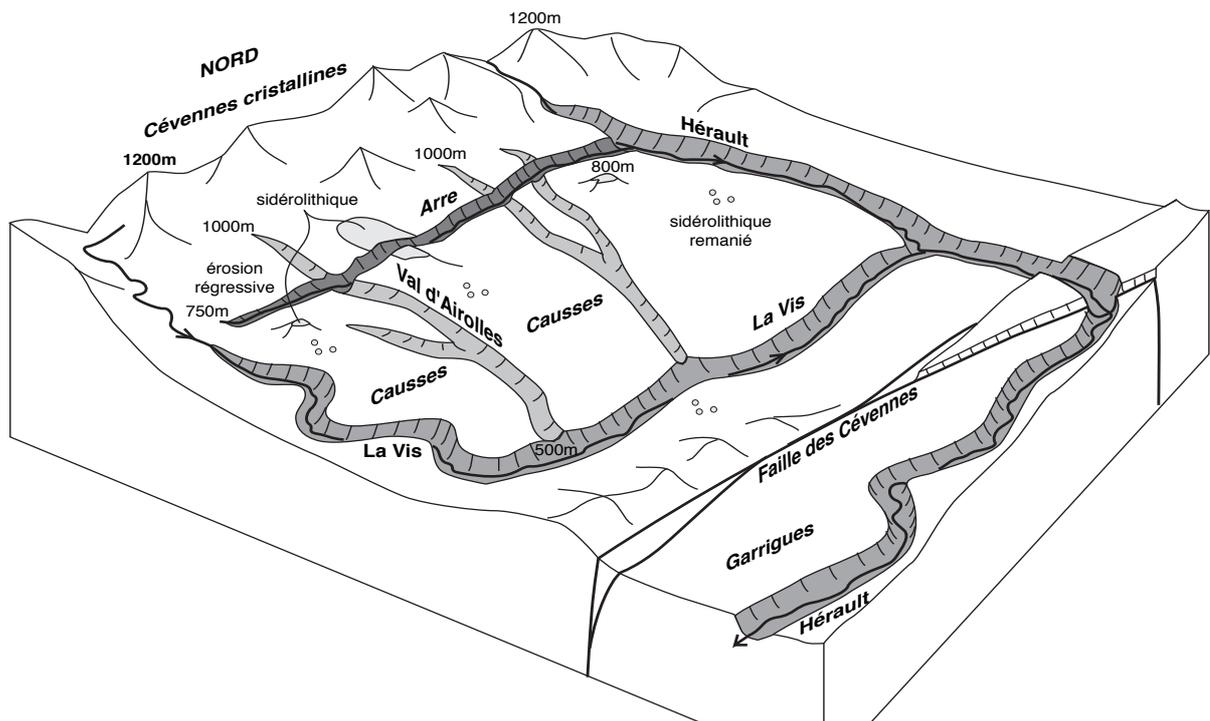


Fig. 2-3 : Schéma de synthèse de la chronologie relative des réseaux hydrographiques

On poursuit la route vers le col de l'Espérou et on redescend par la haute vallée de l'Hérault. On observe le caractère extrêmement actif de l'érosion régressive du fleuve qui prend sa source sous le sommet du Mont Aigoual (1567m d'altitude).

Arrêt 2-4 : Le Gasquet : granite de l'Aigoual

La méthode des traces de fissions sur apatites permet d'apporter des contraintes sur la dénudation des roches du socle. Le granite contenant des apatites des analyses ont été menées sur des échantillons prélevés au sommet de l'Aigoual et à différentes altitudes jusqu'au fond de la vallée.

Rappel sur la méthode Traces de Fissions sur Apatites :

- Les apatites contiennent des atomes d'uranium dans leur réseau cristallin. Lorsqu'un atome U se désintègre spontanément (radioactivité), il produit un défaut visible dans le réseau cristallin (une trace de $15\mu\text{m}$ de long). Les défauts cristallins sont préservés dans les minéraux à une température $<60^\circ\text{C}$, ils sont totalement effacés dans les cristaux à une température $>110^\circ\text{C}$. Ils sont partiellement effacés (longueur réduite) à des températures entre 110 et 60°C .
- Le nombre de traces comptées dans une apatite est fonction du temps passé par l'échantillon à une température permettant la préservation des traces.
- La distribution des longueurs de traces partiellement refermées (ou effacées) indique comment l'échantillon a traversé l'intervalle entre 110°C et 60°C .
- Pour un gradient thermique donné, on peut interpréter le trajet (profondeur, âge) de l'échantillon lors de son exhumation (remontée dans l'épaisseur des 3 ou 4 km supérieurs de la croûte).

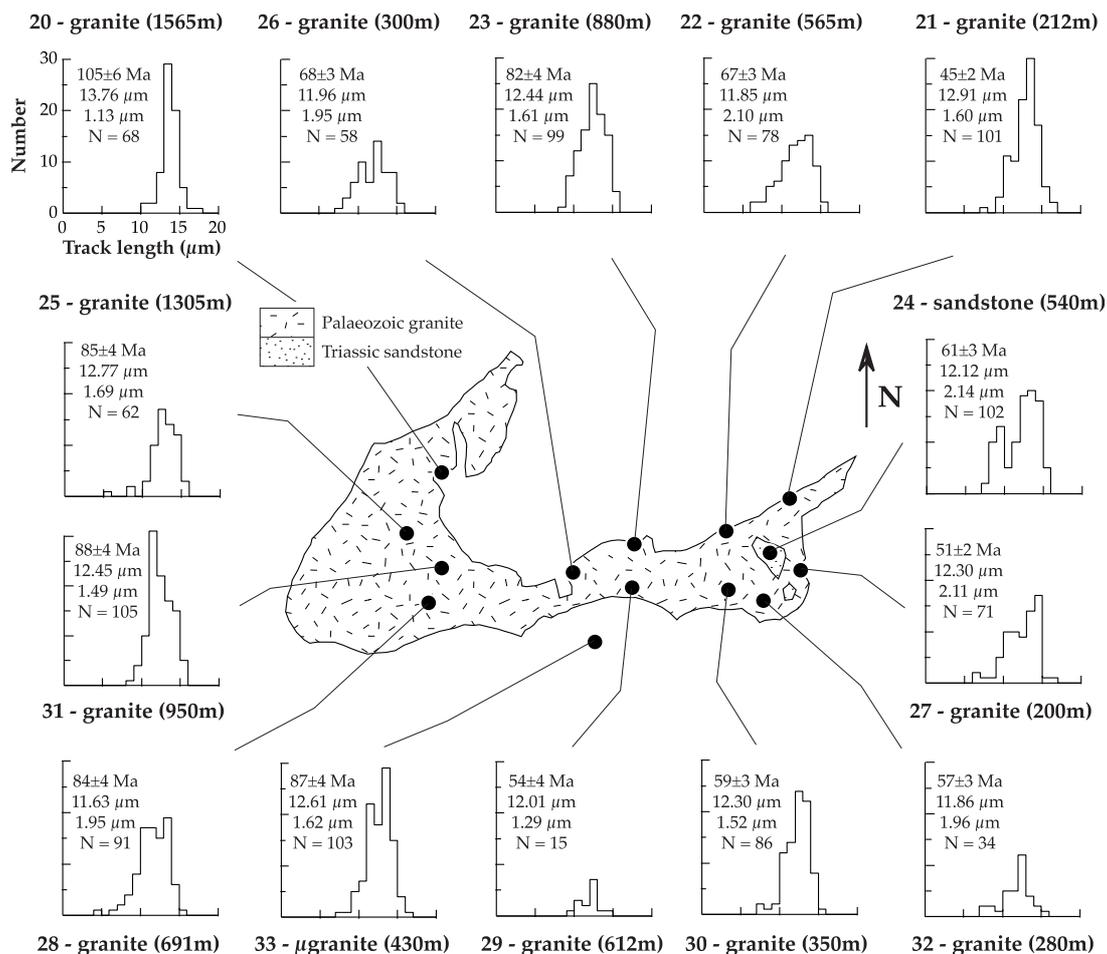


Fig. 2-4-1 : Résultats des analyses de traces de fission sur apatites dans le massif granitique de l'Aigoual. Pour chaque site on donne l'histogramme des longueurs de traces (indicatif de la manière dont l'échantillon a traversé l'intervalle entre les isothermes 110°C et 60°C) ;

l' « âge trace de fission », indicatif de l'âge de traversée de l'isotherme, la longueur moyenne des traces avec écart type ; le nombre de traces mesurées. Barbarand et al 2001.

On peut modéliser l'évolution thermique des apatites telle qu'elle donne les résultats obtenus par la mesure. On note alors que l'échantillon du sommet de l'Aigoual est passé rapidement dans la zone d'effacement partiel des traces, entre 110 et 60°C vers 110-100Ma. Il a été exhumé assez rapidement au Crétacé moyen. L'échantillon du Gasquet (dans la vallée) à commencé son refroidissement en même temps mais il est remonté beaucoup plus lentement et a subi un dernier refroidissement au Néogène.

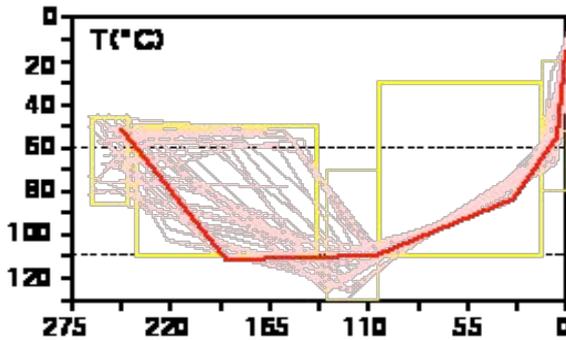


Fig. 2-4-2 : modélisation « Monte Tracks » de l'histoire thermique de l'échantillon du Gasquet (300m alt.). Le trajet rouge est celui qui colle le mieux aux résultats expérimentaux.

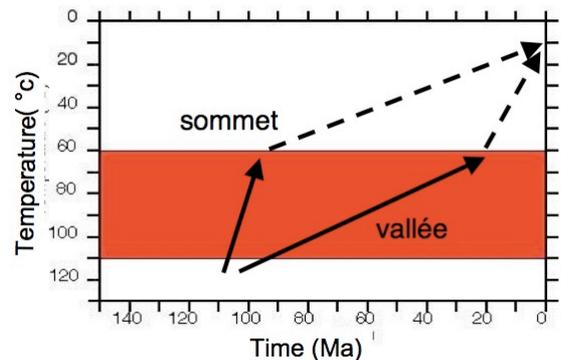


Fig. 2-4-3 : Les modélisations thermo-tectoniques indiquent un refroidissement rapide important vers 110-100 ma au niveau des sommets (Aigoual), et se développant jusqu'au Néogène dans les vallées (Le Gasquet)

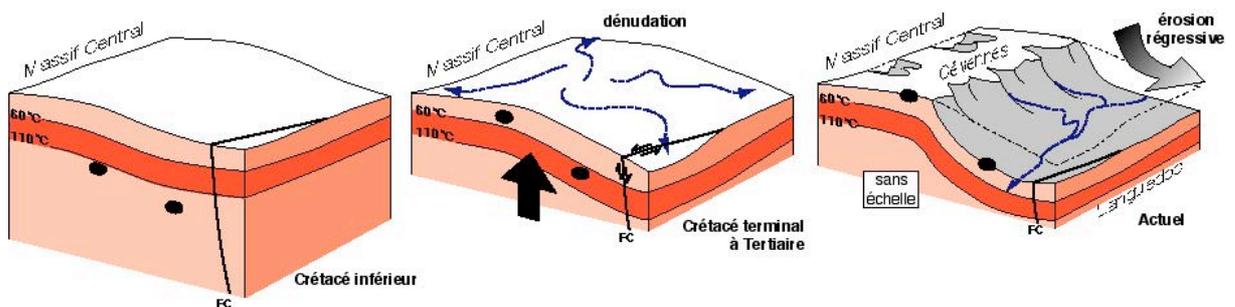


Fig. 2-4-4 : On interprète l'évolution thermo-tectonique comme une dénudation de l'ensemble (au NW de la faille des Cévennes : FC) pendant le Crétacé, suivie d'une érosion régressive plus tardive de la bordure cévenole (Séranne & al. 2002).

Le relief des Cévennes est donc le résultat d'une longue évolution de soulèvements et de dénudations, depuis le Crétacé (110Ma) jusqu'au Tertiaire. Les ages AFT autour de 110 Ma sont très répandus dans le sud de la France. Ils sont interprétés comme le résultat d'une phase généralisée de dénudation, liée à un soulèvement, lors de la formation de l' « Isthme Durancien » . Les Cévennes et les Causses ont donc subi une dénudation de 1700 à 2000m au Crétacé, suivi au Tertiaire d'une incision de plusieurs centaines de mètres.

Le relief des Cévennes a été initié longtemps avant l'Oligocène, il n'est donc pas directement lié au rifting.

Arrêt 2-5 Les schistes des Cévennes : Hotel de Clény

Le granite est intrusif dans une série sédimentaire détritique métamorphisée : les « schistes des Cévennes ». L'aurole de contact à cornéennes est escamotée par une faille décrochante senestre le long de la vallée. L'affleurement de Clény montre la foliation à faible pendage et des exsudats de quartz qui semblent indiquer un cisaillement vers le sud. Cependant, la linéation étant quasi-perpendiculaire à la coupe (voir sur le chemin qui monte, au sud de l'affleurement), cette observation n'est pas significative. Les sens de cisaillement sont en général extrêmement difficiles à déterminer dans cette formation. Néanmoins, lorsqu'ils sont visibles, ils sont vers le Sud.



Fig. 2-5-1 : Schistes des Cévennes avec exsudats de quartz cisailés.

On peut observer dans le flanc de la colline au SW un filon de quartz, en relief, recoupant les schistes. Ce sont les exsudats de quartz et les filons qui fournissent les galets de quartz dans les alluvions. Les galets de schiste ont une résistance moindre au transport, et sont facilement altérables dans la formation alluviale.

Arrêt 2-6 : Formation alluviale néogène des Bruyères

Après avoir suivi la vallée de l'Hérault encaissée dans les calcaires Jurassiques, on traverse la zone de faille des Cévennes dans un canyon (le « pop-up » du Thaurac). A la sortie du canyon, à St Bauzille de Putois, on débouche dans le bassin syn-rift de Montoulieu, contrôlé par la faille des Cévennes qui a joué en faille normale pendant l'Oligocène.

On traverse l'Hérault qu'on longe alors en rive gauche, on aperçoit la formation syn-rift Oligocène le long de la route, puis on s'arrête sur une formation discordante sur l'Oligocène et les calcaires Jurassique et Néocomien : la formation des Bruyères.

Il s'agit d'un conglomérat à support matriciel argileux jaune. Les galets sont composés de roches siliceuses sub-arrondis : quartz d'exsudat, quartzites, cornéennes (Paléozoïque), ainsi que des calcaires lacustres (d'âge Oligocène) emballés dans un cortex siliceux. Il existe des galets anguleux de calcaire Jurassique et de rares galets de

grès à fossiles marins du Crétacé supérieur. Dans des coupes de terrain on observe des fantômes schistes des Cévennes très alétiérés. C'est donc une formation alluviale du paléo-Hérault, issue des Cévennes. Elle est notée Fv sur la carte 1/50 000^e de St Martin de Londres, les affleurements préservés permettent de dessiner un cône alluvial d'épaisseur originelle $\geq 50m$.

