

Week-end géologique dans le Pays Basque

9 - 10 - 11 septembre 2022

avec Pierre Mauriaud et Gilbert Guingand,
géologues du CPIE Littoral Basque



Présentation générale de la géologie des Pyrénées

La chaîne des Pyrénées au sens strict s'étend sur environ 400 kilomètres de long et 150 kilomètres de large entre la France et l'Espagne.

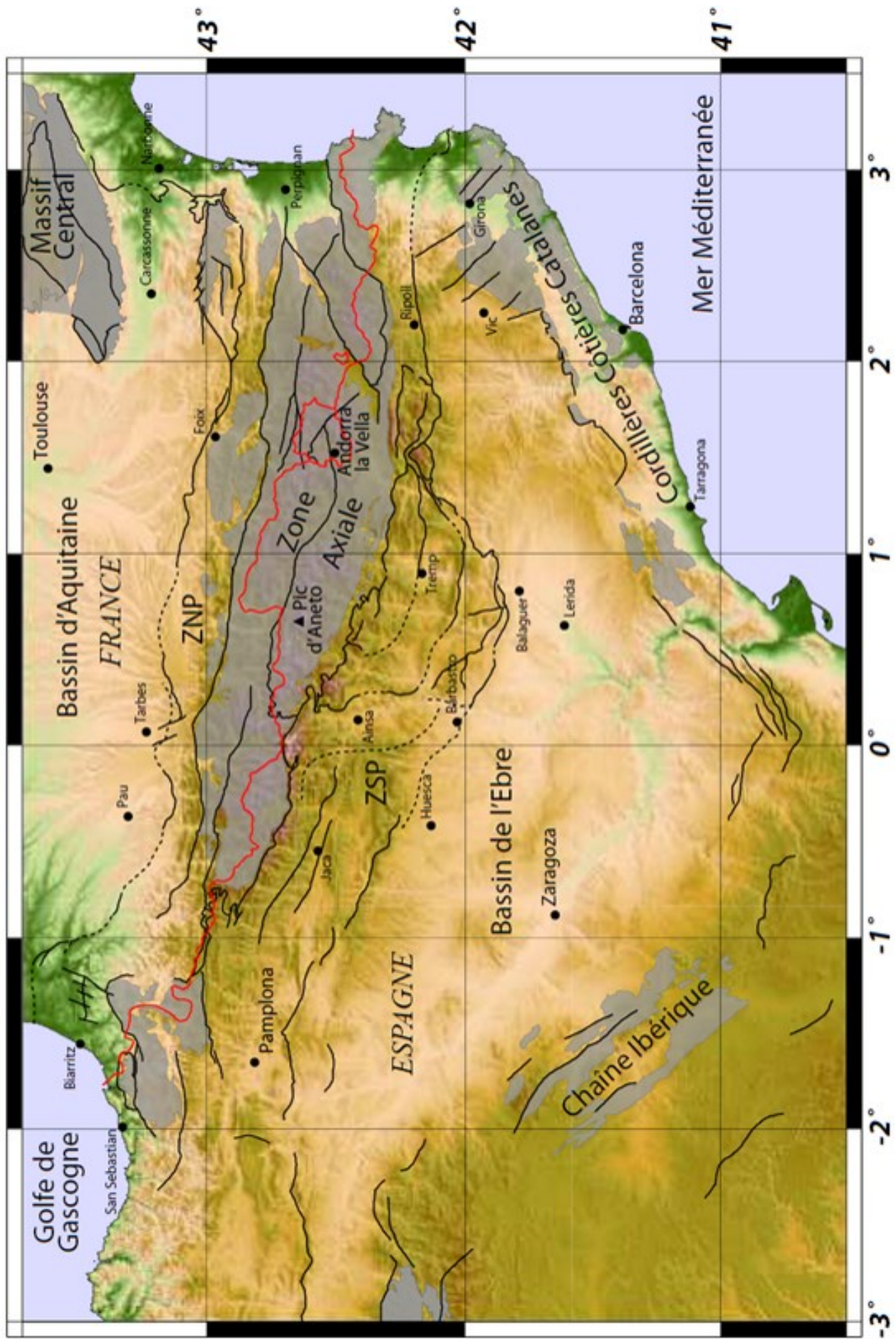
Elle résulte de la superposition de deux cycles orogéniques séparés par environ 200 Ma : l'orogénèse varisque puis l'orogénèse alpine.

Les Pyrénées sont composées de trois domaines structuraux orientés grossièrement Ouest-Est, parallèles à la chaîne et disposés en éventail. Du Nord vers le Sud :

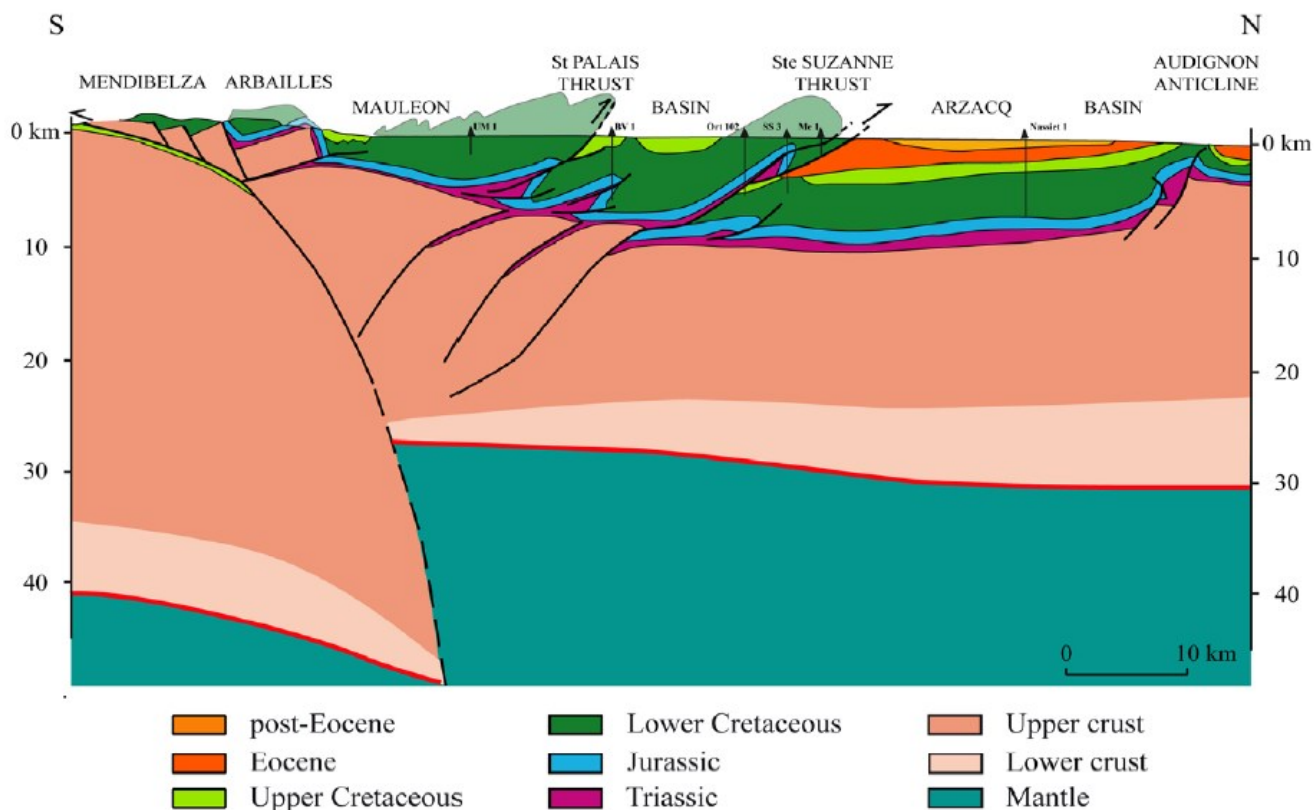
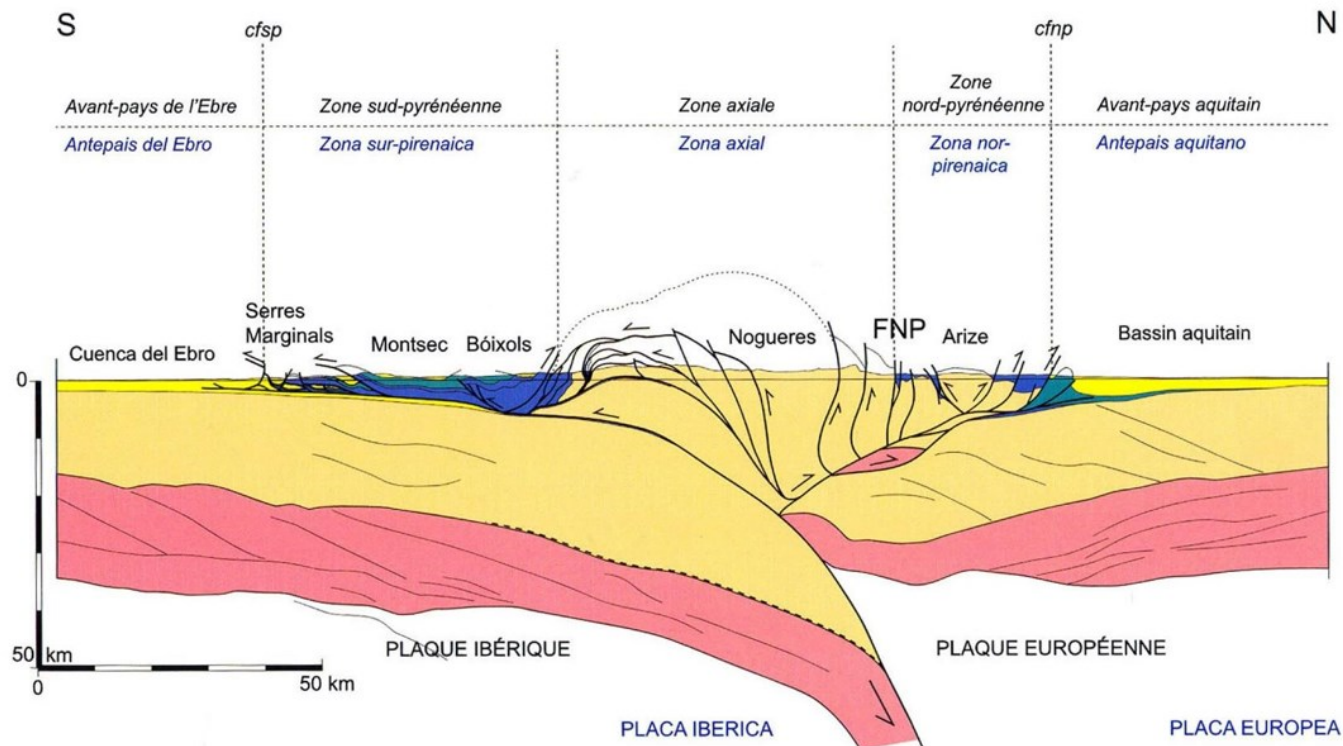
1- la Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP) qui chevauche vers le Nord l'avant-pays molassique le long du chevauchement frontal nord-pyrénéen (CFNP) à vergence Nord et est séparée du domaine suivant par la faille Nord-pyrénéenne (FNP),

2- la Zone Axiale (ZA) ou haute chaîne primaire, dont le matériel paléozoïque, parfois recouvert de lambeaux créacés, est impliqué dans une succession de chevauchements à vergence Sud,

3- la zone Sud-Pyrénéenne (ZSP), unité tectonique en nappes chevauchant vers le Sud les molasses du Bassin de l'Èbre le long du chevauchement frontal sud-pyrénéen (CFSP) à vergence Sud.



Reliefs et structures des Pyrénées



Interprétation du profil ECORS au niveau des Pyrénées Centrales et coupe structurale Anso-Arzacq au niveau des Pyrénées Atlantiques

Cette structuration du domaine pyrénéen résulte des mouvements relatifs de deux plaques lithosphériques : la plaque ibérique et la plaque européenne.

1- Histoire Pré-rift

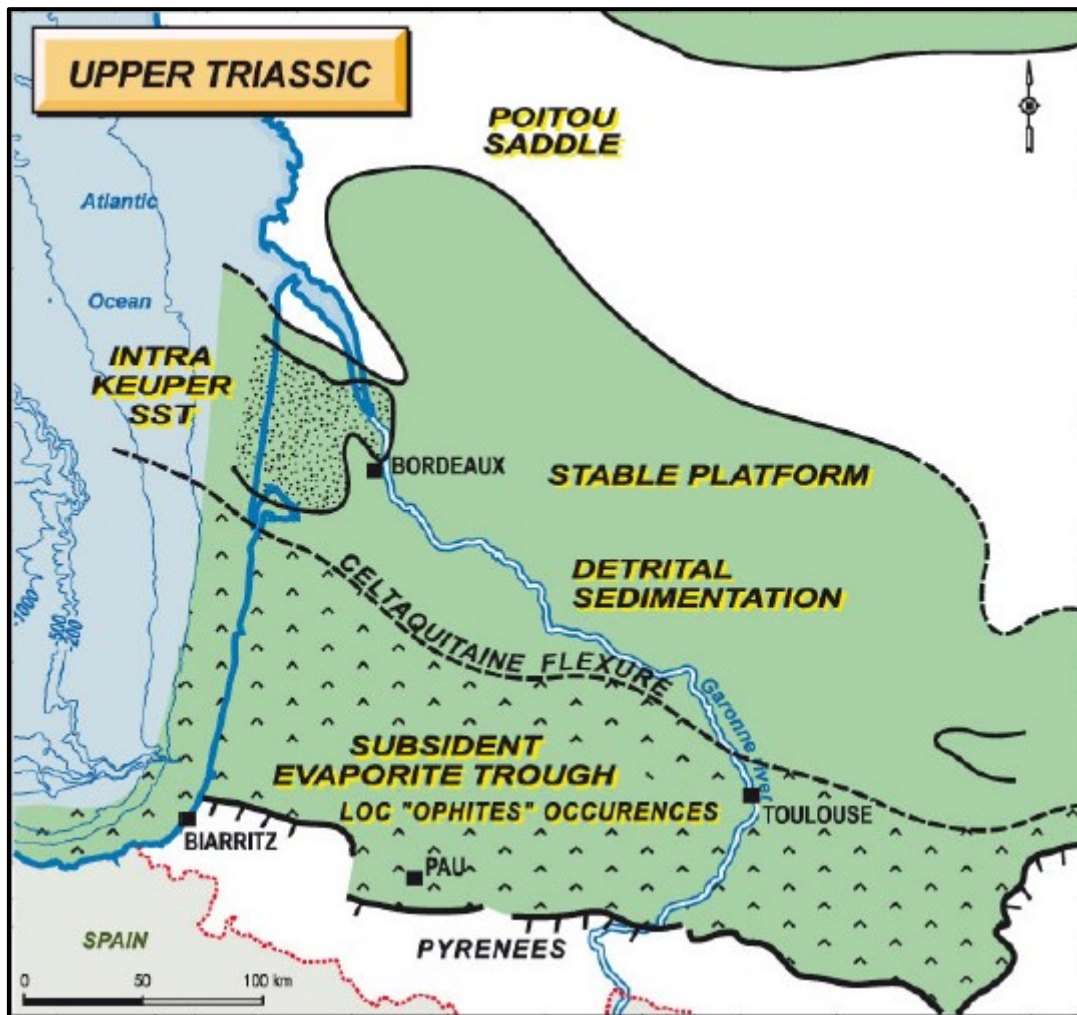
À la fin de l'ère primaire, l'actuel domaine pyrénéen est intégré à la bordure Sud de la partie occidentale de la chaîne varisque qui se déploie depuis le Sud de l'Espagne jusqu'en Bohême.

La période tardi-varisque qui suit correspond à un épisode généralisé de fracturation de toute la Pangée. Cette fracturation affecte non seulement le domaine plissé varisque mais aussi les plateformes carbonatées adjacentes. Elle est responsable entre autres de la formation de grands décrochements tels le Sillon Houiller.

Au Trias inférieur, la chaîne varisque est presque complètement arasée, pénéplanée. Son érosion a entraîné la formation de grands épandages conglomératiques puis gréseux, de plus en plus matures, caractéristique du Buntsandstein.

Les derniers reliefs sont ensuite transgressés au **Trias moyen** par la mer dite germanique, dépendance de la Téthys orientale et qui venant de l'Est, y dépose les faciès carbonatés et coquilliers classiques du Muschelkalk.

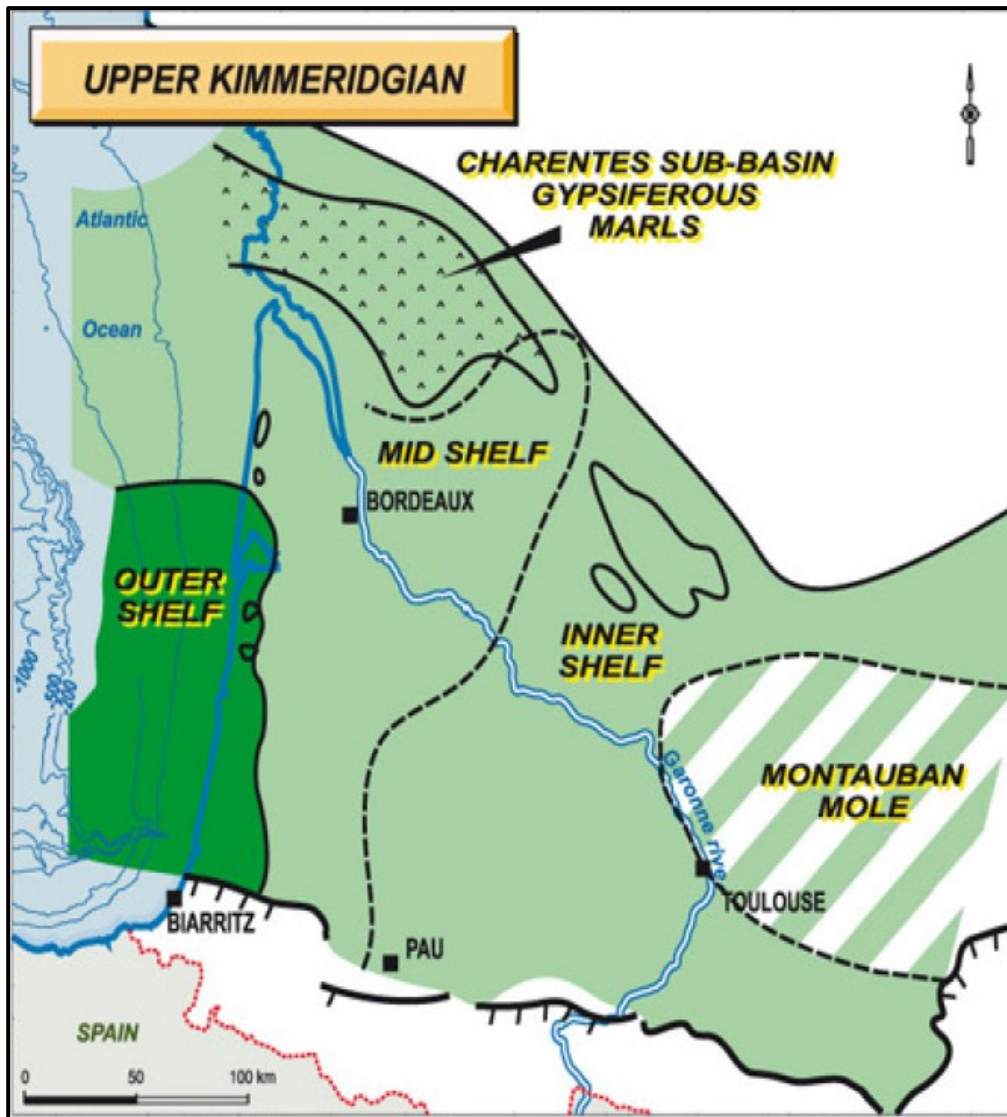
Au Trias supérieur, la mer se retire. Ce sont alors des associations d'argiles et d'évaporites correspondant à des dépôts littoraux ou lagunaires qui s'accumulent dans un vaste golfe peu profond limité au Nord par la flexure Celtaquitaine et toujours ouvert sur la Téthys orientale.



Carte de répartition des faciès triassiques dans le Bassin Aquitain
(d'après Biteau et al., 2006)

Cette période triassique est également marquée par la mise en place d'un magmatisme tholéiitique (ophite = dolérites) dans les Pyrénées centrales et occidentales, favorisé par la distension crustale. Aujourd'hui, on regarde la formation de ces dykes basaltiques comme une manifestation lointaine de l'ouverture de l'Atlantique central entre la côte des États-Unis et la marge Nord-Ouest africaine. Ils appartiendraient à la Province Magmatique Centre-Atlantique (CAMP).

La période du Rhétien au Jurassique inférieur est caractérisée par un nouvel épisode de transgression marine et la mise en place d'une vaste plateforme recouvrant l'ensemble du domaine Aquitain jusqu'aux bordures du Massif armoricain au Nord et du Massif Central à l'Est. Cette plateforme sera fonctionnelle pendant tout le Jurassique.



Paléogéographie à la fin du Jurassique
(d'après Biteau et al., 2006)

2- Le rifting : évolution du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur

À la fin du Jurassique supérieur (Malm), au cours du Kimméridgien supérieur et au Tithonien, des changements paléogéographiques importants ont lieu avec l'abandon de la physionomie jurassique (vaste plateforme carbonatée) lors d'une régression généralisée et la mise en place de zones de subsidence et de sédimentation actives de direction varisque E-O ou NO-SE.

Cette régression généralisée qui sera suivie par une lacune quasi-générale du Crétacé inférieur dans tout le Nord du Bassin Aquitain et la mise en place de zones de subsidence sont en fait les manifestations d'un rifting continental entre Armorica au Nord et Ibérie au Sud. Les marges de ces deux futures plaques se découpent en blocs basculés qui se soulèvent par épaulement loin de l'axe du rift et au contraire s'enfoncent de plus en plus profondément au fur et à mesure que l'on s'en rapproche.

Par exemple, dans le Pays-Bas des Charentes (région de Cherves - Richemont), s'installe un bassin gypsifère dont la formation est le résultat d'une sédimentation évaporitique dans une ancienne lagune tropicale, au Berriasien inférieur et moyen et donc au tout début du Crétacé inférieur, entre -145 et -142 Ma. Et en revanche, plus au Sud, les sillons de Parentis et de l'Adour-Mirande sont deux exemples de blocs basculés plus profonds où se déposent au-dessus des argiles d'environnement littoral à deltaïque du Valanginien à

l'Hauterivien des calcaires et des marnes riches en matière organique en provenance de l'Atlantique Nord (rift de Biscaye) et surtout de la Téthys occidentale (golfe pyrénéoprovençal).

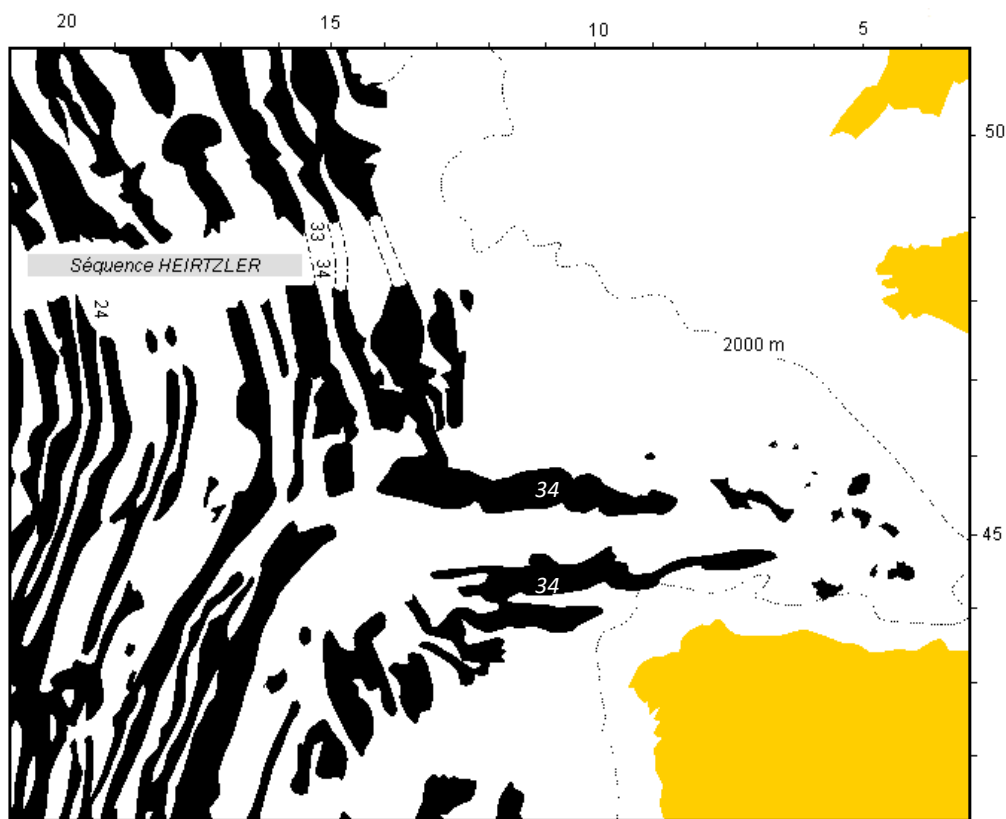
Bien évidemment, pendant ce rifting continental, il y a remontée de l'asthénosphère.

