HAL
open science

Le bassin crétacé de Mauléon. Création, évolution, intégration dans la chaîne pyrénéenne

Joseph Canérot, Elie-Jean Debroas, Michel Bilotte

To cite this version:

Joseph Canérot, Elie-Jean Debroas, Michel Bilotte. Le bassin crétacé de Mauléon. Création, évolution, intégration dans la chaîne pyrénéenne. 2012, 95 p., 2012, Livret-Guide des Excursions du Groupe Français du Crétacé. hal-01236469

HAL Id: hal-01236469

https://hal.science/hal-01236469v1

Submitted on 1 Dec 2015

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.

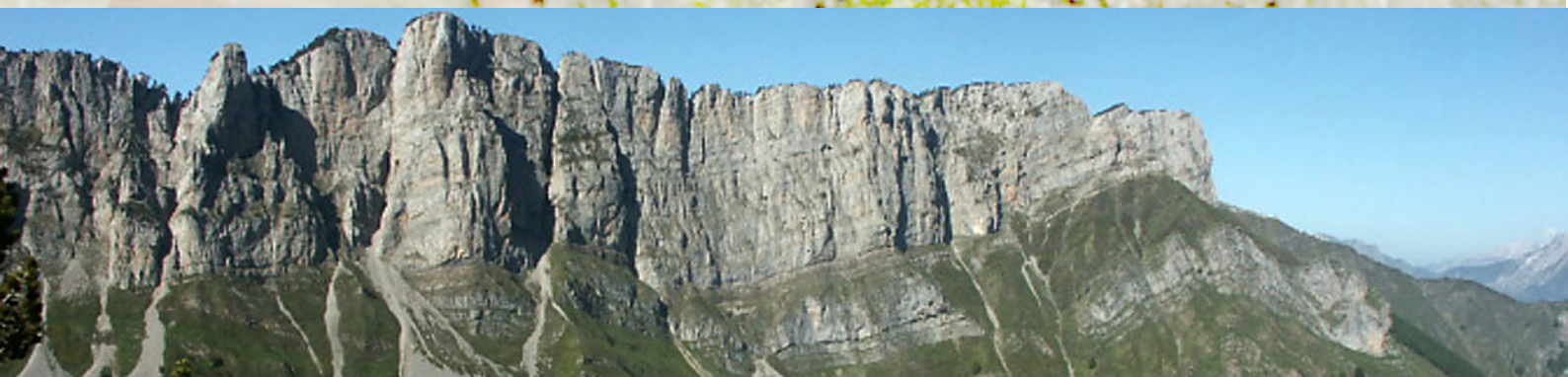
Excursion du Groupe Français du Crétacé

Le bassin crétacé de Mauléon

Création, évolution, intégration dans la chaîne pyrénéenne

13 - 15 septembre 2012

Organisée par
Joseph Canérot, Elie-Jean Debroas, Michel Bilotte



LISTE DES PARTICIPANTS

- FERRY Serge : 6D avenue Général de Gaulle, 05100 Briançon
- GASPARD Danièle, université de Paris Sud, Département des Sciences de la Terre, Bât. 504, faculté des Sciences d'Orsay
- GROSHENY Danièle, Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, université de Strasbourg, 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg
- JAILLARD Etienne, ISTerre, Maison des Géosciences, BP 53, 38041 Grenoble cedex 9
- PERRINEAU Aude, 1, cour du Mail, 18000 Bourges
- PINTO Victor Hugo, Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, université de Strasbourg, 1, rue Blessig, 67084 Strasbourg

REMERCIEMENTS

Nous adressons nos remerciements les plus sincères à Bernard AZAMBRE (université de Paris VI), Jean-Marie FLAMENT (TOTAL) et Gianreto MANATSHAL (université de Strasbourg), co-auteurs du livret-guide intitulé

« Le basin de Mauléon (Pyrénées-Atlantiques : création, évolution, intégration dans la chaîne pyrénéenne »,

servant de support à l'excursion organisée dans le cadre de la Réunion des Sciences de la Terre (Bordeaux, octobre 2010) et dont le texte du présent livret s'inspire profondément.

Photographies de couverture :

- en grisé, la série jurassico-crétacée du Chapeau de Gendarme (diapir du Lichançumendy) ;
- en couleur, la Crête de Oueillarisse montrant la barre des calcaires des Canyons (Cénomano-Turonien) discordante sur les schistes et calcaires dévoniens et carbonifères de la Haute Chaîne.

SOMMAIRE

Avant-propos.....page 3

INTRODUCTION..... 4
Cadre géographique et géologique..... 4
Histoire géologique (cycle « alpin ») 7
Objectifs et méthodologie..... 21
Itinéraire de l'excursion (3 journées)..... 21

PREMIERE JOURNEE..... 23
La Madeleine (panorama et présentation de l'excursion) 23
Le Lichançumendy (diapir et brècges d'Etchebar)..... 31
Bosmendiette (la question des brèches dites « sélandiennes » des Pyrénées..... 37
Arette (la séismicité dans les Pyrénées occidentales)..... 45

DEUXIEME JOURNEE.....48
Bedous (faille transformante nord-pyrénéenne)..... 48
Sarrance (panorama et lherzolite du Saraillé)..... 61
Le Bénou (faille d'Ossau et lherzolite du Turon de la Técouère)..... 64
Arudy (mudmounds et dislocation clansayésienne de la plate-forme urgonienne)..... 68
Ste-Colome (le bloc basculé du Mail Arrouy)..... 72
Courrèges (basaltes et magmatisme néocrétacé)..... 73

TROISIEME JOURNEE..... 79
Col au S de Bilâtre (panorama du massif lherzolitique des Pernes)..... 79
Carrière de Bilatre (lherzolite et ophicalcites)..... 82
Piste de Bilâtre (flysch albo-cénomanien et brèches d'Urdach)..... 83
Belair (panorama des chaînons béarnais)..... 88

CONCLUSION..... 88

Bibliographie..... *89*

Avant-propos

Par son extension géographique (plus de 10 000 km2), par l'épaisseur cumulée (7 à 10 km) des sédiments qui assurent son remplissage et par la grande variété environnementale de ces dépôts (du continent au domaine marin profond), le bassin de Mauléon est l'un des bassins sédimentaires majeurs du versant nord des Pyrénées. Par l'âge des terrains concernés qui s'échelonnent essentiellement dans le Trias, le Jurassique et le Crétacé et se trouvent exhumés par la tectonique pyrénéenne, il permet une analyse comparative des structures de sub-surface en Aquitaine et en particulier l'interprétation de celles qui recèlent les précieux gisements de gaz et de pétrole.

Etabli à l'est et à proximité du golfe de Biscaye avec lequel il partage une grande partie de l'histoire alpine régionale, ce bassin permet également de préciser les relations structurales et géodynamiques entre Pyrénées et Atlantique Nord, notamment durant la période crétacée d'ouverture océanique de ce domaine occidental. Très complémentaire du bassin sud-pyrénéen où les terrains tertiaires sont cette fois prédominants, il se trouve par ailleurs, comme ce dernier, impliqué dans l'orogène cénozoïque, dont il autorise une approche argumentée.

Placée dans ce cadre privilégié, l'étude géologique du bassin de Mauléon conduit donc naturellement à évoquer les étapes essentielles qui jalonnent le cycle alpin des Pyrénées dans leur ensemble et conjointement, à poser et discuter les nombreuses questions qui, à cette échelle, font encore débat. Qu'entendre par « bassin de Mauléon » ? Quand et comment s'est-il élaboré ? Quels sont les processus de mise en place des lherzolites qu'il recèle? Peut-on associer ces péridotites au développement d'un amincissement crustal extrême avec détachement et décoiffement du manteau terrestre ? La structure centrale de Roquiague s'explique-t-elle par l'intervention du seul phénomène diapirique ? Comment définir le style tectonique régional ? Quelle est la réalité des « brèches sélandiennes » récemment décrites au sein d'un sillon marin trans-pyrénéen ? Où passe (si elle existe) la « Faille Nord-Pyrénéenne transformante » des auteurs ? Quelles sont les relations entre la classique « Zone Nord-Pyrénéenne » et la Haute Chaîne ?...

L'excursion du GFC sera essentiellement axée sur l'observation des terrains crétacés qui assurent la majeure partie du remplissage de ce bassin, notamment dans sa partie méridionale, basco-béarnaise. L'attention sera plus particulièrement portée sur les phénomènes stratigraphiques, sédimentologiques et géodynamiques qui, du Néocomien au Sénonien, ont précédé la mise en place du dispositif puis l'ont accompagnée avant d'assurer la transition avec la période tectorogénique tertiaire.

Les arrêts prévus au cours de l'excursion ont été choisis en fonction de ces nombreuses interrogations et de ce cadre chronologique volontairement restreint. Ils devraient néanmoins fournir à chacun des participants une approche concrète, pluridisciplinaire, de nature à permettre une interprétation améliorée de la réalité géologique de ce domaine pyrénéen tout à fait particulier.

I – INTRODUCTION

A - Cadre géographique et géologique

Qu'entendre par « Bassin de Mauléon » ?

Le domaine concerné correspond à un pays de collines et de moyennes montagnes établies en Béarn et Pays Basque et recoupées par les vallées sub-méridiennes des gaves d'Ossau, d'Aspe et du Saison (figure I-1). Il ne présente guère d'unité géographique puisque la transition vers le nord avec l'Aquitaine, vers l'ouest avec les Massifs Basques, vers le sud avec la haute chaîne pyrénéenne et vers l'est avec la Bigorre s'effectue de manière graduelle, sans accident topographique majeur.

Figure I-1. Carte de localisation des secteurs visités aux abords des vallées des gaves d'Ossau, d'Aspe et du Saison.

Son unité géologique semble également difficile à préciser. Du point de vue géophysique, il existe bien une anomalie gravimétrique positive indiquant une croûte dense (Grandjean, 1992 ; Jammes, 2009) et vraisemblablement amincie. Mais cette dernière se situe en position marginale, sous les Massifs Basques, en relation possible avec le tracé de la faille de Pampelune (figure I-2).

Le « Bassin de Mauléon » tire en réalité son originalité de la conjonction de trois éléments principaux :

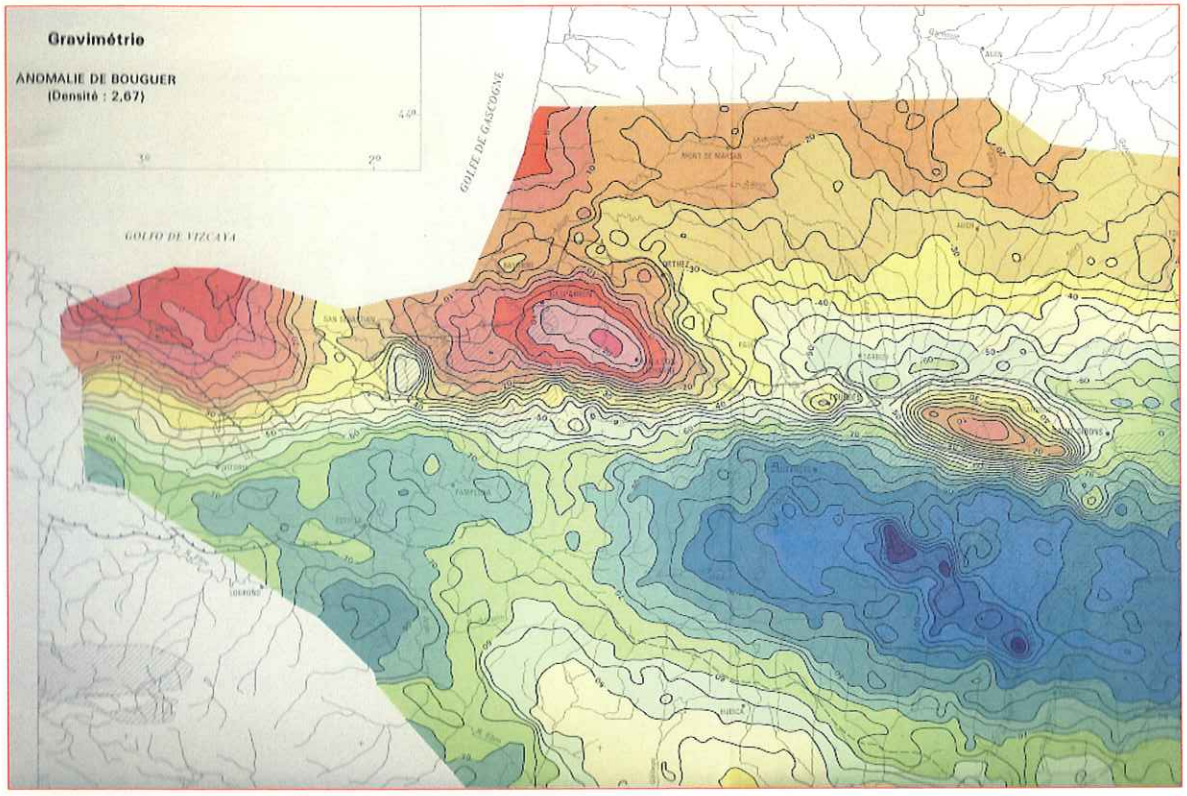


Figure I – 2. Carte de l'anomalie de Bouguer montrant une anomalie positive sous le massif basque du Labourd.

- présence d'un remplissage sédimentaire post-hercynien très complet, allant du Permo-Trias au Néogène (J.-P. Paris, 1964) ;
- développement d'une puissante série flysch mésocrétacée dont le dépocentre se situe aux abords de Mauléon-Licharre (J. Cl. Roux, 1983 ; G. Fixari, 1984 ; P. Souquet et al., 1985);
- bordures tectoniques relativement bien définies. Au nord et au sud le « Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen » (faisceau de Salies-de-Béarn, Orthez et Oloron Sainte-Marie) et le front chevauchant de Mendibelza et d'Igountze séparent l'ombilic central, respectivement du bassin d'Arzacq et de la Haute Chaîne. A l'ouest et à l'est les zones de failles transverses de Pampelune et d'Ossau, constituent des relais affirmés, respectivement avec les bassins de Bilbao et de Lourdes - Bagnères-de-Bigorre. Ces structures bordières, déjà présentes lors des phases transtensives d'individualisation du fossé crétacé, seront reprises en transpression par la tectonique pyrénéenne (figure I-3).

La prise en compte de ces données stratigraphiques, sédimentologiques et structurales permet ainsi de dégager les étapes essentielles de l'histoire géologique régionale et de les intégrer harmonieusement dans celle de la chaîne dans son ensemble (J. Canérot, 2008).

Structure actuelle

En simplifiant sans caricature excessive, on peut découper le Bassin de Mauléon précédemment défini en unités structurales sub-parallèles, s'allongeant selon la direction

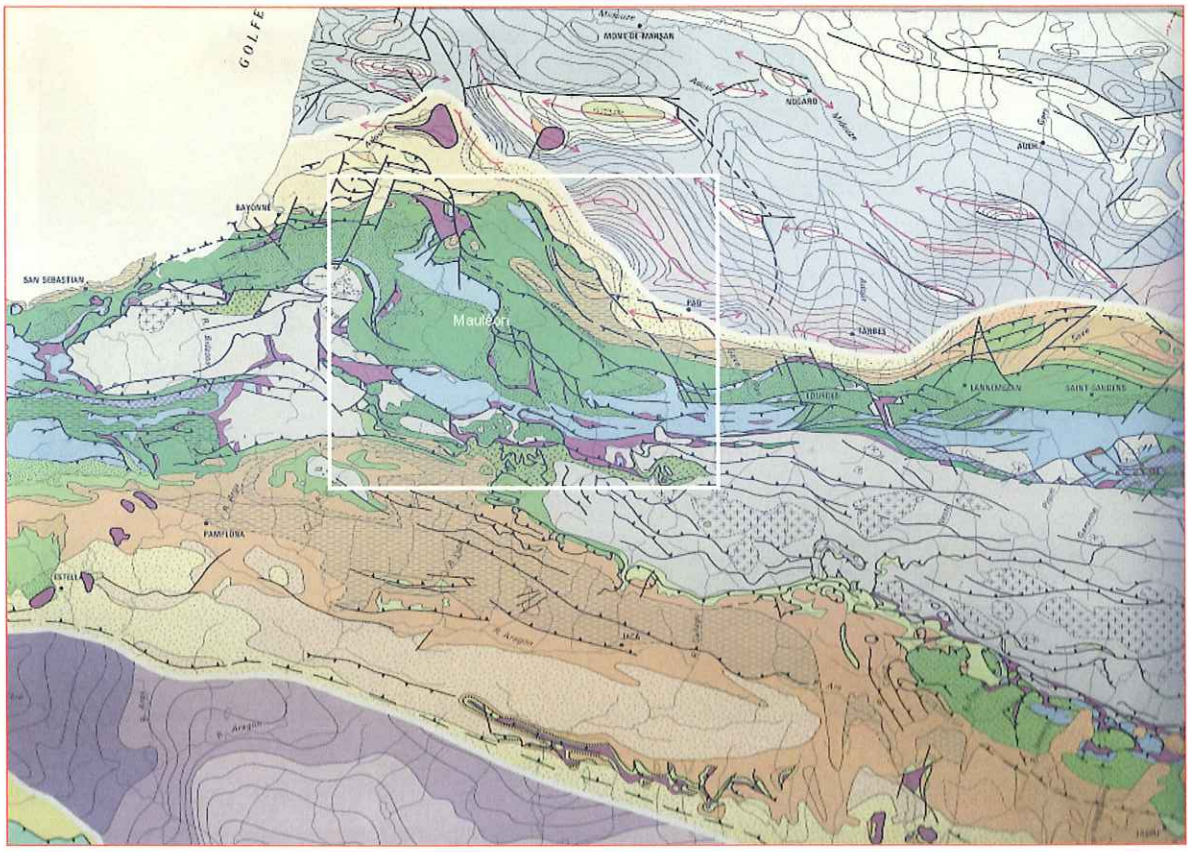


Figure I-3. Carte structurale des Pyrénées occidentales montrant la localisation du bassin de Mauléon (rectangle blanc) in « Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées » - BRGM/IGME – Inédit.

N110 –N140, perpendiculairement à la direction de contrainte pyrénéenne majeure (M. Casteras, 1969 ; M. Daignières et al., 1994).

Les unes, septentrionales, présentent une vergence nord ou nord est dominante. Ce sont les écailles anticlinales de Saint-Palais, de Salies-de-Béarn, d'Orthez et du gave d'Oloron, parfois regroupées au sein d'un front de chevauchement dit « nord-pyrénéen ». Séparées les unes des autres par des unités à valeur synclinale, elles portent à l'affleurement, sous le flysch néocrétacé ou tertiaire, divers terrains s'échelonnant du Trias au Crétacé inférieur et assurent l'articulation avec le bassin plus septentrional d'Arzacq.

Les autres, méridionales, offrent une vergence sud ou sud occidentale affirmée. Elles sont illustrées en particulier par les plis faillés des chaînons béarnais (anticlinaux du Mail

Arrouy, de Sarrance et du Layens, séparés par les synclinaux du Barescou et de Lourdios) ou basques (anticlinaux d'Armendaritz et des Arbailles séparés par le synclinal de Larceveau-Bonloc). Elles impliquent le socle paléozoïque et sa couverture jurassico-crétacée décollée sur le Trias. A ces structures doivent être associées les écailles-nappes d'Igountze et de Mendibelza qui chevauchent la Haute Chaîne plus méridionale et affectent le matériel paléozoïque et son revêtement triasico-crétacé.

Dans la partie centrale, intermédiaire, apparaissent des unités anticlinales et synclinales faillées, sub-verticales ou déversées, tantôt vers le nord ou le nord est, tantôt vers le sud ou le sud ouest et caractérisées essentiellement par la composition du matériel affecté : flysch crétacé directement superposé au Trias ophitique. Elles s'organisent autour de la structure de Roquiague, généralement considérée comme d'origine diapirique (J.P. Paris, 1964 ; G. Fixari, 1984).

Ces diverses unités plicatives confèrent au remplissage du Bassin de Mauléon une structure générale en éventail, ouvert de part et d'autre d'une ligne centrale N110E, passant par Arudy, Oloron Sainte-Marie, Mauléon et Iholdy (figure I-4). Il convient d'ajouter qu'elles sont souvent flexueuses, disposées en relais et décalées les unes par rapport aux autres par des accidents transverses, sub-méridiens, particulièrement marqués au voisinage des vallées d'Aspe, du Saison (J.-P. Richert, 1967) et de la Bidouze. Leur rattachement classique à la « Zone Nord-Pyrénéenne » des auteurs n'est pas sans poser des questions qui seront débattues sur le terrain.

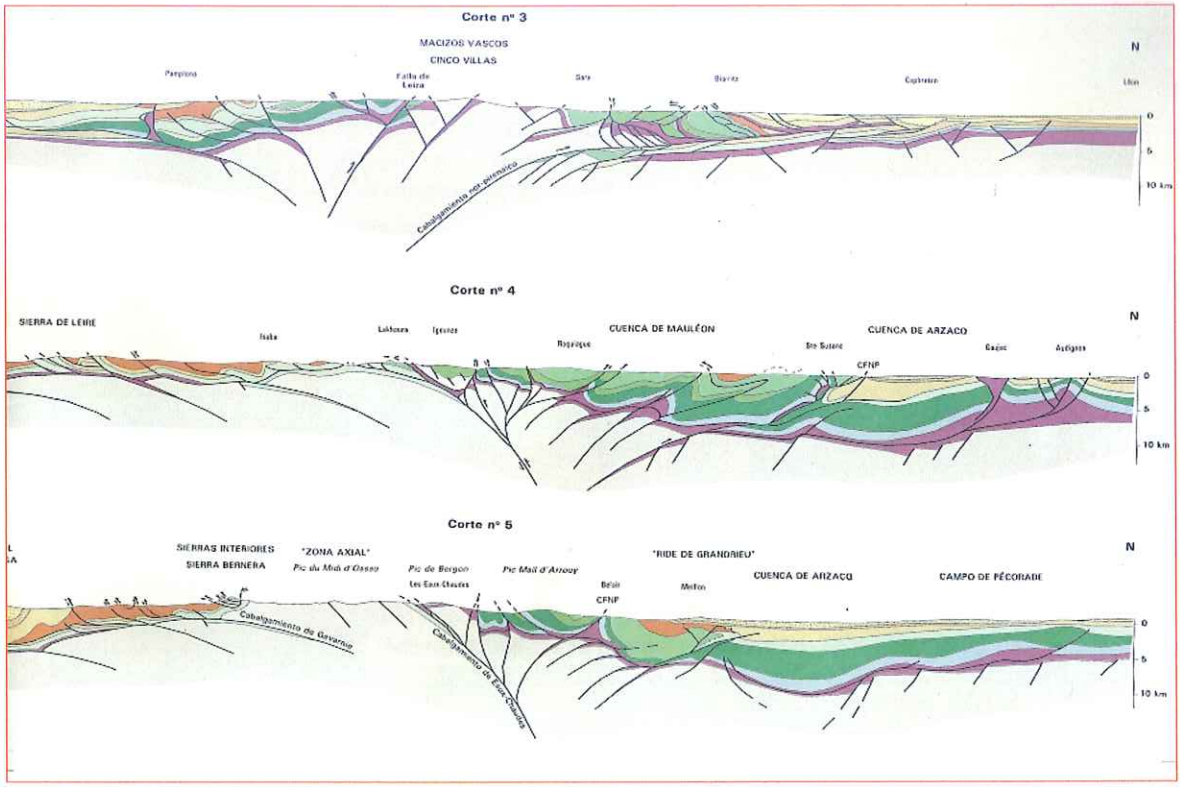


Figure I-4. Structure plicative en éventail du remplissage du bassin de Mauléon (coupe 4, centrale) (in « sybthèse géologique et géophysique des Pyrénées » -BRGM/IGME-Inédit.

Histoire géologique

L'héritage hercynien

Le socle, présent à l'affleurement dans la plupart des structures méridionales à vergence sud, montre des éléments de la croûte supérieure, quartzites cambriens (?), schistes siluriens, carbonates dévoniens et flysch (culm) carbonifère (A. Barnolas et J.-C. Chiron, 1996). Il apparaît systématiquement associé au matériel d'origine mantellique (lherzolites) des chaînons béarnais. La question de son comportement lors des phases de distension méso-crétacée et de compression tertiaire sera évoquée et discutée plus loin.

Les molasses tardi et post-hercyniennes (figure I-5A)

Dans le domaine pyrénéen occidental, les produits de l'érosion de la chaîne varisque remplissent deux bassins continentaux, endoréiques, bien distincts. Le bassin occidental de Bidarray s'étend de la Rhune à la vallée du Saison. Son remplissage sédimentaire (plus de

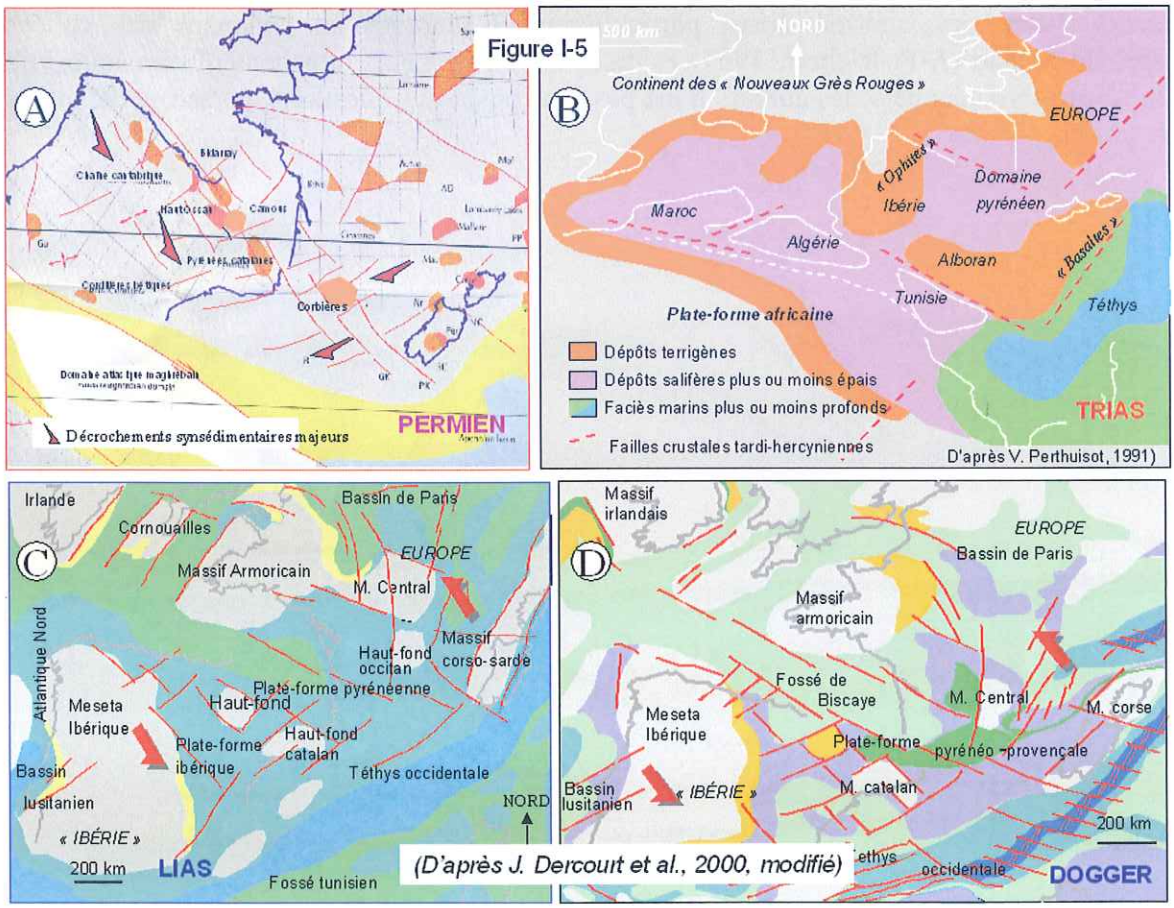


Figure 1-5. Paléogéographies régionales du Permien, du Trias, du Lias et du Dogger (in. J. Canérot, 2008).

1000 mètres) attribué au Permien et au Trias inférieur, recouvre en discordance l'Ordovicien (Ursuya), le Dévonien (Aldudes et Cinco Villas) ou le Carbonifère (Arbailles, Igountze et Mendibelza). Ses dépôts molassiques, fluviatiles, admettent de rares intercalations de coulées basaltiques. Le bassin méridional du Haut Ossau occupe la zone de crête frontalière aux environs des cols du Somport et du Pourtalet et s'étend vers le nord jusqu'aux abords de

Bedous, en vallée d'Aspe. Les grès et conglomérats fluviatiles d'âge stéphanien, permien et triasique inférieur (près de 1000 mètres) y présentent plusieurs intercalations de coulées volcaniques (dacites, andésites, rhyolites), notamment au droit du col du Somport et surtout autour de la caldeira du pic du Midi d'Ossau. Ces deux bassins sont des grabens graduellement élargis sous l'effet de coulissements E-W dextres ou sénestres (Cl. Lucas, 1985).

La transgression triasique (figure I-5B)

Les grès et conglomérats molassiques permo-triasiques sont généralement recouverts en concordance par des sédiments marins de faciès « Muschelkalk » : calcaires et dolomies bioclastiques gris, finement lités, soulignant le développement d'une transgression marine venue de l'est et de la Téthys occidentale. La plate-forme marine meso-triasique nouvellement installée, occupe la totalité du domaine correspondant aujourd'hui au bassin de Mauléon (M. Fréchengues, 1993).

Suivent des argiles et des évaporites de faciès « Keuper ». Elles sont traversées de dolérites tholéiitiques, les « ophites », qui se sont mises en place la limite Trias-Jurassique (Ph. Rossi et al., 2003, B. Azambre et al., 2004 ; Rapaille et al., 2004, J.Canérot et al., 2004). Ces sills intrusifs probablement épais de plusieurs centaines de mètres à l'origine, ont été morcelés par les phénomènes d'halocinèse et de décollement contemporains de l'ouverture crétacée et de l'inversion structurale tertiaire du bassin de Mauléon.

La plate-forme jurassique « stable » (figure I-5C et D)

Le bassin évaporitique est, dès le Rhétien, recouvert en totalité de carbonates marins qui vont perdurer durant la quasi totalité du Jurassique. Au Lias, la plate-forme nouvellement mise en place est une rampe relativement stable, à polarité atlantique (Lias inférieur) ou mixte (Lias moyen-supérieur) qui s'intègre globalement dans un « bassin basque » s'appuyant à l'est sur les hauts-fonds occitan et de l'Ebre (Ph. Fauré, 2002).

Au Dogger, cette polarité s'affirme, les calcaires du Pays Basque passant latéralement vers l'est aux dolomies béarnaises. Une dynamique de blocs induit des variations locales d'épaisseur et de faciès. Des cordons oolithiques soulignent épisodiquement des tentatives de structuration sub-méridiennes (J. Delfaud, 1969).

Le Malm est caractérisé par une accélération de la subsidence en relation avec les tentatives répétées d'ouverture de l'Atlantique Nord et du Golfe de Gascogne. Ces épisodes se traduisent en particulier par le dépôt d'épaisses séries de brèches sous-marines slumpées, particulièrement présentes dans le Kimméridgien inférieur, voire par l'épanchement de laves sous-marines (V. James, 1998). La régression marine vers l'ouest, amorcée au Kimméridgien supérieur conduit ensuite à l'émersion à la fin du Tithonien. Le domaine de Mauléon, ici considéré est alors le siège d'une sédimentation dolomitique puis évaporitique suivie d'érosion (M.-H. Grimaldi, 1988).

Durant cette période jurassique, aucune limite paléogéographique ne permet de différencier les futurs bassins de Mauléon et d'Arzacq (J.-J. Biteau et J. Canérot, 2007).

Les bauxites jurassico-crétacées (figure I-6A et B)

La période s'étendant du Tithonien à l'Aptien est régionalement marquée par le développement des processus de bauxitisation en relation avec les allées et venues d'une mer pelliculaire issue du golfe de Biscaye. La transversale des chaînons béarnais montre dans de bonnes conditions d'affleurement les contextes d'élaboration de ces roches alumineuses en relation avec la transgression du nord au sud, sur une marge continentale dite « ibérique ». Les argiles bauxitiques apparaissent ainsi à la base de sédiments éocrétacés de plus en plus

jeunes (Néocomien à Aptien) sur un substrat jurassique de plus en plus profondément érodé (Tithonien à Dogger) en direction de l'actuelle Haute Chaîne (J. Canérot et al., 1976).

Ces bauxites basco-béarnaises sont à mettre en relation avec la création d'un Isthme pyrénéen transverse, joignant le massif occitan à celui, méridional, de l'Ebre. Des processus de transpression avec épaississement crustal ou au contraire de transtension avec intumescence au droit d'une croûte pyrénéenne distendue sont tour à tour évoqués pour expliquer le développement de telles accumulations bauxitiques.

La plate-forme instable du Crétacé inférieur (figure I-6C et D)

La mer néocomienne étroitement dépendante du golfe de Biscaye ne baigne que la partie septentrionale du futur bassin de Mauléon qui demeure associé à celui d'Arzacq. Seuls des épandages gréseux margino-littoraux semblent représenter l'Hauterivien dans des secteurs limités des chaînons béarnais. Par la suite, la transgression marine se développe en direction du sud, intéressant les chaînons septentrionaux (Mail Arrouy et Arbailles) au Barrémien, les chaînons centraux (Jaout, Sarrance) au Bédoulien, les chaînons méridionaux (Ourdinse, Layens, Bosmendiette) au Gargasien et enfin la bordure de la Haute Chaîne (Bergon, Igountze, Mendibelza) au Clansayésien et à l'Albien inférieur (J.-L. Lenoble, 1992).

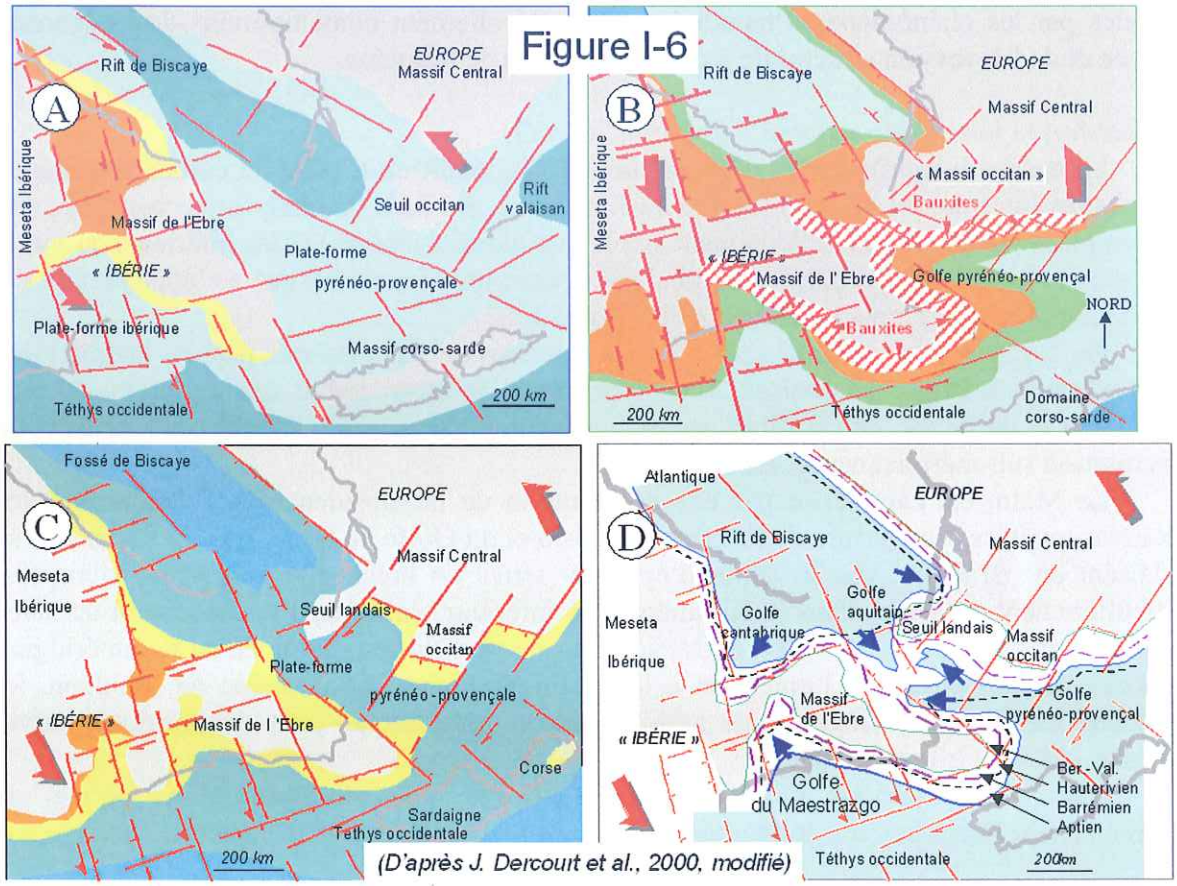


Figure 1-6. Paléogéographies régionales du Jurassique terminal (A), du Néocomien (B) et de l'Aptien (C). D. Extension des mers néocomiennes, barrémienne et aptienne (in J. Canérot, 2008).

Relativement homogènes au cours du Barrémien (calcaires à annélides) et du Bédoulien (marnes de Sainte-Suzanne), les faciès se diversifient graduellement au cours du Gargasien et du Clansayésien. Aux calcaires urgoniens s'associent des marnes noires à

spicules indiquant l'ouverture du milieu de dépôt. Parallèlement s'observent de notables variations d'épaisseur (de quelques dizaines de mètres à plus de 1000 m) en relation avec une dynamique de blocs crustaux dont le basculement puis l'effondrement annoncent la mise en place du fossé méso-crétacé de Tardets. Le développement de constructions carbonatées de type « mudmound » (Arudy, Lichançumendy) associées à des pentes très instables, témoigne d'une accélération notable de la transtension au cours du Clansayésien (J. Canérot, 2008).

Un ombilic de subsidence se différencie également dans le sillon plus septentrional d'Arzacq. Les directions de fracturation N110, N160 et N20 sont dominantes. Nous verrons qu'en rejouant au Tertiaire, ces cassures détermineront dans une large mesure la localisation et la géométrie des structures pyrénéennes.

