

*Arbailles et Ursuya...*

# LES ARBAILLES ET L'URSUYA...

## DES CLÉS POUR MIEUX COMPRENDRE L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE DES PYRÉNÉES

Livret guide d'excursion géologique



ASNAT, les 4, 5 et 6 juillet 2015



*Joseph Canérot*  
*GET- OMP*  
*Université de Toulouse*



# LES ARBAILLES ET L'URSUYA...

## DES CLÉS POUR MIEUX COMPRENDRE L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE DES PYRÉNÉES

### I - INTRODUCTION

**Définition :** « *La chaîne des Pyrénées résulte de l'inversion tertiaire d'un ancien rift crétacé avorté* »

Les Pyrénées sont en effet nées de l'affrontement (et non pas de la « collision » impliquant séparation) entre les croûtes ibérique et européenne au cours d'une longue période allant du Crétacé supérieur (Santonien supérieur = -84 ma) jusqu'à l'Actuel. Cet affrontement correspond à la « fermeture » d'est en ouest d'un ancien rift qui, lui, s'était mis en place au cours du Crétacé inférieur-moyen, du Clansayésien à l'Albien supérieur (-115 à -100 ma), par ouverture « en ciseau », d'ouest en est.

Les failles actives pendant la période de surrection de la chaîne reprennent souvent en transpression (compression + décrochement) les anciens accidents contemporains de la phase d'ouverture en transtension, (distension + décrochement) éo et méso-crétacée. Ceci traduit le poids de l'héritage dans la gestation orogénique pyrénéenne

Parmi les éléments du rift figure en très bonne place le bassin de Mauléon (figures 1 et 2). Par le large éventail des formations qui assurent son remplissage (du Permo-Trias au Paléogène), par la diversité des faciès représentés (du milieu continental au milieu marin profond), par son implication dans la chaîne tertiaire (structure en éventail caractéristique) ce bassin fournit les plus précieux renseignements en vue d'une interprétation à la fois locale et régionale de l'histoire géologique des Pyrénées.

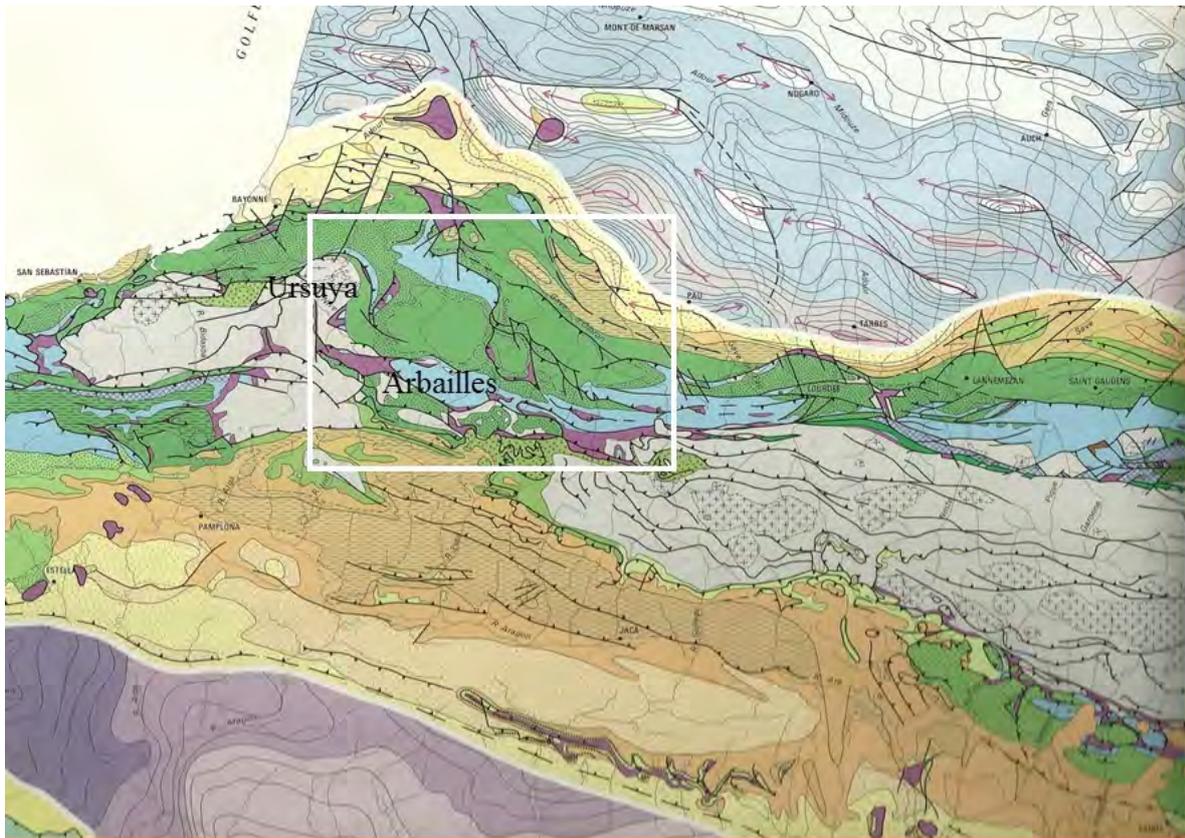
Etablis respectivement sur les bordures méridionale et occidentale du bassin, les massifs basques des Arbailles et de l'Ursuya constituent des témoins privilégiés de cette longue fresque historique. Le premier correspond à un bloc de croûte ibérique basculé lors de la phase albo-aptienne d'effondrement du fossé initial de Tardets. Le second présente des témoins des phases d'élargissement de ce fossé au cours du Crétacé moyen et supérieur. Tous deux ont conservé des traces des serrages tertiaires autorisant une bonne approche du style structural des Pyrénées occidentales et, partant, de l'ensemble de la chaîne.

### ***LE BASSIN DE MAULEON***

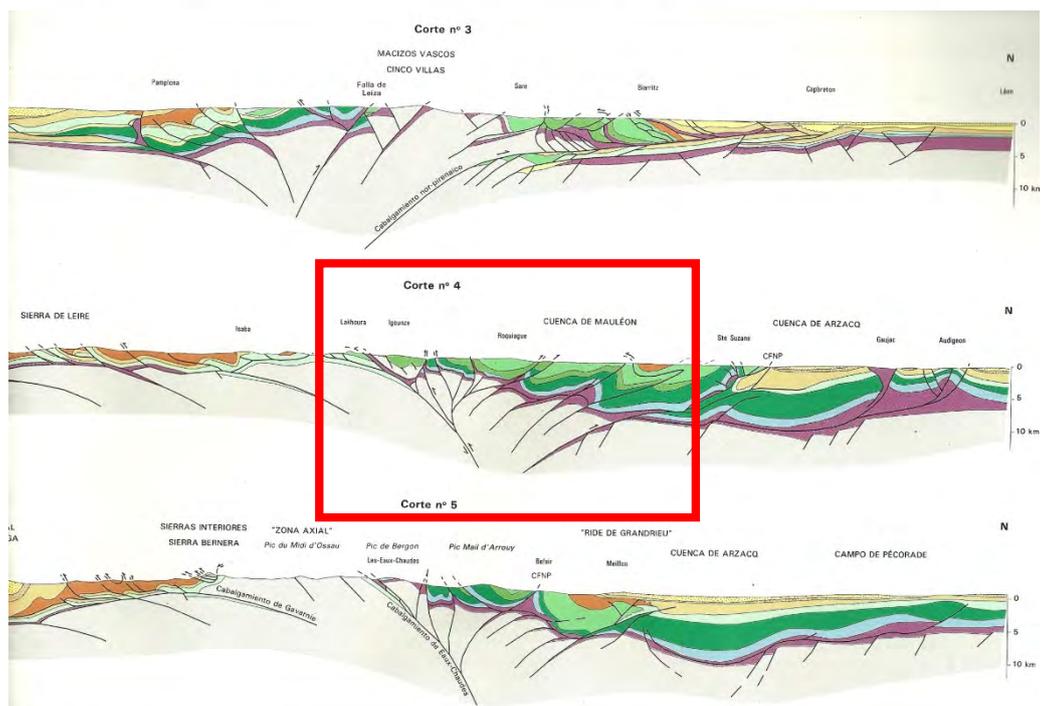
**Définition :** « *un bras de rift losangique à croûte amincie né par transtension crustale éo et mésocrétacée et repris en transpression par la tectonique pyrénéenne* »

Il s'agit de l'un des principaux éléments du rift méso-crétacé nord-pyrénéen. Etabli entre le fossé de Biscaye à croûte océanique certaine à l'ouest et les fossés des Baronnie et d'Aulus à

## *Arbailles et Ursuya...*



*Figure 1 – Situation du bassin de Mauléon (rectangle blanc) dans les Pyrénées occidentales*



*Figure 2 – Coupes structurales des Pyrénées occidentales montrant la structure en éventail du bassin de Mauléon (rectangle rouge). Noter dans la coupe centrale l'épaisseur de la croûte conservée sous le bassin.*

croûte strictement continentale à l'est, il se caractérise par la présence d'une croûte continentale fortement amincie, laissant apparaître ponctuellement (Urdach) le manteau lherzolitique qui se trouve même remanié dans un puissant cône bréchiq ue de pied de talus marin.

## Structure actuelle

En schématisant, on peut considérer que le bassin de Mauléon est composé d'unités de croûte continentale flexueuses, orientées N110E. Les unes, au nord, présentent une vergence nord dans les arcs d'Orthez, de Sainte Suzanne et de Salies de Béarn. Les autres, au sud, admettent au contraire une vergence sud dans les unités des Chaînons Béarnais (Mailh Arrouy, Sarrance, Ourdinse-Layens et Bergon) ou Basques (Lichançumendy, Arbailles, Igountze et Mendibelza).

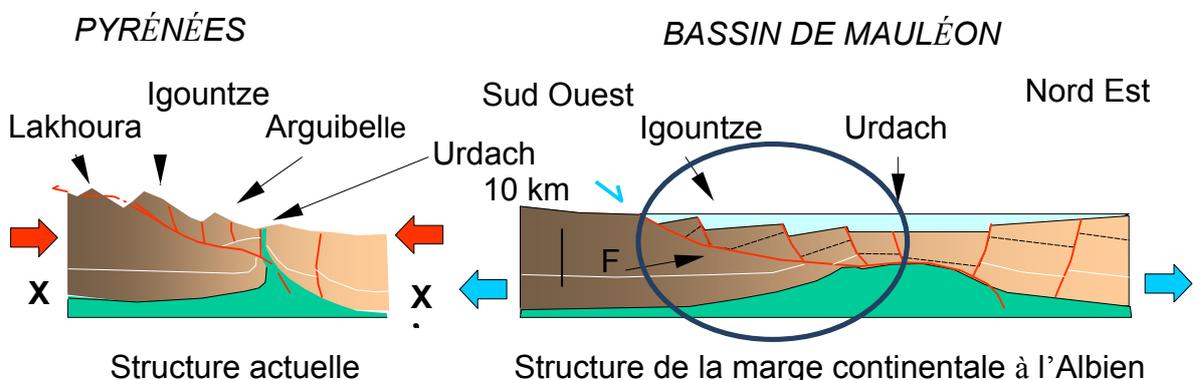
La zone de divergence, n'est conservée que dans la partie centrale du bassin au droit du fossé de Tardets. A l'ouest en effet, au droit du massif bordier de l'Ursuya, la vergence nord est fortement dominante.

Tous les auteurs s'accordent pour considérer que cette structure acquise lors de l'orogénèse pyrénéenne, à l'Eocène, est très fortement héritée de la structuration du tréfonds au Crétacé inférieur et moyen.

## Genèse crétacée

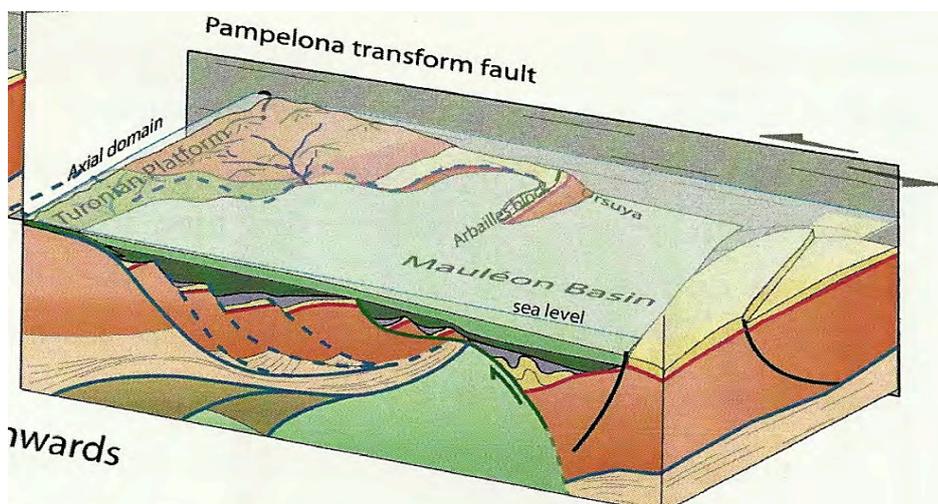
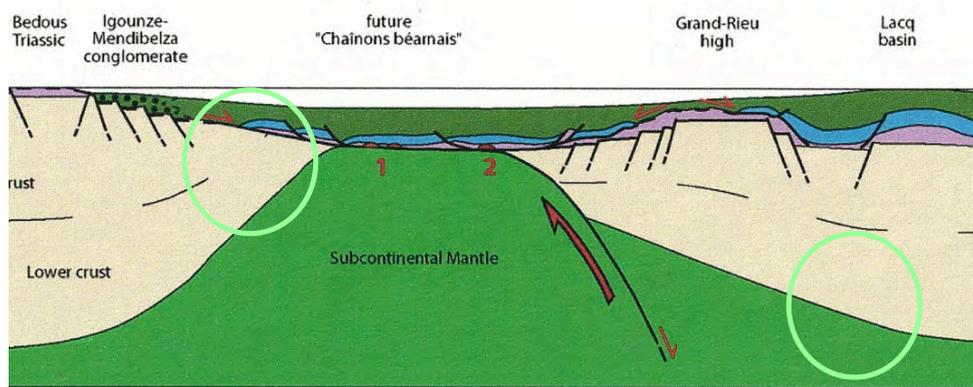
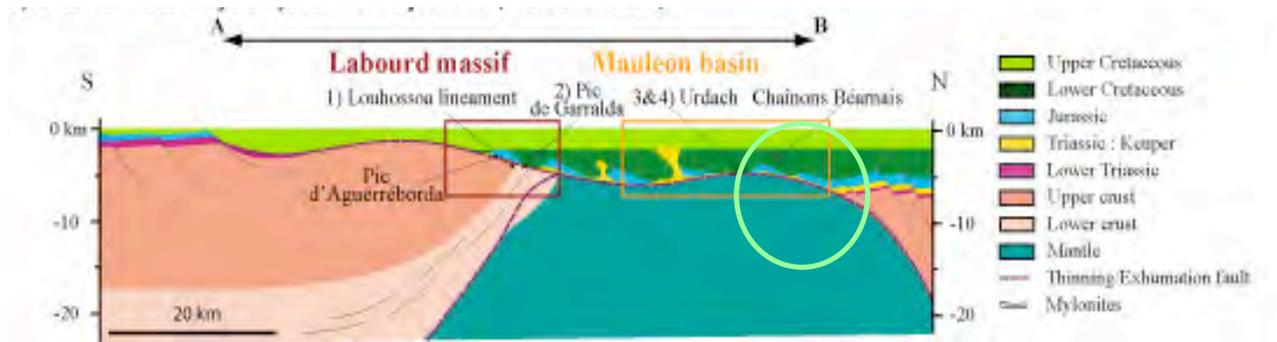
- *Des modèles « modernes » à croûte amincie avec large décoiffement central du manteau.*

Les modèles « expérimentaux » modernes conduisent à considérer que les rifts proviennent de déchirures crustales le long de failles plates appelées « failles de détachement ». Au-dessus du détachement la croûte amincie se découpe en blocs séparés par des cassures convergentes vers l'axe du fossé en cours d'élaboration (figures 3 et 4).



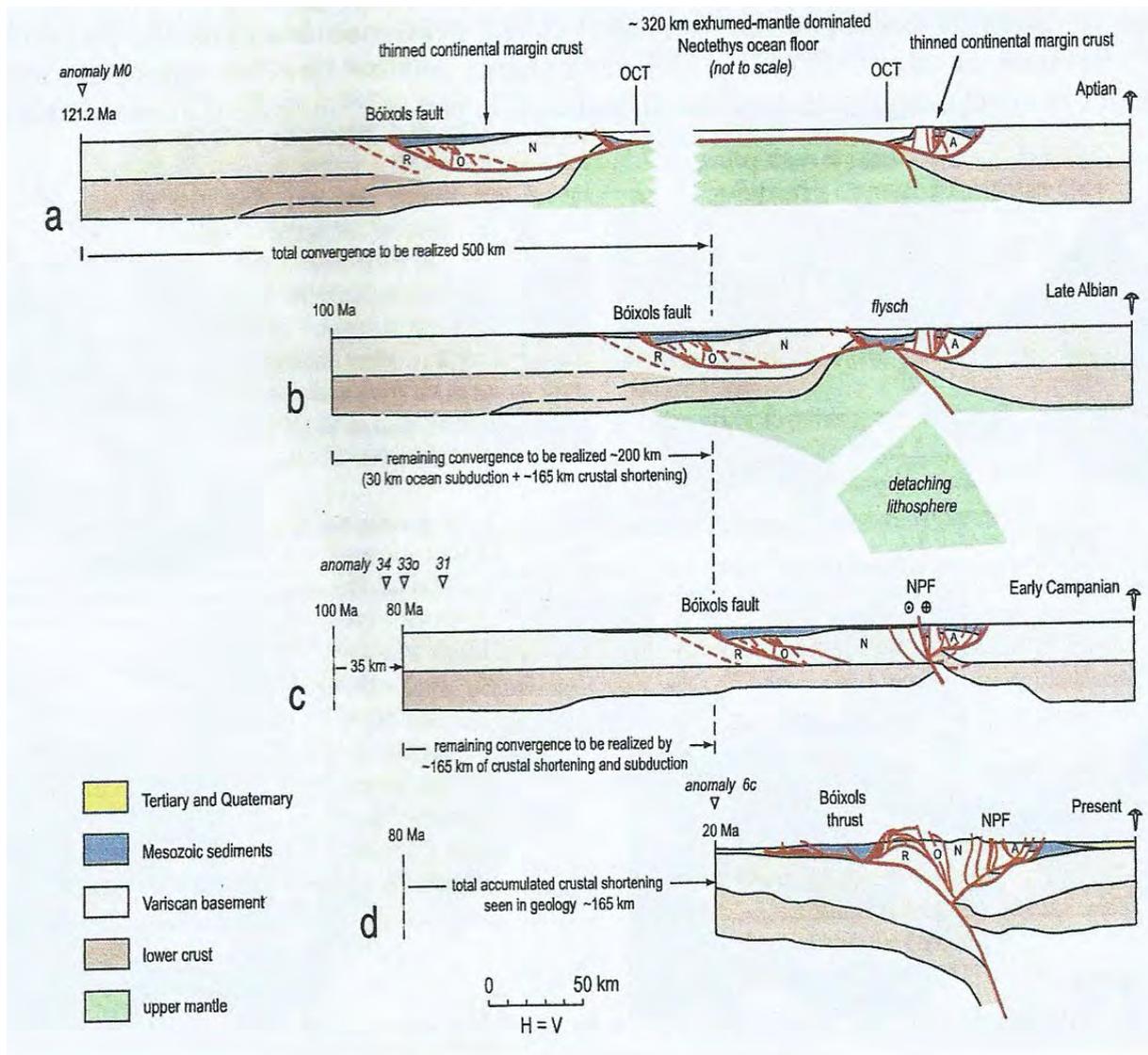
*Figure 3 – Essai d'interprétation de la genèse du bassin de Mauléon par détachement au sein de la croûte amincie. Le noyau lherzolitique demeure en profondeur sous le détachement (J. Canérot, 2008).*

*Arbailles et Ursuya...*



*Figure 4 – Quelques exemples d'interprétations faisant intervenir un détachement avec distension crustale extrême et décoiffement du manteau dans le bassin de Mauléon. De haut en bas : A. d'après : S. Jammes, 2009 ; B : Y. Lagabrielle et al., 2010 ; C : E. Masini, 2011.*

Dans la plupart des interprétations, le secteur concerné était ainsi occupé par un rift à croûte continentale extrêmement amincie séparant les plaques Europe au nord et Ibérie au sud. A l'Albien, lors de la période d'extension maximale, l'axe du rift était ainsi occupé par un manteau lherzolitique pouvant être exhumé sur plusieurs dizaines de kilomètres, entre la faille de Saint-Palais au nord et les chaînons de Sarrance, voire du Layens au sud. Certains modèles invoquent même l'existence d'une croûte océanique qui, au Jurassique et au Crétacé inférieur pouvait atteindre 320 km de largeur (figure 5).