Et l'Europe et l'Ibérie continuant à s'éloigner, la lithosphère se rompt et une croûte océanique se forme. Celle-ci a enregistré le champ magnétique de l'époque et par conséquent on a pu dater cette accretion océanique.

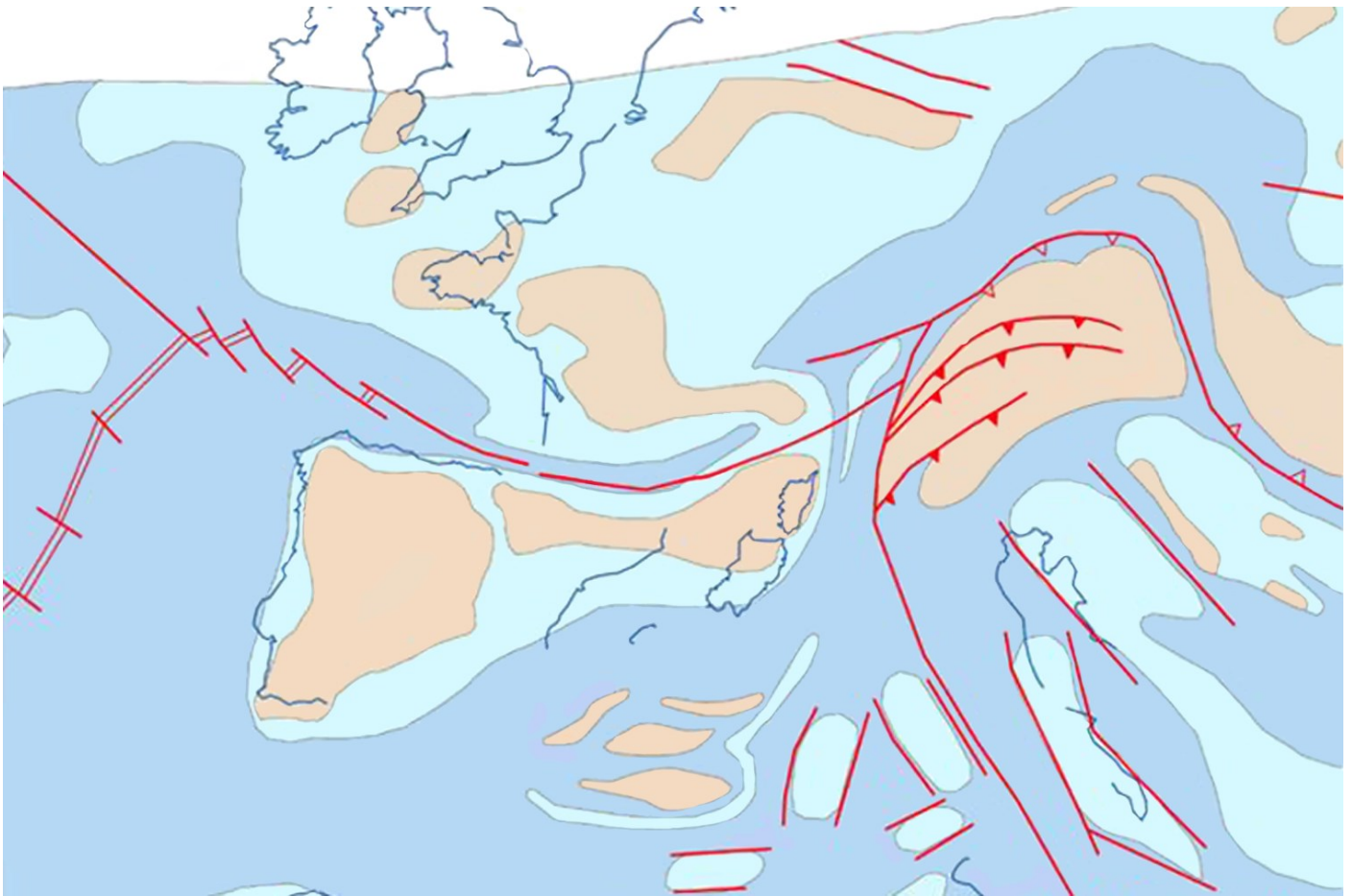
L'ouverture du Golfe de Gascogne pourrait coïncider avec l'anomalie M0 à -118 Ma (Aptien).

La dernière anomalie à pénétrer dans le Golfe de Gascogne est l'anomalie 34 datée à environ - 90 Ma donc du Campanien.

L'anomalie 33 se trouve, elle, uniquement dans l'Océan Atlantique et marque donc la fin de l'ouverture du Golfe que l'on peut lier à l'expansion de l'Atlantique central.



Carte des anomalies magnétiques du golfe de Gascogne
(d'après Pierre Souquet-université Paul Sabatier Toulouse-1986)



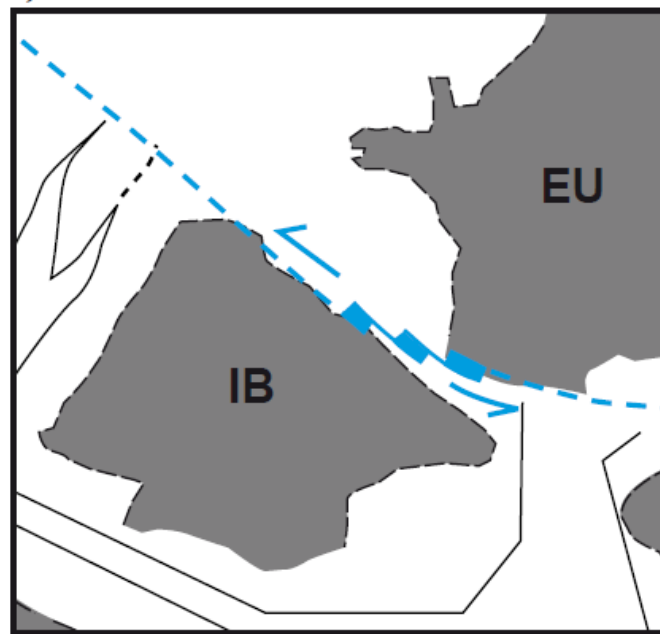
Paléogéographie à l'Albien

Les reconstructions cinématiques imposent aussi un déplacement vers l'Est de l'Ibérie par rapport à l'Europe. On l'estime à environ 500 km entre le Jurassique supérieur (-150 Ma) et le Crétacé supérieur (-84 Ma) et à 300 km pour la durée du Crétacé inférieur.

Ce déplacement est la conséquence de l'élargissement de l'Atlantique Central. Il se situe au Sud du rift océanique du Golfe de Gascogne et affecte par conséquent la marge continentale ibérique déjà découpée en blocs basculés.

Il est alors accommodé le long d'un large couloir (largeur évaluée à environ 100 km) de décrochement senestre à valeur de « proto-rift » dans lequel se forment des bassins transtensifs en « pull-apart ».

Les futurs bassins de Parentis au Nord et de Mirande et Adour-Arzacq-Tarbes au Sud en sont des exemples. Ils se remplissent de sédiments marneux déposés en milieu marin peu profond, tandis que sur leurs bordures des plateformes carbonatées se forment.

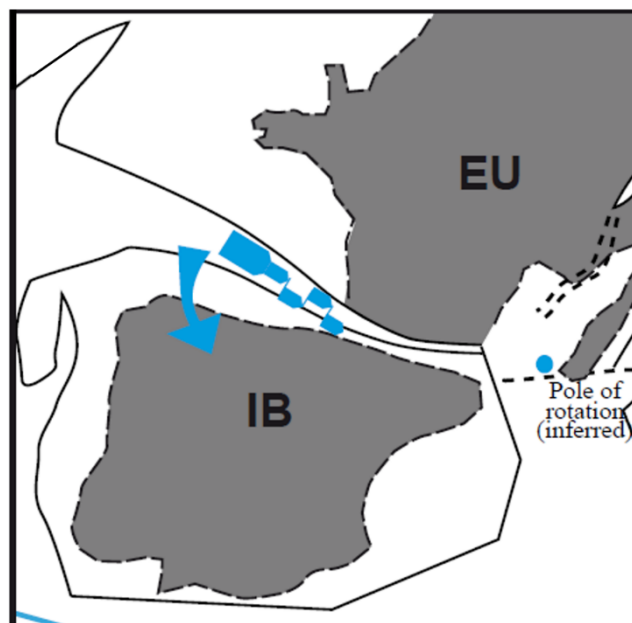


- Continent
- Isobathe (supposée)
- Bassins de type "pull-apart"
- Sens de décrochement de l'Ibérie

Au cours de l'Aptien supérieur (-120 à -113 Ma), un changement majeur se produit dans le mouvement cinématique de la plaque Ibérique puisqu'elle commence à se déplacer suivant un mouvement de rotation antihoraire par rapport à l'Europe.

Ce mouvement de rotation est la conséquence de l'ouverture de l'Atlantique Sud.

Il génère des contraintes extensives au sein du couloir de décrochement et l'ouverture « en ciseaux » du Golfe de Gascogne.



- Continent
- Isobathe (supposée)
- Bassins en relais
- Sens de rotation de l'Ibérie

Les bassins (Parentis, Mirande et Adour-Arzacq-Tarbes) s'individualisent davantage. Ils s'élargissent, s'approfondissent.

Parallèlement, des hauts-fonds les séparent : le seuil des Landes entre les bassins de Parentis et de Mirande et le seuil de Tarbes entre les bassins de Mirande et de Adour-Arzacq-Tarbes.

Et les failles jouant sans cesse, ces bassins vont constituer le réceptacle de grandes quantités de poudingues, de flyschs et de dépôts slumpés.

Ainsi, le socle varisque est-il découpé en blocs (bassins très subsidents et hauts-fonds) séparés par des failles pratiquement Est-Ouest (direction N110° à N140°) à jeu normal et décalés par des accidents décrochants transverses N50° à N80°.

Cet épisode de rifting et d'amincissement crustal va également se traduire par :

- 1- l'accentuation du diapirisme salifère,
- 2- la mise à l'affleurement de roches mantelliques profondes (lherzolites),
- 3- le développement d'un magmatisme alcalin bien daté entre 110 et 85 Ma (basaltes, trachytes, filons de picrites ou de syénites),
- 4- d'un métamorphisme « chaud » de HT-BP,

et surtout plus au Sud, du côté espagnol, par :

- 5- par le volcanisme sous-marin basaltique du Synclinal de Bilbao.

Ces coulées sont parfaitement datées, d'une part grâce à la microfaune et à la macrofaune (Ammonites) des couches sédimentaires intercalées entre les coulées de lave, d'autre part par radiochronologie (méthode K-Ar). Elles s'échelonnent entre l'Albien supérieur (environ -100 Ma) et le Santonien inférieur (environ -85 Ma), soit sur une durée d'environ 15 Ma (avec des interruptions plus ou moins longues).

3- La phase compressive : du Crétacé supérieur au Miocène

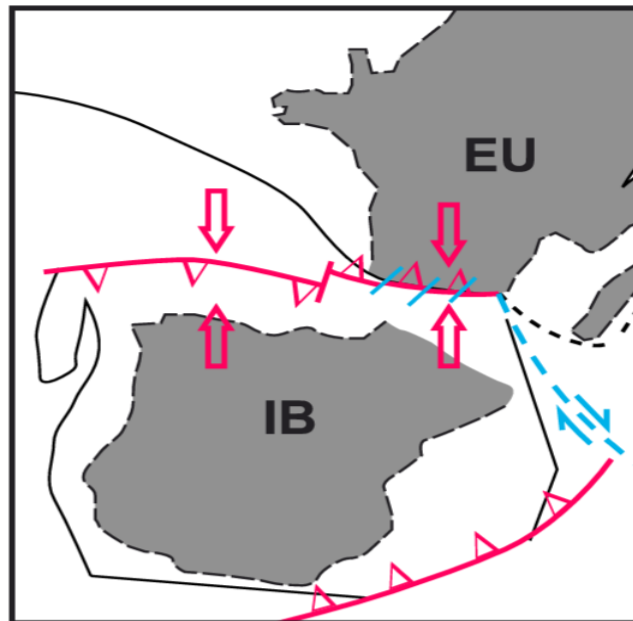
À partir du début du Campanien, vers -83 Ma, le mouvement anti-horaire de la plaque Ibérique par rapport à l'Europe cesse car du fait de la formation de l'Atlantique Sud à dorsale rapide et plus rapide au Sud qu'au Nord, l'Afrique remonte rapidement vers le Nord-Est et repousse la plaque Ibérique vers le Nord. L'Ibérie et l'Europe convergent alors selon un mouvement de direction globalement N-S et entrent en collision.






Le domaine pyrénéen enregistre alors un raccourcissement majeur estimé à 110 km à l'Est du côté des Pyrénées Orientales et à 80 km à l'Ouest du côté des Pyrénées Atlantiques.

La chaîne pyrénéenne commence donc à surgir d'abord à l'Est puis émerge progressivement d'Est en Ouest. À l'Oligocène, elle est entièrement constituée.

Parallèlement s'individualisent à ses bordures Nord et Sud deux gouttières, deux sillons qui vont recueillir les premiers produits d'altération de la chaîne et qui se jettent à l'Ouest dans un bassin marin occupant encore une grande partie du Pays Basque et du Béarn.

Dans le domaine pyrénéen, les profils ECORS montrent que les déformations compressives ont été accommodées à la fois par des chevauchements de couvertures résultant de la fermeture des bassins crétacés formés lors du décrochement senestre de l'Ibérie par rapport à l'Europe et par des chevauchements de socle responsables de la formation de la Zone Axiale.



-  Continent
-  Isobaths (inferred)
-  Thrust faults
-  Strike-slip faults
-  Transfer faults

Remarque : beaucoup de points de la géologie des Pyrénées ne sont pas connus avec certitude. Par exemple, sur la figure ci-dessus, on n'est pas sûr qu'il y ait subduction de la croûte du Golfe de Gascogne sous le Pays Basque espagnole et encore moins que son prolongement à l'Est soit le chevauchement frontal nord-pyrénéen (CFNP).

Journée 1 : Après-midi du vendredi 9 septembre
Guide : Pierre Mauriaud

Bidart : De la plage de Bidart Erretegia à la plage du Pavillon Royal

Arrêt 1 : La plage de Bidart Erretegia et sa paléo-vallée



Présentation de la sortie par Pierre Mauriaud



Descente du vallon d'Erretegia

La plage d'Erretegia est encadrée au Sud et au Nord par une falaise de calcaire du Maastrichtien. En fait, cette falaise est constituée par une alternance de strates calcaires en relief et de couches marneuses en creux (érosion différentielle). Les premières sont de teinte plutôt beige, jaune et les secondes grisées. Ces strates à disposition tabulaire sont légèrement pentées vers le Sud.



Niveau de grès de haut de plage
à ciment calcaire

Maastrichtien



Flanc Sud de la plage d'Erretegia



Flanc Nord de la plage d'Erretegia

Une nappe alluviale est visible au niveau du haut estran de la plage.

Très ravinée à son sommet, elle est constituée par des dépôts de sable, de cailloutis et de graviers plus ou moins grossiers, les plus gros de taille centimétrique soulignant une stratification souvent horizontale, parfois entrecroisée.

Cette nappe alluviale est elle-même incisée par un petit ruisseau actuel qui dépose dans son lit des gros galets.

On a donc comme un système très simple de terrasses emboîtées.

À son débouché sur le haut de la plage, le petit ruisseau décharge ses galets où il incise un niveau gréseux à ciment calcaire.

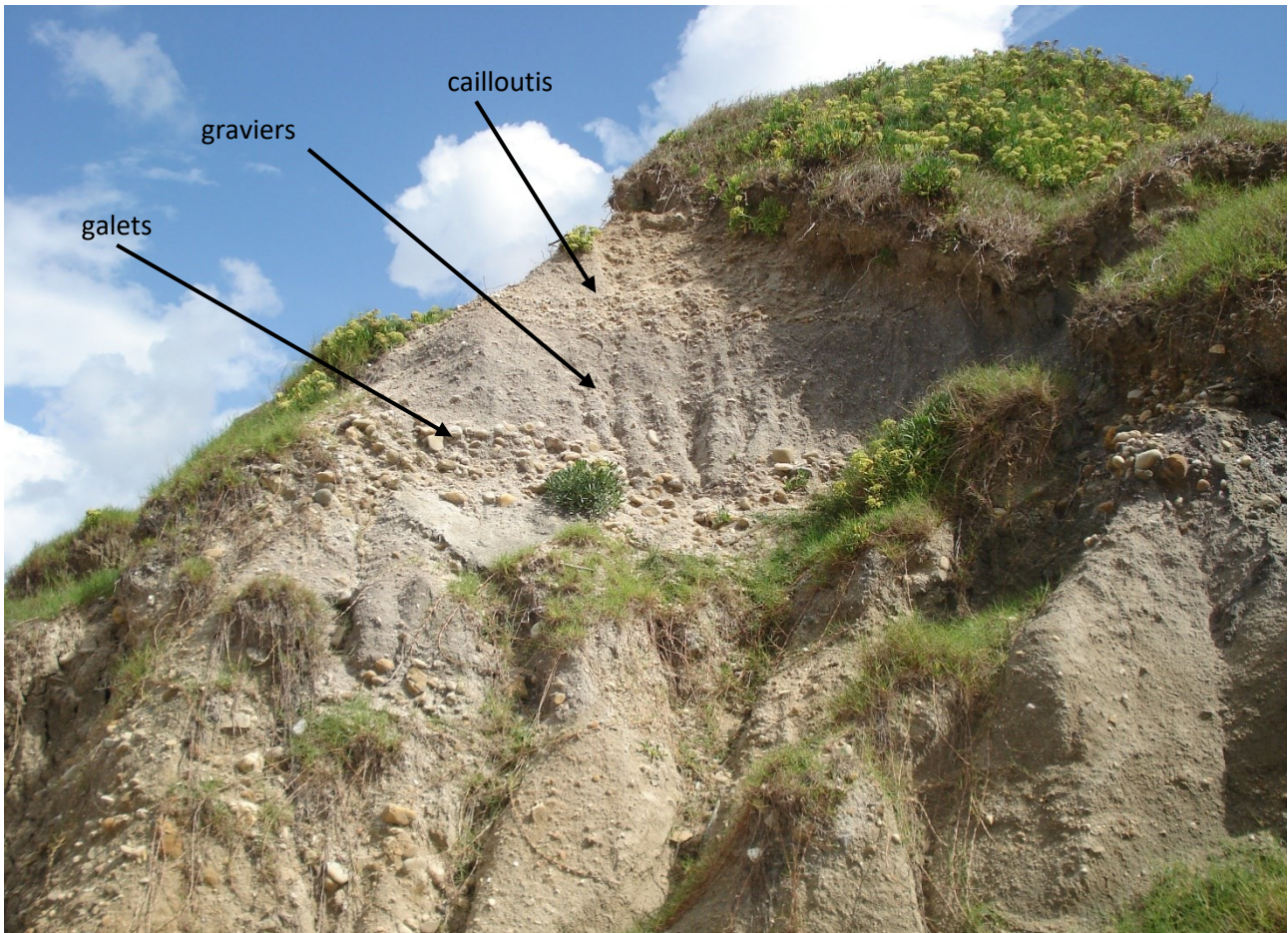
Ce niveau gréseux marque l'emplacement de la base d'une ancienne dune aujourd'hui disparue.

Il porte un arbre mort, bien dressé. A-t-il été daté ? Vu sa relative « fraîcheur », on peut avancer qu'il est subactuel, holocène.





Nappe alluviale : niveaux inférieurs fins



Nappe alluviale perchée sur la falaise maastrichtienne



Terrasse fossile (âge Quaternaire ou Pliocène)

Terrasse actuelle en construction I

Ruisseau actuel

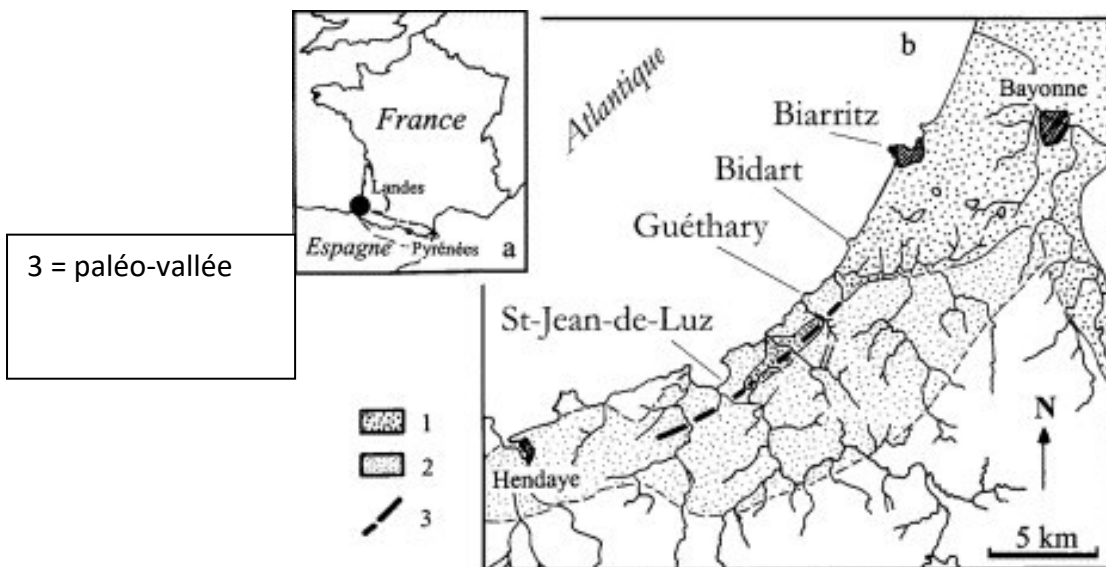
On est en présence d'un petit système de terrasses emboîtées.



Débouché du ruisseau incisant le niveau gréseux de haut de plage

La nappe alluviale de la plage d'Erretega peut dépasser localement 50 m d'épaisseur. Elle représente le comblement d'une ancienne vallée.

D'âge Quaternaire ou Pliocène, elle pourrait avoir été déposée au niveau d'un vaste paléo-delta prenant son origine au niveau de la confluence de l'Adour et de la Nive ou représenter un lambeau d'une paléo-vallée qui s'étendait vers le Sud jusqu'à Saint-Jean-de-Luz.



3 = paléo-vallée

Extrait de « Évolution récente et actuelle de la côte basque française - analyse et perspectives »
Antonin Genna, Jean-Pierre Capdeville, Jacques Dubreuilh, Cyril Mallet

Arrêt 2 : Les marnes de Bidart (âge Maastrichtien : de -72 à -66 Ma)

a) Paléogéographie

Dès l'Albien, un sillon pyrénéen très profond s'est formé entre la marge européenne au Nord et la marge ibérique au Sud.

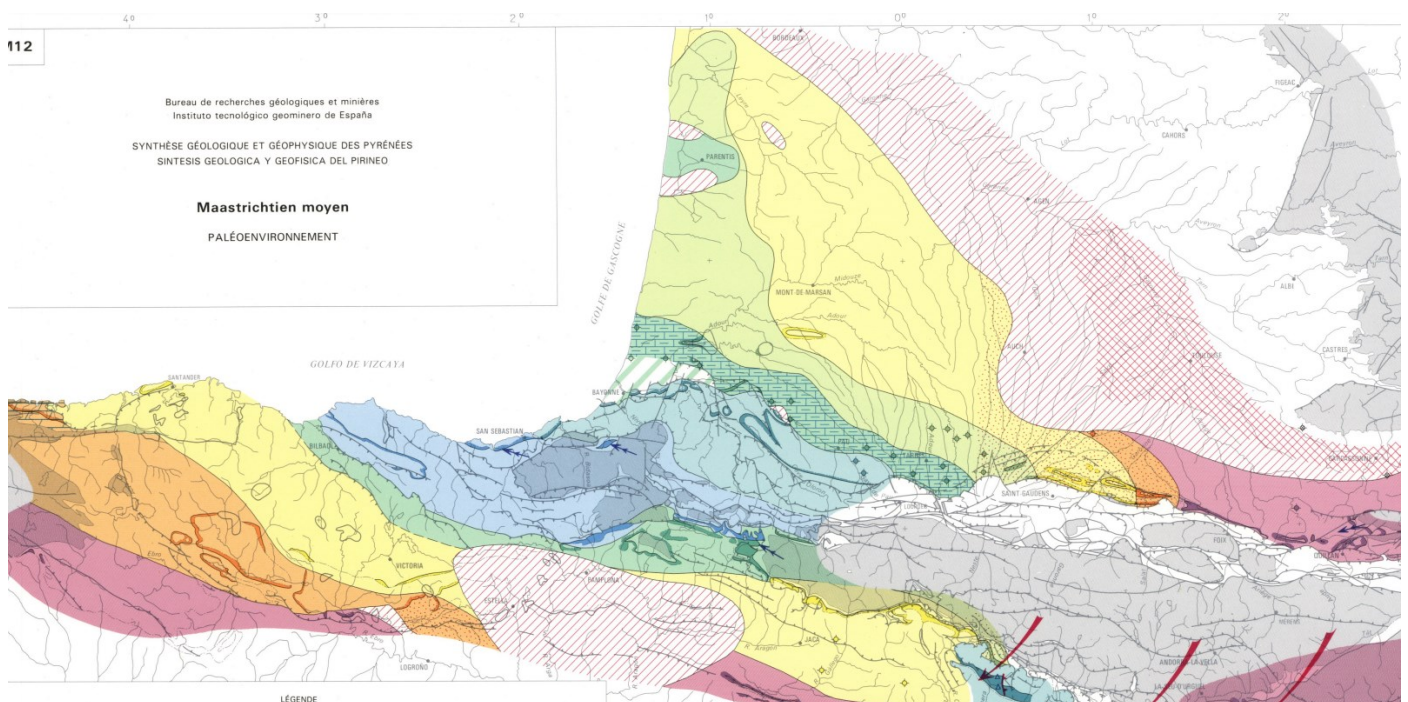
Ces deux marges sont alors occupées par des plateformes carbonatées qui vont s'élargir jusqu'au Santonien inférieur.