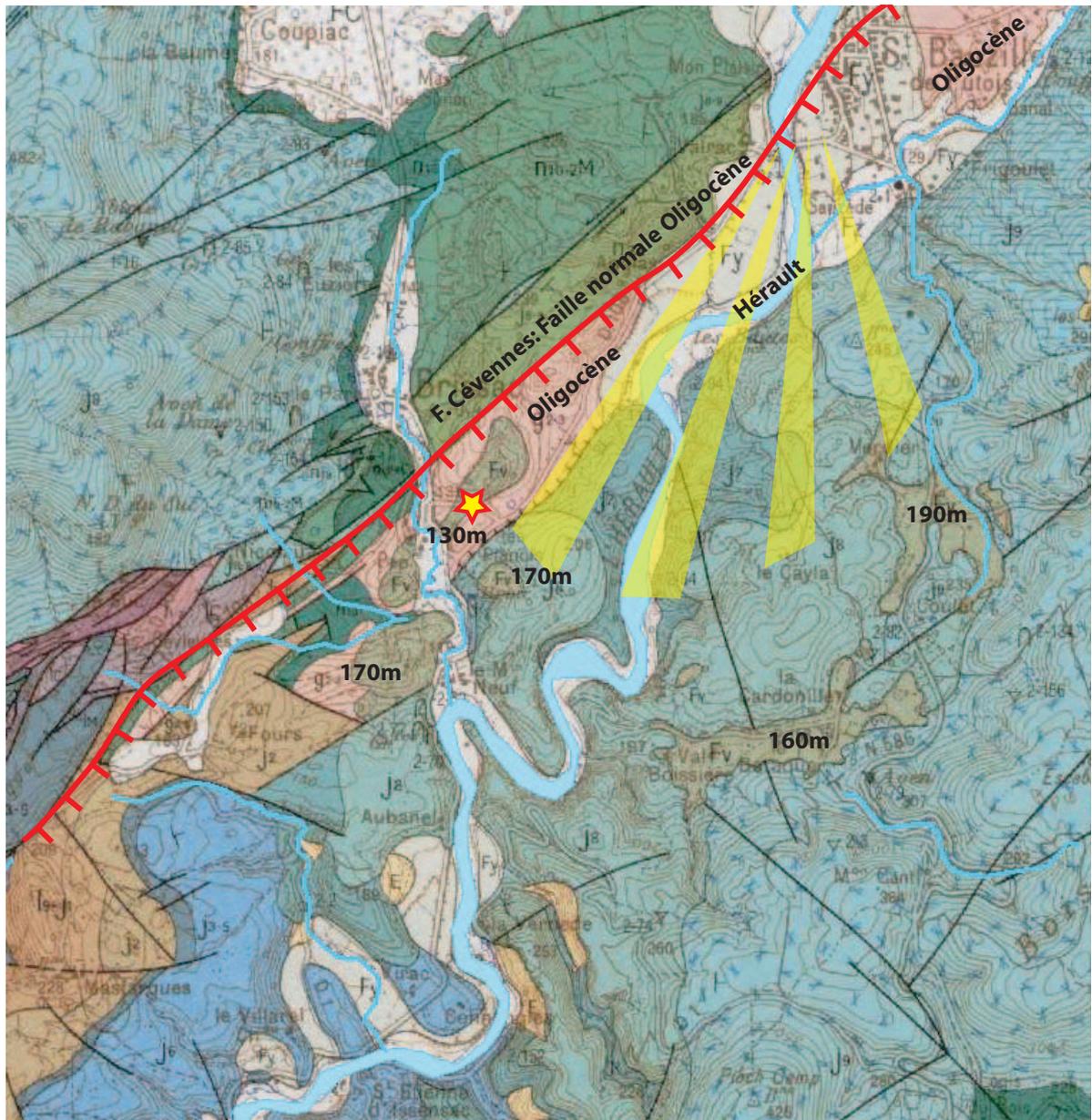


Fig. 2-6-1 : cadre géologique de l'arrêt 2-6

Quel est l'âge de cette formation ?

La proximité des terrasses alluviales bien préservées de l'Hérault ont justifié des interprétations d'âges « Villafranchien » (Quaternaire) (Philip, 1978 ; Carte BRGM). Cependant la reconnaissance de cette formation dans des affleurements élevés, discontinus, depuis la haute vallée de l'Hérault, jusqu'à la marge du bassin de l'Hérault, où elle s'intercale dans les sédiments du Miocène (voir arrêt suivant), nous conduit à vieillir considérablement l'âge de ces alluvions.

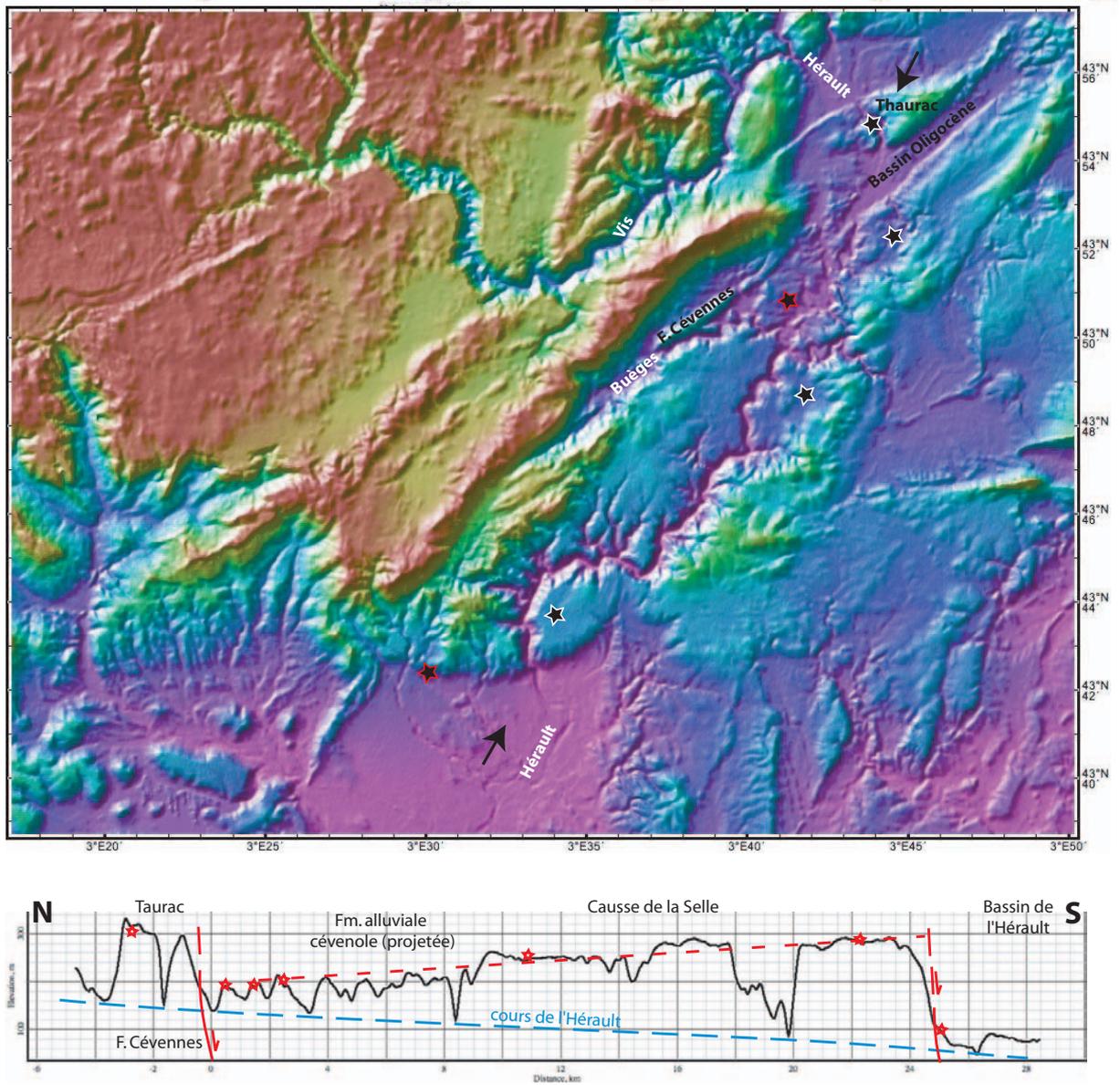


Fig. 2-6-2 : Position des alluvions cévenoles (étoile rouge = arrêt) trouvées sur la surface fluvio-karstique. Le basculement de cette surface par le jeu des failles ? contemporain du soulèvement et de l'incision de l'Hérault.

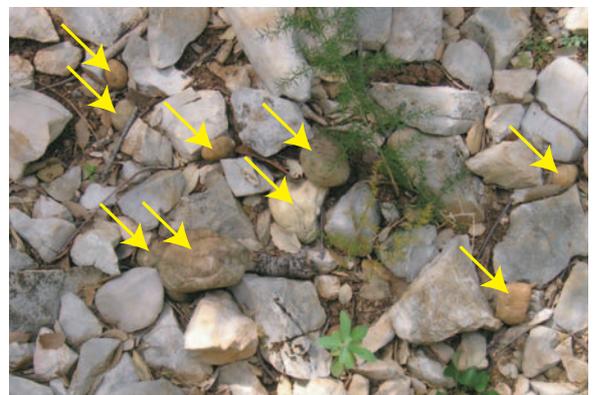


Fig. 2-6-3: Surface fluvio-karstique du Causse de la Selle incisée par l'Hérault. Alluvions résiduelles sur la surface: les galets de quartz (et 1 de schiste) sont marqués par des flèches (site non visité : étoile noire au Sud).

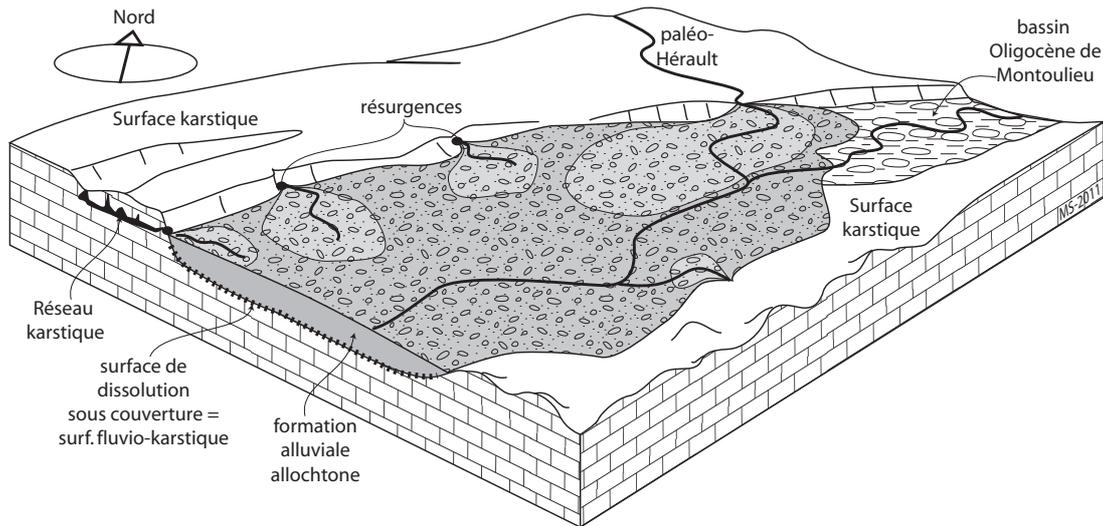


Fig. 2-6-3 : modèle de formation de la surface fluvio-karstique du Causse de la Selle. La surrection tardive du subsratum, accompagnée de l'incision de l'Hérault, a abaissé le niveau de base et permis l'évacuation de la plupart de la Fm. alluviale, et l'exhumation de la surface de dissolution au mur de la Fm. alluviale : la surface fluvio-karstique (traits pointillés).

Arrêt 2-7 : cordon littoral Miocène de Montpeyroux

Situé sur la bordure du bassin extensif de l'Hérault, en aval des affleurements précédents, on montre ici que les alluvions allochtones d'origine Cévenole sont intercalées dans les sédiments marins datés du Miocène inférieur.

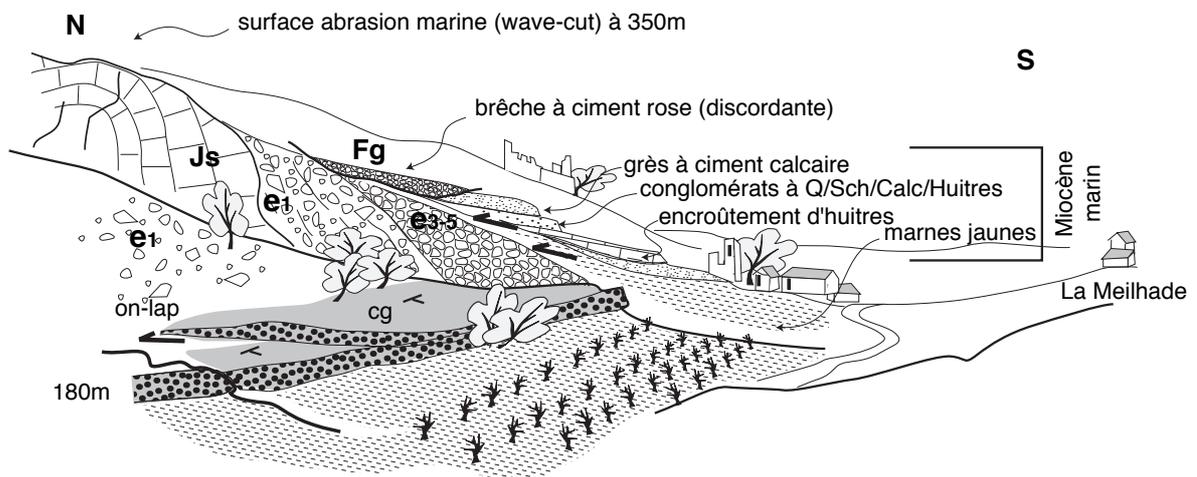


Fig. 2-7-1 : Affleurement de la Meilhade montrant l'onlap du Miocène marin sur le pre-rift. Le niveau de conglomérat (cg) au premier plan correspond à la première apparition de matériel d'origine clairement cévenole (voir ci-dessous). Ce paléo-cordon littoral est actuellement décalé de quelques 150 à 200 m de la paléosurface d'abrasion marine à 350m située en amont.

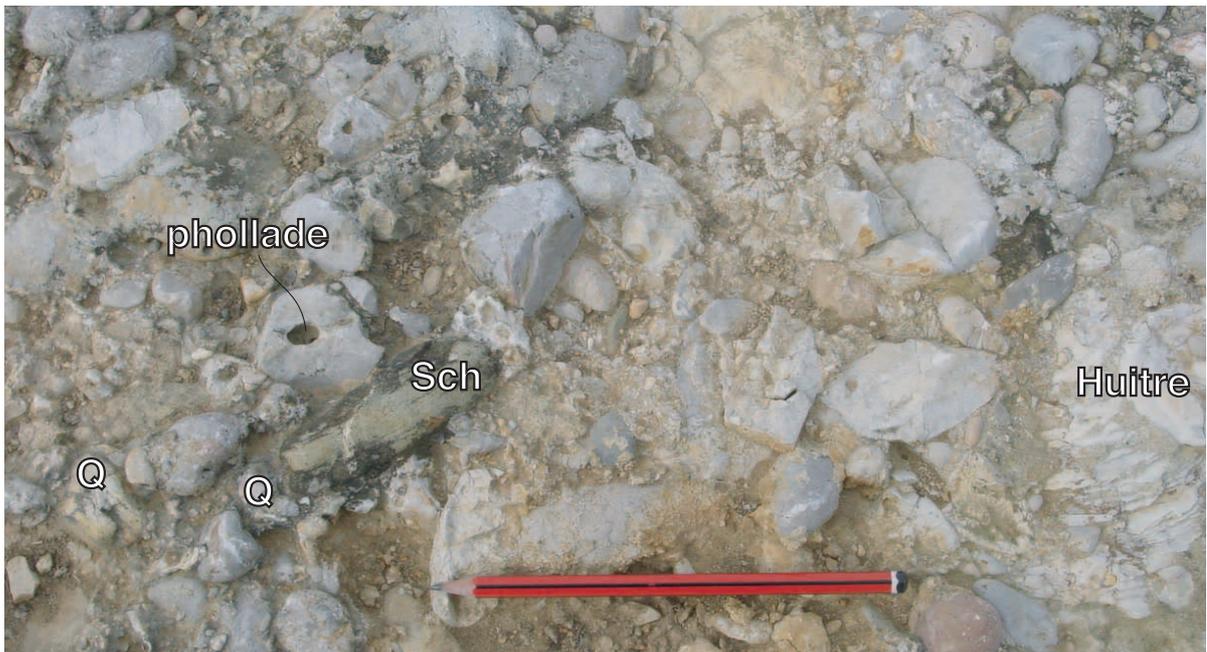


Fig. 2-7-2 : Affleurement de la Meilhade. Conglomérat à galets de calcaire local perforé par des phollades, d'huitres roulées, quartz (Q), schistes des Cévennes (Sch) correspondant à la première apparition de matériel d'origine clairement cévenole. Ce conglomérat (paléocordon littoral Burdigalien ou Langhien) indique un réseau fluvial suffisamment organisé depuis les cévennes jusqu'à la Méditerranée.