L'individualisation du bassin de Mauléon (figure I-7)

L'Albien inférieur est tout d'abord caractérisé par la généralisation du dépôt de marnes noires à spicules de spongiaires sur l'ensemble du domaine occupé par les anciennes plates-formes urgoniennes. Suit, de l'Albien moyen au Cénomanien inférieur, la série composant le groupe du Flysch Noir (P. Souquet et al., 1985). Ce dernier est ici représenté par la formation de Tardets, englobant les membres des marnes de Montory, des

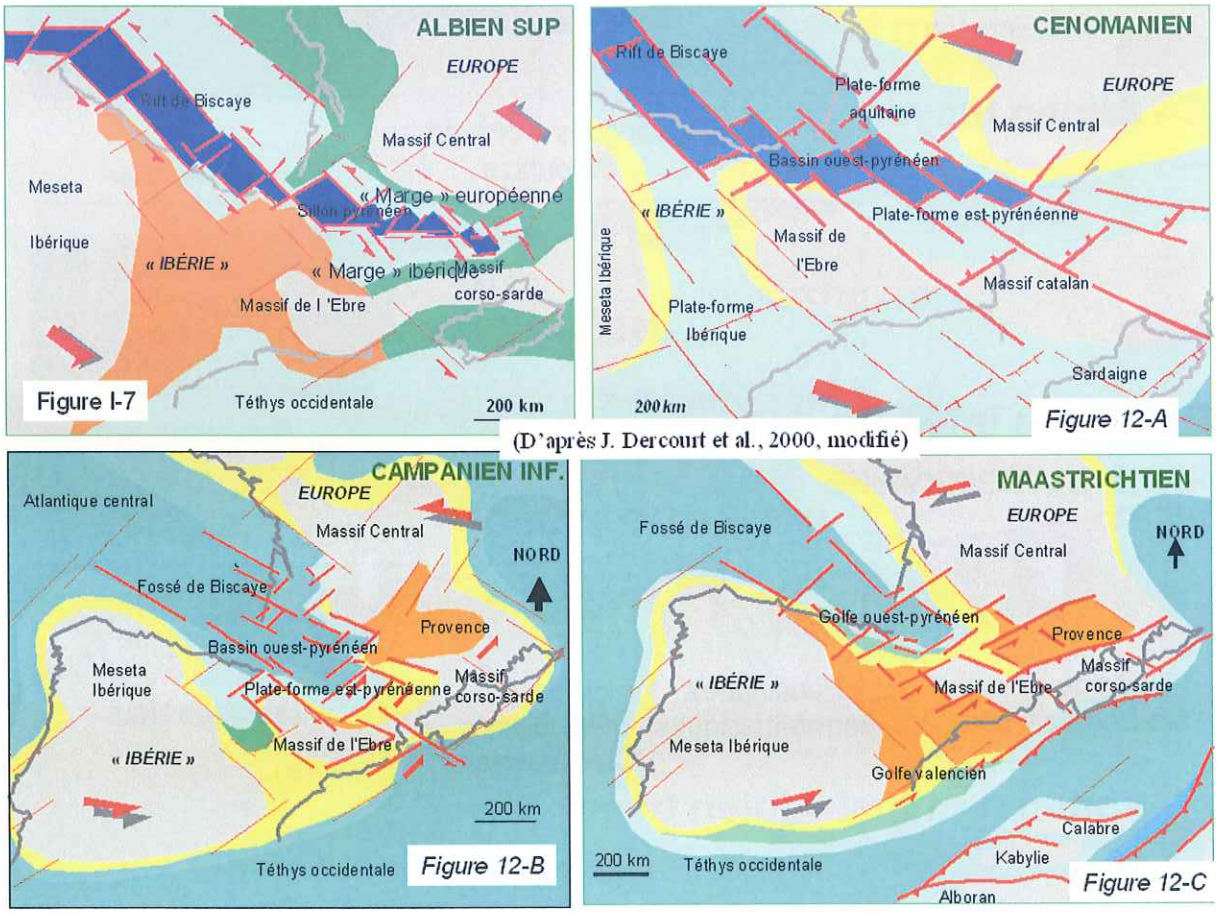


Figure 1-7. Paléogéographie régionale à l'Albien supérieur. Figure 12 : Paléogéographies régionales au Cénomanien (A), au Campanien inférieur (B) et au Maastrichtien (C).

pélites d'Escot et des conglomérats d'Erretzu, dont la puissance totale dépasse 4000 mètres (J.-C. Roux, 1983 ; G. Fixari, 1984). Au cours de l'Albien, le fossé nouvellement individu-

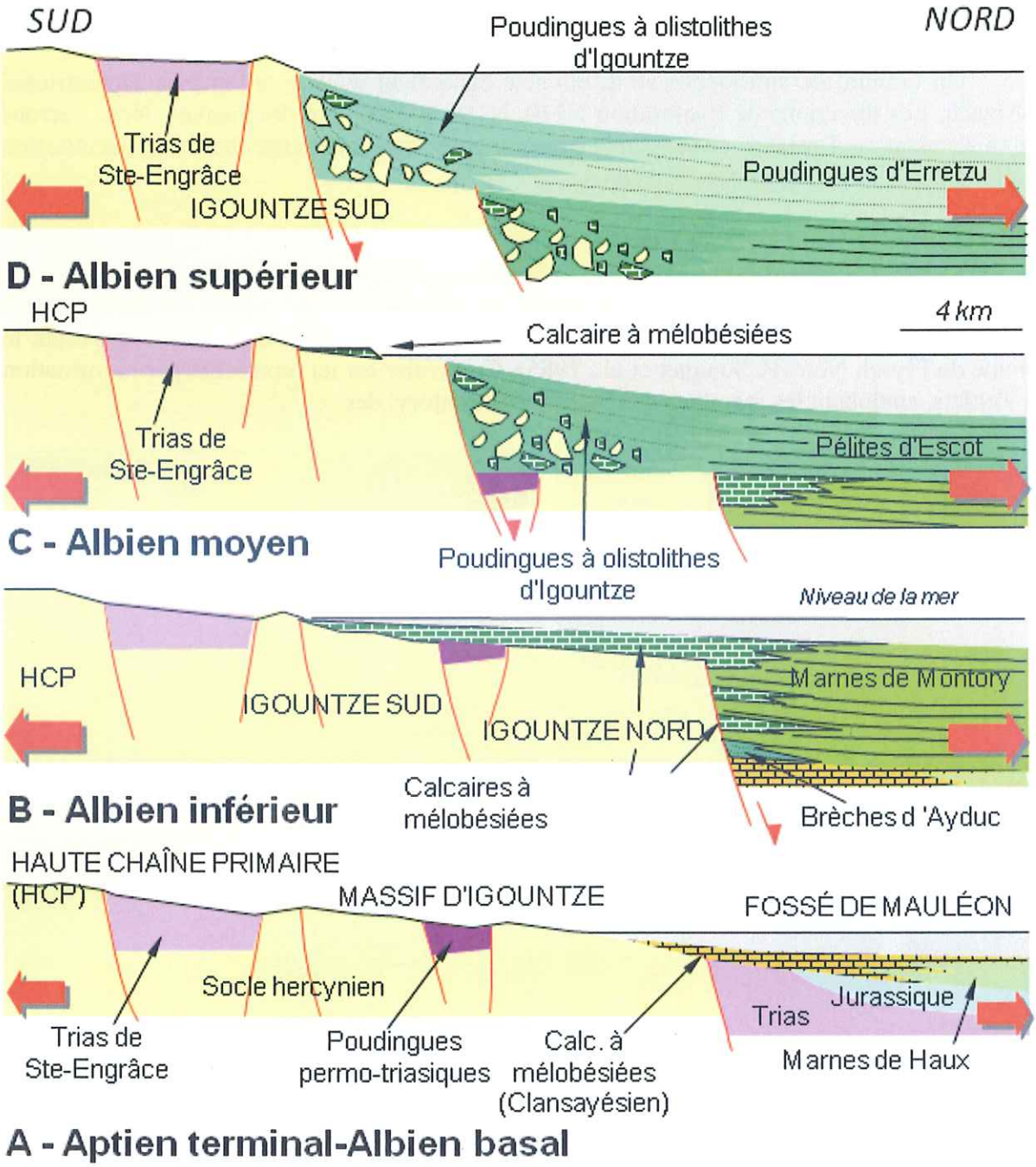


Figure I-8. Schémas d'évolution de la bordure sud du fossé de Mauléon (P-A) au cours de l'Albien. Noter la large extension du massif d'Igountze et son découpage en blocs (J. Canérot, 2008).

alisé s'élargit graduellement à la fois vers le nord, en direction du bassin d'Arzacq, vers le sud et vers l'ouest (D. Claude, 1990), en intégrant des éléments de plus en plus éloignés de son axe. Parallèlement, son remplissage se nourrit des produits d'une érosion décapant indiscutablement la couverture post-hercynienne mais également le socle sous-jacent, d'une part sur les bordures mais également à la hauteur d'accidents intra-bassinaux (Urdach). La vallée du Saison permet de suivre l'évolution du processus d'élargissement sur la marge ibérique du bassin flysch, jusqu'à la Haute Chaîne pyrénéenne, à travers les massifs d'Igountze et de Mendibelza où s'accumulent les puissants conglomérats tectogènes de la formation de Mendibelza (J.-M. Boirie, 1981) (figure I-8). A l'ouest, les Massifs Basques et le Seuil des Landes constituent un obstacle empêchant la connexion directe avec le rift occidental de Biscaye

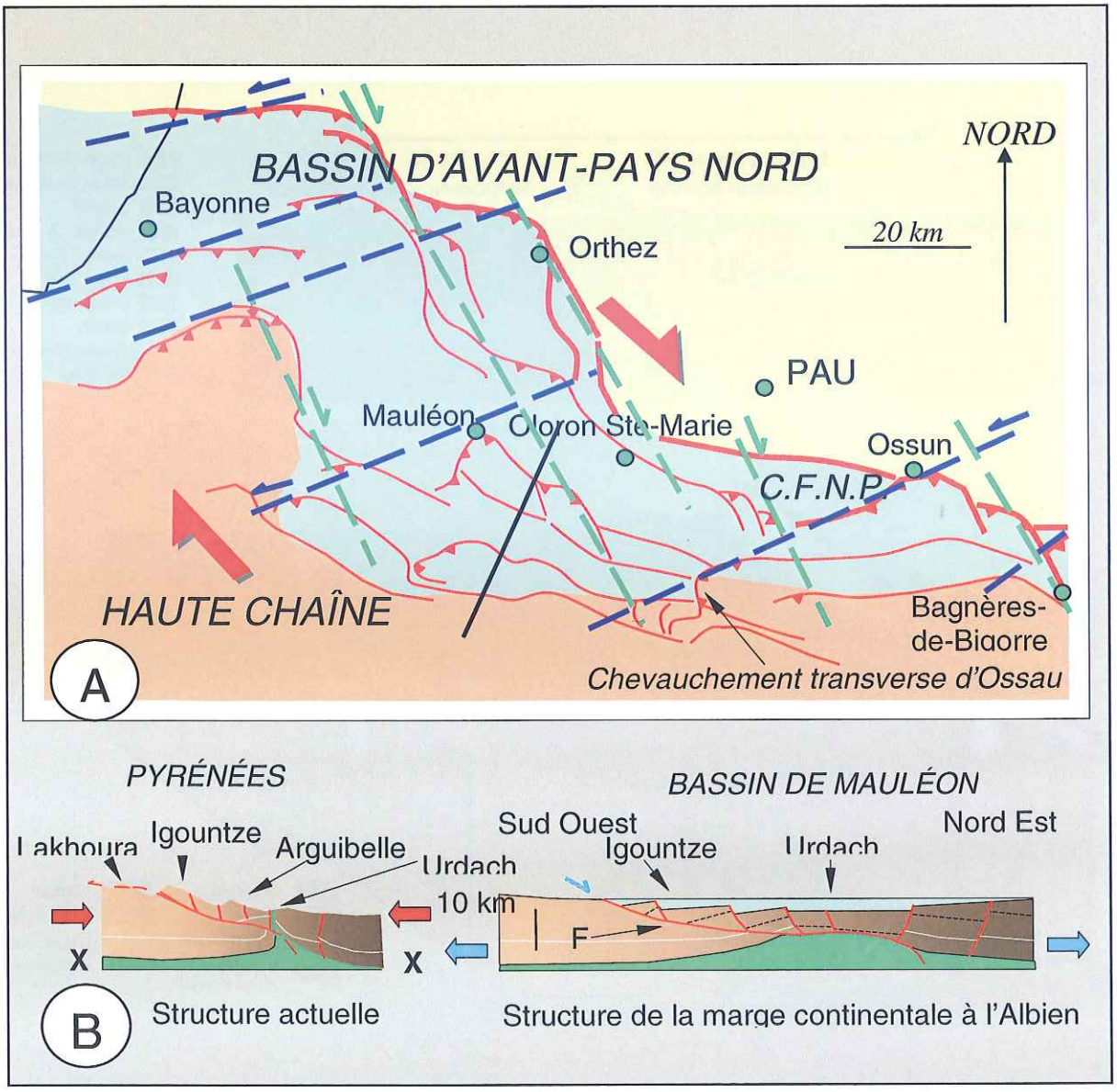


Figure I-9. Evolution structurale pyrénéenne du bassin de Mauléon. A – Carte schématique montrant l'inversion structurale. B – Coupe SW-NE de la marge sud, ibérique, du bassin. A gauche, structure actuelle. A droite, situation à l'Albien dans l'hypothèse d'une marge extensive amincie. F : faille de détachement (J. Canérot, 2008)

L'ouverture du fossé flysch de Mauléon s'effectue en trois stades principaux, par amincissement crustal en relation avec une distension N-S dominante, induisant l'ascension du manteau, le jeu de blocs crustaux avec diapirisme des évaporites triasiques (J. Canérot et al., 2001), un métamorphisme pyrénéen faible et un magmatisme alcalin intrusif et effusif (B. Azambre et M. Rossy, 1976). La composante sénestre enregistrée par le Flysch Noir dans les Pyrénées centrales (E.-J. Debroas, 2003) n'est pas clairement exprimée. Selon l'hypothèse généralement admise, l'amincissement s'opèrerait en faisant intervenir une faille de détachement intra-crustale faiblement pentée vers le nord. Mais les modalités d'application de ce modèle du détachement, bien connu dans les profils génétiques des marges passives actuelles ou fossiles (Reston et al., 1995 ; Manatschal et al., 2001 ; Sibuet et al., 2007 ; Osmundsen et al., 2008), ne fait pas encore l'objet de consensus.

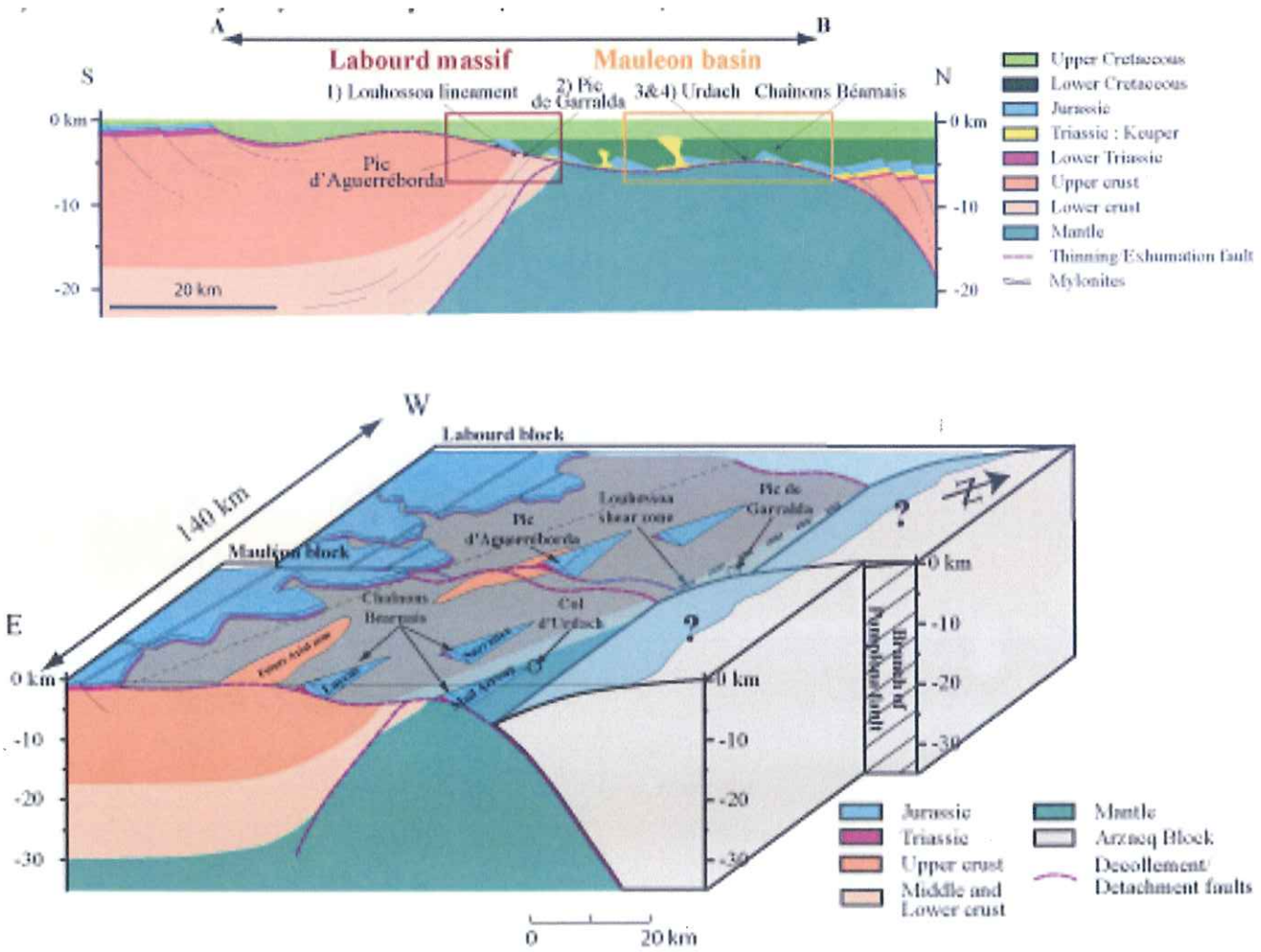


Figure 1-10. Structuration du bassin de Mauléon à l'Albien selon S. Jammes (2009) et S. Jammes et al., 2010). Amincissement crustal extrême, détachement et décoiffement mantellique dans la partie nord des chaînons béarnais.

Pour J. Canérot (2008), une croûte paléozoïque amincie est présente dans la majeure

partie du bassin de Mauléon et en particulier sur l'ensemble des chaînons béarnais et basques. Le socle hercynien est impliqué dans la dynamique de blocs et c'est lui qui constitue le moteur du diapirisme. Le décoiffement mantellique associé au détachement demeure très limité. Il n'affecte pas les autres bassins albiens des Pyrénées (figure I-9)

Selon S. Jammes (2009), la faille de détachement, plate, se situe au sommet du socle. Dans les chaînons béarnais, des blocs de la couverture jurassico-crétacée flottent sur le Paléozoïque par l'intermédiaire d'une semelle de Trias diapirique ou recouvrent même directement (Mail Arrouy) le manteau lherzolitique. Au centre du bassin de Mauléon, l'amincissement crustal est extrême. La dénudation mantellique sous le flysch albien peut ainsi atteindre une vingtaine de km de largeur (figure I-9).

D'après Y. Lagabrielle et al. (2010), le détachement intéresse la totalité des chaînons calcaires où la croûte paléozoïque est absente par étirement. A l'Albien, les lambeaux de la couverture Jurassico-crétacée (sur la figure I-11 ci-après: 1. Bedous ; 2. Igountze ; 3. Marge N de la Zone Axiale ; 4. Layens ; 5. Urdach ; 6. Arbailles ; 7. Saraillé ; 8. Salies) glissent gravitairement, tels des radeaux, sur le substrat lherzolitique dénudé, entraînant des copeaux de socle ou de Trias plastique, le long d'une surface faiblement inclinée vers le nord. La dénudation mantellique intéresse par ailleurs l'ensemble des bassins albiens nord-pyrénéens

Enfin en 2011 E. Masini propose une interprétation géodynamique inspirée du modèle de S. Jammes (2009) avec, ce pendant d'importantes modifications. A l'Albien, le remplissage sédimentaire du bassin de Mauléon est affecté de deux détachements : un détachement méridional (SMD) et un détachement septentrional (NMD) établis de part et d'autre d'une zone de haut-fond matérialisée par les blocs exhaussés des Arbailles et de Jara (figure I-12). Le jeu normal du SMD détermine, l'élaboration d'un premier bassin en demi-graben dit « bassin de Mauléon méridional ». Celui du NMD permet à son tour et ultérieurement la mise en place du « bassin de Mauléon septentrional ». Ces accidents à faible plongement vers le nord intéressent à la fois la couverture post-triasique et le socle hercynien. Des rampes latérales contrôlent la morphologie du SMB. Le manteau lherzolitique demeure largement exhumé dans la partie septentrionale des chaînons béarnais, notamment aux abords du col d'Urdach.

L'interprétation de E. Masini n'est pas sans rappeler celle de J. Canérot, plus ancienne de trois années (J. Canérot, 2008). Dans les deux cas, socle et couverture mésozoïque anté-albienne sont en effet présents dans la plus grande partie du bassin et leur découpage en blocs basculés avec diapirisme associé des évaporites triasiques, y est la règle. Néanmoins de profondes divergences subsistent, notamment dans le nombre, la localisation et l'interprétation des (ou du) détachement(s), dans l'âge relatif, la localisation et l'évolution des remplissages syntectoniques ou dans la morphologie d'ensemble du réceptacle sédimentaire et son évolution méso et néo-crétacée.

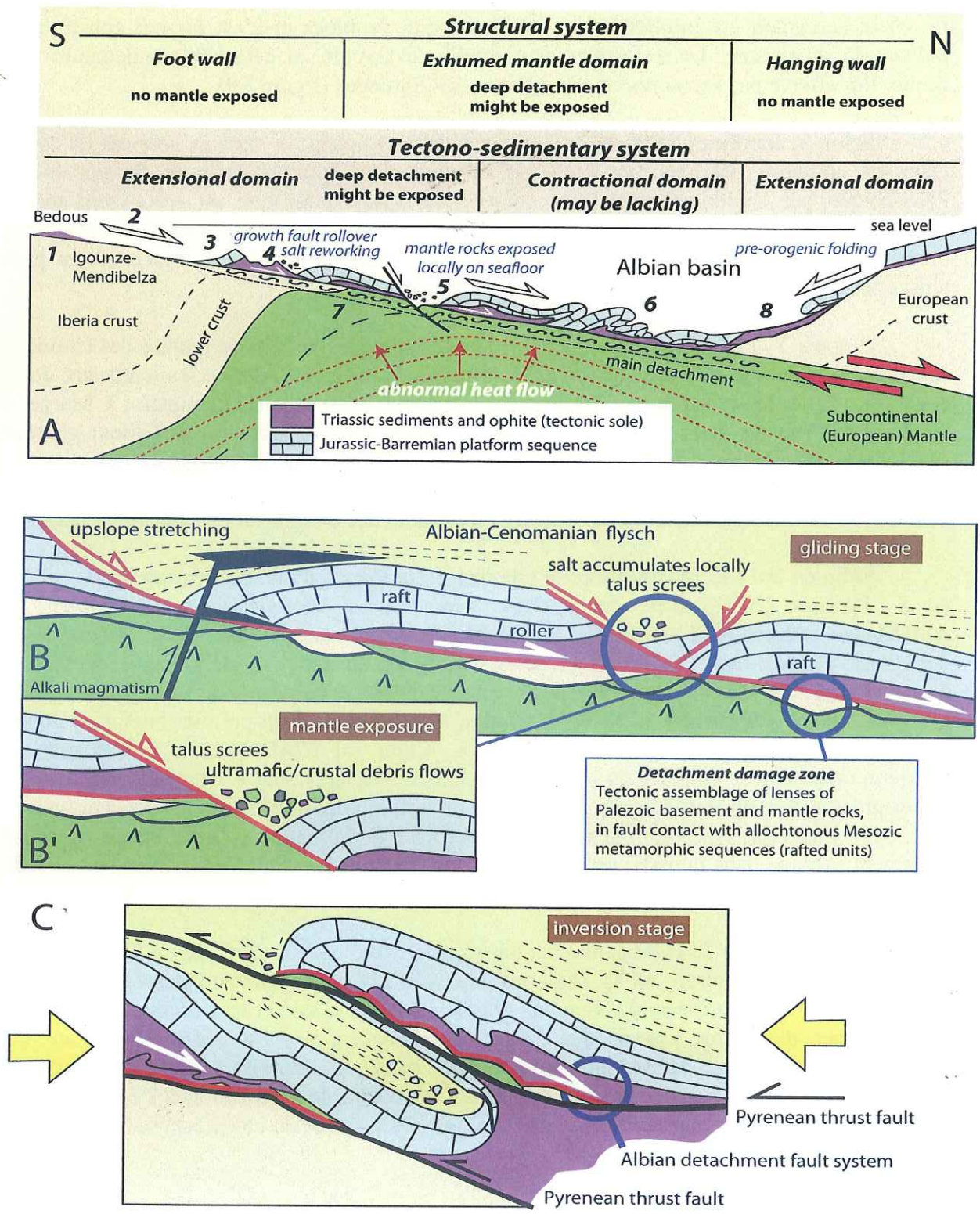


Figure I-11. Structuration du bassin de Mauléon à l'Albien, selon Y. Lagabrielle et al., 2010. Détachement et décoiffement mantellique sur la quasi totalité des chaînons béarnais. Tectonique gravitaire « en radeaux », de la couverture post-triasique.

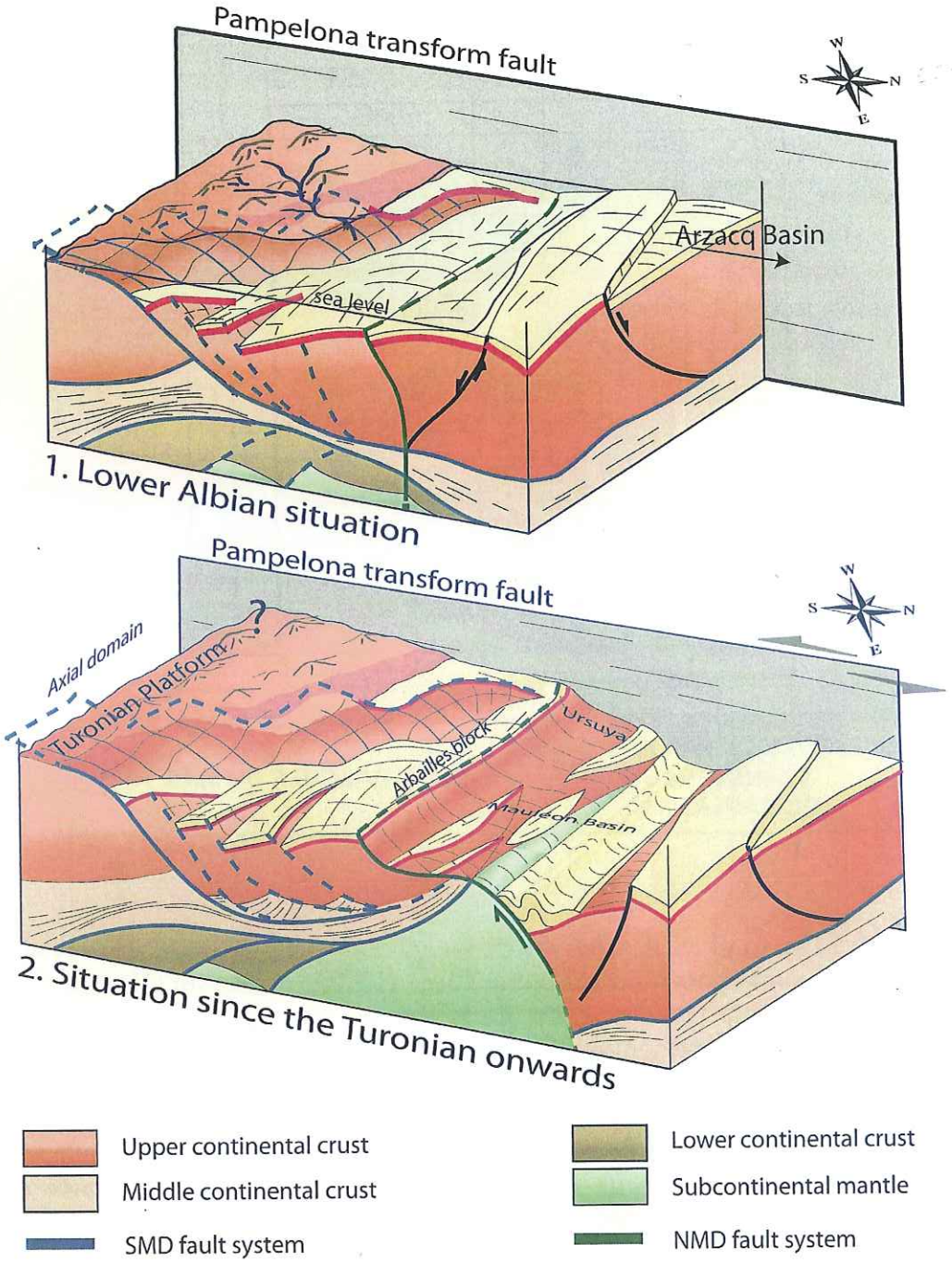


Figure I-12. Modèle d'évolution tecto-sédimentaire 3D du bassin de Mauléon intégrant les dynamiques des deux bassins de « Mauléon sud » et de « Mauléon nord » et des deux failles de détachement associées (d'après E. Masini, 2011).

Un travail récent (E.-J. Debroas et al., 2010) a confirmé la présence d'un socle paléozoïque aminci mais non négligeable dans les chaînons béarnais et en particulier sous le Mail Arrouy (Urdach) où la mise à nu du manteau lherzolitique n'est pas directement liée à la

surface de détachement mais à la fracturation transverse, sub-méridienne, contemporaine de la création transtensive albienne du bassin de Mauléon (figure I-13).

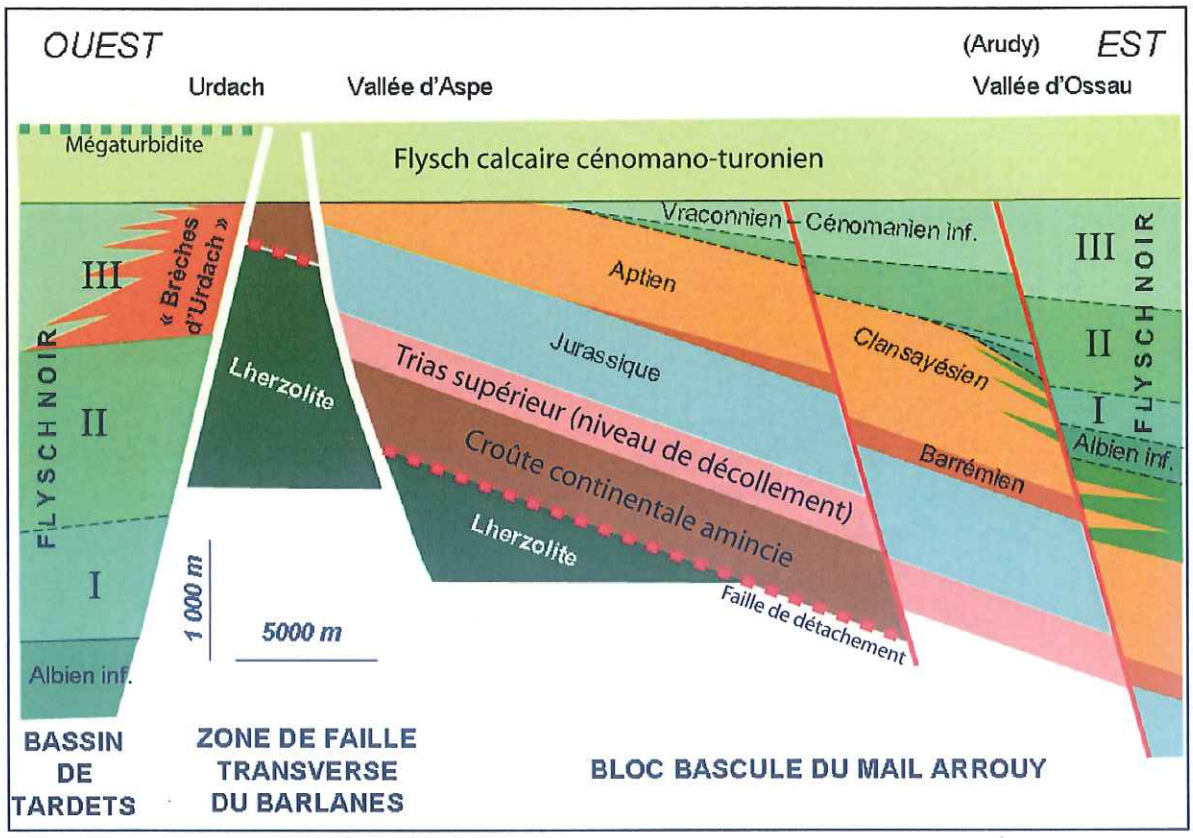


Figure I-13. Mise en place des lherzolites du col d'Urdach selon Debroas et al. (2010). Les péridotites sont mises à nu sur la bordure orientale du bassin albien dans le talus de faille (rampe latérale transverse du Barlanès) séparant le bloc oriental exhaussé du Mail Arrouy du bloc occidental effondré de Tardets. L'accumulation (plus de 1000m) des brèches d'Urdach à éléments très divers, où les gneiss, micaschistes et quartzites accompagnent les carbonates jurassico-crétacés et la lherzolite, témoigne de la profonde érosion sous-marine en tête de bloc ainsi que de la présence du socle paléozoïque dans la zone d'alimentation de cette formation grossièrement détritique datée de l'Albien supérieur et du Cénomanien inférieur.

Ces différentes interprétations seront présentées et discutées sur le terrain, à partir des affleurements lherzolitiques du col d'Urdach (chaînon du Mail Arrouy) et du pic Saraillé (chaînon de Sarrance).

Le système plate-forme-talus-bassin du Crétacé moyen-supérieur(figure I-14),

Du Cénomanien au Santonien inférieur, s'opère le processus d'élargissement de l'aire sédimentaire albienne par effondrement de blocs crustaux de plus en plus éloignés de

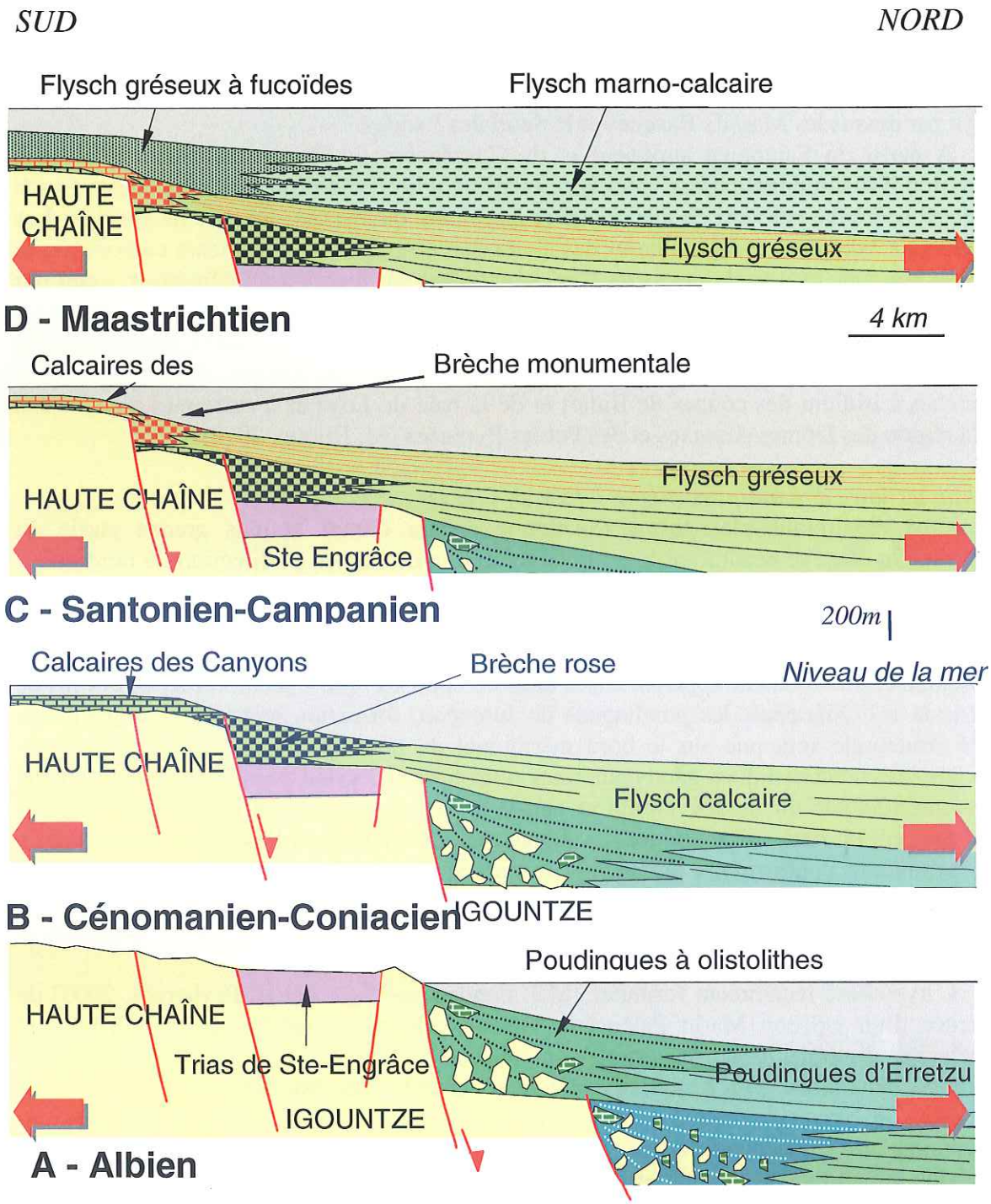


Figure I-14. Schémas d'évolution de la bordure sud du fossé de Mauléon (P.-A.) au cours du Crétacé supérieur. L'élargissement du bassin s'accompagne de la migration des brèches et poudingues tectogènes, établis sur les abrupts des failles bordières actives (J. Canérot, 2008).

la zone centrale du bassin. On voit dès lors se mettre en place un système associant plate-forme-talus-bassin très caractéristique, notamment sur la bordure méridionale, à hauteur des massifs d'Igountze et de Mendibelza et de la Haute Chaîne. Le bassin flysch, axé sur l'ancien

fossé albien, se trouve alors frangé de talus bréchiques, au-delà desquels s'étendent des plates-formes carbonatées à rudistes développées tant au sud (calcaires des Canyons) qu'au nord (calcaires de Jouansailles). Des connexions sont nouvellement établies avec le bassin de Biscaye par dessus les Massifs Basques et le Seuil des Landes.

A partir du Santonien supérieur et du Campanien, le régime tectonique s'inverse. L'extension N-S dominante laisse alors la place à la compression dominante. Le bassin flysch néocrétacé se trouve converti en une gouttière largement ouverte sur le golfe de Biscaye. Les plates-formes bordières d'Aquitaine et des Pyrénées, couvertes de sédiments carbonatés ou terrigènes (marnes maastrichtiennes de Nay) progradent en direction du dépoaxe passant par Mauléon et Saint-Jean-de-Luz (Ph. Razin, 1989). C'est ainsi en milieu marin relativement profond et largement ouvert que s'enregistre la crise biologique de la limite Crétacé-Tertiaire dont on connaît des manifestations d'une part à l'ouest, sur la Côte Basque, en particulier dans les couches à iridium des coupes de Bidart et de la baie de Loya et d'autre part plus à l'est, dans la région des Dômes Annexes et des Petites Pyrénées (M. Bilotte, 2010).

Le bassin tertiaire d'avant-pays (figure I-15A, B, C et D)

Le système bassin-talus-plate-forme fonctionne encore durant la plus grande partie du Paléogène. On observe néanmoins une rapide migration des faciès en direction du nord ouest, avec une polarité nettement tournée vers le golfe de Biscaye. L'évolution paléogéographique est désormais déterminée par la surrection de la chaîne pyrénéenne et par une augmentation du taux de sédimentation terrigène en relation avec l'accélération de l'érosion sur les reliefs sud-orientaux nouvellement apparus. C'est dans ce contexte que s'accumulent, dès la fin de l'Eocène et à l'Oligocène, les poudingues de Jurançon, formation tectogène indiquant une activité structurale soutenue sur le bord méridional du bassin basco-béarnais qui présente désormais les caractéristiques géodynamiques d'un bassin d'avant-pays (opposition entre la bordure méridionale du bassin, étroite et active et la bordure septentrionale, plus large et tectoniquement plus stable ; migration du dépoaxe sédimentaire vers l'extérieur de la chaîne). Ces conglomérats continentaux prennent le relais vers l'ouest des poudingues paléogènes de Palassou, signant ainsi la mise en place des Pyrénées occidentales par migration vers l'ouest du bourrelet montagneux apparu dès le Crétacé terminal dans les Pyrénées orientales et centrales.

L'hypothèse récemment formulée (M.J. Fondecave-Wallez et B. Peybernès, 2003) de l'existence d'un « Sillon Marin Paléocène Trans-pyrénéen » à brèches de débris flow et hémipélagites discordantes sur la série flysch crétacée ne trouve aucune justification dans ce contexte géodynamique (voir le commentaire dans l'arrêt J3-2 de Bosmentiette).

Dans le bassin de Mauléon, la fin du Paléogène est caractérisée par la reprise en transpression des anciennes failles actives durant le Crétacé inférieur et « moyen ». L'inversion structurale se marque en particulier par l'individualisation d'une large structure en éventail à l'emplacement de l'ancien fossé flysch albien (R. Bourrouilh et al., 1995 ; A. Teixell et al., 2000 ; B. Oliva-Urcia et al., 2010). Dans le détail, la composante compressive SE-NW devenue dominante, se marque en particulier par le jeu dextre des accidents NW-SE et par le développement d'arcs chevauchants sur les failles d'orientation SW-NE. Ces mouvements s'accompagnent de plissement disharmoniques de la couverture décollée sur le Trias plastique et par l'exhumation des lherzolites mises en place au sein de la croûte, durant l'Albo-Cénomanien (figure I-8).

La sédimentation néogène n'est conservée que dans la partie centrale et septentrionale du bassin d'Aquitaine (figure I-13 B). Le territoire visité lors de l'excursion est alors totalement intégré dans la chaîne pyrénéenne, les structures cassantes ou plicatives étant alors largement exhumées et soumises à l'érosion (surrection de plus de 500m dans les Arbailles à partir du Pliocène par exemple, selon N. Vanara, 1996).

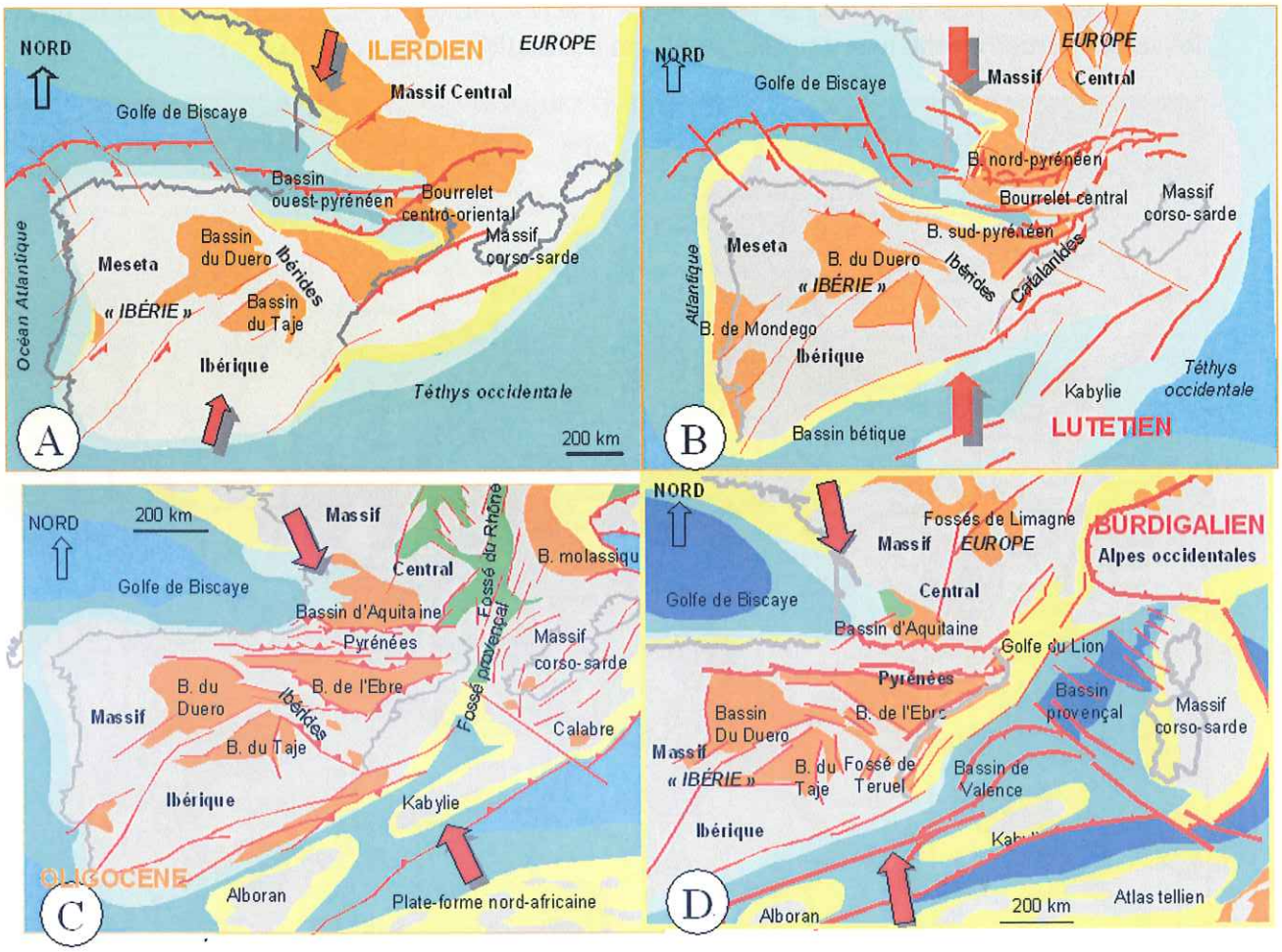


Figure I-15 Paléogéographies du Tertiaire d'après J. Dercourt et al. 2000; in J. Canérot (2008)

B - Objectifs et méthodologie

Pour des raisons pratiques (conditions d'accessibilité), l'excursion se déroulera dans les seules parties orientale et centrale du bassin de Mauléon, (figure I-16).

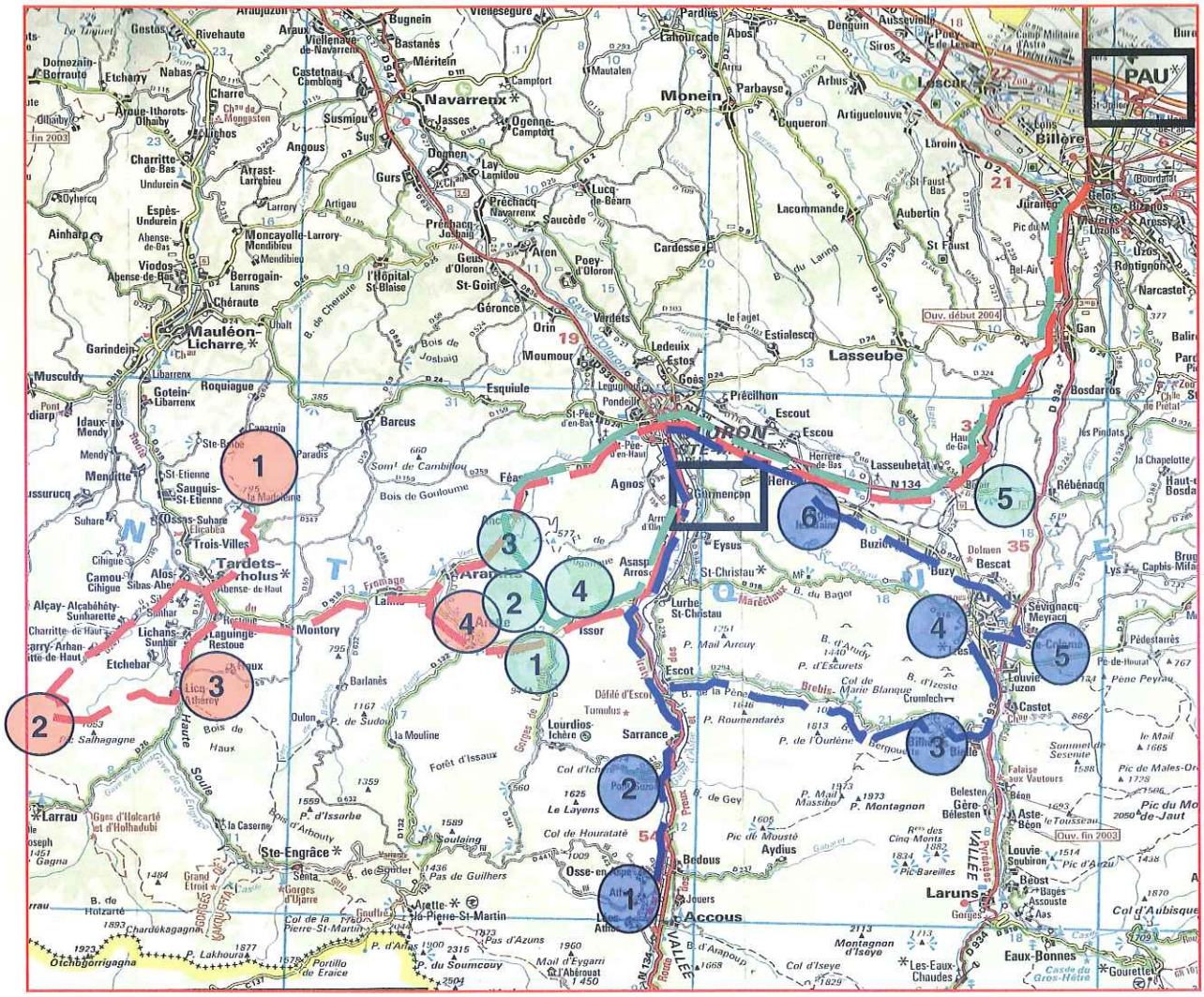


Figure I-16 : Itinéraire de l'excursion . Rouge : premier jour ; bleu : deuxième jour ; vert : troisième jour

Objectifs

Il conviendra tout d'abord de retrouver, à travers les affleurements examinés et les terrains reconnus, la chronologie et les modalités de ***création du bassin*** :

- mise en place des plates-formes jurassiques et éocrétacées ;
- fracturation et effondrement clansayésiens de la plate-forme urgonienne, nouvellement découpée en blocs devenus très mobiles ;
- déclenchement du diapirisme des évaporites triasiques ;
- relations avec la subsurface en Aquitaine

Une attention particulière sera ensuite portée à son ***histoire méso-crétacée*** :

- dynamique des blocs crustaux

- individualisation du fossé flysch, turbiditique, central ;
- mise en place et rôle des rampes latérales ;
- montée des péridotites mantelliques (lherzolites) ;
- magmatisme alcalin extrusif et effusif ;
- atténuation du métamorphisme pyrénéen développé dans le seul Trias diapirique ;
- comparaisons avec la subsurface.