Le sillon pyrénéen reçoit quant à lui des dépôts de type flysch : flysch noir ou flysch ardoisier selon la géographie car on peut en effet rappeler que ce sillon n'est pas une simple déchirure : c'est un ensemble de bassins ou grabens séparés par des hauts-fonds ou horsts limités par des failles et qui évolue dans l'espace et dans le temps puisque ce sillon « accompagne » le déplacement senestre de l'Ibérie par rapport à l'Europe. De l'Albien jusqu'au Santonien inférieur, tous les bassins en « pull-apart » du sillon se déforment dans un régime en transtension (décrochement + distension) et c'est alors qu'ils vont recevoir les dépôts de flyschs provenant de leurs bordures instables, les horsts étant le siège d'une sédimentation variée : marneuse, calcaire ou gréseuse selon leur profondeur.

Entre la fin du Santonien (~84 Ma) et le Maastrichtien (~68 Ma), le déplacement de l'Ibérie par rapport à l'Europe est classiquement décrit par une rotation anti-horaire dont le pôle se situe au niveau de Lisbonne. Cela signifie que la plaque Ibérie remonte davantage à l'Est qu'à l'Ouest. Le raccourcissement du domaine pyrénéen est estimé à 110 km à l'Est et 80 km à l'Ouest.

Il en résulte un mouvement en ciseaux responsable de la formation d'un sphénochasme avec une composante compressive qui augmente progressivement vers l'Est des Pyrénées alors qu'une composante extensive se manifeste du côté du Pays Basque.

Il se crée ainsi du Campanien supérieur jusqu'au Maastrichtien inférieur, au niveau du Pays Basque, d'une véritable fosse : la fosse aturienne à l'emplacement de l'ancien sillon pyrénéen. Immédiatement, cette fosse va se remplir d'un flysch gréseux dont l'origine du matériel détritique est bien évidemment à rechercher à l'Est puisque c'est la région des Pyrénées qui commence à se soulever.



LÉGENDE

Pour chaque faciès, la teinte renforcée représente la zone affleurante, la teinte atténuée la zone d'extension

DOMAINE CONTINENTAL

- 1 - Argile, grès et conglomérat fluviaux
- 2 - Calcaire lacustre

DOMAINE DE TRANSITION CONTINENTAL-MARIN

- Argile bariolée et dolomie saccharoïde (Sebkha)
- Dolomie
- Grès et argile (plaine côtière, estuaire)

DOMAINE DE PLATE-FORME

Proximale

- Calcaire bioclastique et calcaire gréseux à Orbitoides
- Calcarénite gréseuse et grès de barres littorales

Distale

- Calcaire crayeux à silice
- Marnes, grès et calcaire argilo-sableux bioturbé à microfaune benthique et planctonique

DOMAINE DE TRANSITION PLATE-FORME-BASSIN

- Marnes et calcaire argileux à microfaune planctonique et benthique, "Calcschistes à Navarellas"
- Calcaire argileux à microfaune planctonique (faciès Aturien)

BASSIN HÉMI-PÉLAGIQUE ET TURBIDITIQUE

- Marnes à microfaune planctonique
- Série turbiditique gréseuse

Lacune par érosion intra-crétacée ou paléocène

Lacune de non dépôt

Brèches à éléments mésozoïques

Paléocourants

Nature des dépôts en sondage

Lacune en subsurface

Nature des dépôts, en sondage, dans les unités autochtones

Chevauchement synsédimentaire

Déplacement tectonique des unités sud-pyrénéennes centrales et du Haut Ampurdan au cours du Sénonien supérieur et du Paléogène

Extension supposée de la plate-forme sud-aquaine sous les unités allochtones du bas-Adour

Socle paléozoïque

Limite Crétacé-Tertiaire

Faïlle

Chevauchement

Synthèse géologique des Pyrénées et de leurs abords : le Jurassique et le Crétacé (Christian Gaillard, Pierre Hantzpergue)

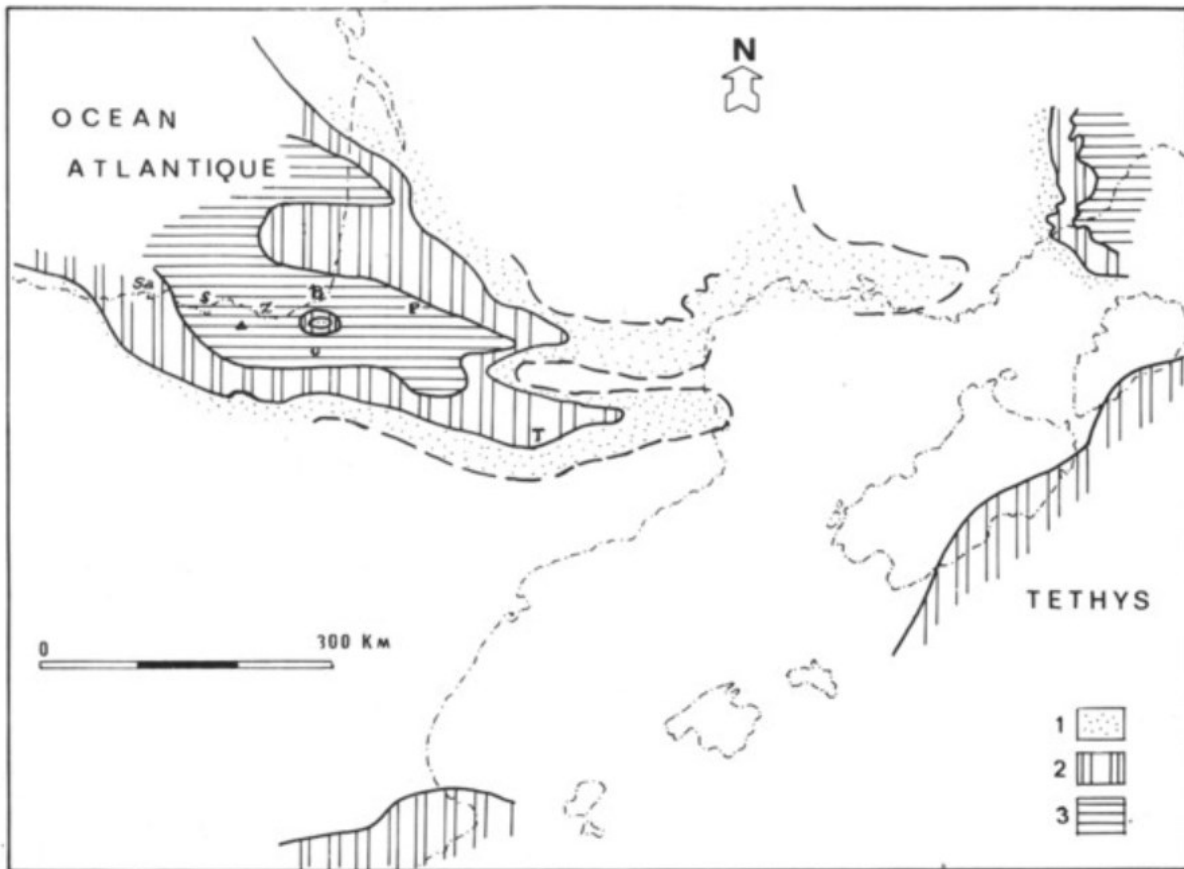


Fig. 1 - Paléogéographie du Maastrichtien au Golfe de Biscaye et aux Pyrénées. 1 : zone émergée. 2 : zone de plate-forme. 3 : zone marine profonde. : Monte Urko. B : Biarritz. P : Pau. S : Sopelana. Sa : Santadar. T : Tremp. U : Ulzama. (d'après PLAZIAT, 1981, simplifié).

Après comblement par les flyschs, la morphologie de la fosse s'apparentant maintenant plutôt à celle d'une large cuvette reliée aux plateformes adjacentes par des zones de pente trop faiblement inclinées pour générer des instabilités gravitaires importantes, c'est une sédimentation argilo-calcaire à caractère hémipélagique qui va donc dominer.

Les Marnes de Bidart du Maastrichtien sont alors interprétées comme un dépôt de comblement de ce bassin sur le talus faiblement penté de la plateforme aquitaine qui le limite au Nord. Vers le Sud, elles recouvrent progressivement le flysch gréseux déposé au Campanien supérieur.

À l'échelle de tout le bassin, le comblement s'effectue de manière centripète depuis ses marges Nord et Sud.

b) Description de la formation des marnes de Bidart

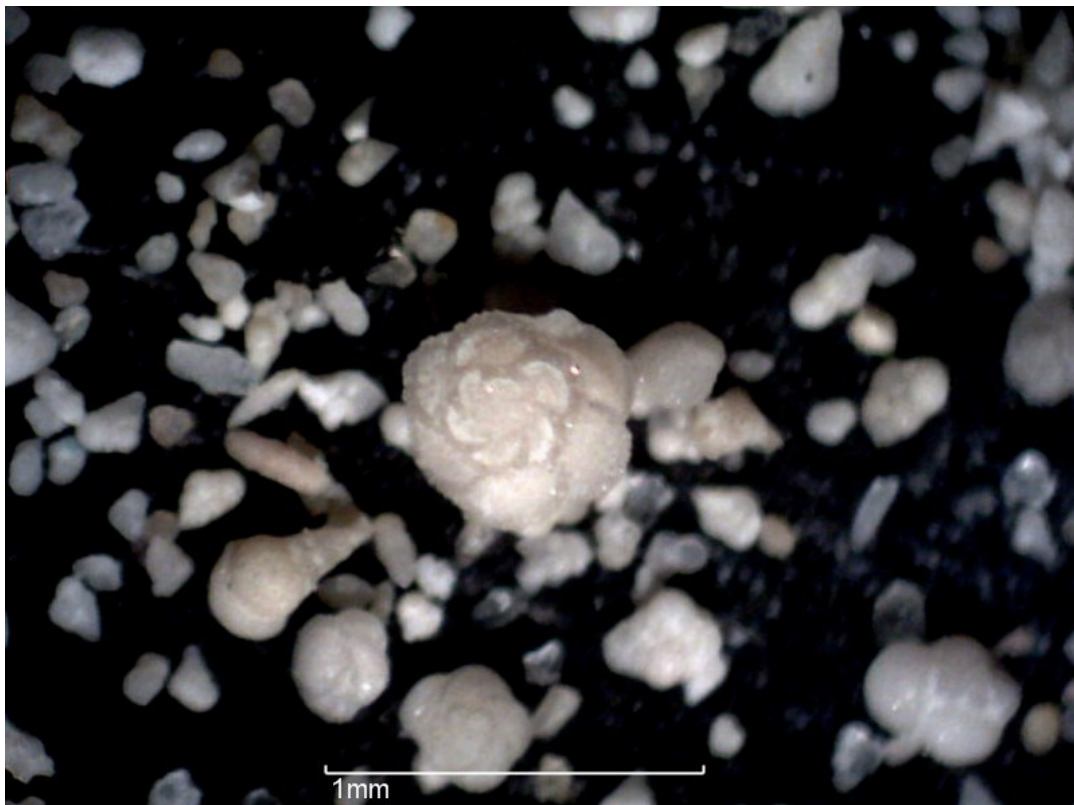
La formation des marnes de Bidart affleure au niveau de la plage d'Erretegia comme on vient de le voir où elle supporte la nappe alluviale Pliocène ou Quaternaire. Elle affleure aussi, plus au Sud, à la Pointe Sainte-Anne près d'Hendaye.

Dans ces deux unités, les marnes de Bidart ont une épaisseur d'environ 120 m.

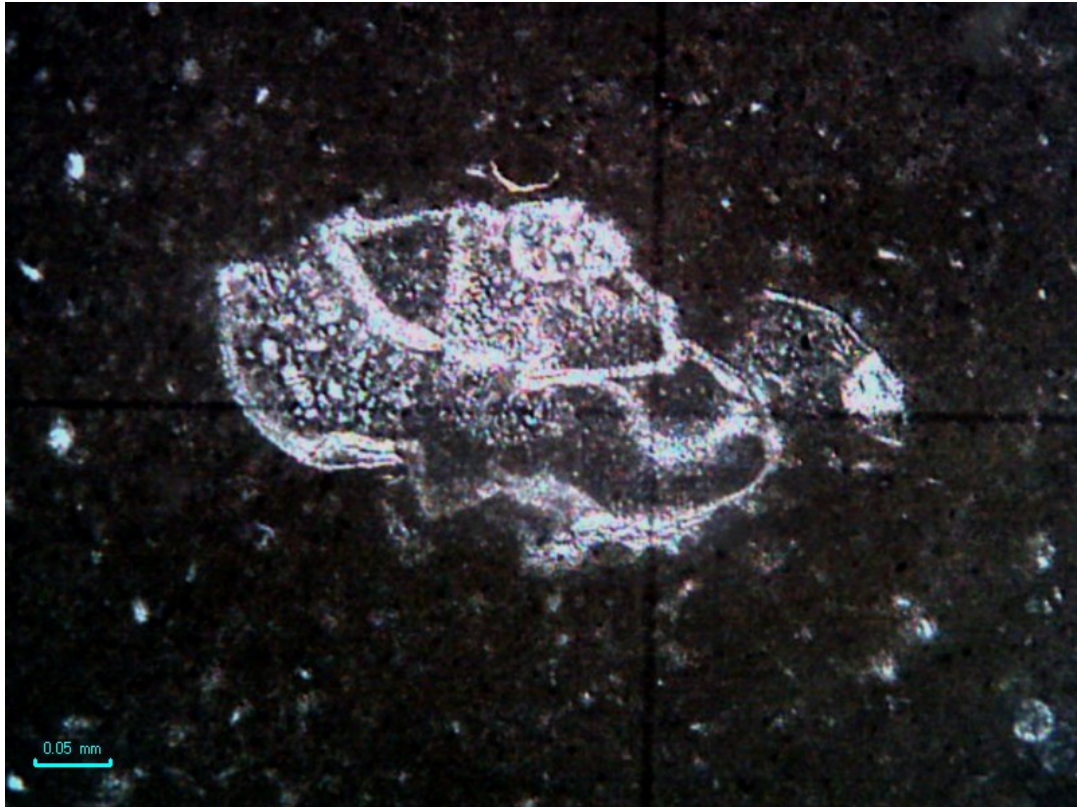
Cette épaisseur tranche avec celle du Maastrichtien de Zumaia, du côté espagnol, où le Maastrichtien atteint une puissance de plus de 800 m.

Elle est constituée par une alternance de marnes grises, bleutées ou verdâtres et de calcaires jaune-beige.

On peut y trouver des Échinodermes (*Stegaster*, *Pachydiscus*), des Mollusques Bivalves (*Inocérames*) et de rares Ammonites (*Baculites*, *Phylloceras*) et surtout de très nombreux Foraminifères planctoniques (*Globotruncanidés* et *Hétérohélicidés*) que l'on peut récolter après concassage puis tamisage des niveaux marneux.



Gros Globotruncana (au centre) et petits Hétérohélicidés autour



Globotrucana en coupe transversale (microscopie optique)

Source Wikipedia

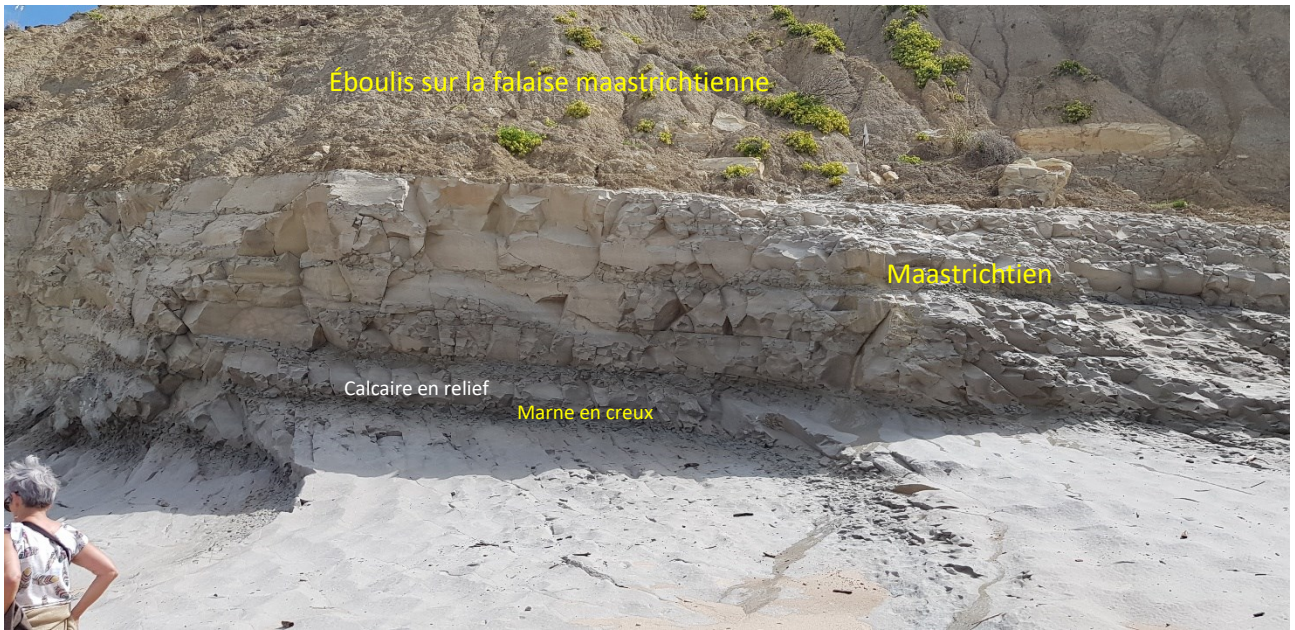
Les faciès de cette série marno-calcaire témoignent d'une sédimentation hémipélagique dans un milieu de dépôt relativement profond, de l'ordre de 1 500 m à la fin du Maastrichtien.

c) Description des affleurements

Les affleurements tout le long de la falaise montrent que ce Maastrichtien est plissé, faillé et que son dispositif général est celui d'un anticlinal.

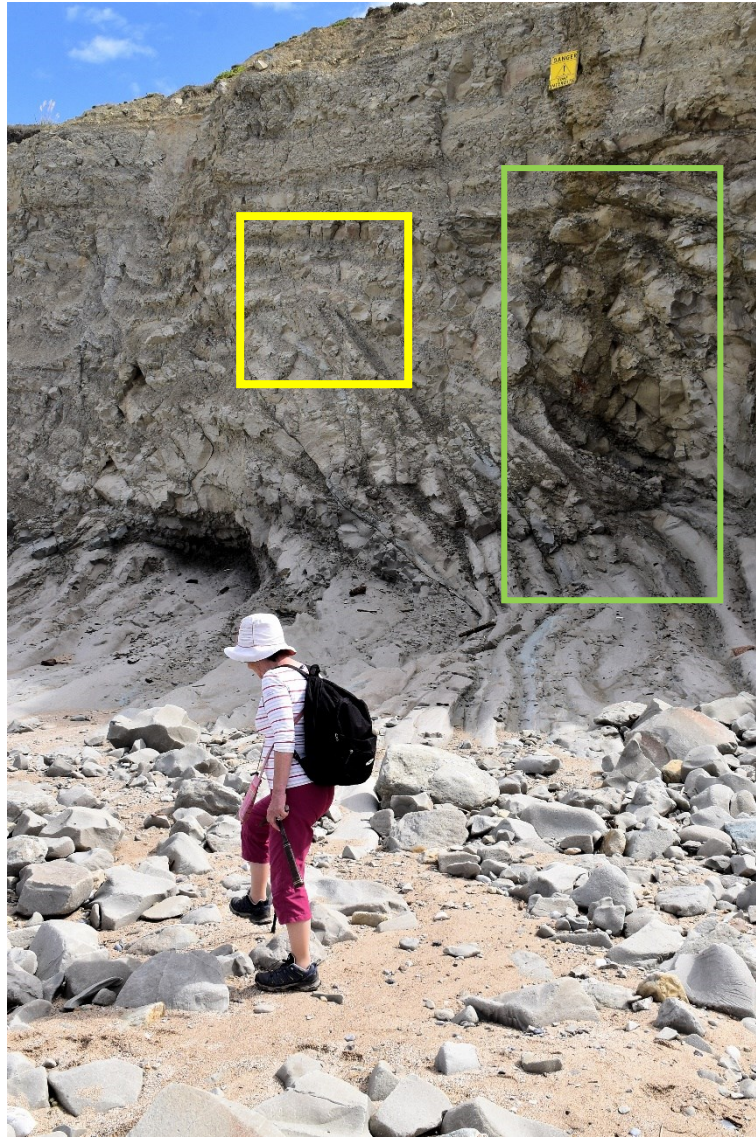
En début de parcours, ce qui frappe surtout, c'est l'importance de son altération. Sur la partie haute de la falaise et au départ même, sur plus de la moitié de la hauteur de la falaise, on devine sous les minces éboulis de surface ravinés par l'eau la « silhouette » des bancs de calcaire et de marne.

On a même parlé de « fantomisation » !!!! des strates.



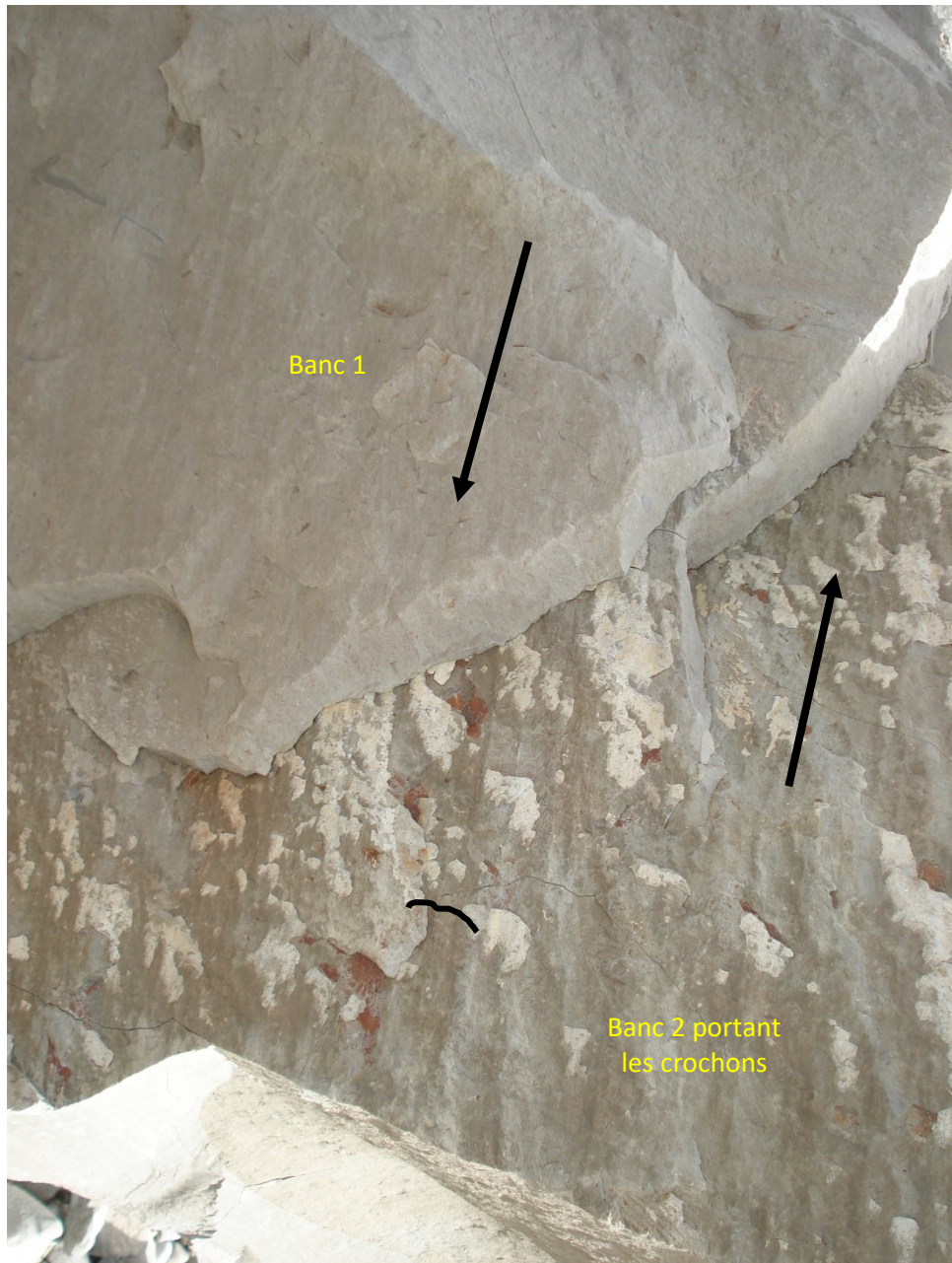


Déformations dans le Maastrichtien : discordances nettes et plis, indices de slumps



Idem - Déformations dans le Maastrichtien : discordances nettes et plis, indices de slumps





Crochons sur un banc calcaire

*Ces crochons ainsi que les stries sur la surface du banc indiquent un déplacement relatif des deux bancs.
Le banc 2 s'est déplacé vers le haut de la photo, le banc 1 vers le bas.*



***Stegaster* dans sa gangue**



Ichnogenre Zoophycos ?