**Figure 5 – Le modèle de bassin de R.L.M. Vissers et P.Th. Meijer (2011). Dans les Pyrénées, 320 km de croûte océanique séparent Europe et Ibérie au Jurassique supérieur – Crétacé inférieur.**

Dans tous ces modèles, la tectonique pyrénéenne aurait repris en compression les éléments de croûte et de manteau lherzolitique, conduisant à une structuration en éventail par rejeu des anciennes failles normales en failles inverses et en chevauchements. Cette tectonique se serait traduite par une première poussée éocène dite « européenne » du nord vers

le Sud, suivie d'une contre-poussée dite « ibérique », du sud vers le nord, particulièrement évidente sur la bordure sud du bassin de Mauléon, notamment dans les chaînons béarnais (figure 6).

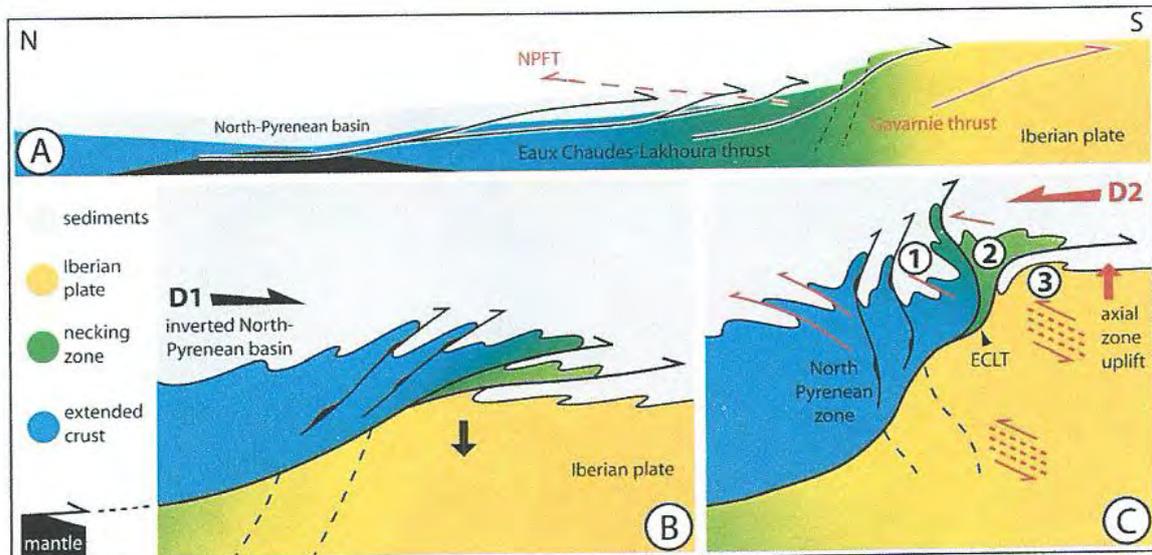


Figure 6 – Le modèle d'inversion du rift nord-pyrénéen selon Th. Dumont et al (2015). La croûte serait hyper-étendue à la fin du Crétacé inférieur, faisant apparaître localement le manteau. (A). L'inversion structurale pyrénéenne s'effectuerait ensuite à l'Eocène en deux temps. Une poussée D1 venant du nord amènerait les unités de croûte inférieure amincie et de manteau à chevaucher largement vers le sud diverses unités de marge ibérique épaissie (B). Puis en un deuxième temps, une poussée D2 venue du sud (poussée africaine) reprendrait les structures précédentes en les rebroussant vers le nord. Les chaînons béarnais et les plis des Eaux Chaudes constitueraient de bons exemples de cette évolution tectonique.

- Un modèle « classique » tiré de l'observation du terrain.

Des observations de terrain menées par étapes depuis plus d'un demi-siècle, nous conduisent à proposer un modèle d'interprétation de la genèse du bassin de Mauléon qui prend en considération les données suivantes (figures 7 et 8) :

- o La transtension éo et mésocrétacée.

Orientée N-S avec des composantes décrochantes (sénestres ou dextres) NE-SW, elle se traduit par la création albienne du fossé de Tardets puis son élargissement albo –cénomaniens donnant naissance au bassin de Mauléon. Cette dépression précoce s'accompagne de la création de rampes latérales séparant des blocs crustaux plus ou moins mobiles. C'est au pied de la rampe latérale du Barlanès qu'apparaît le prisme des brèches d'Urdach induisant un ressaut de plus de 5000m à l'extrémité nord-occidentale du bloc du Mailh Arrouy. En cet endroit (tête de bloc), le manteau se trouve effectivement exhumé en pied de talus, sous une croûte où Paléozoïque et Mésozoïque présentent toutefois une puissance de plus d'un kilomètre. Dans ce dispositif, Les chaînons Béarnais constituent un replat sud-oriental relativement peu profond. Au-delà vers l'est s'individualise le rebord exhaussé d'Ossau, aire

de transition avec le fossé plus oriental de Lourdes-Bagnères-de-Bigorre. Vers l'ouest, la rampe de St-Jean-Pied-de-Port ménage une transition avec un nouveau domaine exhaussé, le rebord de l'Ursuya, zone de transition avec le bassin plus occidental de St-Jean-de-Luz.

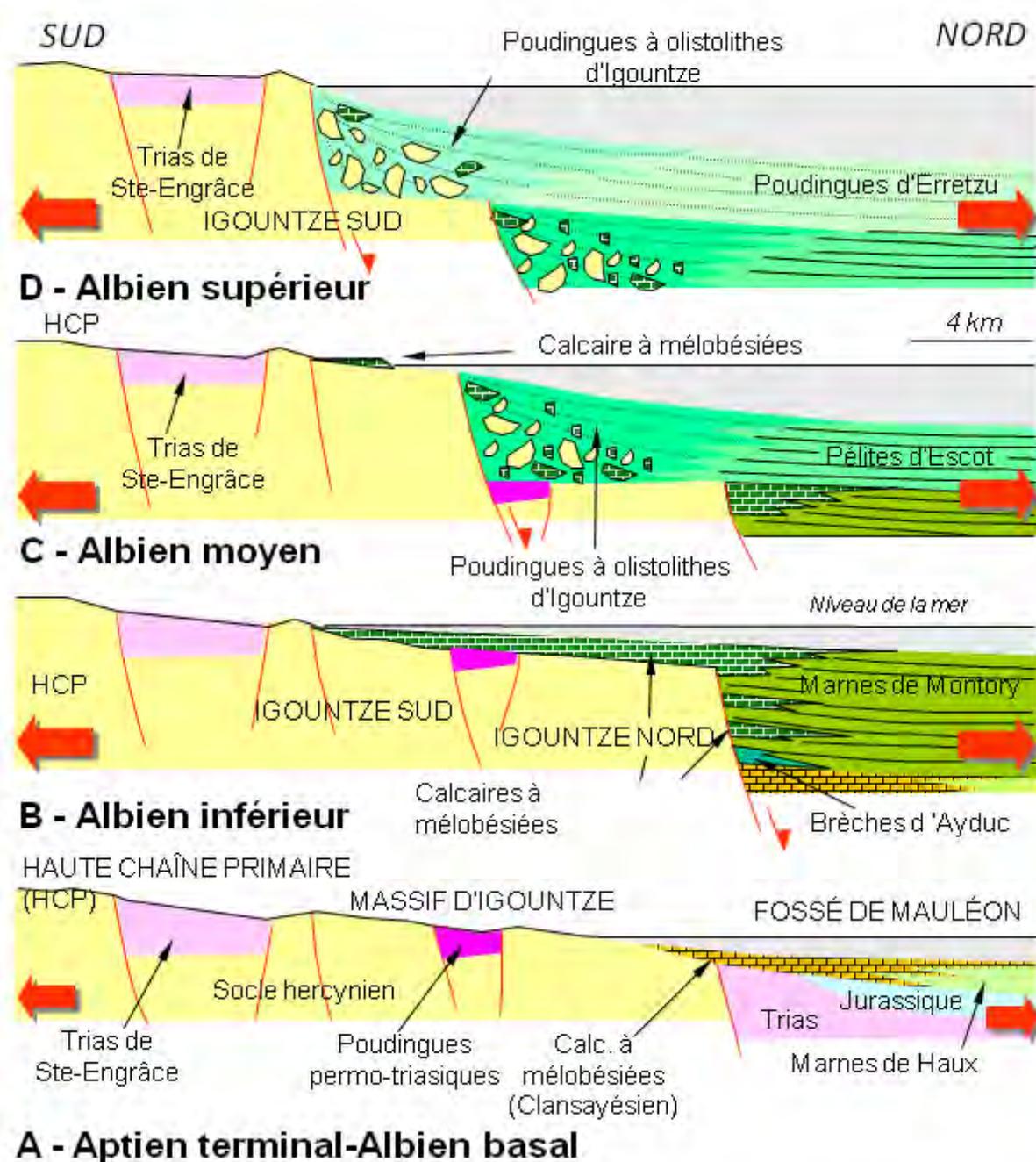
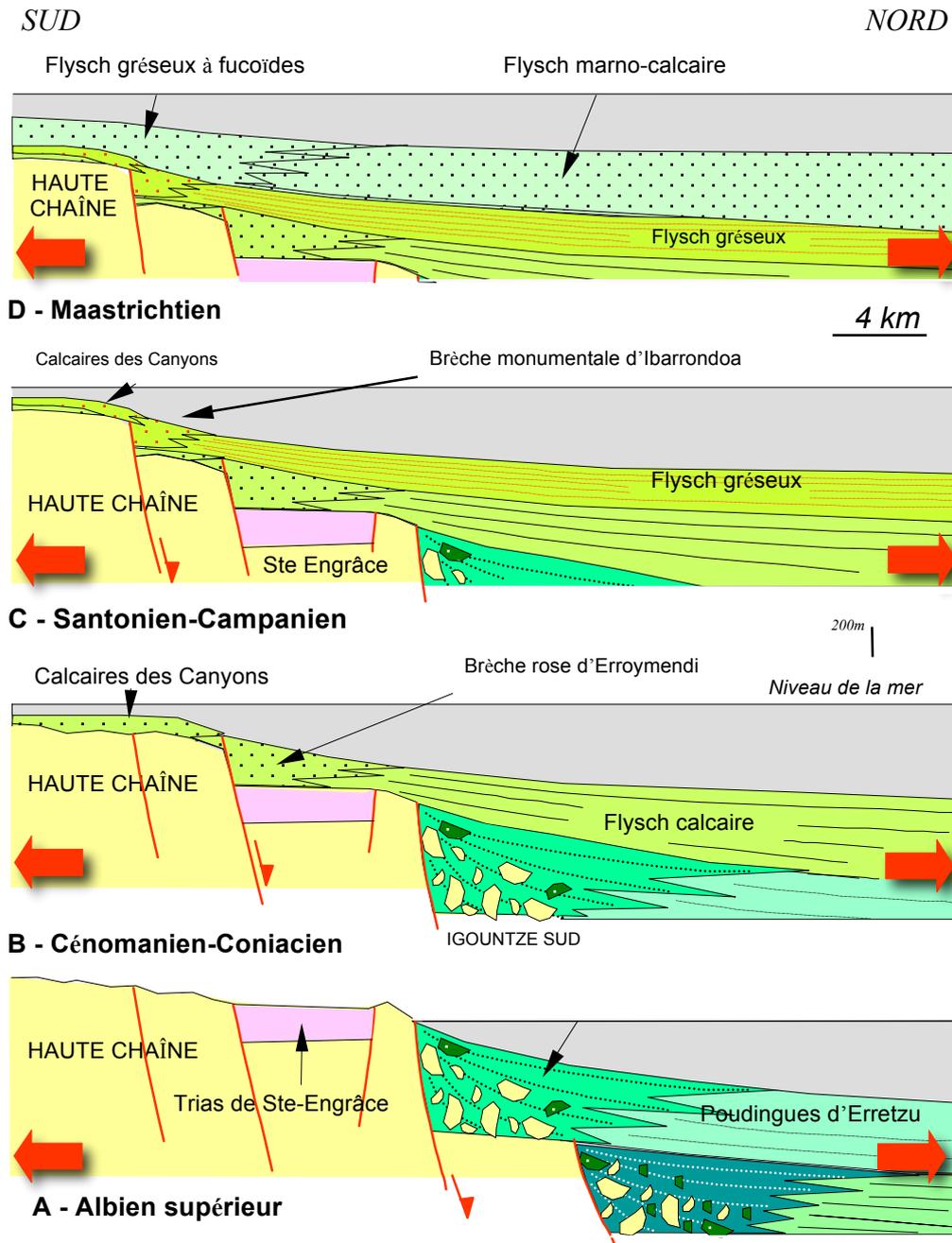


Figure 7 – L'élargissement du fossé de Tardets (futur bassin de Mauléon) au cours de l'Aptien terminal (Clansayésien) et de l'Albien (d'après J. Canérot, 2008). Noter l'extension vers le sud, des calcaires clansayésiens sur les blocs d'Igountze et le développement de sédiments grossiers dès le début de l'Albien au sein des marnes noires de Montory. Ces derniers sont notamment présents sur la bordure méridionale du bloc du Lichançumendy (inédit) ce qui témoigne de la proximité des blocs impliqués dans la phase d'élargissement du bassin.

## *Arbailles et Ursuya...*

En même temps qu'il se développe en direction de l'ouest et de l'est, le fossé de Tardets s'élargit également vers le nord, en direction du fossé d'Arzacq et surtout vers le sud, en direction de l'actuelle Haute Chaîne. Les massifs bordiers des Arbailles, du Lichançumendy et d'Arguibelle puis ceux d'Igountze et de Mendibelza se trouvent ainsi tour à tour englobés dans la dépression en voie d'expansion. La faille plate de détachement traverse la croûte ibérique avant d'atteindre le manteau au cœur du fossé de Tardets (figure 9).



*Figure 8 – L'élargissement du fossé de Mauléon pendant le Crétacé supérieur (d'après J. Canérot, 2008). Noter le développement de talus sous-marins bréchiques associés à des talus faillés de plus en plus éloignés de l'axe du bassin. Dans l'interprétation proposée, ces failles bordières se rattacheront en profondeur à la faille plate de détachement.*



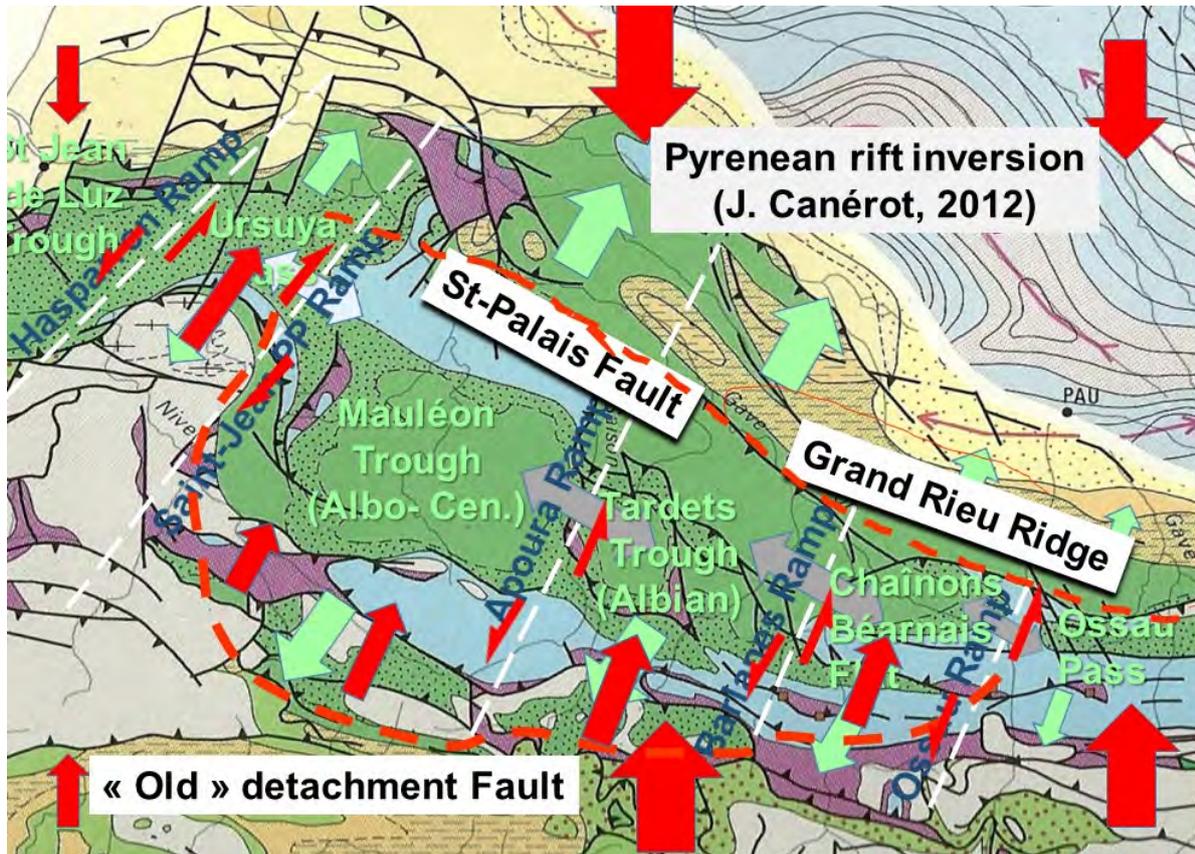


Figure 10 – L'inversion tectonique tertiaire, éocène, du fossé de Mauléon par transpression. Sous l'effet d'une compression régionale N-S à NE-SW, les anciennes failles normales jouent en failles inverses et les décrochements transverses sont réactivés (jeu sénestre dominant). Noter la localisation de l'ancienne faille de détachement convertie en un chevauchement régional, celui du Lakoura (Massifs de Mendibelza et d'Igountze). L'Ursuya (à l'ouest) occupe un position marginale par rapport à ce dispositif structural.