L'évolution du fossé flysch au cours du Crétacé supérieur et du Tertiaire sera enfin présentée et discutée :

- installation du système bassin - talus - plate-forme ;
- intégration de ce système dans la chaîne plissée tertiaire.

La reconstitution de cette vaste fresque historique conduira à ***divers questionnements*** **:**

- comportement du socle et de la couverture post-triasique lors de la mise en place du bassin flysch
- rôle et importance du niveau de décollement triasique ;
- chronologie et mode de mise en place des lherzolites ;
- signification des brèches associées aux calcaires jurassico-crétacés et remise en question des brèches dites « sélandiennes » ;
- style tectonique de la déformation pyrénéenne (inversion structurale)
- faille Nord-Pyrénéenne ou Nord-Ibérique ;
- zonation structurale des Pyrénées occidentales…

Méthodologie

L'étude géologique des sites visités sera ***pluridisciplinaire*** :

- analyses litho(bio) stratigraphique, sédimentologique et structurale ponctuelles ;
- comparaisons avec les données de subsurface (profils sismiques et forages pétroliers)
- prise en compte de l'interprétation du profil ECORS « Pyrénées ouest – Arzacq » ;
- intégration des concepts relatifs à la dynamique des marges actuelles ou fossiles amincies : notions d'amincissement crustal fort ou extrême, de faille de détachement, de décoiffement mantellique….

La présentation de ces sites se fera donc à partir de ***données distinctes et souvent complémentaires***. C'est à travers ces différences et cette complémentarité que sera recherchée la meilleure approche possible faisant état de nos connaissances actuelles du bassin de Mauléon et visant à mieux cibler les travaux à venir en vue d'une interprétation géologique locale et régionale plus approfondie.

II – PREMIÈRE JOURNÉE

Pau – Oloron Ste-Marie – Tardets – La Madeleine – Le Lichançumendy – Bosmendiette Arette - Gurmençon (130 km)

J1-1- La Madeleine (Collectif).

Présentation des thèmes de l'excursion. La structure de Roquiague

L'objectif de ce premier arrêt situé au centre du bassin de Mauléon, est de rappeler les objectifs de l'excursion du GFC, précédemment évoqués en introduction du livret-guide (page 20) et de situer dans le paysage, les grandes unités géologiques appartenant aux Pyrénées occidentales et plus précisément celles qui sont incluses dans le bassin visité et feront l'objet de développements particuliers. C'est ainsi à partir de ce secteur central que peuvent être évoquées les différentes hypothèses relatives à la mise en place de ce bassin, à l'âge et aux modalités de son remplissage sédimentaire ainsi qu'à sa structure interne.

LE CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

La vue offerte par le belvédère de la chapelle de la Madeleine permet d'embrasser un panorama circulaire comportant :

- au sud la Haute Chaîne dominée par l'alignement montagneux courant du pic d'Anie au pic d'Orhy où affleurent les terrains néocrétacés et paléogènes composant la couverture d'un socle demeuré profond. En avant apparaissent les croupes boisées des massifs « nord-pyrénéens » d'Igountze et de Mendibelza. Plus avant encore se distinguent les reliefs du piémont représentés essentiellement, d'est en ouest, par le Lichançumendy où se situe l'arrêt J2-2) , le Mont Bégousse et le pic d'Arguibelle.
- à l'ouest, le massif des Arbailles et sa dépression méridionale de l'Apoura, dominée par les crêtes calcaires éocrétacées de Bosmendiette, ultérieurement visitées (arrêt J2-3) et du pic des Vautours. Au-delà se dessinent la dépression de Saint-Jean-Pied-de-Port, ancrée sur le Permo-Trias et relayée par les lointains massifs basques des Aldudes, de l'Ursuya et de la Rhune.
- au nord, coupées par la vallée sub-méridienne du Saison, les collines du flysch crétacé enveloppant la dépression de Mauléon et suivies par les reliefs mous portant la vue jusqu'au Front de Chevauchement Nord-Pyrénéen perceptible à l'approche de Salies-de-Béarn et d'Orthez.
- à l'est enfin les plaines alluviales d'Oloron et de Pau, abritant les installations pétrolières de Lacq et filant vers le Sud Est, en direction des chaînons béarnais du Mail Arrouy, d'Urdach, de Sarrance et du Layens, visités lors de nos deux prochaines journées en vallée d'Aspe et à ses abords.

LA STRUCTURE DE ROQUIAGUE

La chapelle de la Madeleine est établie sur le flysch carbonaté d'âge cénomanien, qui fait suite au puissant complexe du Flysch Noir (5000 mètres de sédiments de l'Albien et du Cénomanien inférieur) occupant la dépression plus méridionale de Tardets. Ce flysch néocrétacé, dit « Flysch Calcaire d'Oloron » (Fixari, 1984), est ployé en une cuvette synclinale complexe, connue sous le nom de « synclinal de Roquiague ».

Les données de sub-surface et leur interprétation (d'après J.M. Flament, TOTAL)

Sur la structure de Roquiague, les seules données de sub-surface disponibles sont géophysiques : quelques portions de profils sismiques, de la gravimétrie et de l'aéromagnétisme.

Aucun forage n'a reconnu la structure (figure J1-1.1). Néanmoins, le puits profond Cheraute 1 (ESSOREP, 1967) implanté juste au NE de la structure apporte quelques contraintes à l'interprétation. Il n'en va pas de même du puits Viodos 1 (1928, opérateur inconnu) implanté sur la rive gauche du Saison, quelques 3 km au Nord de Mauléon : le forage débute dans le flysch crétacé supérieur et aurait atteint le Trias à 511 m de

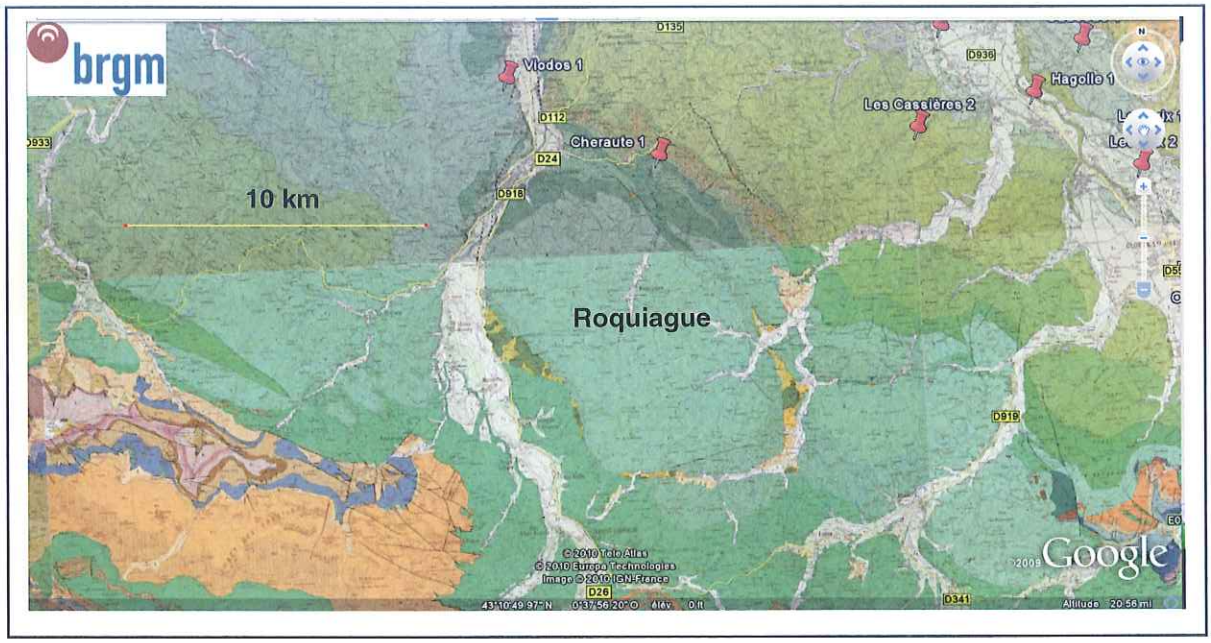


Figure J1-1.1. la structure de Roquiague dans son contexte géologique.

profondeur. De 430 à 511 m les attributions stratigraphiques sont sujettes à caution : Crétacé ? Jurassique ?

Les données géophysiques : sismique

Au cours de l'exploration de la partie Sud du bassin de Mauléon, plusieurs campagnes sismiques (2D exclusivement) ont été acquises par les opérateurs principaux ESSOREP et SNEA(P).

Campagnes ESSOREP :

- profils MT sur le permis Mauléon-Tardets (1966 et 1969),
- profils ON,sur le permis Oloron-Navarrenx –1981,
- profils BZW (permis Buzy Ouest, 1986)

Pour le compte de SNEA(P) : profils BAA tirés sur le permis Buzy Asson en 1982

Les conditions de surface (topographie accentuée, pendages forts) font que, le plus souvent, la qualité de ces profils anciens est mauvaise à médiocre. Cependant sur quelques lignes récentes, des réflecteurs profonds sont visibles (figure J1-1.2).

Si, faute de calage, leur attribution reste problématique, leur présence peut constituer un indice de l'existence en profondeur et à l'aplomb de la structure de Roquiague de séries sédimentaires organisées ! L'hypothèse « diapir » serait alors à reconsidérer.

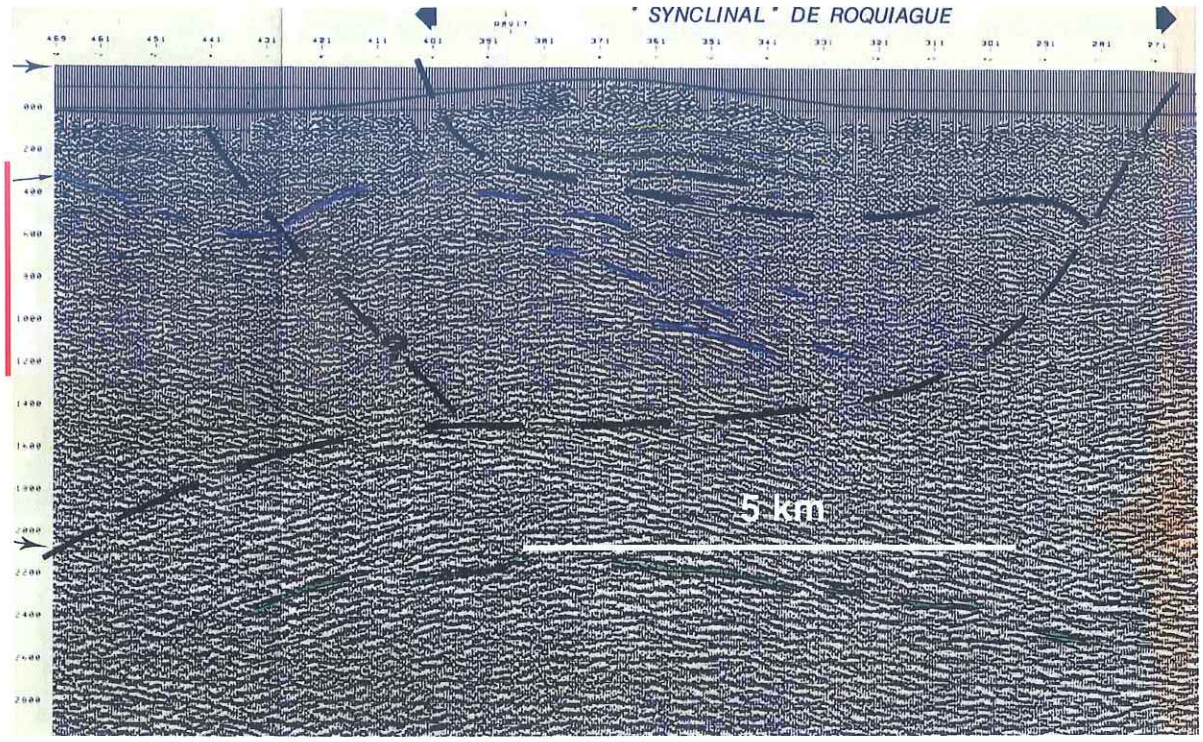


Figure J1-1.2. Extrait d'un profil sismique traversant la structure de Roquiague. (Le trait rouge vertical correspond à 1 seconde Temps Double).

Les données géophysiques : Gravimétrie (figure J1-1.3)

La structure de Roquiague est située sur l'axe de l'anomalie gravimétrique du Labourd, vers le Sud Est de celle-ci (figure J1-1.3). Cette anomalie positive d'amplitude régionale est attribuée à la présence en profondeur, sous le bassin de Mauléon, de matériel mantellique produit lors de l'extension Albienne.

La position de la structure sur cet axe gravimétrique positif s'accorde mal avec l'hypothèse « diapir ».

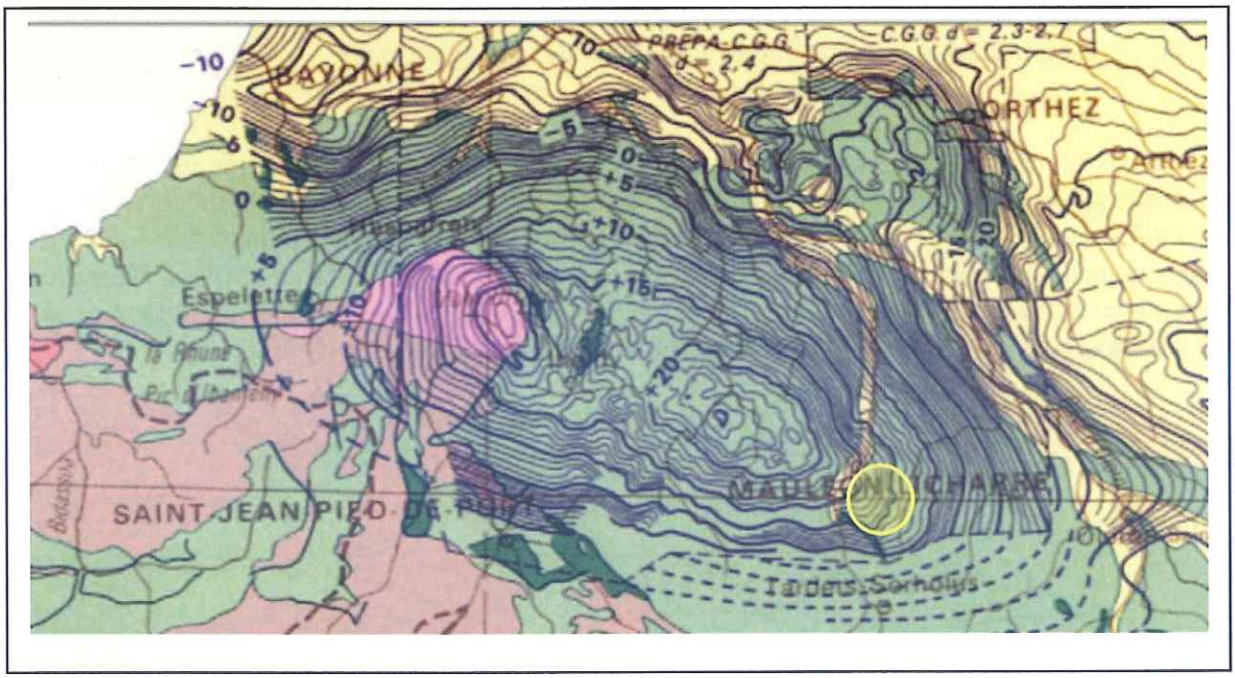


Figure J1-1.3. Position de la structure de Roquiague sur l'anomalie gravimétrique du Labourd (extrait de la carte gravimétrique de la France au 1/1000000 du BRGM)

Les données de puits

Le puits Cheraute 1, le premier implanté par ESSOREP dans le bassin de Mauléon (1966), avait pour objectif principal l'évaluation en position structurale favorable, des possibilités pétrolières des séries du Crétacé basal et du Jurassique supérieur productives à Lacq. Le forage a été abandonné 10 mois plus tard à 6090,5 m (cote sondeur - soit 5472 m en cote verticale) dans les marnes oxfordiennes.

Le puits met en évidence (figure J1-1.4):
- l'absence du Jurassique terminal et de la partie inférieure du Crétacé basal,
- quelques niveaux poreux Jurassique (à eau salée en test),
- l'existence dans les séries Crétacé d'un synclinal renversé (plan axial vers 1710 m avec un pendage de 50°SW). Aucun accident (faille ou chevauchement) n'a été traversé par le forage.

La figure J1-4 illustre les résultats de ce puits ainsi que ceux du forage Moncayolle 1 (ESSOREP, 1984) pour reconnaître l'amont Cheraute 1.

La partie Sud de la coupe est l'une des interprétations possibles de la structure de Roquiague. Elle est ici considérée ici comme un overhang de sel triasique, mis en place à l'Albien supérieur puis remobilisé lors du raccourcissement pyrénéen. Elle peut donc être déconnectée du diapir qui lui a donné naissance. Des structures du même type (overhangs d'âge Crétacé supérieur) sont connues plus au Nord dans la région de Sorde l'Abbaye: sur la figure J3-3.7, l'overhang visible à la partie supérieure de la coupe a été traversé par le puits de ***Sorde 1, qui a mis en évidence, un synclinal renversé dans les séries sous- jacentes (Yprésien).*** Ce dispositif ressemble à celui rencontré sur la structure de Roquiague et dans le puits de Cheraute 1 (figure J1-1.4). Dans le cas de la coupe figure J1-1.5, la remobilisation de l'overhang est très importante puisque celui-ci chevauche l'avant-pays.

Sous de tels overhangs, la présence en profondeur de niveaux Jurassique est possible. Elle a été prouvée par le puits La Gaité 1, foré en 1989 par ESSOREP pour reconnaître l'amont Came 1 (figure J1-5). Sous le Crétacé supérieur à l'affleurement, le puits La Gaité 1 a successivement traversé le Trias de l'overhang sur 75 mètres (500 – 575 mètres) avant de retrouver les niveaux Crétacé (supérieur et inférieur) et de s'achever (à 1800 mètres) dans le Kimméridgien, sans résultats pétroliers significatifs (indices d'asphalte et de gaz).

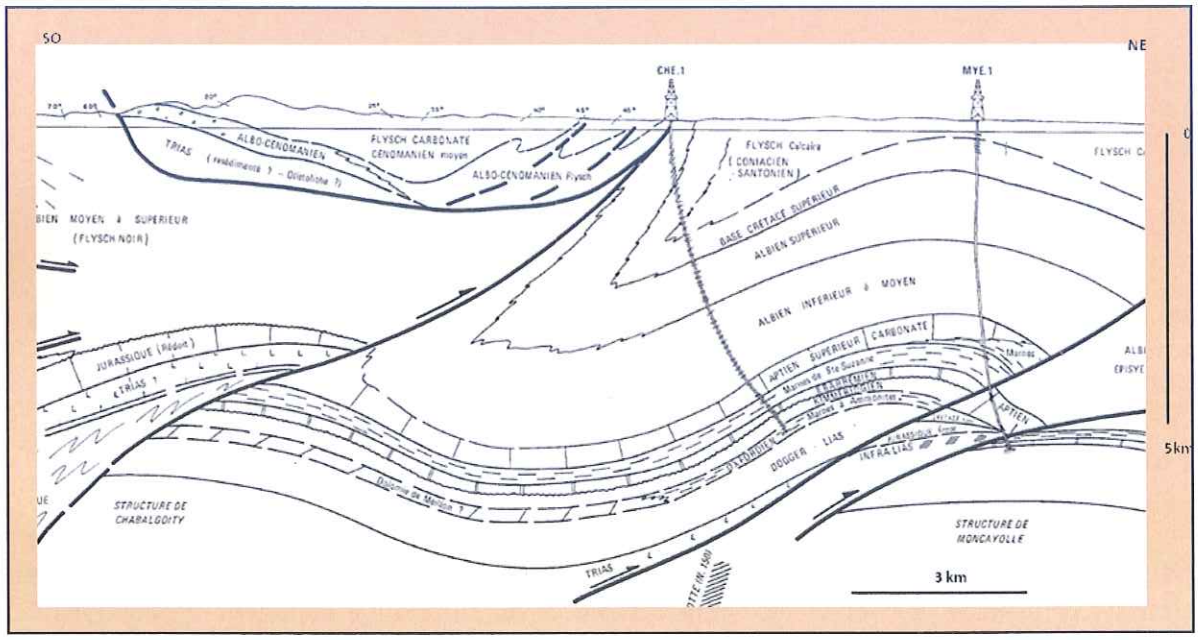


Figure J1-1.4. Coupe géologique passant par la structure de Roquiague, et les puits de Cheraute 1 et Moncayolle 1 (interprétation J.- M. Flament, 1986, doc. Interne SNEA(P).

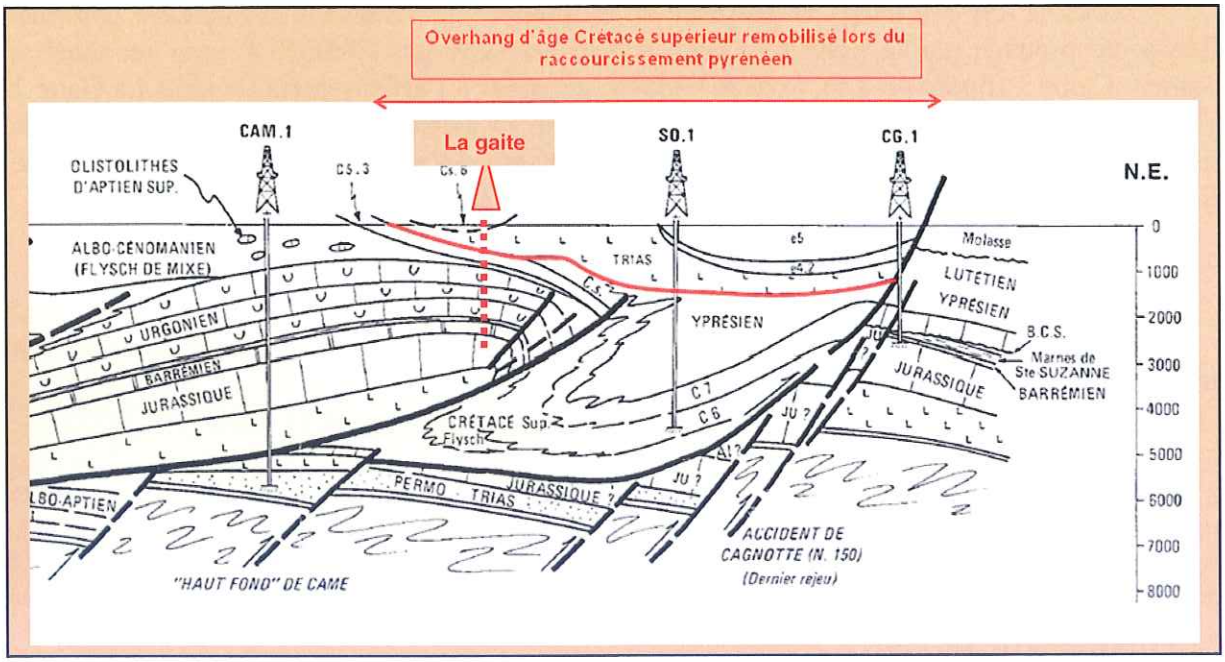


Figure J1-1.5. Coupe géologique passant par les puits de Came 1, Sorde 1 et Cagnotte 1. (Localisation sur la figure J3-3.8). La position du puits La Gaité (1989) est indiquée en rouge. (d'après interprétation J.-M. Flament, 1986, doc. Interne SNEA(P).

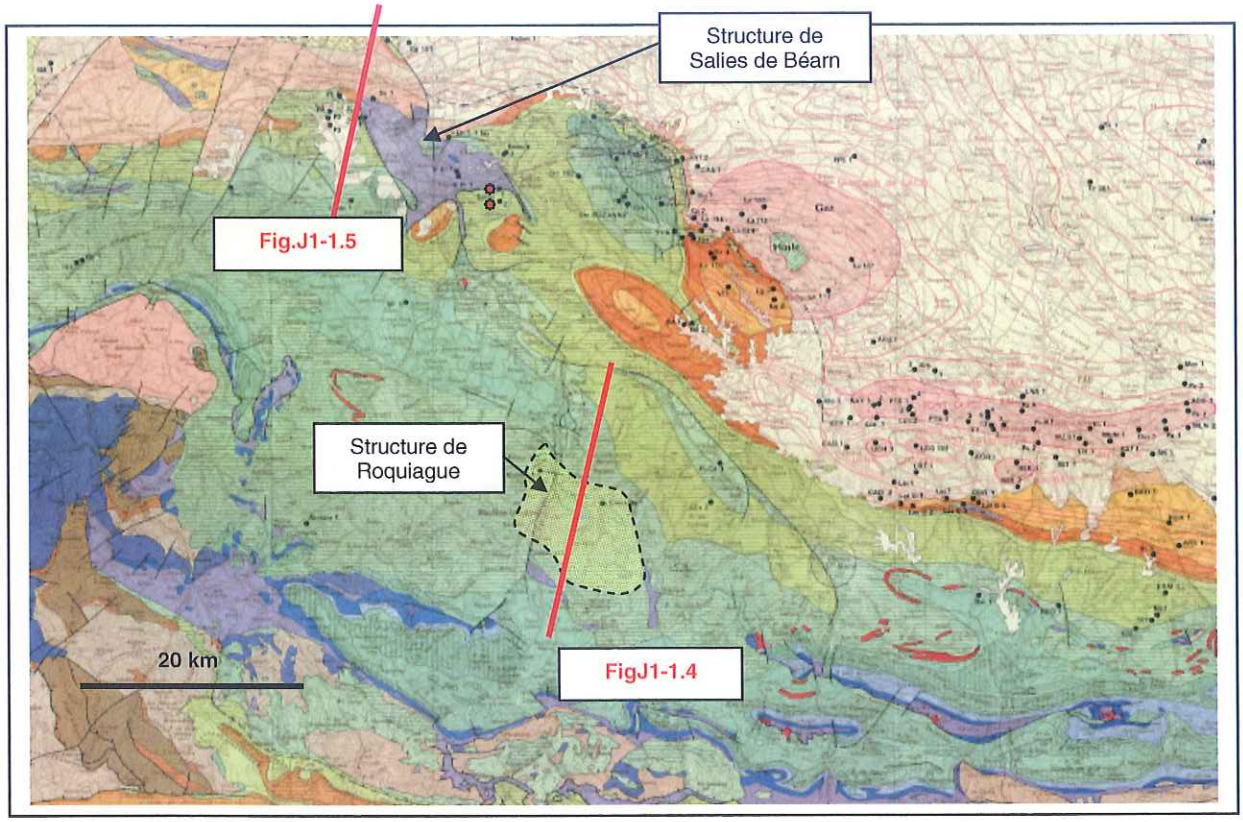


Figure J1-1.6. Localisation des coupes des figures J3-3. 6 et 7. Noter que la « structure de Salies de Béarn » correspond à du sel triasique interstratifié dans le Crétacé supérieur ainsi que l'ont prouvé les puits de Salies 1 et Salies 2 (marqués par les points rouges au Sud de la structure)

Sous de tels overhangs, la présence en profondeur de niveaux Jurassique est possible. Elle a été prouvée par le puits La Gaité 1, foré en 1989 par ESSOREP pour reconnaître l'amont Came 1 (figure J1-1.5). Sous le Crétacé supérieur à l'affleurement, le puits La Gaité 1 a successivement traversé le Trias de l'overhang sur 75 mètres (500 – 575 mètres) avant de retrouver les niveaux Crétacé (supérieur et inférieur) et de s'achever (à 1800 mètres) dans le Kimméridgien, sans résultats pétroliers significatifs (indices d'asphalte et de gaz).

Ces résultats sont cohérents avec:

- l'interprétation de la coupe de la figure J1-4 qui suggère en profondeur la présence de Jurassique à l'aplomb de la structure de Roquiague,
- la présence de réflecteurs sismiques visibles sous la structure (figure J1-1.2).

Sous réserve du fonctionnement correct du système pétrolier, ces niveaux profonds sont potentiellement des objectifs pour l'exploration pétrolière du bassin de Mauléon.

Les données de terrain

Les mauvaises conditions d'affleurement ne facilitent pas l'interprétation de la structure ici considérée. La stratigraphie des terrains concernées est cependant bien connue (J.P. Paris, 1964 ; J.C. Roux, 1983 ; G. Fixari, 1984 ; P. Souquet et al., 1985). On sait ainsi que dans la région de Tardets (voir l'introduction du présent livret) l'Albien comporte à la base la série des marnes noires à spicules, dites « marnes de Haux » de l'Albien inférieur suivies par le complexe du « Flysch Noir » associant dans trois mégaséquences successives, des faciès terrigènes plus ou moins grossiers: I : marnes de Montory et brèches d'Ayduc de l'Albien moyen ; II : pélites d'Escot et grès de Lanne de l'Albien moyen à supérieur ; III : grès du Barescou et poudingues d'Erretzu du Vraconnien-Cénomanien inférieur. Suit le flysch carbonaté d'Oloron, rattaché au Cénomanien moyen, qui occupe le centre du synclinal de Roquiague.

L'hypothèse d'une structure diapirique complexe, exhumée à l'Albien, pendant la période de création et de remplissage actif du fossé flysch, a été soutenue par divers auteurs (J.-P. Paris, 1964 ; J.C. Roux, 1983 ; G. Fixari, 1984). Plusieurs observations ponctuelles semblent s'intégrer harmonieusement dans cette interprétation (J. Canérot, 2008). Ces arguments sont les suivants:

- présence d'olistolithes de Trias supérieur (cargneules et argiles) au sein du flysch albien exhumé dans le lit du Saison, en amont de Mauléon-Licharre ;
- absence de terrains jurassiques et éocrétacés à l'affleurement. Le biseau bordier par érosion (Dogger, Oxfordien, Kimméridgien et Tithonien) ou non dépôt (Barrémien et Aptien) conduit à identifier une « zone haute du Saison » prolongeant vers le Nord les diapirs de Béloscare et du Lichançumendy.
- apparition de minéraux de métamorphisme dans les calcaires triasiques de Béloscare, du Lichançumendy et de Gotein-Libarrenx.

Cette interprétation s'intègre bien dans un schéma d'évolution géodynamique faisant intervenir une forte extension albienne avec amincissement crustal, dynamique de blocs basculés, circulation de fluides chauds et exhumation locale possible du manteau lherzolitique le long de la zone de failles transverses du Joos (figure J1-1.7).

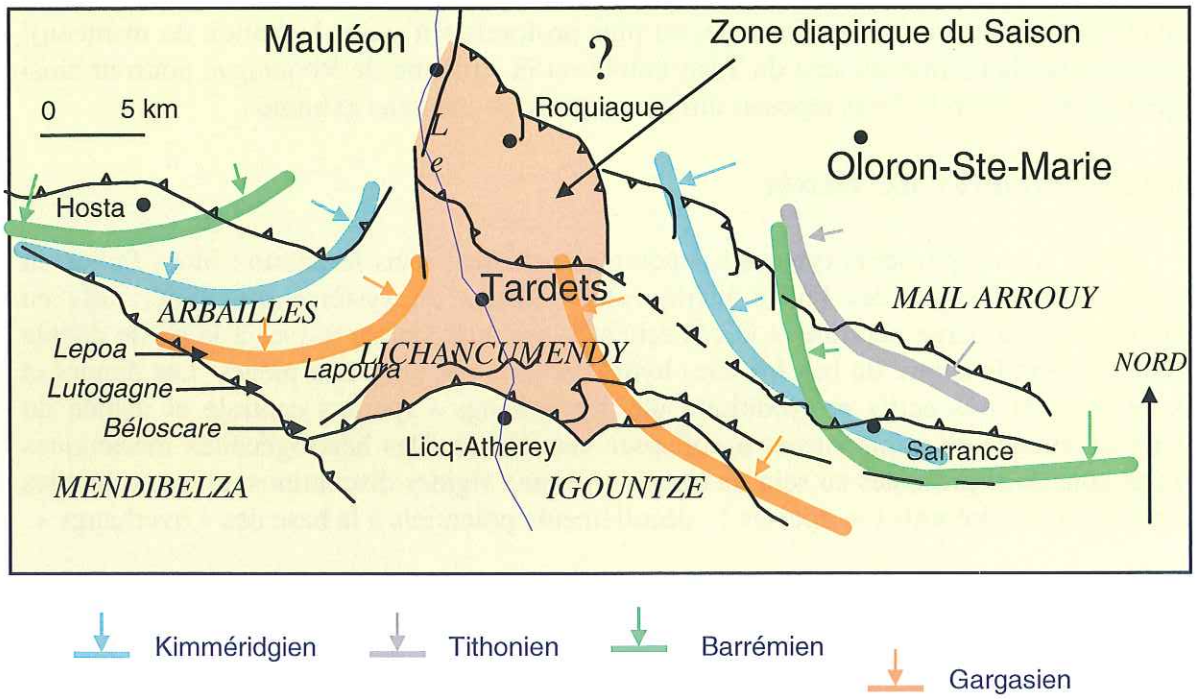


Figure J1-1.7. Carte schématique montrant l'extension des différents terrains jurassiques et éocrétacés à l'approche de la « Zone diapirique du Saison ». Les limites du Kimméridgien et du Tithonien sont déterminées par l'érosion consécutive de la tectonique néocimmérienne; celles du Barrémien et du Gargasien traduisent la transgression marine éocrétacée sur la marge continentale sud, ibérique, des Pyrénées (in J.Canérot, 2008).

Conséquences pour l'interprétation du bassin de Mauléon

Une telle interprétation des données de subsurface conduit à affiner l'approche de l'évolution du bassin de Mauléon ainsi que la compréhension de certaines structures rencontrées dans le bassin.

Evolution du bassin de Mauléon

A l'Albien, la distension a eu pour effet (entre autres) d'augmenter la taille du bassin de Mauléon (dans une direction globalement NNE-SSO) et de modifier son profil bathymétrique : des pentes ont dû se créer entre la partie la plus étirée du bassin (le centre ?) et ses bordures. Les conditions nécessaires à la mise en place d'un système gravitaire (analogue à ceux connus en Atlantique Sud, sur la marge du Golfe de Guinée) sont alors réunies.

Dès lors, on conçoit aisément que les niveaux les plus « rigides » (comportement fragile) de la pile sédimentaire impliqués dans ce processus (plate-forme Jurassique, niveaux carbonatés du Crétacé inférieur) soient fracturés, disloqués, et que le Trias (comportement ductile) soit mobilisé.

Les diapirs et/ou rides salifères induits sont très actifs : ils peuvent remonter jusqu'au fond de la mer et générer des » overhangs » de grandes dimensions. Les matériaux qui composent ces « overhangs » sont essentiellement du sel triasique, auquel s'ajoutent des

éléments « étrangers » arrachés aux terrains sus-jacents (Jurassique, Crétacé) ou sous-jacents (Paléozoïque, croûte continentale, ou plus profonds s'il y a exhumation du manteau)! La présence de lherzolites au sein du Trias entourant la structure de Roquiague pourrait ainsi indiquer qu'à l'Albien le Trias reposait directement sur un manteau exhumé !

Types de structures du bassin

Dès l'Albien plusieurs types de structures coexistent dans le bassin : blocs faillés en extension (contrôlés par des failles listriques) en amont du système gravitaire, rafts en translation dans la partie centrale et le cas échéant structures compressives à la partie distale du système (vers le centre du bassin). Des hydrocarbures ont pu y être piégés. Les diapirs et rides de sel sont très actifs et produisent des « overhangs » (parties centrale et distale du système gravitaire) ou commencent à collapser vers l'aval. Des hétérogénéités mécaniques majeures sont donc présentes au sein du bassin : niveaux rigides discontinus, niveaux ductiles (sel triasique) très présents (ou épuisés !), décollements potentiels à la base des « overhangs ».

C'est sur un tel dispositif que le raccourcissement s'applique dès le Crétacé supérieur. Les structures résultantes sont très variées et complexes: chevauchements (Ste Suzanne au Nord du bassin de Mauléon), écaillages (Saucède, Ledeuix), plis à flancs verticaux (Belair, Bellevue) en fonction de la présence ou absence du Trias salifère, collapses des diapirs ou rides de sel, remobilisation des « overhangs » (Roquiague, Sorde...).

La plupart des transects régionaux construits et/ou publiés sur la Zone Nord Pyrénéenne rendent assez mal compte de cette complexité : les niveaux profonds (Trias et Jurassique en particulier) y sont le plus continus (sauf aux endroits où leur absence est formellement prouvée : forages de la ride de Grand Rieu par exemple).

J1-2. Le Lichançumendy (J. Canérot)

La marge ibérique du bassin de Mauléon et le diapir éocrétacé

Etabli sur la bordure méridionale du bassin de Mauléon, entre le fossé de Tardets et le massif d'Igountze, le chaînon du Lichançumendy présente une structure anticlinale moulée sur un ancien diapir crevé en son cœur jusqu'au Trias moyen. L'ensemble chevauche vers le sud le massif d'Igountze par l'intermédiaire de la faille de Licq-Atherey (figures J1-2.1 et J1-2.2).

Cette unité appartient à la marge sud, ibérique, du fossé albien. Sur sa bordure méridionale, le remarquable passage latéral, des marnes noires à spicules à la plate-forme carbonatée (Haux) puis aux poudingues de Mendibelza plus méridionaux (Etchebar), attestant ainsi de l'une des étapes précoces de l'élargissement du bassin en direction du sud.

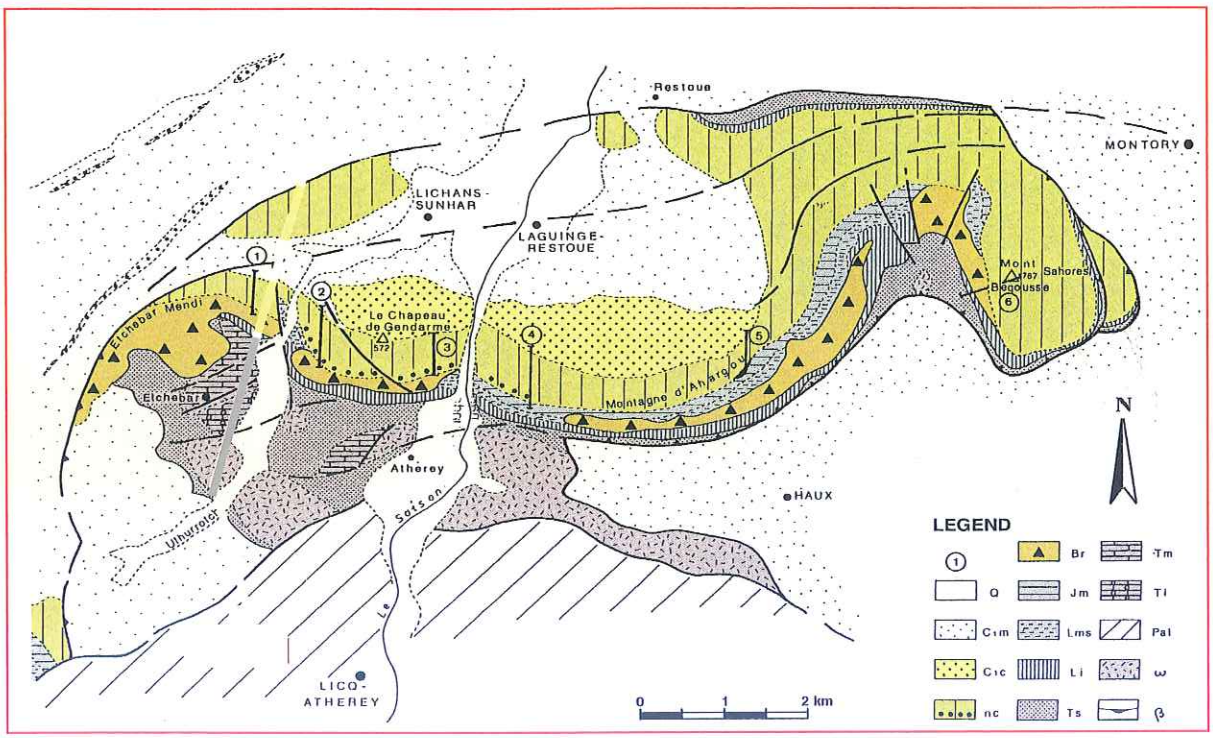


Figure J1-2.1. Carte géologique schématique du chaînon du Lichançumendy. Q : Quaternaire ; C1m : Albien (marnes à spicules) ; Cic : Albien (mudmounds) ; nc : Clansayésien incluant les poudingues d'Arhansus ; Br : brèches d'Etchebar (Crétacé inférieur) ; Jm : Dogger (Aalénien-Bajocien) ; Lms : Lias moyen et supérieur ; Li : Lias inférieur ; Ts : Trias supérieur ; Tm : Trias moyen ; Ti : Trias inférieur ; Pal : Paléozoïque ; ω : ophite ; βargiles bauxitiques.

Ce site géologique est célèbre pour ses accumulations bréchiques (les brèches du Lichançumendy des auteurs) qui courent sur les pentes méridionales des reliefs d'Etchebarmendy, du Chapeau de Gendarme et de la Montagne d'Agargou, ainsi que pour sa complexité tectonique.

Bref historique

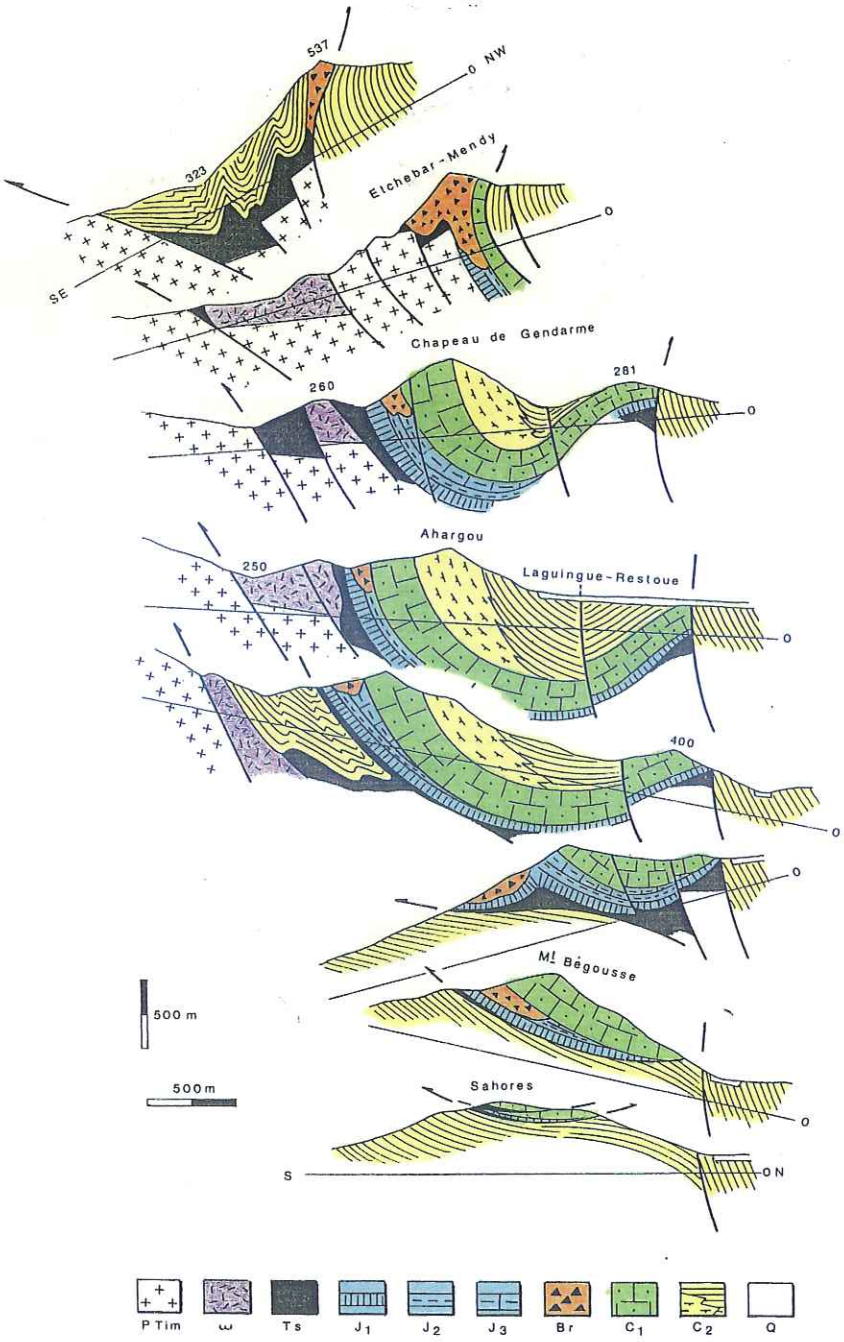
Au cours des 50 dernières années, des interprétations stratigraphiques, structurales et géodynamiques très diverses ont été proposées :

-pourJ.-D. Guignard (1957) qui présente la première cartographie précise du chaînon, les brèches du Lichançumendy sont sédimentaires et liasiques. Cette interprétations est reprise par les géologues de la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine.