Traces ou ichnites en spirale attribuées à un organisme limnivoire fousseur.





Éboulement en haut de falaise





Éboulement : côté Sud



Le même éboulement côté Nord

Cet éboulement n'est pas localisé n'importe au sein de la formation des marnes de Bidart.

Sur les photographies ci-dessus, on peut en effet remarquer que sous cet éboulement les strates présentent des pentages différents : au Sud, elles sont pentées vers le Sud et au Nord, elles sont pentées vers le Nord.

On est en fait au niveau d'une voussure anticlinale certainement faillée, failles qui ont favorisé cet éboulement.

Une explication a été proposée.

Comme on va le voir au niveau de la plage du Pavillon Royal, les marnes du Maastrichtien ont été recouvertes au Plio-Quaternaire par des alluvions constituées de galets, de graviers et de sable déposées dans une paléo-vallée.

Dans ces alluvions, s'est par conséquent installée une nappe aquifère dont les eaux acides ont entraîné une décarbonatation partielle des marnes sous-jacentes. Et cette décarbonatation a été plus intense ici en raison de la présence de failles au niveau de la voussure anticlinale.

Cette altération a eu pour conséquence, du fait du départ du calcaire par dissolution, une modification des propriétés mécaniques de la roche. Devenue relativement plus riche en argile, elle a pu plus facilement fluer, glisser et donner des coulées boueuses.



On aborde ici la Plage du Pavillon Royal.

Arrêt 3 : La limite Crétacé / Tertiaire ou limite K/T (âge : -65,5 Ma)

Elle est soulignée sur le terrain par une couche d'argile sombre de quelques centimètres d'épaisseur entre les marnes du Maastrichtien, dernier étage du Crétacé, et les calcaires roses et gris du Danien, premier étage du Tertiaire. Un mince niveau rouge d'oxydation est généralement présent à sa base.

Cette couche d'argile sombre, d'origine uniquement détritique, s'est révélée, à l'analyse (géochimie, microscopie électronique à balayage,...), riche en Iridium, élément chimique du groupe du platine, et aussi en Nickel, Cobalt, Cuivre...

Elle renferme également des spinelles nickélifères, des quartz choqués et des sphérules de verre.

D'autre part, les deux étages qu'elle sépare présentent des contenus en Foraminifères planctoniques complètement différents. Aux *Globotruncana* et Hétérohélicidés qui abondent dans les marnes du Maastrichtien succèdent les *Globorotalia* et Globigérines dans les calcaires du Danien.

De même, les quelques Ammonites (genres *Menuites*, *Diplomoceras*) et Rudistes présents dans les calcaires maastrichtiens ne se retrouvent plus dans le Danien.

Remarque : toutes les biozones de Foraminifères et autres nannofossiles qui ont été reconnues à Bidart au passage Crétacé/Tertiaire apparaissent très minces. Cette particularité ainsi que les données magnétostratigraphiques et la présence d'encroûtements phosphatés à la base du Danien ont conduit à formuler l'hypothèse d'une sédimentation très condensée au passage Crétacé/ Tertiaire.

Toutes ces caractéristiques mises bout à bout ont suffi pour faire de cette couche marquée par la disparition (ou le renouvellement) de nombreuses espèces une limite géologique. Ici, il s'agit de la limite K/T qui a rendu célèbre le site de Bidart dans le monde entier.

Cette couche d'argile sombre de la limite K/T a été retrouvée en de nombreux autres sites : en Espagne, en Italie, en Tunisie, au Danemark, au Texas, au Mexique, au Kazakhstan et en Antarctique.

Cette grande extension suggère donc la survenue à cette période d'un ... ou de plusieurs phénomènes d'ampleur planétaire et, au vu de l'épaisseur de la couche d'argile, pratiquement instantanés à l'échelle des temps géologiques.

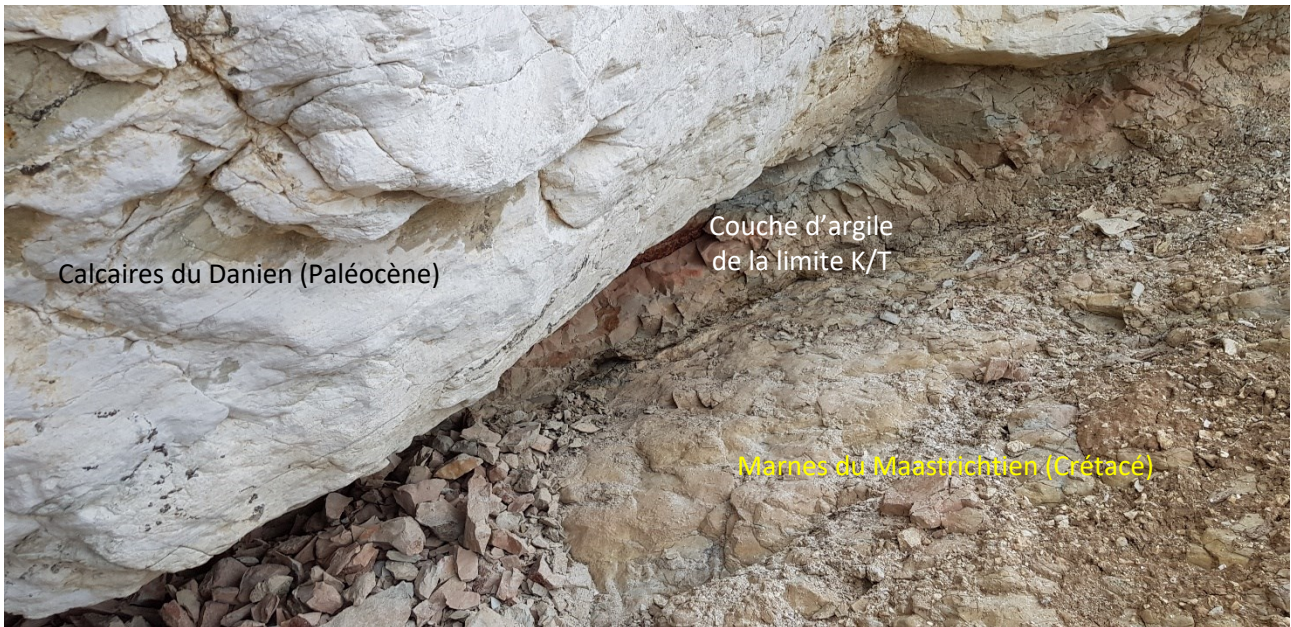
Environ 76 % des espèces marines de la planète se seraient alors éteintes, parmi lesquelles figurent les Ammonites, les Rudistes, les Bélemnites, les Ichtyosaures, De nombreuses espèces terrestres ont également disparu comme les Dinosaures ... et tant mieux pour les Mammifères (dont nous sommes !) qui ont pu alors proliférer et se diversifier ! C'est d'ailleurs cette extinction des Dinosaures qui a fait de la limite K/T la crise biologique la plus connue du grand public alors qu'elle n'a pas été la plus importante de toutes celles qu'a connu notre planète !



En tirets blancs, emplacement de la couche d'argile sombre de la limite K/T



La limite K/T



Détail

Quelques mots sur les causes de la crise K/T

Deux causes sont généralement évoquées pour expliquer cette crise, causes qui selon certains auraient joué indépendamment et bien évidemment, chacune d'elles a ses farouches défenseurs, ou pour d'autres auraient joué de concert :

- la première hypothèse est celle de la chute d'une météorite

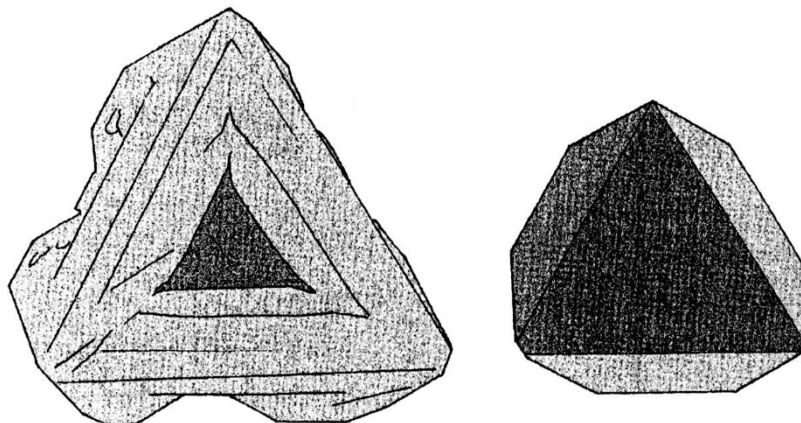
Arguments en faveur de cette hypothèse

- L'anomalie en Iridium

L'Iridium, en effet, est un métal du groupe du Platine, qui est très rare dans les roches de la croûte terrestre, mais nettement plus abondant dans certaines météorites. La poussière riche en Iridium produite par la pulvérisation d'un astéroïde lors de sa collision avec la Terre, après s'être répandue dans la stratosphère, serait retombée à la surface du Globe pour y former la couche enrichie en Iridium.

(d'après L. Becker « Pour la Science », Mai 2002)

- Les magnétites nickélifères



Exemples de cristaux de spinelles nickélifères. Dimensions : 20–30 µm.

Présentes dans les sédiments de la limite K/T, les magnétites nickélicifères ($\text{NiO-Fe}_2\text{O}_3$) n'ont pas d'équivalent dans la matière terrestre. Leur composition chimique et leur degré d'oxydation élevé sont incompatibles avec une origine magmatique.

D'autre part, ces minéraux sont systématiquement présents dans les croûtes de fusion des météorites, dans les micrométéorites, et dans les produits d'impact qui caractérisent certains niveaux sédimentaires du Jurassique ou du Pliocène supérieur.

Les magnétites nickélicifères sont donc des marqueurs spécifiques de la matière météoritique chauffée et oxydée dans l'atmosphère sous des pressions d'oxygène relativement élevées.

En outre, leur repartition nous renseigne sur la durée et, par conséquent, la nature de cet événement. Contrairement à l'Iridium, métal capable de diffuser dans le sédiment et dont les concentrations anormales élevées s'observent sur une épaisseur de plus d'un mètre, les magnétites nickélicifères sont concentrées dans les tout premiers centimètres des sédiments du Tertiaire.

L'Iridium, marqueur chimique mobile, pourrait donc témoigner d'un événement de longue durée, mais les magnétites, marqueurs solides, cimentés dans les sédiments, indiquent clairement un événement bref.

Pendant la nature exacte de cette catastrophe nous échappe encore. En effet, les magnétites nickélicifères de la limite K/T ont des compositions chimiques et des degrés d'oxydation variables selon les sites. Les magnétites provenant des sites du Pays basque, par exemple, ne ressemblent pas à celles qui sont remontées du fond de l'océan Indien.

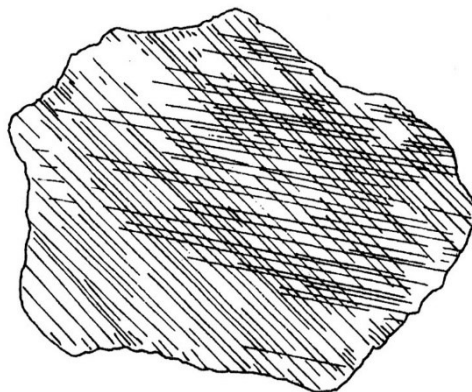
Chaque province semble donc porter la marque d'une météorite particulière, ayant pénétré profondément dans l'atmosphère.

Ces différences sont difficiles à expliquer si l'on considère un impact unique.

La météorite qui est entrée en collision avec la Terre s'est-elle fragmentée avant l'impact ?

(d'après L. Becker « Pour la Science », Mai 2002)

- **Les quartz « choqués »**



Ces quartz choqués présentent en lame mince des défauts sous la forme de stries parallèles à certains plans de cristallisation.

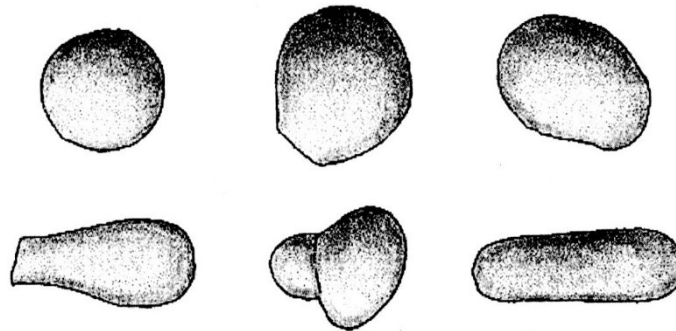
On ne retrouve ces stries que dans les cristaux de quartz des sites d'impacts météoritiques ou dans les cavités creusées par les explosions nucléaires souterraines.

Expérimentalement, elles apparaissent à partir de 10 GPa.

On en déduit que les quartz choqués font partie des projections provenant d'une croûte continentale impactée par une météorite.

(d'après F. Lethiers « Évolution de la biosphère et événements géologiques » - GIB- 1998)

- **Les sphérules de verre**



Exemple de microtectites (sphérules de verre) récoltées à la limite Cr/T. Dimensions de l'ordre du millimètre.

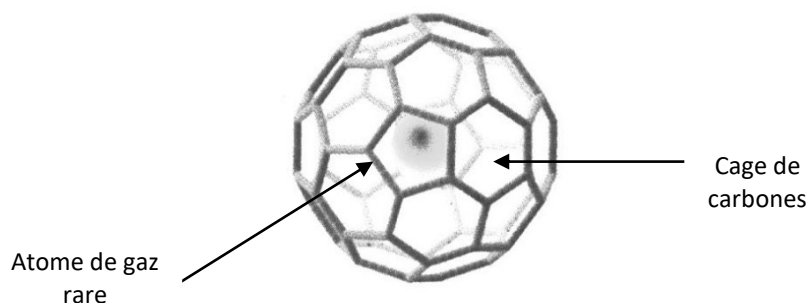
Ces microbilles de verre d'un diamètre de l'ordre du millimètre résulteraient du refroidissement rapide de gouttelettes de roche en fusion projetées dans l'atmosphère. Elles pourraient donc provenir d'une météorite qui se serait « échauffée » lors de la traversée de l'atmosphère.

- **Les fullerènes**

En 1985, un groupe d'astrochimistes et de physico-chimistes avait synthétisé par inadvertance des fullerènes au cours d'expériences conçues pour reproduire la formation d'amas microcopiques de carbone présents dans certaines étoiles.

Depuis, les chimistes ont montré que, contrairement à d'autres formes de carbone telles que le diamant ou le graphite, les fullerènes sont solubles dans certains solvants organiques. Cette propriété permet de les isoler.

Les fullerènes sont des sortes de cages formées d'atomes de carbone qui emprisonnent des gaz rares comme le néon, l'argon ou l'hélium.



Des fullerènes ont par la suite été découverts dans les météorites.

« Nous avons décidé de les rechercher dans les sédiments d'un impact connu, le cratère de Sudbury, situé dans l'Ontario, au Canada. La brèche de Sudbury est particulièrement riche en carbone. Après y avoir prélevé des échantillons en 1993, nous avons tenté d'extraire des fullerènes en les dissolvant dans des solvants organiques, et nous en avons trouvés ! Il s'agissait de molécules constituées de 60 à 70 atomes de carbone chacune.

Nous avons découvert ensuite que la composition isotopique de l'hélium des fullerènes de Sudbury est bien semblable à celle de l'hélium de certaines météorites et en tout cas différente de celle des gaz rares sur Terre .»
Des fullerènes ont été depuis découverts dans différents sites de la fin du Crétacé.

L. Becker « Pour la Science », Mai 2002

Restait donc à trouver le ou les impacts météoritiques !

Ceci fût fait dans les années 1990 à la suite de mesures d'anomalies gravimétriques, magnétiques et sismiques puis de forages.

L'astroblème a été localisé dans la péninsule du Yucatan, au Mexique.

C'est un cratère d'un diamètre de 180 km environ... avec tout autour, une couronne de près de 2000 cénotes, trous d'eau qui permettent l'irrigation des cultures dans cette région sèche.

La collision entre la météorite de 10 km de diamètre et se déplaçant à plus de 20000 km/h (et même 50000 km/h selon certains) avec la Terre aurait produit une importante onde de choc engendrant un véritable mégatsunami, des incendies, l'émission massive dans l'atmosphère de fines poussières provenant à la fois de la pulvérisation de la météorite et des roches du lieu de l'impact et d'aérosols d'acide sulfurique issu de la volatilisation de grandes quantités de CaSO_4 qui auraient stopper une grande partie des rayons du Soleil et par conséquent provoquer un baisse drastique de la photosynthèse à la fois sur terre et sur mer.

La diminution de cette production primaire se serait ensuite répercutée sur toutes les chaînes alimentaires, entraînant la disparition d'un grand nombre de consommateurs de premier ordre puis de second ordre.

- la deuxième hypothèse est celle d'un volcanisme de point chaud

Les grandes éruptions de points chauds sont également capables d'affecter la biosphère par réduction de la luminosité qui va engendrer une baisse de l'activité photosynthétique et un refroidissement global de la planète, puis par effet de serre du fait de l'émission en grande quantité de CO_2 responsable aussi de pluies acides et d'une acidification des eaux.

En fait, les conséquences climatiques et écologiques d'un impact et celles d'un volcanisme à grande échelle seraient assez semblables. La première serait l'obscurité due à l'injection de grandes quantités de poussière - éjecta de l'impact ou cendres volcaniques - dans l'atmosphère. Cette obscurité aurait ralenti, voire arrêté la photosynthèse, causant l'effondrement des chaînes alimentaires fondées sur les plantes ; elle aurait aussi pu conduire à une période de froid intense...

Alors y a-t-il eu un volcanisme important il y a 65 Ma, à la limite K/T ?

La réponse est oui !

On peut observer aujourd'hui, en Inde, dans la province magmatique du Deccan, des empilements de coulées basaltiques sur une épaisseur d'environ 2000 m et s'étalant sur une surface égale à celle de la France.

Il y a 65 Ma, l'Inde, au cours de sa migration vers le Nord et avant son télescopage avec le continent eurasiatique, est passée au-dessus du point chaud de la Réunion. L'éruption aurait duré 600 000 ans.

Le débat actuel pour savoir lequel de ces deux événements a été responsable de la grande crise K/T n'a pas vraiment lieu d'être.

Il est nourri par le fait que la chute de la météorite de Chicxulub n'aurait eu, selon ses détracteurs, que des effets limités dans le temps.

Autre argument avancé ... parmi d'autres ! Des découvertes récentes ont montré la présence d'Iridium en quantité notable dans les éruptions du Piton de la Fournaise et du Kilauea à Hawaï. Dans ces deux cas, l'Iridium serait donc transporté depuis la limite manteau-noyau jusqu'à la surface sous la forme gazeuse de

fluorures, les magmas des volcans de type point chaud étant riches en Fluor. L'iridium n'est donc pas exclusivement d'origine cosmique !

En revanche, la présence des magnétites nickélifères dans les couches d'argile de la limite K/T semble éliminer l'hypothèse du volcanisme de point chaud et donc les bouleversements biologiques de la limite K/T seraient bien la conséquence d'un événement cosmique.

C'est si simple de penser que ces deux événements ont en fait certainement joué ensemble !

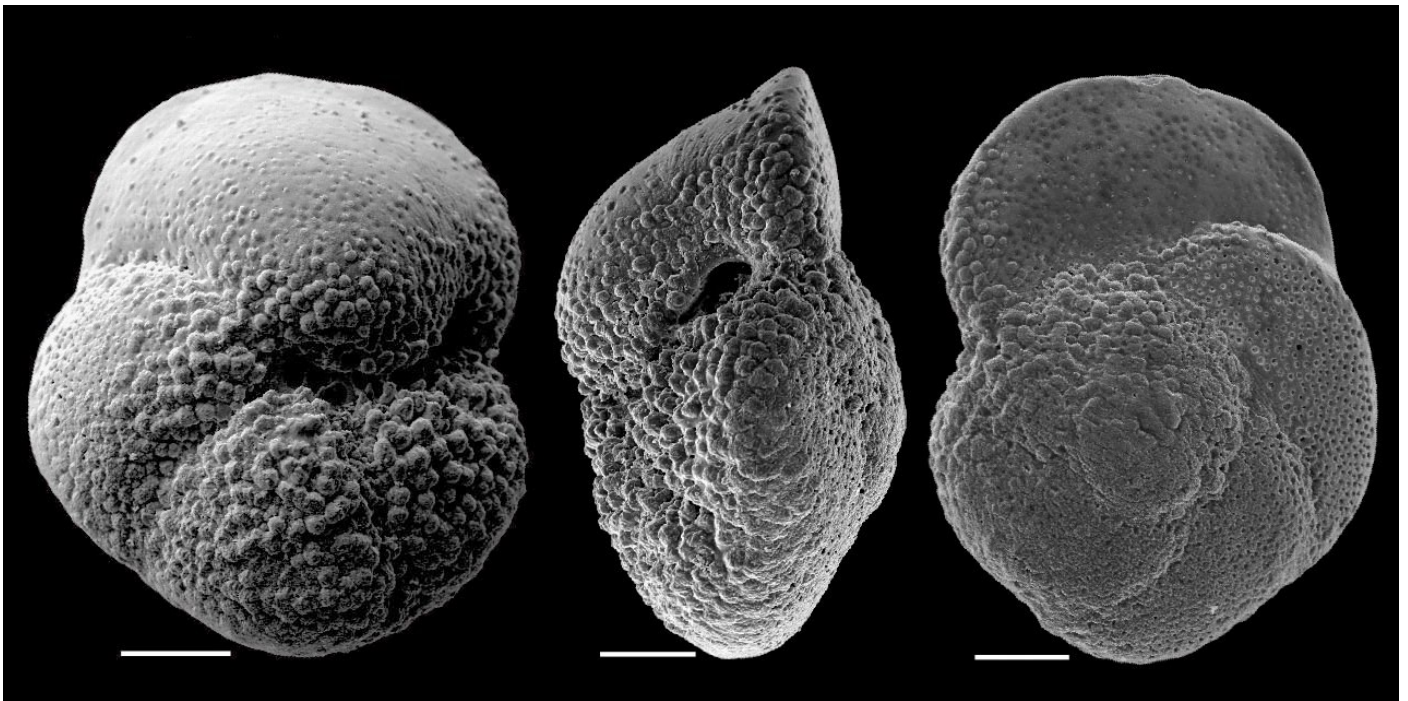
Arrêt 4 : les marno-calcaires roses et gris clair (âge Danien : -66 à -62 Ma)

a) Description de la roche et de l'affleurement

Il s'agit de calcaires légèrement argileux de couleur rose saumon à blanc, en bancs décimétriques séparés par des niveaux plus marneux, en creux, rouge foncé et d'épaisseur centimétrique.