L'interprétation retenue (figures 11 et 12) conduit à placer l'axe tectonique des Pyrénées à l'articulation des croûtes ibérique et européenne, autrement dit au cœur du bassin de Mauléon et non à la limite de la Zone Nord-Pyrénéenne et de la Zone Axiale comme dans la plupart des interprétations modernes. La zone d'affrontement des croûtes se traduit par :

- la verticalisation des structures. Ces dernières présentent ensuite une vergence sud de plus en plus accentuée du nord au sud, à travers la chaîne pyrénéenne qui se révèle ainsi essentiellement composée de croûte ibérique ;

- un épaissement crustal au droit de cette zone qui présente ainsi un « saut de Moho » caractéristique que l'on retrouve d'ailleurs d'est en ouest, de la Méditerranée à l'Atlantique, non seulement à travers le Pyrénées mais également au sein des Chaînes Cantabriques.

- Cette zone d'affrontement crustal a été désignée sous le vocable de « Faille Nord-Ibérique ». Elle traduit le début d'un processus tectonique qui doit conduire inexorablement à la disparition de croûte ibérique par « subduction continentale » sous son homologue européenne. Actuellement, le taux de raccourcissement moyen en cet endroit est d'environ 0,2 mm par an. Il n'a rien de comparable avec celui des Himalayas, supérieur à 10 cm par an.

Nous allons voir comment se traduit plus concrètement cette inversion structurale dans les deux massifs basques visités : Les Arbailles et l'Ursuya.

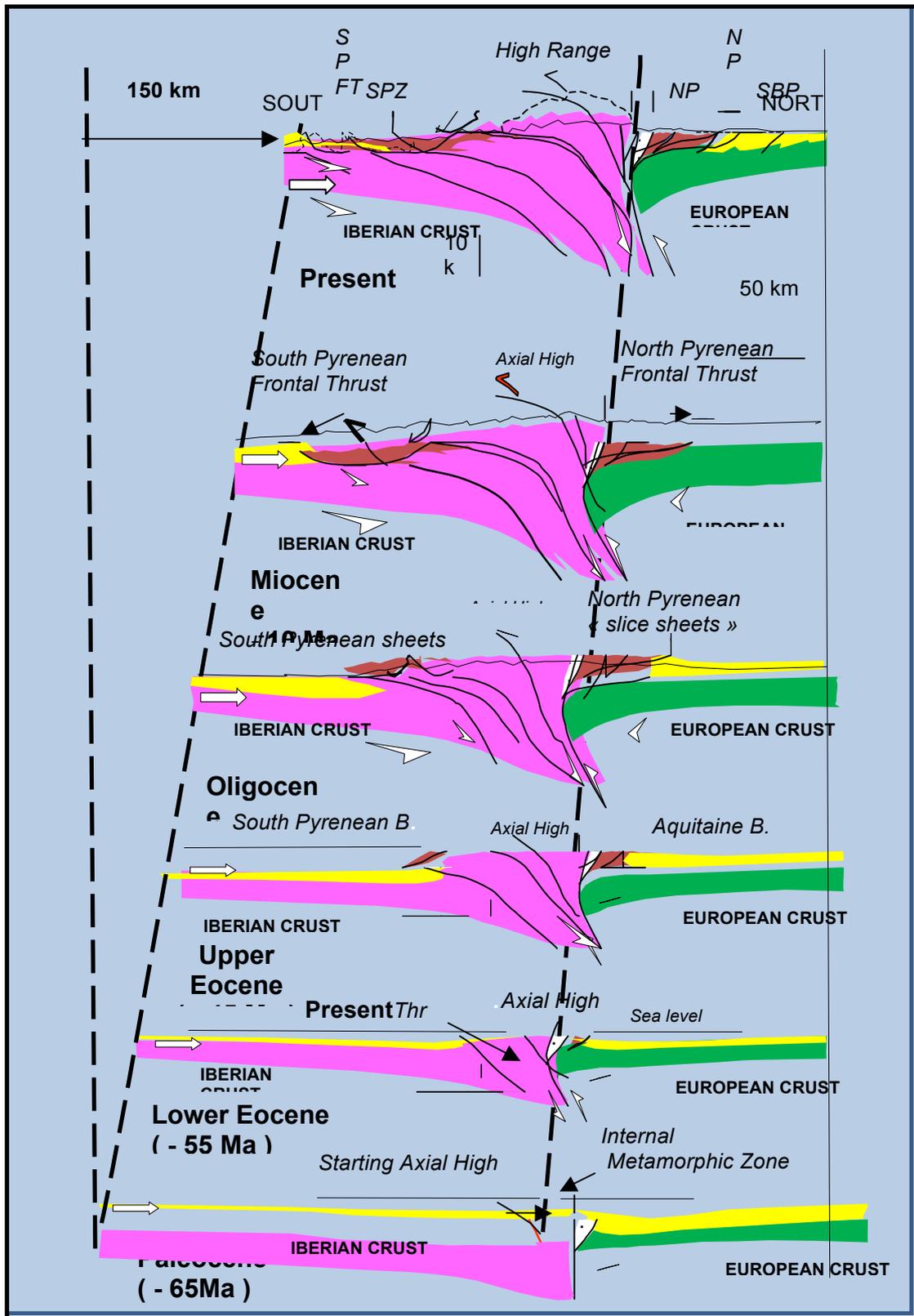


Figure 11 – Formation des Pyrénées par affrontement des croûtes ibérique et européenne à la hauteur de l'axe de l'ancien rift créacé, puis subduction continentale de la croûte ibérique sous son homologue européenne (d'après J. Canérot, 2015)

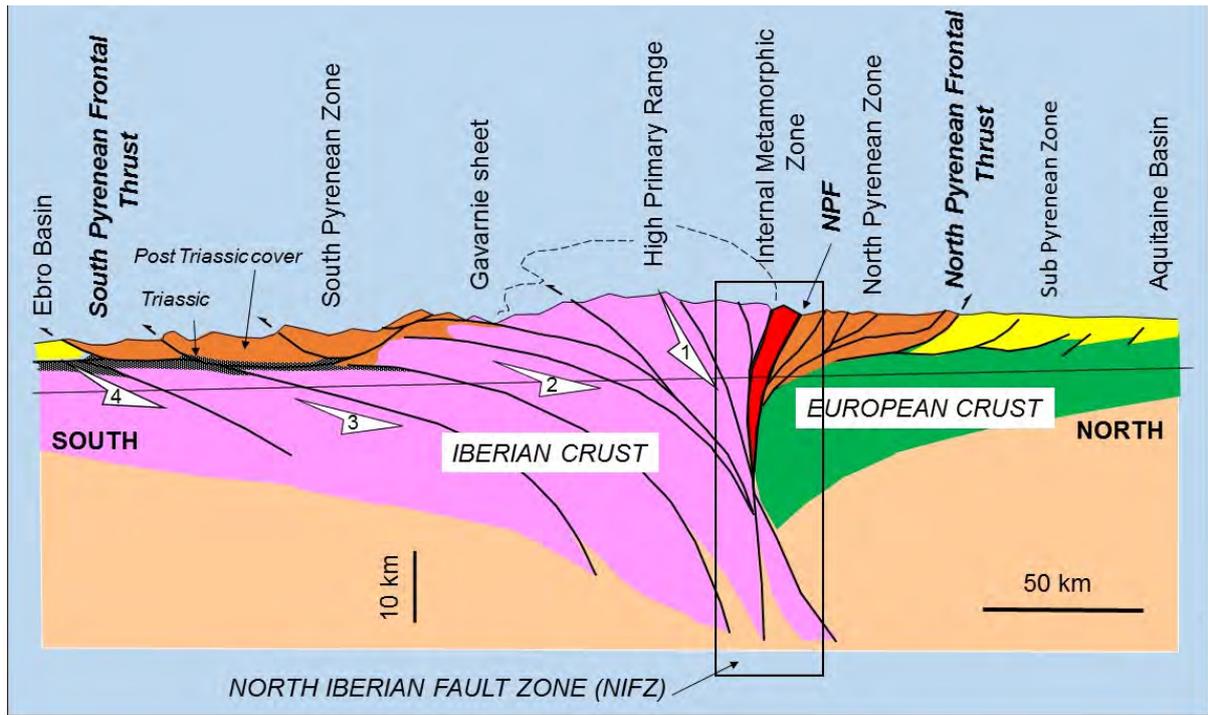


Figure 12 – Position de la « Faille Nord-Ibérique) dans la zone d'affrontement des croûtes ibérique et européenne. Noter le saut de Moho à cet emplacement (d'après J. Canérot, 2015).

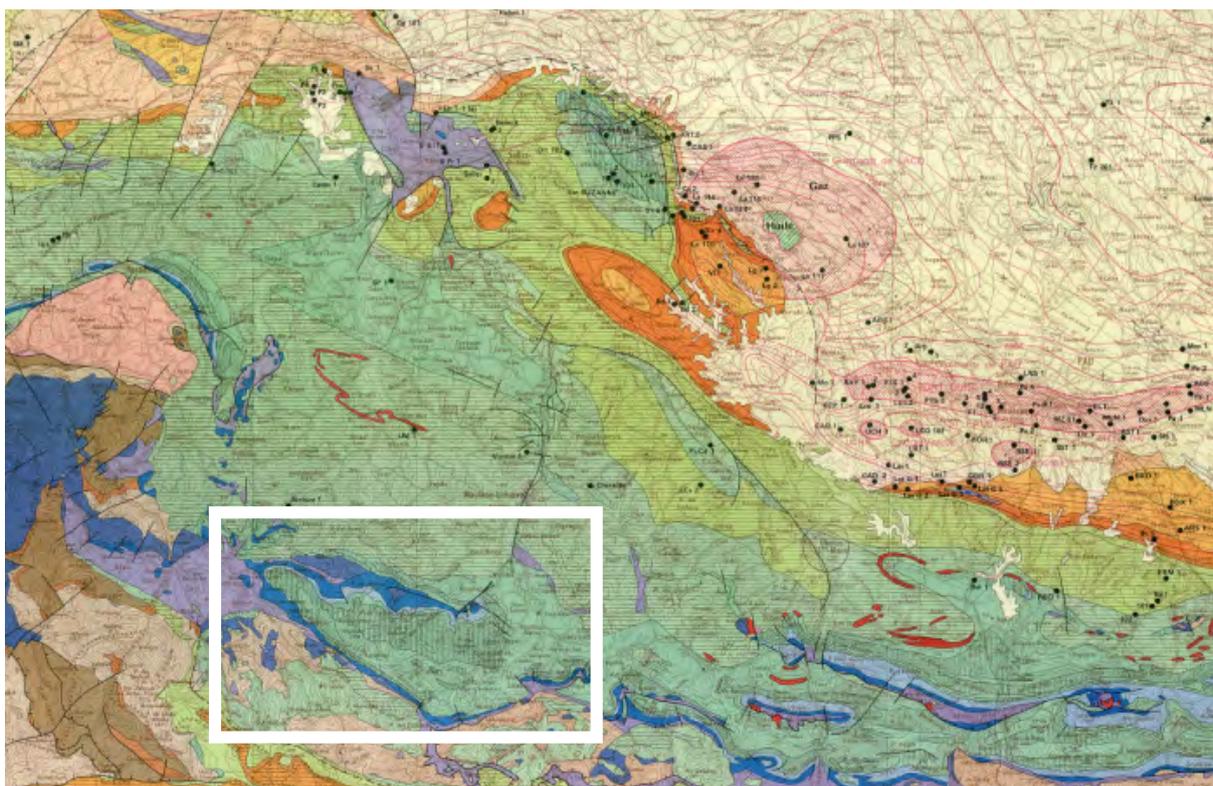
## **LES ARBAILLES**

**Définition :** « un bloc de croûte ibérique basculé à la fin du Crétacé inférieur, lors des prémices de l'élargissement du bassin de Tardets-Mauléon ».

Ce massif de forme grossièrement losangique est établi sur la bordure méridionale du fossé de Tardets, fossé albo-aptien qui, en s'élargissant, laissera la place au bassin méso et néocrétacé de Mauléon.

### **Les terrains en présence**

Ils couvrent un large éventail comprenant successivement (figure 13) :



*Figure 13 – Carte géologique schématique du bassin de Mauléon. Carré blanc : le massif des Arbailles. Trias en violet et en rose ; Jurassique en bleu ; Crétacé inférieur en vert.*

- des grès et silts sombres, de faciès « Culm » et d'âge carbonifère, affleurant dans le Néthé, en partie haute de bloc basculé (200 m visibles) ;
- des grès et conglomérats « lie-de-vin » couvrant en discordance le Culm sous-jacent (3-400m) ;
- des argiles gypseuses du Keuper (Trias supérieur) associées à des pointements d'ophite. Elles sont conservées sur les bordures nord (Hosta) et sud (Arhansus) du bloc basculé (épaisseur très variable, liée au diapirisme et au laminage tectonique) ;

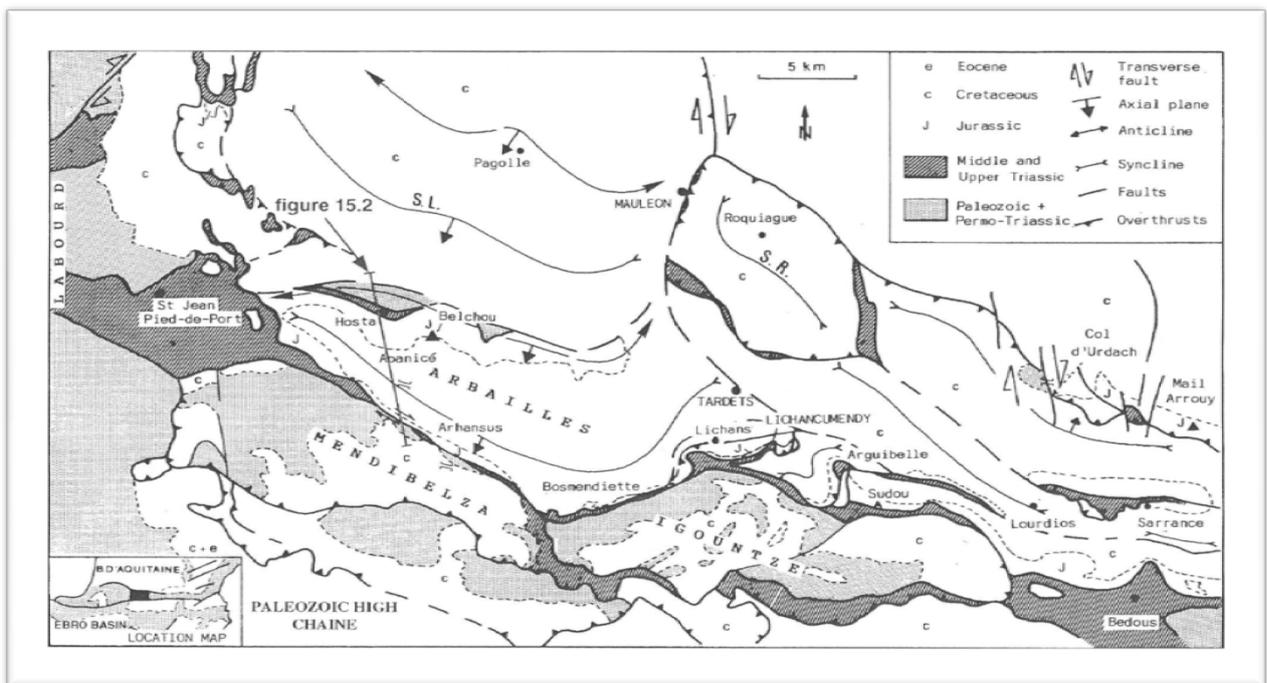
## Arbailles et Ursuya...

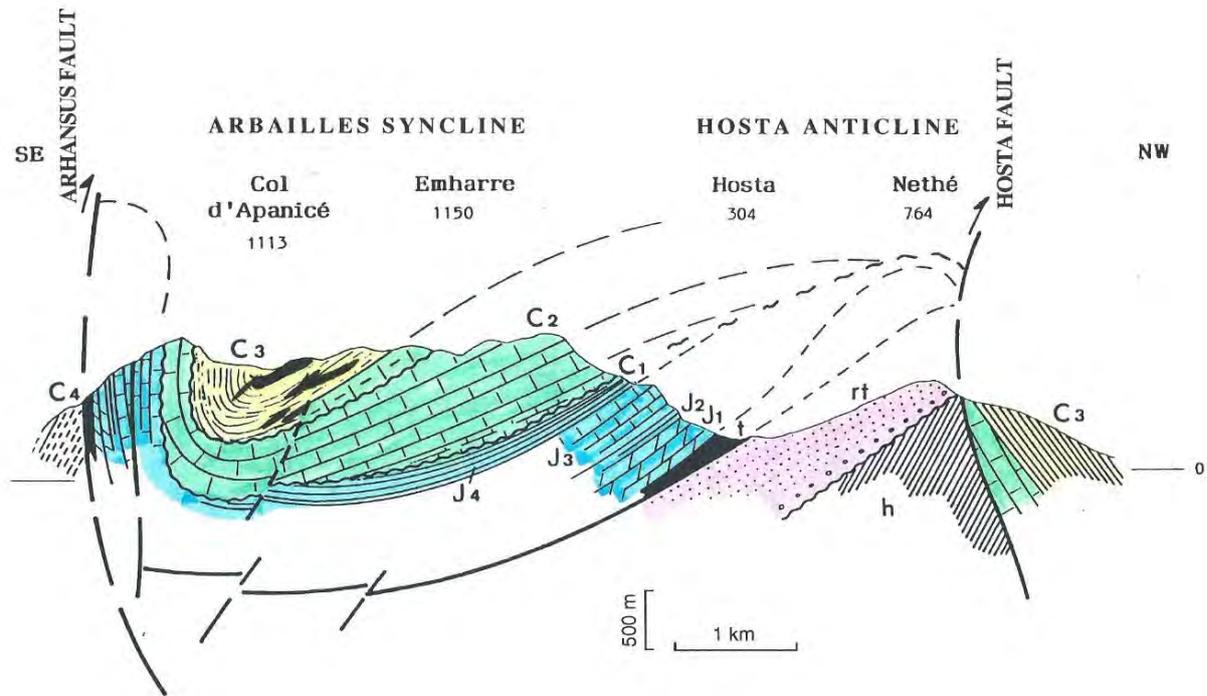
- des calcaires, dolomies et brèches fossilifères du Jurassique (100 à 500 m en fonction de l'importance du biseau d'érosion post-jurassique). La série est présente sur la bordure nord, en tête de bloc et au sud, à l'articulation avec le massif de Mendibelza. Elle est également portée à l'affleurement dans plusieurs charnières anticlinales au cœur-même du massif des Arbailles) La succession la plus complète (Lias à Kimméridgien) sera observée sur le versant nord du pic de Belchou où les calcaires fossilifères (ammonites) du Dogger et de l'Oxfordien seront plus précisément observés.
- des calcaires et marnes du Crétacé inférieur. Ici encore la série la plus complète apparaît sur le versant nord du Belchou où s'observent des croûtes bauxitique de l'Hauterivien-Barrémien suivies de calcaires du Barrémien, des marnes du Bédoulien puis des calcaires du Gargasien. La puissance y est de 300 mètres environ.
- des marnes noires et des calcaires à rudistes et mélobésiées (algues brunes) du Clansayésien et de l'Albien occupant l'axe du synclinal des Arbailles ou partie méridionale, effondrée, du bloc crustal -3-400m). Noter que sur le versant nord du massif, au-delà de la tête de bloc, les marnes contiennent plusieurs constructions carbonatées de type « mudmound » ou monticule de boue.