- B. Peybernès et P.-J. Combes (1987) considèrent que les brèches du Lychançumendy affectent les calcaires du Dogger découpés en multiples panneaux faillés et sont à mettre en relation avec une phase de karstification-bauxitisation dans l'intervalle kimméridgien-barrémien. Elles sont distinctes des brèches d'Arhansus, sus-jacentes, marines et d'âge aptien.

- M. Hogrel-Made (1988) interprète les brèches du Lichançumendy comme brèches d'écroulement synsédimentaire au cours du Lias et du Dogger. Les poudingues du Lichançumendy (brèches d'Arhansus) situés à la base de l'Aptien, drapent et fossilisent la structuration jurassique englobant les brèches. Après J. Delfaud, cet auteur pense que la structuration clansayésienne fait intervenir des phénomènes halo-karstiques (soutirages avec dissolution du sel et effondrements sous-marins) permettant d'expliquer les importantes

variations d'épaisseur constatées aux extrémités du relief (Haux et Etchebar). Le chaînon du Lichançumendy est considéré comme une klippe sédimentaire emballée dans les marnes à spicules de l'Albien.



P. Tim : Paléozoïque + Trias inférieur et moyen ; ω : ophite ; Ts : Trias supérieur ; J1 : Lias inférieur ; J2 : Lias moyen et supérieur ; J3 : Dogger ; Br : Aptien - Brèche d'Etchbar ; C1 : Clansayésien ; C2 : Albien (mud-mounds et marnes ; Q : Quaternaire.

Figure J1-2.2 : coupes sériées dans le chaînon du Lichançumendy (J. Canérot, 1988).

- J. Canérot (1988) définit les « brèches d'Etchebar » comme des brèches de collapse, liées à la mise en place, au Crétacé inférieur, du diapir perçant du Lichançumendy. Avec J.-L. Lenoble (1989) il établit ensuite que le chaînon est bien en place et non en klippe. Les marnes albiennes de Haux et d'Uthurrotche recouvrent en effet le Trias dans le cœur évidé du diapir.

- B. Peybernès, M.-J. Wallez-Fondecave et P.-J. Combes (2002) intègrent les brèches d'Etchebar dans leur cortège de brèches marines sélandiennes emplissant le sillon sous-marin qui, à cette époque paléocène, travers d'Est en Ouest, du Languedoc au Pays Basque, le bourrelet montagneux né de la compression pyrénéenne fini-crétacée. Les brèches, dont l'épaisseur ne dépasse pas 10 mètres, reposent en discordance angulaire nette sur les formations mésozoïques antérieurement bréchifiées et karstifiées. Leurs relations avec les « brèches d'Arhansus », topographiquement plus hautes, ne sont pas « claires ». Leur matrice contient une abondante microfaune de Globigérinidés, en particulier dans des filons sédimentaires carbonatés et oolithiques (Lichançumendy).

- enfin récemment, M. Bilotte et J. Canérot (2009) rappellent que les brèches d'Etchebar ne peuvent, conformément à l'interprétation de J. Canérot, appartenir au Sélandien, vu qu'elles se trouvent surmontées par le Clansayésien. De plus, les microfossiles pélagiques décrits par M.-J. Wallez-Fondecave présentent de réelles affinités avec ceux qui sont représentatifs de l'intervalle campano-maastrichtien des Pyrénées. Dès lors les auteurs posent la délicate question de l'origine de ces microfaunes malencontreusement « égarées » dans ce chaînon béarnais où les terrains les plus récents appartiennent à l'Albien inférieur (marnes de Haux) !

Cette question de l'âge des brèches dites « sélandiennes » sera évoquée en détail dans l'arrêt suivant, sur les collines de Bosmendiette (J1-3).

La coupe du Chapeau de Gendarme

Sur le versant méridional du Chapeau de Gendarme, la série du flanc nord du pli présente successivement, de bas en haut et du sud au nord, sur 250 mètres environ (figure J1-2.3), : les calcaires du Muschelkalk, les argiles ophitiques du Keuper, les calcaires et marnes du Lias, les calcaires du Dogger (Bajocien) puis, au-dessus d'une surface localement soulignée par des argiles bauxitiques, des conglomérats suivis de grès puis de silts, de marnes et de calcaires récifaux attribués à l'Aptien terminal (Clansayésien).

La série aptienne s'y organise en une séquence génétique révélant, au-dessus de son conglomérat de base (bas niveau marin ?) et d'une surface de transgression (figure J1-2.4):

- les grès, silts et marnes noires (strato-décroissance) de son intervalle transgressif (IT=TST);
- une surface de condensation à nodules phosphatés (SC) ;
- les marnes et marno-calcaires à microsolénidés, suivis de calcaires récifaux à polypiers coniques isolés (strato-croissance) son prisme de haut niveau (PHNM=HST.

Une surface d'érosion visible en bordure de route, sur la rive gauche du Saison, révèle la discontinuité sommitale (D2) qui sépare la séquence du Chapeau de Gendarme du mudmound à Microsolénidés appartenant à la séquence albienne qui suit.

L'observation de plusieurs coupes réparties d'est en ouest, sur les chaînons de Bégousse, d'Ahargou, du Chapeau de Gendarme et d'Etchebarmendy (figure J1.2-5) révèle l'évolution latérale de la sédimentation (aggradation vers l'est et progradation vers l'ouest).

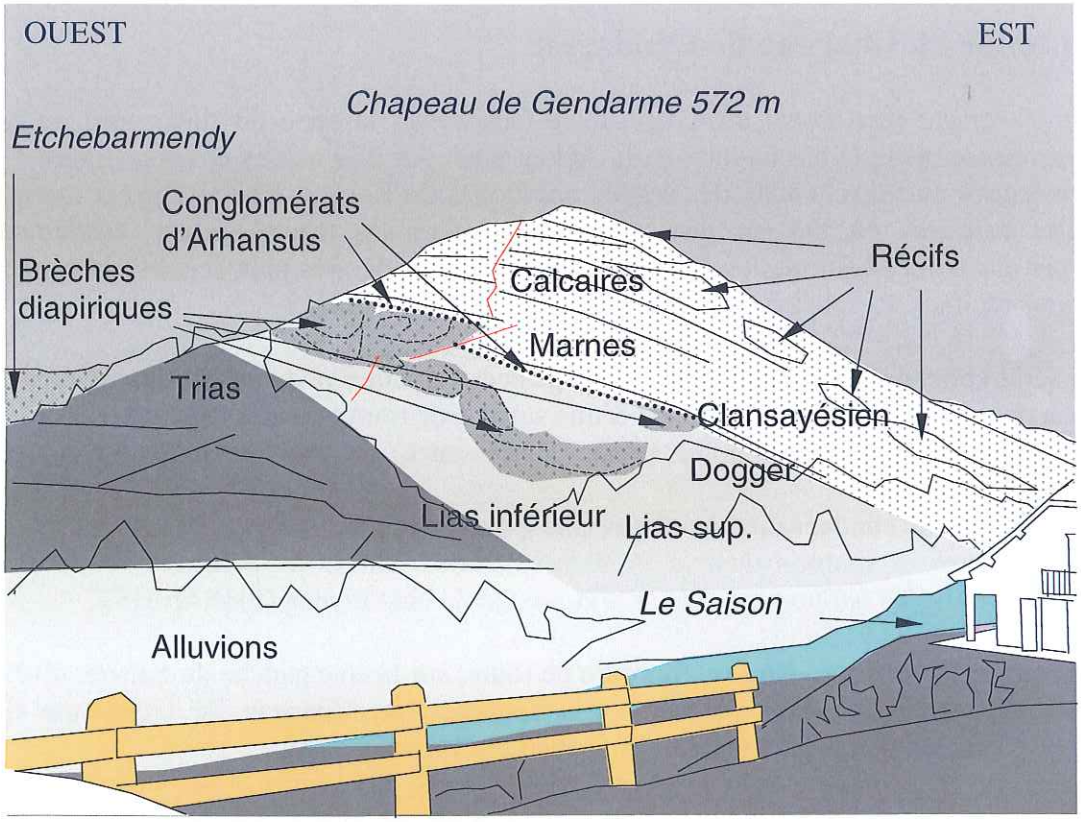


Figure J1-2.3. Le versant sud du Chapeau de Gendarme, vu depuis le chemin de Borthiri-Borde.

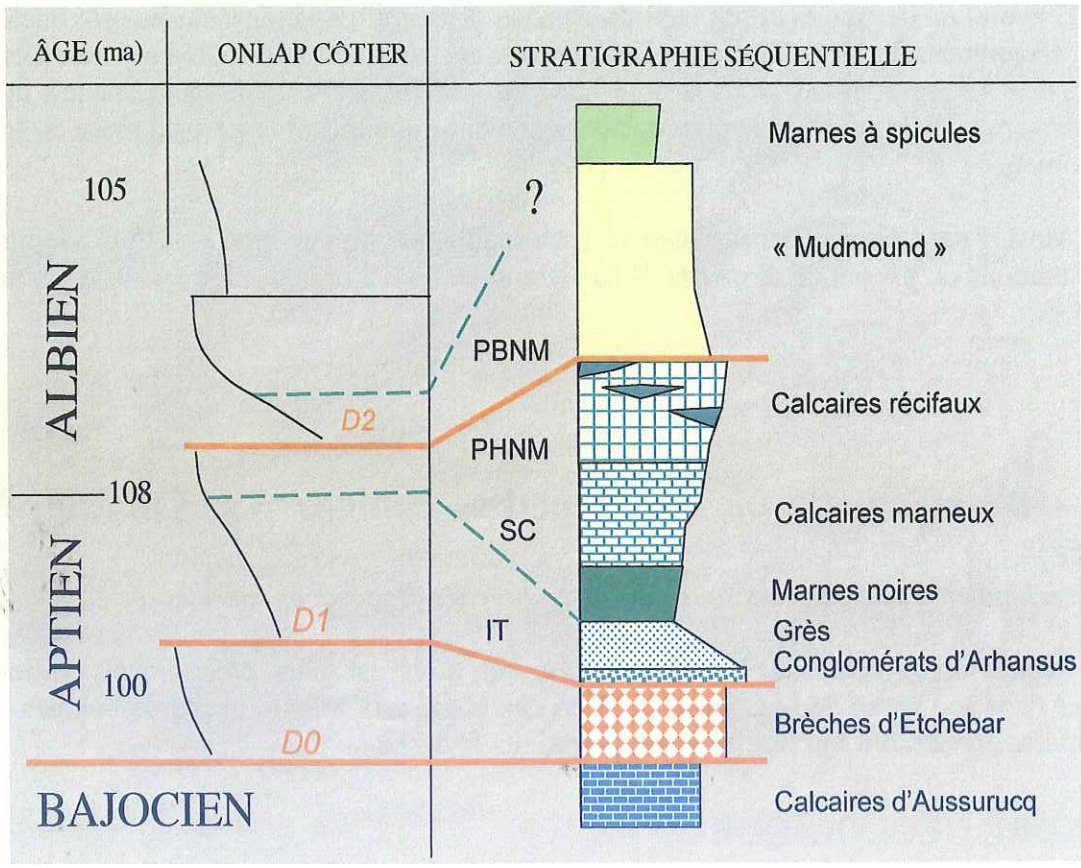


Figure J1-2.4. La séquence clansayésienne du Chapeau de Gendarme (d'après J. Canérot, 1988).

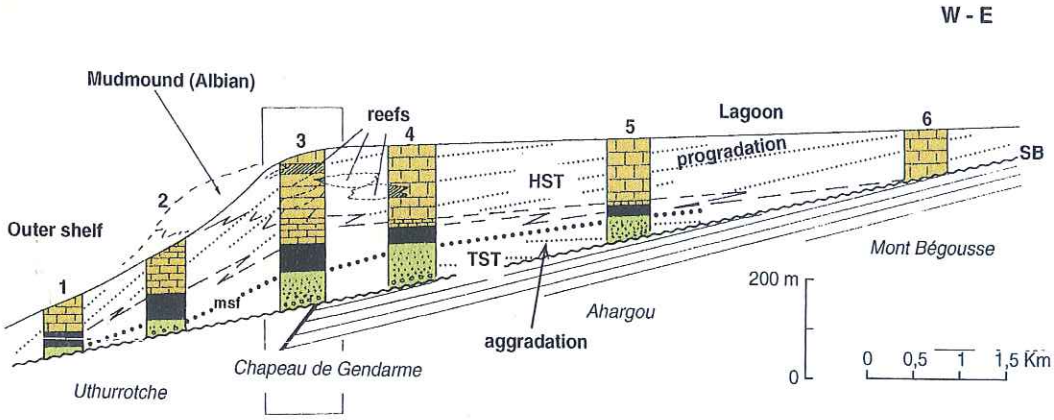


Figure J1-2.5. Essai de corrélation des coupes de la séquence clansayésienne à travers le chaînon du Lichançumendy (J. Canérot, 1988).

L'évolution des faciès et des environnements de dépôt (de la plate-forme proximale au bassin), témoignent du basculement synsédimentaire du bloc du Lichançumendy vers l'ouest au cours de l'Aptien terminal. Nous verrons que c'est précisément à ce moment-là que s'opère régionalement la dislocation de la plate-forme urgonienne annonçant la mise en place du fossé flysch albien.

Ainsi, l'exemple du Clansayésien du Lichançumendy illustre bien les effets conjugués des fluctuations du niveau de la mer et de la tectonique dans l'organisation spatio-temporelle des dépôts.

J1-3 – Bosmendiette ou "les 5 petites collines" (J. Canérot, M. Bilotte)

Brèches sélandiennes de canyons sous-marins ou brèches diapiriques éocrétacées ?

Venant après celui du Lichançumendy, cet arrêt est plus précisément destiné à présenter dans son cadre géologique local, l'un des nombreux affleurements de brèches qui, ces dernières années, ont fait l'objet d'interprétations diverses.

LE CADRE GEOLOGIQUE

Les collines de Bosmendiette sont modelées dans une série de roches sédimentaires s'échelonnant du Trais à l'Albien. Cette série occupe, avec un pendage de 45° vers le nord, le flanc méridional du synclinal de Lapoura. Au sud, elle bute par faille contre le bâti hercynien et mésozoïque du massif d'Igountze. Au nord s'étale le flanc septentrional du synclinal impliqué en réalité dans les structures complexes du massif des Arbailles.

Dans le prolongement occidental des collines de Bosmendiette se développe le plateau de Beloscare abritant une spectaculaire structure diapirique éocrétacée. C'est au sein de la série jurassico-crétacée qu'apparaissent, notamment le long de la piste de Lacarry, les brèches faisant l'objet de l'analyse ci-après.

LA QUESTION DES BRECHES DE BOSMENDIETTE

Rappel des faits

Dans cette partie des Pyrénées occidentales, les brèches de Bosmendiette (figure J1-3.1) ont été jusqu'au début des années 2000, rattachées à la formation des « brèches d'Etchebar » et considérées comme d'origine diapirique et d'âge éocrétacé. Cette interprétation se fondait en particulier sur leur localisation à proximité voire au contact du Trias évaporitique, sur leur disposition en amas désordonnés emplissant des paléo-dépressions, sur leur organisation interne évoquant l'effondrement (ou « collapse »), *in situ*, au droit des têtes de diapirs, de la plate-forme carbonatée du Mésozoïque, sur l'âge exclusivement triasique, jurassique et crétacé inférieur des éléments repris et sur leur position systématique au-dessous d'un Albo-Aptien transgressif et discordant. Enfin, ces brèches ne

montraient aucune trace d'éléments provenant soit du socle hercynien soit d'une couverture néocrétacée et tertiaire.

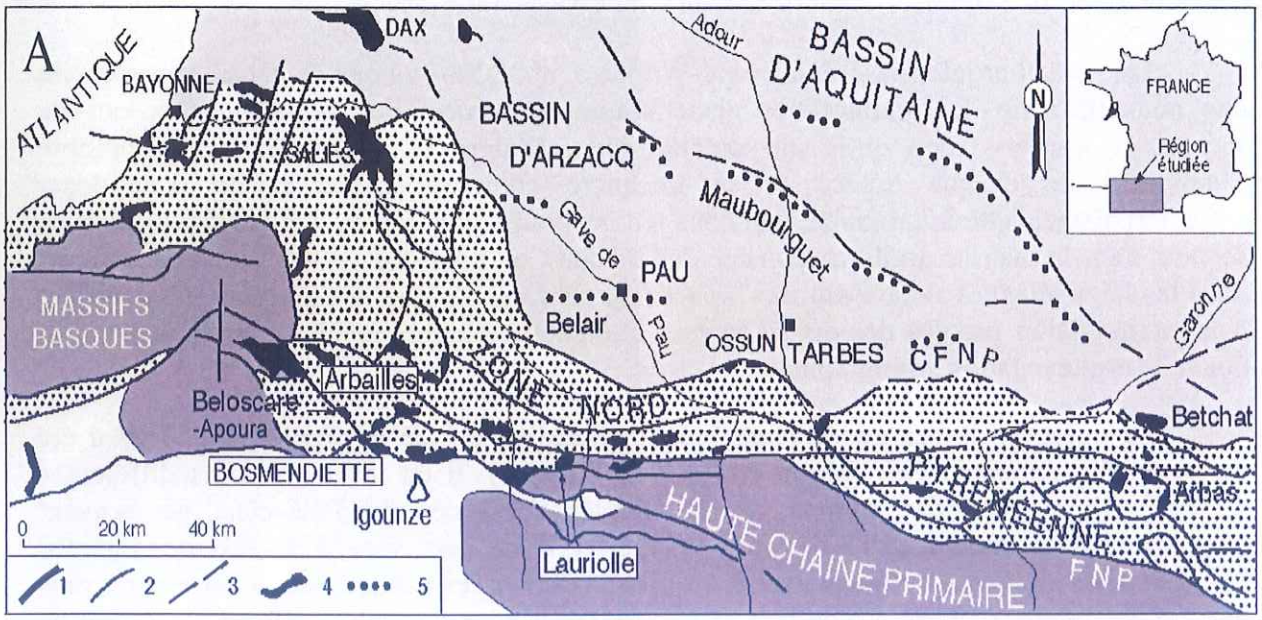


Figure J1-3.1 : Localisation géologique des brèches de Bosmendiette (1 : failles majeures ; 2 : failles secondaires ; 3 : failles profondes ; 4 : diapirs triasiques perçants ; 5 : rides anticlinales d'Aquitaine).

Cette interprétation a été remise en cause par Peybernès et al. (2002) pour qui, les brèches d'Etchebar se seraient élaborées au Sélandien (Paléocène) dans des canyons sous-marins creusés au sein d'un sillon fortement subsident, le Sillon Paléocène Pyrénéen (SPP). Ce basin, étroit et profond de plusieurs centaines de mètres, établi au voisinage de la Faille Nord-Pyrénéenne, s'étendrait de l'Atlantique à la Méditerranée. Les matériaux assurant son comblement reposeraient en discordance angulaire sur les terrains plissés du Mésozoïque, ce qui signerait un effondrement drastique, consécutif d'une phase tectorogénique plicative fini-crétacée à paléocène.

A Bosmendiette, l'âge Sélandien des brèches, serait prouvé par la découverte d'une riche microfaune pélagique (11 genres et espèces différents, dont des « Globigérinidés dano-sélandien dégagés... ») présente dans une « matrice plus ou moins argileuse, parfois microrythmée (rappellant certaines hémipélagites) » et visible en divers points de la coupe-type de la piste de Lacarry ou à ses abords.

Un réexamen du site de Bosmendiette a été effectué par Canérot et al. (2004) ; un nouvel échantillonnage des faciès réputés « très fossilifères » a livré des résultats totalement discordants de ceux présentés par Peybernès et al. (2002), à savoir : d'un point de vue micropaléontologique, les brèches se sont révélées pratiquement azoïques, exception faite de quelques radiolaires et de quelques foraminifères benthiques non significatifs à leur sommet ; d'un point de vue sédimentologique, elles « résultent en réalité de la destruction de boucles de slumps affectant l'infralias. Recouvertes en onlap par des calcaires et marnes

de l'Albo-Aptien, elles traduisent, ... l'effondrement par collapse et le glissement vers le nord, en milieu marin graduellement ouvert, de la plate-forme jurassique, lors de la mise en place du diapir de Beloscare-Apoura, au cours du Crétacé inférieur. »

Un nouvel article (M.-J Fondecave-Wallez et al., 2006) relance le débat en présentant une nouvelle série de foraminifères planctoniques provenant des brèches paléocènes du secteur de Tardets. Bien qu'il soit précisé que « Malgré sa relative rareté en nombre d'individus de chaque espèce et sa médiocre conservation en raison d'un léger métamorphisme, cette microfaune, que nous tenons pour significative, a été identifiée tant en section, dans la matrice argilo-carbonatée des brèches, qu'en « dégagé » (résidus de lavages) dans les hémipélagites microrythmées ... » ce ne sont encore que des sections subaxiales et leur interprétation par des dessins au traits d'une exactitude très relative, qui constituent la nouvelle argumentation stratigraphique.

La question de ces microfaunes « dano-sélandienne » de la région de Tardets a été reprise tout récemment (M. Bilotte et J. Canérot, 2009). Il en résulte que les différentes sections (14/16) données comme caractéristiques d'espèces du Paléocène ne peuvent prétendre à un tel statut (fig. J1-3.2A et B) ; en effet, d'une part, aucune des sections figurées ne présente la moindre similitude avec le profil de ces espèces paléocènes ; d'autre part, plus des 2/3 des sections figurées montrent nettement l'existence de carènes (1 ou 2), ce que ne possèdent jamais les espèces du Paléocène. A *contrario*, ces sections présentent de très nombreuses similitudes avec des globotruncanidés du Crétacé supérieur, similitudes confortées par la citation par les auteurs eux-mêmes de deux espèces du Campanien-Maastrichtien. Au final, hormis deux sections indéterminables, 87% du matériel micropaléontologique présenté comme caractéristique du Paléocène, peut objectivement être rattaché à des espèces du Crétacé supérieur, plus précisément du Campanien-Maastrichtien, si l'on fait abstraction de leurs dimensions trop réduites pour des formes de cet âge.

En conséquence de quoi, les brèches de type « Etchebar » du secteur de Tardets, dont celles de Bosmendiette, ne peuvent être rattachées ni au Crétacé supérieur, puisque surmontées en onlap par les calcaires et les marnes de l'Albo-Aptien, ni au Sélandien puisqu'aucun des arguments micropaléontologiques avancés n'est recevable. Rien ne s'oppose donc à leur rattachement aux brèches diapiriques du Crétacé inférieur. Au delà de ce constat nous pouvons légitimement nous interroger sur la provenance réelle de ce matériel Crétacé supérieur « malencontreusement égaré » dans les chaînons nord-pyrénéens du secteur de Tardets où les formations portées à l'affleurement appartiennent en réalité au Trias, au Jurassique et au Crétacé inférieur.

Figures J1-3.2A et 2B (pages suivantes): Figure synoptique permettant la comparaison entre : a/ les sections en plaque mince (colonne 1), les dessins (colonne 2) et les attributions des Globigerincea des brèches paléocènes du secteur de Tardets (Fondecave-Wallez et al., 2006) aux espèces de l'atlas de Olsson & al. (2000) (colonne 3) ; b/ les sections et vues externes de Globotruncanidae du Crétacé supérieur (colonne 4) [empruntées aux travaux de Pessagno (1967), Postuma (1971), Robaszynski et al. (1984) et proposée comme pouvant correspondre aux organismes de la colonne 1 (M. Bilotte et J. Canérot, 2009).

3	2	1	4
Ces mêmes espèces d'après Olsson et al. 2000	Les foraminifères paléocènes des brèches de Tardets selon Fondecave-Wallez *et al.* 2006		Propositions formulées dans ce travail
	1 Igorina albeari		Rosita plicata
40 um	2 Igorina pusilla	2	Globotruncanita stuarti
100 um Praemurica inconstans	3 P cf. inconstans	3	?
	4 Subbotina triloculinoides		Archaeoglobigerina blowi
100 um	5 Morozovella apanthesma	5	Globotruncanita stuartiformis
	6 Igorina albeari	6	Rosita plicata
50 um Globanomalina imitata	7 G. aff. imitata	7	Rosita plicata
100 um Morozovella angulata	8 M. gr. angula	8a	Globotruncana falsostuarti

Figure J1-3.2A

	8b C. contusa	8b	Contusotruncana contusa
40 um	9 Igorina pusilla	9	Globotruncanita stuarti
100 um	10 Praemurica inconstans	10	?
	11 Morozovella angulata	11	Globotruncanita angulata
	12 Globanomalina compressa	12	Abathomphalus intermedius
	13 Eoglobigerina spiralis	13	Gansserina wiendenmayeri
	14 Igorina tadjikistanensis	14	Gansserina wiendenmayeri
	15 Globotruncanella petaloidea	15	Globotruncanella petaloidea

Figure J1-3.2B

Les affleurements de la piste de Lacarry

La piste de Lacarry recoupe la colline cotée 996m sur son flanc NW ; elle permet l'observation du SW vers le NE de la succession suivante (fig. J1-3.3A & J1-3.4): Au SW, la série infra-liasique épaisse d'environ 70m montre un pendage général variant de 10 à 45°

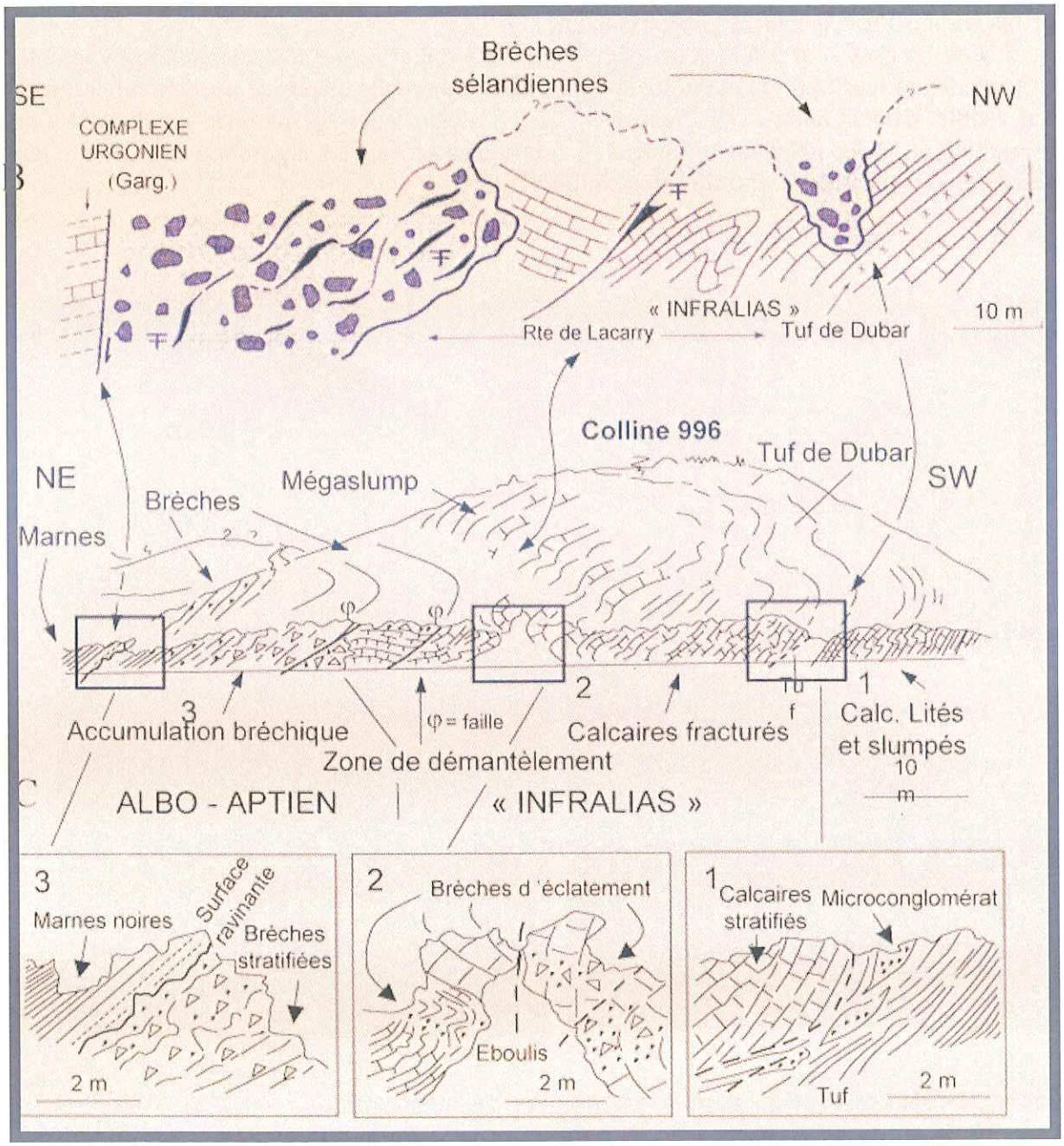


Fig. J1-3.3 . Les interprétations divergentes de la succession stratigraphique le long de la route de Lacarry selon (A) J. Canérot et al. (2004) et (B) B. Peybernès et al. (2002).

vers le nord ; elle se compose de calcaires lités affectés de plis disharmoniques correspondant aux diverses boucles frontales d' un « mégaslump » et traduisant un glissement relatif de cette masse calcaire vers le nord ; elle admet dans son tiers inférieur la

présence, sous la forme de microconglomérats, d'une formation volcano-sédimentaire connue comme « tuf de Dubar ». Au dessus, la série carbonatée montre une augmentation de l'épaisseur des bancs et l'apparition dans les têtes de boucles des slumps de phénomènes de bréchification sous l'action conjuguée de la tectonique et de phénomènes hydrothermaux (brèche d'éclatement hydraulique). Par la suite, la formation brèchique prend de plus en plus d'ampleur, devenant exclusive ; les brèches, stratifiées et organisées de manière grano- et strato-décroissante, remanient leur substratum infraliasique carbonaté en éléments anguleux, parfois enrobé d'une gangue argileuse souvent

Ces brèches sont à leur tour recouvertes en « onlap » par les calcaires urgo-aptiens qui précédent à leur tour les marnes à spicules de l'Albien. Ce dispositif est particulièrement bien visible dans la butte 1147 (figures J1-3.4 et J1-3.5), relief qui succède vers l'ouest à la colline 996 et où les calcaires urgoniens à orbitolines et rudistes reposent à la fois sur les brèches et sur leur substrat infraliasique slumpé.

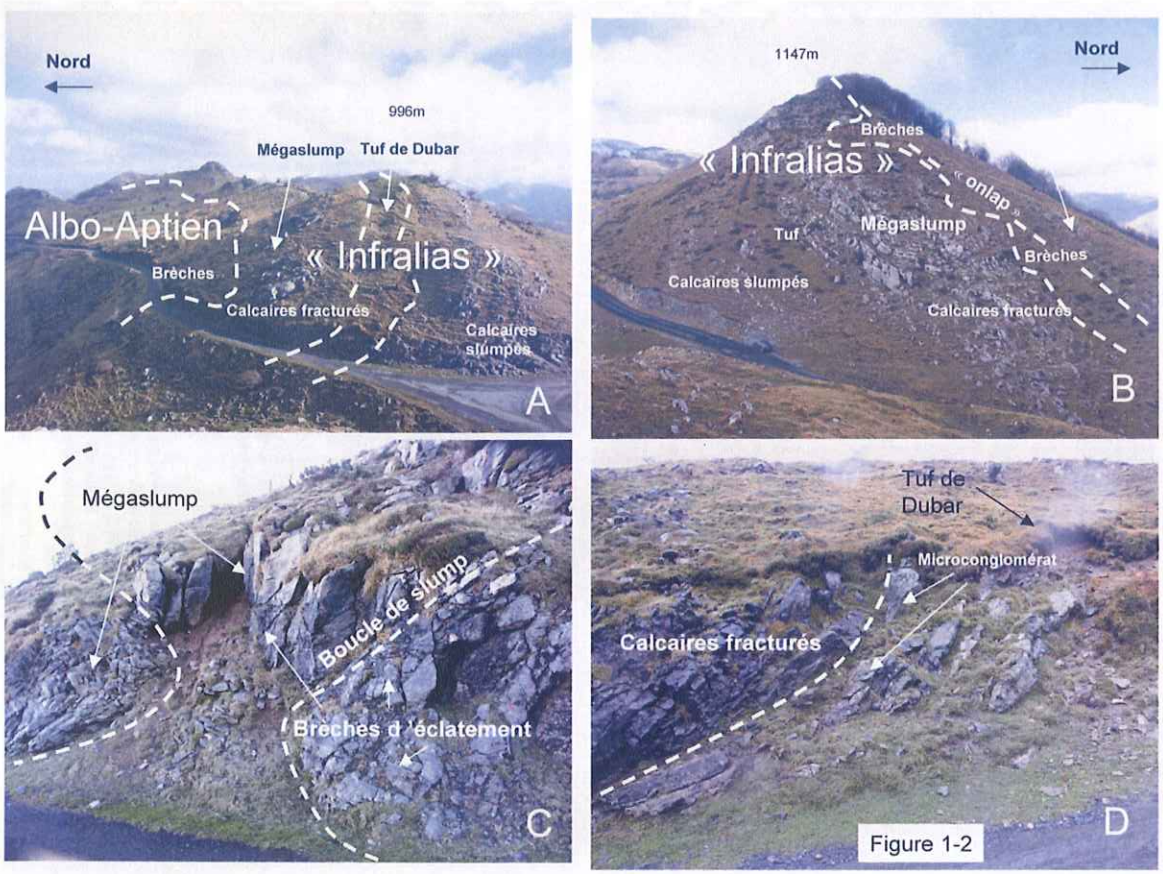


Figure J1-3.4. Les brèches dans le paysage de Bosmendiette. A : vue d'ensemble de la coupe de la route de Lacarry ; B : vue panoramique de la colline 1147 ; C : détail du mégaslump visible dans le talus de la route de Lacarry ; D : détail de la série de l'infralias ; les microconglomérats associés au sommet du « tuf de Dubar » ont été interprétés comme « brèche sélandienne » par Peybernès & al. (2002).

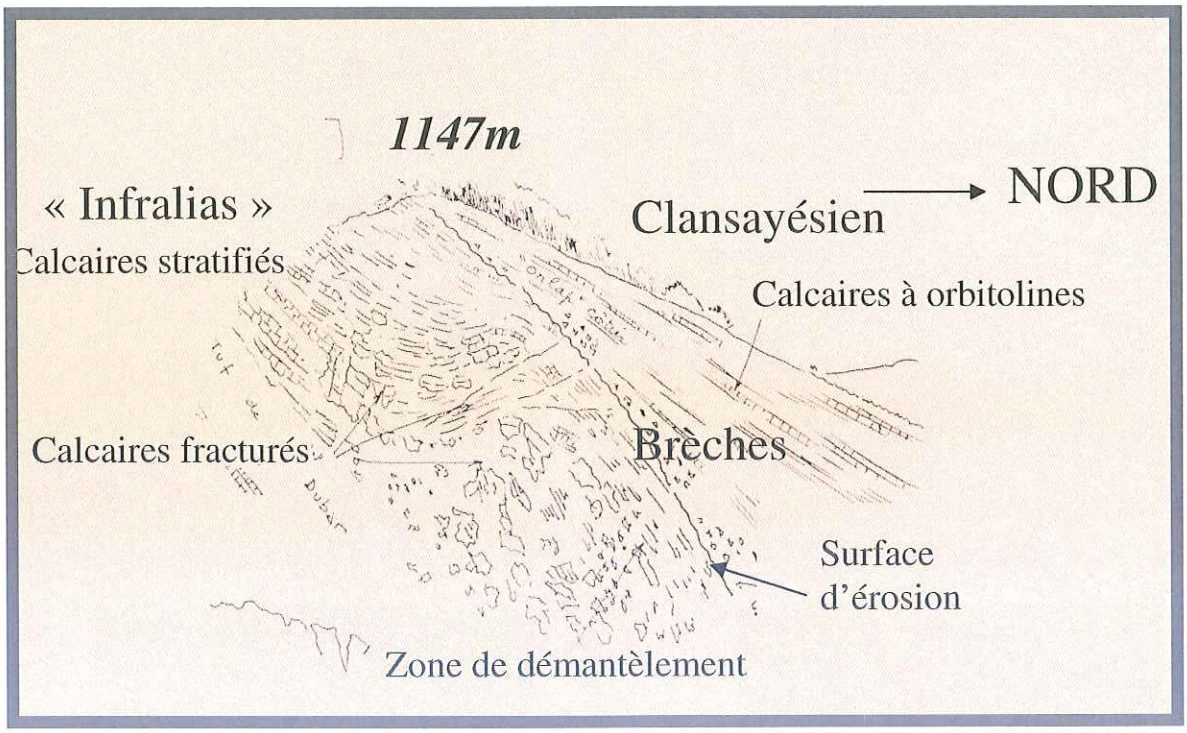


Figure J1-3.5. Panorama du sommet 1147 (ouest de Bosmendiette) montrant la position des « brèches de Bosmendiette entre « Infralias calcaire et Clansayésien calcaréo-marneux.

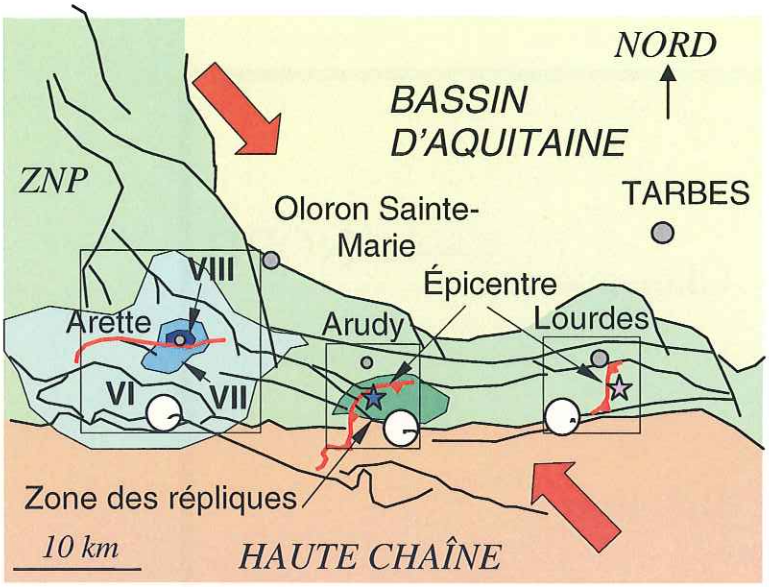
Ces observations contredisent l'interprétation de Peybernès et al., (2002) pour qui les différents faciès de resédimentations observés , microconglomérats des tufs de Dubar et brèches, en contact par faille avec l'urgonien nord-oriental et discordants, « par l'intermédiaire d'une surface fortement ravinante » , sur le substratum infra-liasique (fig. J3-3B), sont interprétés comme des dépôts du Paléocène accumulés au fond d'un canyon sous-marin où elles sont associées à des hémipélagites. Ces dépôts participant du vaste Silllon Paléocène Pyrénéen.

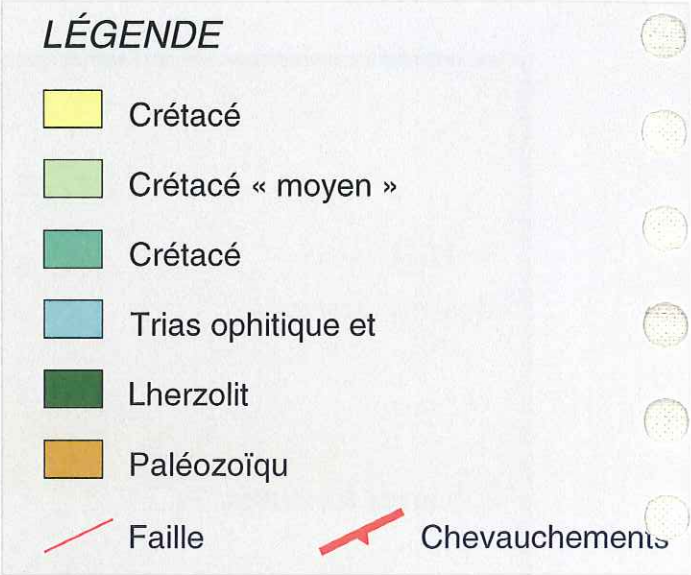
La réalité est tout autre puisque les brèches de Bosmendiette, distinctes des microbrèches infraliasiques du tuf de Dubar, résultent de l'éclatement de boucles de slumps élaborés lors de la phase éocrétacée de « collapse » de la couverture jurassique, érodée jusqu'à l'infralias au droit du diapir de Béloscare-Apoura, puis du remaniement in situ des éléments ainsi libérés, lors de transgression aptienne.

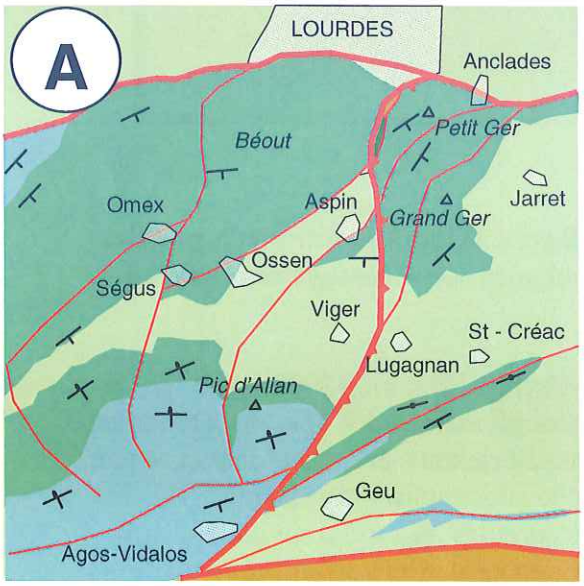
J1 - 4 – Arette (J. Canérot)

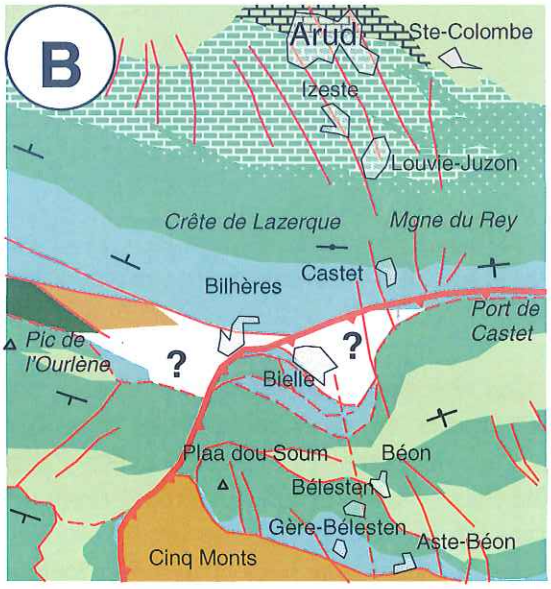
LA SEISMICITE RECENTE DES PYRENEES OCCIDENTALES

Dans la nuit du dimanche 13 août 1967 la terre se mit à trembler (séisme de magnitude









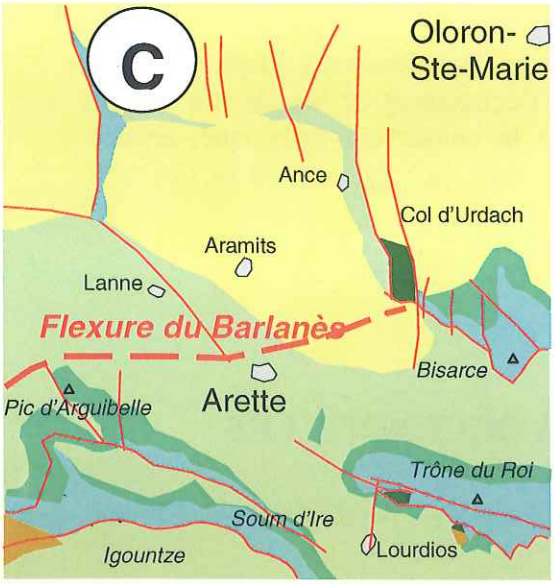


Figure J1-4.1 Cartes structurales montrant les relations possibles entre tremblements de terre récents et failles ou chevauchements transverses, SW - NE (traits forts en rouge), dans les Pyrénées occidentales. Exemples des séismes de Lourdes (A - novembre 2006), Arudy (B - février 1980) et Arette (C - août 1967).
ZNP: Zone Nord-Pyrénéenne. VI: intensité relative (degré de destruction). Données sismiques pour Arudy et Arette, d'après A. Souriau et M. Sylvander (2004).