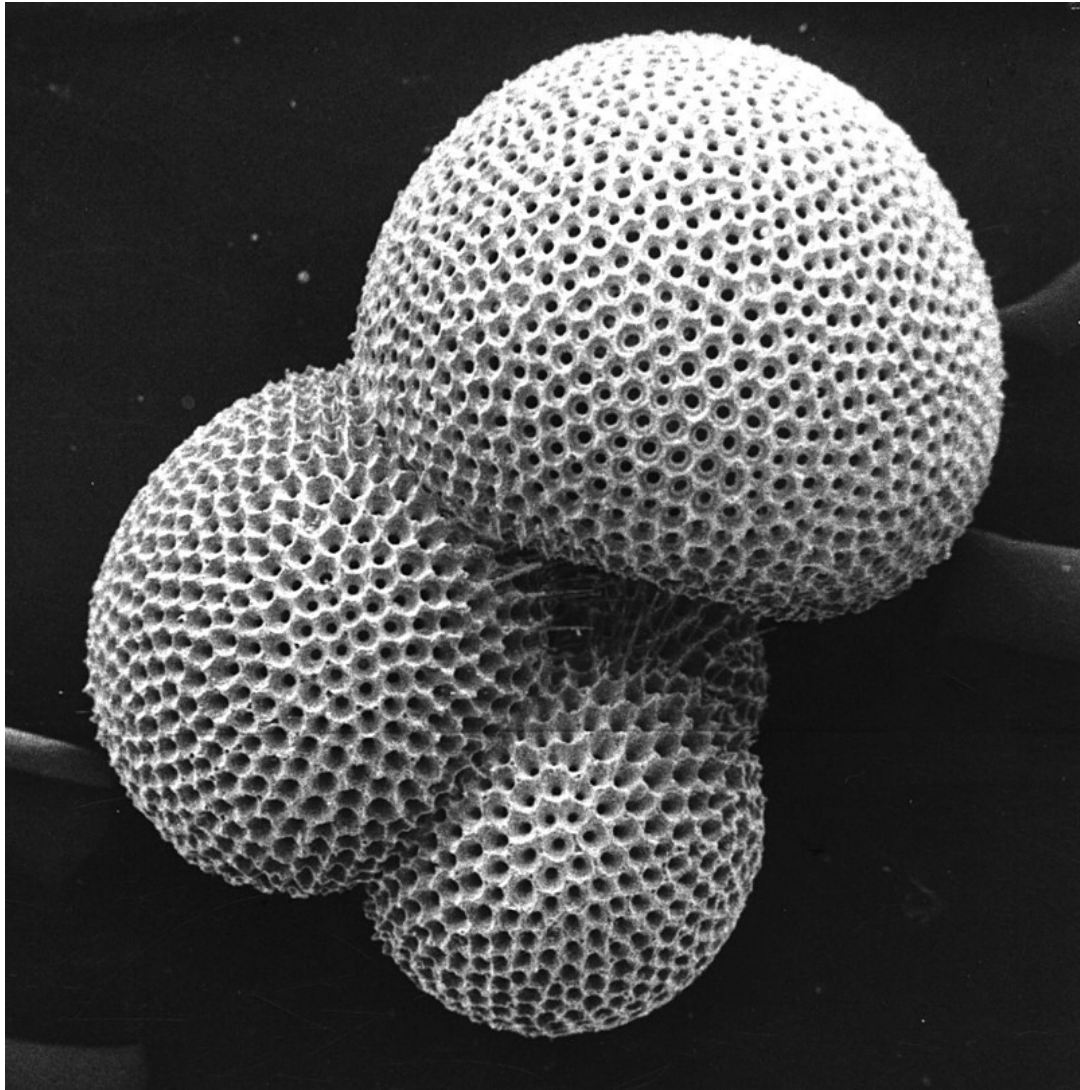
Ces calcaires sont très bioperturbés par des fousseurs. Les macrofossiles (Echinodermes) sont très rares. La microfane est abondante et riche en Globorotalidés et Globigérines (Foraminifères).

La crise K/T est passée par là !



Globorotalia

<https://www.mikrotax.org/pforams>



Globigerinoïdes

Source Wikipedia

Cette formation a une puissance de 50 m et comporte au moins 6 séquences de dépôts qui traduisent une instabilité du fond marin (brèches intraformationnelles, slumps...).



Brèches monogéniques de la base du Danien

Ces brèches qualifiées de monogéniques n'ont en fait pas du tout l'aspect de brèches, en tout cas pas ici ! Elles semblent plutôt constituées de galets mous de même nature que la matrice qui les unit.

Elles sont les témoins d'un événement synsédimentaire : glissement de boues calcaires gorgées d'eau sur une pente douce du fait de « secousses » à relier aux premiers mouvements tectoniques de compression à l'origine de la chaîne pyrénéenne.



Dans le cadre, alternance de niveaux décimétriques de calcaire rose et de niveaux fins de marne rouge



Détail

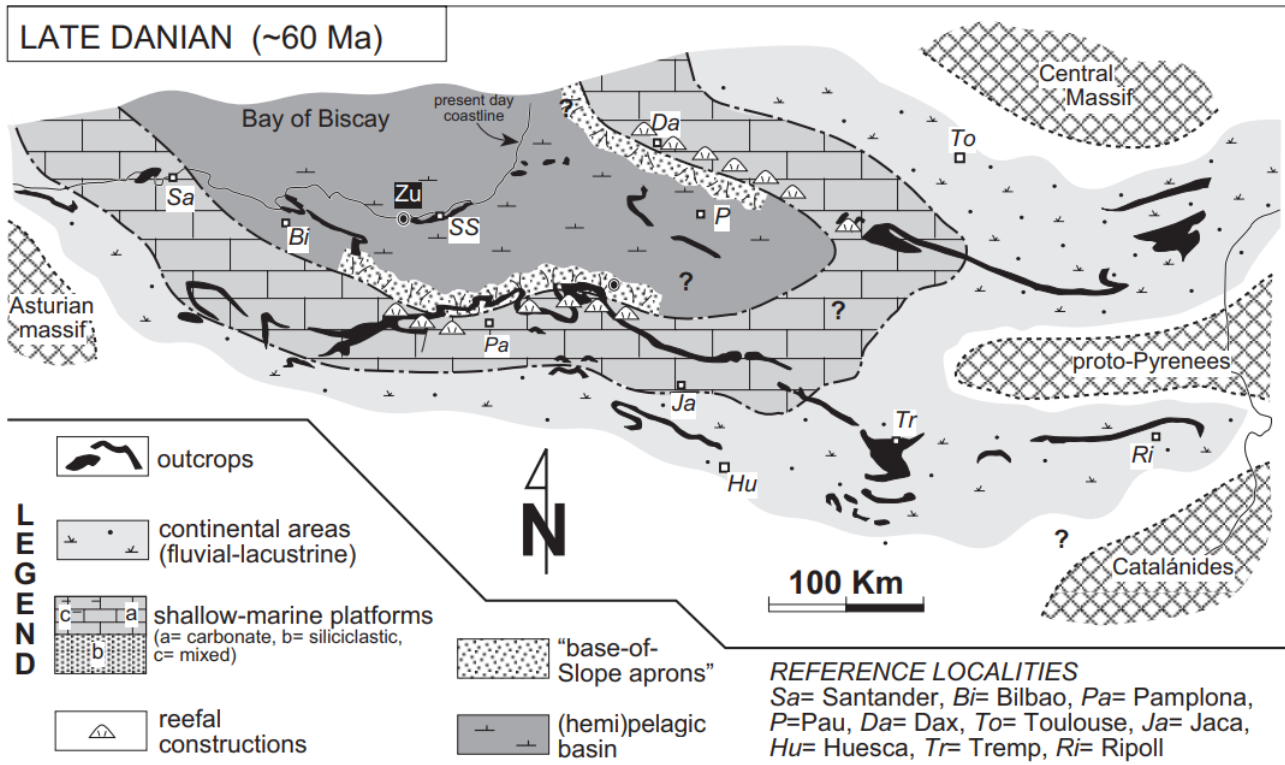


Danien rose et gris

b) Paléogéographie au Danien

Suite à une première phase pyrénéenne qui ferme le bassin créacé, une mer ouverte s'installe au Nord des Pyrénées.

Les reliefs pyrénéens, en cours d'érosion, étaient positionnés bien au Sud de la chaîne actuelle. Cette mer, ouverte dans sa partie Sud, présente une importante plateforme dans sa partie Nord, avec des dépôts de calcaires dolomitiques et, plus au Nord encore, des faciès argileux et fluvio-marins et des formations lagunaires tropicales.



Paléogéographie au Danien (d'après Baceta et al., 2004)

Arrêt 4 : La semelle chaotique du complexe tectono-sédimentaire d'Ilbarritz

Immédiatement au nord des falaises du Danien, on observe des reliefs mous, très chaotiques, formés de blocs et de débris de nature variée.

Dans cet ensemble, on peut y reconnaître quand même, par endroits, des blocs présentant une « allure » plus ou moins stratiforme.

En particulier, les argiles rouges et bariolées que l'on repère facilement par leur couleur apparaissent stratifiées. Les strates sont très pentées vers le Nord, presque verticales même. Dans ces argiles, de nombreux niveaux de gypse fibreux viennent d'ailleurs souligner cette stratification.

Ces argiles ont été datées du Keuper (Trias supérieur). Ce sont les plus anciennes roches de la Côte Basque.

On peut trouver aussi dans cet ensemble hétérogène des galets d'ophite, très peu nombreux, des blocs de dolomie du Lias inférieur à moyen renfermant des cristaux de dipyre et des lambeaux de la série turbiditique du Crétacé moyen (série albo-cénomaniennne).

Beaucoup de ces blocs présentent une structure conglomératique, à éléments de dimension centimétrique à décimétrique.

Le tout semble emballé dans une matrice argileuse sombre ou rouge. On a donc affaire à un véritable olistostrome.

Tous ces âges indiquent que cet ensemble n'est pas en position normale puisqu'il repose sur les calcaires du Danien, plus jeunes. Le principe de superposition est mis en défaut.

Le contact entre ce complexe chaotique et les marno-calcaires du Danien est un contact anormal de nature tectonique.



Argiles rouges et bariolées du Keuper

Elles sont stratifiées et pratiquement verticales, pentées vers le Nord.



Argiles rouges et bariolées du Keuper



Argiles rouges et bariolées du Keuper avec gypse fibreux interstratifié



Filons de gypse étirés dans tous les sens inclus dans une matrice conglomératique



Détail



Aspect chaotique de l'olistostrome triasique



Hétérogénéité du matériel sédimentaire



Idem



**Petit lambeau de flysch noir du Crétacé moyen (albo-cénomaniens)
plus ou moins emballé dans les argiles triasiques**

Arrêt 5 : L'olistolite de flysch Campanien (Crétacé supérieur) du complexe tectono-sédimentaire d'Ilbarritz

Le complexe chaotique triasique se poursuit par une masse turbiditique du Campanien dont on en fait un olistolite.

Remarque : cette datation a été revue depuis la thèse de Ph. Razin (1989). Cet olistolite serait en fait d'âge Yprésé-Lutétien sur la base de critères paléontologiques : 5% de sa microfaune de Globigérines serait éocène !

a) Les turbidites

Ce sont des sédiments qui se sont déposés au pied d'un talus continental, à des profondeurs de l'ordre de 1.000 m voire plus.

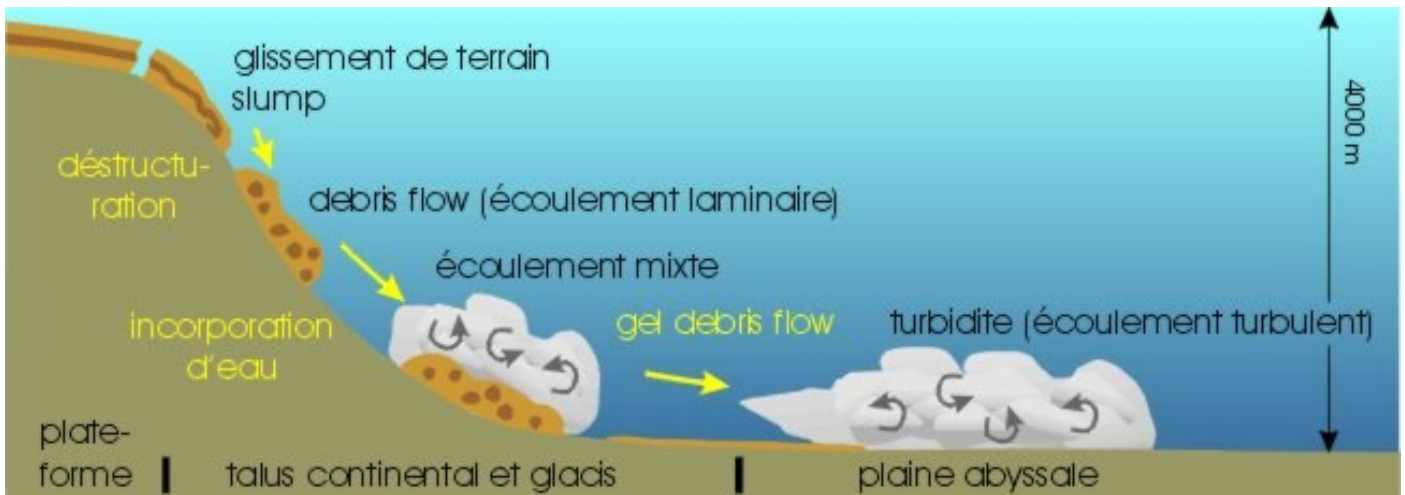
Elles sont générées par le mouvement gravitaire de mélanges relativement denses de sédiments et d'eau le long du talus continental sous forme de courants de turbidité.

Ces mouvements peuvent être initiés par des instabilités qui peuvent être la conséquence d'accumulations épaisses de sédiments le long du talus continental ou bien qui ont été provoquées par des sédiments se déplaçant depuis la plateforme. Ils peuvent être dus aussi à des secousses sismiques.

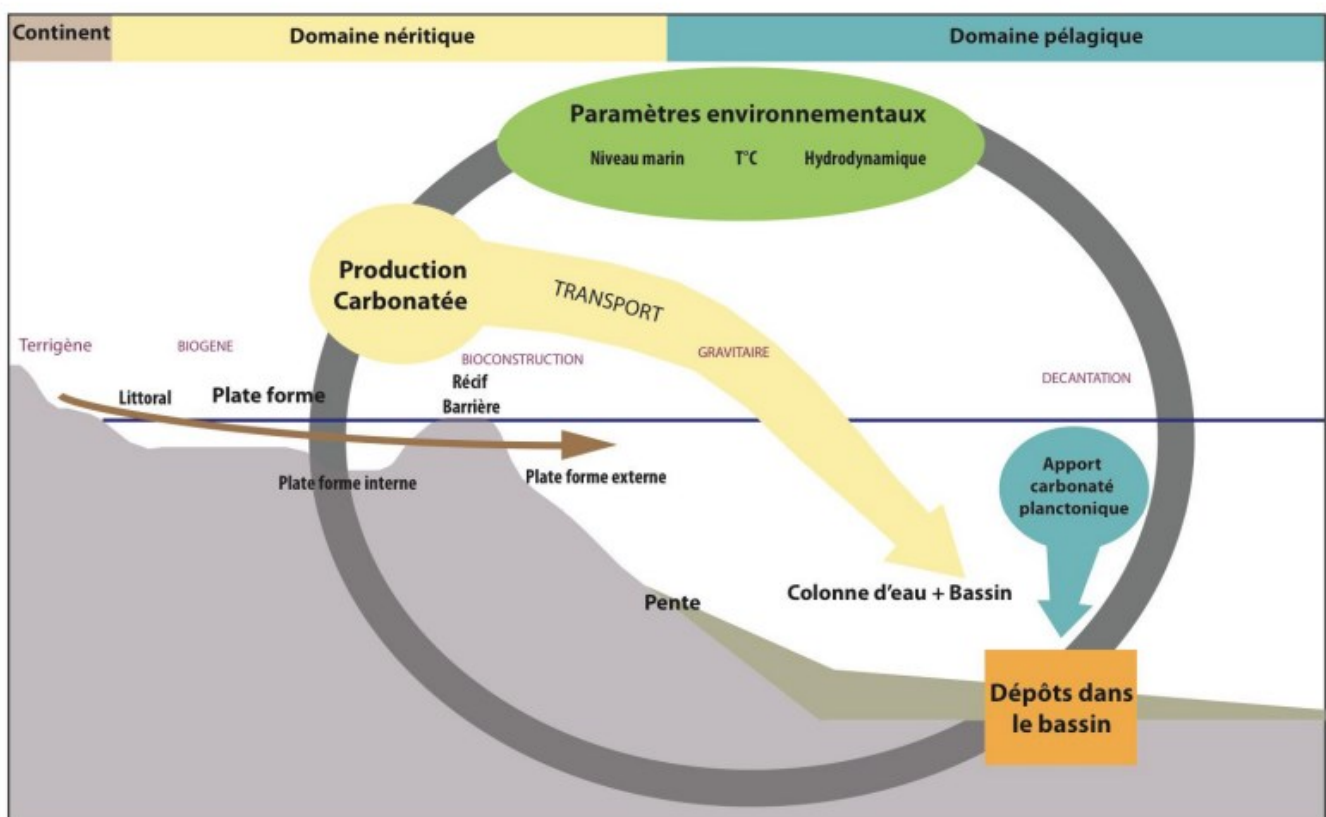
Les sédiments qui composent les turbidites peuvent donc provenir soit de la plateforme et avoir alors une origine néritique ou terrigène, soit être le produit d'un remaniement de la pente.

De ce fait, plusieurs catégories de sédiments sont potentiellement identifiables en fonction de leurs sources au sein même des différents événements turbiditiques.

On peut y trouver des éléments terrigènes d'origine continentale (quartz, mica, et bien sûr de la magnétite!), des éléments de la zone néritique (bioclastes de Bivalves, Gastéropodes, Bryozoaires, Coraux, Éponges, gros Foraminifères benthiques, Algues vertes et rouges...) et des éléments pélagiques de la colonne d'eau située au-dessus de la zone de dépôt de la turbidite (Foraminifères planctoniques, Coccolithophoridés, Diatomées, Radiolaires...).



<http://www.geolsed.ulg.ac.be/processus/processus.htm>



Extrait de la thèse de Anaïs Schmitt (2018) :

« Histoire de l'expansion des récifs barrières du Sud-Ouest Pacifique au cours des derniers 1.5 Ma : lien entre la production carbonatée, les dépôts de turbidites et les changements environnementaux »

Les flyschs du Campanien (Crétacé supérieur) du complexe tectono-sédimentaire d'Ilbarritz, après s'être déposés au pied d'une plate-forme Sud-Aquitaine, ont été plissés, charriés et surélevés lors du plissement pyrénéen.

b) Description de la série

Cette série s'étale sur une distance de près de 200 m le long de la plage.

Elle débute par des turbidites formées presque exclusivement de niveaux calcaires à silex noir, d'épaisseur décimétrique, finement laminés, dépourvus de stratification entrecroisée et présentant parfois des convolutes.

La présence de ces convolutes permet de polariser la série. En allant du Sud vers le Nord, on grimpe dans la série, c'est-à-dire que l'on va du plus ancien vers le plus récent.



Turbidite calcaire du Campanien avec inclusion de silex noir

On peut y voir une lamination nette dépourvue de convolutes.



Un autre banc avec convolute

Puis on passe progressivement à une alternance de niveaux calcaires et marneux, les derniers niveaux marneux très épais formant la bordure méridionale de la synforme de la paléo-vallée de la Plage du Pavillon Royal.



Alternance marno-calcaire dans la série turbiditique du Campanien



Idem



Amorce de la synforme de la paléovallée



c) Déformations, tectonique

Cette série flyschöide campanienne est assez fracturée.

Des niveaux compétents calcaires peuvent être découpés par des failles intraformationnelles perpendiculaires à la stratification. Ces failles s'amortissent ensuite immédiatement dans les niveaux marneux directement voisins.

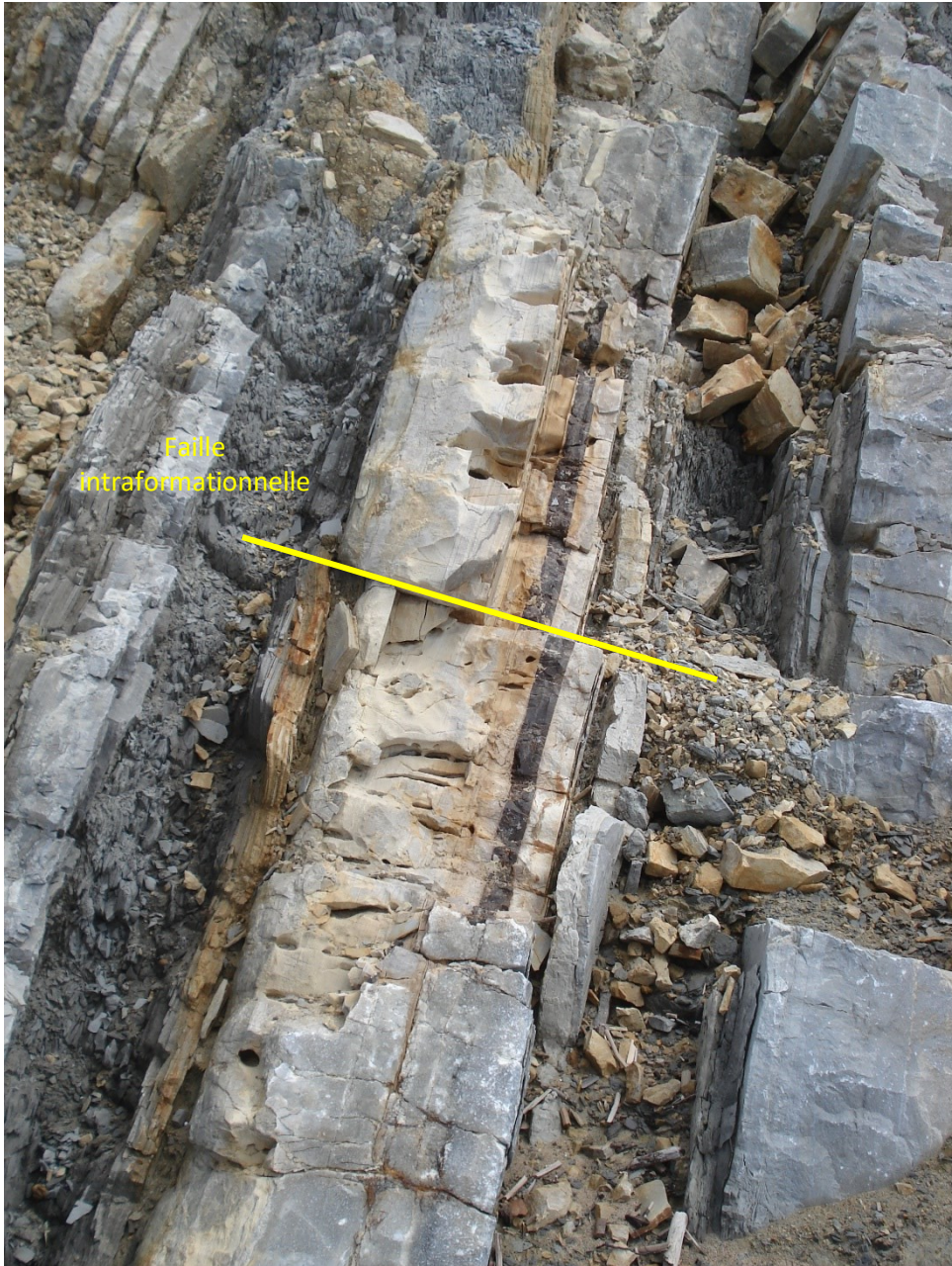
Quelques-unes de ces fractures sont emplies de calcite.

Cette fracturation est liée au fait que cette formation, après qu'elle ait été complètement indurée, compactée par diagenèse, a été « déplacée ». C'est alors qu'elle a été faillée, déformée voire même découpée en lambeaux.

Pour Ph. Razin (Thèse 1989), ce déplacement s'est fait grâce au niveau gypseux du Keuper (Trias) sous-jacent que l'on a observé à l'arrêt précédent et qui a joué le rôle de couche-savon.

Cette formation du Keuper est en effet particulièrement instable. Riche en argile et en gypse, elle peut constituer un important niveau de décollement. Elle forme souvent la semelle de nombreux chevauchements.

C'est pour cette raison que Ph. Razin réunit dans un même ensemble qu'il appelle « complexe tecto-sédimentaire d'Illbarritz », à la fois sa base chaotique observée à l'arrêt 4 et la série du flysch du Campanien observée à l'arrêt 5.



Faille intraformationnelle
Elle n'affecte qu'un seul banc.



Fractures remplies de calcite

Synthèse des arrêts 4 et 5

Interprétation générale du complexe tectono-sédimentaire d'Ilbarritz

L'interprétation de ce complexe tectono-sédimentaire d'Ilbarritz est encore débattue : tectono-sédimentaire ou diapirique ?

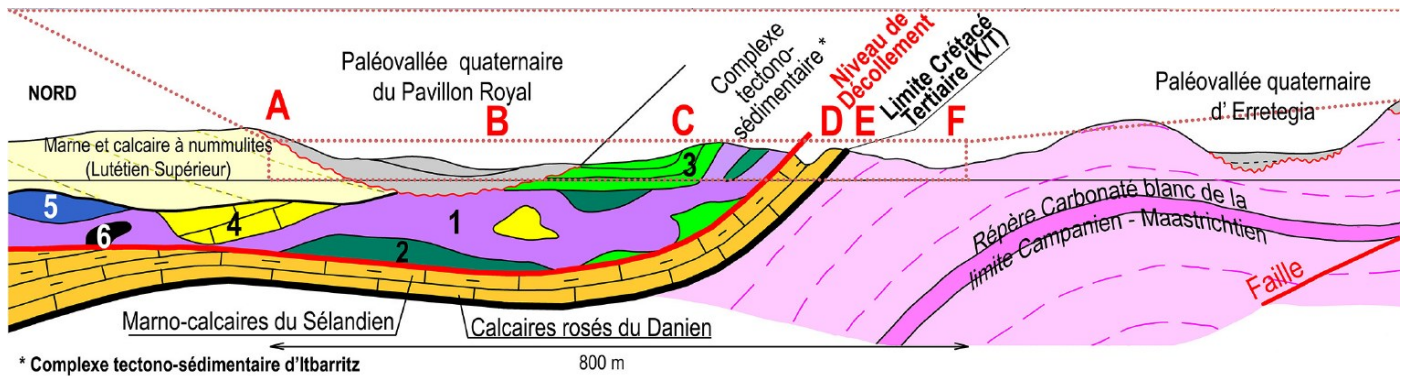
Première hypothèse : l'hypothèse tecto-sédimentaire de Ph. Razin

On a noté la nature chaotique du complexe d'Ilbarritz constitué à sa base d'un mélange de Keuper, de blocs d'Infralias métamorphique à cristaux de dipyre (calco-silicate d'aluminium présent dans les calcaires et cipolins métamorphiques, les roches métamorphiques ultrabasiques ou les roches de métamorphisme de contact) et de lambeaux ou olistolites de la série turbiditique albo-cénomaniennne et campanienne. Toutes ces roches mélangées, d'origine et d'âge différents, mises en place dans des contextes géologiques différents constituent un véritable olistostrome.