Les terrains plus récents d'âge crétacé « moyen » et supérieur, voire tertiaires, ont été érodés mais on sait qu'ils se sont déposés (voir en particulier le « message » laissé par la mégaturbidite d'Osquich).

## La structure actuelle

Les terrains qui viennent d'être mentionnés sont affectés de plusieurs plis arqués regroupés en trois unités majeures, du nord au sud (figure 14) :





**Structural cross section of the Arbailles massif from Hosta to Col d'Apanicé**  
(from Canérot, 1989)

h : Stephanian; rt : Permo-Triassic; t : Middle and Upper Triassic; J1 : Lower Liassic; J2 : Middle and Upper Liassic; J3 : Dogger; J4 : Malm; C1 : Barremian - Bedoulian; C2 : Gargasian; C3 : Clansayesian (Uppermost Aptian) and Lower Albian; C4 : Middle and Upper Albian.

*Figure 15 – Coupe structurale schématique à travers le Massif des Arbailles (J. Canérot, 1997)*

- *l'anticlinal de Hosta*, pli faillé en genou, déjeté vers le nord, dont la charnière est trouée jusqu'au Culm carbonifère dans la boutonnière de Hosta. Il occupe l'emplacement d'un diapir éocrétacé et bute par faille contre le flysch albo-cénomancien du synclinorium de Mauléon, redressé à la verticale à son contact. L'axe du pli s'abaisse graduellement d'ouest en est. Dans la forêt des Arbailles son flanc normal, méridional, est affecté de plusieurs replis faisant ressortir les calcaires jurassiques sous l'épaisse série éocrétacée.

- *Le synclinal d'Apanicé*, pli très dissymétrique déjeté au nord et dont l'axe est occupé par les marnes et marno-calcaires du Clansayésien et de l'Albien inférieur. Sur son flanc méridional redressé à la verticale la série triasique et jurassique bute par faille contre la couverture flysch crétacée du massif plus méridional de Mendibelza. Cette bordure méridionale faillée porte, elle aussi, la marque du diapirisme éocrétacé. Ici encore l'ennoyage structural s'effectue vers l'est en direction de la zone des diapirs de la vallée du Saison.

La coupe de la figure 15 montre bien la structure d'ensemble du massif des Arbailles, la géométrie des principaux plis ainsi que la composition et l'âge des terrains concernés. On remarque en particulier la faible épaisseur du Trias supérieur plastique laminé lors des étapes diapiriques du Crétacé inférieur puis lors des serrages pyrénéens. La coupe révèle en outre le biseau stratigraphique du Crétacé inférieur vers le sud, puis la disposition progradante des couches de calcaires urgoniens dans cette même direction. En revanche les replis au sein de ces mêmes calcaires faisant apparaître les voûtes anticlinales secondaires à cœur de Jurassique n'ont pas été représentés.

## L'histoire géologique

Si tous les auteurs sont d'accord pour considérer que le Massif des Arbailles est un élément de croûte ibérique établi sur la bordure du bassin de Mauléon lors de son élargissement éocène vers le sud puis repris en compression par la tectonique pyrénéenne, son histoire et surtout son évolution géodynamique sont loin de faire consensus.

Ce massif a en effet été parfois considéré comme un « radeau » de croûte supérieure flottant sur des écaïlles de croûte inférieure elles-mêmes superposées à un manteau lherzolitique largement exhumé (figure 16)

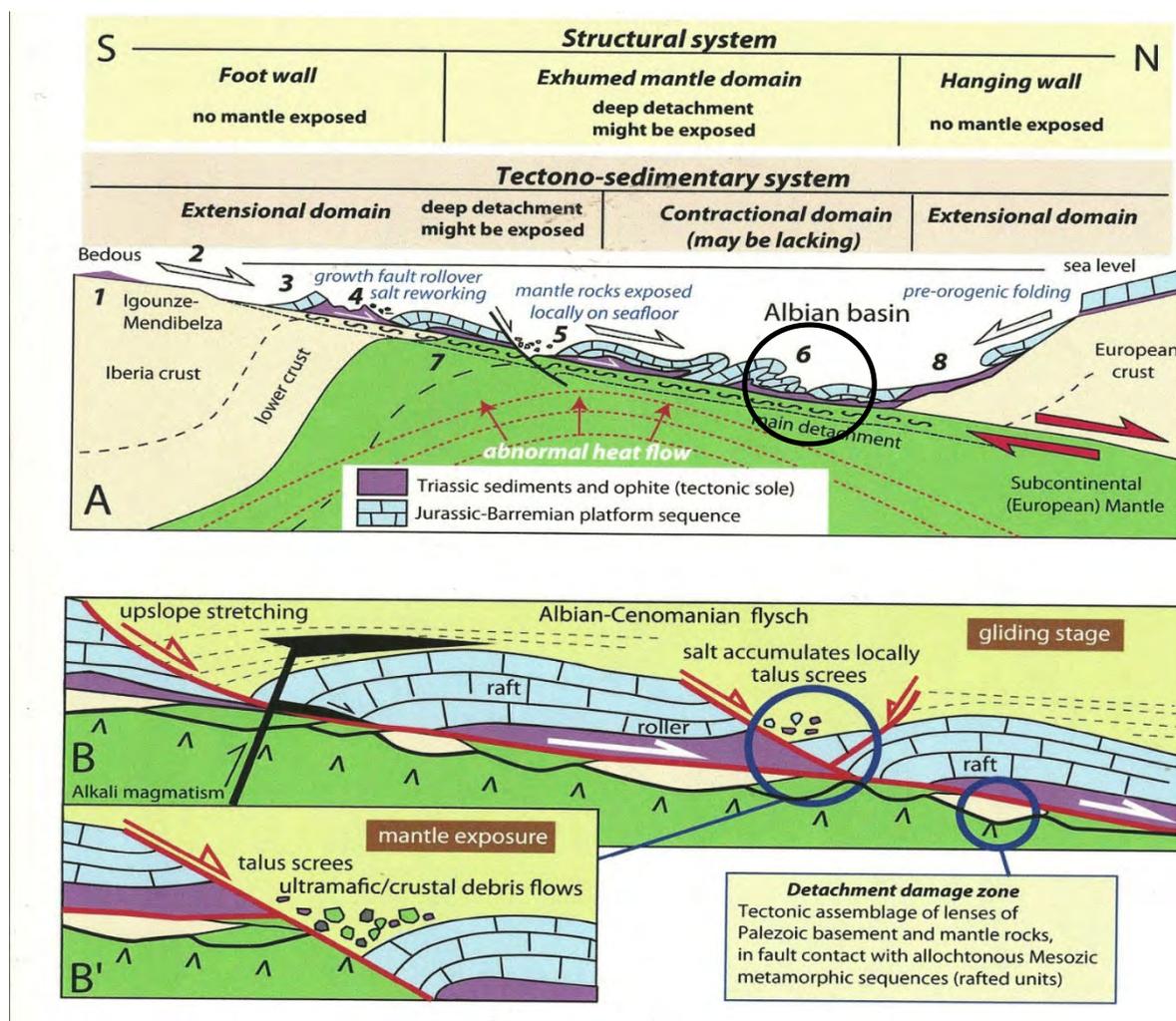
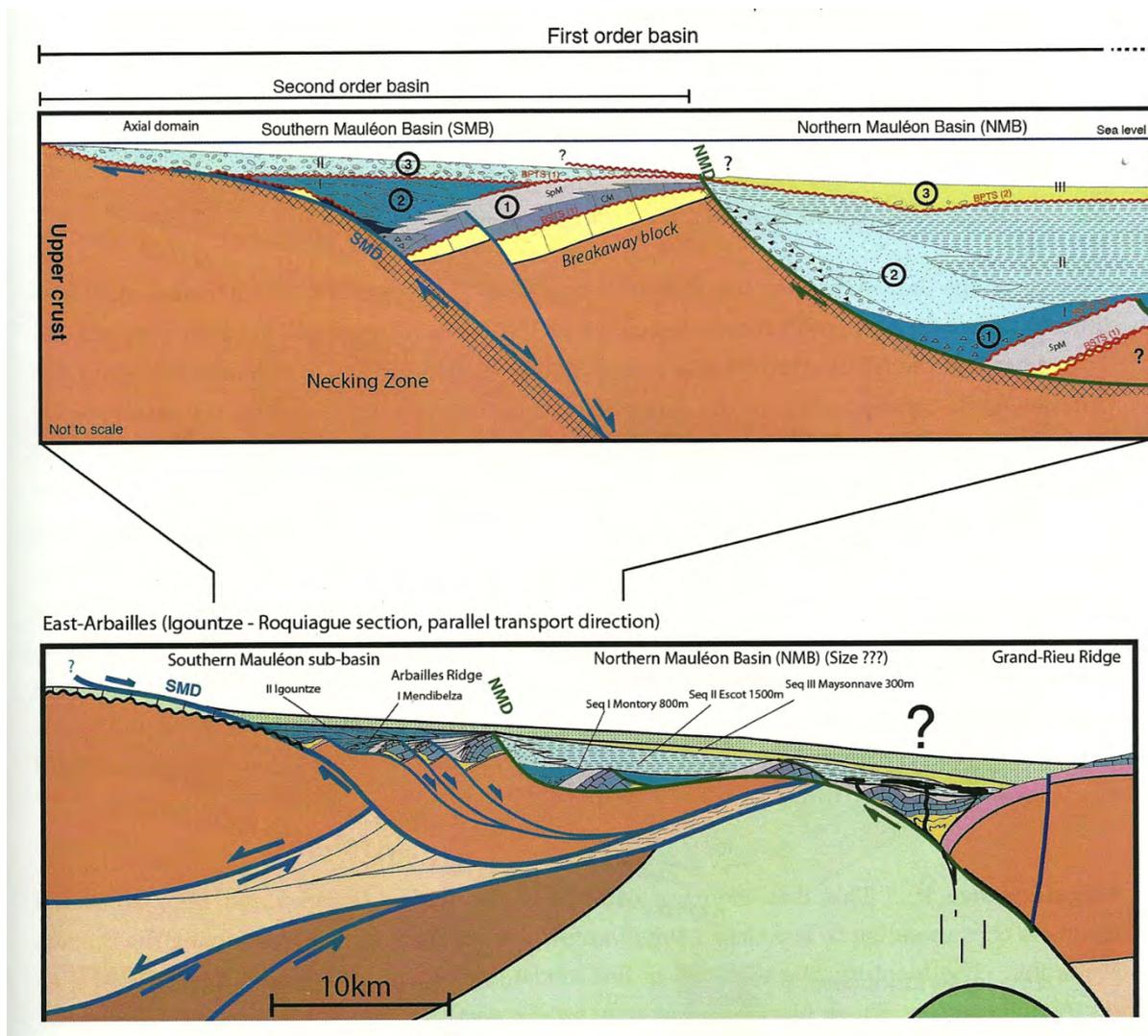


Figure 16 – *Interprétation de la genèse du bassin de Mauléon par amincissement crustal extrême de la croûte, large décoiffement mantellique et glissement gravitaire de lambeaux de croûte (« radeaux ») en direction du nord, sur la surface de détachement. Le Massif des Arbailles est représenté en n° 6 sur la coupe A (rond noir). On remarque l'absence de croûte supérieure d'âge paléozoïque au sein de ce radeau composé de terrains fortement plissés par gravité (d'après Y. Lagabriele et al., 2010)*

## *Arbailles et Ursuya...*

Ce massif a également été présenté comme un bloc basculé et dont la tête est demeurée quasi affleurante (haut-fond) lors de la période de distension éocénocène. Il représenterait ainsi un élément de croûte séparant deux bassins de second ordre, hétérochrones, au sein d'un même bassin de premier ordre : un bassin profond, appelé « Mauléon nord » d'âge albien et un bassin moins subsident mais plus tectogène, également crétacé mais plus récent, désigné sous le vocable de « Mauléon sud » (figure 17). Dans ce modèle, la croûte demeure épaisse, excepté au centre du bassin septentrional.



*Figure 17 – position du Massif des Arbailles lors de la genèse du bassin de Mauléon, au Crétacé « moyen » - supérieur. La croûte ibérique est étirée mais présente, excepté au centre du bassin de premier ordre (Urdach) (d'après E. Masini, 2011).*

Dans l'interprétation retenue, le Massif des Arbailles est bien un élément de croûte ibérique effondré sur la marge sud du bassin de Mauléon au Crétacé inférieur. Les couches du Barrémien et du Bédoulien s'avancent progressivement vers le sud sur un substrat jurassique de plus en plus érodé dans cette même direction (conformément au modèle des Chaînes Béarnaises).

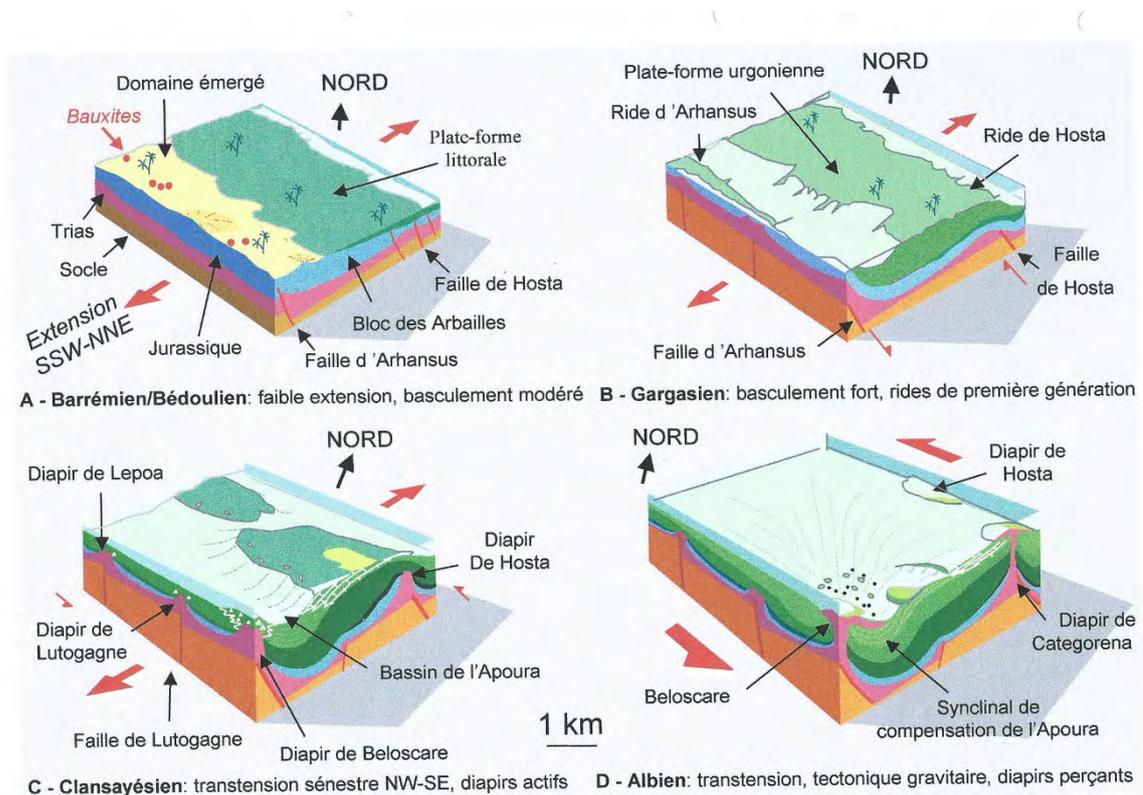
## *Arbailles et Ursuya...*

Le basculement du bloc s'opère au Clansayésien (Aptien terminal) avec passage d'un dispositif sédimentaire aggradant à un dispositif progradant. La création d'une pente vers le sud s'accompagne d'un effondrement graduel de l'ensemble, avec déclenchement du diapirisme. La sédimentation de plate-forme carbonatée laisse la place à une sédimentation marneuse puis de type flysch, au cours de l'Albien. Ces dépôts intéressent l'ensemble du domaine et l'effet de ride n'est plus marqué n partie haute du bloc crustal (figure 18).

A partir de l'Albien moyen-supérieur, la bordure sud du bassin unique se marque par le développement des brèches et conglomérats qui soulignent la migration du talus bordier en direction du sud (poudingues de Mendibelza, brèches d'Erroymendí, d'Ibarrondoa etc...) (Voir les figures 7 et 8).

Bien entendu les failles crustales qui jouent en distension ou/et transtension seront reprises en compression ou/et transpression lors des serrages pyrénéens, au Tertiaire.

On voit ainsi que le Massif des Arbailles a bien enregistré la déformation crustale du Crétacé inférieur, illustrant ainsi l'une des étapes majeures de création du Bassin de Mauléon.