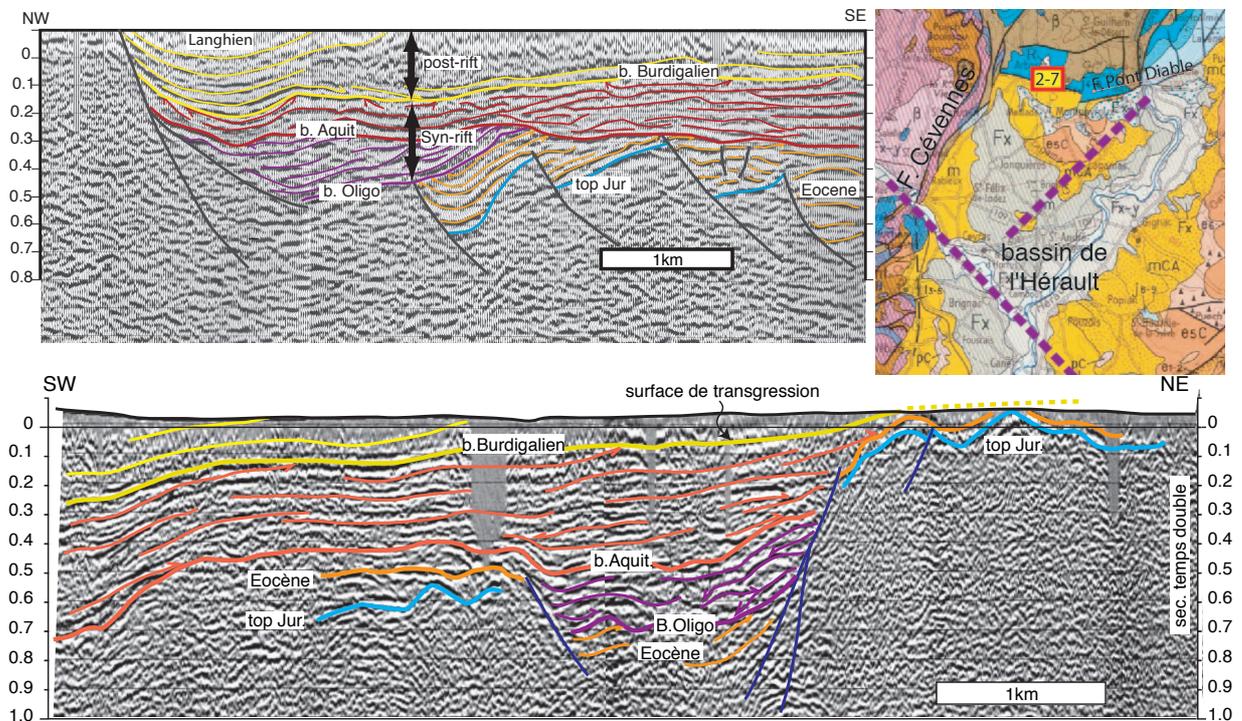


Fig. 2-7-3 : Profils de sismique réflexion dans le N du bassin de l'Hérault. Le post-rift Burdigalien est transgressif sur le syn-rift et sur le substratum. Le Langhien est affecté par un rejeu des failles bordières : le décalage de la formation alluviale (datée du Miocène inférieur) est donc post-Langhien. On rattache ce mouvement au soulèvement régional du substratum.

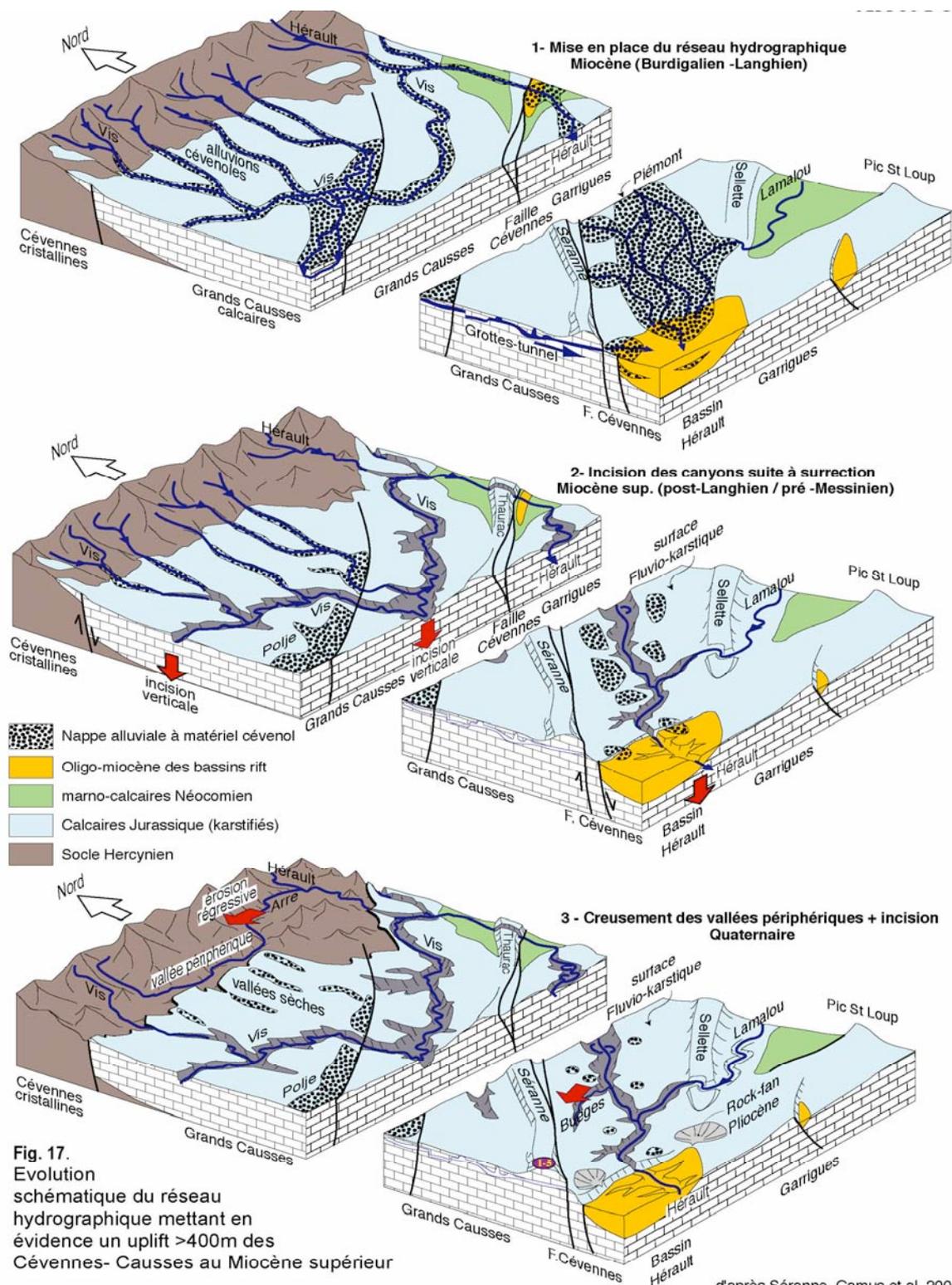


Fig. 2-8 : Synthèse des mouvements verticaux et des creusements de vallées affectant l'arrière-pays de la marge du Golfe du Lion, pendant le post-rift.

- Cévennes/Grands Causses ne sont pas l'épaule du rift ; soulèvements multiphasés, dont la phase majeure à 110 Ma Crétacé moyen (1700-2000m).
- Formation d'un réseau fluvial, issu des Cévennes, lors du rifting.
- Phase de surrection régionale pendant le post-rift (post-Langhien) responsable de l'incision des canyons (400 -300m).

Journée 3

Le thème de la 3eme journée est l'évolution tardive du post-rift des bassins à terre de la marge du Golfe du Lion.

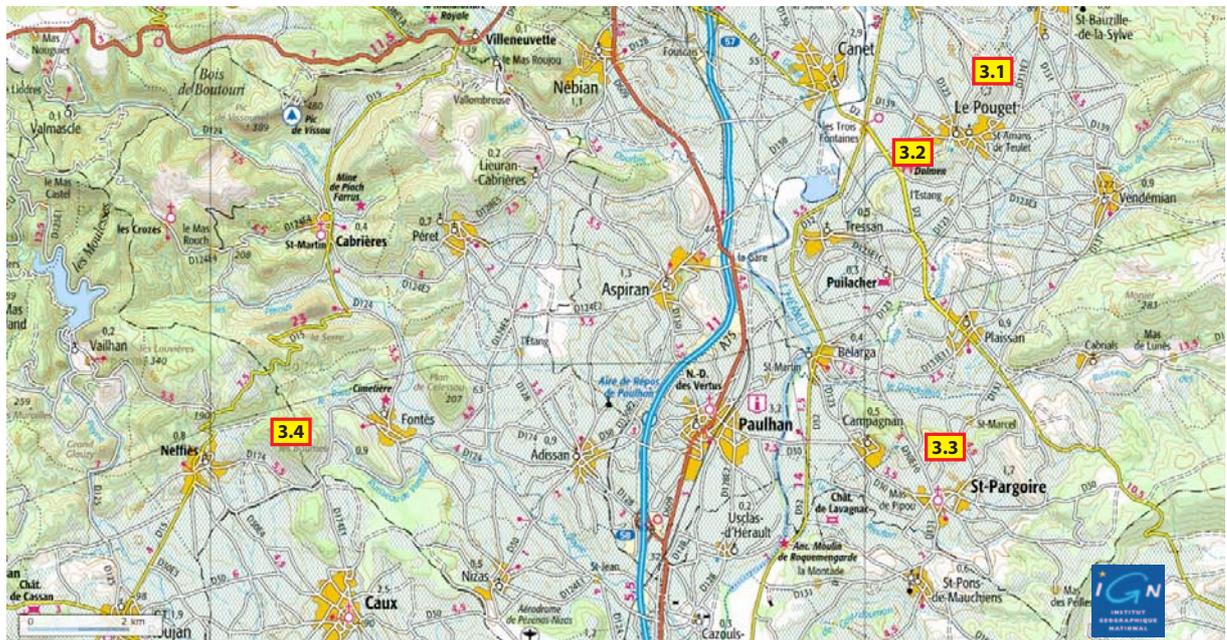


Fig. 3-a : carte des affleurements de la journée (excepté le dernier affleurement de la journée situé au nord, dans le bassin de Lodève).

Nous traversons le bassin extensif Oligo-Miocène de l'Hérault, contrôlé par une faille normale située au NW du bassin (F. des Cévennes). La sismique réflexion montre la structure en demi graben sur décollement du bassin initié à l'Eocène terminal (Seq1) et formé essentiellement de l'Oligocène à l'Aquitatien (Seq 2 = syn-rift). La Seq. 3 correspond au post-rift Burdigalien à Langhien. On note que le bassin a subit une réactivation pendant le post-rift (Seq.3 affectée), contrôlée par le rejeu de la faille des Cévennes. Il s'agit de la déformation analysée hier. Celle-ci est donc postérieure aux derniers sédiments post-rift préservés, d'âge Langhien.

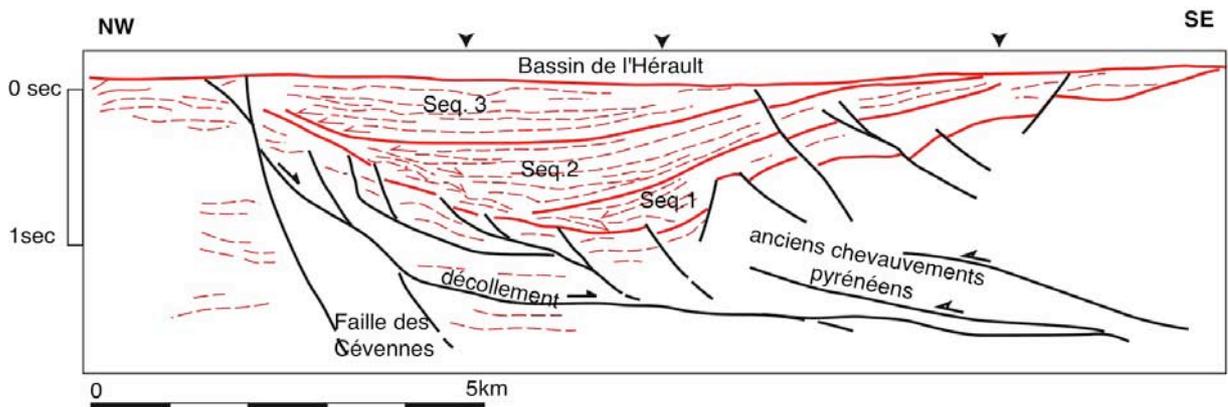


Fig. 3-b : Line-drawing (sismique réflexion interprétée) du bassin de l'Hérault

Age	Colonne lithologique	environnement			
Quaternaire	conglomérats	terrasses fluviales de l'Hérault	Post-rift		
	coulée volcanique 1.8 Ma				
	conglomérat (galets quartz)				
2					
Pliocène	conglomérats à blocs	fluvatile			
14	<ul style="list-style-type: none"> Assèchement de la Méditerranée 5Ma Surrection / érosion Tortonien 10Ma 				
Miocène moyen	Langhien	calcaire à traces de racines		palustre / lacustre	Syn-rift
Miocène inférieur	Burdigalien	marnes gris-bleu à huitres		marin côtier	
	20	bancs de calcaire coquiller			
		marnes gris-bleu à huitres			
Aquitarien	lignites de Plaisan				
	marnes jaunes / grès / conglomérats	fluvatile			
	calcaires	lacustre			
Oligocène	23	brèches et conglomérats / marnes	cônes alluviaux		
	28				
Crétacé supérieur Eocène inférieur	50	Chaine Pyrénéenne 45Ma		Pré-rift	
		grès, marnes rouges	fluvatile		

Fig. 3-c : colonne lithostratigraphique synthétique du bassin de l'Hérault.