Au Nord de la plage du Pavillon Royal, Ph. Razin a également observé que le complexe chaotique d'Ilbarritz est surmonté, sans discontinuité sédimentaire ni tectonique, par une série marno-calcaire grise du Lutétien supérieur.

Au sein de cette formation, est interstratifié un dépôt formé de blocs de calcaire jaune-clair, cristallin, à grandes Nummulites caractéristiques de ce Lutétien supérieur et de blocs montrant aussi des passées microconglomératiques trahissant un milieu de sédimentation originel instable.

Au-dessus de ces blocs, la série présente encore une importante dislocation associée à des surfaces de glissement synsédimentaires.



*** Complexe tectono-sédimentaire d'Ilbarritz**

incluant

- 1 - Argiles et évaporites du Trias supérieur
- 2 - Série Albo-Cénomanienne
- 3 - Lambeau de Flysch Campanien
- 4 - Blocs de calcaires Lutétiens
- 5 - Dolomie de l'Hettangien
- 6 - Blocs d'ophite

Entre la plage du Pavillon Royal et celle de Bidart centre, les falaises nous font voyager dans le temps Du Nord au sud :

- A** - Des calcaires et marnes du Tertiaire
- B** - Une paléo-vallée remplie de sable quaternaire
- C** - Un ensemble tectono-sédimentaire complexe
- D** - Des calcaires de la base du Tertiaire
- E** - La limite entre le Secondaire et le Tertiaire (limite K/T)
- F** - Les sédiments de mer profonde du Crétacé

Ph. Razin interprète donc le complexe d'Ilbarritz comme un complexe tectono-sédimentaire qui s'est formé en deux temps :

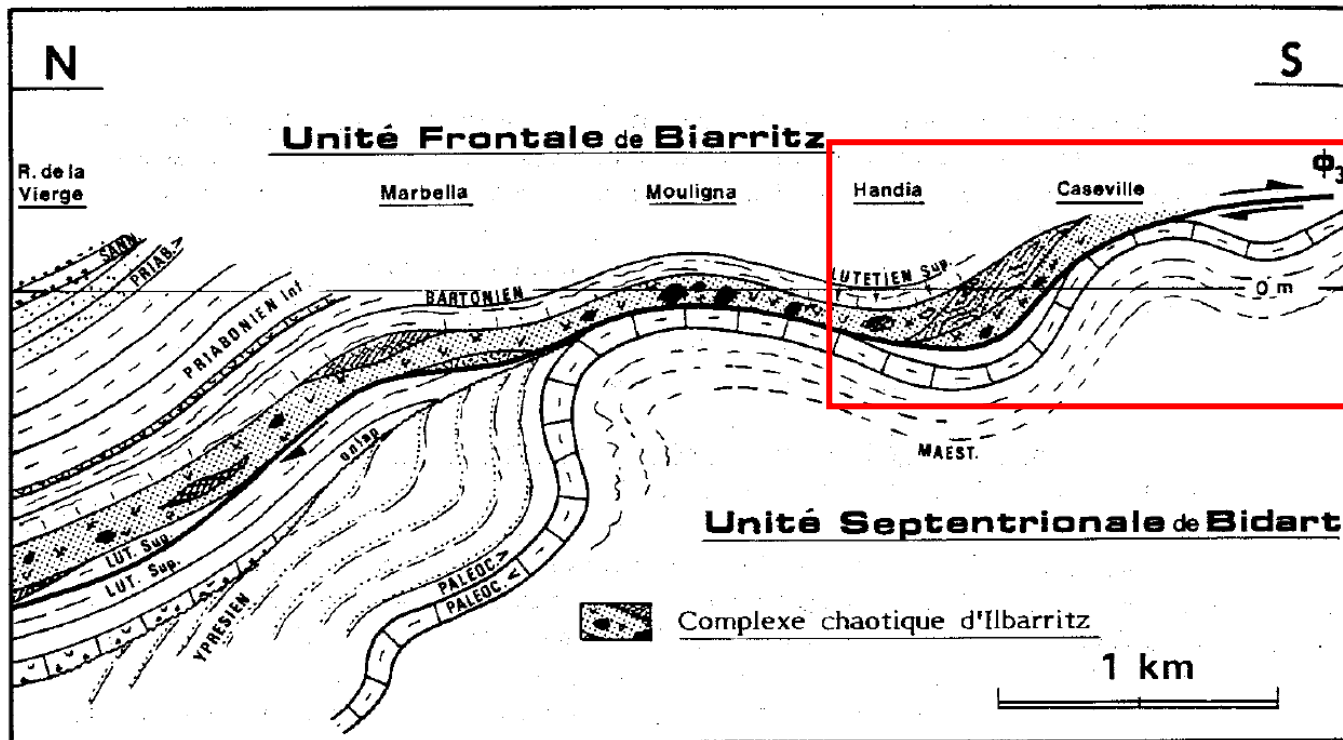
- dans un premier temps, tous les éléments le constituant donc tous les éléments du Trias et les olistolites de flyschs de différents âges ont sédimenté dans la partie profonde d'un bassin lutétien d'avant-pays appartenant à un « sillon prépyrénéen ».

Mais d'où provenaient tous ces éléments ?

Ils ont été arrachés au front d'une nappe de charriage Nord-pyrénéenne car, au Lutétien, on est en plein paroxysme orogénique. Pratiquement toute la chaîne pyrénéenne est en surrection, seul un bassin marin subsiste à l'Ouest. Des nappes de charriage se déplacent donc du Sud vers le Nord, en « descendant » en quelque sorte le flanc Nord de la chaîne en formation sur une semelle de Keuper jouant le rôle de couche-savon.

- Puis dans un second temps, tous ces blocs résédimentés dans le bassin, donc tout le contenu de ce bassin lutétien est « éjecté » du fait que ce dernier est comprimé à son tour. Et il est éjecté, lui, vers le Sud donc dans le sens inverse de celui des nappes de charriage. Comme le montre la figure suivante, il est alors venu chevaucher les Marnes maastrichtiennes de Bidart.

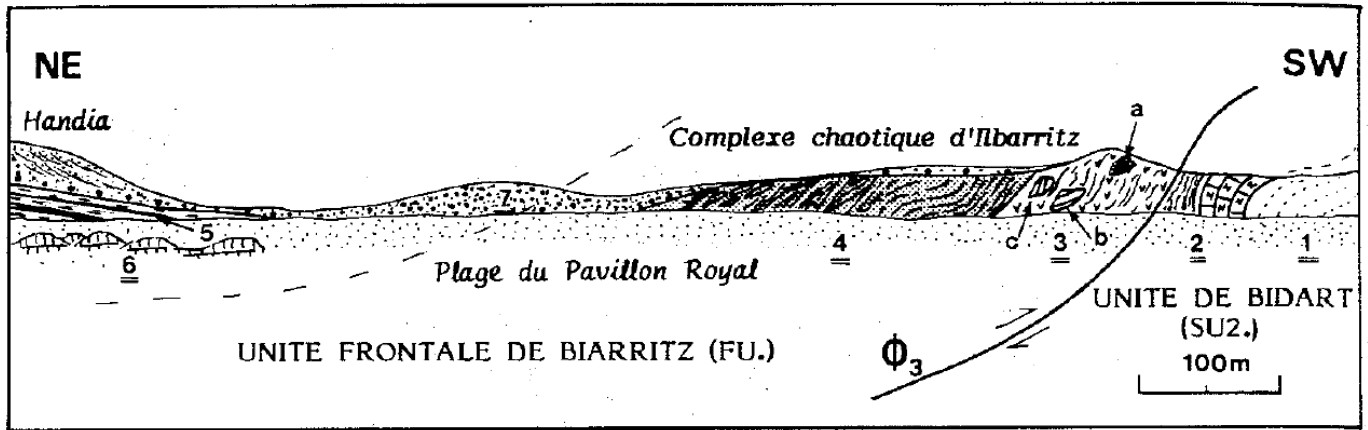
On voit tout de suite la complexité de la géologie des Pyrénées en tout cas au niveau du Pays Basque.



Interprétation de la coupe de la côte Basque entre Bidart et Biarritz
(extrait de la thèse de Philippe Razin)

Le chevauchement du Complexe d'Ilbarritz sur les Marnes de Bidart est figuré dans le cadre rouge avec le symbole ϕ_3 .

Bien regarder le sens des deux flèches !



- | | | |
|---|--------------------------------|------------------------------|
| 1) Marnes de Bidart : Maestrichtien | unité septentrionale de Bidart | |
| 2) Calcaires Rosés : Paléocène | | |
| 3) Argiles, évaporites, dolomies : Keuper | | } Unité frontale de Biarritz |
| a - bloc de dolomite grise à quartz néoformés, Infralias | | |
| b - lambeau de série turbiditique gréseuse type Flysch de Mixe | | |
| c - lambeau de série turbiditique calcaréo-gréseuse et Orbitolines remaniées (microfaciès identique aux turbidites affleurant au Sud d'Ibarron) | | |
| b-c : Albo-Cénomanién) | | |
| 4) Lambeau de série turbiditique campanienne | | |
| 5) Calcaires à Nummulites de la Peyre que Bève : Lutétien supérieur | | |
| 6) Marno-calcaires et couches de tempête d'Handia : Lutétien supérieur (contenant de petits galets de calcaire à faciès aturien, Coniacien à Campanien) | | |
| 7) Dépôts fluvio-deltaïques plio-quadernaires | | |

Détail du document précédent (cadre rouge)

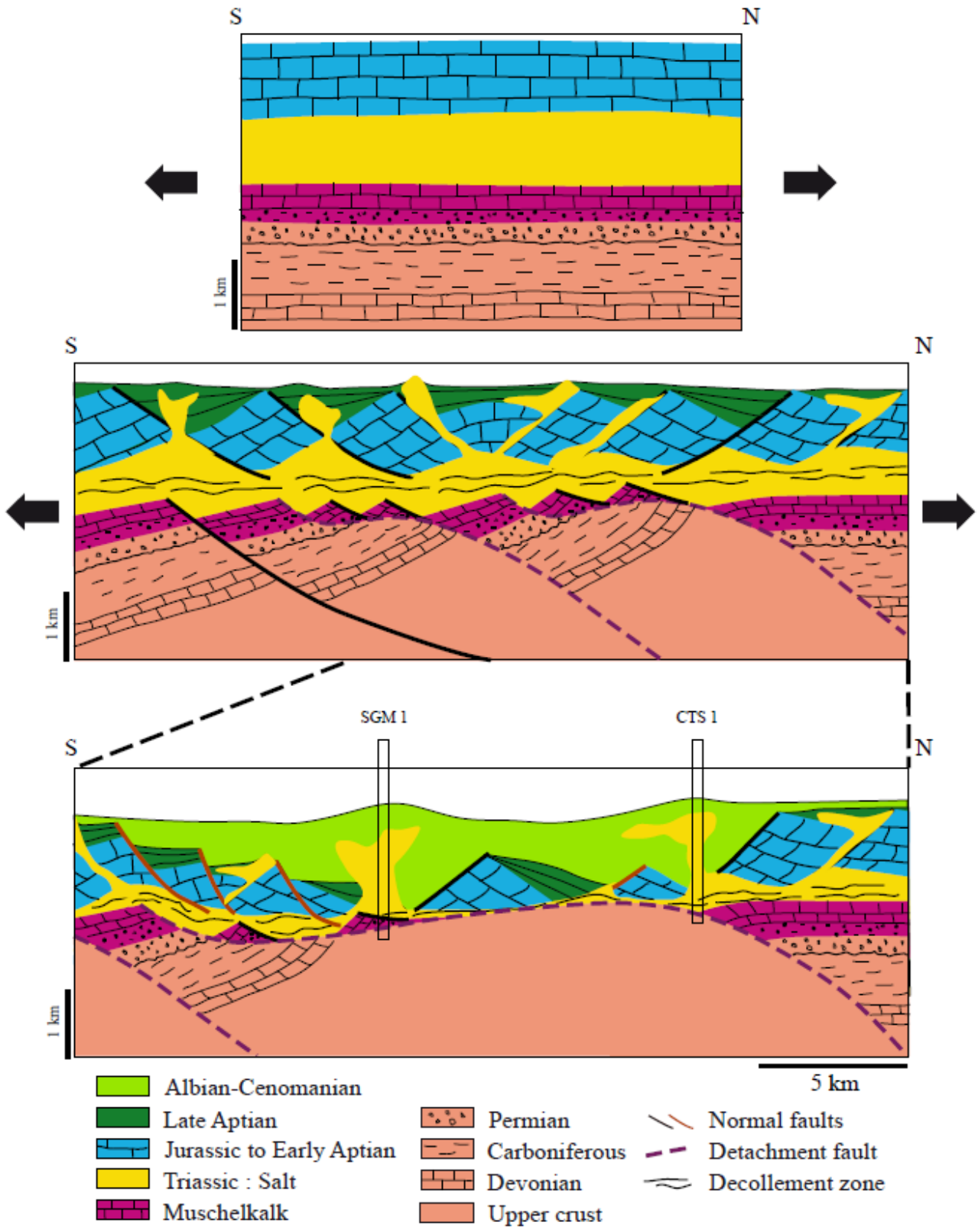
Deuxième hypothèse : mise en place par halocinèse

Cette deuxième hypothèse privilégie l'expulsion du bassin lutétien par l'intervention de processus halocinétiques (c'est-à-dire mettant en jeu des diapirs de sel) peut-être déjà actifs dans le bassin lui-même bien avant l'arrivée des olistolites de flyschs.

En effet, au cours du décrochement senestre de la plaque Ibérique par rapport à la plaque européenne au Crétacé inférieur, des diapirs de sel, du fait leur densité moindre par rapport à celles des roches encaissantes, ont pu monter le long des failles limitant les bassins transtensifs.

L'apport d'eau par les failles, la chaleur dégagée par leur jeu (frictions) et la remontée de magma ont pu favoriser cette ascension ... et aussi, peut-être, leur métamorphisme (présence de dipyre).

Ces bassins en pull-apart ont ensuite été mis en compression lors de la collision continentale entre la plaque Ibérique et la plaque Européenne. Les diapirs ont pu alors fluer, s'allonger en langues et initier des chevauchements.



Rôle du sel triassique

- Schéma 1 : situation à la fin du Jurassique
- Schéma 2 : situation pendant le Crétacé inférieur
- Schéma 3 : situation au Crétacé moyen

(Thèse Suzon Jammes, 2009)

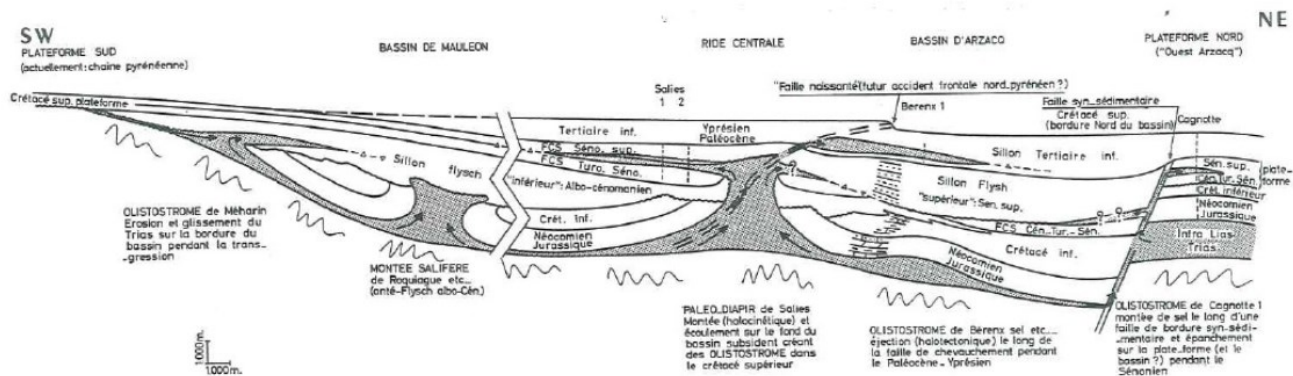


FIGURE 3

Coupe interprétative restituée (anté-plissement alpin : Yprésien) montrant les différentes façons de l'interstratification du Trias dans l'avant-pays des Pyrénées (région de Méharin-Salies de Béarn)

Situation à l'Yprésien

D'après J. Henry et G. Zolnai 1971

Extrait de « Géologie et érosion littorale de la côte Basque » - Document du CPIE Littoral Basque

Arrêt 5 : La paleo-vallée de la Plage du Pavillon Royal

Toute la plage du Pavillon Royal est occupée par une paléovallée Pliocène-Quaternaire remplie de sables grossiers et de galets arrondis.

Ces alluvions montrent des stratifications obliques typiques des dépôts fluviaux.

Cette vallée plio-quaternaire est établie sur les marno-calcaires du Lutétien supérieur qu'elle incise.

Comme on vient de le voir, son flanc Sud s'appuie sur les flyschs lutétiens plissés et très relevés, pratiquement verticaux.

Quand on examine de face la coupe de la falaise au Nord de la plage du Pavillon Royal, on distingue très nettement deux niveaux de sol : le sol actuel en haut de la falaise et à mi-hauteur un autre niveau que l'on va qualifier de « paléo-sol ».

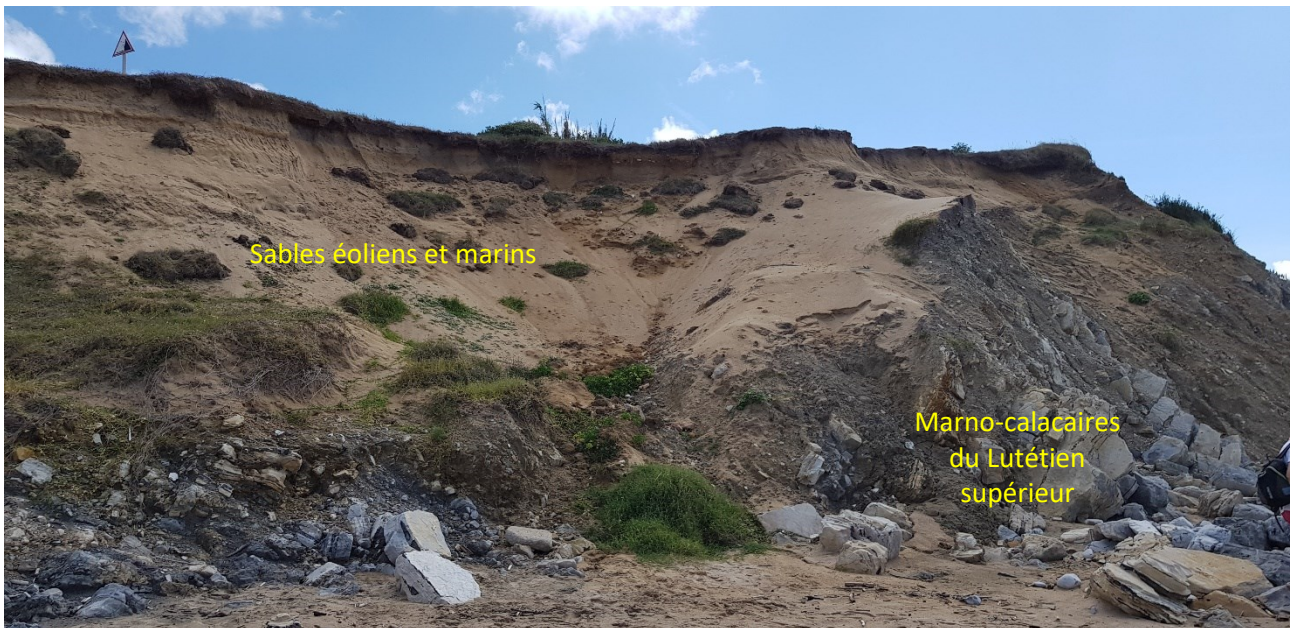
Chacun d'eux surmonte une formation constituée de cailloutis, de graviers, de galets disposés en couches bien horizontales ou parfois à stratification entrecroisée donc des dépôts de nappe alluviale.

Étant donné notre passage rapide (!), on peut se poser les questions suivantes :

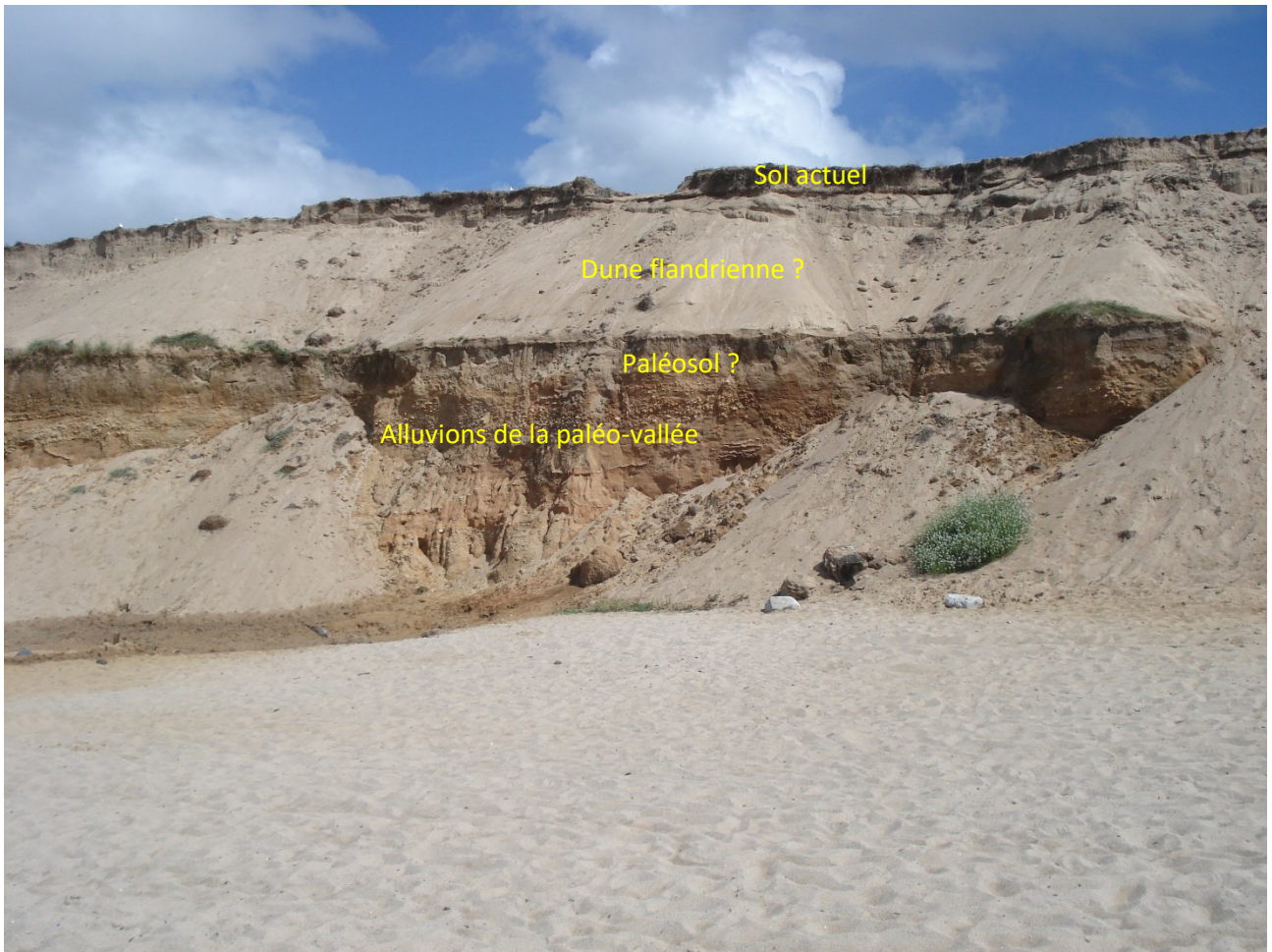
1- s'agit-il de deux nappes alluviales distinctes, la plus récente en haut, la plus vieille en bas séparée alors par un véritable paléo-sol ?

2- ou s'agit-il d'une seule et même nappe alluviale auquel cas il faut alors expliquer la présence des deux niveaux de sol ? Dans cette hypothèse, on pourrait envisager un éboulement de la falaise suite à la formation d'une faille de type panaméen .

Au sommet des alluvions du Plio-Quaternaire, un paléo-sol s'est développé. Il est surmonté par une épaisse couche de sable de couleur beige-clair comme celui de la plage mais à grains de type rond-mat. Il s'agit de sables de dunes formées au cours de la dernière transgression flandrienne sur lesquels repose le sol actuel.