*Figure 18 – La dynamique de basculement du bloc crustal des Arbailles avec diapirisme associé au cours du Crétacé inférieur. La distension N-S s'accompagne d'une composante en décrochement supposée ici sénestre et d'orientation NW-SE.*

## **L'URSUYA**

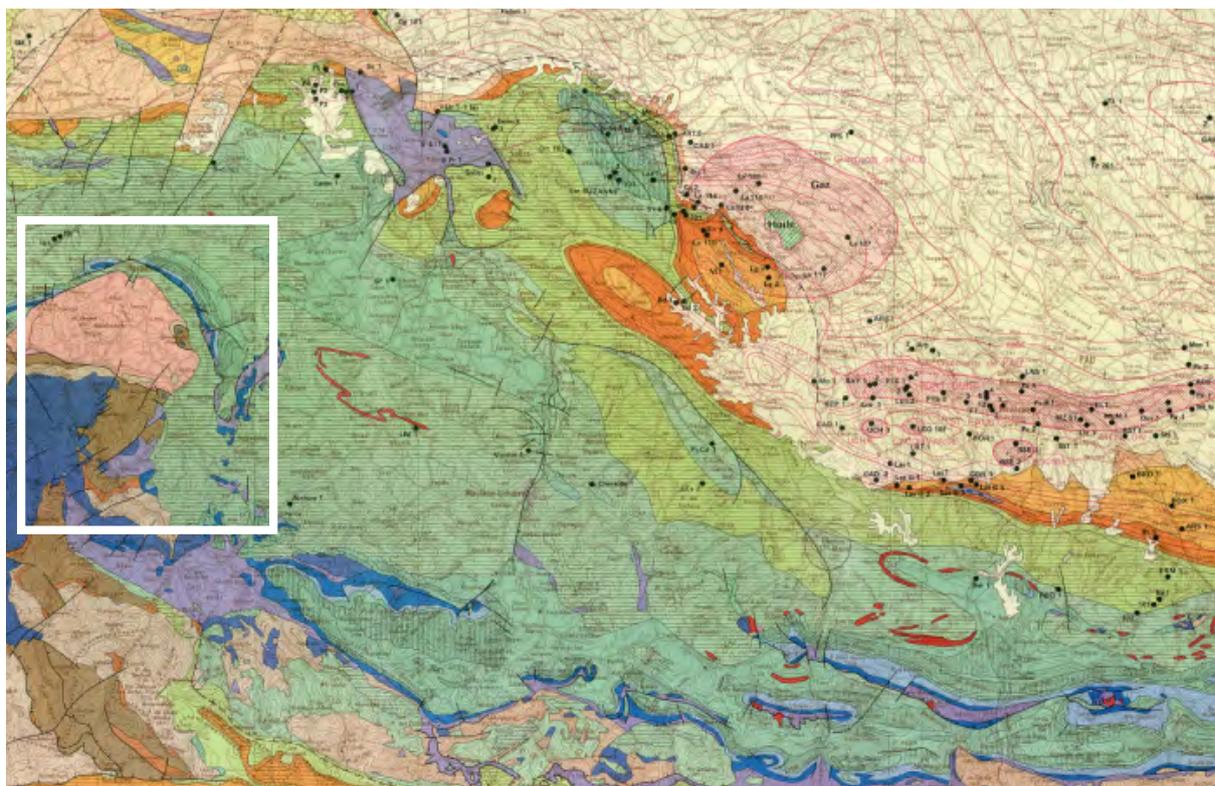
**Définition :** « un bloc de croûte ibérique exhaussé au Mésozoïque et aujourd'hui largement chevauchant vers le nord à l'image des autres massifs basques plus occidentaux ».

Ce massif basque est situé sur la bordure occidentale du bassin de Mauléon. Culminant à 897 m au Mont Baïgura (ce dernier étant parfois considéré comme massif géologiquement distinct de l'Ursuya), il ménage une transition structurale et géodynamique avec le bassin plus occidental de Saint-Jean-de-Luz (figure 19).

### **Les terrains en présence**

Les terrains portés à l'affleurement comprennent tout d'abord un socle ancien, précambrien à hercynien composé de :

- gneiss à orthopyroxènes et leptynites à grenats et paragneiss à mica noir indifférenciés du Précambrien;
- micaschistes à sillimanite, amphibolites et gneiss leucocrates, localement intercalés de cipolins, attribués au Cambrien (pic Garralda);
- schistes bleutés ou noirs et quartzites clairs de l'Ordovicien et du Silurien (Mont Baïgura);
- schistes verdâtres, quartzites blancs massifs et dolomies gréseuses du Dévonien ;
- enfin schistes noirs à microrhythmes avec conglomérats (faciès « culm ») du Carbonifère.



*Figure 19 – Carte géologique schématique du Massif de l'Ursuya (rectangle blanc) établi sur la bordure occidentale du bassin de Mauléon.*

## Arbailles et Ursuya...

Le Précambrien n'est observable que dans l'Ursuya. Les terrains paléozoïques présentent une plus large extension. Ces divers terrains sont violemment plissés et faillés (structures N110E dominantes).

Au-dessus de ce substrat ancien apparaissent en nette discordance (d. hercynienne ou asturienne) les formations terrigènes (conglomérats, grès, silts, argilites) du Permien et du Trias inférieur (Grès Bigarré). Ils ne sont conservés que dans le massif du Baïgoura (vaste fossé de Bidarray) proprement dit où ils se disposent en larges panneaux faiblement ondulés et profondément faillés. L'attribution au Trias inférieur de conglomérats isolés dans le secteur du pic Garralda (carte d'Iholdy à 1/50 000) n'est pas fondée.

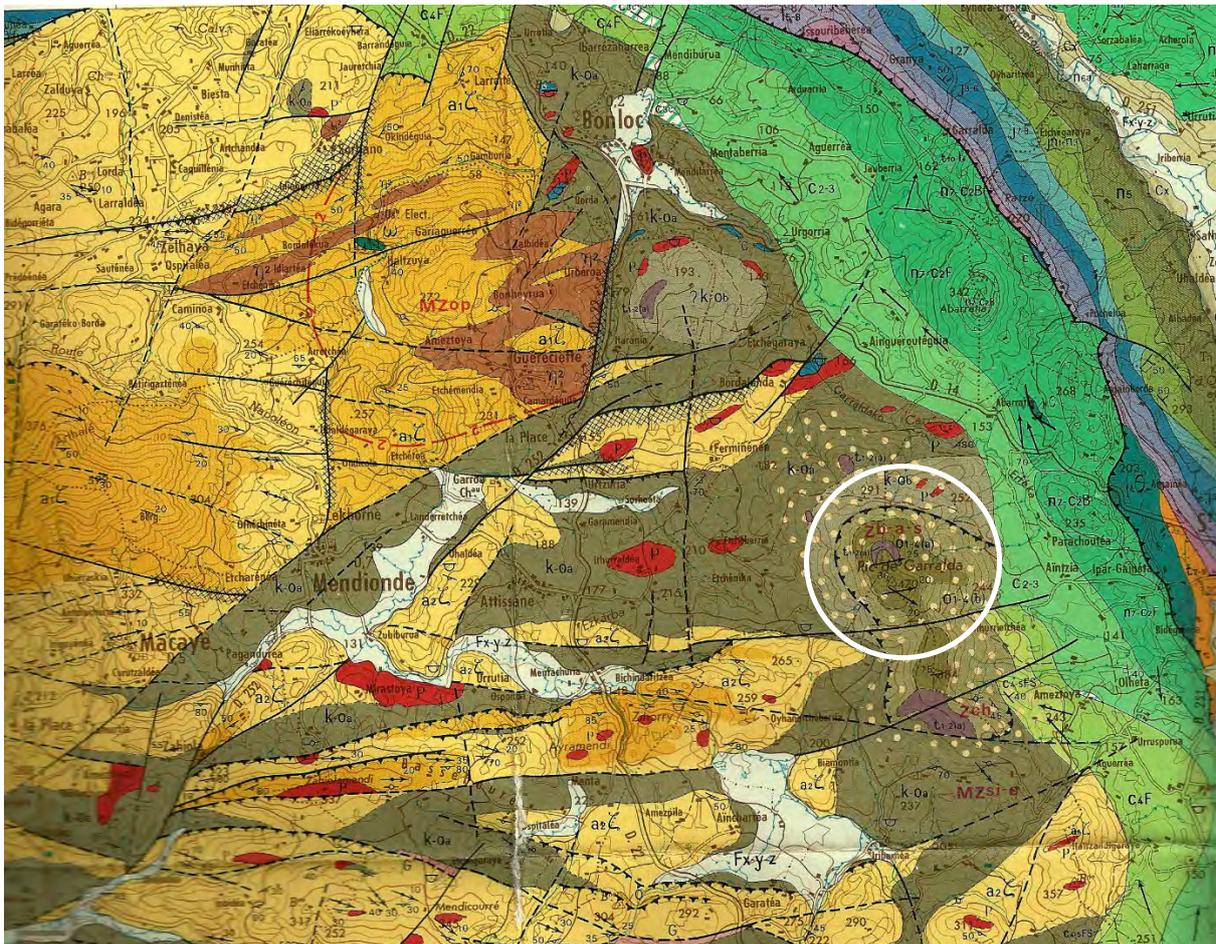


Figure 20 - Carte géologique (extrait de la feuille d'Iholdy à 1/50 000) montrant les relations structurales (surface de discordance) entre le Massif de l'Ursuya et sa couverture sédimentaire. Noter la présence de conglomérats rapportés ici au Permio-Trias au sommet du Pic Garralda (rond blanc).

Vient ensuite la couverture triasique et jurassique. Au sein de l'Ursuya et du Baïgoura, celle-ci n'est conservée que dans les fossés internes de Bidarray et de Ossès. On y reconnaît tout d'abord les calcaires dolomitiques du Muschelkalk et les argiles gypsifères et ophitiques du Keuper, disposés en écailles extrusives. Vient au-dessus une série jurassique caractéristique des Pyrénées occidentales avec : les calcaires et dolomies du Lias inférieur, suivis de marnes et marno-calcaires du Lias moyen et supérieur, les calcaires à filaments du Jurassique moyen, les marnes à ammonites (marnes d'Hosta) de l'Oxfordien et les calcaires

## Arbailles et Ursuya...

noirs et fins du Kimméridgien. Ce Jurassique est observable sur la bordure sud du fossé d'Ossès où son épaisseur ne dépasse pas 300 mètres. Mais on le retrouve au nord de l'Ursuya, dans les écaïlles de Cambo-les-Bains et d'Hasparren, ainsi que dans le Croissant d'Armendaritz (carrière de Patzé).

Les terrains crétacés affleurent largement sur toute la bordure du massif, tant à l'ouest qu'à l'est ou au nord. Leur répartition ainsi que leurs relations mutuelles ou avec leur substrat permettent de comprendre les modalités de mise en place de ce massif qu'ils ceinturent. On reconnaît successivement :

- les calcaires à annélides du Néocomien et du Barrémien ;
- les marnes à ammonites dites de « Sainte-Suzanne » du Bédoulien ;
- les calcaires à orbitolines et rudistes (faciès urgonien) du Gargasien et du Clansayésien ;
- les marnes noires à spicules de l'Albien inférieur ;
- le flysch gréseux et conglomératique, dit « flysch de Mixe » ou « flysch noir » de l'Albien et du Cénomanién inférieur, contenant les « Brèches de Bonloc » ;
- le flysch carbonaté ou « flysch bleu » du Cénomanién supérieur et du Turonien ;
- la mégaturbidite ou « grande barre » calcaire du passage Turonien-Coniacien ;
- enfin le flysch carbonaté beige à silex du Coniacien et du Santonien.

## La structure actuelle

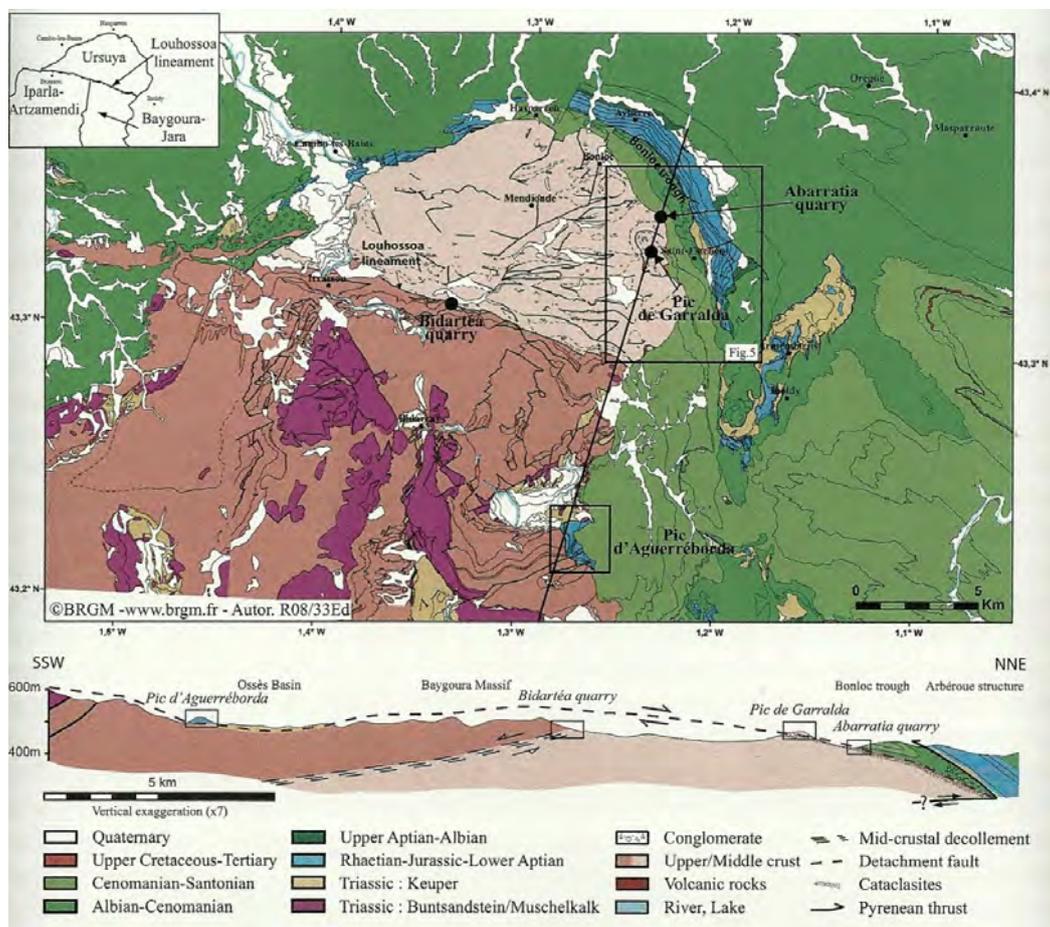


Figure 21 – Coupe structurale montrant la faille de détachement, le témoin conglomératique du Pic Garralda et le contact stratigraphique entre massif ancien et couverture néocrétacée ployée en synclinal (S. Jammes, 2009).

## Arbailles et Ursuya...

Le massif de l'Ursuya est généralement considéré comme une unité sub-autochtone, sorte d'écaille de socle plus ou moins chevauchante en direction du nord sur sa couverture triasique, jurassique et crétacée. Dans le détail, il se subdivise en deux sous-unités, celles de l'Ursuya s.s. au nord et du Baïgoura au sud, séparées par une zone de fracturation complexe, constituant le front chevauchant de Louhossoa, à vergence nord affirmée.

Sur la feuille à 1/50 000 d'Iholdy (figure 20), Les auteurs ont considéré que le contact entre l'Ursuya et sa couverture était mécanique sur sa seule bordure nord-occidentale, le long de l'accident transverse de Cambo-Hasparren. En revanche ce même contact était stratigraphique à la fois sur les bordures septentrionale entre Hasparren et St-Esteben et orientale, entre cette dernière localité et Ossès. Le fossé tectonique d'Ossès est interprété comme résultant d'une phase de fracturation « anté cénomaniennne » et fossilisé sous le flysch néocrétacé.

Cette même interprétation a été récemment retenue par l'équipe de l'université de Strasbourg. Elle s'appuie notamment sur l'existence d'une discordance entre flysch bleu cénomano-turonien et pegmatites dans la carrière d'Erréka (vallon de Garraldako à l'ouest de St-Esteben) et d'un reliquat de flysch albien, gréseux ou conglomératique, discordant sur les gneiss cambriens au sommet-même du pic de Garralda (figures 22 et 23).

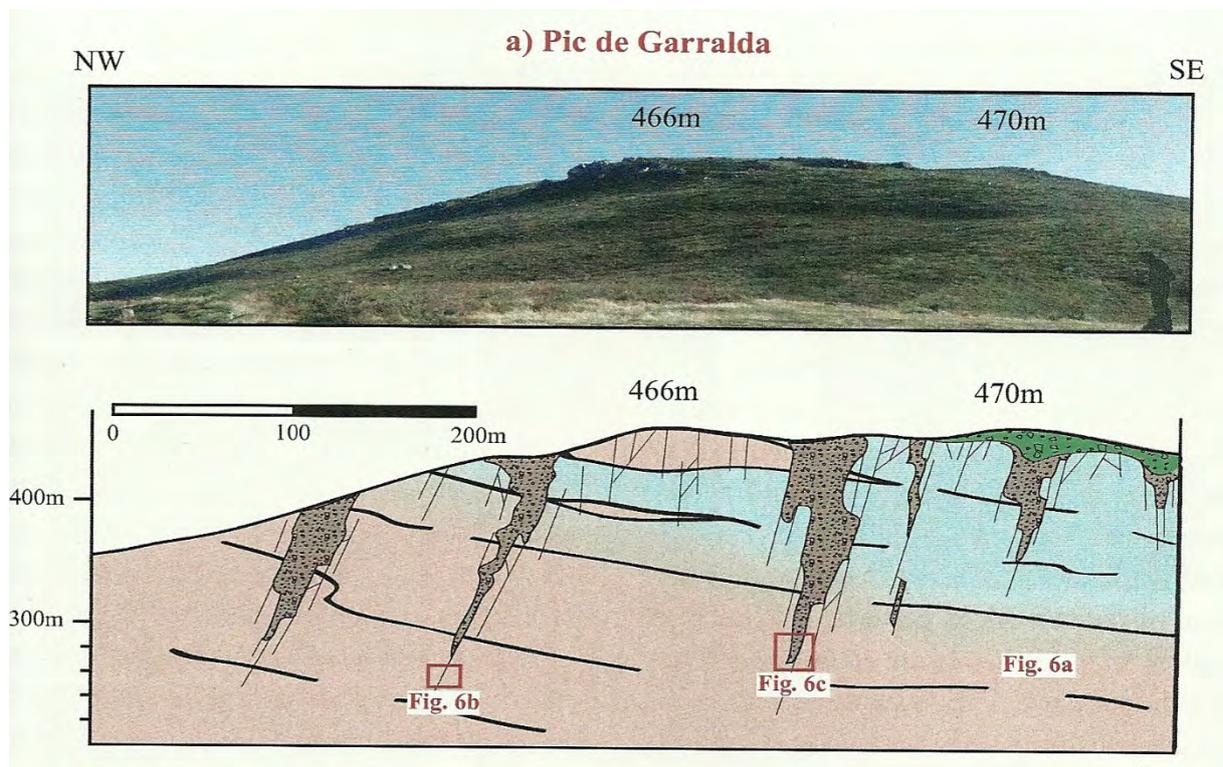
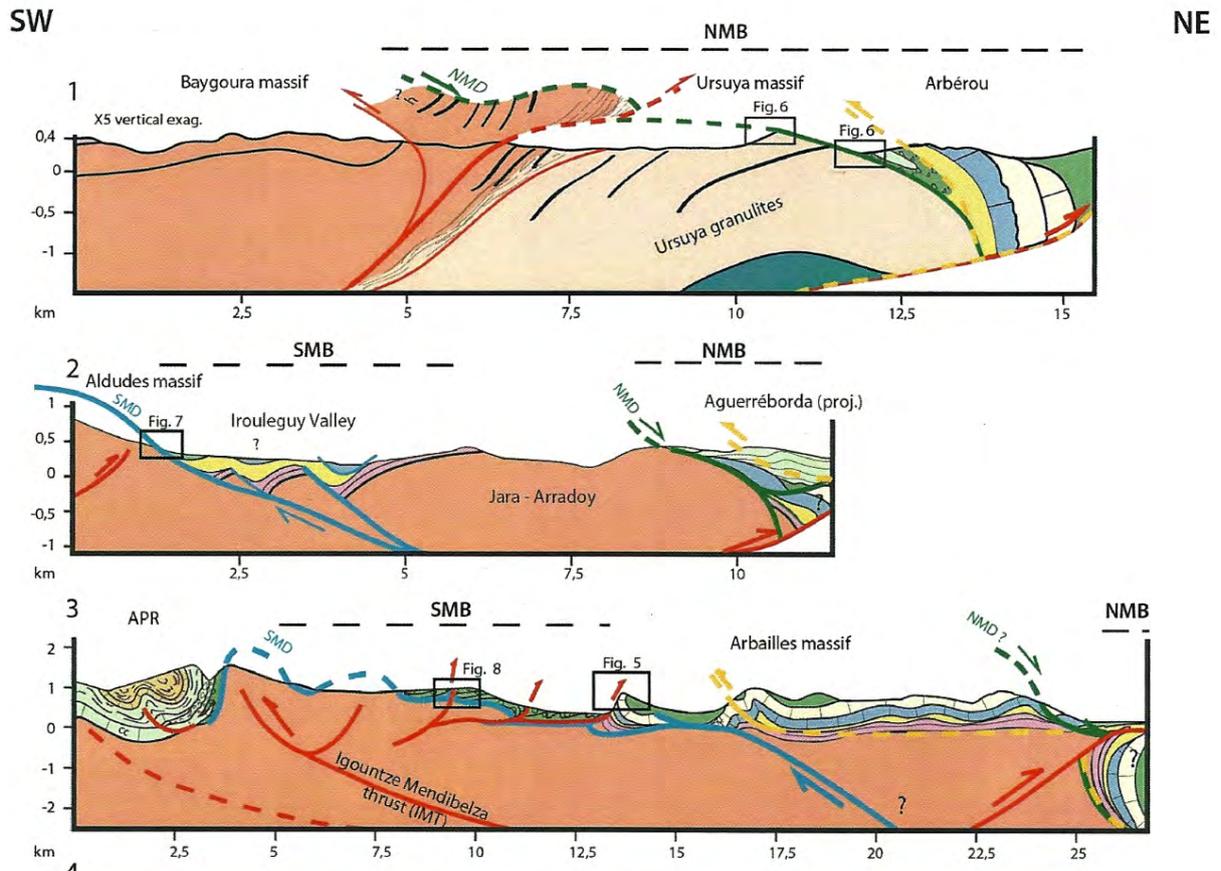