5,5) provoquant la mort d'une personne au village d'Arette et des dégats importants dans tout ce secteur du Barétous. Le village fut détruit à 80 %. Les bourgades voisines de Lannes, Montory et Haux furent également profondément affectées. L'épicentre se situait aux abords du pic d'Arguibelle. Il n'a pas été possible de préciser la profondeur de l'épicentre, situé entre 3 et 20 km (A. Souriau et M. Sylvander, 2004 ; A. Souriau et al., 2008).

En revanche, l'interprétation géologique de ce séisme a, d'une manière très générale conduit à considérer une étroite relation probable avec la Faille Nord-Pyrénéenne. Or, les données cartographiques disponibles témoignent, comme nous l'avons souligné à propos du bassin de Bedous, de l'absence d'un tel accident en Béarn.

Une relation probable avec la flexure transverse du Barlanès a été récemment évoquée (figure J1-4.1). Les tremblements de terre des Pyrénées occidentales ont ainsi été interprétés en faisant intervenir, non des failles directionnelles par rapport aux Pyrénées mais des accidents transverses, SW-NE :

- flexure du Barlanès pour le séisme d'Arette (août 1970)
- faille d'Ossau pour le séisme d'Arudy (février 1980 ;
- faille de Lugagnan pour le séisme de Lourdes (novembre 2006).

Le jeu de ces accidents semble compatible avec une compression régionale SE-NW générée par le déplacement relatif de la plaque africaine vers le nord ouest par rapport à son homologue européenne qui jouerait le rôle de butoir (J. Canérot, 2008).

III - DEUXIEME JOURNEE

Gurmençon – Bedous – Sarrance – Le Bénou – Arudy – Ste-Colome – Courrèges – Gurmençon (90 km).

L'objectif de cette deuxième journée est la présentation des séries qui, dans les vallées d'Aspe et d'Ossau, précèdent, accompagnent et suivent la période de création du bassin de Mauléon à l'Albien. Seront également évoqués les question d'intérêt plus général qui touchent à la structure des Pyrénées occidentales et en particulier aux relations entre Europe et Ibérie.

J2-1 - Lees-Athas (J. Canérot)

La route dégagée entre les bourgs de Lees et d'Athas offre une vue (presque) panoramique de l'ensemble du « bassin de Bedous ». On peut ainsi aborder les nombreux problèmes qui s'attachent à l'évolution des séries crétacées dans l'extrémité méridionale du bassin de Mauléon, à l'articulation avec la Haute Chaîne Primaire, à l'organisation des structures observables dans cette dépression bordière et dans un cadre élargi, au style tectonique des chaînons béarnais. Peuvent également être considérées les relations entre « Zone Nord-Pyrénéenne » et « Haute Chaîne » et par voie de conséquence la grande question de la réalité de la « Faille Transformante Nord-Pyrénéenne » dans les Pyrénées occidentales.

LE « BASSIN DE BEDOUS »

Le « bassin de Bedous » est une étroite (2-3 km) gouttière qui s'allonge d'est en ouest entre les reliefs de la Haute Chaîne (pics Oueillarisse et Arapoup) et ceux, « nord-pyrénéens » de l'Ourdinse et du Layens qui le bordent respectivement au sud et au nord. Il est barré à l'est par les crêtes de la Marère et du pic de Bergon (figure J2-1.1). On peut en voir un prolongement occidental dans les massifs d'Igountze et de Mendibelza.

L'organisation structurale des terrains portés à l'affleurement y apparaît extrêmement complexe (figures J2-1.2 à 4):

- à l'est, le massif paléozoïque (Dévonien et Carbonifère) du Bois de la Traillère et son revêtement gréseux permo-triasique s'ennoient progressivement vers l'ouest, à l'approche de la vallée d'Aspe, sous leur couverture jurassico-crétacée (Lias à Clansayésien) décollée sur le Trias plastique (pic de Bergon) et ophitique (col d'Iseye). Cette unité chevauche vers le sud est le Crétacé supérieur constituant soit la couverture discordante des terrains paléozoïques de la Haute Chaîne (pic Permayou), soit celle de l'unité plus orientale du Cinq Monts. Elle est à rattacher au complexe des plis couchés des Eaux Chaudes.

Figure J2-1.1. Les pics de Bergon (2148m, à gauche) et de la Marère (2221m, à droite) dominent à l'est le « bassin de Bedous ». Ces sommets sont modelés dans les calcaires, dolomies et marnes du Lias, du Dogger et du Crétacé inférieur (Gargasien - Clansayésien).

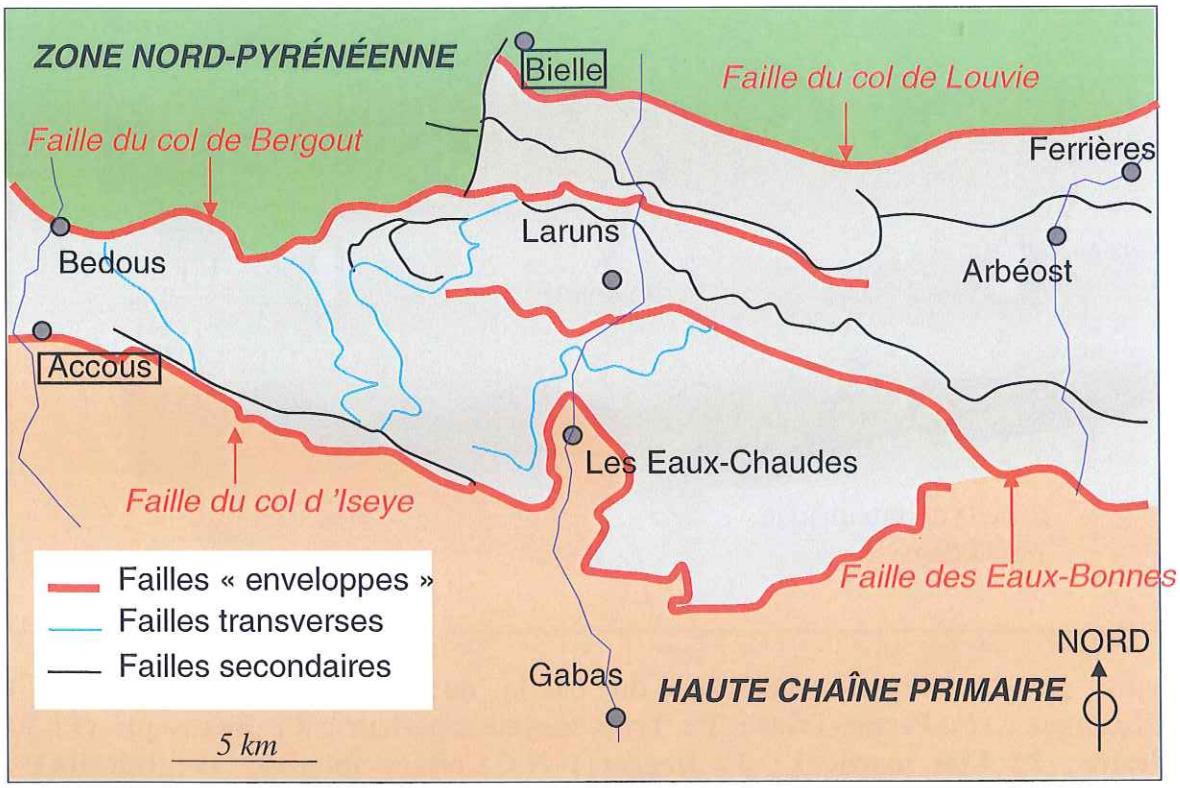


Figure J2-1.2. Failles en relais dans le « couloir de décrochement de Bielle-Accous » (Pyrénées occidentales). La carte montre l'absence de Faille Nord-Pyrénéenne unique à l'articulation (en gris) entre Zone Nord-Pyrénéenne et Haute Chaîne (d'après J. Canérot et al. 2001).

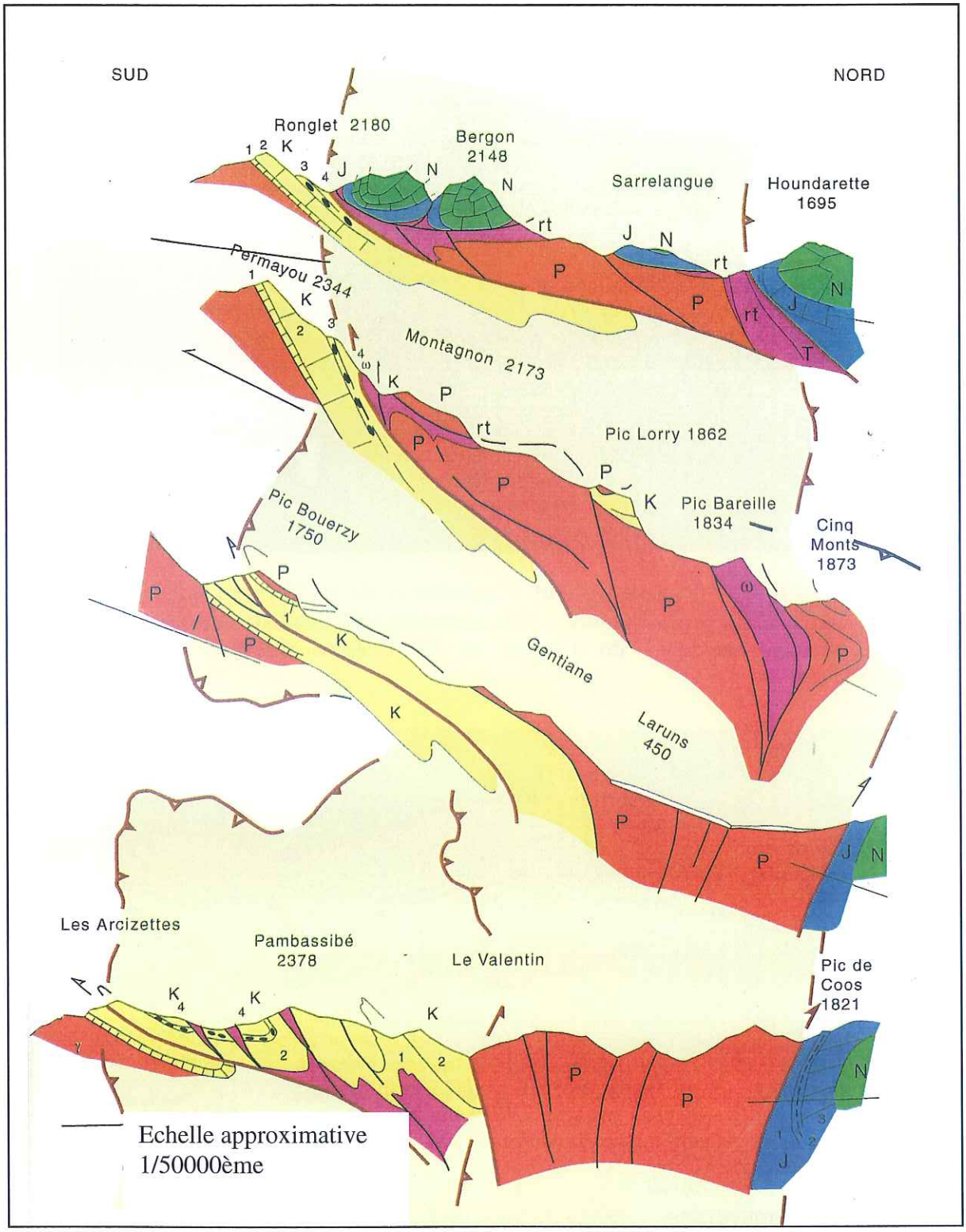


Figure J2-1.3. Coupes structurales du bassin de Bedous (partie orientale). P : Paléozoïque ; rt : Permo-Trias ; T : Trias moyen-supérieur ; J : Jurassique (1 : Lias calcaire ; 2 : Lias marneux ; 3 : Dogger) ; N : Crétacé inférieur (1 : calcaire ; 2 : marneux) ; K : Crétacé supérieur (1 : Cénomanien ; 2 : Turono-Coniacien ; 3 : Santonien ; 4 : Campano-Maastrichtien) (J. Canérot et al., 2001)

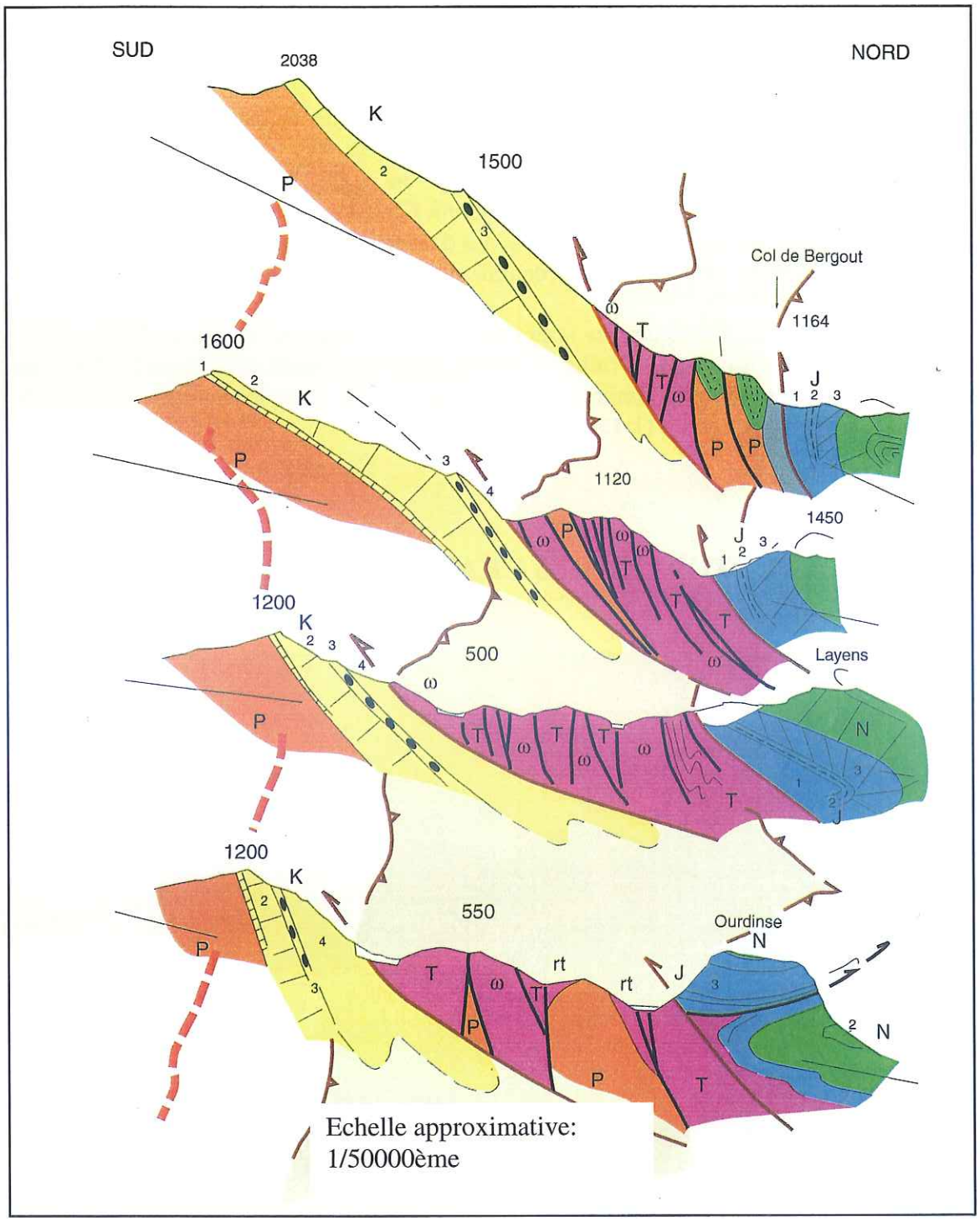


Figure J2-1.4. Coupes structurales du bassin de Bedous (partie occidentale). Légende : voir figure J2-13.

- à l'ouest, à partir de la vallée d'Aspe, la couverture triasique (calcaires du Muschelkalk et argiles du Keuper et ophite) du massif du Bois de la Traillère (?) apparaît découpée en de multiples écailles à vergence sud, elles aussi chevauchantes sur le Crétacé supérieur de la Haute Chaîne. Quelques copeaux attribués à l'Albien et au Crétacé supérieur leur sont associés.

- au nord, les chaînons d'Ourdinse et du Layens montrent une succession de plis à vergence nord et plongement axial vers l'ouest, affectant des terrains post-hercyniens s'échelonnant dans le Trias, le Jurassique et le Crétacé inférieur.

- au sud enfin, la couverture discordante du Paléozoïque de la Haute Chaîne, composée des calcaires des Canyons (Cénomanien à Campanien) et du flysch à fucoïdes (Campano-Maastrichtien), présente une géométrie variable d'est en ouest. Elle plonge en. effet très faiblement vers le nord dans les plis couchés des Eaux Chaudes, se redresse vigoureusement sous les écailles occupant le bassin de Bedous avant d'envelopper à plat les terrains primaires de la Haute Chaîne dans la coupole plus occidentale du pic d'Anie

Ainsi sommairement décrites, les structures observées dans le bassin de Bedous sont bordées par deux grands accidents, la faille du col de Bergout au nord, celle du col d'Iseye au sud (figure J2-1.2). Ces failles délimitent une zone tectonique complexe, dite « Couloir de Décrochement de Bielle-Accous » (J. Canérot et al., 2001).

UNE COUPE STRUCTURALE DES CHAINONS BEARNAIS

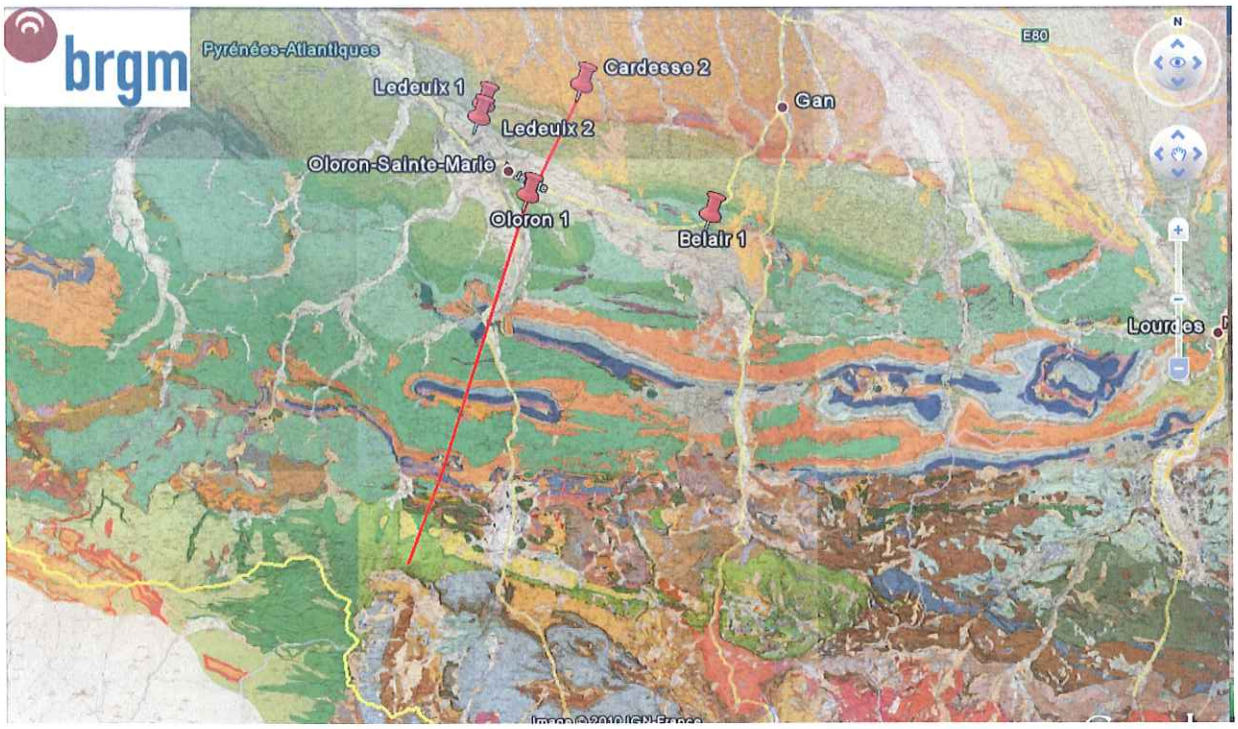


Figure J2-1.5. Localisation de la coupe figure J2-1.6. L'enveloppe jaune transparente représente l'extension actuelle du segment « chaînons Béarnais » du bassin de Mauléon

La coupe géologique de la figure J2-1.6 va de l'avant-pays peu déformé au Nord (puits Cardesse 2) jusqu'à la Haute Chaîne Primaire (au delà du bassin de Bedous) au sud. Pour sa partie nord elle se fonde sur l'interprétation des données de subsurface (sismique et puits) ; la partie sud intègre une interprétation de J.Henry (1985).

Cette coupe traverse la totalité du segment « chaînons Béarnais » du bassin de Mauléon, qui est matérialisé sur la figure J2-1.6 par l'enveloppe jaune transparente. Cette représentation permet de visualiser clairement **l'inversion de l'ensemble du bassin, consécutive au raccourcissement pyrénéen.**

Tel qu'interprété sur cette coupe, **le bassin inversé de Mauléon apparaît globalement tilté vers le Nord ;** les niveaux affleurant vers la limite Sud du bassin sont de plus en plus anciens, de plus en plus profonds : les plus méridionaux sont ceux du Trias de Bedous en contact anormal avec le Crétacé supérieur de la Haute Chaîne Primaire.

Les mouvements verticaux sont donc très importants à la limite Sud actuelle du bassin de Mauléon. Si l'on se réfère au repère -5000 m tracé sur la figure1 (soit au niveau du Jurassique de la bordure Nord du bassin), on peut évaluer l'amplitude globale de cette « surrection » à 6600 mètres, puisque les niveaux Jurassique du signal du Layens (au Sud de la coupe) affleurent aujourd'hui à plus de 1600 m d'altitude !

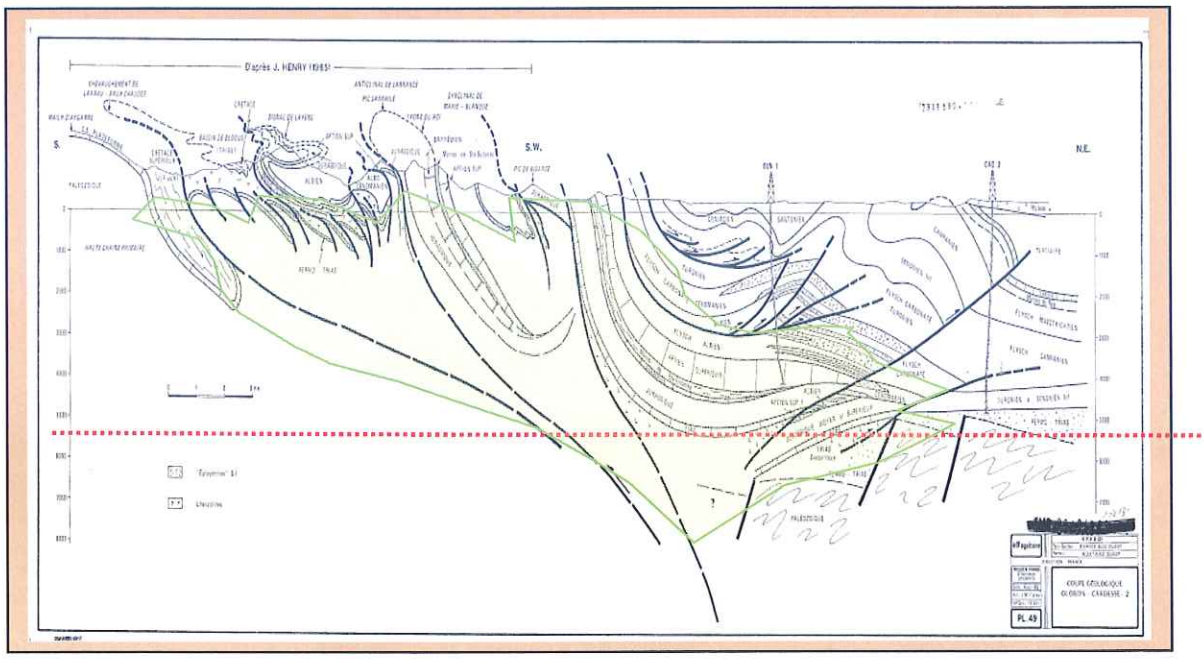


Figure J2-1.6. Coupe géologique Cardesse 2 – Oloron 1 – signal du Layens (J.-M. Flament - doc. interne SNEA(P). La surface jaune transparente représente l'enveloppe extrêmement schématisée du segment « chaînons béarnais » du bassin de Mauléon. La cote -5000 mètres niveau mer (matérialisée par le pointillé rouge) passant au toit des blocs Paléozoïques de l'autochtone (au Nord de la coupe) est donnée à titre indicatif : elle permet d'évaluer visuellement l'importance du mouvement vertical enregistré par ce segment du bassin.

L'amplitude des mouvements horizontaux est plus délicate à évaluer. Sur la bordure Nord, le Jurassique est écaillé ; ces écailles chevauchent sur l'avant-pays mais faute de niveaux repères l'ampleur du déplacement ne peut être quantifiée. Quelques kilomètres (moins de 5 ?) paraissent raisonnables. Vers le Sud, les chaînons du Mail Arrouy et de Sarrance se présentent comme des panneaux très redressés, à pendage Nord. La vergence des contacts anormaux qui les limitent au Sud est incontestablement vers le Sud. Mais comme

l'indiquent sans aucune ambiguïté les données des puits Oloron 1 et Cardesse 2 (blocage des structures vers l'avant-pays) les chaînons n'ont eu aucun déplacement depuis le Nord vers le Sud ! Ces contacts anormaux ne sont donc pas des « rétrochevauchements ». Il s'agit de chevauchements « passifs » induits par **l'avancée - du Sud vers le Nord - de la partie Sud du bassin de Mauléon, elle-même provoquée par un mouvement équivalent de la Haute Chaîne Primaire.**

LA QUESTION DE LA « FAILLE TRANSFORMANTE NORD-PYRENEENNE »

Données historiques

La locution de « Faille Nord-Pyrénéenne » (FNP) a, semble-t-il, été utilisée pour la première fois par De Sitter (1954) pour désigner un accident qui longe au nord la Zone Axiale (Haute Chaîne Primaire, HCP), depuis la Méditerranée jusqu'à la côte atlantique.

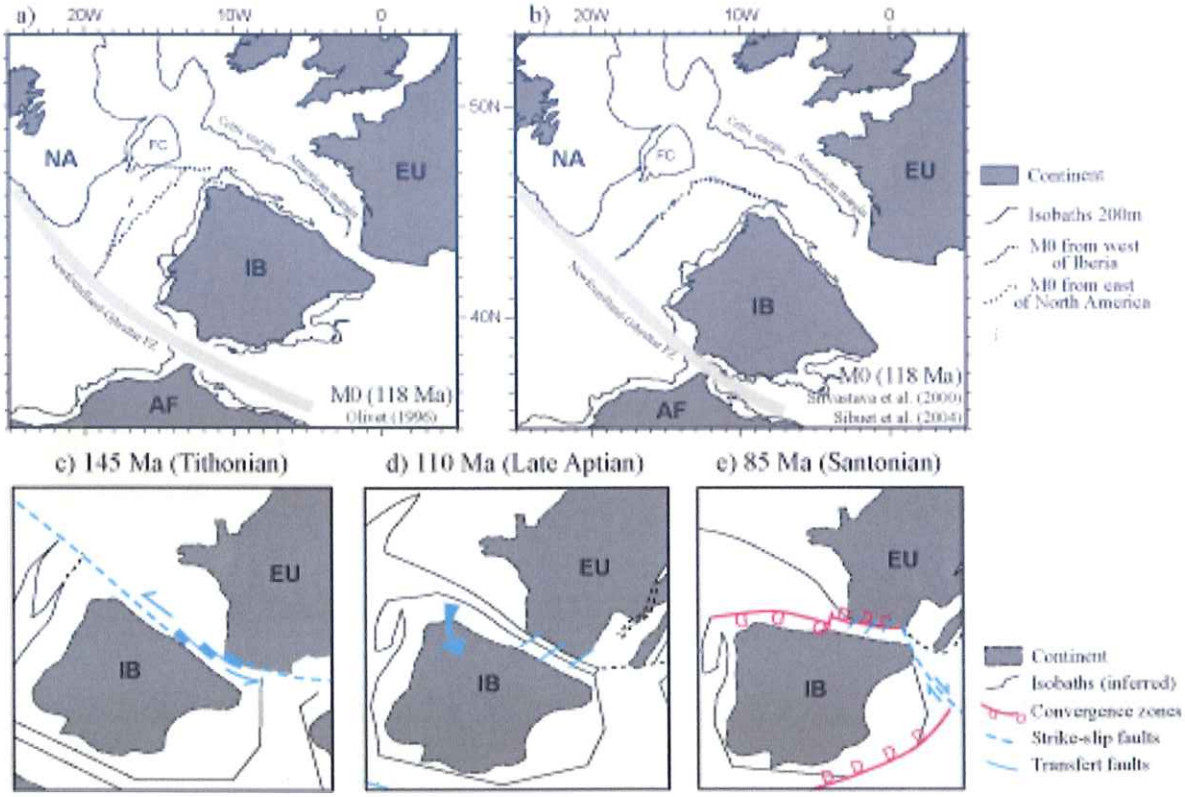


Figure J2-1.7. Paleokinematic reconstruction of the southern North Atlantic showing the position of Africa (AF), North America (NA), Europe (EU) and Iberia (IB) at chron M0 for (a): *Olivet* [1996] and (b): Srivastava et al (1990) and *Sibuet et al.* [2004]. Figrues (c), (d) and (e) show plate kinematic interpretation for the Europ-Iberia plate evolution as discussed in Jammes et al. [2009]. The proposed position of the Iberia plate relative to the European plate is showed for: (c) end of Tithonian; (d) late Aptian; and (e) Santonian (*From Jammes et al. 2009*).

Mais M. Castéras avait auparavant (1933) souligné l'existence de failles en relais sur le front septentrional de la Zone Axiale des Pyrénées centrales et orientales puis, ultérieurement (1974) précisé leur position et leur extension dans les Pyrénées occidentales. Dans notre secteur, la FNP passant au nord du massif des Cinq Monts se trouvait ainsi relayée vers l'ouest par le chevauchement plus méridional du Bois de la Traillère, la série « nord-pyrénéenne » d'Ourdinse étant considérée comme couverture post-hercynienne discordante de cette unité à matériel paléozoïque dominant.

Par la suite la FNP a été considérée comme limite transformante de plaque (X. Le Pichon et al., 1971) permettant le coulissement de l'Ibérie par rapport à l'Europe. Cette interprétation a été retenue au plan géologique (P. Choukroune et al., 1972), la FNP correspondant à une dislocation profonde séparant la Zone Primaire Axiale de la Zone Nord-Pyrénéenne. Un coulissement sénestre néocrétacé de plusieurs centaines de kilomètres y aurait précédé une compression fini-crétacée à tertiaire hétérochrone, migrant d'Est en Ouest.

Cette hypothèse d'un coulissement de grande amplitude a été discutée et réfutée, tant au niveau du Golfe de Gascogne (L. Montadert et al., 1971) que des Pyrénées proprement dites (P. Souquet et al., 1977). Il a été notamment montré que les paléogéographies mésozoïques ne révélaient pas de décalage significatif de part et d'autre de la supposée FNP.

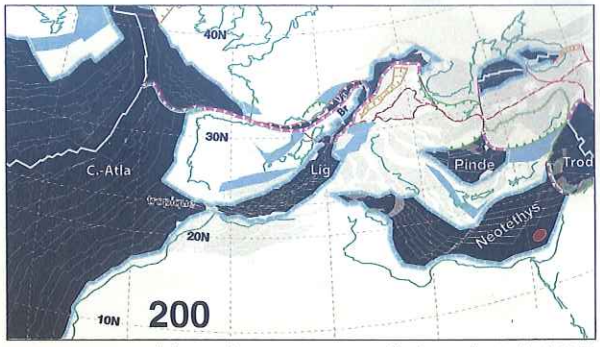


Fig. 2-1 : Reconstruction du domaine alpin au Trias (200 Ma), modifié de Stampfli et Hochard, 2009. Br : Briançonnais. En grisé les unités alpines s.l. comme définies dans le présent.

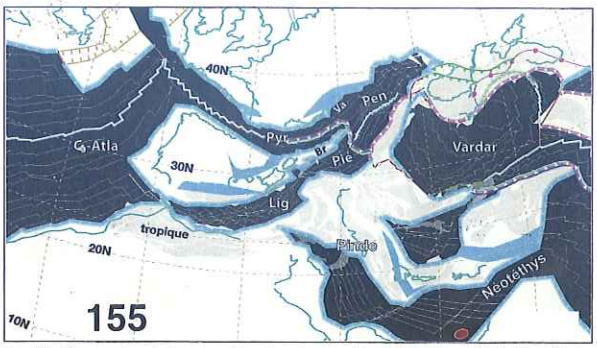


Fig. 2-2 : Reconstruction du domaine alpin au Jurassique supérieur (155 Ma), modifié de Stampfli et Hochard, 2009. Br : Briançonnais. Téthys alpine : Lig : Ligurien ; Pen, Pennique Pie, Piémontais ; Va : Valaisan. En bleu, les bassins issus des rifts principaux.

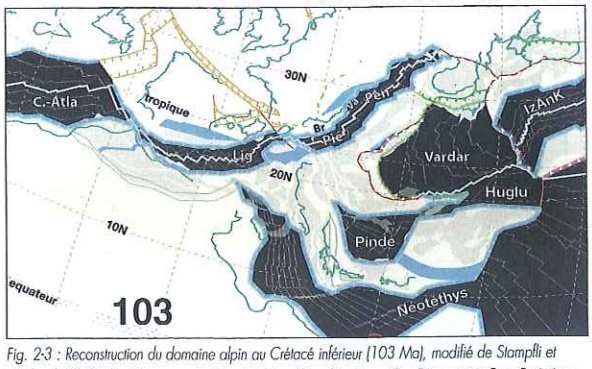


Fig. 2-3 : Reconstruction du domaine alpin au Crétacé inférieur (103 Ma), modifié de Stampfli et Hochard, 2009. Br : Briançonnais ; Lig : Ligurien ; Pen, Pennique ; Pie, Piémontais ; Pyr : Pyrénéen ; Va : Valaisan.

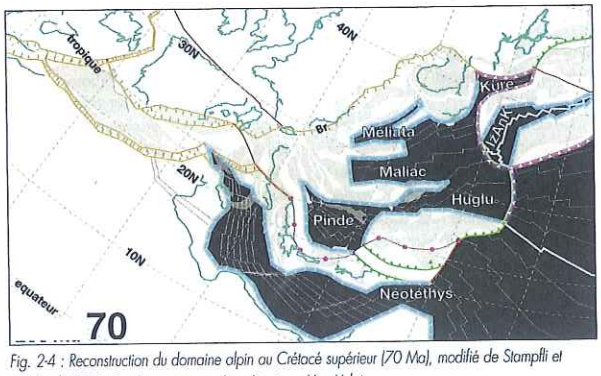


Fig. 2-4 : Reconstruction du domaine alpin au Crétacé supérieur (70 Ma), modifié de Stampfli et Hochard, 2009. Br : Briançonnais ; Lig : Ligurien ; Va : Valaisan.

Figure J2-1.8. Les relations Europe-Ibérie au Mésozoïque, d'après G.-M. Stampfli (2011).

La chaîne a été ainsi considérée comme résultant de la déformation d'une mosaïque de blocs crustaux par transtension puis transpression. Le passage du mouvement de divergence latérale à celui de convergence latérale s'effectuerait au cours du Crétacé supérieur, à la hauteur de la Zone Interne Métamorphique, véritable axe orogénique de la chaîne.

Ces dernières décennies, la notion de FNP synonyme de Faille Transformante interplaque, d'extension régionale et de rejet horizontal pluri-hectokilométrique a été cependant généralement admise et consacrée par l'usage.

G.-M. Stampfli (2011) souligne en particulier l'importance de l'ouverture océanique pyrénéenne au Jurassique ainsi que le déplacement relatif de l'Ibérie vers l'WNW par rapport à l'Europe au cours de cette période. Ainsi, à l'Albien (-103 Ma) la proto-Catalogne se trouvait pratiquement sur le méridien de la Bretagne. C'est dire la nécessité d'un coulissement sénestre, post-jurassique, vers l'est, de plus de 500 km afin de ramener l'Ibérie dans sa position actuelle (figure J2-1.8) !

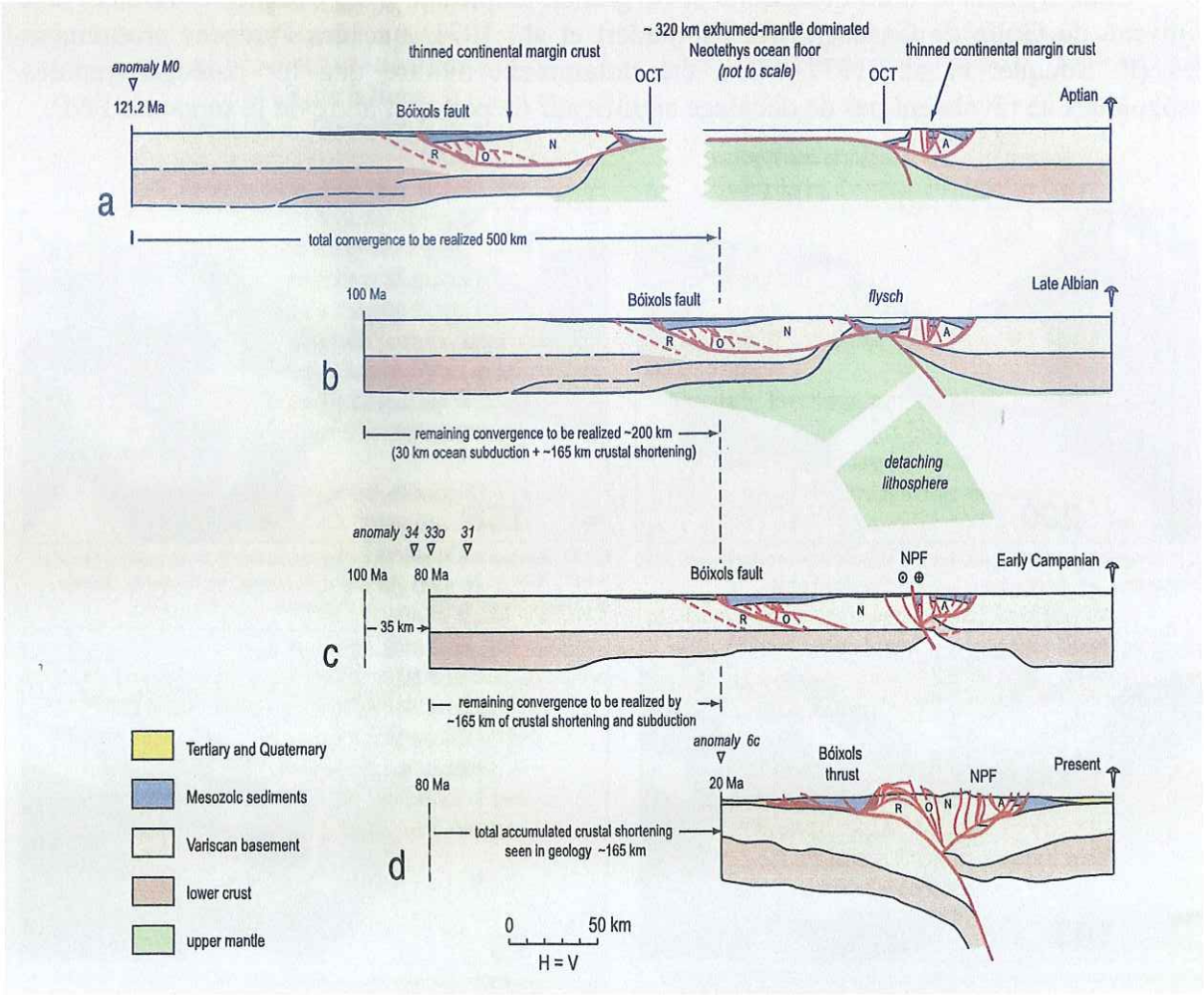


Figure J2-1.9. Coupes montrant, d'après R.-L.-M. Vissers et P.-Th. Meijer (2011), l'évolution de la croûte et du manteau terrestres dans le domaine pyrénéen, de l'Aptien (coupe a) jusqu'à l'Actuel (coupe d).

D'après R.-L.-M. Vissers et P.-Th. Meijer (2011), l'extension du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur aurait créé jusqu'à 320 km de « plancher océanique à manteau

exhumé » entre Europe et Ibérie (figure J2-1.9). La rotation anti-horaire mésozoïque de cette dernière plaque se serait déroulée au cours du Crétacé inférieur et plus précisément à l'Aptien (121-112 Ma). L'interprétation présentée serait ainsi en accord avec les modèles de création des fossés flyschs nord-pyrénéens de l'Albien, par amincissement crustal extrême, détachement et décoiffement mantellique, proposés par S. Jammes et al. (2009) et Lagabrielle et al. (2008; 2010).

Données de terrain

Dans le secteur visité du couloir de décrochement de Bielle-Accous, la FNP des auteurs se découperait en deux branches sensées séparer la Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP) des auteurs, de la Haute Chaîne Primaire (HCP):

- l'une nord-orientale, sépare les terrains dévoniens et carbonifères du compartiment de Ferrières (HCP) des terrains triasiques, jurassiques et crétacés de la Crête de Jaout (ZNP) ;
- l'autre, sud-occidentale, sépare les terrains néocrétacés composant la couverture discordante de l'unité de Lescun (HCP) des terrains paléozoïques, triasiques, jurassiques et crétacés du bassin de Bedous (ZNP).

Or, les données stratigraphiques, sédimentologiques, paléogéographiques et cartographiques relevées au droit du Couloir de Décrochement de Bielle Accous (CDBA) montrent très clairement que ces deux accidents bordiers ne répondent aucunement aux notions de « faille transformante » ou de « décrochement hecto-kilométrique » classiquement utilisées pour définir la FNP (J. Canérot et al., 2001). On constate en revanche une évolution progressive N-S des faciès et des épaisseurs de la série mésozoïque appartenant à chacun des compartiments impliqués dans le CDBA (figure J2-1.10). Ces compartiments devraient ainsi être rattachés à la ZNP en raison de la composition de leur couverture et à la HCP en raison de leur liaison étroite avec les compartiments de cette grande unité (Traillère, Laruns, Eaux Chaudes) qu'ils prolongent vers l'ouest.

Conséquences structurales

Il n'existe donc pas, dans le bassin de Bedous, d'accident susceptible de représenter la FNP des auteurs. Bien que peu évident sur le profil ECORS Arzacq (B. Lamotte, 1998), l'épaississement de la croûte ibérique par rapport à son homologue européenne (A. Teixell, 1998 ; Souriau et al., 2008) peut être rattaché à la phase tectonique pyrénéenne compressive. Cet épaississement crustal a été récemment considéré comme relevant du jeu de la « Faille Nord-Ibérique » (J. Canérot, 2008). Nouvellement définie, la FNI est une zone de déformation directionnelle traduisant le télescopage des différentes unités de la Haute Chaîne à croûte ibérique contre la Zone Nord-Pyrénéenne à croûte européenne et à leur empilement à l'origine du relief actuel.