Flanc Sud de la paléo-vallée Plio-Quaternaire



Paléo-vallée Plio-Quaternaire



Vue sur les alluvions de la paléo-vallée depuis l'accès à la plage



Détail

La crique du Dos de la Baleine

Arrêt 1 : La crique du Dos de la Baleine près de la Chapelle Sainte-Barbe - Le flysch marno-calcaire de Socoa (âge Coniacien supérieur à Santonien moyen : - 90 Ma à - 85 Ma)



Vue d'ensemble de la crique à marée haute

a) Paléogéographie

On est ici à la transition entre le flysch calcaires à silex de Guéthary au Nord daté du Coniacien inférieur et le flyschs marno-calcaire de Socoa au Sud daté lui de la période allant du Coniacien supérieur au Santonien moyen, les deux faciès se différenciant uniquement par le développement des niveaux pélitiques, plus épais dans le flysch de Socoa.

Le flysch de cette crique appartient à la série du Flysch de Socoa. Il présente un faciès de plaine sous-marine c'est-à-dire qu'il s'est donc déposé au pied d'une marge, la marge de la plateforme européenne (= plateforme Sud-Aquitaine) en couches horizontales entre -90 et -85 Ma.

Si d'importants phénomènes de glissement ont eu lieu le long de la pente du talus à cette période, cela implique qu'il y eu un approfondissement relativement brutal du système au Coniacien moyen. C'est le sillon pyrénéen qui s'est formé à l'Albien qui est en train de s'élargir et en même temps de s'approfondir au fur et à mesure du déplacement vers l'Est de la plaque Ibérique. On peut rappeler que ce sillon est en fait une unité dynamique, instable constitué d'un ensemble de bassins séparés par des hauts fonds qui ne cessent de se déformer.

Ce flysch est aujourd'hui intensément plissé.

Les déformations qui l'ont donc affecté sont postérieures au Santonien moyen.

Elles ont eu lieu entre -80 et -40 Ma, du Maastrichtien à l'Éocène moyen et supérieur (Bartonien-Priabonien) et sont la manifestation de la forte compression à l'origine de la formation des Pyrénées.

b) Description de l'affleurement



Vue de la crique

À gauche de la photographie, les strates sont disposées horizontalement.

À droite, elles semblent verticales.

Au premier plan, on a donc un pli déjeté ou déversé dont la charnière a été complètement érodée.

On en voit un second dans l'encadré jaune, en arrière-plan.



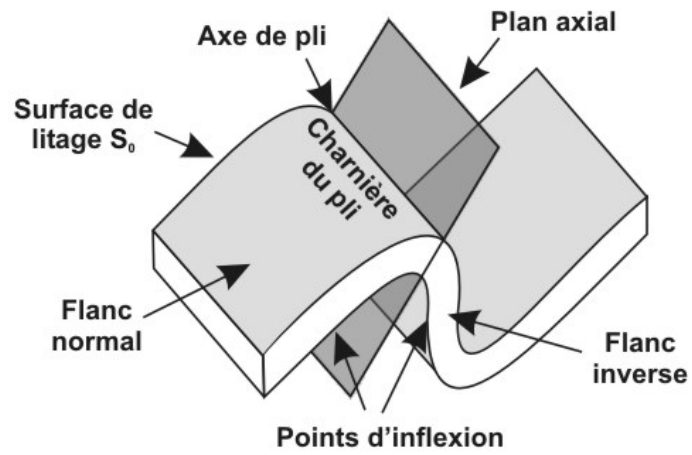
Vue de près du pli de l'encadré jaune

*A marée haute, on ne peut pas vraiment savoir si l'on a affaire à un pli déjeté ou déversé.
Il faudrait voir l'allure du flanc inverse à marée basse!*

Maintenant, si l'on examine attentivement ce pli, on peut voir, sur sa gauche, l'esquisse d'une nouvelle charnière mais concave vers le haut (encadré blanc). Les strates qui en partent sont pratiquement verticales et viennent se raccorder au petit plateau horizontal dans le prolongement de celui où se trouvent les deux personnages.



Ce sont donc au moins deux plis déjetés ou déversés qui se succèdent sur cette partie visible de la falaise.



À marée basse, il paraît que l'on peut observer six plis dans cette crique et bien évidemment le fameux dos de la Baleine ! (voir photographies ci-dessous)



Vue générale de la crique du Dos de la Baleine

(extraite du diaporama de Pierre Mauriaud - « Géologie côtière et sous-marine du littoral basque »)



Le Dos de la Baleine
Document CPIE Littoral Basque

Remarque : en fait, les deux plis que l'on a observés sont déversés.

Au niveau des charnières des plis, les bancs durs de calcaire et les bancs tendres marneux se déforment différemment.

Pierre Mauriaud nous l'a admirablement illustré avec un cahier qui traînait par là !



Les bancs marneux, incompetents, se plissent entre les bancs durs et leur épaisseur peut y augmenter fortement. On parle de **bouffrage tectonique**.

Ce bouffrage tectonique peut être facilement observé à l'arrêt 2 suivant (voir photographie ci-dessous).



Pli déversé à plan axial pratiquement horizontal visible à l'arrêt suivant
Au niveau des charnières, on observe des figures de bouffrage.

Quant aux bancs calcaires, compétents, ils se cassent, surtout sur leur face supérieure ou extrados. Cela permet de polariser les couches.

En particulier, dans le coin Nord de notre petite terrasse d'observation, on peut examiner de très près de nombreuses strates dans leur épaisseur au voisinage de la charnière du pli supérieur de la falaise.

Ces strates montrent sur leur face du haut de nombreuses petites fissures remplies de calcite blanche beaucoup plus nombreuses que sur leur face du bas.

Le haut de chaque couche correspond donc à l'extrados et le bas à l'intrados. Les couches ont par conséquent une polarité normale.

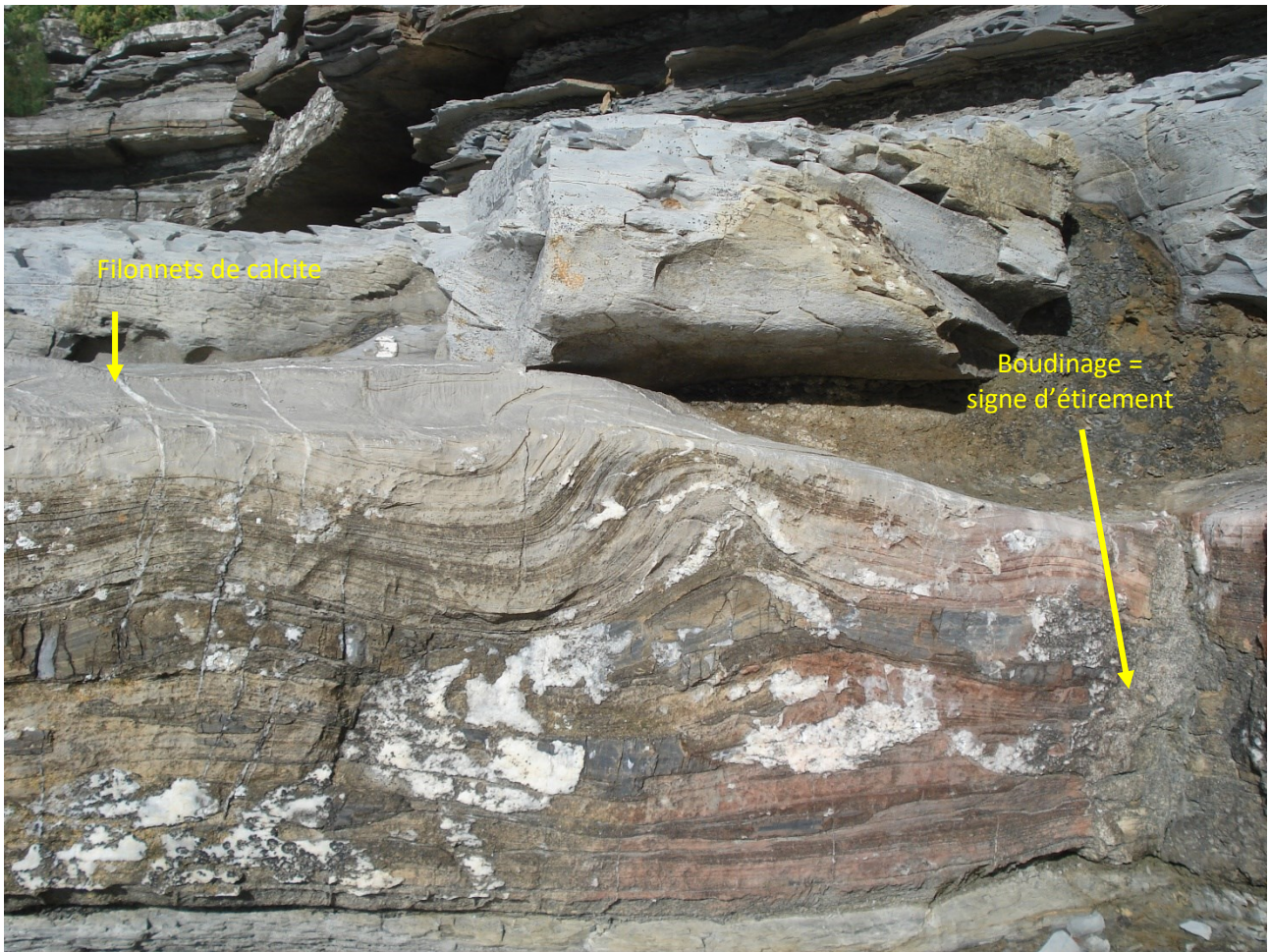
Cette polarité normale est également confirmée par la présence vers le haut des couches de nombreuses convolutions (« convolute » en anglais) qui sont des figures d'échappement d'eau. Or, l'eau s'échappe généralement d'un sédiment gorgé d'eau qui se tasse par le haut.



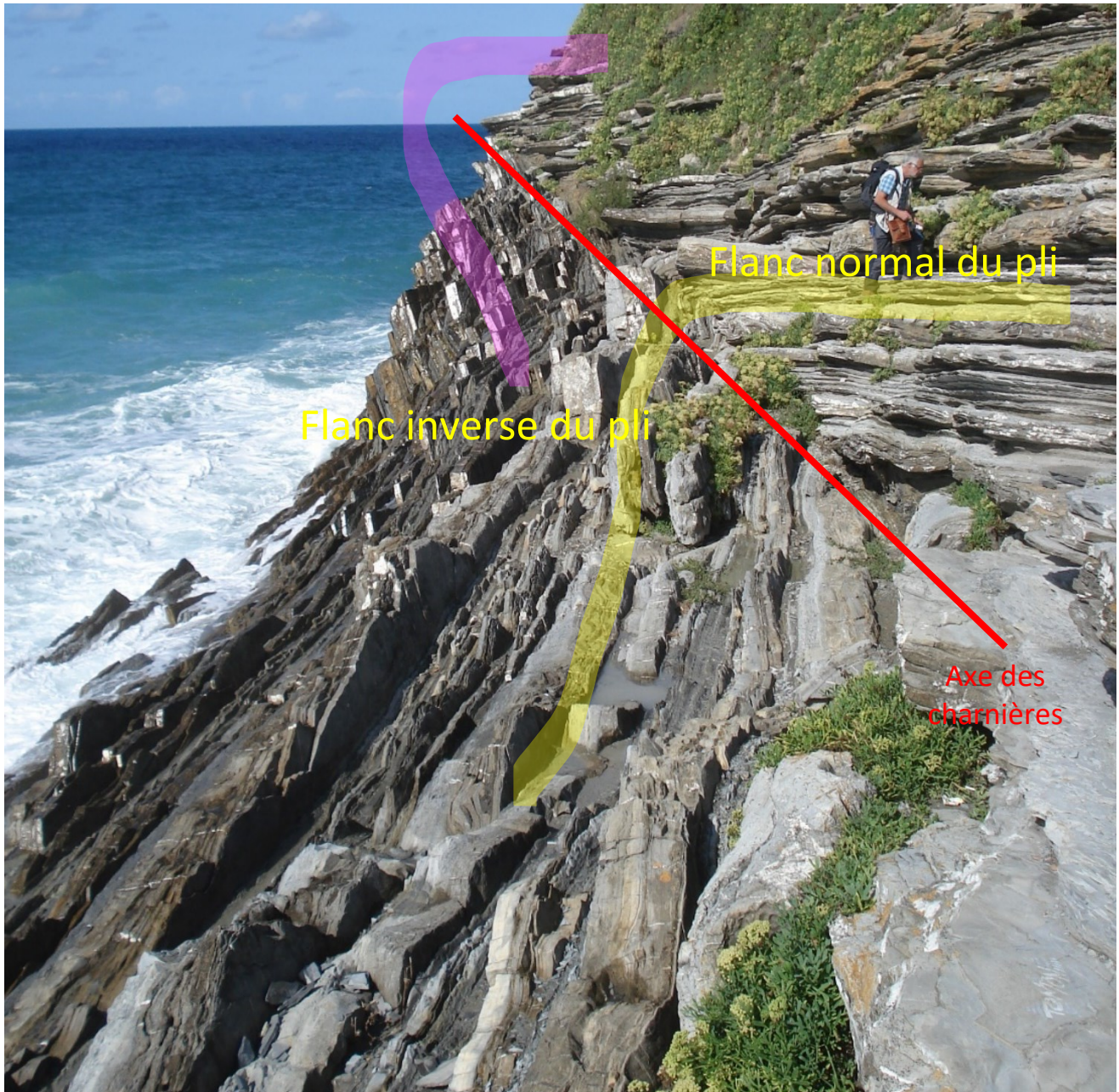
Convolutions sur le haut de la strate (*contournites* ?)



Détail



À l'échelle de ce coin de terrasse, on en déduit alors que c'est le flanc normal du pli qui est horizontal et forme le plan de la terrasse et que c'est le flanc inverse qui est vertical ou fortement incliné.



Interprétation du coin de terrasse

On peut constater que, au-delà de la terrasse, le pli légèrement déversé au premier plan a tendance à l'être davantage plus loin. Le flanc inverse est plus fortement incliné.

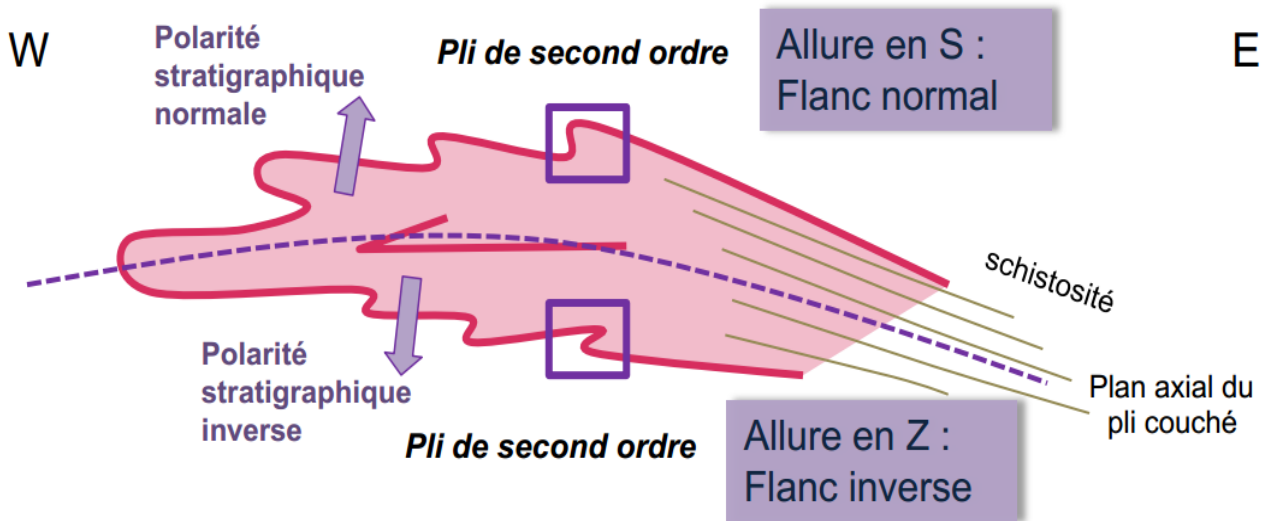
c) Interprétation de l'ensemble des plis de la crique du Dos de la Baleine

Au niveau de la crique du Dos de la Baleine, Ph. Razin (Thèse - 1989) a montré que dans les plis déversés, les flancs horizontaux et à polarité normale (= flancs normaux) sont plus longs que les flancs inclinés (flancs inverses). On parle d'allure en « S ».

Il en conclut que ces plis peuvent par conséquent être assimilés à des plis de deuxième ordre dont la surface enveloppe, c'est-à-dire celle du grand pli de premier ordre traduit le flanc normal d'un mégapli, d'une mégastructure (voir schéma ci-après).

Remarque : dans les grandes nappes de charriage, on décrit ainsi des enchaînements de plis en « S » et en « Z » à très grande échelle. L'enchaînement des flancs longs et flancs courts dans une série de plis semblables est un bon indicateur du sens de déplacement de la nappe considérée.

En effet, leur enchaînement dessine comme une « feuille de chêne » dont la pointe est dirigée vers le sens de l'avancée de l'unité considérée.



En rose, le mégapli en forme de feuille de chêne !

Les plis de second ordre en « S » définissent le flanc normal du mégapli. Inversement, les plis de second ordre en « Z » définissent le flanc inverse du mégapli.

À l'échelle de la région, Ph. Razin fait de la formation du Flysch de Socoa une nappe charriée vers le Nord-Ouest au-dessus des marnes maastrichtiennes de Bidart. Aujourd'hui, cette mégastructure présente une allure de synclinal : on parle de « Synclinal de Saint-Jean-de-Luz ».



Image Google Earth

Est représentée le sens du mouvement chevauchant du Flysch de Socoa (mais c'est aussi valable pour le flysch calcaires à silex de Guéthary) au-dessus des marnes de Bidart situées plus au Nord

Arrêt 2 : Les altérites

a) Description de l'affleurement



Vue sur le pli déversé à plan axial très penté depuis le site 2

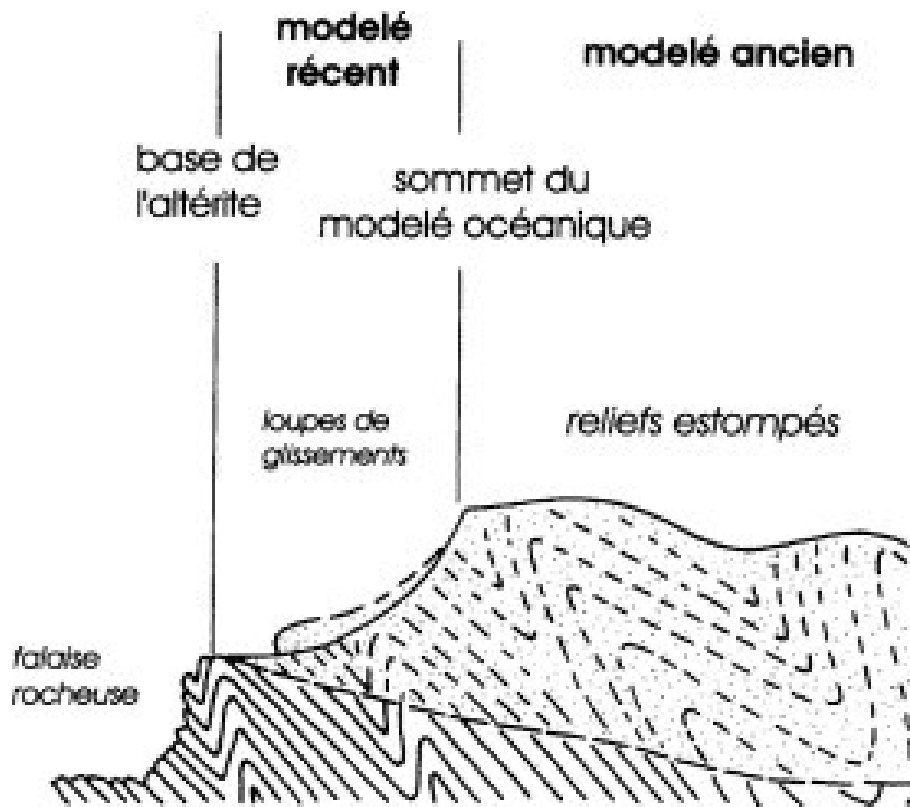
En bas de falaise, on retrouve le flysch intensément plissé.

Au sommet, on observe un profil d'altération de couleur ocre. Mais dans ce profil d'altération, on peut encore suivre les strates et y localiser de nouvelles charnières !

b) Interprétation de l'affleurement

La structure de la roche-mère a donc été conservée dans l'altérite. Il ne s'agit donc ni d'une allotérite où par définition la structure de la roche-mère n'est pas conservée, ni d'une isaltérite où la structure de la roche-mère est bien conservée mais où l'altération, par dissolution, s'accompagne de l'apparition de cavités, de vides du fait du départ de matière.

On a affaire ici à un état intermédiaire où l'altération a certainement davantage affecté les niveaux calcaires que marneux, les premiers étant plus facilement attaqués par les eaux d'infiltration acides.



Coupe schématique du profil d'altération type dans le flysch

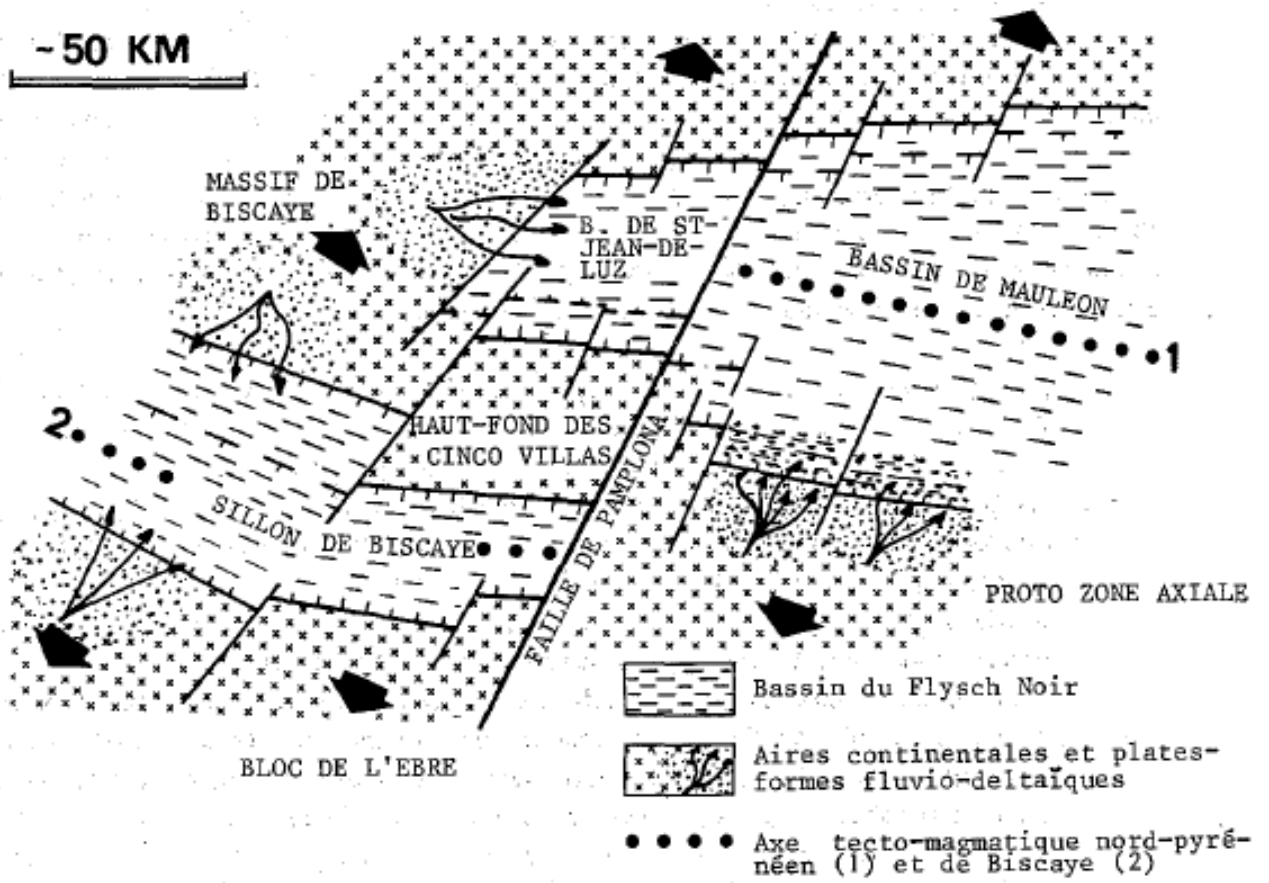
Le flysch est encore visible, « fantômisé » dans l'altérite de surface.

Histoire du Bassin de Saint-Jean-de-Luz (d'après la thèse de Philippe

À l'Albien supérieur (-120 à -113 Ma), suite au mouvement de rotation antihoraire de l'Ibérie par rapport à l'Europe et l'ouverture « en ciseaux » du Golfe de Gascogne, les bassins initiés lors du décrochement senestre de l'Ibérie s'élargissent et s'approfondissent. Il y en a même qui se forment : c'est le cas du bassin de Saint-Jean-de-Luz dans le prolongement du Bassin de Mauléon.

C'est dans ce bassin que nous avons excursionné.

Il est limité au Nord par la plateforme Sud-Aquitaine et au Sud par un haut-fond bien individualisé, l'unité des Cinco Villas. En fait, ce haut-fond a valeur de horst médian car il constitue également la limite Nord du bassin jumeau de Biscaye (ou de Bilbao) (voir carte ci-dessous).