Figure 22 – Coupe du pic Garralda montrant la présence d'un témoin de flysch albien discordant sur les gneiss cambriens et des remplissages bréchiques supposés discordants et d'âge crétacé (S. Jammes, 2009).

Selon nos observations, ce contact entre massif de l'Ursuya et couverture mésozoïque est en tout point mécanique. Nous visiterons en particulier la carrière d'Erréka et monterons jusqu'au sommet du pic Garralda. Dans le premier point, une zone de broyage entre flysch et

pegmatites interdit toute interprétation objective. Mais on constate qu'en position latérale, au nord-ouest de la carrière, c'est la turbidite calcaire turono-coniacienne située à la base d'une série flysch inversée qui vient directement au contact du socle plus méridional, prouvant ainsi l'origine tectonique du contact. Dans le second point, le sommet du pic Garralda est composé de gneiss et micaschistes. Il n'existe aucun témoin du flysch crétacé. Quant aux conglomérats assimilés au flysch, ils jalonnent selon nous des zones de fracture et correspondent ainsi à des résidus de broyage hercynien voire plus ancien (figure 24).



**Figure 23 - Position des massifs de l'Ursuya et des Arbailles selon le modèle à croûte amincie avec détachement passant au pic de Garralda (E. Masini, 2011).**

Dans l'interprétation ici retenue, le massif de l'Ursuya correspond bien à une unité fortement allochtone, largement chevauchante en direction du nord, sur les diverses composantes du fossé plus septentrional de Mixe. Sa bordure orientale correspond à une zone de décrochement dextre, NE-SW, établie sur l'une des anciennes failles bordières du fossé crétacé de Mauléon. Sa bordure septentrionale, arquée, se superpose mécaniquement à sa couverture néocrétacée disposée en série inverse. L'ensemble affronte plus au nord l'unité à armature jurassico-crétacée du croissant d'Armendaritz par l'intermédiaire d'une faille à fort plongement nord (ancienne faille normale du fossé albien réactivée). Comme dans les autres interprétations, la bordure occidentale du massif est ici considérée comme mécanique ainsi que l'atteste le profond écaillage de la couverture jurassique disposée en lambeaux manifestement chevauchés par les gneiss précambriens.

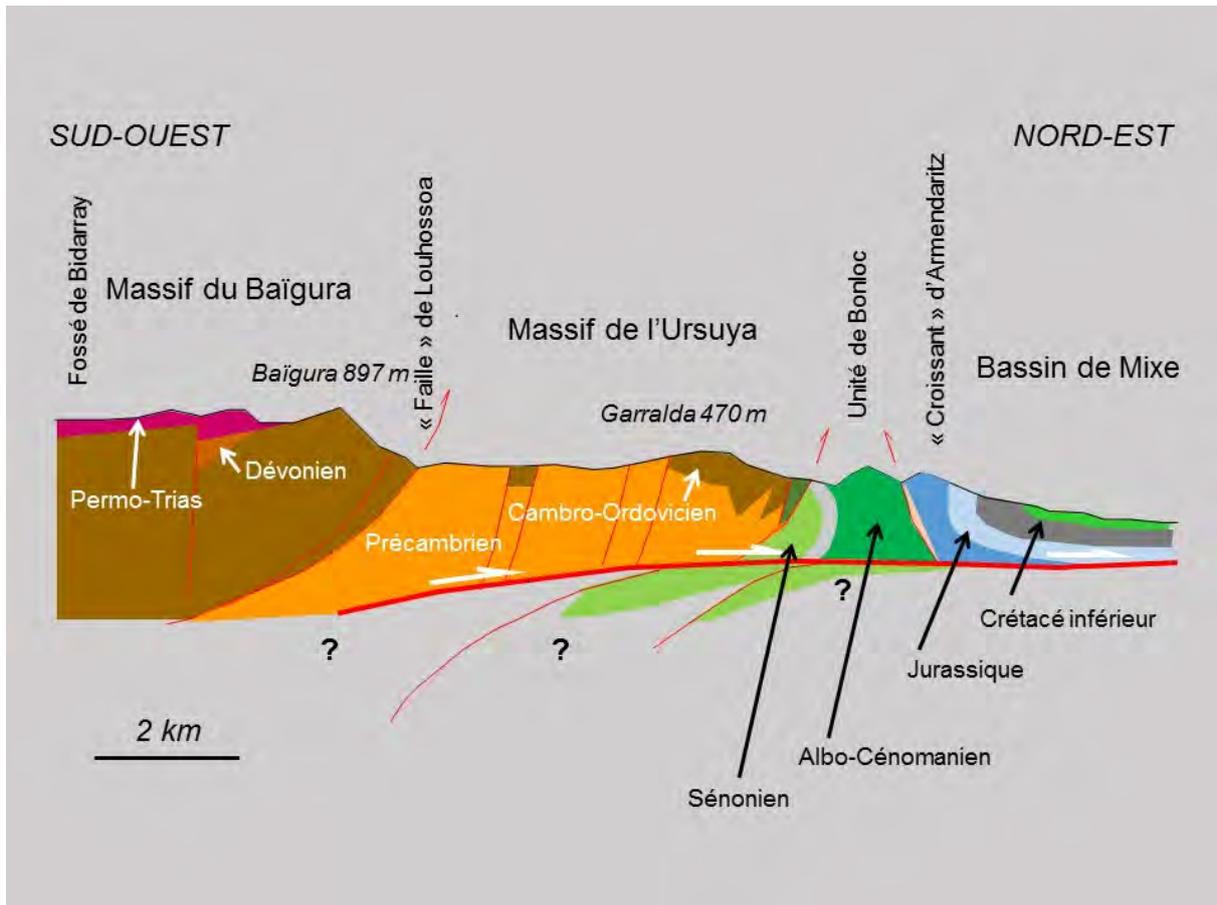


Figure 24 – Coupe structurale proposée (J. Canérot et al., 2012). Le contact entre le massif ancien et sa couverture mésozoïque est mécanique. L'ensemble est chevauchant vers le nord au-dessus d'un accident plat.

## L'histoire géologique

Au Précambrien, le domaine basque ici considéré se situait « quelque part » dans l'hémisphère sud, vraisemblablement près du pôle. Puis, au cours du Paléozoïque les fragments d'écorce terrestre en présence ont subi une lente migration en direction du nord pour se trouver à hauteur du tropique (Capricorne) au Silurien puis aux environs de l'équateur au Dévonien. La mer paléotéthysienne de l'époque contient des faunes de polypiers, brachiopodes et lamellibranches caractéristiques de ces basses latitudes et qui ont été retrouvés dans les calcaires et schistes de l'Ursuya.

Puis, durant le Carbonifère, la chaîne hercynienne à l'origine de la soudure entre Gondwana et Laurasia a déterminé la création d'un vaste bourrelet sud-européen qui a « traversé » le futur domaine pyrénéen du nord-est au sud-ouest. C'est dans la fosse pré-orogénique, sud-occidentale, que se déposent les séries grésoschisteuses ou conglomératiques, turbiditiques, de faciès « Culm », dont subsistent des témoins dans le Baïgoura.

Mais à peine en place, l'immense chaîne hercynienne englobant l'Europe sud-occidentale, plissée et granitisée, subit une puissante érosion favorisée par le climat intertropical, chaud et humide et par le relief. Cette ablation est à l'origine des puissantes décharges continentales, terrigènes, molassiques, du Permien et du Trias inférieur.

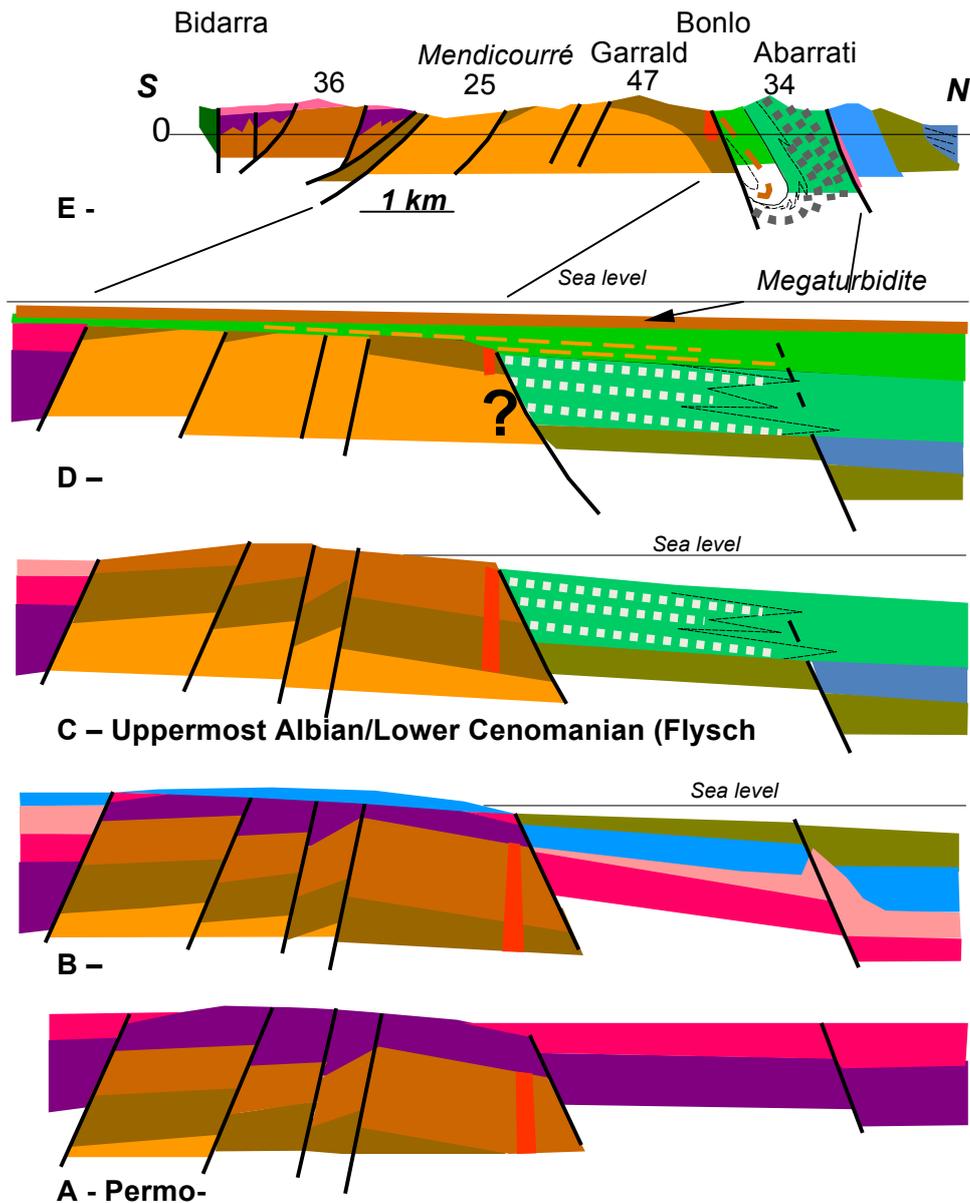


Figure 25 – Coupes palinspastiques montrant quelques étapes d'évolution de la croûte ibérique et de mise en place du Massif de l'Ursuya. Noter la présence de nombreux biseaux d'érosion conduisant à l'absence de couverture du Paléozoïque supérieur et du Mésozoïque sur le massif que nous connaissons aujourd'hui (d'après J. Canérot, 2012).

Les épandages argilo-gréseux ou conglomératiques remplissent le large fossé basque de Bidarray (figure 9). On pense que ce domaine sédimentaire s'est élargi au cours du temps, recouvrant la totalité des massifs basques à la fin du Trias. Viennent ensuite les dépôts carbonatés du Muschelkalk qui traduisent la première incursion marine trans-pyrénéenne néotéthysienne, auxquels succède la sédimentation lagunaire, évaporitique, du Trias supérieur (faciès Keuper). Au Trias succède la série jurassique caractérisée par l'accumulation de carbonates de faciès « plate-forme non barrée » dont des témoins allant du Lias au Kimméridgien sont conservés tout autour de l'Ursuya, aux environs d'Ossès, de Cambo-les-Bains et Izturritz. Mais la nature des faciès (absence de dépôts bordiers) montre que le Trias germanique et le Jurassique ont recouvert l'ensemble de l'Ursuya qui ne constituait ainsi

## *Arbailles et Ursuya...*

nullement un obstacle aux intrusions marines venues de la Néotéthys puis de l'Atlantique Central et du Golfe de Biscaye.

L'Ursuya est ensuite vraisemblablement porté à l'émergence par la tectonique néocimmérienne (compression ou intumescence thermique ?) de la fin du Jurassique et du début du Crétacé. Mais il se trouve de nouveau en grande partie sinon en totalité recouvert par l'aire « transgressive » de sédimentation marine du Crétacé inférieur (Barrémien à Albien inférieur). Les terrains conservés à la périphérie sont tout à fait comparables à ceux que l'on connaît en Béarn et Pays Basque avec, cette fois encore, absence de dépôts de bordure littorale.

C'est alors que se produit, plus ou moins tardivement au cours de l'Albien, la déchirure crustale qui, issue du golfe de Biscaye, migre très rapidement vers l'est, conduisant à la mise en place par distension N-S puis par transtension sénestre NW-SE et enfin par décrochement sénestre W-E, des fossés nord-pyrénéens. L'évolution géodynamique de l'Ursuya est désormais intimement liée à celle du fossé de Mauléon dont il constitue l'épaulement le plus occidental. L'effondrement du secteur de Tardets se traduit tout d'abord par l'individualisation de rampes (Apoura, Saint-Jean-Pied-de-Port) et paliers transverses sur lesquels se déposent des séries flyschs transgressives de manière centripète, ici en direction de l'ouest (figure 10). Le seuil transverse de l'Ursuya n'est ainsi recouvert qu'à la fin de l'Albien et au cours du Cénomaniens (flysch de Mixe), permettant une connexion directe avec le bassin plus occidental de St-Jean-de-Luz. Cette disposition transgressive des sédiments se poursuit au cours du Crétacé supérieur, au sein d'une aire marine profonde (domaine des flyschs) sans cesse élargie par transtension jusqu'au Sénonien moyen (Santonien supérieur-Campanien inférieur). C'est à la transition Turonien-Sénonien que se met en place la mégaturbidite dont la présence actuelle sur le front nord de l'Ursuya et la grande extension latérale prouvent l'absence de relief notable au droit du massif à ce moment-là.

Vers la fin du Crétacé supérieur s'opère la transition entre transtension et transpression. Le bassin flysch laisse peu à peu la place à une plate-forme au Paléocène (calcaires roses) puis à un bassin d'avant-pays empli de molasses marines puis continentales (Oligo-Miocène aquitain). Le rapprochement des anciennes bordures du bassin méso et néo-crétacé conduit à la création d'un relief soumis à l'érosion, puis au chevauchement des Massifs Basques (bordure sud, ibérique) sur leur avant-pays (bordure nord, européenne). La compression N-S s'accompagne de la réactivation des anciennes failles matérialisant la bordure occidentale du bassin de Mauléon (rampe de St-Jean-Pied-de-Port reprise et décrochement dextre ; Seuil de l'Ursuya nouvellement chevauchant vers le nord aux environs de Bonloc ; rampe de Hasparren réactivée en décrochement sénestre (figure 11), ou bien de celle qui recoupe le massif proprement dit (failles de Louhossoa). Cette interprétation ne laisse aucune place à l'hypothèse d'un enracinement sur place de l'Ursuya sous sa couverture néocrétacée (carte de Iholdy à 1/50 000). Elle ne permet pas non plus de souscrire à l'hypothèse d'un détachement albien avec décoiffement mantellique au nord de ce massif (Ecole de Strasbourg). Ce détachement n'a jamais conduit directement à l'exhumation des roches du manteau supérieur (travaux de Debroas et al.).