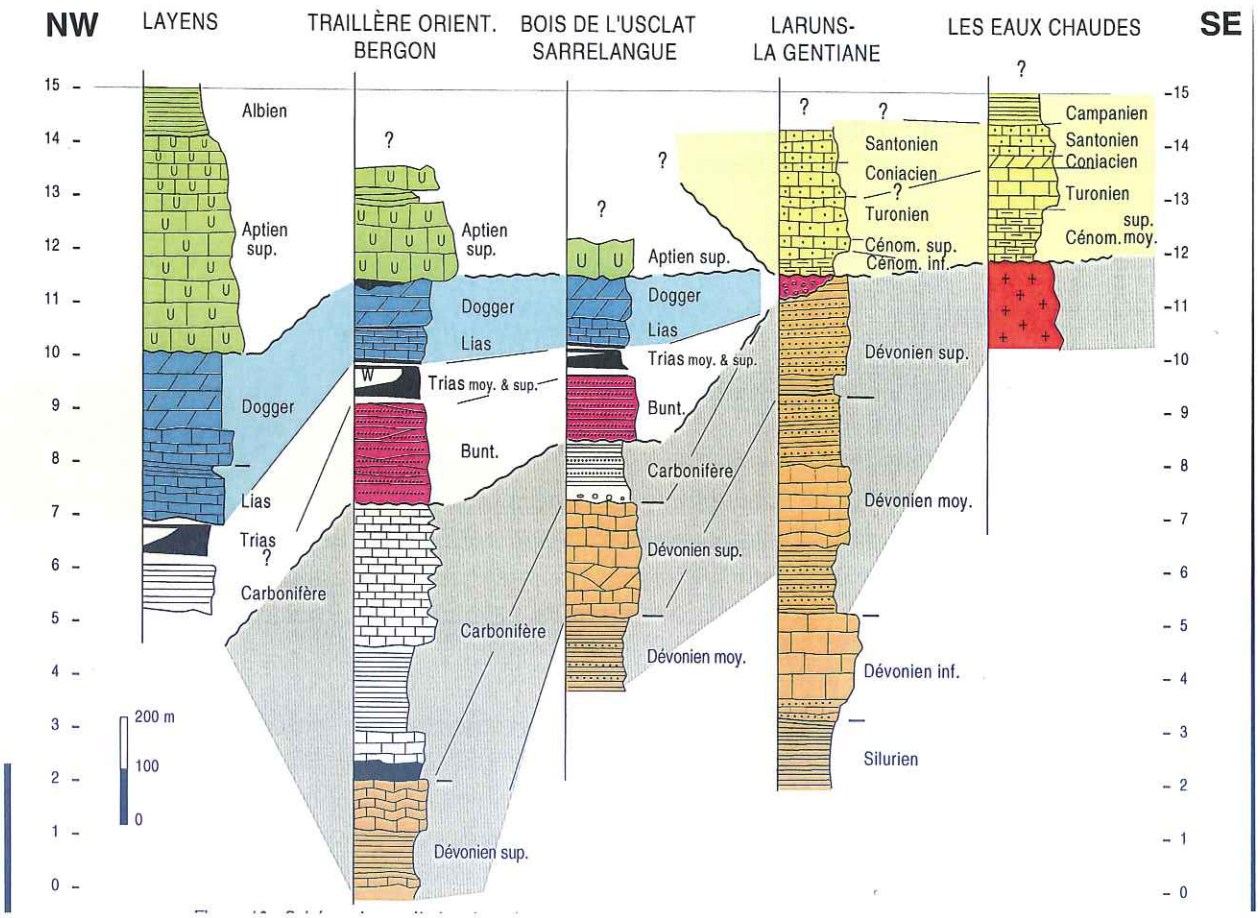


Figure J2-1.10. Schéma de corrélations des séries paléozoïques et mésozoïques affleurant dans les différentes unités reconnues au sens du Couloir de Décrochement de Bielle-Accous.

Cette interprétation structurale du bassin de Bedous conduit à un questionnement sur la structure-même des Pyrénées occidentales, voire de la chaîne pyrénéenne dans son ensemble.

Peut-on rechercher le tracé de la FNP au nord du CDBA, à la hauteur des failles qui jalonnent les structures de Sarrance ou du Mail Arrouy ? Ces accidents n'offrent qu'une extension limitée et un jeu décrochant réduit, sans commune mesure avec les déplacements induits par l'ouverture de l'Atlantique Nord et du golfe de Gascogne.

Doit-on nécessairement avoir recours à des décalages pluri-hecto-kilométriques courant sur l'ensemble des Pyrénées (figures J2-1.7 et J2-1.8) ? Il est tout à fait possible d'expliquer ces nécessaires ouvertures en amortissant les décalages d'ouest en est (figure J2-1.11). Force est alors d'admettre que l'Ibérie ne correspond en rien à une plaque rigide mais plutôt à une mosaïque de blocs dont les mouvements décrochants et rotationnels internes sont aptes à assurer cet amortissement. Les paléogéographies du Mésozoïque s'accordent bien avec cette dernière hypothèse.

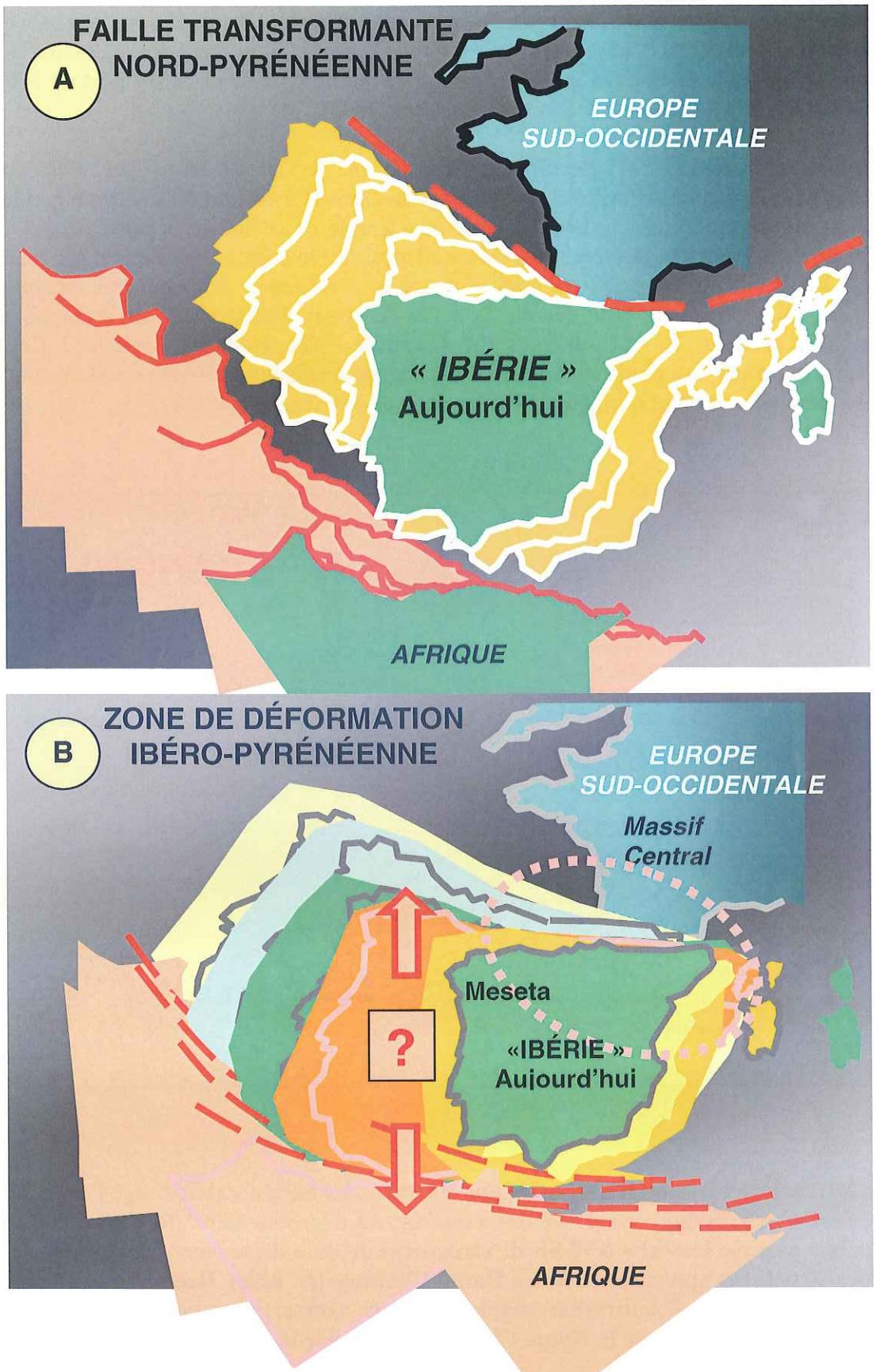


Figure J2-1.11. Deux hypothèses pour expliquer les relations Eurpope-Ibérie : A. Failles Transformante Nord-Pyrénéenne ; B : déformation d'ensemble de blocs établis sur 1000km, entre Massif Central et Meseta.

Qu'entendre dès lors par « plaque ibérique » ? L'Ibérie n'a jamais été séparée de l'Europe, en particulier au Crétacé moyen. Elle doit plutôt être considérée comme un diverticule mobile de la plaque européenne, la zone de mobilité s'étendant sur près de 1000 km, du Massif Central à la Meseta Ibérique (J. Canérot, 2008).

Comment concevoir la zonation structurale de la chaîne dans les Pyrénées occidentales ? Les structures décrites dans le bassin de Bedous montrent à l'évidence que les unités dites « nord-pyrénéennes » dans la partie occidentale de ce bassin appartiennent à la Haute Chaîne dans la partie orientale de ce même dispositif. On constate même que par relais successifs, les accidents affectant la couverture nord-pyrénéenne des chaînons béarnais traversent la Haute Chaîne au droit des plis couchés des Eaux Chaudes puis de la nappe de Gavarnie pour atteindre la zone dite « sud-pyrénéenne » des Pyrénées centrales ! Cette interprétation conduit à une remise en cause du découpage traditionnel des Pyrénées en zones structurales parallèles courant d'un bout à l'autre de la chaîne (figure J2-1.12).

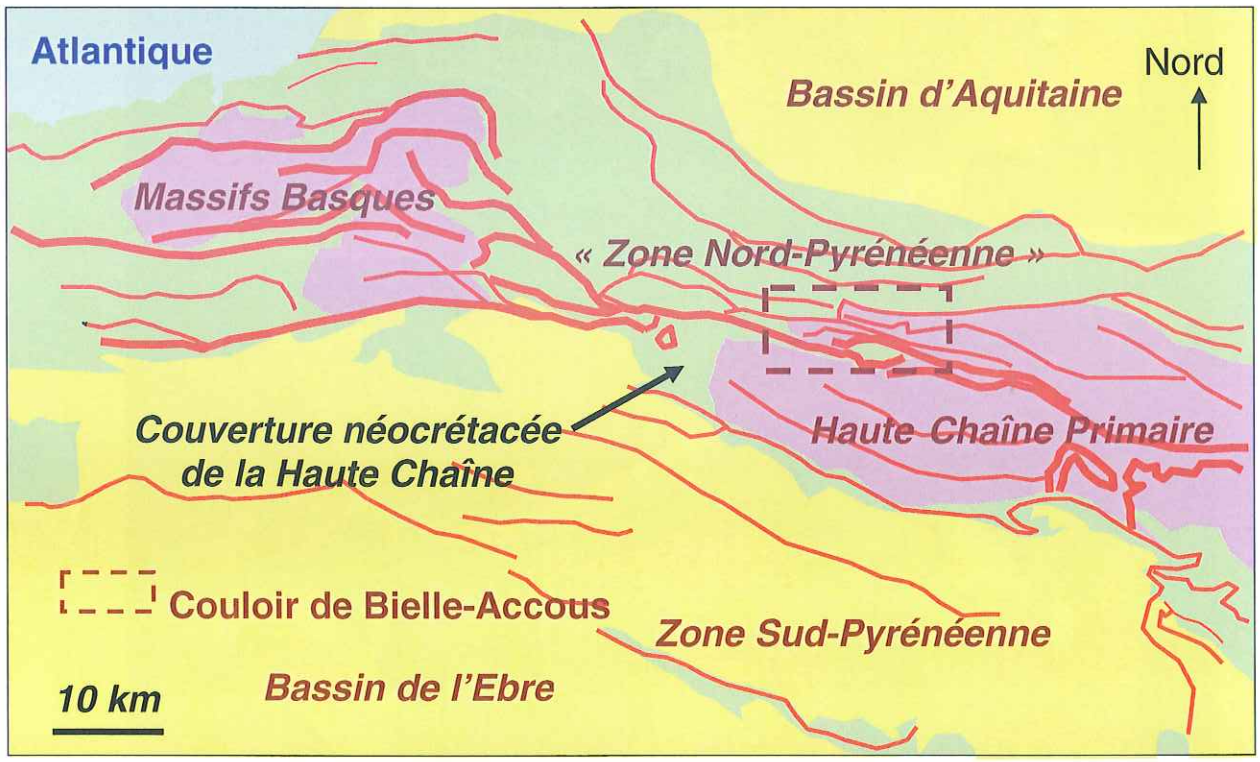


Figure J2-1.12. Fracturation transverse dans les Pyrénées occidentales. Noter l'absence de « Faille Nord-Pyrénéenne » au droit du « couloir de décrochement de Bielle-Accous », ainsi que le « passage latéral » NW-SE de structures de la « Zone Nord-Pyrénéenne » (en vert) à des structures appartenant à la « Haute Chaîne » (en rose). Relever par ailleurs la courbure souple, sans fracturation majeure, de la couvertures néocrétacée du bâti hercynien (croûte ibérique) de la Haute Chaîne (in J. Canérot, 2008).

J2-2– Lherzolite du pic Saraillé (J. Canérot, E.-J. Debroas)

Etabli à 500 mètres environ à l'est du bourg de Lourdios-Ichère, le chemin de Soulé offre en direction du nord est un beau panorama du versant occidental du pic Saraillé. Il permet de décrire sommairement la structure du pli de Sarrance et de discuter le mode de mise en place de la lherzolite du Saraillé.

LE PLI DE SARRANCE

Il s'agit d'un anticlinal à vergence sud, établi au cœur de la zone des chaînons béarnais (J2-2.1). Son axe, occupé essentiellement par des calcaires et des argiles triasiques, est jalonné de plusieurs pointements de roches paléozoïques (M. Casteras, 1971). Le flanc septentrional, normal, formé d'une épaisse série de terrains s'échelonnant du Lias à l'Albien, est redressé presque à la verticale. Le flanc sud, inverse et nettement moins développé, est parfois réduit à l'état de copeaux pincés entre Trias axial et marnes albiennes appartenant au synclinal plus méridional de Lourdios. Sa terminaison périclinale ouest est bien dessinée dans la voûte des calcaires urgo-aptiens du Soum de Berret qui domine le versant occidental de la vallée du gave de Lourdios, en aval du village.

Le point de vue du Serrot d'Ichère en direction de l'est révèle (rond blanc sur la figure J2-2.1) la structure du pli et la composition de ses flancs. On note les contacts Bédoulien marneux/Bathonien dolomitique sur le flanc sud et Barrémien/Kimméridgien sur le flanc nord. Rappelons que cette évolution du contact Crétacé inférieur/Jurassique

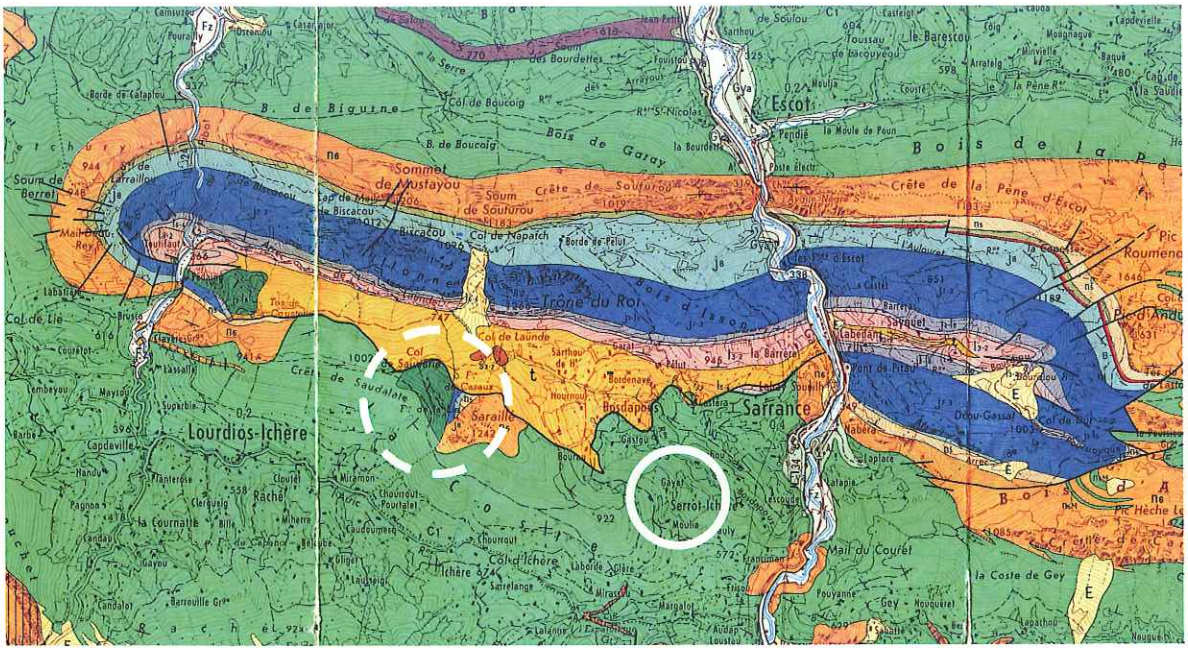


Figure J2-2.1. Carte géologique de l'anticlinal de Sarrance (extrait de la carte géologique détaillée de la France à 1/50 000 : feuille n° XV-46, Oloron – Sainte-Marie, 1970). Cercle blanc : arrêt au Serrot d'Ichère permettant l'observation de la terminaison périclinale de l'anticlinal vers l'est. Cercle blanc à trait discontinu : écaille du pic Saraillé et lherzolite associée. Noter l'absence du Paléozoïque au sein de cette unité.

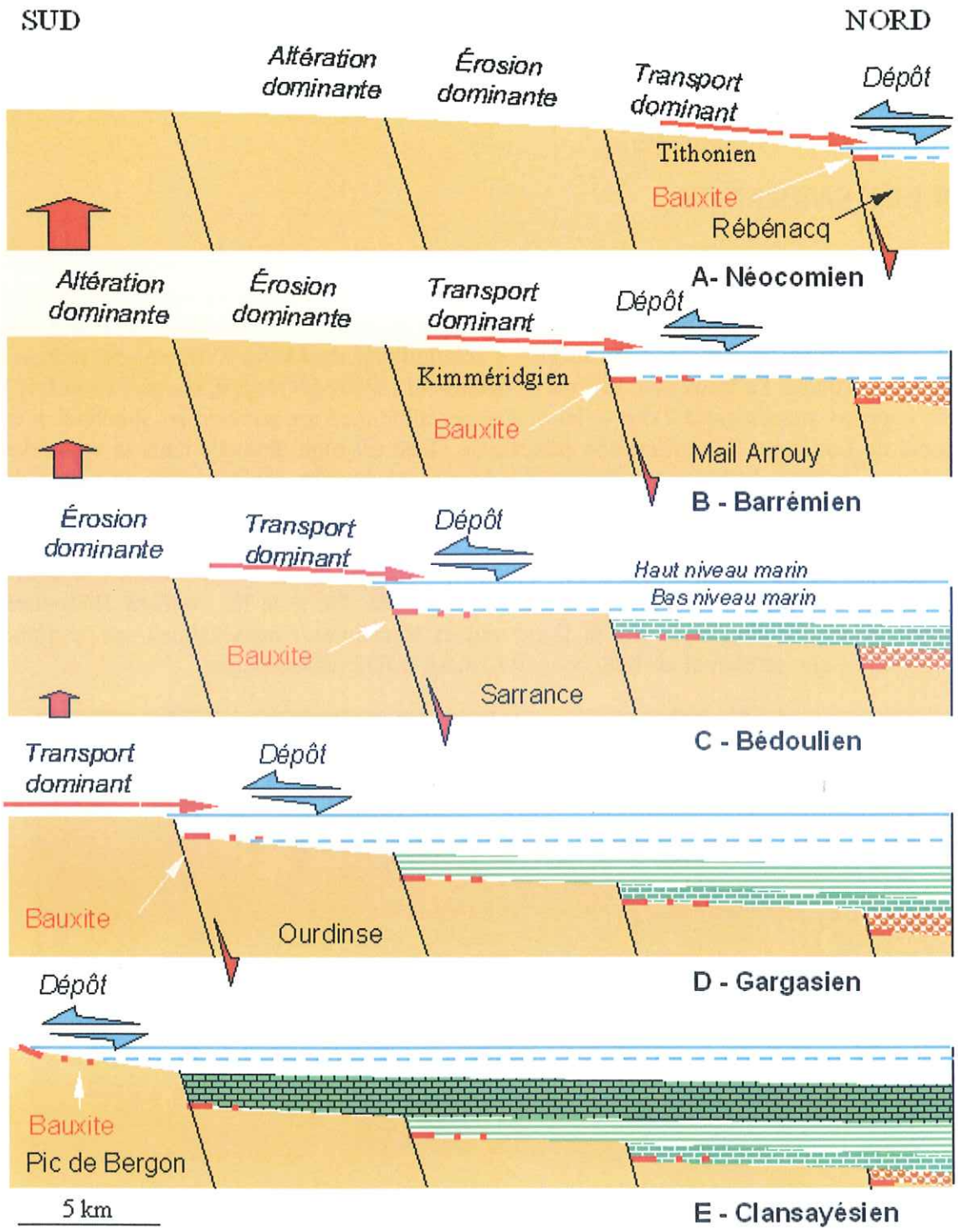


Figure J2-2.2. Evolution de la marge ibérique des chaînons béarnais montrant du sud (pic de Bergon) au nord (Mail Arrouy) les relations entre séries jurassiques érodées et séries éocrétacées trabsgressives. Noter la présence de croûtes bauxitiques au droit du biseau intermédiaire et l'ouverture chronologique de ce dernier vers le nord.

s'inscrit dans une logique reconnue sur l'ensemble de la marge ibérique du bassin de Mauléon (figure J2-2.2). Du sud au nord s'observe ainsi l'ouverture chronologique du biseau (érosion post-jurassique et onlap éocrétacé) du sud vers le nord. De ce fait, le Clansayésien repose directement sur un Dogger partiellement érodé et réduit à une vingtaine de mètres, dans le pic méridional de Bergon (voir arrêt précédent), alors que dans le chaînon septentrional du Mail Arrouy, c'est un Barrémien épais de quelques 50 mètres qui recouvre le Tithonien dolomitique et bréchique dont la puissance est d'au moins 200 mètres. On note par ailleurs la présence de croûtes bauxitiques soulignant régionalement le contact jurassico-crétacé.

Le pic de Saraillé (l'Arrayè en béarnais) est armé par divers terrains du flanc méridional de l'anticlinal, pincés en écaille entre Trias et Albien. Deux unités distinctes, séparées par une faille sub-méridienne, composent la structure du relief. L'unité orientale révèle d'ouest en est une série comportant des calcaires du Dogger, surmontés de marnes bédouliennes et de calcaires urgo-gargasiens. L'unité occidentale montre un pli très fortement déversé vers le sud, voire couché, dont le cœur est occupé par la lherzolite. La charnière, bien visible sur le versant occidental, abrupt, du relief, et les flancs, sont composés d'une série paléozoïque de 150 mètres d'épaisseur, au sein de laquelle se succèdent des gneiss, aplites et micaschistes cambriens (?), des schistes carburés ordoviciens et des quartzites dévoniens.

LA LHERZOLITE DU SARAILLE

On reconnaît une péridotite sombre, litée, profondément serpentinisée, de composition très comparable à celles du col d'Urdach et du Turon de la Técouère (figure J2-3.2 à 4).

Conformément à l'interprétation de J. Canérot et F. Delavaux (1986), la lherzolite occupe bien le coeur d'un anticlinal couché dont la charnière est parfaitement dessinée dans l'enveloppe des terrains paléozoïques ci-dessus mentionnés. Le contact entre ces divers corps rocheux et l'unité à matériel mésozoïque plus orientale est bien mécanique. L'hypothèse de G. Duée et al. (1984) et A. Fortané et al., (1986) selon laquelle la lherzolite serait recouverte en discordance par un Jurassique peu épais, distinct de celui de l'anticlinal de Sarrance, induisant l'allochtonie de l'unité du Saraillé et son implication dans une nappe d'origine méridionale, se révèle sans fondement.

La présence d'une couverture de roches métamorphiques appartenant à la croûte moyenne (gneiss) et supérieure (schistes carburés et quartzites siluriens ou plus récents) montre que la lherzolite du Saraillé n'a jamais atteint le plancher sédimentaire mésocrétacé.
On doit donc admettre que le chaînon béarnais de Sarrance a été épargné par le décoiffement mantellique évoqué en ce secteur par les travaux récents (S. Jammes, 2009 ; Y. Lagabrielle et al., 2010). La structuration du massif lherzolitique est, à notre sens, d'origine tectonique. Les serrages pyrénéens générant l'anticlinal de Sarrance ont, selon notre point de vue, conduit à l'expulsion mécanique d'un copeau de croûte hercynienne amincie, englobant le corps lherzolitique demeuré profond lors de la mise en place par extension (transtension) à l'Albien, du fossé flysch de Mauléon.

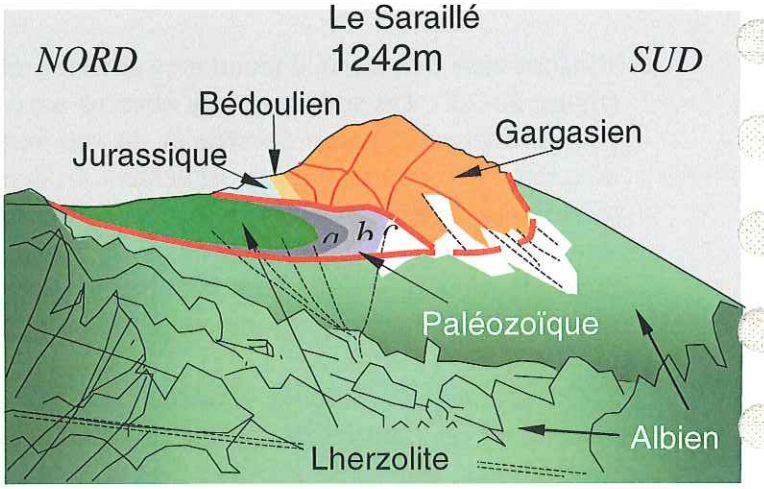


Figure J2-2.3. Le pic de Saraillé, vu depuis le chemin de Soulé, à l'est de Lourdios. Noter la position de la lherzolite, au cœur d'un pli couché dont la charnière est bien dessinée dans les gneiss et micaschistes de son enveloppe paléozoïque (in J. Canérot, 2008).

J2-3 – Le plateau du Benou (J. Canérot, E.-J. Debroas)

LE CHEVAUCHEMENT TRANSVERSE D'OSSAU

Sur la bordure orientale du plateau du Bénou, la petite colline qui domine au nord la chapelle de Houndas offre un point de vue sur la moyenne vallée d'Ossau et permet de décrire dans le paysage les unités morpho-structurales qui se pressent dans la partie orientale des chaînons béarnais, autrement dit sur la bordure orientale du bassin flysch albien de Mauléon .

Au nord la série des calcaires et dolomies jurassico-crétacés de la crête de Lazerque, précédemment évoquée, voit ses pendages se redresser graduellement d'ouest en est pour devenir inverse dans la Montagne orientale du Rey. La vallée du gave d'Ossau emprunte un dense réseau de failles sub-méridiennes que l'on retrouve plus au nord, dans le complexe des calcaires bio-construits d'Arudy et d'Izeste.

A l'ouest, les calcaires et marnes albo-aptiens du pic de l'Ourlène, du col d'Aran et du Mail Massibé dessinent une succession de plis N110 E, à plan axial sub-vertical, qui, à la hauteur du vallon de l'Arriou Mage, s'enfoncent sous les unités plus orientales du Cinq Monts et du Pla dou Soum.

Au sud, du Cinq Monts jusqu'à Bielle, apparaissent en effet 5 écailles à matériel paléozoïque, triasique, jurassique et éocrétacé, chevauchantes vers le nord ouest.

A l'est enfin ces écailles se prolongent dans les plis des ports d'Aste et de Béon en affrontant par faille la série inversée de la Montagne du Rey (figure J2-3.1).

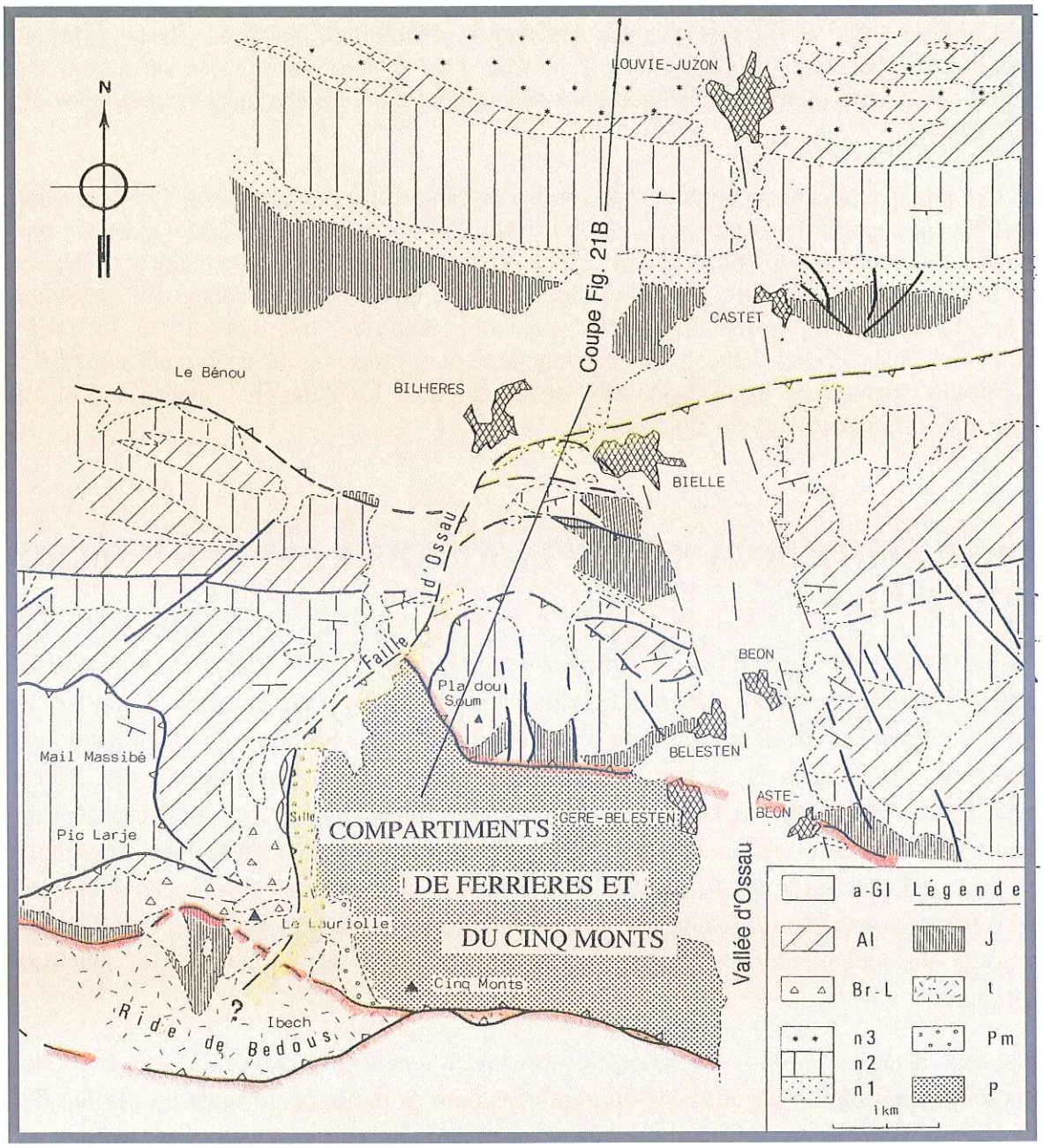


Figure J2-3.1. Carte géologique des chaînons béarnais à la hauteur de la moyenne vallée d'Ossau. Noter la localisation de la faille transverse d'Ossau et sa vergence vers le nord ouest. P. Paléozoïque ; Pm : Permo-Trias ; t : Trias moyen et supérieur ; J : Jurassique ; n : Crétacé inférieur (n1 : Barrémo-Bédoulien ; n2 : Gargasien ; n3 : Clansayésien) ; Br.L : brèches du Lauriolle ; Al : Albien ; aGl : alluvions glaciaires et fluviatiles (in J. Canérot et al., 2001)

Ce panorama circulaire révèle la présence d'un accident transverse majeur dit « Faille d'Ossau » qui recoupe les chaînons béarnais méridionaux et traduit l'existence de contraintes compressives (transpressives) récentes, postérieures en tout cas à la phase de plissement majeur. La faille d'Ossau fait partie du cortège des accidents « nord-pyrénéens » transverses,

tels ceux du Barlanès, évoqué ultérieurement lors de l'excursion ou de Lugagnan en Bigorre, près de Lourdes qui ne figurent pas sur les cartes géologiques publiées. Ils se révèlent pourtant fort importants puisque l'on constate que c'est à leurs abords que se situent les épicentres des tremblements de terre survenus récemment dans les Pyrénées occidentales (J. Canérot, 2008).

On note que le chevauchement transverse d'Ossau est un accident hérité. C'est en effet à sa hauteur qu'apparaît le diapir du pic de Lauriolle. Cette structure éocrétacée, marquée par une puissante accumulation (plus de 200 m) de brèches de collapse remaniant les terrains jurassiques et albo-aptiens, est en effet un diapir perçant établi, selon un dispositif classique dans les Pyrénées, à l'articulation de l'accident transverse d'Ossau et de la faille directionnelle de la Plaine d'Ibech. Le chevauchement d'Ossau a été également considéré comme limite orientale du fossé flysch albo-cénomanien de Mauléon (E.J. Debroas et al. in « Synthèse des Pyrénées », cycle alpin, inédit).

LA LHERZOLITE DU TURON DE LA TECOUERE ET SON GABBRO AMPHIBOLIQUE

Sous le terme de « lherzolite », on désigne généralement dans les Pyrénées un ensemble de roches ultramafiques constituant les « massifs lherzolitiques » et qui peuvent comporter en proportions variables différents termes : lherzolites (ol+cpx+opx+spn), harzburgites (ol+opx+spn), pyroxénites (cpx, opx, grt ou spn en proportions variables) et des faciès hydratés à amphibole (pyroxénites et amphibolites) ainsi que des phases accessoires importantes comme les minéraux opaques. Ces roches sont des témoins du manteau supérieur mis en place à l'état solide dans la croûte. La répartition et la composition de ces différents termes varient sensiblement d'Est en Ouest, avec fertilisation plus importante à l'Ouest (d'où la nécessité de sauvegarder la totalité de cet exceptionnel échantillonnage de matériel mantellique).

Le massif du Turon de la Técouère, de découverte récente (J. Canérot, 1964), forme le relief conique qui domine les alluvions morainiques dans la partie occidentale du plateau du Bénou (figure J2-3.2). Associé à des schistes paléozoïques et à des calcaires, marnes et ophites du Trias, il est généralement considéré comme pincé en écaille dans le chevauchement à vergence sud du Mail Arrouy. Ce massif a la particularité d'être très fortement mylonitisé (présence d'ultramylonites) et de comporter en phases accessoires, outre l'amphibole, du plagioclase (M. Rio 1967 ; P. Monchoux, 1970). Des études plus récentes ont permis, à partir de données pétrologiques et thermobarométriques, de proposer des étapes pour le remontée de ces roches et de préciser la place de la mylonitisation (figures J2-3.3 et J2-3.4, R.L.M. Vissers et al., 1997 ; J. Fabriès et al., 1998). Localement affleure dans la lherzolite un métagabbro amphibolique à texture doléritique qui a été rapporté au magmatisme alcalin mésocrétacé (B. Azambre et P. Monchoux, 1998).

Figure J2-3.2. Le massif de lherzolite du Turon de la Técouère, vu du nord de la plaine du Benou

Figure J2-3.3. Structure planaire de la lherzolite mylonitisée du Turon de la Técouère

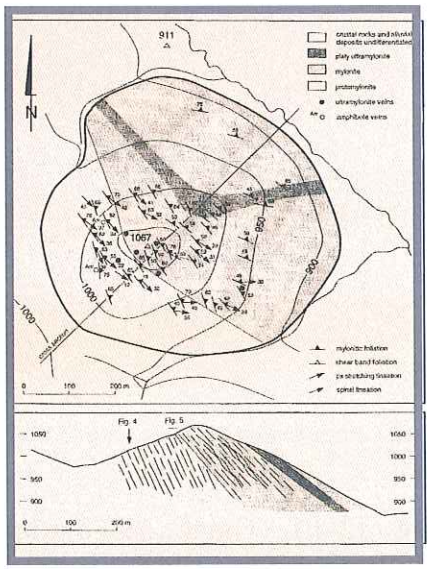


Figure J2-3.4. Carte et coupe de la lherzolite (R.L.M. Vissers et al., 1997)

Ce fragment de manteau s'est vraisemblablement mis en place sous une croûte très amincie près de la base de la série mésozoïque dès le Crétacé inférieur-moyen pendant l'ouverture du bassin de Mauléon. Il a été par la suite expulsé vers le haut dans les niveaux

plus élevés de cette série mésozoïque au cours de l'inversion structurale du bassin, avant de se trouver exhumé par les érosions récentes. Des compléments d'information sur cette mise en place du manteau seront présentés et discutés ultérieurement, sur le terrain.

J2-4 – Arudy (J. Canérot)

L'objectif de ce quatrième arrêt est de poursuivre l'analyse de la série éocrétacée des chaînons béarnais amorcée au droit du « bassin de Bedous » puis du chaînon de Sarrance. L'Urgo-Aptien y est ici particulièrement développé, justifiant une active exploitation en carrière du célèbre « marbre d'Arudy ». L'arrêt de Borde Dela permet de déterminer les conditions de la dislocation, au Clansayésien, de la plate-forme urgonienne avec développement de constructions de type « mudmound », assurant la transition avec le bassin albien des marnes noires à spicules.

LA SERIE EOCRETACEE

A la hauteur des bourgs d'Izeste et d'Arudy, sur le versant occidental de la vallée du

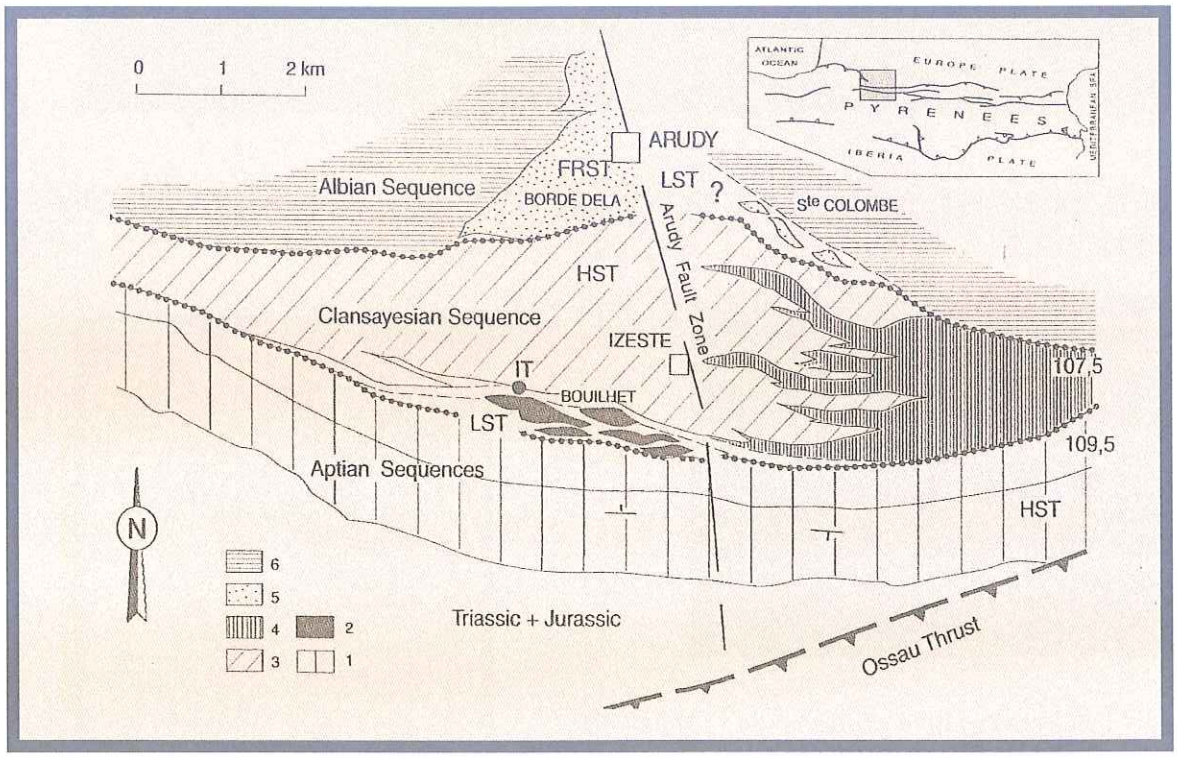


Figure J2-4.1. Carte schématique du secteur d'Arudy montrant l'extension et l'organisation séquentielle des dépôts du Crétacé inférieur dans l'extrémité orientale du bloc du Mail Arrouy. 1. calcaires urgo-aptiens ; 2. marnes noires d'Izeste et mudmounds de Bouillet associés ; 3. calcaires clansayésiens du Larroun ; 4. marnes noires clansayésiennes à spicules ; 5. mudmounds de Borde Dela et de Sainte-Colombe ; 6. Flysch Noir albo-cénomanien. HST : cortège de haut niveau marin ; IT : intervalle transgressif ; FRST : cortège de régression forcée ; LST : cortège de bas niveau marin (d'après J. Canérot, 2001).

gave d'Ossau, la série éocrétacée dont l'épaisseur est voisine de 3000 mètres, présente du sud au nord, au-dessus des dolomies tithoniennes, la succession suivante (figure J2-4 ;1) :

1- les calcaires marneux barrémiens suivis des marnes bédouliennes brunes, dites de « Sainte-Suzanne » : 150 m ;

2 - les calcaires massifs de faciès urgonien (calcaires à rudistes) et d'âge gargasien, occupant la crête de Lazerque : 800 m ;

3 - les marnes noires d'Izeste du Clansayésien inférieur, incluant les constructions de Bouillet, de type « mudmound » à algues rouges: 0-200m ;

4 - les calcaires gris du Larroun rapportés au Clansayésien supérieur, dans lesquels apparaissent en réalité associés des calcaires urgoniens, des bio-accumulations à polypiers, des calcaires fins à crinoïdes et des marnes noires à spicules de spongiaires : 1000 m ;

5 – les constructions carbonatées de type « mudmound » de Borde Dela, Paloma, Sainte-Anne (Arudy) et Sainte-Colombe attribuées à l'Albien inférieur : 50 m ;

6 - enfin le flysch noir, d'âge albien supérieur à cénomanien inférieur, qui déborde vers l'ouest les constructions carbonatées sous-jacentes pour recouvrir directement les calcaires du Larroun : 400 m.

La série, sub-verticale sur la crête de Lazerque, voit son pendage diminuer graduellement pour se rapprocher de l'horizontale aux abords d'Arudy.

Figure J2-4.2. Le mudmounds à microsolénidés de la carrière de Borde Dela. Noter le contact très net (surface d'érosion) entre formation carbonatée (à droite) et marnes noires à spicules (à gauche).

A Borde Dela, la construction carbonatée clansayésienne exploitée en carrière, riche en microsolénidés et en structures de type « stromatactis » (figure J2-4.3), est enveloppée par une surface d'érosion qui la met en contact avec la formation sus-jacente des marnes noires à spicules de l'Albien inférieur. Cette surface est interprétée comme limite de séquence en relation avec un bas niveau marin susceptible de conduire à une émersion temporaire induisant une érosion d'origine karstique (figure J2-4.2).

Figure J2-4.3. Quelques aspects de la structure du mudmound de Borde Dela, observée sur le front de taille de la carrière. A gauche, brèche développée près de la surface (karstique ?) mettant la construction au contact des marnes noires à spicules. A droite, niveaux à stromatactis en relation avec des figures d'échappement de fluides.