Arrêt 3-1 : Le Pouget

On monte sur une colline orientée NE-SW à travers des terrains marneux du Burdigalien. Le sommet consiste en une formation chaotique à blocs et conglomérats décrite par Ambert (1989). On reconnaît des blocs de calcaire bioclastique du Burdigalien, des galets de carbonates (Jurassique, Eocène lacustre) et des galets siliceux. Cette formation détritique incise le Burdigalien (on verra plus tard qu'elle est

chenalisée) est donc en inversion de relief; elle se développe tout le long d'un alignement de collines, dont l'altitude diminue vers le sud.

De par sa position stratigraphique (postérieure aux dépôts Miocène post-rift) et sa situation paléogéographique (remplissage fluvial d'une surface incisée), cette formation a été interprétée comme le **remplissage Pliocène fluvial de la surface d'érosion Messinienne** (Ambert, 1989 ; Maerten, 1994 ; Gauthier & Brosion, 2004)

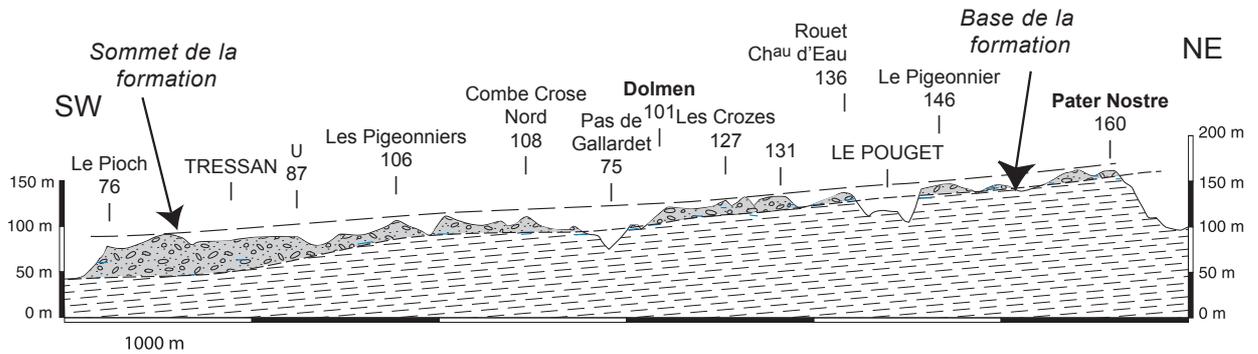


Fig. 3-1-1 : coupe des affleurements de la formation à blocs de la zone du Pouget dans le bassin de l'Hérault (d'après Brosion & Gauthier, 2004).

Vers le nord, on observe que la Fm se connecte topographiquement à une surface plane du Télégraphe : il s'agit d'un pédiment en connexion avec les formations du Pliocène depuis un plateau de calcaires lacustres de l'Eocène (avant-pays déformé du chevauchement pyrénéen de Montpellier).

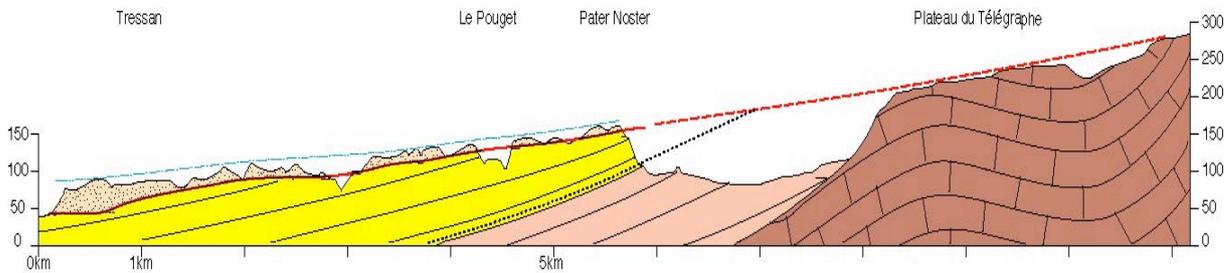


Fig.3-1-2 : coupe géologique/géomorphologique montrant la relation entre le pédiment et la formation Pliocène.

Arrêt 3-2 : Le Pouget – Le dolmen

Nous nous déplaçons d'environ 1 km vers le sud, pour observer la surface de discordance du Pliocène sur le Miocène marin.

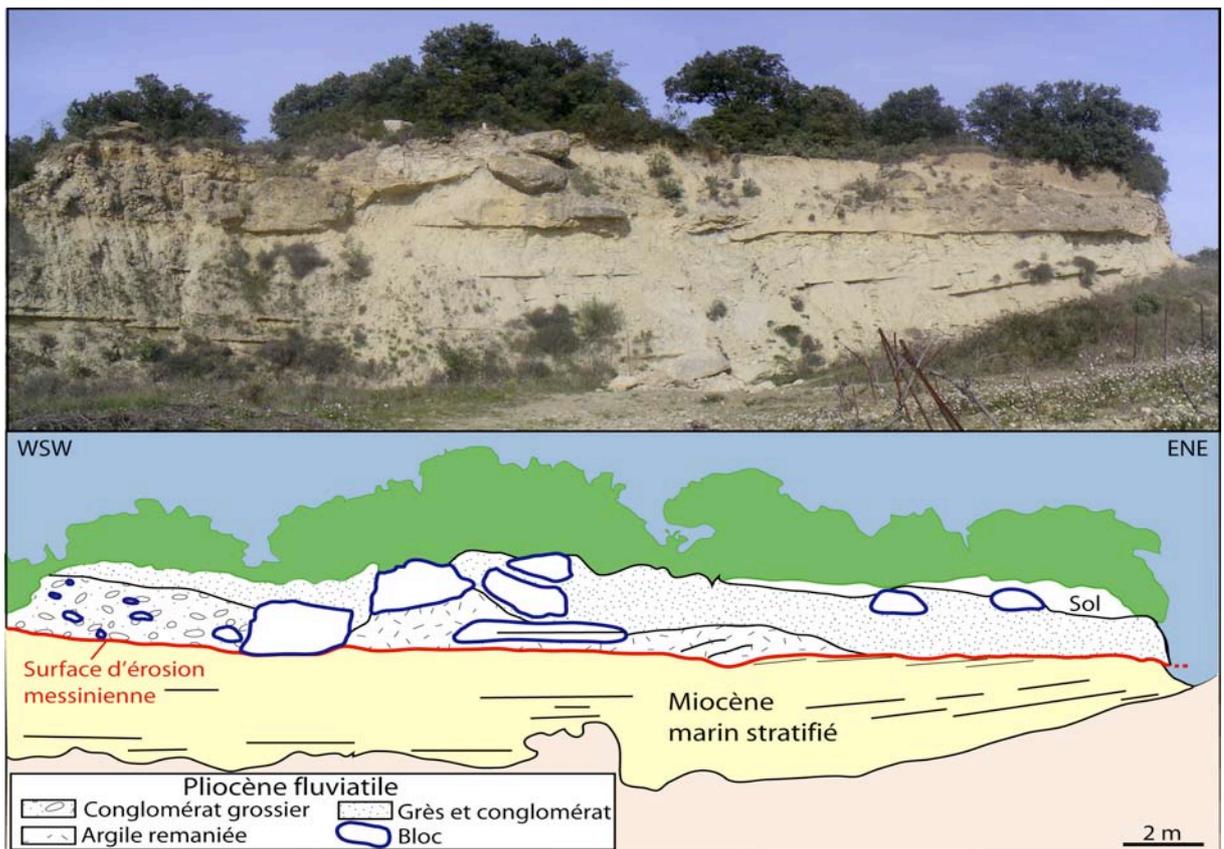


Fig. 3-2-1 Panorama du « Dolmen » : surface d'érosion Messinienne recouverte par la formation à blocs du Pliocène.

Arrêt 3-3 : Saint Pargoire - Fm. à gros blocs

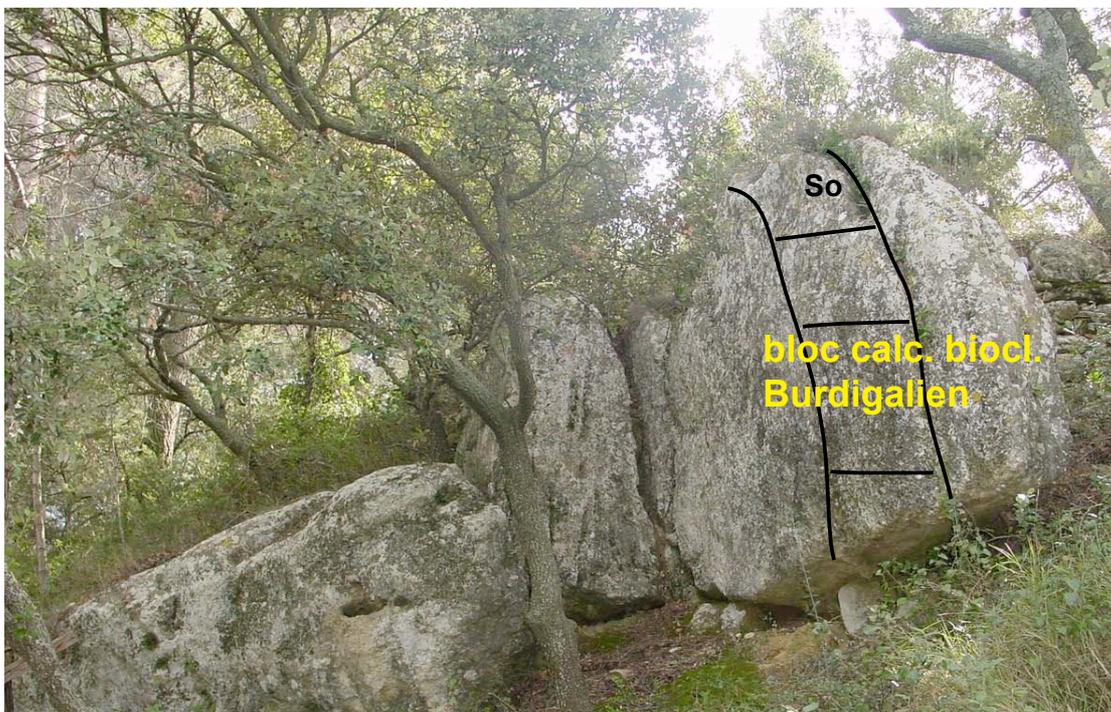


Fig. 3.3.1 : Les « gros blocs » dans le remplissage pliocène à St Pargoire.

On observe dans cet affleurement boisé, des blocs de Miocène bioclastique de plusieurs mètres de dimension, dans lesquels stratification interne est visible. Ils sont parfois en position verticale.

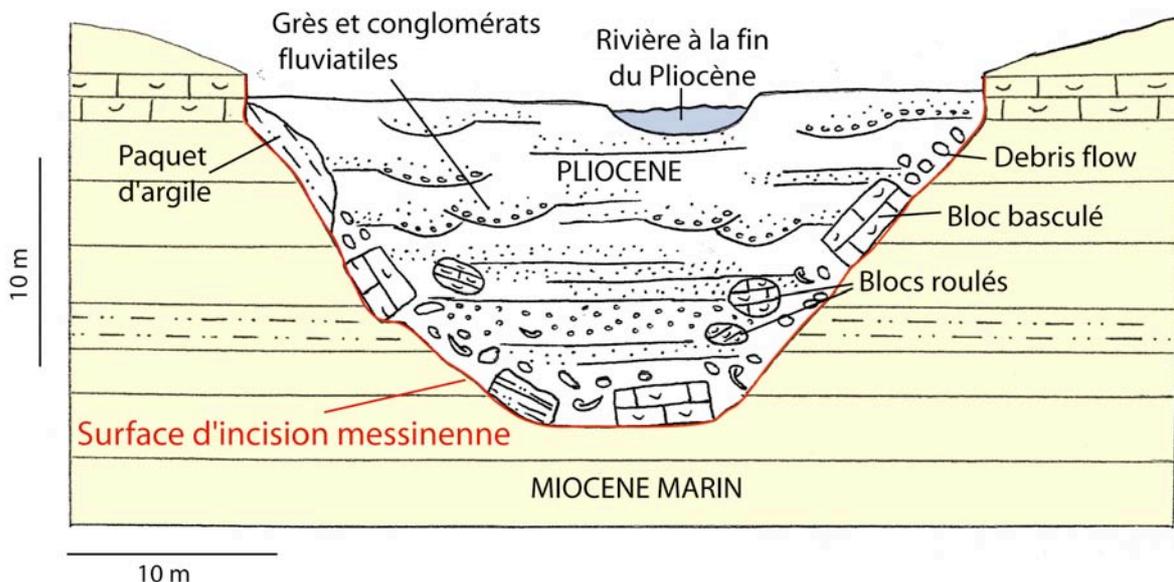


Fig. 3-3-2 : reconstitution des chenaux Pliocènes incisés dans le Burdigalien avant l'inversion de relief. Les blocs de calcaire bioclastiques basculés sur les cotés du chenal proviennent de l'effondrement des niveaux en places, sappés par l'érosion. On n'en retrouve pas au centre des chenaux . Il est possible que ces gros blocs correspondent à un dépôt formé lors de l'érosion, donc d'âge Messinien comme suggéré par Ambert, 1989- (Brosson & Gautier, 2004).

Synthèse : L'événement Messino-Pliocène dans la Vallée de l'Hérault et sur la marge du Golfe du Lion

Il est possible de d'interpréter un véritable réseau hydrographique, en extrapolant entre les affleurements discontinus de fluviatile Pliocène dans la vallées de l'Hérault. On reconstitue ainsi une paléo-Lergue (affluent rive Droite de l'Hérault) et des affluents rive gauche, à fort gradient.

Ces réseaux fluviatiles passent vers l'aval à des faciès de Pliocène marin, au sud de Pézenas : c'était la ria Pliocène de l'Hérault.

Vers l'amont calcaire, ces réseaux se connectent à des surfaces fluvio-karstiques développées au débouché de résurgences ; les réseaux karstiques se disposent le long du profil de la rivière Pliocène. Vers l'amont silteux (par exemple le bassin de la Lergue, voir arrêt suivant) les formes d'érosion persistent.

Les affleurements de Pliocène reposent en on-lap sur une surface d'érosion du Messinien, formées lors de l'assèchement de la Méditerranée et de l'érosion majeure qui en a suivi. Ils y ont été préservés par la remontée brutale du niveau de base.