Au cours du Néogène et du Quaternaire, la surrection continue (mais irrégulière) du massif détermine l'érosion de sa couverture néo-crétacée (les terrains triasiques, jurassiques et éo-crétacés avaient été supprimés avant l'Albien) et de son cœur paléozoïque, voire précambrien. Dans cette interprétation, l'ablation récente est maximale dans la partie nord de

## *Arbailles et Ursuya...*

l'unité où les gneiss et granulites précambriens sont largement portés à l'affleurement, autrement dit là où l'allochtonie de l'Ursuya est la plus accusée.

### **Conséquences structurales et géodynamiques**

Par la composition et la géométrie (épaississements vers le nord, biseaux vers le sud) de sa couverture post-hercynienne, le massif de l'Ursuya constitue donc un élément de la bordure ou « marge continentale », ibérique, du bassin crétacé de Mauléon. Si les accidents directionnels existent, tant au nord (faille de Bonloc) qu'au sud (failles de Louhossoa ou de St-Jean-Pied-de-Port), aucun ne peut prétendre au statut de « Faille Nord-Pyrénéenne », séparant l'Europe de l'Ibérie, conférant à cette dernière le rang de plaque lithosphérique et accompagnant son coulissement pluri-hecto-kilométrique relatif au cours du Mésozoïque.

Ainsi interprétée, l'évolution alpine de l'Ursuya renseigne sur l'histoire géologique du bassin de Mauléon et, partant, sur celle des Pyrénées dans leur ensemble. Installé sur une croûte très amincie mais bien conservée (notamment à l'Ursuya) et large d'une cinquantaine de kilomètres, ce bassin occupe la « limite-transition » entre Europe et Ibérie. Partant de ce constat, la chaîne pyrénéenne ne saurait constituer un exemple classique de « chaîne de collision interplaque ». Mais on ne peut pour autant la qualifier de simple chaîne intra-plaque dans la mesure où elle se situe dans le prolongement du fossé de Biscaye à croûte océanique affirmée.

***Dans ces conditions, pourquoi ne pas parler tout simplement d'orogène (tertiaire) résultant de l'inversion d'un rift (crétacé) avorté ?***

## ITINÉRAIRE ET ARRETS

L'excursion géologique (figure 26) se déroulant sur trois journées, les itinéraires et points d'arrêt majeurs (étoiles) sont indiqués en rouge pour le premier jour (samedi 4 juillet), en bleu pour le deuxième jour (dimanche 5 juillet) et en noir pour le troisième jour (lundi 6 juillet).

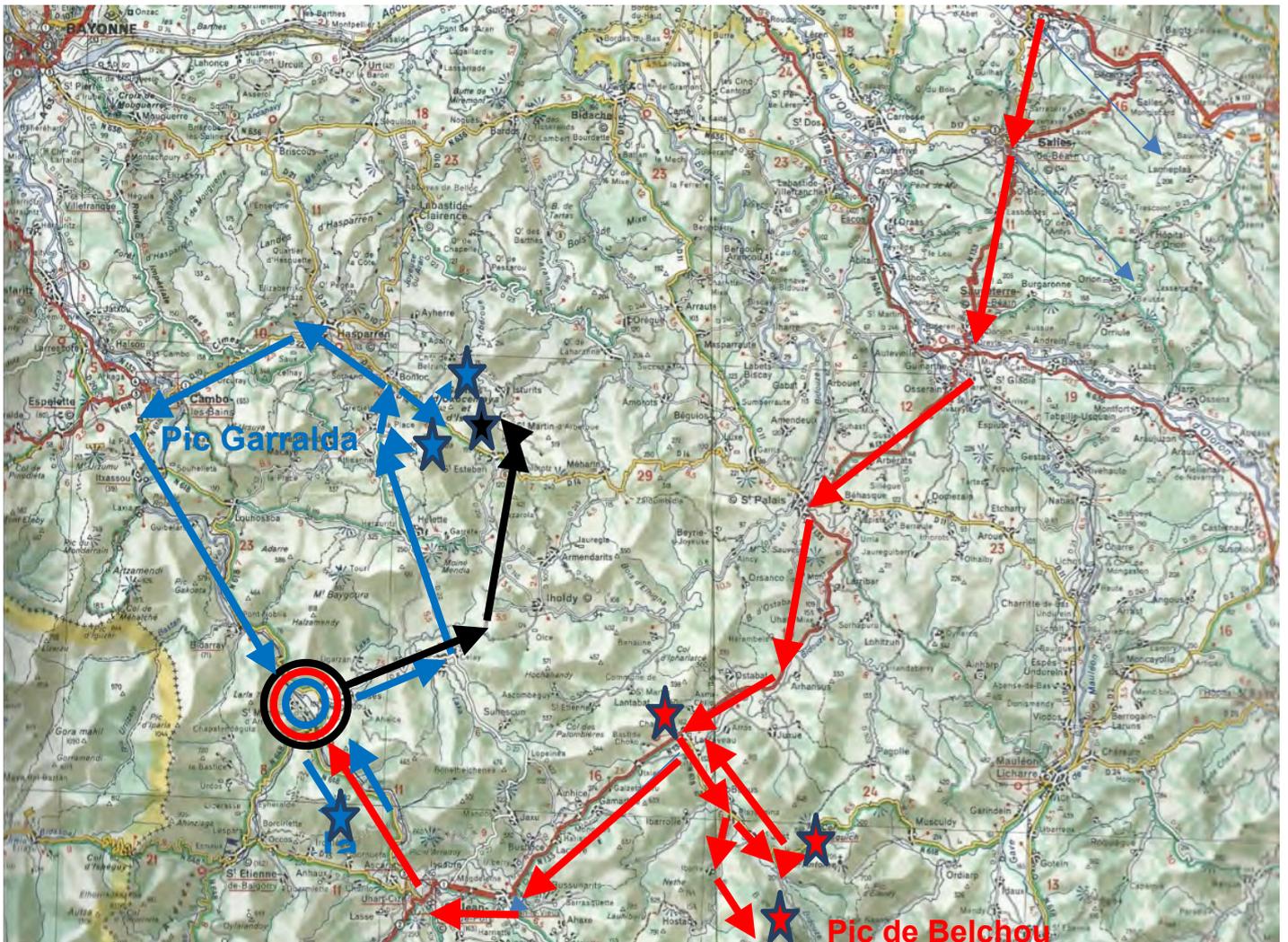


Figure 26 – Carte montrant l'itinéraire suivi ainsi que les principaux arrêts programmés (J1 en rouge ; J2 en bleu ; J3 en noir).

## ***Première : journée J1 (en rouge).***

### **Arrêt J1-1 : Larcevaux. Départ de l'excursion.**

Rassemblement de tous les véhicules et départ pour le pic de Belchou via Saint-Just-Ibarre et la piste de Bihurria (au nord-ouest du massif du Belchou)..

### **Arrêt J1-2 : Pic de Belchou – Panorama général.**

Les voitures sont garées au col dominant au nord les cabanes de Lahondoko Olha et la montée s'effectue à pied par le versant sud-occidental du pic.

Au sommet, l'arrêt sera consacré tout d'abord un rappel (voir introduction générale) des objectifs de l'excursion puis du panorama circulaire qui s'offre à la vue (si le temps le permet) depuis le sommet du pic :

- au nord, le bassin de Mauléon ainsi que les premiers contreforts du massif des Arbailles (Paléozoïque du Néthé et couverture permo-triasique, jurassique et éocénacée) ;
- à l'ouest, la dépression albienne de Larcevaux puis le massif basque de l'Ursuya et du Baigoura ;
- au sud la couverture éocénacée du massif des Arbailles (Barrémien à Aptien).

Commentaire de Nathalie Vanara sur l'évolution géodynamique récente du massif avec, en particulier, présentation de remplissages endokarstiques exhumés par l'érosion à l'approche du pic.

### **Arrêt J1- 3 : piste de Lahondoko Ohla – Le Crétacé inférieur des Arbailles.**

Présentation de la série éocénacée des Arbailles. La piste recoupe toute la série allant du Bédoulien marneux au sud jusqu'au Barrémien calcaire, fossilifère, au nord. Ce dernier repose sur les calcaires Kimméridgiens qui arment le sommet du pic de Belchou par l'intermédiaire d'une croûte bauxitique discontinue.

Au point de vue sédimentologique, elle illustre la transgression de la mer barrémienne et bédoulienne vers le sud (onlap côtier). Au-dessus viennent les calcaires urgo-gargasiens et clansayésiens qui marquent le basculement du bloc des Arbailles avec un affaissement vers le sud (onlap gargasien vers le nord puis offlap clansayésien vers le sud (figure 28).

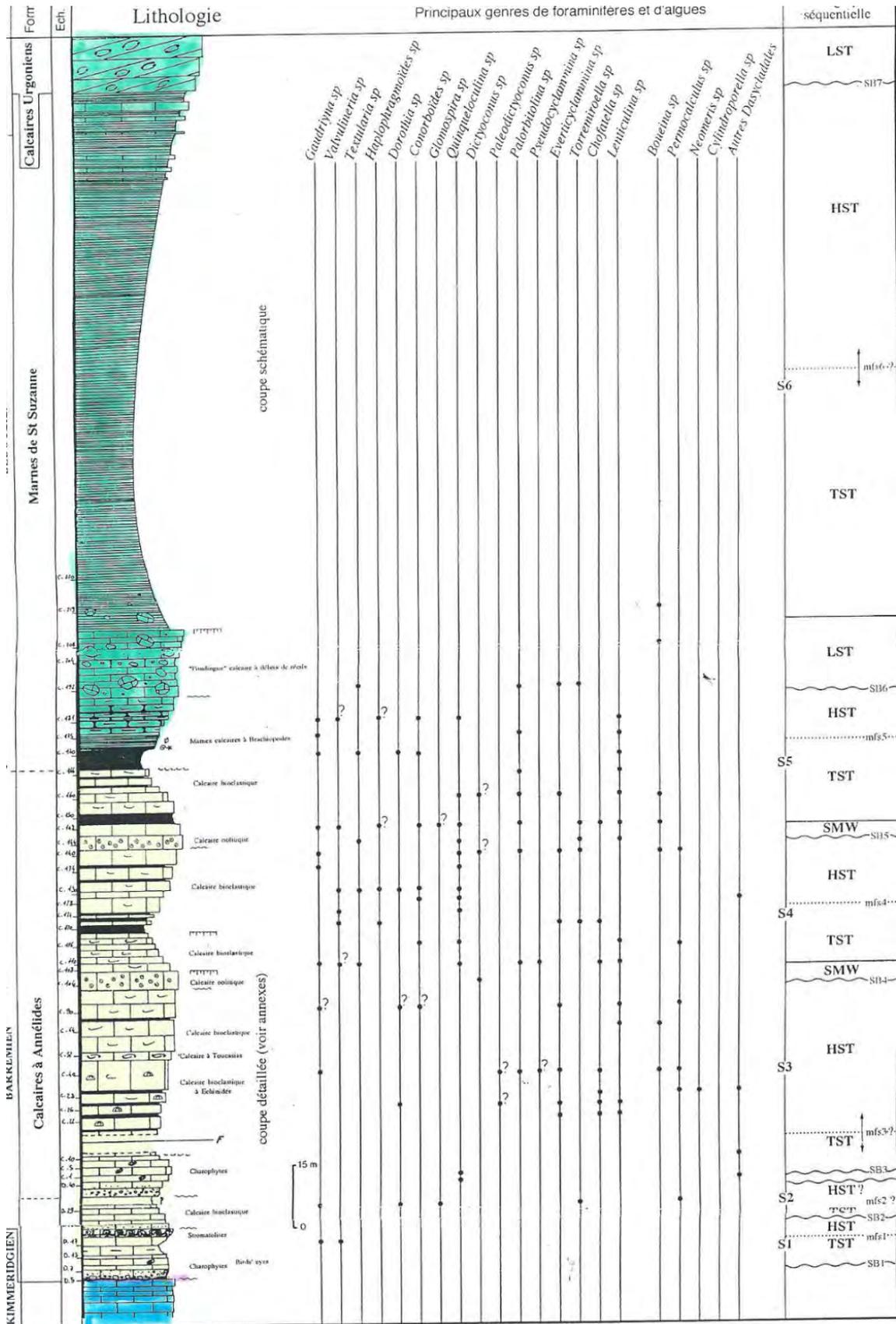


Figure 27 – Coupe montrant l'enchaînement des faciès et des séquences de dépôt dans le Crétacé inférieur de la piste de Lahondoko Ohla (d'après J.L. Lenoble, 1992).

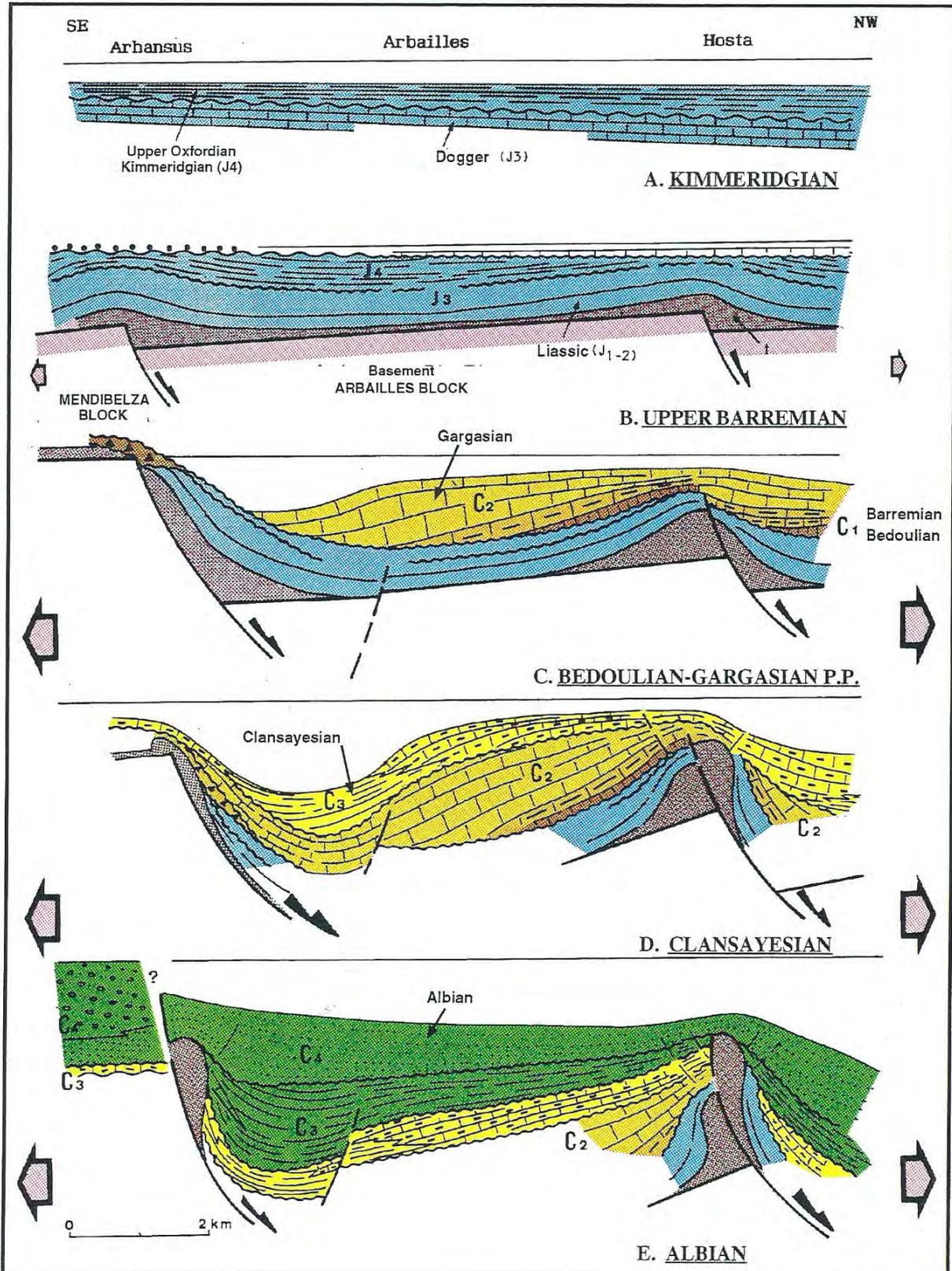


Figure 28 – Quelques étapes de l'évolution géodynamique du bloc des Arbailles au cours du Crétacé inférieur (d'après J. Canérot, 1992). Remarquer l'étape clansayésienne marquée par le basculement du bloc crustal et l'accélération du diapirisme des évaporites triasiques.

## Arrêt J1-4 : Cayolar du Belchou - Le Jurassique moyen-supérieur des Arbailles

La piste qui, sur le versant nord du Belchou conduit au cayolar éponyme permet de recouper dans de bonnes conditions d'affleurement les assises du Dogger et du Malm (figure 29).

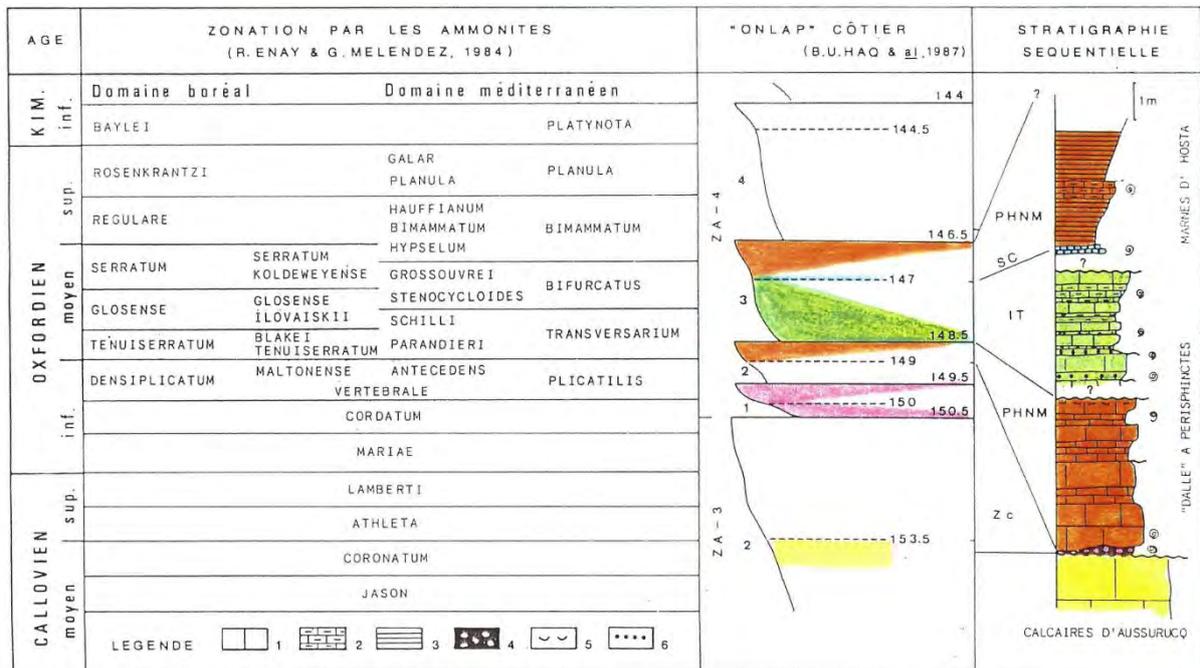


Figure 29 – Le Jurassique moyen-supérieur (Callovien à Oxfordien supérieur) sur la piste du Cayolar du Belchou ; Zones à ammonites et séquences de dépôt (d'après J. Canérot et al. 1992)

Un premier arrêt est consacré à l'observation du passage Dogger-Malm. Les calcaires calloviens de la formation d'Aussurucq, massifs et de teinte gris clair sont recouverts par un niveau oolithique discontinu dans lequel ont été trouvées des ammonites des zones à Athleta, Lamberti, Mariae, Cordatum et Plicatilis couvrant l'intervalle callovien moyen à oxfordien inférieur. Viennent ensuite des calcaires gris verdâtre qui ont livré des ammonites de l'Oxfordien moyen.