Vers l'est, les termes 4 et 5 deviennent entièrement marneux. Leur épaisseur diminue en outre graduellement. Vers l'ouest en revanche, au droit du chaînon du Mail Arrouy, c'est une formation de faciès urgonien assez uniforme qui représente ces mêmes termes et qui remplace même la formation sous-jacente des marnes d'Izeste (voir arrêt suivant à Ste-Colome).

Interprétation géodynamique

Cette évolution latérale des épaisseurs et des faciès témoigne à l'évidence d'une tectonique syn-sédimentaire. A partir du Gargasien, le bloc Mail Arrouy a basculé en direction du nord est. Ce basculement, très important au Clansayésien (création de pentes à mudmounds), devient paroxysmal à l'Albien (faible taux de sédimentation marno-gréseuse de type flysch).

L'enregistrement sédimentaire témoigne cependant d'une organisation séquentielle en relation avec les fluctuations climatiques de la nappe d'eau marine (figure J2-4.4). Au Clansayésien le cycle transgression-régression s'accompagne de la mese en place des marnes à mudmounds d'Izeste, suivies des calcaires à mélobésiées puis des mudmounds d'Arudy et de Borde-Dela et enfin des mudmounds de Ste-Colome. La transgression albienne des marnes noires à spicules, jointe à une subsidence accélérée, conduit à l'ennoyage des dernières constructions carbonatées.

Nous suivrons plus en détail le comportement tectonique du bloc du Mail Arrouy lors de la mise en place des lherzolites du col d'Urdach (arrêts J3-1 à J3-4).

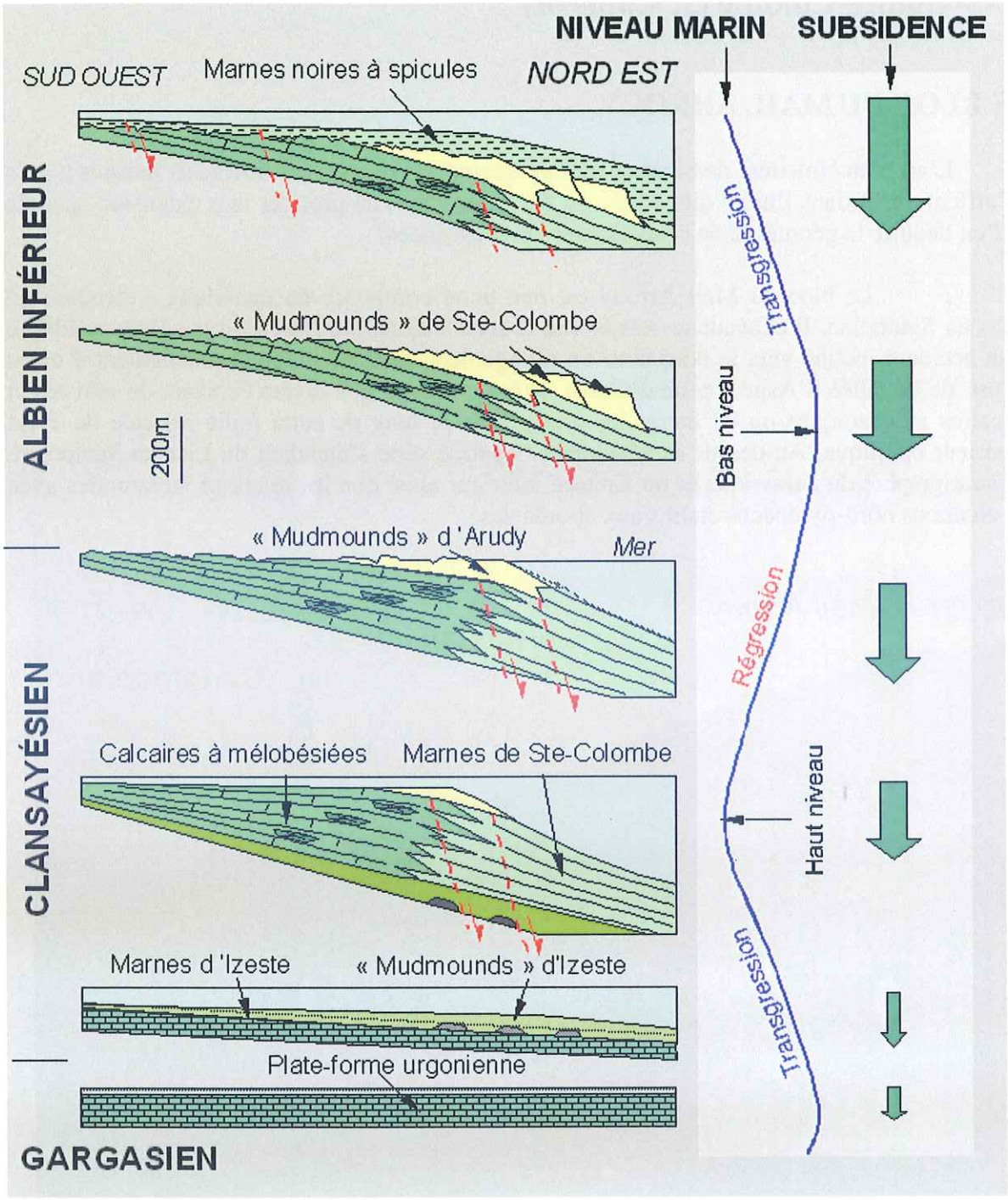


Figure J2-4.4. Découpage séquentiel des séries carbonatées à mudmounds d'Arudy et Ste-Colome. Noter la mise en place des constructions d'Izeste en période de transgression marine et celle des constructions d'Arudy et Ste-Colome en période régressive. La subsidence s'accroît au fil du temps, annonçant l'installation du fossé de Mauléon par dislocation de la plate-forme urgonienne.

J2-5- Sainte-Colome (J. Canérot)

LE BLOC DU MAIL ARROUY

L'arrêt au cimetière de Sainte-Colombe permet d'observer les différents terrains portés à l'affleurement dans l'unité dite « bloc du Mail Arrouy », de préciser leur extension spatiale et d'en déduire la géométrie de ce dispositif nord-pyrénéen.

. Le bloc du Mail Arrouy est une unité composée de matériaux s'étendant du Trias au Santonien. Il chevauche vers le sud le flysch albien du Barescou par l'intermédiaire d'un accident incliné vers le nord avec un plongement qui s'accentue graduellement d'ouest en est, de la vallée d'Aspe à celle d'Ossau. Nous avons vu que divers copeaux de schistes et calcaires paléozoïques ou de lherzolite sont pincés le long de cette faille injectée de Trias supérieur ophitique. Au-dessus se développe l'épaisse série s'étendant du Lias au Santonien. La stratigraphie du Jurassique et du Crétacé inférieur ainsi que les relations structurales avec les chaînons nord-pyrénéens établis aux abords des

Figure J2-4.5. Ste-Colome : vue sur le bloc du Mail Arrouy. On remarque en particulier le biseau stratigraphique témoignant du basculement du dispositif vers le nord est après l'Aptien et avant le dépôt du flysch calcaire cénomano-turonien.

vallées d'Ossau et d'Aspe ont été examinées antérieurement. Nous venons en particulier de décrire la série clansayésienne à mudmounds du secteur d'Arudy (arrêt 4). L'objectif majeur est ici suivre l'évolution latérale de ces séries (faciès et épaisseurs) d'est en ouest, à travers l'ensemble du chaînon particulièrement bien visible à partir de ce point de vue.

Ainsi, à la hauteur du Bois d'Arudy, le flysch noir recouvre les calcaires et marnes àmudmounds d'Arudy, faisant eux-mêmes suite aux calcaires urgo-gargasiens de la Crête de Lazerque. L'épaisseur de l'ensemble urgo-aptien et clansayésien atteint 3000 mètres. A la hauteur de la vallée d'Aspe, cet Urgo-Aptien ne dépasse guère 500 m. Plus à l'ouest encore, aux abords du pic Bellevue, le flysch noir albo-cénomanien disparait à son tour. C'est alors un flysch calcaire cénomano-turonien qui se superpose à l'Urgo-Aptien. Enfin à l'approche du secteur encore plus occidental du col d'Urdach, en l'absence de l'Aptien et du Jurassique supérieur et moyen, ce même flysch carbonaté vient recouvrir les calcaires du Lias (figure J2-4.5).

Sur le bloc du Mail Arrouy, le basculement clansayien et albien induisant l'ouverture du biseau stratigraphique, s'éffectue ainsi en direction du nord est. L'étude des chaînons calcaires enveloppant au sud le bassin de Mauléon révèle des polarités sédimentaires variables d'un bloc à l'autre. Ces variations ont été interprétées comme révélatrices de mouvements transtensifs (extension régionale N-S dominante et coulissement sénestre W-E secondaire) lors des étapes de création du bassin albien.

J2-6 – Le basalte de Courrèges (E.-J. Debroas) et la « question » de la bordure nord du bassin de Mauléon (j. Canérot)

LE MAGMATISME MESOCRETACE EFFUSIF

Le Flysch noir albo-cénomanien ployé en synclinal entre Arudy et Oloron contient de nombreuses intercalations de roches basiques alcalines effusives (basaltes) et intrusives (dolérites et gabbros alcalins plus ou moins cumulés) appartenant au magmatisme alcalin d'âge mesocrétacé qui s'étend des Corbières au Pays Basque espagnol (où le développement du volcanisme effusif basique et même acide est le plus important)..

L'affleurement de la ferme Courrèges est un bon exemple de la mise en place sous-marine de ce volcanisme marqué en particulier par la présence (Brousse et Lefevre, 1990) de coulées de laves en coussins (pillows lavas). Une des caractéristiques de ce volcanisme est la transformation post-magmatique plus ou moins complète (reliques de pyroxènes) de ces basaltes dans le faciès des schistes verts (spilitisation). Ces épanchements sont datés du Vraconnien-Cénomanien inférieur grâce à leur interstratification dans un Flysch noir de cet âge (P. Souquet et al., 1985). Le creusement d'un puits à proximité de la ferme (il y a une quarantaine d'années) avait recoupé à une dizaine de mètres de profondeur un filon de dolérite alcaline (teschénite) montrant ainsi la relation étroite entre roches effusives et intrusives.

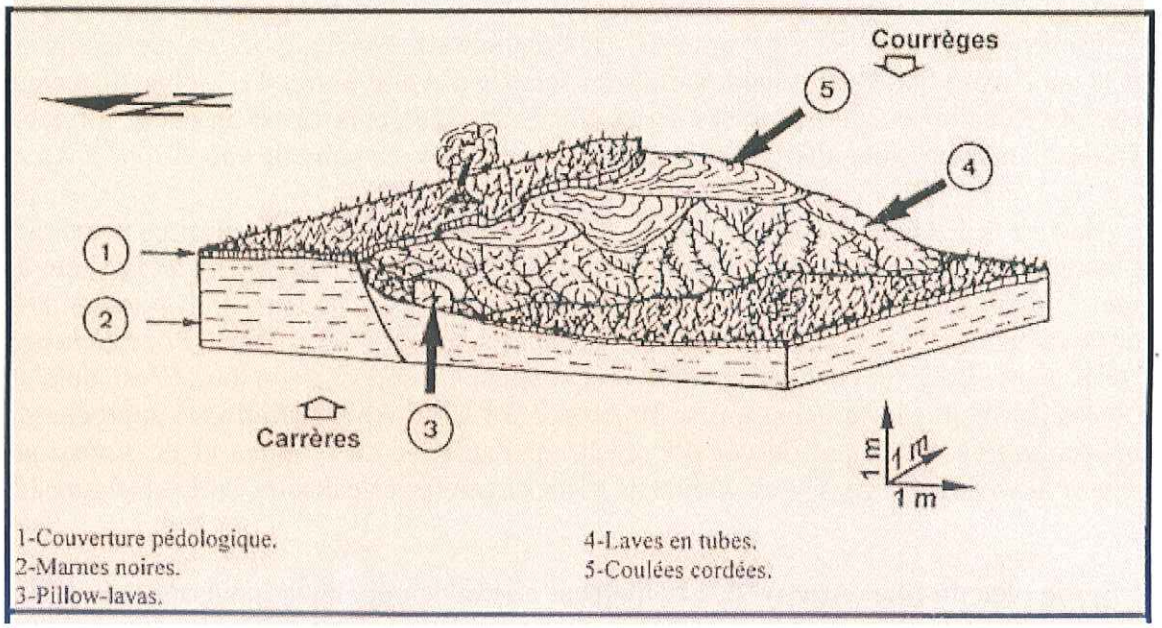


Figure J2-6.1. Relations géométriques entre les différents types de coulées (d'après F. Chemin, 1998).

LES « EPISYENITES » ALBIENNES : THEME D'EXPLORATION PETROLIERE

En 1982, au puits de Ledeuix 1, ESSOREP découvre du gaz (sans H2S) dans la frange altérée et fracturée de roches éruptives (les « épisyénites » des pétroliers). La découverte de gaz dans les niveaux volcaniques au sein de l'Albien, est un fait nouveau : de tels niveaux volcaniques avaient déjà été rencontrés dans l'Albien de plusieurs puits (Uhart Mixe, Saucède), mais sans résultats pétroliers.

Faute de temps, nous ne pourrons pas visiter les roches filonniennes intrusives abondantes au Sud d'ici, sous forme de sills différenciés de dolérites alcalines (teschénites) avec cumulats picritiques, pegmatitoïdes et microsyénites analcimiques comme celui de Buzy, dont la mise en place a été datée en K/Ar du Cénomano-Turonien (96+/- 4 Ma, Montigny et al., 1986).

Les nombreuses manifestations du magmatisme alcalin de la région sont à mettre en relation avec la fracturation crustale mésocrétacée du bassin de Mauléon. Cette tectonique transtensive amorcée dès le Clansayésien (voir Sainte-Colombe) se poursuit ici au début du Cénomanien au sein d'un bassin subsident graduellement élargi.

Le puits est aussitôt mis en production; en 1995 (date de la fermeture du gisement) il aura produit 115 Mm3.

Après cette découverte fortuite (l'objectif principal de Ledeuix 1 était en fait le Jurassique contenant du gaz au puits de Saucède 1) le thème « épisyénites » a fait l'objet d'une exploration spécifique : 2 puits (Ledeuix 2 en 1983 et Hagolle 1 en 1985) ont eu les épisyénites comme objectif principal, un troisième (Oloron 1 – 1984) comme objectif secondaire.

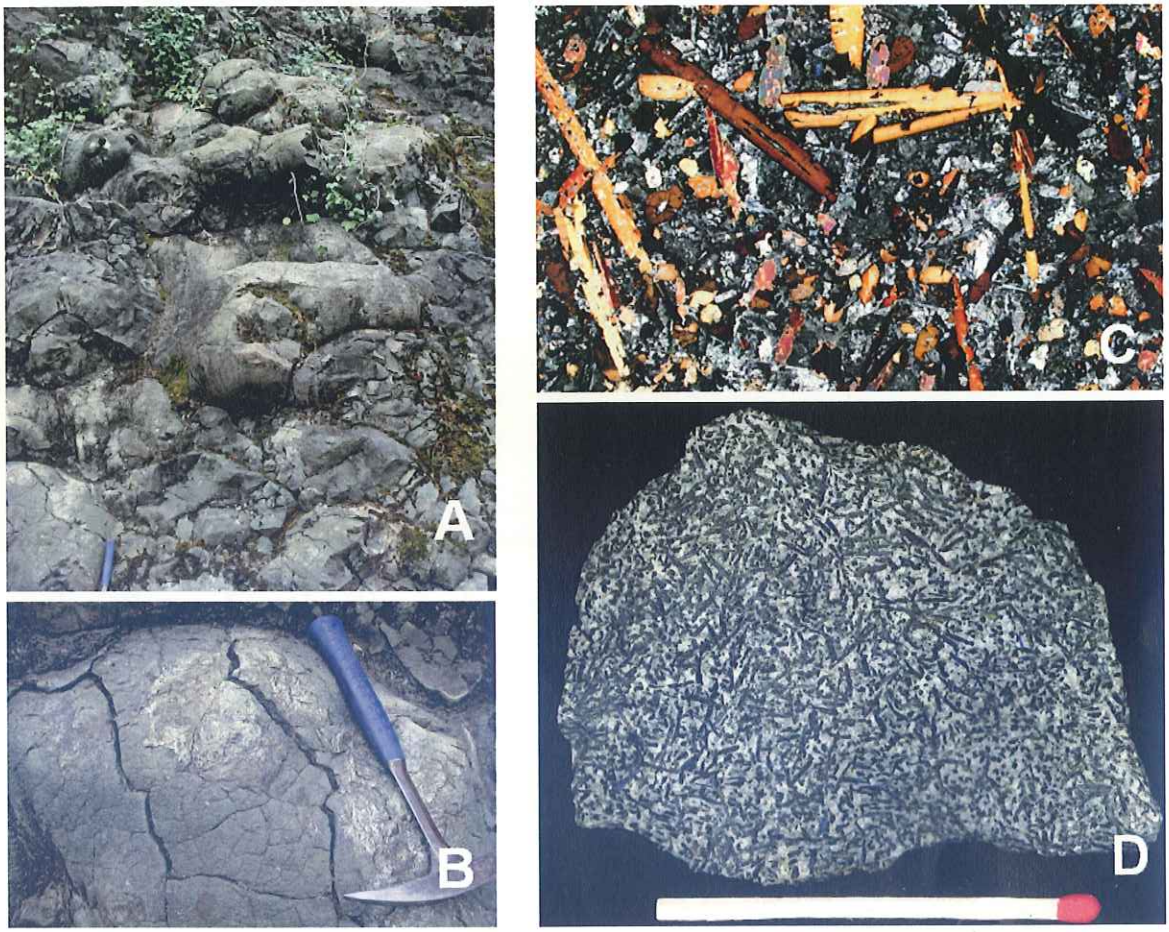


Figure J2-6.2. Magmatisme crétacé dans le bassin de Mauléon. A : laves en coussins et en tubes (Herrère). B. Détail : surface vitrifiée et craquelée d'un coussin (Herrère). C. Lame mince de pegmatitoïde de teschénite du bois du Bager (Arudy). D. Idem, échantillon macroscopique.

Faute de caractéristiques réservoirs dans les épisyénites rencontrées dans les nouveaux puits (Ledeuix 2, Hagolle1), la découverte initiale n'a jamais été renouvelée.

Interprétation des données

L'interprétation des données (sismique et forages) recueillies au cours de cette phase d'exploration permet de mieux comprendre l'évolution géométrique de la bordure Nord du bassin de Mauléon. Les coupes géologiques des figures J2-6.4, 5 et 6 (localisation sur la figure J2-6.3) correspondent à des interprétations de 1986, qui furent affinées au début des années 1990, grâce à l'acquisition d'une sismique 3D (Elf, 125km2, C1) dans le cadre du permis Gurs.

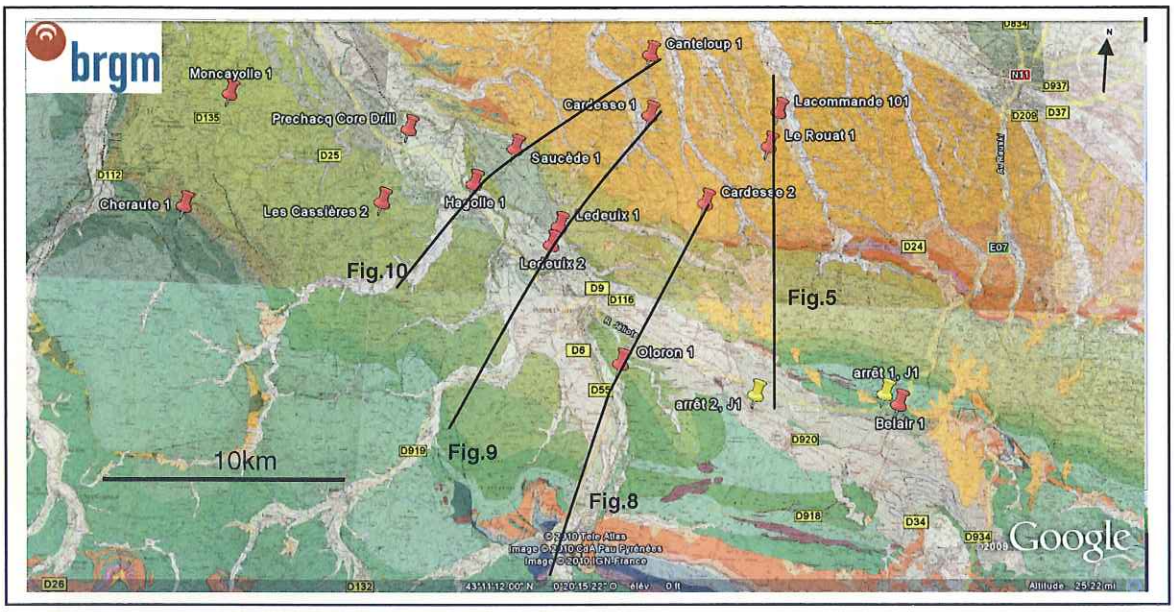


Figure J2-6.3: zone de Saucède – Ledeuix dans le contexte géologique. Les traits noirs correspondent aux coupes des figures J2-6.4, 5 et 6.

Commentaires des figures J2-6.4 à 6

Niveaux dans l'Albien :Des niveaux volcaniques (« épisyénites ») sont systématiquement présents dans les séries albiennes. La comparaison des coupes montre qu'elles sont plus abondantes à l'Est (figure J1-2.3) qu'à l'Ouest (figures J1- 2.5 et 6).

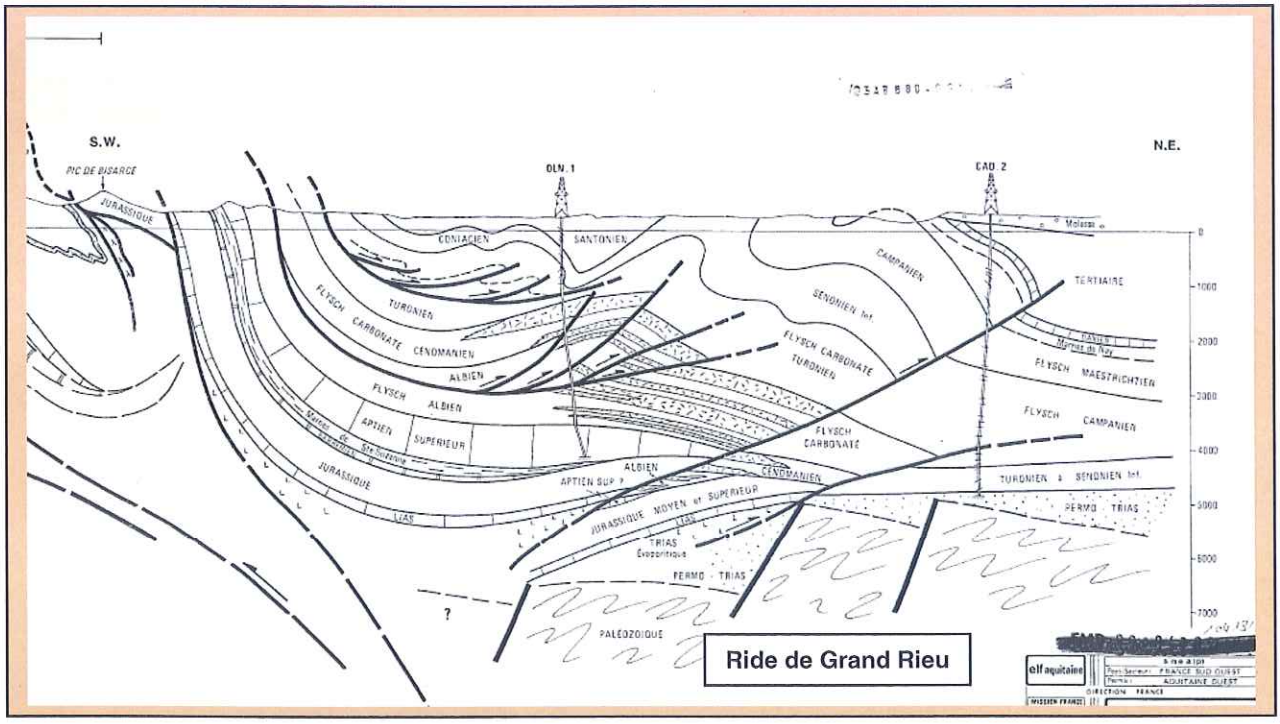


Figure J1-2.4. Coupe Oloron 1 – Cardesse 2 (= Fig. 8). Echelle 1/1. Interprétation Jean-Marie Flament, document interne SNEA(P)

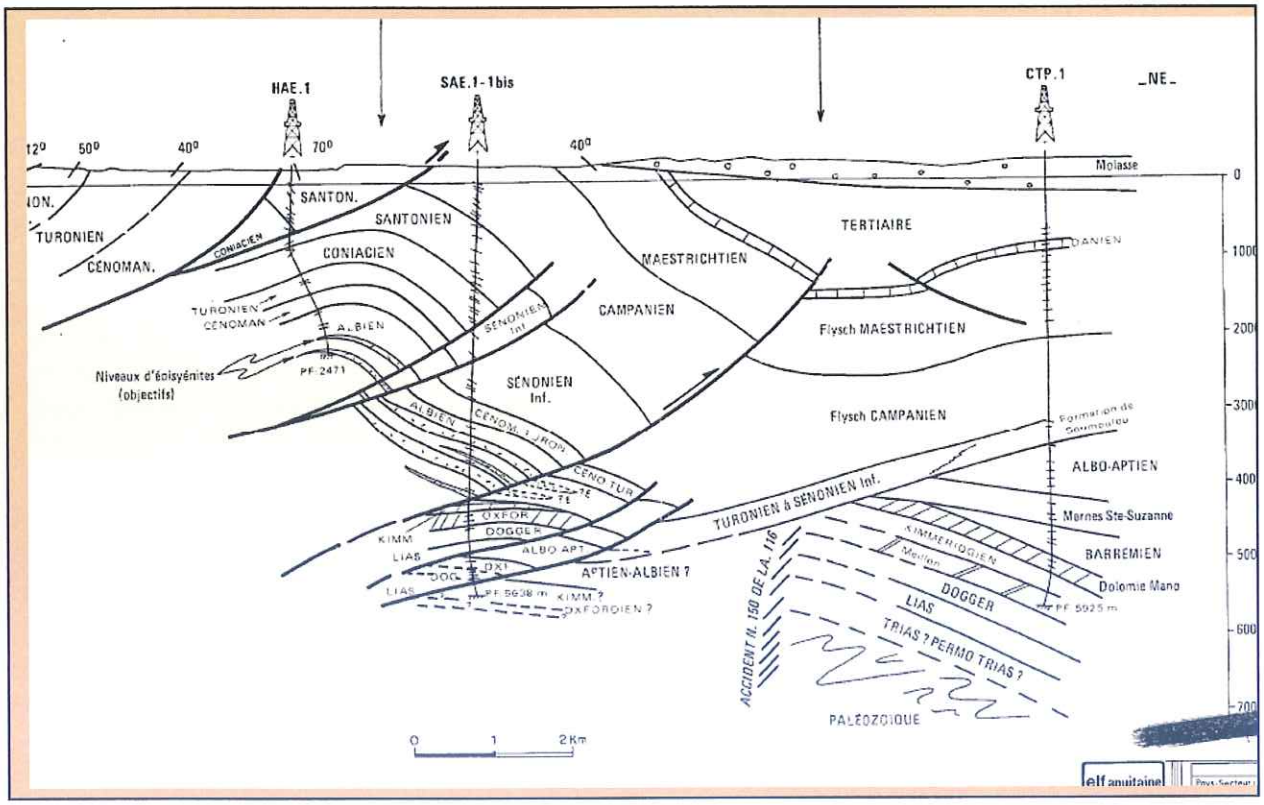


Figure J2-6.5. Coupe Ledeuix 2 – Ledeuix 1 – Cardesse 1 (= Fig.9). Echelle 1/1 (même échelle que la figure J2-6.4). Interprétation Jean-Marie Flament, document interne SNEA(P).

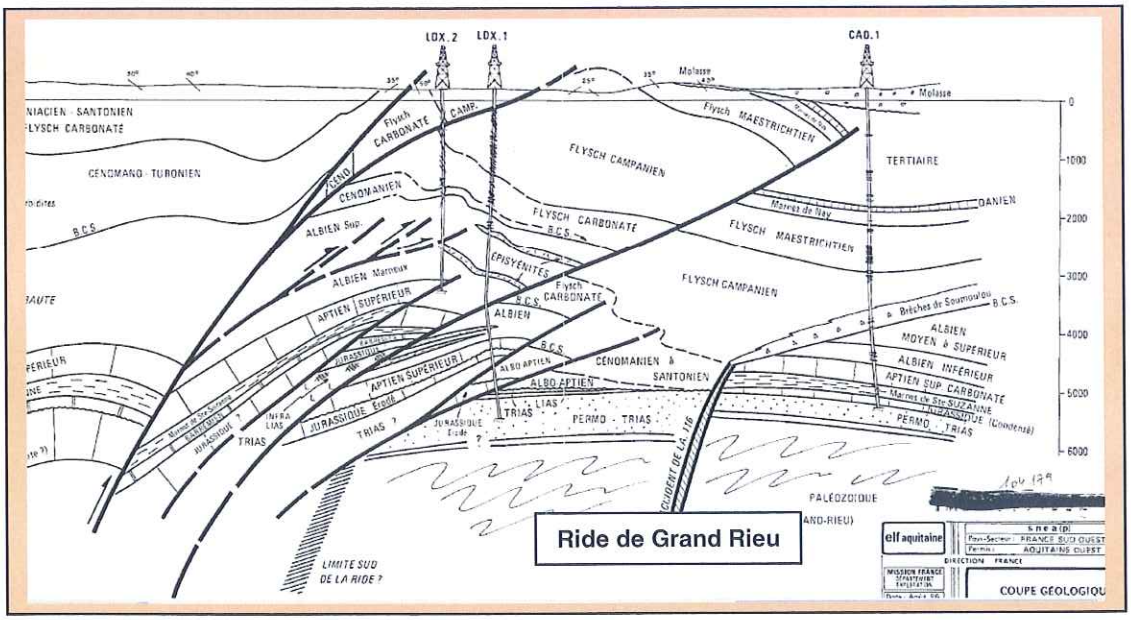


Figure J2-6.6. Coupe Hagolle 1 – Saucède 1 – Canteloup 1 (= Fig. 10). Echelle 1/1 (même échelle que les fig.8 & 9). Interprétation jmf, document interne SNEA(P).

LA « QUESTION » DE LA BORDURE NORD DU BASSIN

En l'absence d'affleurements, cette question ne peut être abordé&e qu'à partir des données pétrolières disponibles (sismique réfraction et puits).

Niveaux profonds : Trias, Jurassique, Crétacé basal

- A la limite Nord du bassin de Mauléon, le Trias, le Jurassique et la partie basale du Crétacé inférieur sont écaillés ; la structure frontale n'est jamais un pli à flanc Nord vertical équivalent de celui de Belair 1(figures J2-6.4 à 6);
- La partie Sud de la fig.8 montre le Jurassique et le Crétacé inférieur à l'affleurement à l'extrémité Ouest du chaînon du Mail Arrouy. Le monoclinal très fortement penté vers le Nord peut être aisément corrélé avec les niveaux rencontrés au puits Oloron 1. Comme pour le Jurassique du puits de Belair, les niveaux du Mail Arrouy aujourd'hui à l'affleurement au Sud d'Oloron 1 ont subi un mouvement vertical très important (de l'ordre de 5km). Le déplacement horizontal vers le Nord ne peut être évalué : une ou plusieurs écailles sous le puits Oloron 1 ?
- Aucune donnée géologique n'indique que le chaînon du Mail Arrouy corresponde au flanc Nord verticalisé d'un pli.
- Sur les coupes suivantes (figures J2-6.5 et 6), et au-delà vers l'Ouest, les niveaux Jurassique et Trias n'affleurent plus jamais à la limite Nord du bassin de Mauléon ou à son voisinage. Le style de déformation change : le Jurassique de la bordure Nord du bassin de Mauléon est désormais impliqué dans une série d'écailles de plus en plus complexes et profondes. C'est dans ce type de dispositif qu'a été découvert par ESSOREP en 1979 le gisement de Saucède (figure J2-6.6). Ces deux coupes sont situées dans un segment du bassin de Mauléon distinct de celui des chaînons béarnais plus à l'Est : le bassin subsident de Tardets.

Ride de Grand Rieu :

Vers l'Ouest, dans le bassin subsident de Tardets, la ride de Grand Rieu est de plus en plus difficile à localiser : forée au puits de Cardesse 2 dans le segment des chaînons béarnais (figure J2-6.4), on peut la situer juste au Nord du puits Ledeuix 1 sur la figure J2-6.5, mais elle n'est plus identifiable sur la coupe de Saucède (figure J2-6.6).

III – TROISIÈME JOURNÉE

Gurmençon – col de Bilatre – Pau (80 km)

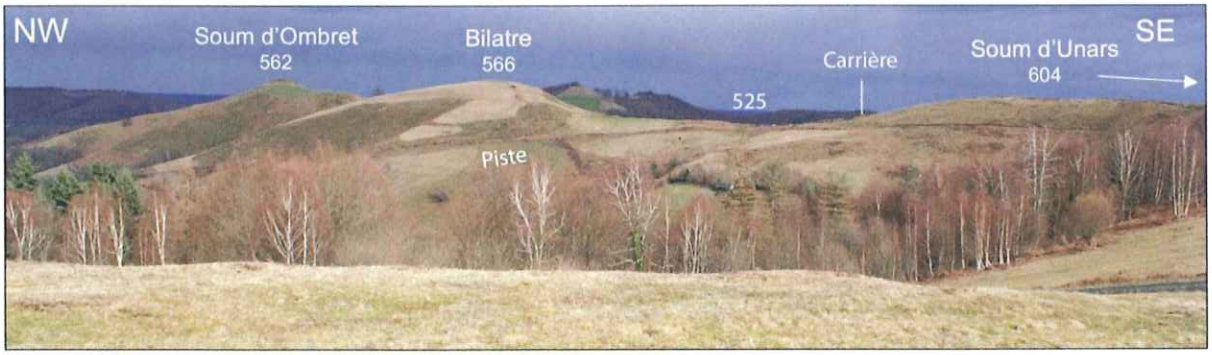
LA LHERZOLITE DES PERNES ET LES BRÈCHES D'URDACH

(E.-J. Debroas)

Le massif de lherzolite des Pernes (ou du col d'Urdach) est atteint à partir de l'entrée du village d'Issor, en empruntant la piste qui conduit à Ance par Bilatre (525 m, à l'ouest du col d'Urdach). Quatre arrêts (J3-1 à J3-4) lui sont consacrés.

J3-1. Col au sud de Bilatre. La lherzolite des Pernes et la question de son exhumation sous-marine.

Le panorama du petit col situé au sud-ouest du Soum d'Unars expose les conditions d'affleurement médiocres. A première vue, on n'y distingue ni la lherzolite du grand massif des Pernes – col d'Urdach (1500x1000m) ni du Flysch noir albo-cénomanien voisin qui est représenté par les Brèches d'Urdach et par un flysch pélito-gréseux (les « Turbidites de Maysonnave »). Toutefois, ces terrains affleurent ponctuellement sous une végétation dense et un recouvrement superficiel souvent non négligeable (Fig. J3-1.1). Ce panorama permet également de localiser dans la carrière, sur la piste et au Soum d'Unars les 3 arrêts suivants qui ont été choisis pour illustrer les relations de la lherzolite avec les Brèches d'Urdach (à éléments grossiers de lherzolite, de Paléozoïque et de Mésozoïque), le Flysch pélito-gréseux et le chaînon calcaire du Mail Arrouy qui posent problème en étant très diversement considérées depuis les premières interprétations du début du XXème siècle (Fig. J3-1.2).

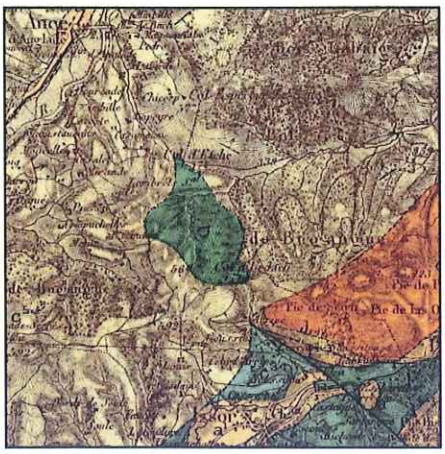


Figu J1-3.2. : Panorama sur le versant occidental de la crête du Soum d'Ombret au Soum d'Unars (Interprétation géologique figure J3-1.3)

Les plus récentes de ces interprétations qui nous intéressent directement, sont pour l'essentiel consécutives à la première cartographie détaillée du secteur dans le cadre des recherches pétrolières de la SNPA et, plus particulièrement, à la mise en évidence de la resédimentation sous-marine de débris de lherzolite dans le flysch cénomanien (Schoeffler et al., 1964). Elles ont successivement considéré que cette lherzolite appartenait :

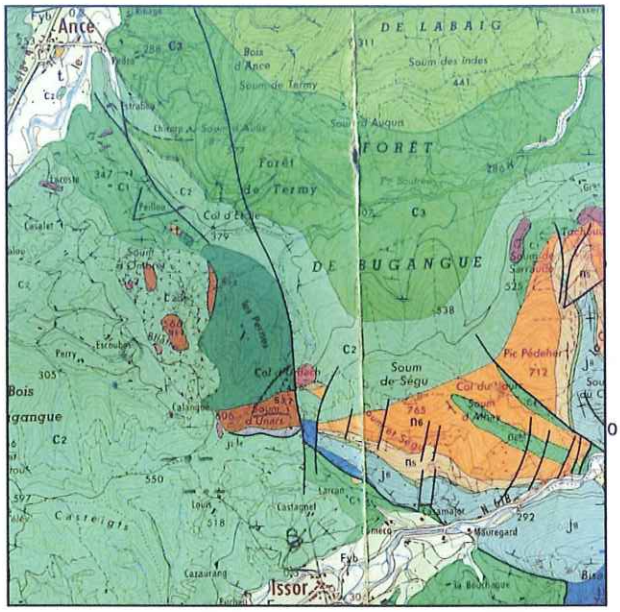
- à une « cordillère » de terrains paléozoïques enfouie sous le « wildflysch » et les « klippes sédimentaires » qu'elle alimentait, et qui représentaient les « brèches de base » du flysch voisin (Tisin, 1963 ; Deloffre, 1965 ; Casteras, 1970) ;

- à un horst subautochtone bordé de prismes de brèches de bas de talus compris entre un escarpement de faille synsédimentaire et un passage latéral, par interstratification, avec le Flysch noir vraconnien-cénomanien inférieur (Roux, 1983 ; Souquet et al., 1985) ;

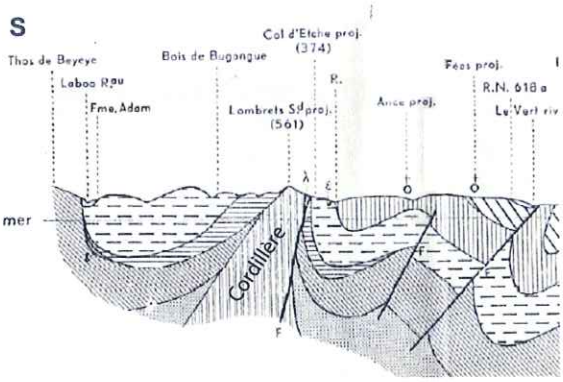


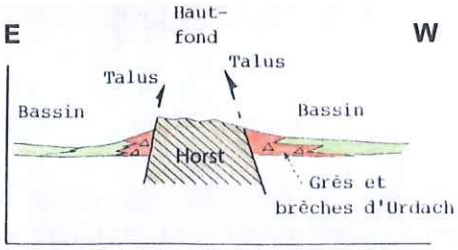
A - Ophite et serpentine noire (1819) avec métamorphisme du flysch cénomanien (1910)

B - Bande de Paléozoïque mylonitisé enveloppant la lherzolite d'Urdach (1928)



C - Brèches de base du flysch cénomanien et cordillère antécénomanienne d'Urdach (1963, 1965, 1970)

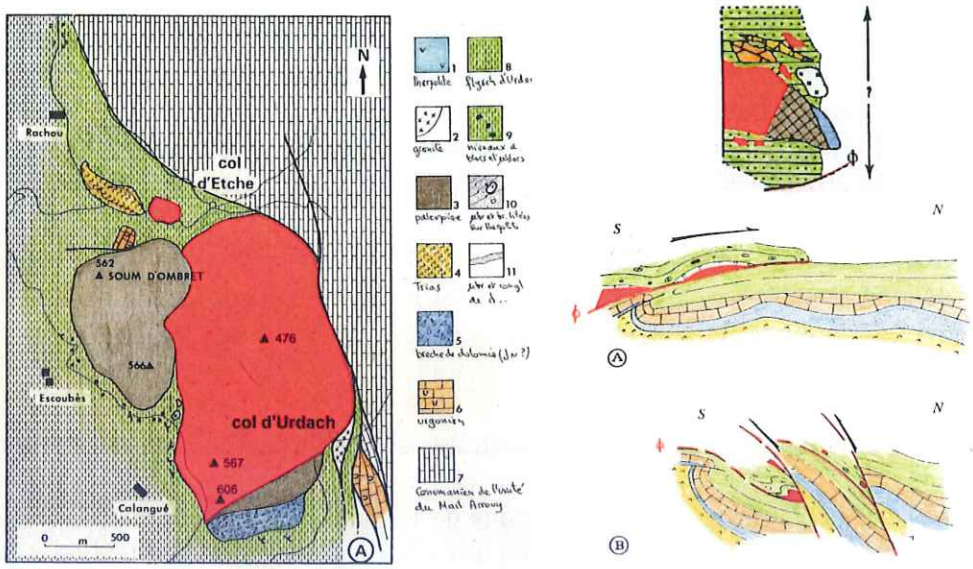




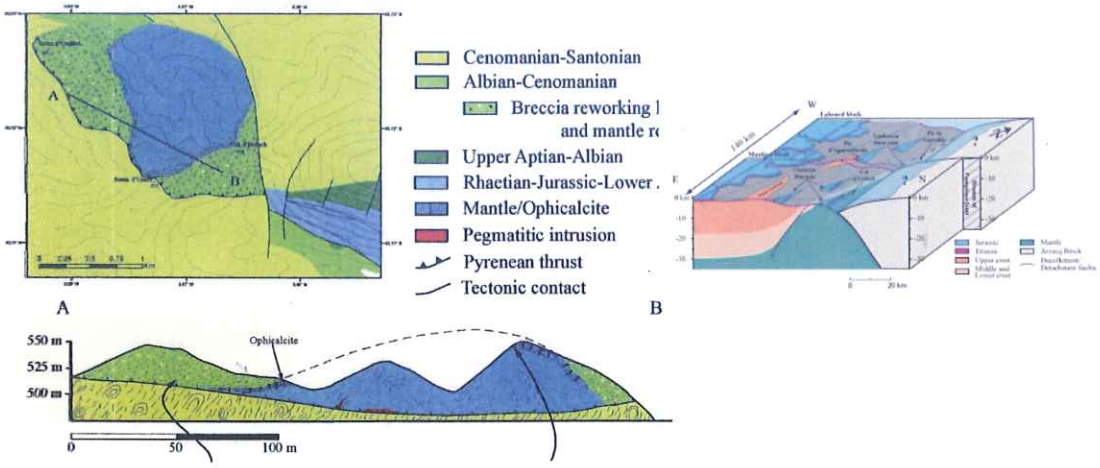
D - Brèches d'Urdach, un membre du Flysch noir albo-cénomanien au pied des escarpements de faille d'un horst (1983, 1985)

Figure J3-1.2 : Les interprétations successives de la position structurale de la lherzolite et des brèches d'Urdach. A : Palassou (1819) et Carez (1910) ; B : Viennot (1928) ; C : Tisin (1963), Deloffre '1965) et Casteras (1970) ; D : Roux (1963) et Souquet et al. (1985) ; E : Duée et al. (1984), Fortané et al. (1986) ; F : Jammes (2009) et Jammes et al. (2010) ; G : Lagabrielle et al. (2010).