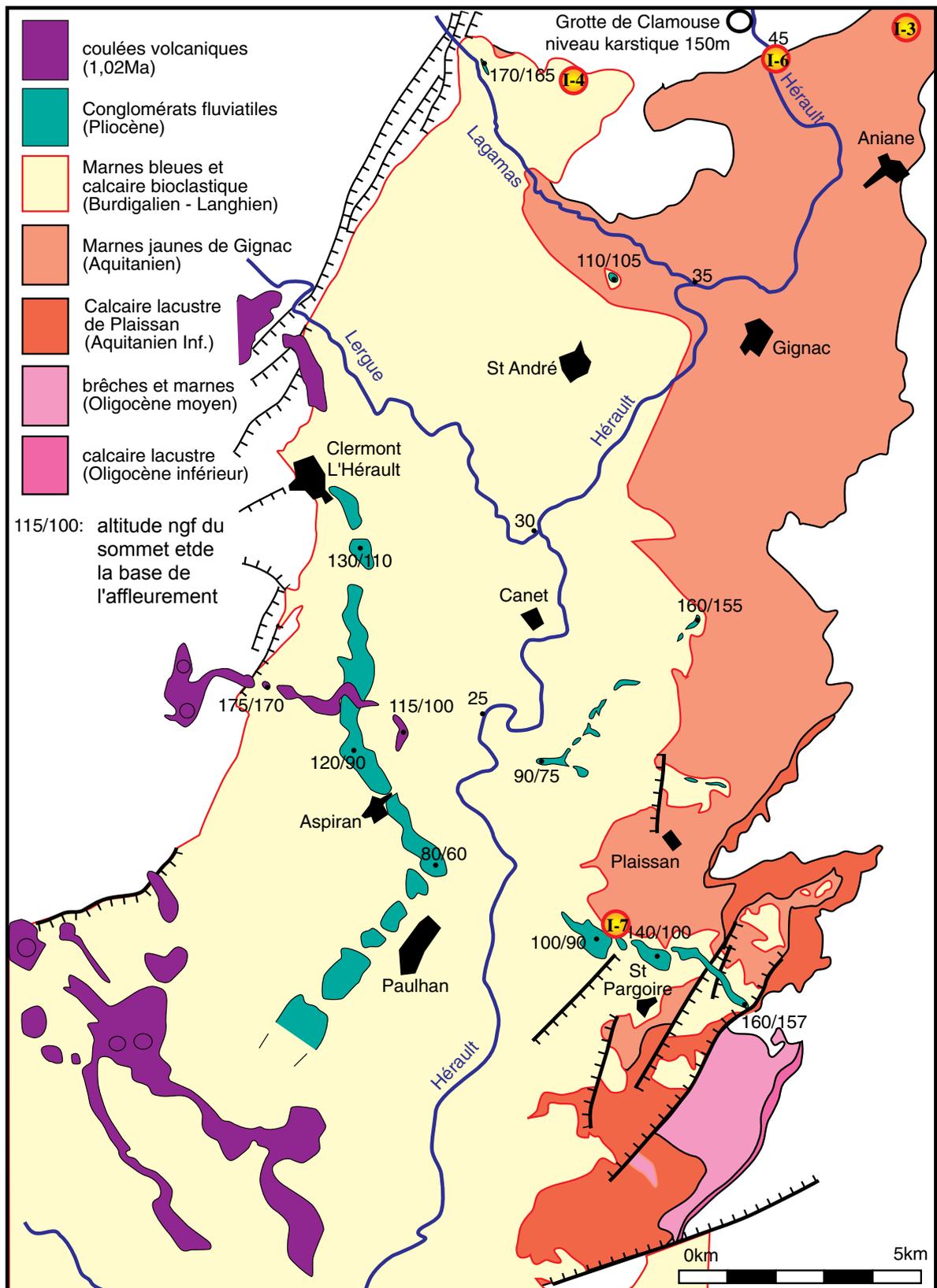


Fig. S3-1 Carte géologique simplifiée du bassin de l'Hérault. Les réseaux fluviatiles conglomératiques, d'âge Pliocène, préservés en inversion de relief, dessinent un réseaux hydrographique connecté ver l'amont à un système karstique et débouchant vers l'aval (au sud de Lézignan) dans un estuaire. Les coulées volcaniques plus récentes ($\leq 1\text{Ma}$, en rouge) sont perpendiculaires; il y a eu une réorganisation du drainage entre le Pliocène et le début du Quaternaire.

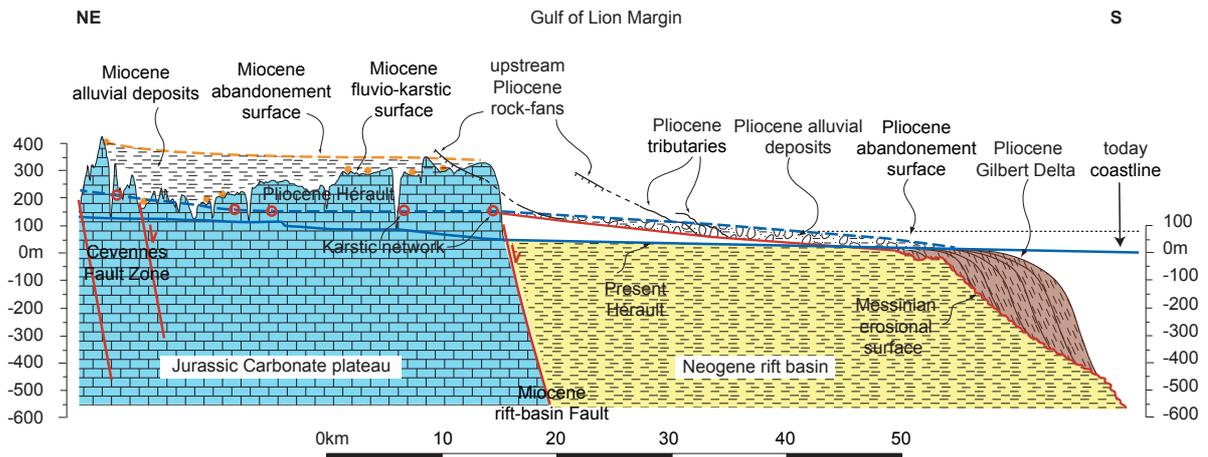


Fig. S3-2 Les profils amont-aval d'âge Miocène moyen - supérieur (post-Langhien), décalés par failles, attestent d'une tectonique post-rift de la marge onshore. Les profils amont-aval du Pliocène reconnus par leur amont karstique dans le massif carbonaté (cercles rouges) et par le réseau fluvial dans le bassin de l'Hérault ne sont pas décalés. Il n'y a pas de tectonique significative post-Pliocène.

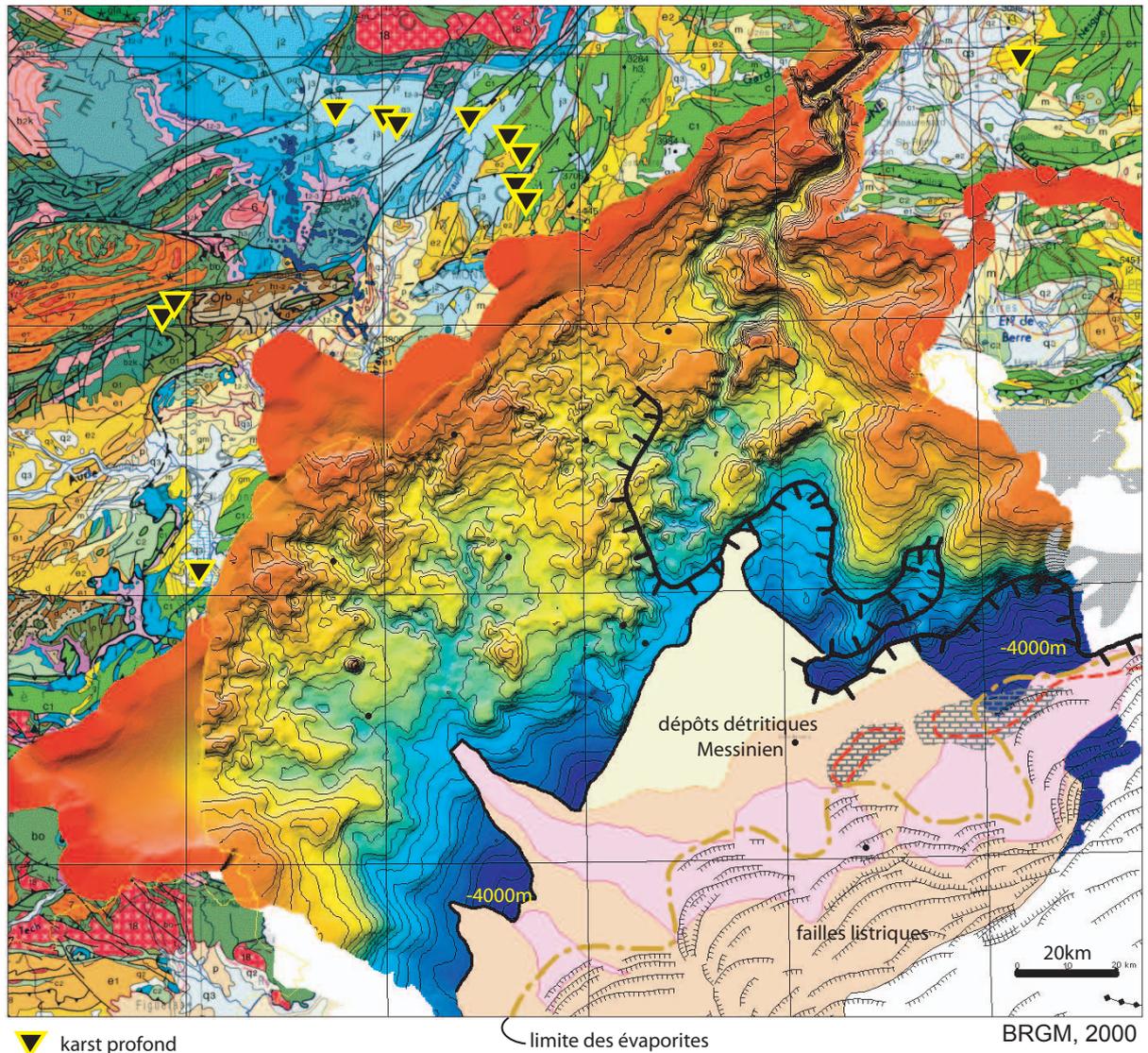
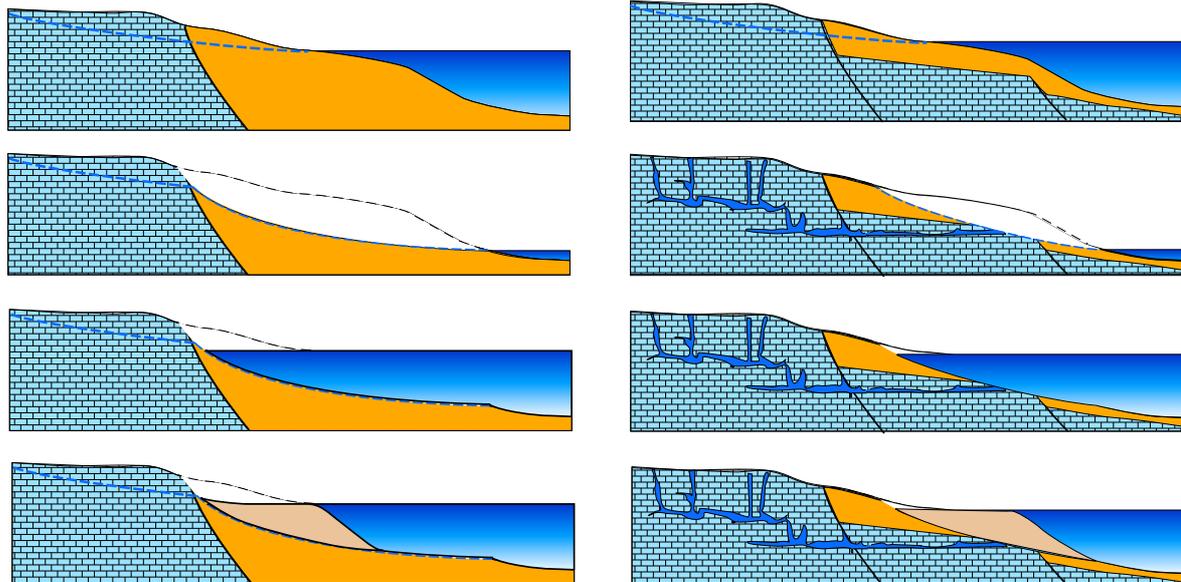


Fig. S3-3 : Isohypse de la surface d'érosion Messinienne dans le Golfe du Lion : canyons dans les zones silto-marneuses (bassins Tertiaires) et karsts profonds dans les pays calcaires.



Formation d'incision des terrains silteux, envahis par la mer (Ria) au Pliocène

Formation de karst profond pendant le Messinien, noyé au Pliocène.

Fig. S3-4 : Evolution comparée de la réponse à l'événement Messino-Pliocène dans une zone à bassin tertiaire silto-marneux imperméable (à gauche) et une zone calcaire karstifiable (à droite). Les schémas se lisent de haut en bas – 1 : stade initial ; 2 : baisse du niveau de base et érosion et/ou approfondissement des réseaux karstiques, au Messinien ; 3 remontée instantanée du niveau de base au début du Pliocène, 4 : Reconstruction de la marge par progradation fluviale pendant le Pliocène.

Arrêt 3-4 : Volcanisme de Caux

On se déplace vers le sud-ouest, proche de la bordure du bassin pour prendre un peu de hauteur et observer le volcanisme Quaternaire de la zone, en relation avec les autres structures. Depuis le toit du réservoir on bénéficie d'une vue panoramique sur tout le bassin.

L'édifice volcanique de Caux est constitué de brèches et de scories basaltiques. On trouve également des bombes volcaniques. L'ensemble résulte d'une dynamique de type strombolien.

On observe en contrebas plusieurs coulées tabulaires. La plus longue s'écoule sur plus de 6km vers le S-SE par dessus le Pliocène, avec une dénivelée de son sommet de 180m seulement. Elle n'est pas déformée. Le basalte alcalin des coulées est riche en nodules de péridotites.



Fig. 3-4-1 : L'édifice et les coulées volcaniques de Caux.

Ces volcans appartiennent à un ensemble d'édifices échelonnés depuis l'Aubrac jusqu'au Cap d'Agde, avec des âges décroissants vers le sud. Datation de la coulée de Caux, issue du volcan : $1.46 \pm 0.03\text{Ma}$ (Dautria & al 2010). Les derniers résultats de géochimie montre qu'il s'agit de matériel d'une remarquable homogénéité, émettant de petits volumes ($<2\text{km}^3$), de manière sporadique sur 160 Ma ! Pendant toute cette période, la base de la lithosphère est restée proche des conditions de fusion partielle, et à chaque petite sollicitation géodynamique, un tout petit volume de liquide est émis. On peut parler de « pets » lithosphériques !

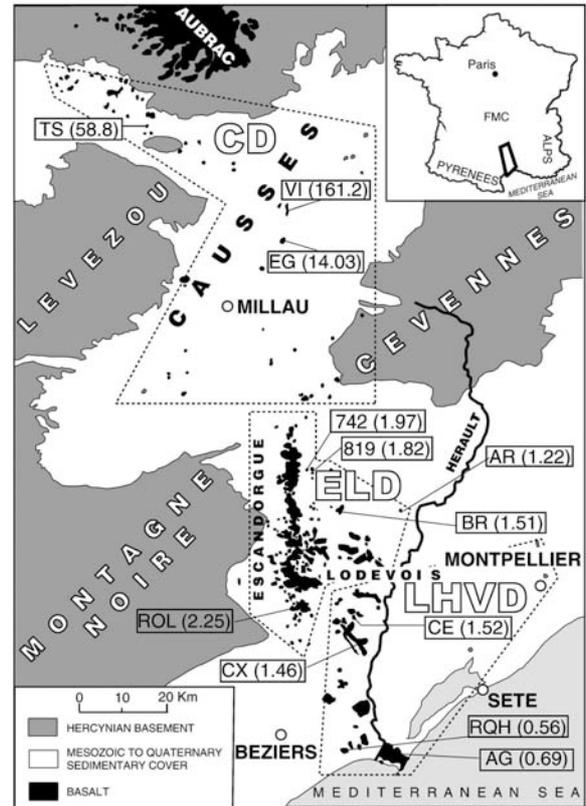


Fig. 3-4-2 Carte du volcanisme des Causses et du Languedoc (Dautria & al, 2010)

Quelles sont les relations entre les coulées volcaniques (datées de 1.4Ma) et les vallées fluviales Pliocènes (voir carte S3-1). Les coulées orientées NW-SE reposent directement sur les vallées pliocènes, orientées NNE-SSW. Comme les coulées indiquent la morphologie des vallées au Quaternaire ancien, on déduit une réorganisation du réseau hydrographique entre le Pliocène et le Quaternaire. D'autre part, il n'y a pas eu d'érosion significative entre le Pliocène et le Quaternaire ancien, l'essentiel de l'érosion visible aujourd'hui a donc été acquis après la phase volcanique.