Cette condensation de faunes est attribuée à une lacune de dépôt en relation probable avec une expansion soudaine de la mer jurassique.

Un deuxième arrêt proche de la piste qui descend au cayolar (à proximité de l'abreuvoir) permet une riche récolte d'ammonites dans des niveaux marno-calcaires finement lités. Les fossiles appartiennent aux zones à Transversarium, Bifurcatus et Bimammatum de l'Oxfordien supérieur. Condensées et associées à des spongiaires, elles traduisent un épisode de faible taux de sédimentation en relation avec une forte augmentation du niveau marin. L'espace ainsi créé sera comblé par les marnes noires oxfordiennes et kimméridgiennes qui suivent

## Arrêt J1-5 : Route du col d'Osquich – La mégaturbidite turonoconiacienne.

La route qui, de St-Just Ibarre conduit vers le nord au Col d'Osquich, permet de traverser le remplissage flysch crétaé du bassin de Mauléon au nord du Massif des Arbailles.

La série, très puissante et affectée de replis de détail, s'échelonne de l'Albien au Sénonien. Au droit d'une ancienne carrière, le flysch néocrétaé contient une « barre carbonatée » bien visible dans le paysage, qui correspond à une « mégaturbidite ». Elle se situe stratigraphiquement au passage Turonien-Sénonien et traduit un « mégaéboulement gravitaire sous-marin » d'extension régionale. (figures 30 et 31).

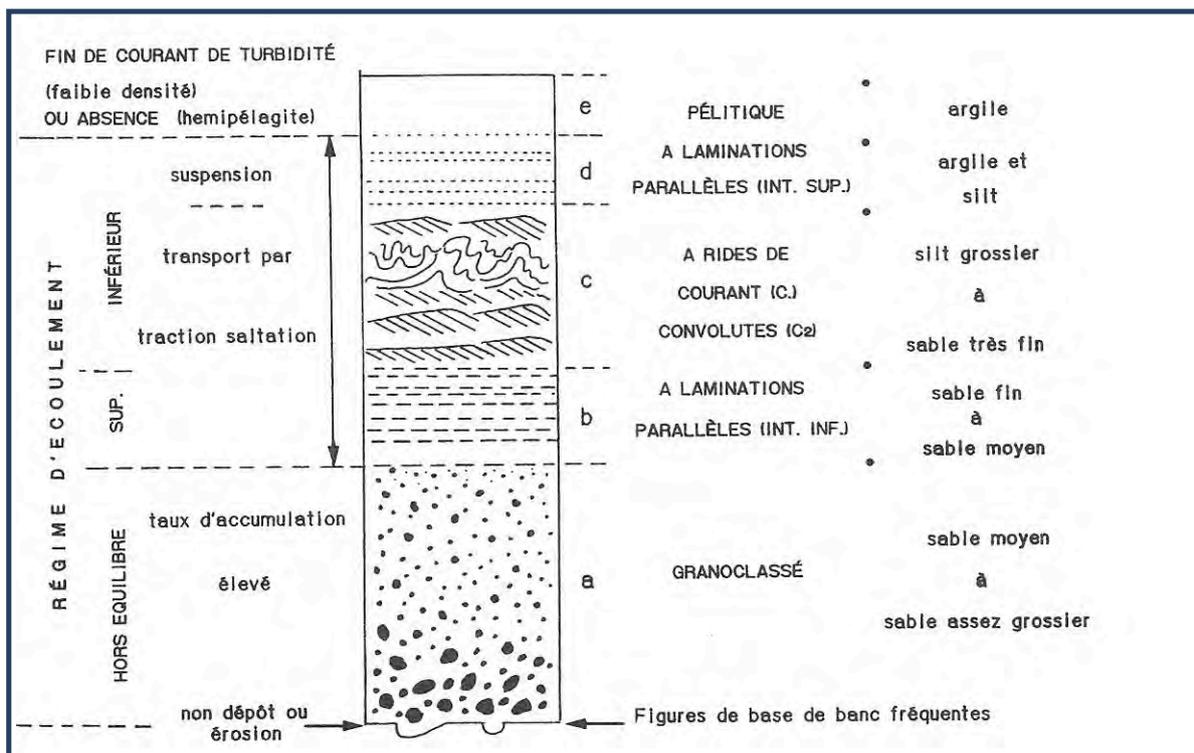


Figure 30 – Succession des termes de dépôt d'une turbidite complète (type « Bouma »). On remarque la superposition de sédiments ayant subi un déplacement par traction et de sédiments déposés après avoir été en suspension dans l'eau.

Sur le terrain, seuls les termes a et b semblent représentés. Le grain classé du premier terme est fin ce qui traduit un relatif éloignement de la zone de genèse de la mégaturbidite. On ne voit pas trace des termes C, d et e qui résultent d'une mise en suspension du sédiment fin dans l'eau, lors du glissement gravitaire d'ensemble.

La mégaturbidite du col d'Osquich s'étend sur près de 90 km, d'est en ouest, de la région d'Oloron Ste-Marie jusqu'à l'Océan. Elle correspond à un méga-glissement sous-marin de sédiments issus de la Haute Chaîne frontalière et déplacés gravitairement vers le nord sur plusieurs dizaines de kilomètres. Un séisme semble être à l'origine de cet événement catastrophique. (Debroas *et al.*, 1983). On doit donc imaginer qu'elle s'est déplacée par-dessus les blocs constituant, au Crétaé supérieur, la marge méridionale, ibérique, des bassins de Mauléon et de Saint-Jean-de-Luz en voie d'ouverture

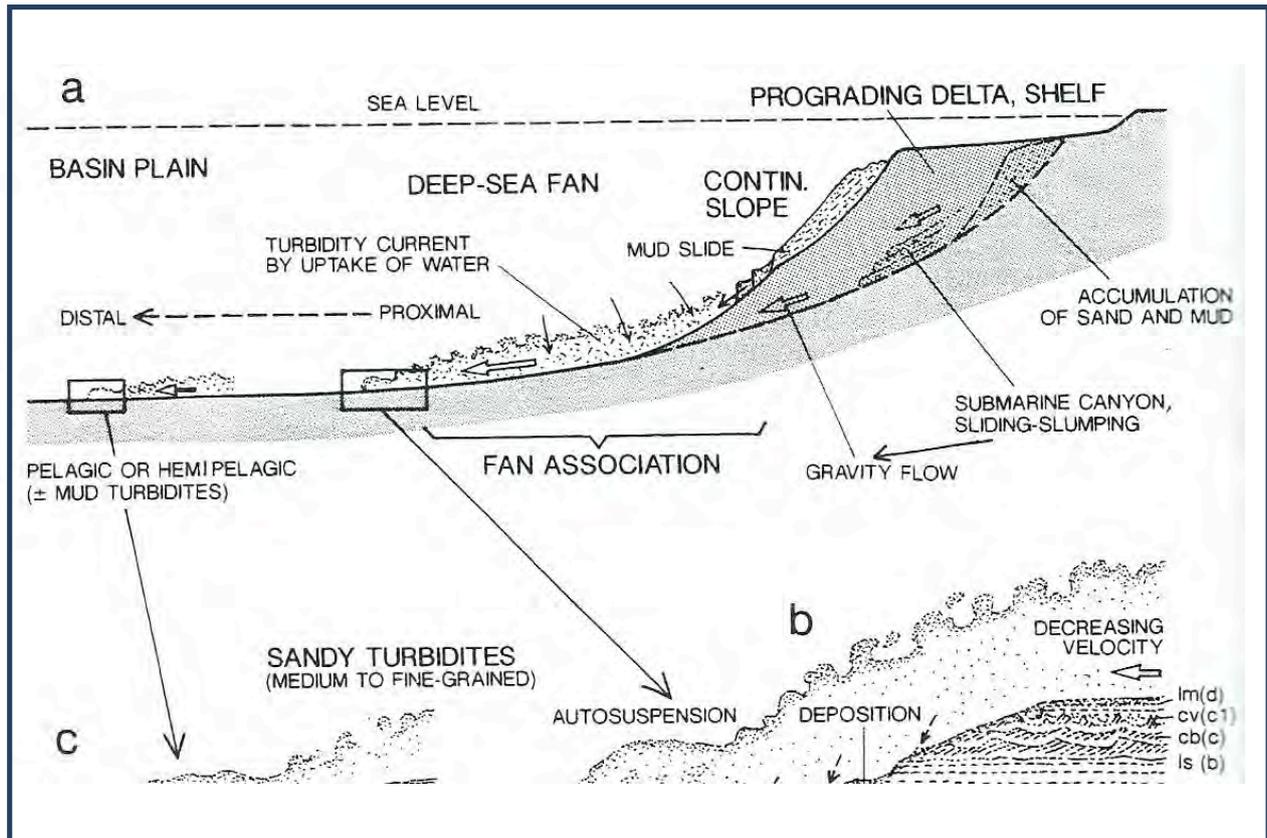


Figure 31 – Coupe transversale d'une marge de bassin montrant La morphologie sous-marine propice au déclanchement d'une turbidite (d'après G. Einsele, 1992).

## Deuxième journée J2 (en bleu).

### Arrêt J2-1 : Jara – Panorama et présentation de la journée.

La montée à la Montagne de Jara à partir de St-Martin d'Arrosa s'effectue dans les meilleures conditions en passant par Irouléguy. Le sommet du relief offre par beau temps une vue panoramique sur l'ensemble du domaine parcouru lors de l'excursion ;

- à l'est, les massifs des Arbailles (visité la veille) et de Mendibelza puis, à leur pied, la cuvette de Larcevaux emplies de flyschs crétacés.
- au nord les massifs de Baigoura et de l'Ursuya (visité ce deuxième jour) avec le bassin permo-triasique de Bidarray et la zone de fracturation de Louhossoa ;
- à l'ouest les massifs basques plus occidentaux de la Rhune et du Cinco Villas ;
- au sud enfin la cuvette permo-triasique de Saint-Jean-Pied-de-Port puis les crêtes frontalières à armature hercynienne et couverture néocrétacée du massif des Aldudes.

Cette deuxième journée sera essentiellement consacrée à l'observation des terrains qui affleurent dans le Massif de l'Ursuya (figure 32) et qui permettent de proposer une interprétation de l'évolution de ce domaine au cours du cycle pyrénéen.



Figure 32 – Carte géologique de l’Ursuya avec localisation des arrêts proposés (cercles blancs : J2-2 : pic Garralda ; J2-3 : Carrière de Erreka ; J2-4 : colline Abarratia).

### Arrêt J2-2 : Pic Garralda – La question des « brèches et du flysch crétaçés »

L’accès s’effectue par la piste occidentale, à partir de La Place (sud de Gréciette). Panorama circulaire montrant au sud, le Baïgoura, à l’ouest le bassin de Cambo-les-Bains, au nord la gouttière de Bonloc, la colline d’Abarratia, la carrière d’Erreka et le croissant d’Armendaritz, à l’est enfin l’alignement structural NE-SW de St-Esteben et Ossès.

On observera surtout les roches portées à l’affleurement aux abords du pic lui-même : Gneiss, micaschistes et quartzites de la croûte moyenne-inférieure ainsi que les conglomérats qui remplissent certaines fractures de ce substrat métamorphique précambrien (?) à cambrien..

Sur la carte de Iholdy, ces brèches colorées par les oxydes ferriques ont été rattachées au Permo-Trias. D’autres auteurs les ont récemment attribuées au flysch albien et rattachées alors à la couverture crétaçée discordante ici sur la croûte inférieure métamorphique. Le lambeau de flysch du pic Garralda appartiendrait alors à la couverture du massif, décollée sur ce dernier à la faveur du détachement (S. Jammes, 2009 ; E. Masini, 2012)..



*Figure 33 : Le pic Garralda. En haut à gauche, vue générale ; en haut à droite : les gneiss affleurant au sommet du relief (le Permo-Trias est totalement absent). En bas à gauche : bréchification associée à une faille plate ; en bas à droite : bréchification associée à la fracturation verticale.*

Il s'agit selon nous de conglomérats rubéfiés à éléments plus ou moins anguleux qui correspondent à des remplissages de fissures au sein du substrat métamorphique. Anciennes, elles traduisent les effets de la tectonique hercynienne (ou antérieure ?) et ne sauraient aucunement constituer une couverture discordante sur ce substrat.

Leur attribution au « socle » ancien interdit toute interprétation faisant intervenir ici une faille de détachement plate (figure 33).

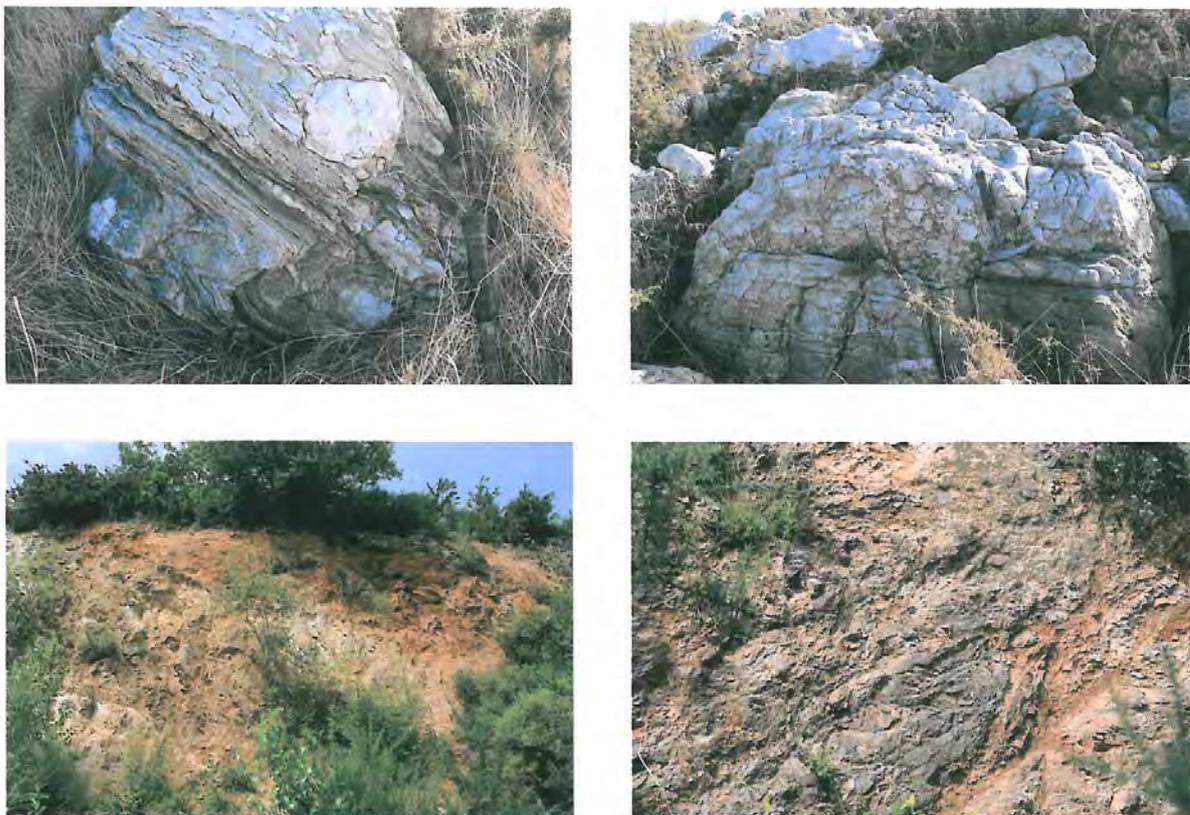
### **Arrêt J2 3 : Carrière Erreka – Le contact socle-couverture.**

La carrière Erreka a exploité durant de nombreuses années le kaolin résultant de l'altération des composants (feldspaths) d'un petit massif de granulite intrusif dans les schistes cambro-ordoviciens du Massif de l'Ursuya.

La granulite vient au contact du flysch albo-cénomaniens du synclinal de Bonloc, plus septentrional. Dans la plupart des documents publiés, ce contact est considéré comme

### *Arbailles et Ursuya...*

stratigraphique, le flysch constituant la couverture sédimentaire discordante du substrat paléozoïque (G. Le Pochat, 1974 ; S. Jammes, 2009 ; E. Masini, 2012).



***Figure 34 : La carrière de Erreka – Nature du contact Ursuya/flysch crétacé. Contrairement aux interprétations classiques, il s’agit à l’évidence d’un contact mécanique.***

Pour nous, le contact est mécanique pour les raisons suivantes :

- La série flysch est inversée comme l’indiquent des mesures effectuées dans la colline d’Abarratia ;
- c’est la série turono-coniacienne (et non albienne) qui, ici, vient au contact du Paléozoïque. La mégaturbidite est notamment présente contre ce substrat ancien à l’ouest de la carrière ;
- sur le versant oriental de l’Ursuya la série flysch crétacée s’enfonce sous le massif au lieu de l’envelopper par le nord.

Cette interprétation remet en cause l’existence d’une faille de détachement à la partie supérieure de l’Ursuya. Dès lors, le Jurassique d’Osse ne saurait apparaître en klippe flottant sur son substrat qu’il recouvre « in situ », en série normale.

**Arrêt J2-4 : Abarratia – Les brèches cénomaniennes de Bonloc.**

Cette colline accessible par le nord, à partir de la carrière de Patzé, montre quelques affleurements du flysch à blocs de Bonloc, d'âge cénomanien. Ce flysch présente en effet des olistolites de quartzites à conglomérats quartzeux ou de schistes carburés. Il s'agit là d'éléments appartenant à l'Ursuya, érodés pendant la période de sédimentation au pied du talus septentrional de l'Ursuya en cours de structuration (seuil entre les bassins de Mauléon et de St-Jean-de-Luz).

La présence de ces sédiments au nord de l'Ursuya montre que ce dernier a été profondément érodé au cours du Crétacé (voir introduction). C'est en effet sa couverture paléozoïque qui a essentiellement alimenté cette sédimentation catastrophique (figure 25).



*Figure 35 : Abarratia – En haut à gauche : vue générale sur l'Ursuya ; en haut à droite : polarité inverse du flysch déversé au nord (à droite) ; en bas à gauche, brèche quartzitique ancienne reprise dans le flysch ; en bas à droite, schiste paléozoïque remanié dans le flysch crétacé.*