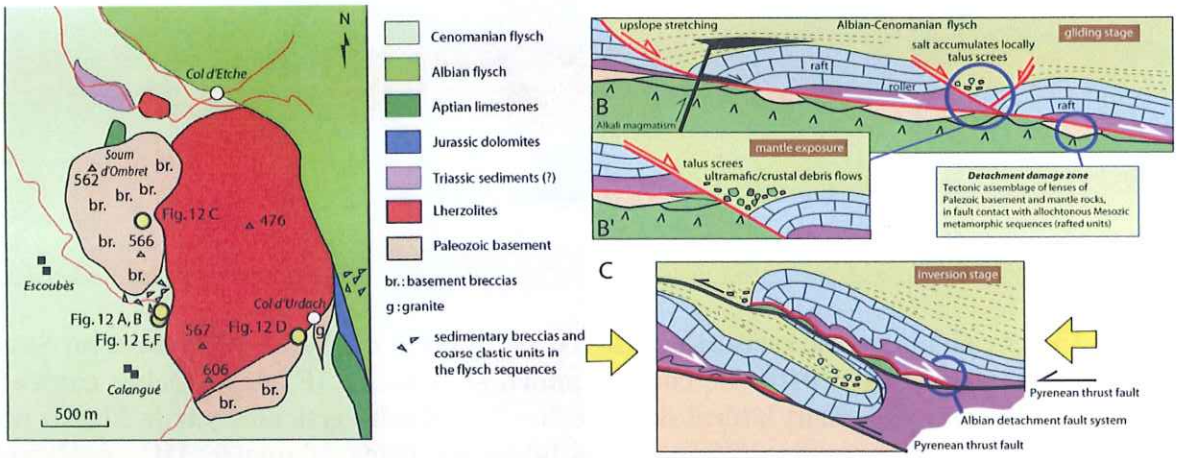
E - "Flysch à blocs d'Urdach" avec olistolites de lherzolite" (1984/1986)



F - Brèches sur plancher sous-marin de lherzolite avec ophicalcite (2009)



G - "Complexe tectono-sédimentaire d'Urdach" au pied d'un escarpement de faille (2010)



- à une unité allochtone d'origine méridionale chevauchant le flysch et constituée par un « flysch à blocs » dont la lherzolite formait le plus grand des olistolites (Duée et al., 1984 ; Fortané et al., 1986) ;

- à une unité allochtone chevauchant le flysch mais dans laquelle la lherzolite représentait le plancher du bassin de Mauléon surmonté directement par les brèches d'Urdach (Jammes, 2009 ; Jammes et al., 2009) ;

- au substratum d'un « complexe tectono-sédimentaire de détachement d'Urdach » surmontant stratigraphiquement les lherzolites au niveau d'une faille normale à regard nord (Lagabrielle et al., 2009) ;

- au substratum de la tête surélevée du bloc basculé du Mail Arrouy (déjà évoqué la veille) qui est dénudé dans les escarpements de sa faille bordière occidentale au-dessous d'une croûte paléozoïque amincie et d'une série mésozoïque érodée dont l'érosion alimente les Brèches d'Urdach (Debroas et al., 2010).

J3-2. Bilatre : la carrière. La lherzolite, les ophicalcites et l'exhumation sous-marine du manteau.

Au sud du col de Bilatre (point coté 525) le talus de la piste et une carrière abandonnée exposent un manteau supérieur constitué d'une lherzolite à peine reconnaissable (identifiée seulement en 1927 par P. Viennot) car très largement serpentinisée (Monchoux, 1970). Ces serpentines noires sont traversées par des filons blancs d'albitite pegmatitique à biotite, muscovite, corindon, zircon, épidote, zoïsite rose et allanite (Monchoux et al., 2006 ; Pin et al., 2006). Leur mise en place est datée à 104 Ma (Fabriès et al., 1986).

Les serpentines sont également recoupées par de nombreux filonnets blancs d'ophicalcite (Fig. J3-2.1) qui attestent de leur exhumation sous-marine (Jammes, 2009 ; Jammes et al., 2009).

Le talus de la piste permet par ailleurs d'observer le contact anormal très redressé de la lherzolite avec les brèches (Fig. J3-2.2) qui a été mis en évidence par la cartographie (Fig. J3.4.1).

Figure J3-2.1 : Filonnets d'ophicalcite dans la lherzolite serpentinisée (Jammes et al., 2009).

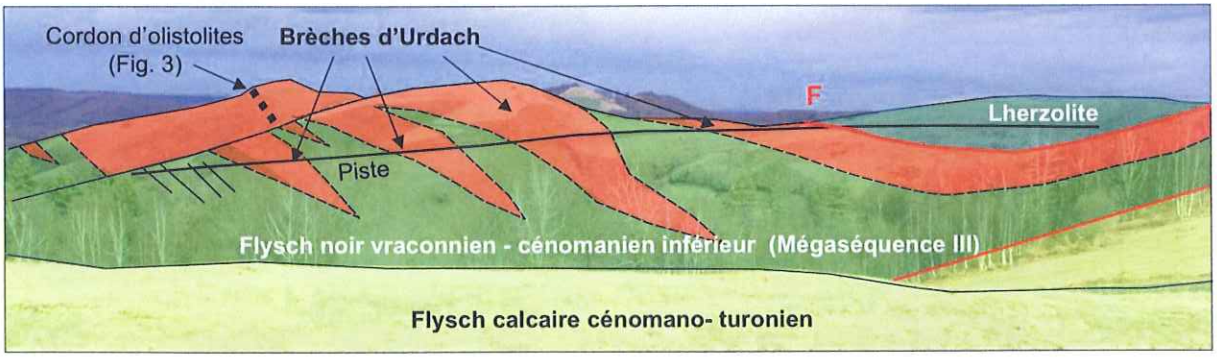


Figure J3-2.2 : Géologie du versant occidental de la crête du Soum d'Ombret au Soum d'Unars (Debroas et al., 2010). Le contact anormal redressé (F) des brèches contre la lherzolite et le remplacement latéral des Brèches d'Urdach verticales par le Flysch noir pélito-gréseux du Vraconnien-Cénomanien inférieur (Mégaséquence III), également vertical, affleurent sur ce versant que traverse la piste d'Issor (SE) à Ance (NE).

J3-3. Bilatre : la piste d'Issor à Ance. Les Brèches d'Urdach et la resédimentation sous-marine de la lherzolite au pied d'un escarpement de faille.

Au nord du col de Bilatre (point coté 525), le talus de la piste de Issor à Ance permet d'observer les Brèches d'Urdach, le flysch pélito gréseux et l'alternance de leurs strates verticales Fig. J3-2.2 et J3-3.1).

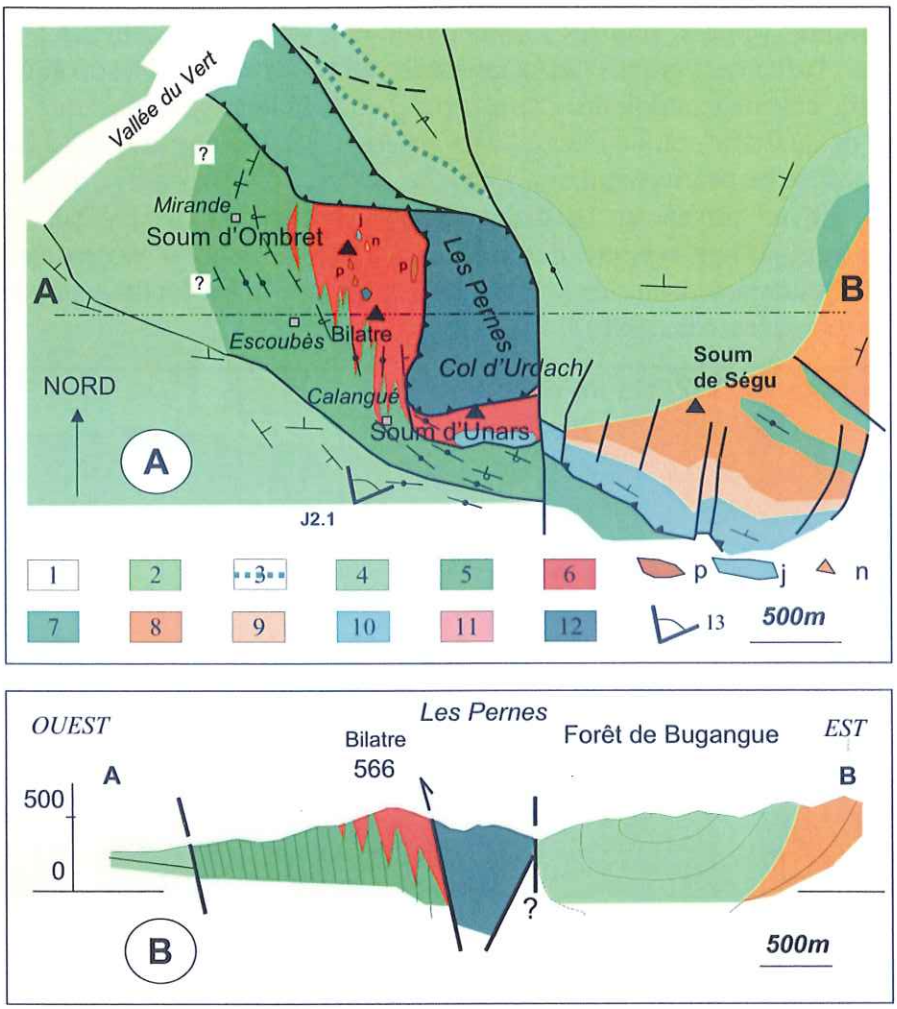


Figure J3-3.1 : Position structurale actuelle du prisme des Brèches d'Urdach et du massif de lherzolite au sein des flyschs crétacés (d'après Debroas et al., 2010). A : Carte géologique interprétative schématique (d'après la carte géologique 1/50 000 d'Oloron-Sainte-Marie, modifiée). B : Coupe géologique interprétative schématique AB. Légende – 1 : Alluvions quaternaires discordantes ; 2 : Flysch du Sénonien inférieur ; 3 : Mégaturbidite du col d'Osquich (limite Turonien-Coniacien) ; 4 : Flysch calcaire du Cénomanien supérieur et du Turonien ; 5 : Flysch noir du Vraconnien-Cénomanien inférieur ; 6 : Brèches d'Urdach avec olistolites et cordons d'olistolites (p : de schistes ou de quartzites paléozoïques bréchifiés ; j : de dolomies et calcaires jurassiques ; n : de calcaires aptiens) ; 7 : Marnes noires de l'Albien inférieur ; 8 : Calcaires de l'Aptien supérieur ; 9 : Marnes de l'Aptien inférieur ; 10 : Calcaires et dolomies du Barrémien et du Jurassique supérieur : 11 : Gneiss ; 12 : Lherzolite ; 13 : Point de vue (Arrêt J3.1).

Les Brèches d'Urdach.

Ce membre du Flysch noir albo-cénomanien constitue un prisme dont l'épaisseur atteint 1000 m et dont la largeur apparente peut atteindre jusqu'à 1500 m (Fig. J3-3.1). Il montre une stratification subméridienne verticale qui est soulignée soit par des cordons d'olistolites (Fig. J3-3.2), soit par ses indentations dans le flysch également vertical (Fig. J3-2.2). Il associe des brèches grossières et inorganisées qui remanient des roches paléozoïques largement majoritaires (gneiss, schistes à andalousite et à sillimanite, schistes à muscovite et biotite, quartzites, lydiennes, granites et pegmatites), de rares roches mésozoïques (calcaires aptiens à Toucasia, calcaires et dolomies jurassiques) et de la lherzolite ainsi que de nombreux petits olistolites de quartzites ou de micaschistes paléozoïques bréchifiés (Fig. J.3-3.3 et 4) ou trois grands olistolites respectivement constitués de schistes paléozoïques , de calcaire aptien et de lherzolite. Un tel prisme épais, dissymétrique et constitué de brèches grossières et inorganisées est tout à fait typique des accumulations de pied d'escarpement de faille synsédimentaires qui caractérisent les brèches du Flysch noir albo-cénomanien des Pyrénées (Souquet et al., 1985 ; Debroas, 1990).

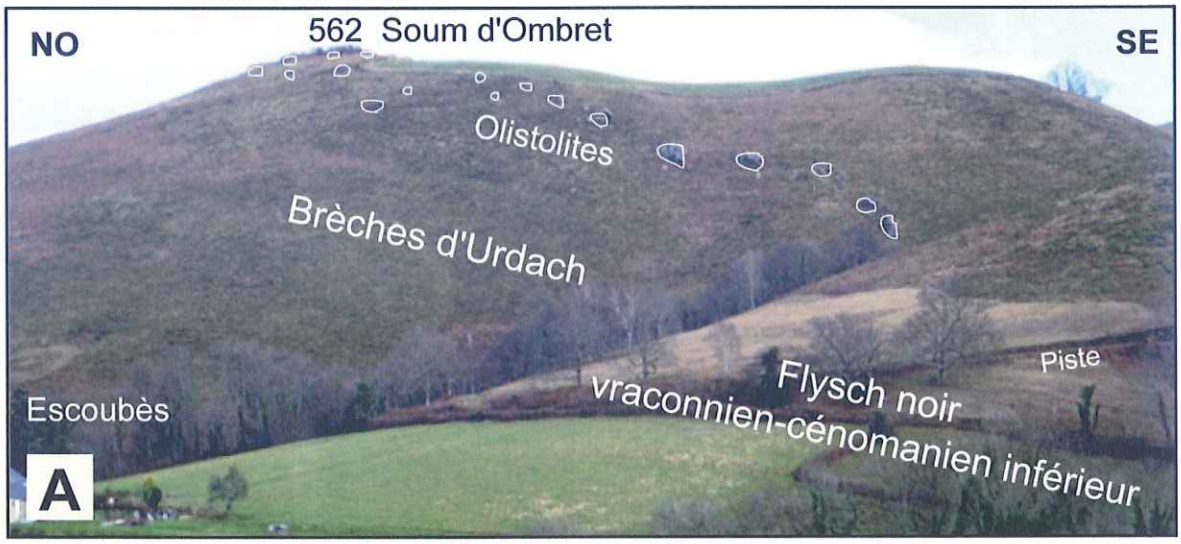


Figure J3-3.2 : Cordon d'olistolites du Soum d'Ombret (quartzites et de micaschistes paléozoïques bréchifiés)

Figure J3-3.3 : Olistolite de micaschistes bréchifiés (Soum d'Ombret)

Figure J3-3.4 : Débrite à éléments paléozoïques et boue emballant les olistolites (Mirande)

Le flysch pélito-gréseux (Turbidites de Maysonnave).

Cet autre membre du Flysch noir est constitué des turbidites pélito-gréseuses à débris végétaux fréquents qui constituent une série à polarité ascendante vers l'ouest (Fig. J3-3.5). Outre les puissantes indentations des Brèches d'Urdach, il renferme des bancs moins épais de débrites ou de grès conglomératiques à débris et minéraux de la lherzolite (Roux, 1983).

Figure J3-3.5 – Turbidites pélito-gréseuses à polarité ascendante vers l'ouest (à gauche)

Près de la ferme d'Escoubès, au niveau du sommet des brèches, ce flysch a livré un nannoplancton de la zone à *Eiffeilithus turriseiffeli* (détermination M. Bonnemaison et H. Manivit) qui a permis de l'attribuer au Vraconnien-Cénomanien inférieur (Souquet et al., 1985) et de vérifier son milieu de dépôt sous-marin.

L'exhumation de la lherzolite et le remaniement sous-marin de ses débris au sein des Brèches d'Urdach se sont donc produits « tardivement » c'est-à-dire au cours du dépôt de la mégaséquence III du Flysch noir (Fig. J3-4.2) qui correspond au troisième stade d'ouverture du rift nord-pyrénéen (Debroas, 2003).

J3-4. Soum d'Unars. L'extrémité occidentale du bloc basculé du Mail Arrouy et l'exhumation sous-marine de la lherzolite dans des escarpements de failles transverses.

Au sud du col 525m et de la carrière de lherzolite, le sommet du Soum d'Unar (606m, 1200 m de marche AR) offre un panorama N-S sur l'extrémité occidentale du chaînon du Mail Arrouy qui porte le Soum Ségu (Fig. J3-4.1).

Au-delà de la faille subméridienne du col d'Urdach, le sommet de la série mésozoïque apparaît fortement aminci. Le Flysch noir et la plus grande partie des calcaires aptiens ont disparu soit par biseau stratigraphique, soit par érosion sous la discordance du flysch calcaire cénomanien vertical. Un tel amincissement atteste d'un basculement vers l'est ou le nord-est de la série du Mail Arrouy qui paraît ainsi avoir subi un basculement synsédimentaire continu de l'Aptien supérieur (cf J2) au Cénomanien inférieur.

La juxtaposition de la tête soulevée de ce bloc basculé et du prisme des Brèches d'Urdach s'ouvrant vers l'ouest ou le sud-ouest impose nécessairement la présence d'une zone de failles normales intermédiaires. Elle correspond à la zone d'intersection complexe entre les failles synsédimentaires NO-SE du Barescou (futur chevauchement du Mail Arrouy) et SO-NE du Barlanès.

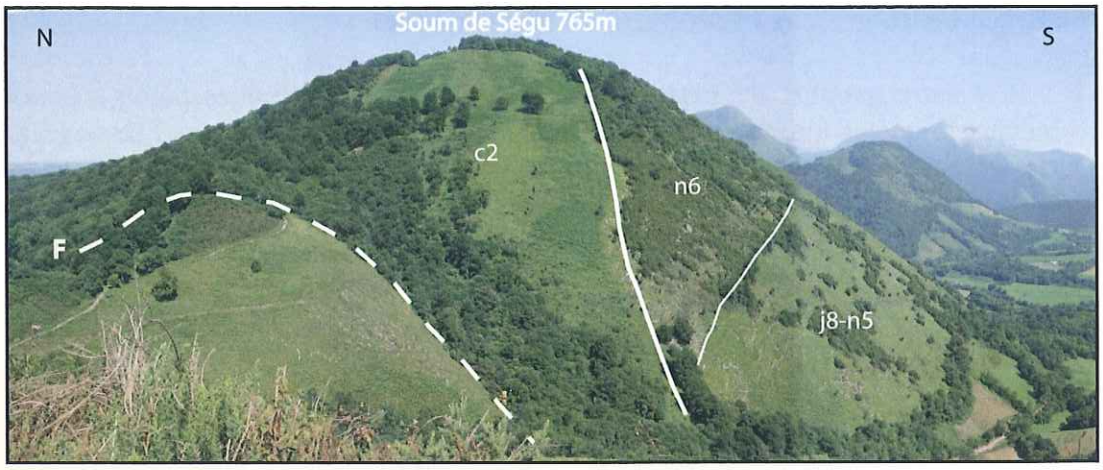


Figure J3-4.1 : Extrémité occidentale du chaînon du Mail Arrouy vue depuis le Soum d'Unar. j8-n5 : Jurassique supérieur à Aptien inférieur indifférencié ; n6 : Aptien supérieur calcaire ; c2 : Flysch calcaire discordant du Cénomanien moyen à supérieur ; F : faille subméridienne parallèle à la faille du col d'Urdach (masquée par la végétation du premier plan).

Nous retiendrons donc qu'au Vraconnien–Cénomanien inférieur c'est très vraisemblablement dans les escarpements de cette zone de failles transverses que la lherzolite était exhumée à la base d'une croûte continentale qui bien que très amincie, était encore susceptible d'alimenter les 1000 m de Brèches d'Urdach (Fig. J3-4.2).

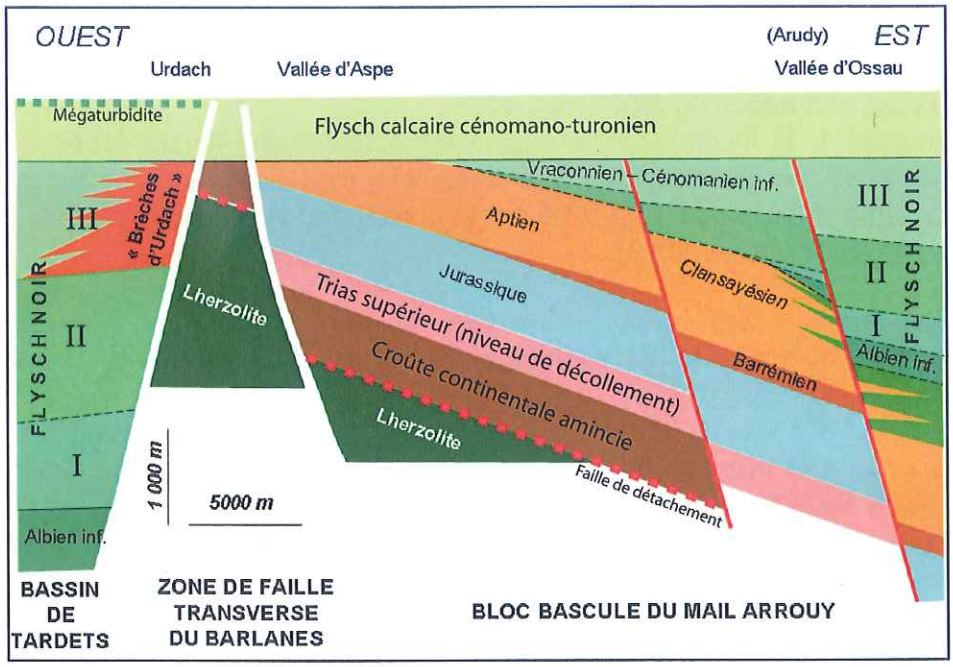


Figure. J3-4.2 : Exhumation de la lherzolite du col d'Urdach et de sa « couverture » de croûte continentale amincie au niveau d'un escarpement de faille synsédimentaire normale à regard ouest ou sud-ouest (E.-J. Debroas et al., 2010).

Ultérieurement enfouie sous les flyschs néocrétacés, la lherzolite n'est réapparue sous la forme d'une petite écaille extrusive au sein du flysch (Fig. J3-3.1B) qu'après inversion structurale pyrénéenne du bassin de Mauléon et les érosions consécutives

J3-5. Belair. CONCLUSION GENERALE (collectif)

Le panorama des chaînons béarnais établis dans l'extrémité occidentale du bassin de Mauléon est sommairement brossé. Suit une brève présentation de la « Route Géologique Transpyrénéenne Aspe-Haut Aragon ».

L'excursion prend fin avec un rappel des conclusions majeures qui se dégagent de ces trois journées consacrées à la visite de la seule partie orientale et méridionale du bassin.

Les affleurements visités témoignent de la complexité *de l'histoire géologique* du bassin de Mauléon. L'enregistrement sédimentaire qui s'étale du Paléozoïque au Cénozoïque y révèle tout d'abord des faciès et des environnements extrêmement variés, s'étendant du milieu continental au milieu marin profond.

De plus, l'histoire de ce bassin traduit ***l'influence permanente de la tectonique sur la sédimentation*** *:* distension modérée du Trias à l'Aptien (série anté-rift); transtension accélérée à partir du Clansayésien ; création d'un véritable fossé flysch, fortement subsident, au cours de l'Albien (série syn-rift); persistance de la distension, de la subsidence et du décrochement conjugués au cours du Crétacé supérieur, avec élargissement notable de l'aire sédimentaire, à la fois du nord au sud et de l'ouest à l'est (série post-rift); inversion tectonique et intégration dans la chaîne pyrénéenne à partir du Sénonien ; création récente du relief.

L'organisation structurale actuelle du bassin révèle trois zones bien distinctes : une zone septentrionale à vergence nord et une zone méridionale à vergence sud, disposées en éventail de part et d'autre d'une zone centrale étroite et flexueuse, mal individualisée, correspondant approximativement à la structure de Roquiague. Cette organisation est héritée en grande partie de dispositifs issus de la période de structuration éocrétacée.

Relativement épargné par les serrages pyrénéens, le bassin de Mauléon permet en outre d'analyser dans de bonnes conditions ***les phénomènes liés à l'amincissement crustal*** *méso-crétacé* : basculement de blocs crustaux ; diapirisme des évaporites triasiques ; magmatisme alcalin effusif ou intrusif ; faible métamorphisme isostatique.

Cet amincissement reconnu par tous, doit pouvoir s'interpréter en faisant appel à ***une faille de détachement*** à faible plongement vers le Nord. Mais la localisation de cet accident et l'importance de l'amincissement induit ne font pas encore l'objet de consensus, notamment dans les chaînons béarnais : décoiffement mantellique en fond de bassin, partiel pour certains, général pour d'autres ; exhumation localisée au droit de failles transverses pour les organisateurs de l'excursion.

Les études de terrain étayées par les données de subsurface ne fournissent pas des éléments décisifs pour l'interprétation de ***la structure centrale de Roquiague***. Un accord semble cependant s'établir pour considérer qu'il s'agit d'une zone diapirique albo-aptienne complexe, reprise par les serrages tertiaires.

Bien que géographiquement restreints, les secteurs visités conduisent par ailleurs à une réflexion et à ***des interrogations*** au sein d'un cadre élargi à l'échelle des Pyrénées : faut-il conserver la locution de « Faille Transformante Nord-Pyrénéenne » après avoir constaté que dans les Pyrénées occidentales celle-ci ne présente aucune réalité sur le terrain ? Doit-on la remplacer par celle, récente, de « Faille Nord-Ibérique » ? Comment aborder les relations structurales entre Zone Nord-Pyrénéenne et Haute Chaîne Primaire quand on sait qu'en l'absence d'un accident intermédiaire continu, ces grandes unités peuvent, en partie au moins, se remplacer latéralement ?

Les réponses argumentées à ces questions d'actualité nécessiteront ***de nouvelles études*** et autant de confrontations. Les organisateurs souhaitent ainsi qu'à travers les échanges

suscités, l'excursion qui s'achève puisse être considérée comme une contribution à la connaissance non seulement du bassin de Mauléon mais aussi de la chaîne pyrénéenne dans son ensemble.

BIBLIOGRAPHIE

Azambre B. (1976) – Sur les roches intrusives sous-saturées du Crétacé des Pyrénées. Thèse 3ème cycle, Paris, 147 p.

Azambre B. et Rossi M. (1976) – Le magmatisme alcalin d'âge crétacé dans les Pyrénées occidentales et l'arc basque ; ses relations avec le métamorphisme et la tectonique. *Bull. Soc. géol. France*, 7, 18, 1725-1728.

Azambre B. et Monchoux P. (1998) – Métagabbros amphiboliques et mise en place crustale des lherzolites des Pyrénées (France). *C.R. Acad. Sc., Paris, Sc. Terre et Planètes*, 327, 9-15.

Azambre B., Rossy M., Bossière G. (2004) – Commentaire à la note de Christian Desreumaux et al. Intitulée *Découverte de trubidites du Crétacé supérieur métamorphisées au contact d'intrusions d'ophites dans les Pyrénées occidentales (vallée d'Aspe, France) Vers une révision de l'âge des ophites pyrénéennes* [C.R. Geoscience 334 (2002) 197]. Discussion. Les dolérites tholéiitiques (« ophites ») des Pyrénées sont-elles d'âge Crétacé ou Triasico-Liasique ? C.R. Geoscience

Barnolas A. et Chiron J.C. (1996) – Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées – Vol. 1 : Introduction. Géophysique. Cycle hercynien – *Edit. BRGM – ITGE*, 729 p.

Bilotte M., Laurent Y. et Téodori D. (2010) - Restes d'hadrosaure dans le Crétacé terminal marin de Larcan (Petites Pyrénées, Haute-Garonne, France). *Notebooks on Geology*, 10 p.

Biteau J.-J., Le Marrec A., Le Vot M., Masset J.-M. (2006) – The Aquitaine Basin. *Petroleum Veoscience*, vol. 12, 247-273.

Biteau J.-J. et Canérot J. (2007) – La chaîne des Pyrénées et ses avant-pays d'Aquitaine et de l'Ebre, caractéristiques structurales, évolution géodynamique et tectono-sédimentaire. *Géologues*, 155, 16-29.

Boirie J.M.-1981- Etude sédimentologique des Poudingues de Mendibelza (Pyrénées Atlantiques) Thèse 3ème Cycle, Toulouse, 114 p.

Bourrouilh R., Richert J.-P., Zolnaï G., (1995) – The North Pyrenean Aquitaine Basin, France : Evolution and hydrocarbons. *AAPG Bulletin*, 79 (6), 831-853.

Brousse R. et Lefevre C. (1990) – Le volcanisme en France et en Europe limitrophe – Guides géologiques régionaux, Masson, 263 p.

Canérot J. (1964) – Contribution à l'étude géologique des chaînons nord-pyrénéens compris entre les vallées d'Aspe et d'Ossau (B.-P.). Thèse 3ème Cycle, Toulouse, 200 p.

Canérot, J. (2006) – Réflexions sur la « révolution danienne » dans les Pyrénées ; *C.R. Geosciences*, 338, 658-665.

Canérot J. (2008) – Les Pyrénées : histoire géologique et itinéraires de découverte. *Atlantica/BRGM éditions*, 2 t., 643 p.

Canérot J. et Delavaux J.-F. (1986) – Tectonique et sédimentation sur la marge nord-ibérique des chaînons béarnais (Pyrénées basco-béarnaises). Remise en question de la signification des lherzolites du sommet de Saraillé. *C. R. Acad. Sci.* Paris, 302, 951-956.

Canérot J., Bauer J., Bilotte M., Bourdillon C., Colin J.-P., Debroas E.-J., Magniez F., Mediavilla F. et Ternet Y. (2004) – Sur la structure, l'âge et l'origine des « brèches de Bosmendiette » (Pyrénées-Atlantiques. *C.R. Geoscience* 336, 951-958.

Canérot J., Hudec M.-.R., Rockenbauch K. (2004) – Mesozoic diapirism in the Pyrenean orogen : salt tectonics on a transform plate boundary. *A.A.P.G. Bulletin*, 89, 2, 211-229.

Canérot J., Majesté-Menjoulas C., Ternet Y. (2001) – La faille nord-pyrénéenne : mythe ou réalité ? *Strata*, 2, 37, 36 p.

Canérot J., Majesté-Menjoulas C., Trenet Y. (2004) - Nouvelle interprétation structurale de la « faille Nord-Pyrénéenne » en vallée d'Aspe (Pyrénées-Atlantiques). Remise en question d'un plutonisme ophitique danien dans le secteur de Bedous. *C.R. Geoscience*, 336, 135-142.

Casteras M. (1969) – Carte géologique de la France à 1/80 000ème, Feuille n°239, Mauléon (avec notice). *BRGM éditions.*

Casteras M. (1970) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Oloron-Ste-Marie (XV-46), notice 19 p. (1971), Orléans, *BRGM éditions.*

Casteras M. (1974) – Les Pyrénées. In Debelmas, Géologie de la France, Doin éd., Paris, 296-345.

Chemin F. (1998) – Le magmatisme alcalin médio-crétacé de la région d'Oloron Sainte-Marie : Caractéristiques ; Cadre tectono-sédimentaire ; relations avec la sub-surface (Pyrénées Atlantiques, France) – Mémoire de géologue de l'IGAL n° 82, inédit.

Claude D. (1990) – Etude stratigraphique, sédimentologique et structurale des dépôts mésozoïques au nord du Massif du Labourd. Rôle de la faille de Pamplona (Pays Basque). Thèse doc. Bordeaux 3, 437 p.

Curnelle R. (1983) – Evolution structuro-sédimentaire du Trias et de l'Infralias d'Aquitaine. *Bull. Centre Rech. Explo. Prod.* Elf Aquitaine, 7, 66-99.

Daignières, M., Séguret, M., Specht, Ecors Team. - (1994). The Arzacq-Western Pyrenees ECORS Deep Seismic Profile. *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France.* Springer-Verlag, New York, 199-208.

Debroas E.-J. (1990) – Le Flysch noir albo-cénomanien témoin de la structuration albienne à sénonienne de la zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (8), VI, n° 2, 273-285.

Debroas E.-J. (2003) – Le bassin du Flysch noir albo-cénomanien dans les Pyrénées centrales : un rift à ouverture triphasée, en transtension senestre, d'extension décroissante vers l'Est et d'amplitude pluridécamétrique. « Bassins crétacés de France et d'Europe occidentale », *séance spéc. SGF, AGBP, APF, CFS*, Paris.

Debroas E.-J., Canérot J. et Bilotte M. (2010) - Les Brèches d'Urdach, témoins de l'exhumation du manteau pyrénéen dans un escarpement de faille vraconnien-cénomanien inférieur (Zone nord-pyrénéenne, Pyrénées-Atlantiques, France). *Géologie de la France*, N° 2, 53-63.

Delfaud J. (1969) – Essai sur la géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur. Thèse doc. Sc. Bordeaux, 5 vol. , 875 p. ronéot.

Deloffre R. (1965) – Etude géologique du flysch crétacé supérieur entre les vallées de l'Ouzom et du Gave de Pau (Basses Pyrénées). Thèse Science, 264 p.

Dercourt J., Gaetani M., Vrielynck B., Barrier E., Biju-Duval B., Brunet M.-F., Cadet J.-P., Crasquin S. et Sandulescu M. (eds.) (2000) – Atlas Peri-Thetys, Paleogeographical maps. CCGM/CGMW, Paris, 24 maps and explanatory notes; I-XX, 269 p.

Desreumaux C., Clément B., Fabre R., Martins-Campina B. (2002) – Découverte de turbidites du Crétacé supérieur métamorphisées au contact d'intrusions d'ophites dans les Pyrénées occidentales (vallée d'Aspe, France). Vers une révision de l'âge des ophites pyrénéennes. *C.R. Geoscience* 334, 197-203.

Desreumaux C. et Majoureau S. (2005) – Les ophites de la vallée d'Aspe aux confins du Pays Basque. Excursion géologique AGSO, livret-guide 28 p.

Duée G., Lagabrielle Y., Coutelle A., Fortané A. (1984) – Les lherzolites associées aux chaînons béarnais (Pyrénées occidentales) : mise à l'affleurement anté-Dogger et resédimentation albo-cénomanienne. *C.R. Acad. Sci.,* Paris, 17, 1205-1209.

Fabriès J., Lorand J.-P., Bodinier J.-L. (1998) – Petrogenic evolution of orogenic lherzolite massifs in the central and western Pyrenees. *Tectonophysics*, 292, 145-167.

Fauré P. (2002) – Le Lias des Pyrénées, Thèse doct. Toulouse, *Strata*, 2, 39 (2 tomes), 761 p.

Fixari G. (1984) – Stratigraphie, faciès et dynamique tecto-sédimentaire du flysch albien (flysch noir et poudingues de Mendibelza) dans la région de Mauléon – Tardets (Pyrénées Atlantiques). Thèse 3ème Cycle, Toulouse, 197 p.

Flament J.-M. (1985) – L'exploration pétrolière au sud du Front Nord-Pyrénéen. Bilan et perspectives. *Annales des Mines*, 3-4, 43-49.

Flament J.-M., Kothe A. (1981) – Interprétation et perspectives d'exploration des permis Saubrigues et Bidache. Rapport interne, S.N.P.A.

Flament J.-M., Kothe A., Artzt C. (1986) – Interprétation structurale et intérêt pétrolier des Pyrénées Occidentales. Rapport interne, S.N.P.A.

Fondecave-Wallez M.J. et Peybernès B. (2003) - Les Foraminifères planctoniques dano-sélandiens des séquences brèches/hémipélagites du « Sillon Paléocène Pyrénéen », *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 139,31-40.

Fortané A., Duée G., Lagabrielle Y., Coutelle A. (1986) – Lherzolites and the Western Chaînons Béarnais (French Pyrénées) : structural and paleogeographical pattern. *Tectonophysics,* 129, 81-98.

Fréchengues, M. (1993) – Stratigraphie séquentielle et micropaléontologie du Trias moyen-supérieur des Pyrénées franco-espagnoles. Thèse Doct. Toulouse 3, 275 p.

Grandjean, G. (1992) – Etude des structures crustales dans une portion de chaîne et de leur relation avec les bassins sédimentaires. Application aux Pyrénées Occidentales au travers du projet ECORS-Arzacq-Pyrénées. Thèse doct. Montpellier, 300 p.

Grimaldi M. H. (1988) – La dolomie tidale du Jurassique terminal des Pyrénées occidentales : sédimentogenèse, diagenèse polyphasée et contexte dynamique. Thèse doct. Pau, 470 p.

James V. (1998) – La plate-forme carbonatée ouest pyrénéenne au Jurassique moyen et supérieur. Stratigraphie séquentielle, stades d'évolution, relations avec la subsurface en Aquitaine méridionale. *Strata*, 2, 32, 351 p.

Jammes S. (2009) – Processus d'amincissement crustal en contexte transtensif: l'exemple du Golfe de Gascogne et des Pyrénées basques. Thèse Sciences, Strasbourg, 280 p.

Jammes S., Manatschal G., Lavier L., Masini E. (2009) – Tectono-sedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean : the exemple of Western Pyrenees. *Tectonics*, vol. 28, TC 4012, 24 p.

Lagabrielle Y., Labaume P., De Saint-Blanquat M., Clerc C. (2009) – Raft tectonics and mantle exhumation during the pre-orogenic evolution of the Pyrenees: what the lherzolite bodies tell us. *RST Rennes* (résumé).

Lagabrielle Y., Labaume P., De Saint-Blanquat M. (2010) – Mantle exhumation, crustal denudation and raft tectonics during pre-orogenic evolution of the Pyrenees : new messages from the lherzolite bodies. *Tectonics*, 33 p.

Lenoble J.L. (1992) – Les plates-formes carbonatées ouest-pyrénéennes du Dogger à l'Albien. Stratigraphie séquentielle et évolution géodynamique. Thèse doctorat Toulouse, 413 p.

Lucas C. (1985) – Le Grès Rouge du versant nord des Pyrénées. Essai sur la géodynamique de dépôts continentaux du Permien et du Trias. Thèse doctorat Toulouse 3, 267 p.

Manatschal G., Froitzheim N., Rubenach M.-J., Turrin B. (2001) - The role of detachment faulting in the formation of an ocean-continent transition: insights from the Iberia Abyssal Plain. In Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: Evidence from Land and Sea. R.C.L. Wilson et al. ed., *Geol. Soc. Sp Publ.*, 187, 405-428.

Masini E. (2011) – L'évolution tectono-sédimentaire syn-rift des bassins de marge passive profonde : exemples du bassin de Samedan (Alpes centrales, Suisse) et du bassin de Mauléon (Pyrénées basques françaises). Thèse Doct. Strasbourg, 205 p.)

Monchoux P. (1970) – Les lherzolites pyrénéennes : contribution à l'étude de leur minéralogie, de leur genèse et de leurs transformations, Thèse Sciences, Toulouse, 180 p.

Monchoux P., Fontan F., De Parseval P., Martin R.F., Ru Cheng W. (2006) – Igneous albitite dikes in orogenic lherzolites, western Pyrénées, France : a possible source for corundum and alkali feldspar xenocrysts in basaltic terranes. I. Mineralogical associations. *The Canadian Mineralogist*, 44, 4, 817-842.

Montigny R., Azambre B., Rossy M., Thuizat R. (1986) - K-Ar study of cretaceous magmatism and metamorphism from Pyrenees ; age and length of rotation of the Iberian peninsula. *Tectonophysics,* 129 257-274.

Noual G., Moen-Maurel L. (1995) – Rapport d'interprétation de la sismique 3D du permis Gurs. Rapport interne Elf Aquitaine (Production).

Osmundsen P.-T., Ebbin J. (2008) – Styles of extension offshore mid-Norway and implications for mechanisms of crustal thinning at passive margins. *Tectonics,* 28, TC 6016, doi: 10.1029/2007 *TC002242*.

Palassou P.-B. (1819) – Mémoires pour servir à l'histoire naturelle des Pyrénées et des pays adjacents. Pau, Vignancour, 430 p.

Paris J.P. (1964) – Etude d'une partie du Massif d'Igounce et de ses abords septentrionaux en Barétous et Basse-Soule. Thèse 3ème cycle, Toulouse, 170 p.

Pessagno E.-A. Jr (1967) – Upper Cretaceous planktonic foraminifera from the Western Gulf Coastal Plain. *Pal. Amer.,* 5/37, 245-445.

Pin C., Monchoux P., Paquette J.-L. Azambre B., Ru Cheng W., Martin R.F. (2006) – Igneous albitite dikes in orogenic lherzolites, western Pyrénées, France : a possible source for corundum and alkali feldspar xenocrysts in basaltic terranes. II. Geochemical and petrogenic considerations. *The Canadian Mineralogist*, 44, 4, 843-856.

Postuma J.-A. (1971) – Manual of Planctonic Foraminifera. Elsevier Publ. Comp., London, 420 p.

Rapaille C., Bertrand H., Marzoli A. (2004) - Commentaire à la note de Christian Desreumaux et al. intitulée « Découverte de turbidites du Crétacé supérieur métamorphisées au contact d'intrusions d'ophites dans les Pyrénées occidentales (vallée d'Aspe, France) Vers une révision de l'âge des ophites pyrénéennes » [C.R. Geoscience 334 (2002) 197]. *C.R. Geoscience* 336, 171-172.

Razin P. (1989) – Evolution tectono-sédimentaire alpine des Pyrénées basques à l'ouest de la transformante de Pamplona (Province du Labourd). Thèse doctorat Bordeaux 3, 464 p.

Reston T.-J., Krawcczyk C.-M., Hoffmann H.-J. (1995) - Detachment tectonics during Atlantic rifting: analysis and interpretation of the S reflexion, the West Galicia margin. In The Tectonics, Sedimentation and Palaeoceanography of the Horth Atlantic Region. R.A. Scrutton et al. edi., *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 90, 93-109.

Richert, J.-P. (1967) – Analyse structurale du pays basdco-bearnais entre les gaves de Mauléon et d'Oloron. Thèse 3ème cycle, Strasbourg, 195 p.

Rio M. (1967) – La lherzolite mylonitique du Turon de la Técouère (Basses Pyrénées). *C.R. Soc. Géol. France*, 6, 249-251.

Robaszynski F., Caron M., Gonzales Donoso J.-M., Wonders A.A.H. (1984) – Atlas of Late Cretaceous Globotruncanids. *Revue de Micropaléontologie*, 26, 145-305.

Rossi P., Cocherie A., Mark Fanning C., Ternet Y. (2003) – Datation U-Pb sur zircons des dolérites tholéiitiques pyrénéennes (ophite) à la limite Trias-Jurassique et relations avec les tufs volcaniques dits « infra-liasiques » nord-pyrénéens. *C.R. Geoscience*, 335, 1071-1080.

Roux J.-C. (1983) – Recherches stratigraphiques et sédimentologiques sur les flyschs crétacés pyrénéens au sud d'Oloron (Pyrénées-Atlantiques). Thèse 3ème Cycle, Toulouse, 229 p.

Schoeffler J., Henry J., Villanova M. (1964) – Etat des travaux de cartographie géologique réalisés par la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine (S.N.P.A.) dans les Pyrénées occidentales. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 7, 241-246.

Sibuet J.- C, Srivastava S., Manatschal G., (2007) - Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies. *J. Geophys. Res.*, 112, B06105, doi : 10.1029/2005JB003856.

Souquet P., Debroas E.-J., Boirie J.-M., Pons Ph., Fixari G., Dol J., Thieuloy J.-P., Bonnemaison M., Manivit H., Peybernès, B. (1985) - Le groupe du Flysch noir (albo-cénomanien) dans les Pyrénées. *Bull. centres de Rech. Explo.- Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 9, 1, 183-252.

Tisin D., (1963) - Etude géologique des chaînons nord-pyrénéens entre la vallée d'Aspe et le Vert d'Arette. Carte géologique interprétative 1/20 000. S.N.P.A. – SPG n° 1906.

Vanara N. (1996) – Le karst du massif des Arbailles (Pyrénées occidentales, France). Thèse doct. Bordeaux 3, et *Karstologia*, Mém. 8, (2000), 320 p.

Vergès J. (1996) – Evolution cinématique des chevauchements frontaux des Pyrénées Nord-Occidenrales. Rapport interne Elf Aquitaine (Production).

Viennot P. (1928) Première contribution à la connaissance des extrusions pyrénéennes. *Bull. Carte géol. France*, 171, t. XXXI, 350-401.

Vissers R.L.M., Drury M.R., Newman J., Fliervoet T.F. (1997) – Mylonitic deformation in the upper mantle peridotites of the North Pyrenean Zone (France) : implication for strength and strain localization in the lithosphere. *Tectonophysics*, 279, 303-325.

Vissers R.L.M., Meijer P.Th. (2012) – Mesozoic rotation of Iberia: Subduction in the Pyrenees? *Earth-Science Reviews* 110, 93-110.

Les auteurs du livret-guide :

Michel Bilotte : Professeur Emérite de l'université de Toulouse. Spécialité : plates-formes et bassins du Crétacé supérieur. *michel.bilotte@get.obs-mip.fr*

Joseph Canérot *:* Professeur Emérite de l'université de Toulouse. Spécialité : bassins sédimentaires associés aux chaînes alpines plissées. *Jcanerot@live.fr*

Elie-Jean Debroas *:* Ingénieur au Laboratoire de « Géologie et Environnement » (GET) de l'université de Toulouse. Spécialité : bassins flyschs crétacés des Pyrénées. *Elie-jean.debroas@get.obs-mip.fr*