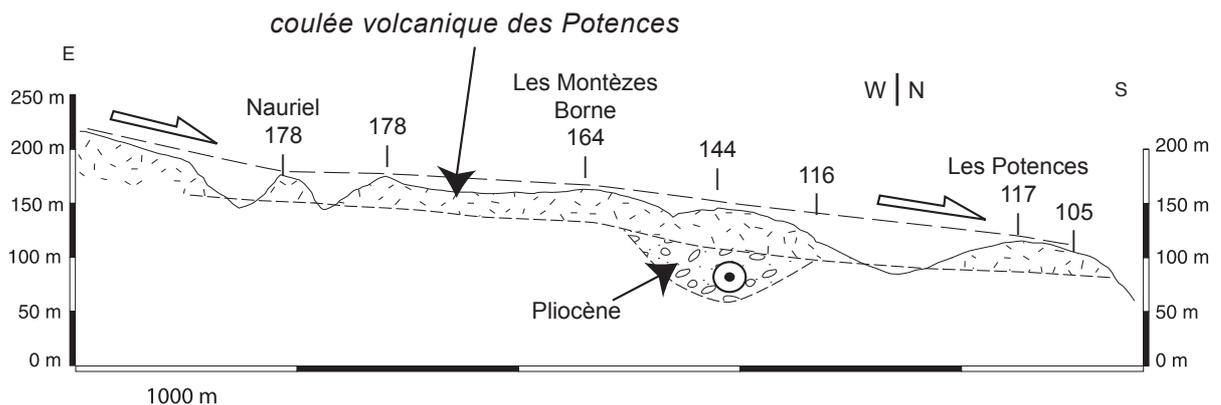


Fig. 3-4-3 : coupe en long de la coulée des Montèzes-Les Potences (au nord de Caux, voir carte S3-1), discordante sur la vallées fluviale Pliocène (modifié d'après Brosson & Gautier 2004).

Arrêt 3-5 : Panorama du Puech

On remonte vers le nord, dans le bassin de la Lergue.

Ce dernier panorama vers l'est, permet d'observer des paléosurfaces échelonnées, depuis la bordure du Causse du Larzac jusqu'au bassin de l'Hérault. Ces surfaces d'aplanissement, emboîtées, concaves vers le haut, permettent d'extrapoler des surfaces d'érosion corrélées avec les coulées volcaniques datées qui les recouvrent.

On peut ainsi préciser la chronologie de l'érosion récente (post-Pliocène) et estimer la vitesse d'incision

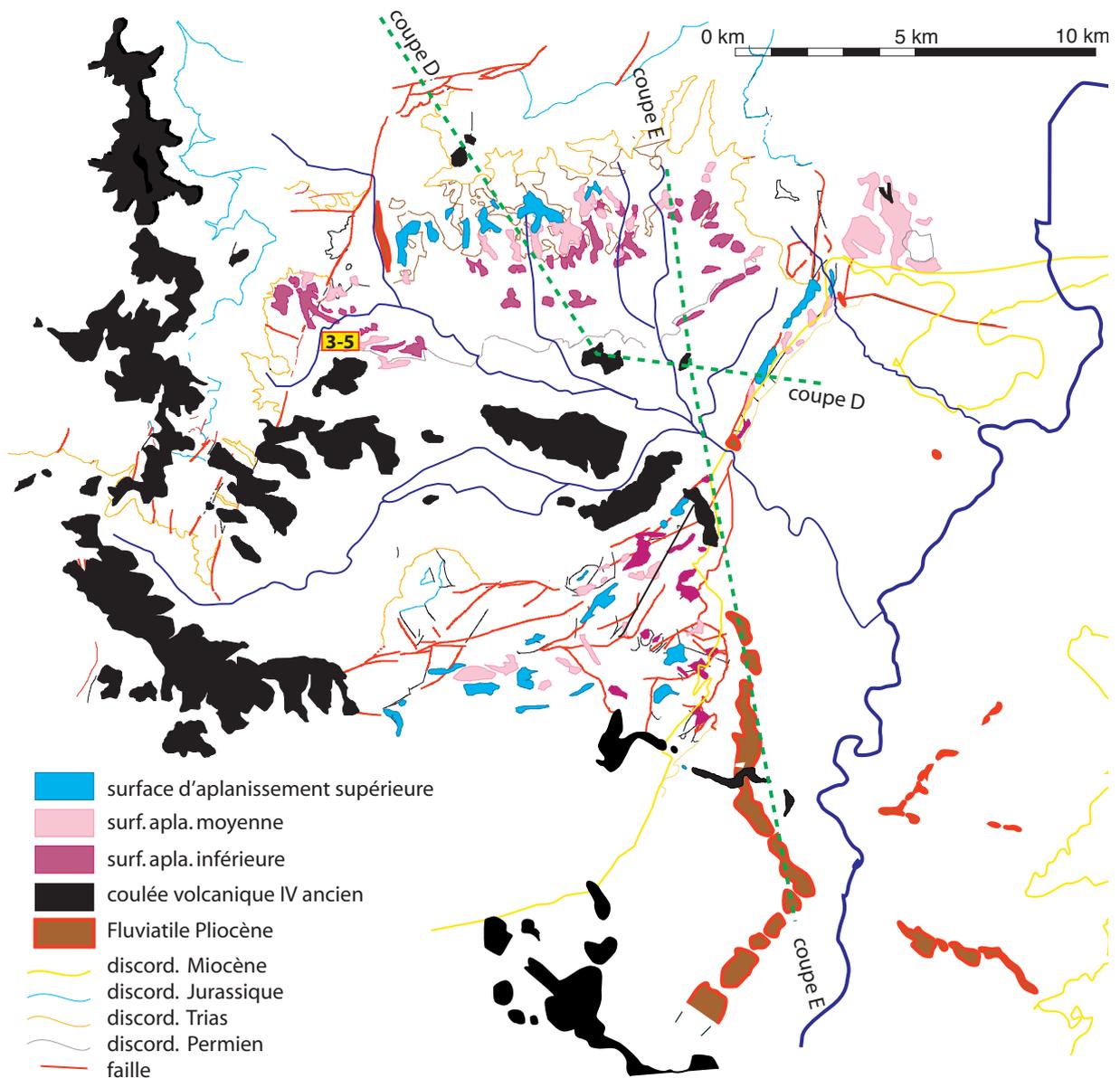


Fig. 3-5-1 Carte géologique & géomorphologique du bassin de la Lergue (d'après Rabanit, 2003, Séranne & al 2006).

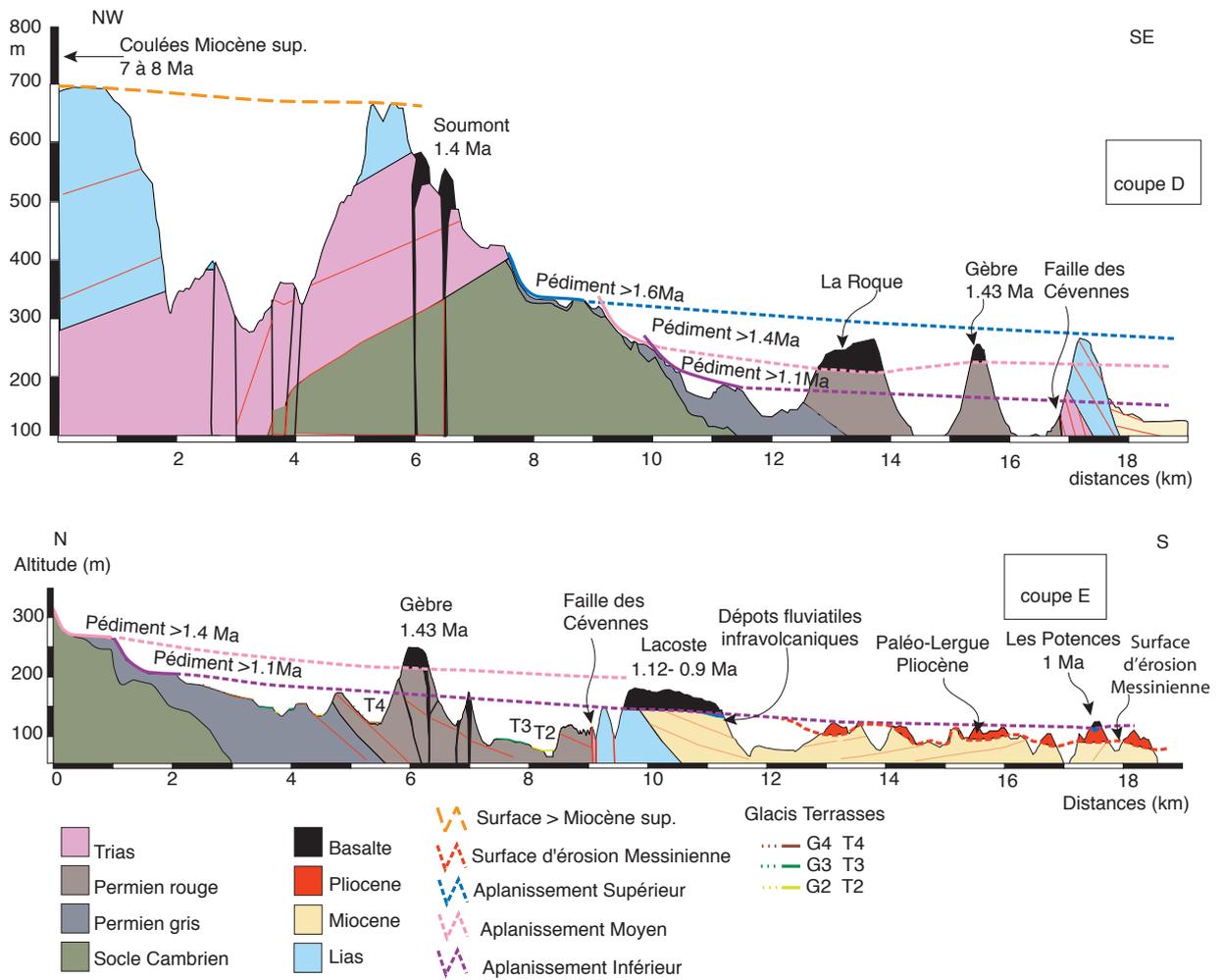


Fig. 3-5-2 : Coupes géologiques/géomorphologiques du bassin de la Lergue (voir Fig. 3-5-1)

Les coulées datées se corrèlent avec des pédiments reconnus et cartographiées sur les bordures du bassin. On peut ainsi dater les pédiments (surfaces d'aplanissement). On note que les profils en long des coulées ne sont pas affectés par des la faille des Cévennes, visible aussi sur la carte où les failles sont systématiquement scellées par les coulées. Il n'y a pas eu de tectonique active au Quaternaire.

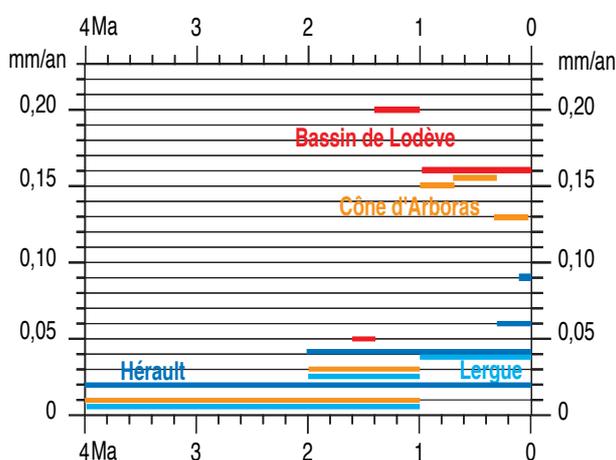


Fig. 3-5- : Taux d'incision calculés dans 4 bassins - versants affluents de l'Hérault.

Malgré la médiocre résolution chronologique, on note une augmentation des taux d'incision verticale pendant le Quaternaire. Sans activité tectonique pendant cette période, on déduit qu'il s'agit d'une accentuation de l'érosion en réponse aux changements climatiques.

Journée 4

Au cours de cette quatrième journée, nous étudierons les étapes de l'évolution post—rift de la marge du Golfe du Lion, et l'évolution récente du trait de côte.

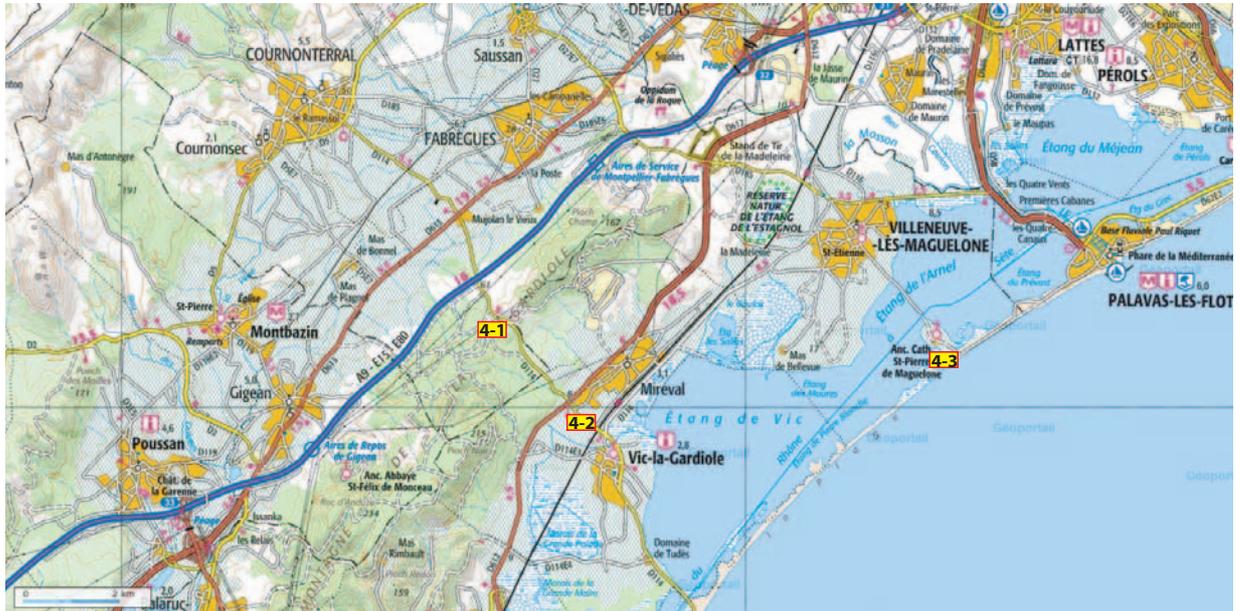


Fig. 4-a : Carte routière des arrêts de la journée.

Arrêt 1 : Col de la Gardiole

De ce point de vue, nous observons **côté NW** le bassin Miocène de Gigean, avec Montpellier et Sète aux extrémités NE et SW, respectivement.

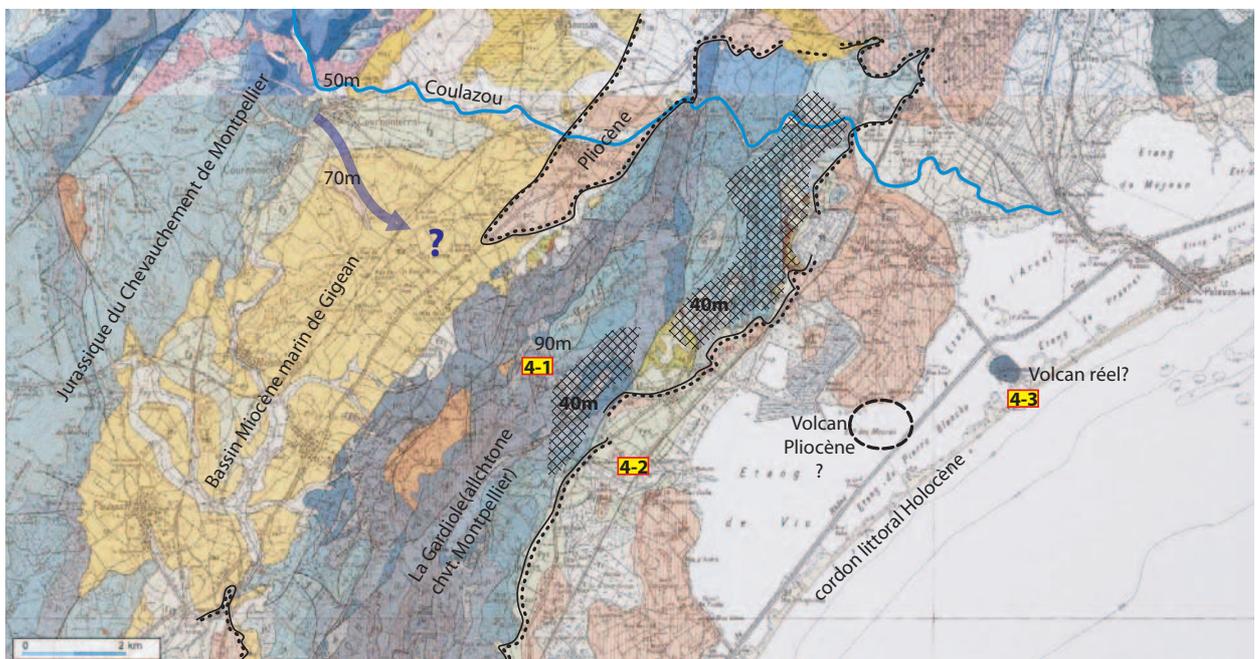


Fig. 4-1- carte géologique des éléments visibles depuis le Col de la Gardiole.

Le massif calcaire Jurassique du chevauchement de Montpellier, qui réapparaît sous nos pieds dans le massif de la Gardiole. Il s'agit du *hanging-wall* du chevauchement Pyrénéen [Paléocène – Eocène]. Ce massif est entaillé de canyons (Le Coulazou) qui débouchent

dans le bassin Burdigalien. Le Pliocène, en on-lap sur la surface d'érosion Messinienne affleure sous Montpellier. Il existe un affleurement linéaire de conglomérats Pliocène qui pourrait représenter le paléo-Coulazou. On s'interroge sur le tracé pliocène de ce fleuve : contournement de la Gardiole ? par le NE ? par le SW ? passage par le col ? passage par réseaux karstique ?

Côté SE, la Grande Bleue et le chapelet de lagunes (les « étangs ») séparées de la mer par un lido sableux. On distingue les Etangs de Pierre Blanche, de Vic, le Canal du Rhône à Sète (début du XVIIIe) et les Salines en voie de comblement.

Arrêt 2 : Panorama du Pont de Vic

Depuis le pont sur la voie SNCF, on bénéficie d'un point de vue sur le relief de la Gardiole, et vers l'est sur une surfaces horizontale à 40m d'altitude, qui vient intercepter le massif calcaire, et se trouve tronquée côté mer (voir Carte 4-1). Il s'agit d'une surface d'abrasion marine. On prolonge cette surface vers le SW sur la Gardiole, où elle correspond à un ressaut topographique. Cônes rocheux réseau karstique à travers la Gardiole.

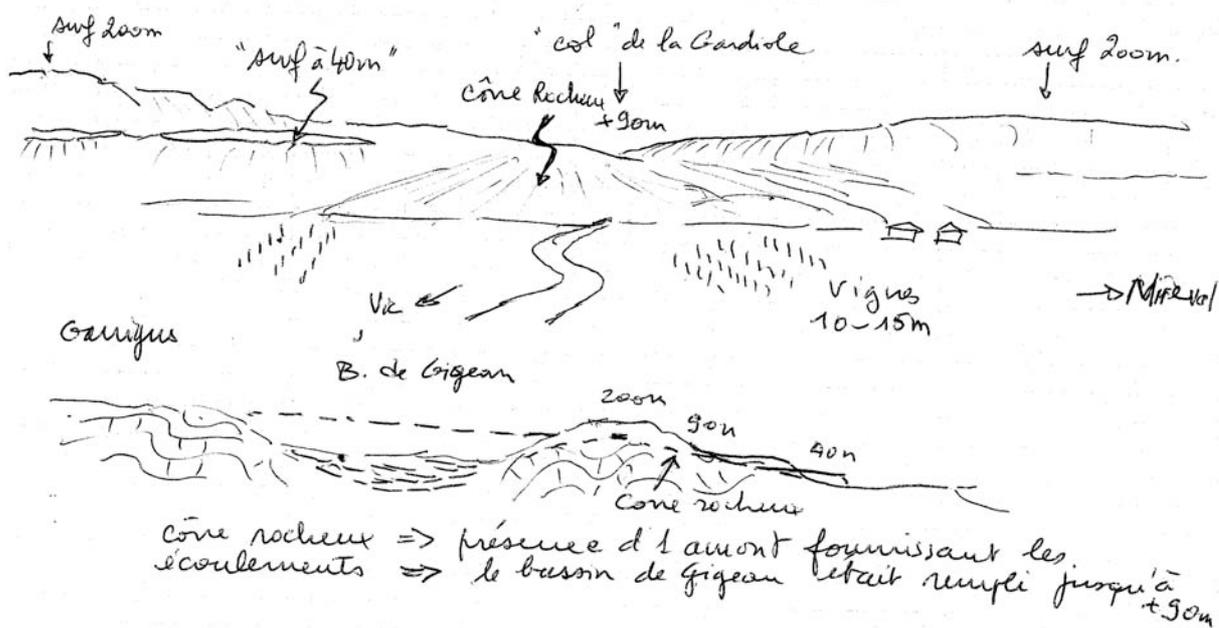


Fig. 4-2 : Schéma du paysage de la Gardiole (en haut) et coupe interprétative (en bas).

Le Volcan de Maguelone situé à l'extrémité Est de l'étang de Vic (Voir Carte 4-1) est reconnu par l'existence de tufs. Il s'agit d'un volcan phréato-magmatique (type Surtseyien ?) daté par intercalation des éjecta avec des séries datées, du Pliocène, entre 4,2 et 3,8 Ma (Ambert, 2003).

Il s'agit de la seule activité volcanique de cet âge dans la région. Le type d'éjecta, extrêmement altéré, n'a pas permis d'analyse géochimique pour en déterminer l'origine et la signification géodynamique.

Arrêt 3 : le cordon littoral de Maguelone

On rejoint l'île de Maguelone (1km) pour observer le cordon littoral. C'est une construction sableuse résultant d'une dynamique complexe faisant intervenir l'hydrodynamique côtière, les processus fluviaux et éoliens, sédimentation, érosion et – depuis peu - intervention humaine.

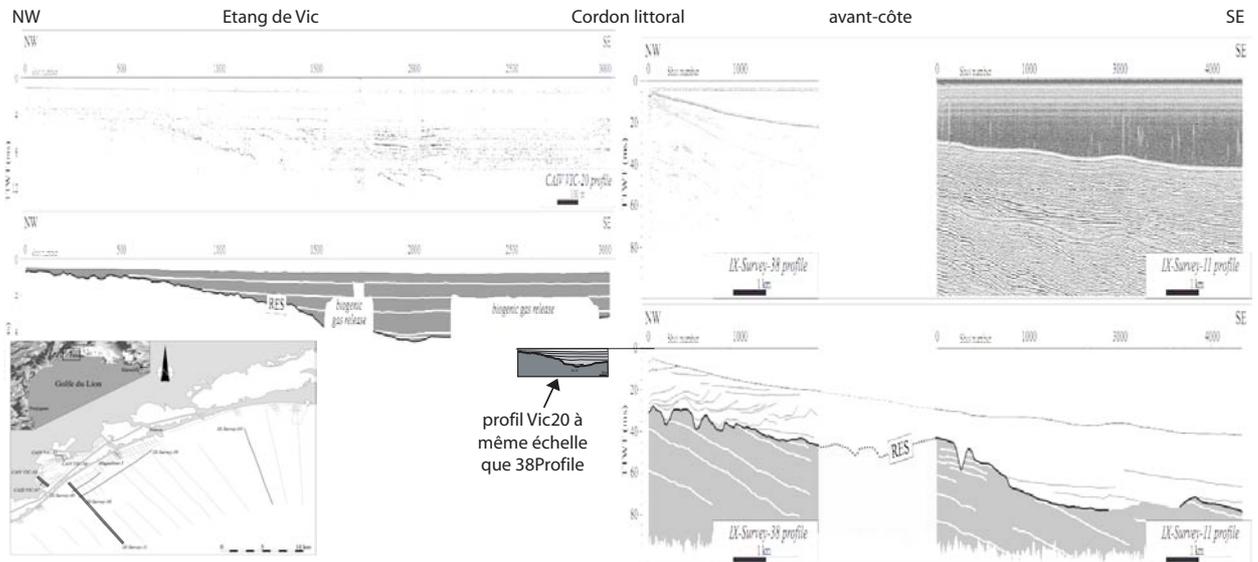


Fig. 4-3-1 Profils de sismique réflexion et interprétation à travers étang, cordon, et avant-côte. Attention aux échelles différentes ! l'insert au centre donne la coupe totale à la même échelle (modifié d'après Thèse O. Raynal, 2008).

La sismique réflexion et les carottages dans les étangs et sur le cordon ont permis de reconstituer l'architecture du système et de dater (par C14) certains niveaux. Le cordon (Unité U4) est superposé à des faciès argileux lagunaires de 5000 à 6000 ans (Unité U3), eux-mêmes discordants par l'intermédiaire d'une surface érosive, sur des formations plus anciennes (U1, >50kans) et même sur le Pliocène (Upl). Les lagunes commencent de s'individualiser vers 7000ans, lors du ralentissement de la remontée eustatique. On y trouve des faciès sédimentaires et des assemblages faunistiques indiquant des bathymétries > 10m de profondeur. Fait remarquable : on n'observe pas de séquence transgressive, les séries profondes viennent immédiatement sur le substratum.

On remarque le très faible taux d'accumulation sédimentaire, le l'ordre de la dizaine de mètres pour tout le Quaternaire ! Or ce dernier est représenté (presque) uniquement par l'Holocène. Lors de chaque baisse glacio-eustatique du niveau de la mer, l'essentiel des dépôts est éliminé.

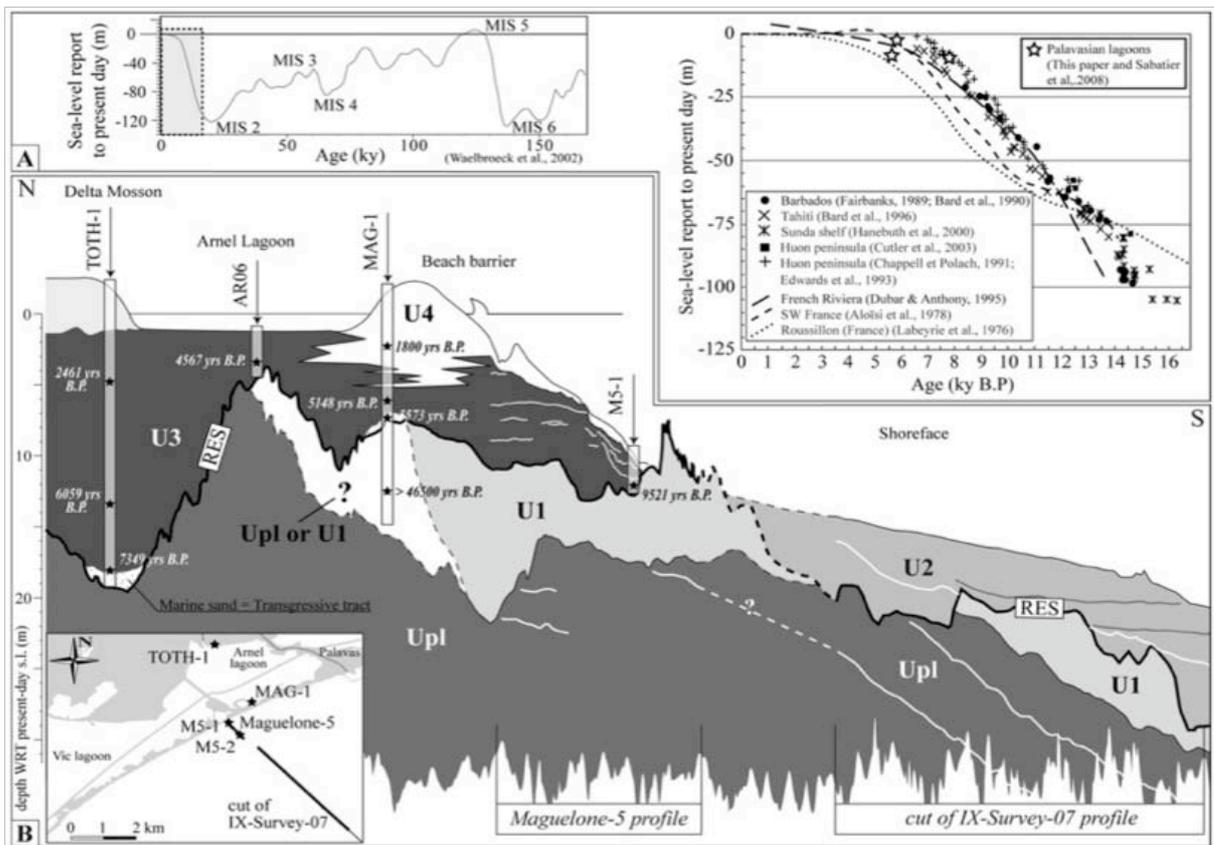


Fig. 4-3-2 : coupe synthétique des données de sismiques et de forage, des lagunes et du cordon. (Raynal & al 2010 BSGF)

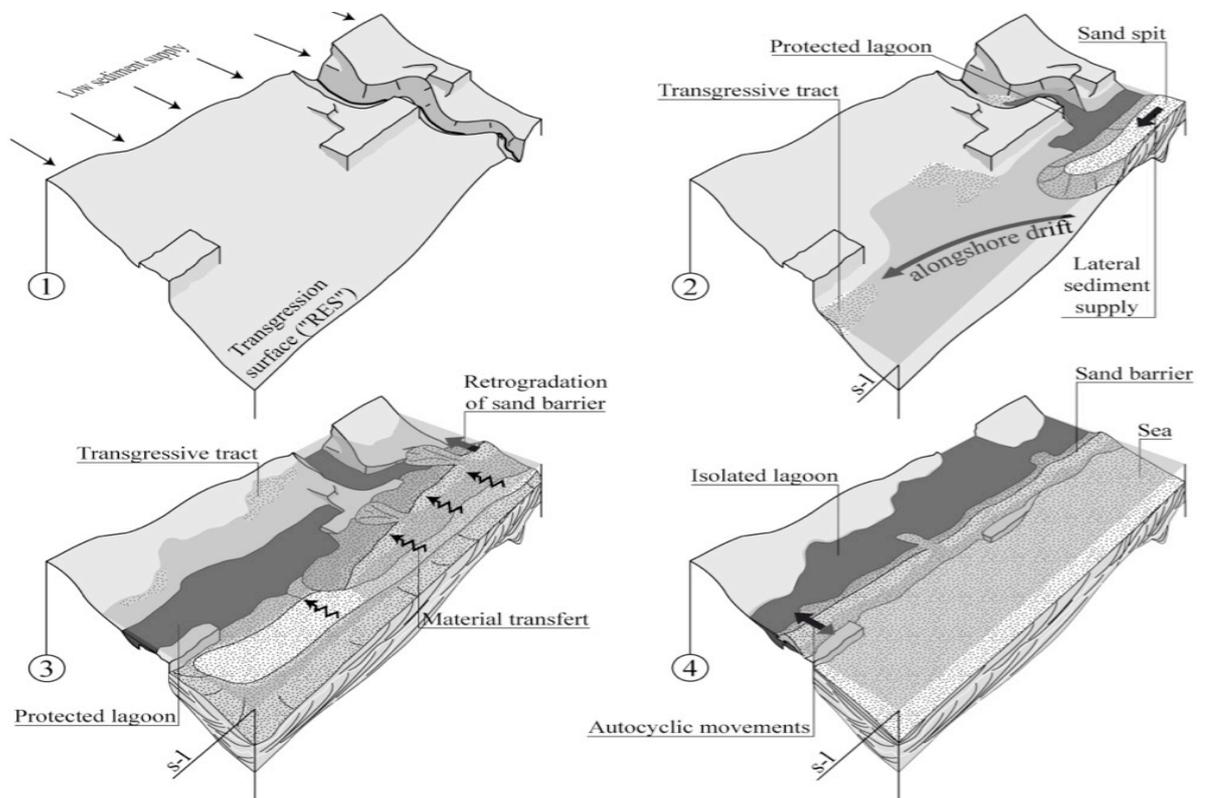


Fig. 4-3-3 Modèle de formation des lagunes dans une zone à faible apport terrigène. (Raynal et al 2009).

- 1 : Niveau bas, la plateforme est exondée et laisse apparaître une topographie composée de roches résistantes : calcaires jurassique ou calcaires lacustres du Pliocène.
- 2 : Lors de la remontée Holocène : transgression sur la surface d'érosion. Les apports détritiques terrigènes viennent du Rhône, via la dérive littorale et non des petits fleuves côtiers ; construction d'une barre sableuse s'appuyant sur les promontoires de la topographie de la surface qui protège une baie de bathymétrie d'une dizaine de mètres.
- 3 : Niveau haut Holocène : La barre sableuse a isolé une lagune. Le niveau de la mer poursuivant sa remontée, le cordon et la lagune rétrogradent vers les terres. Cependant, la lagune est bloquée contre le relief.
- 4 : Actuellement, au maximum de hauteur du niveau de la mer, la position du cordon est stabilisée. Il est soumis aux forçages hydrodynamiques.

Quelle est l'évolution des étangs ? :

On a vu que les lagunes se sont formées avec une bathymétrie supérieure à la dizaine de mètres, or elles ont actuellement moins d'un mètre d'eau. Elles sont soumises à comblement par apports fluviaux lors des crues (événements Cévenols) progradation des deltas (ex : Mosson) et par apports marins lors de tempêtes.



Fig. 4-3-4 : Photo aérienne du cordon littoral marqué par des dépôts de débordement de tempêtes très récents, à comparer avec un plus vieux, colonisé par la végétation.

L'analyse d'une carotte de l'Etang de Pierre Blanche, proche du cordon littoral de Maguelone nous renseigne sur les processus en jeu lors de tempêtes (Sabatier et al, 2009). Les niveaux détritiques plus grossiers (apports de sables par submersion du cordon ou ouverture d'un « grau ») corrént (avec un délai) avec l'introduction d'espèces marines (*Bittium reticulatum* and *Rissoa ventricosa*) au détriment des espèces lagunaires habituelles (*Hydrobia acuta*, *Cerastoderma glaucum* and *Abra ovata*). Une fois le cordon restauré, les espèces marines disparaissent et laissent la place aux espèces lagunaires. Le dernier épisode correspond à une tempête historique de 1857.

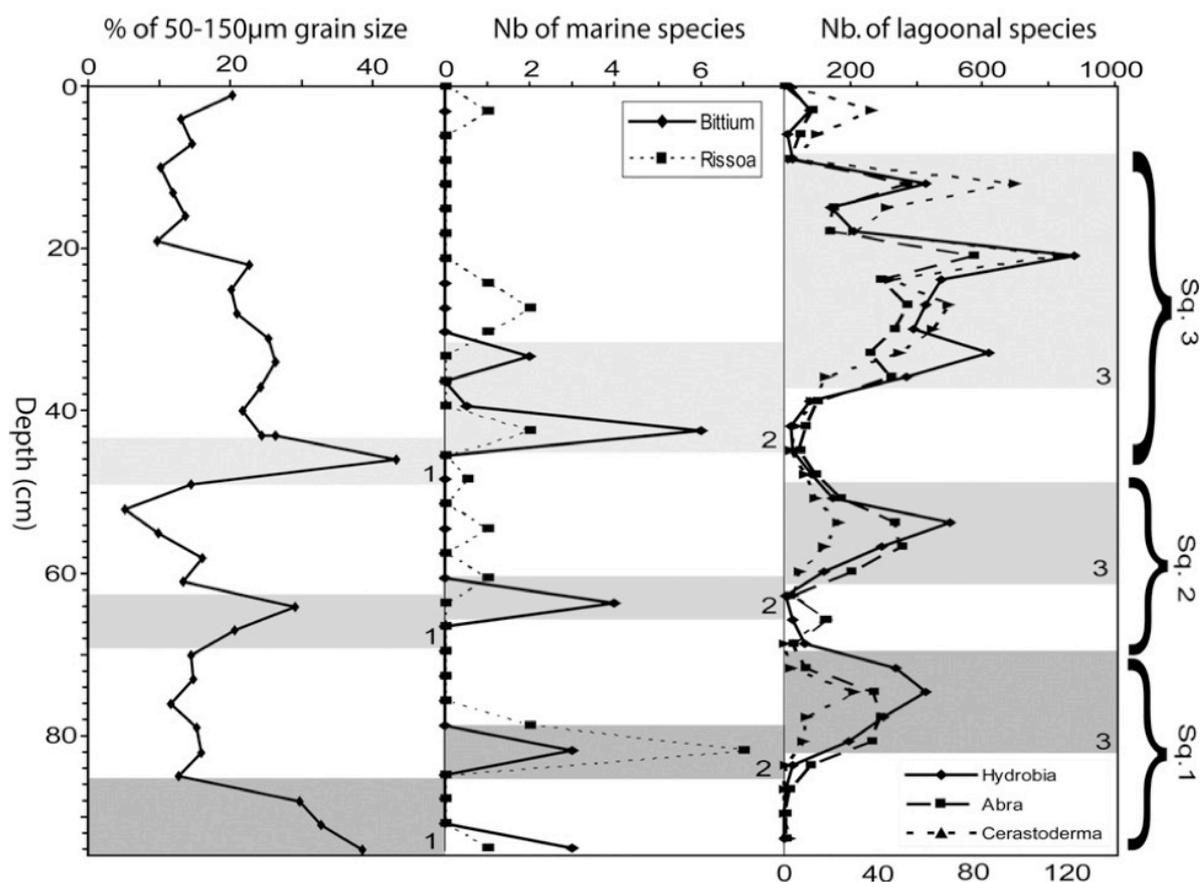


Fig. 4-3-5 Séquences de tempêtes dans une carotte de l'étang de Pierre Blanche (Sabatier & al, 2008).

Les étangs sont irrémédiablement en train de se combler par apports terrigènes des fleuves (même s'il est faible), par apport de sable marin par dessus le cordon lors des tempêtes. Ils sont même parfois artificiellement asséchés et comblés.



La légende du Golfe du Lion

A propos d'étymologie, il est fréquent que le temps ait effacé toute trace de certitude. Nous sommes alors réduit à balancer sans fin entre les différentes hypothèses et légendes. Mais quand on invoque des légendes, c'est toujours la plus jolie qui est véridique. Ainsi pour le Golfe du Lion, voici la plus jolie version (et donc l'étymologie véridique !).

A l'époque ancienne et troublée du haut Moyen-Age, les navigateurs méditerranéens n'avaient pas encore maîtrisé l'utilisation du GPS et se déplaçaient en visant des points de repère disséminés le long de la côte et visibles depuis le large. Les caboteurs désirant rallier Maguelone repéraient la montagne en forme de sphinx, qui comme chacun sait, est un lion couché relevant fièrement sa tête d'homme. Mais pour les matelots moins lettrés que leur commandant, c'était bel et bien un lion qui se tenait au fond du Golfe, et ils avaient bien raison d'identifier ainsi notre majestueux Pic St Loup !

Et c'est ainsi que la vaste baie sableuse située entre Camargue et Roussillon est devenue le Golfe du Lion. Notons au passage que les anglais se trompent quand ils écrivent "Gulf of Lions" (au pluriel) sur leurs cartes car nous sommes bien placés pour savoir qu'il n'y a qu'un seul Lion, comme il n'y a qu'un seul Pic St Loup.

(M. Séranne, *Midi Libre*, nov. 2007)

Bibliographie (non exhaustive)

- Ambert, P., 1989. Les formations à blocs messiniennes du Languedoc central. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 309: 2077-2084.
- Ambert, P., 1991. L'évolution géomorphologique du Languedoc central (Grands Causses méridionaux, Piémont languedocien) depuis le Néogène. Thèse d'Etat Thesis, Univ. Aix-Marseille 2.
- Ambert, P., 2003. Le volcanisme Pliocène inférieur de Maguelone (région de Montpellier, Hérault). *C.R. Géosciences*, 335: 1051-1058.
- Barbarand, J., Lucazeau, F., Pagel, M. and Séranne, M., 2001. Burial and exhumation history of the south-eastern Massif Central (France) constrained by an apatite fission-track thermochronology. *Tectonophysics*, 335: 275-290.
- Benedicto, A., 1996. Modèles tectono-sédimentaires de bassins en extension et style structural de la marge passive du Golfe du Lion (SE France). Doctorat Thesis, Univ. Montpellier 2, 242 pp.
- Brosson, C. and Gauthier, A., 2004. Caractérisation de la surface d'incision Messinienne et du remplissage fluviatile Pliocène (Moyenne vallée de l'Hérault). TER Maîtrise Thesis, Université Montpellier2, 30 pp.
- Camus, H., 1997. Formation des réseaux karstiques et creusement des vallées: l'exemple du Larzac méridional, Hérault, France. *Karstologia*, 29(1): 23-42.
- Camus, H., 2001. Evolution des réseaux hydrographiques au contact Cévennes-Grands Causses méridionaux : conséquences sur l'évaluation de la surrection tectonique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172(5): 549-562.
- Camus, H., 2003. Vallée et réseaux karstiques de la bordure carbonatée sud-cévenole. Relation avec la surrection, le volcanisme et les paléoclimats. Doctorat Thesis, Université Bordeaux 3, 692 pp.
- Cavazza, W., F. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli, and P.A. Ziegler, 2004, The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle - Geological and Geophysical Framework, pp. 141, Springer-Verlag, Berlin.
- Dautria, J.-M., Liotard, J.-M., Bosch, D. and Alard, O., 2010. 160 Ma of sporadic basaltic activity on the Languedoc volcanic line (southern France) : A peculiar case of lithosphere-asthenosphere interplay. *Lithos*, 120: 202-222.
- Maerten, L., 1994. Structure et stratigraphie séquentielle du bassin Oligo-Miocène de l'Hérault (Marge passive du Golfe du Lion). Diplôme d'Etudes Approfondies Thesis, Univ. Montpellier 2, 52 pp.
- Maerten, L. and Séranne, M., 1995. Extensional tectonics in the Oligo-Miocene Hérault Basin (S. France), Gulf of Lion margin. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 166(6): 739-749.
- Philip, H., M. Mattauer, Y. Bodeur, M. Séguret, J.P. Puech, and J. Mattei, Carte Géologique de la France au 1/50 000. Feuille de St Martin de Londres, BRGM, Orléans, 1978.
- Najoui, K., Leyreloup, A. and Monié, P., 2000. Conditions et âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de mise en place des granitoïdes de la zone externe du Massif Central français: exemple des granitoïdes de St-Guiral et du Liron (Cévennes, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 171(5): 495-510.

- Rabanit, M., 2003. Caractérisation de l'érosion Plio-Quaternaire d'un bassin versant de la Marge du Golfe du Lion (Bassin de Lodève). Diplôme d'Etudes Approfondies Thesis, Univ-Montpellier2, 38 pp.
- Raynal, O., 2008. Architectures de dépôts et facteurs de contrôle d'un système côtier à faibles apports sédimentaires - le littoral languedocien (Golfe du Lion, Sud de la France). Doctorat Thesis, Univ-Montpellier 2, 166 pp.
- Raynal, O., F. Bouchette, R. Certain, M. Séranne, L. Dezileau, P. Sabatier, J. Lofi, L. Briquieu, P. Pezard, and B. Tessier, 2009, Control of alongshore-oriented sand spits on the dynamic of a wave-dominated coastal system (Holocene deposits, northern Gulf of Lion, France), *Marine Geology*, 264, 242-257, doi:10.1016/j.margeo.2009.06.008.
- Raynal, O., F. Bouchette, R. Certain, M. Séranne, P. Sabatier, J. Lofi, L. Dezileau, L. Briquieu, O. Ferrer, T. Courp, and B. Tessier, 2010, Holocene evolution of a Languedocian lagoonal environment controlled by inherited coastal morphology (Northern Gulf of Lion, France), *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181, 211-224.
- Reynaud, J.-Y., R.W. Dalrymple, E. Vennin, O. Parize, D. Besson, and J.L. Rubino, Topographic controls on production and deposition of tidal cool-water carbonates, Uzès Basin, SE France, 2006, *Journal of Sedimentary Research*, 76, 116-129.
- Sabatier, P., L. Dezileau, M. Condomines, L. Briquieu, C. Colin, F. Bouchette, M. Le Duff, and P. Blanchemanche, 2008, Reconstruction of paleostorm events in a coastal lagoon (Herault, south of France), *Marine Geology*, 251, 224-232.
- Sabatier, P., L. Dezileau, M. Barbier, O. Raynal, J. Lofi, L. Briquieu, M. Condomines, F. Bouchette, R. Certain, U. Van Grafenstein, C. Jorda, and P. Blanchemanche, 2010, Late-Holocene evolution of a coastal lagoon in the Gulf of Lions (South of France), *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181, 27-36.
- Sanchis, E., 1997. Relation tectonique - sédimentation dans le bassin tertiaire d'Alès. Mise en évidence d'un demi-graben Ludien et d'un synclinal sur rampe Oligocène. DEA Thesis, Univ.- Montpellier 2, 36 pp.
- Sanchis, E. and Séranne, M., 2000. Structural style and tectonic evolution of a polyphase extensional basin of the Gulf of Lion passive margin: the Tertiary Alès Basin, southern France. *Tectonophysics*, 322: 243-264.
- Séranne, M., 1999. The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. In: B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Séranne (Editors), *The Mediterranean Basins : Tertiary extension within the Alpine Orogen*. The Geological Society, London, pp. 15-36.
- Séranne, M., Benedicto, A., Truffert, C., Pascal, G. and Labaume, P., 1995. Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting : Role of the Pyrenean orogeny. *Marine and Petroleum Geology*, 12: 809-820.
- Séranne, M., H. Camus, F. Bouchette, J. Baschet, M. Rabanit, and M. Lopez, 2006, Mise en évidence et quantification de la déformation post-rift sur la marge on-shore du Golfe du Lion - Méthodologie et principaux résultats., in *Colloque "Bilans et perspectives" du GDR Marges*, pp. poster, Paris.
- Séranne, M., Camus, H., Lucazeau, F., Barbarand, J. and Quinif, Y., 2002. Surrection et érosion polyphasées de la bordure cévenole - Un exemple de morphogénèse lente. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 173(2): 97-112.