Localisation des bassins du Pays Basque à la limite Albien-Cénomanién

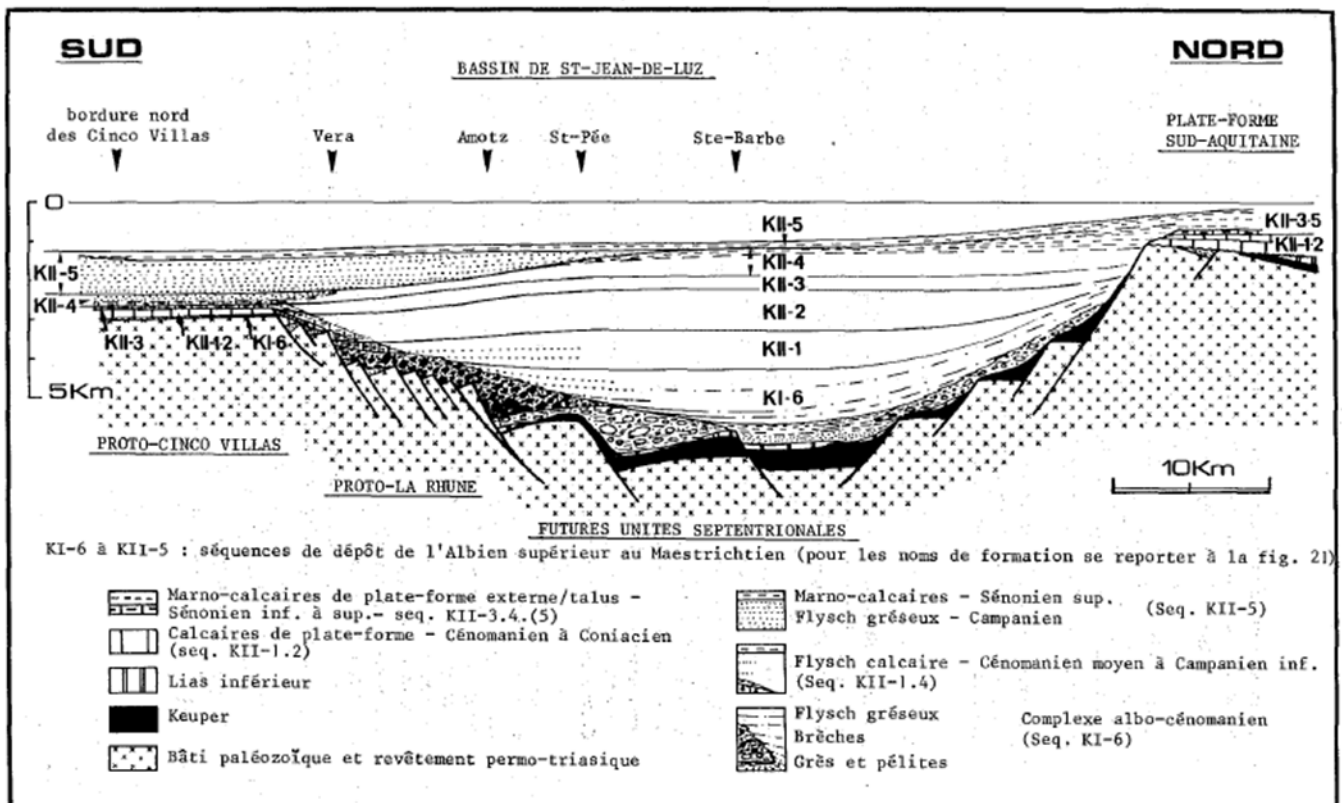


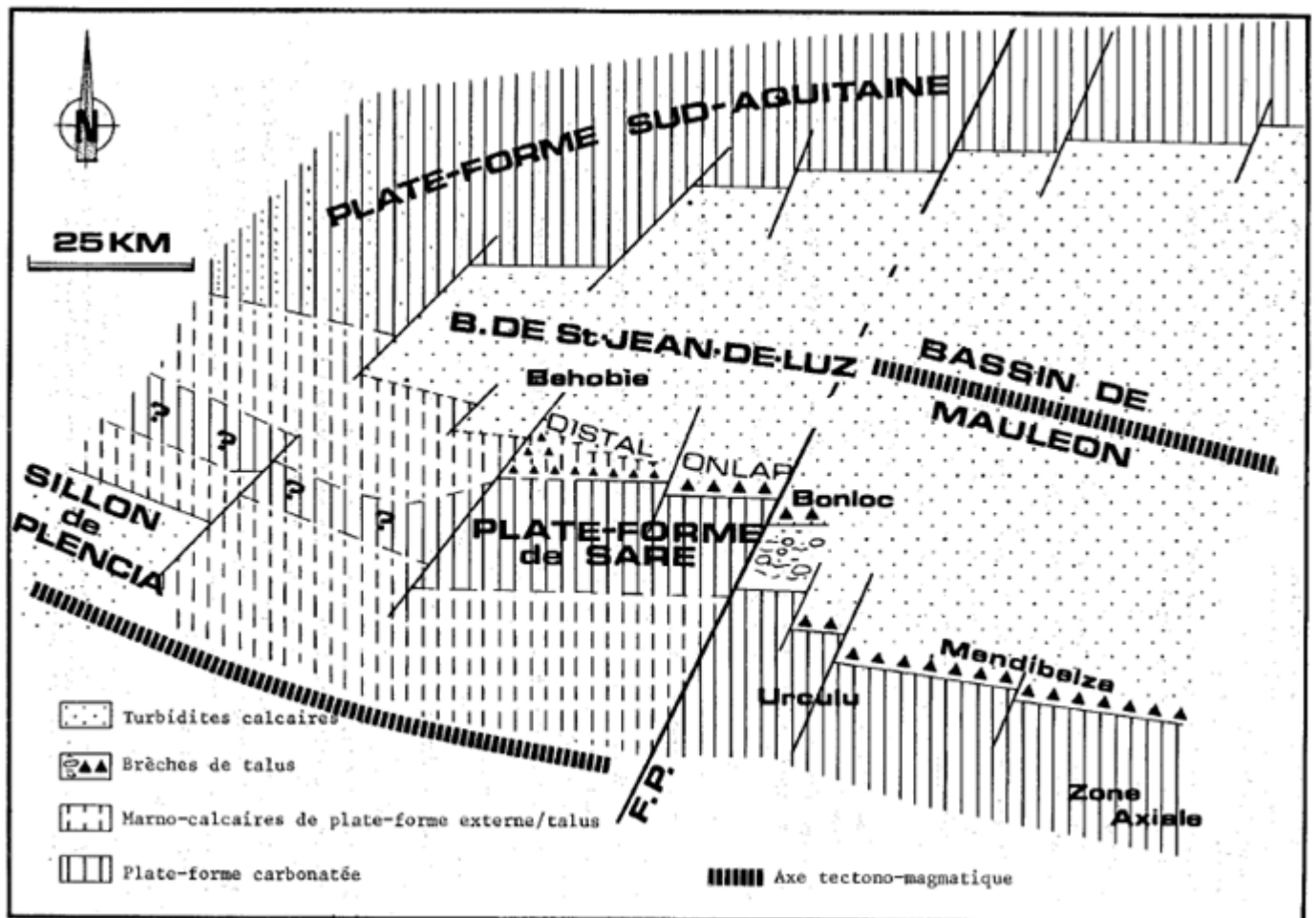
Fig. 205 - Essai de reconstitution du bassin de St-Jean-de-Luz à la fin du Crétacé (échelle verticale exagérée). Les éventuelles déformations liées au régime de convergence tectonique du Sénonien supérieur n'ont pas été prises en considération. A noter le déplacement du dépocentre du bassin vers le Sud à partir du Campanien (seq. KII-5)

Pendant le Cénomaniens, l'élévation à l'échelle du globe du niveau marin et la poursuite de l'ouverture en ciseaux du Golfe de Gascogne favorisent l'installation de plateformes carbonatées sur les marges Aquitaine et Ibérique.

Dans le bassin de Saint-Jean-de-Luz orienté Est-Ouest et qui s'approfondit, la sédimentation débute par le flysch noir suivi par une puissante série turbiditique carbonatée, le complexe turbiditique de la Côte Basque. Ces dépôts gravitaires profonds sont alimentés essentiellement par la déstabilisation des sédiments sur la bordure de la plateforme Sud-Aquitaine.

Au Sud, l'unité des Cinco Villas correspond à un domaine de plate-forme à Rudistes, stable et peu subsident. Entre ce domaine et le bassin profond de Saint-Jean-de-Luz, se dessine une zone de talus, représentée en partie dans l'unité de La Rhune.

Elle se caractérise par une sédimentation marno-calcaire hémipélagique et par des dépôts gravitaires grossiers issus de l'érosion du bâti paléozoïque le long d'escarpements de faille. De tels dépôts peuvent s'intercaler dans le flysch calcaire du complexe turbiditique de la Côte Basque.



Paléogéographie au Cénomaniens-Turonien

Du Turonien moyen au Coniacien inférieur, un contexte de bas niveau marin global favorise la déstabilisation des dépôts détritiques établis sur la plateforme Sud-Aquitaine. Ils dévalent le talus ce qui conduit à l'accumulation d'une épaisse série turbiditique dans le bassin de Saint-Jean-de-Luz : les calcaires de Béohobie et les flyschs à silex de Guéthary. Le taux de sédimentation particulièrement élevé (1200 m par Ma) montre l'importance de la subsidence durant cette période.

L'évolution des directions de courant, NO-SE à N-S dans les Calcaires de Béhobie puis N-S à NE-SO dans le Flysch à silex de Guéthary, témoigne également d'une ouverture de plus en plus affirmée du bassin de Saint-Jean-de-Luz vers l'Ouest liée à l'expansion du Golfe de Gascogne.

Remarque : Cette importante phase de distension tectonique au Coniacien inférieur est surtout marquée dans le sillon de Biscaye (ou de Bilbao) par la persistance d'un magmatisme alcalin (basaltes, trachytes, filons de picrites ou de syénites) de croûte continentale amincie jusqu'au Santonien.

Du Coniacien moyen au Santonien moyen, un approfondissement relativement brutal du bassin se produit, induisant d'importants phénomènes de glissement synsédimentaires (slumps). Il en résulte la mise en place d'une série turbiditique à faciès de plaine sous-marine : le flysch marno-calcaire de Socoa.

Après cet événement tectonique, débute la convergence entre les plaques Européenne et Ibérique.

Du Santonien supérieur au Campanien moyen, le bassin de Saint-Jean-de-Luz est toujours séparé de celui de Biscaye (ou de Bilbao) par le haut-fond médian des Cinco Villas, vaste domaine à sédimentation marno-calcaire.

Il se déforme. Sa bordure Sud s'affaisse et son dépo-centre migre vers le Sud.

La fin du régime en distension et la diminution consécutive de la subsidence s'y expriment avant tout par l'accumulation d'une première séquence de comblement représentée par le Flysch d'Hayzabia provenant de la plateforme Aquitaine. Cette sédimentation marno-calcaire hémipélagique est rarement interrompue par la mise en place d'olistostromes.

Puis **au Campanien supérieur,** le haut-fond des Cinco Villas disparaît entre le sillon de Biscaye (ou de Bilbao) et le bassin de Saint-Jean-de-Luz et devient un axe de subsidence au Maastrichtien.

Et c'est désormais un flysch gréseux qui va se déposer dans le bassin de Saint-Jean-de-Luz provenant de l'Est et de la partie centrale de la chaîne en cours de surrection : le Flysch gréseux d'Hendaye. Ce flysch gréseux campanien témoigne d'un environnement de plaine sous-marine, et appartient à la partie distale d'un vaste complexe turbiditique allongé E-W sur plus de 200 km, recouvrant différentes zones structurales actuelles de la chaîne (zone axiale, massifs basques, zone Nord-pyrénéenne, synclinorium de Biscaye ou de Bilbao).

Au cours du Maastrichtien, intervient une seconde phase de comblement du bassin par des marnes hémipélagiques de talus : les Marnes de Bidart (**voir arrêt 2**). C'est à la fin du Maastrichtien que survient la crise K/ T (**voir arrêt 3**).

Du Lutétien supérieur à l'Oligocène moyen, la collision se poursuivant, le bassin de Saint-Jean-de-Luz et ses marges se déforment davantage.

- Dès le premier stade de déformation, du fait de la compression, il y a réactivation en inversion tectonique des paléofailles normales albo-cénomaniennes E-O qui affectent le Paléozoïque des marges Nord et Sud du bassin de Saint-Jean-de-Luz.

Cela signifie que les failles normales qui découpaient les talus des deux marges vont fonctionner maintenant comme des failles inverses, à vergence Nord au niveau de la marge Nord et à vergence Sud au niveau de la marge Sud.

Parallèlement, l'épaisse série méso-cénozoïque du bassin de Saint-Jean-de-Luz va réagir au raccourcissement en se décollant, en petites unités indépendantes, sur la semelle de Keuper jouant le rôle de couche savon.

Au-dessus des talus faillés Nord et Sud du bassin vont donc s'initier les deux principaux chevauchements de vergences opposées :

- Au Nord, le chevauchement nord-pyrénéen est responsable du charriage vers le Nord d'unités décollées du bassin sur la paléomarge aquitaine (substratum + couverture).

- Au Sud, les chevauchements E-O d'Amotz et de Sainte-Barbe à vergence sud provoquent la superposition tectonique des unités septentrionales sur la paléomarge des Cinco Villas et de La Rhune (substratum + couverture).

L'épaisse série turbiditique est le siège d'un cisaillement couche à couche généralisé avec déplacement des couches supérieures vers le N ou le NO. Des plis en chevron, déversés vers le N ou le NO, se développent progressivement au sein de la pile stratifiée à la faveur de blocages du glissement (**voir arrêt La crique du Dos de la Baleine**).

La surface de glissement pouvant également se rompre, cela peut entraîner des redoublements de série d'épaisseur hectométrique, parallèles à la stratification, et conduire à l'individualisation de nouvelles unités tectoniques décollées, telles que l'unité des marnes maastrichtiennes de Bidart (**voir arrêt 2**).

Au front de l'édifice chevauchant, un bassin d'avant-pays profond et ouvert sur le golfe de Gascogne se forme : le sillon prépyrénéen.

- Dans un second temps, la progression vers le Nord des différentes unités structurales sur l'autochtone aquitain flexuré, et la surrection des zones méridionales par épaissement tectonique du bâti paléozoïque, conduisent à une généralisation de la tectonique à vergence nord dans le Pays Basque occidental. Elle aboutit à l'édification d'un prisme tectonique à vergence nord dans lequel l'intensité de la déformation et l'importance du déplacement diminuent du Sud vers le Nord, tandis que se déversent de plus en plus les structures vers les zones externes.

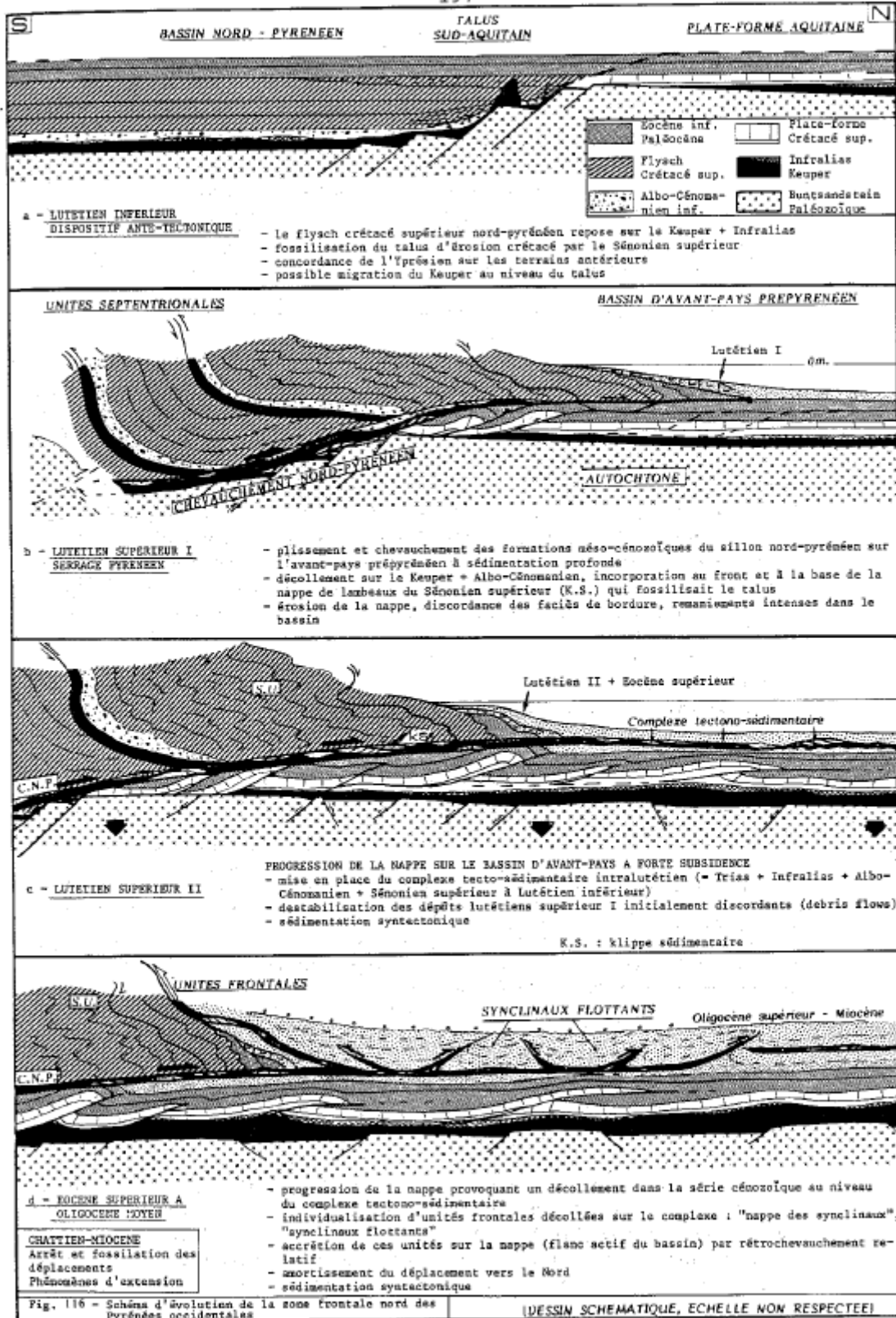
Au niveau de l'ex-marge Sud de l'ex-bassin de Saint-Jean-de-Luz, lors du déplacement vers le Nord des blocs paléozoïques basques et de leur couverture, les failles inverses et les chevauchements précoces à vergence Sud vont progressivement se verticaliser, voire se renverser vers le Nord : failles inverses verticalisées dans l'unité de La Rhune.

Au niveau de l'ex-marge Nord de l'ex-bassin de Saint-Jean-de-Luz, le cisaillement lié au déplacement tangentiel vers le Nord des unités septentrionales sur le chevauchement nord-pyrénéen, entraîne le plissement de cette couverture dans une succession de mégastructures kilométriques E-O à NE-SO. Parmi ces grands plis sans schistosité, le synclinal couché de Saint-Jean-de-Luz.

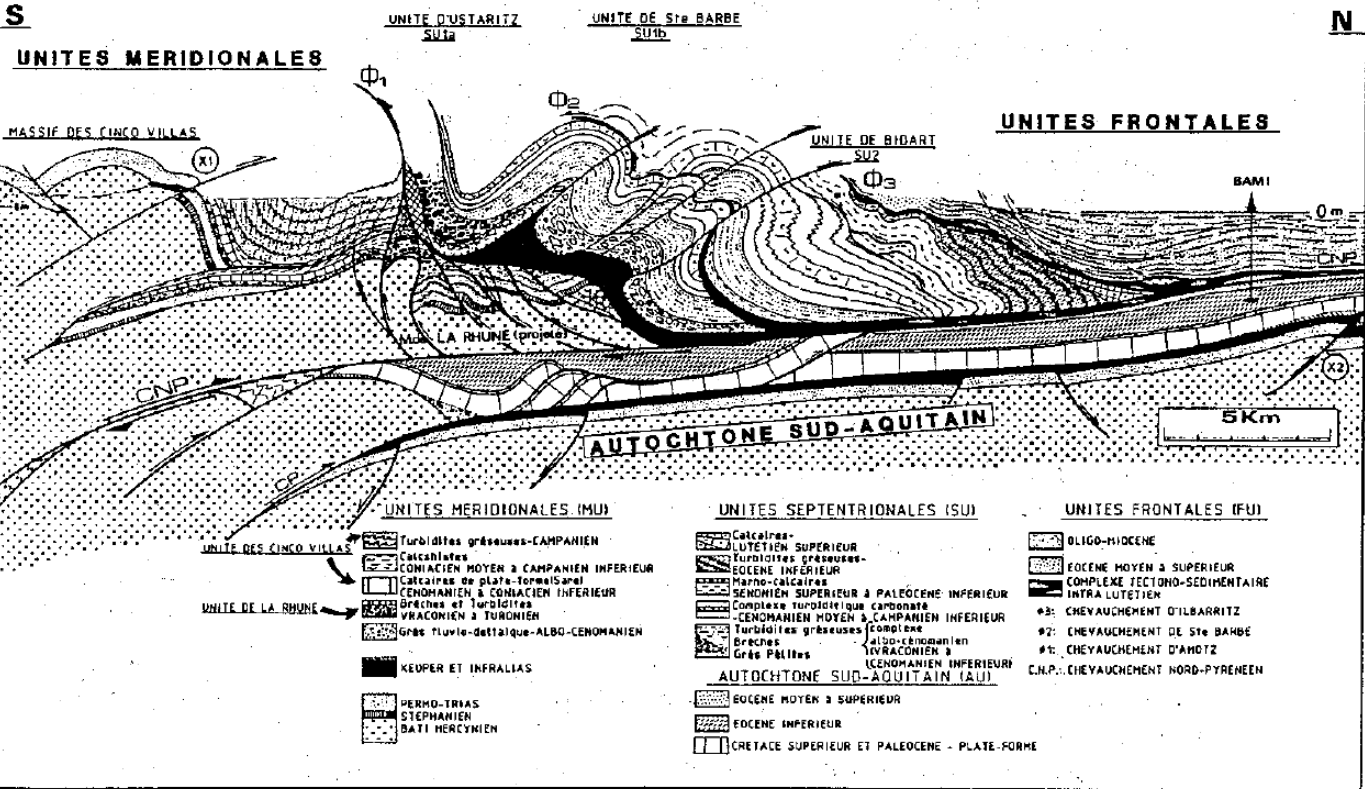
Le glissement vers le Nord des unités de Bidart et de la Pointe Ste-Anne se poursuit durant le plissement.

La surcharge tectonique créée par le chevauchement des unités nord-pyrénéennes entraîne, à leur front, la formation d'un bassin d'avant-pays prépyrénéen de type flexural à sédimentation syntectonique profonde. Lors de sa progression vers le Nord au cours du Lutétien supérieur, la partie frontale de la nappe, fragilisée par la présence de Keuper, est déstabilisée, entraînant la mise en place d'un complexe tectono-sédimentaire dans ce bassin : le complexe tectono-sédimentaire chaotique d'Illbarritz.

Puis la progression tangentielle de la nappe se poursuivant, elle va provoquer l'expulsion du complexe du Nord vers le Sud et donc son rétrochevauchement et son accrétion à l'unité de **Bidart (voir synthèse des arrêts 4 et 5)**.



UNITES SEPTENTRIONALES



- UNITES MERIDIONALES (MU)**
- Turbidites gréseuses-CAMPAIEN
 - Calcaïlites
 - CONIACIEN MOYEN à CAMPANIEN INFÉRIEUR
 - Calcaïres de plate-forme(saral)
 - CENOMANIEN à CONIACIEN INFÉRIEUR
 - BRÈCHES et TURBIDITES
 - VRACONIEN à TURONIEN
 - Grès fluviodeltalique-ALBO-CENOMANIEN
 - KEUPER ET INFRAlias
 - PERMO-TRIAS
 - STEPHANIEN
 - BATI HERCYNIEN

- UNITES SEPTENTRIONALES (SU)**
- Calcaïres-ALUTETIEN SUPERIEUR
 - Turbidites gréseuses-EOCENE INFÉRIEUR
 - Marne-calcaïres
 - SENONIEN SUPERIEUR à PALEOCENE INFÉRIEUR
 - Complexe turbiditique carbonatée
 - CENOMANIEN MOYEN à CAMPANIEN INFÉRIEUR
 - Turbidites gréseuses-complexe albo-cenomanien
 - BRÈCHES TURACONIEN à CENOMANIEN INFÉRIEUR
 - Grès Pélites
- AUTOCHTONE SUD-AQUITAIN (AU)**
- EOCENE MOYEN à SUPERIEUR
 - EOCENE INFÉRIEUR
 - CRETACE SUPERIEUR ET PALEOCENE - PLATE-FORME

- UNITES FRONTALES (FU)**
- OLIGO-MIOCENE
 - EOCENE MOYEN à SUPERIEUR INTRA LUTETIEN
 - COMPLEXE TECTONO-SEDIMENTAIRE
 - #3: CHEVAUCHEMENT D'ILBARRITZ
 - #2: CHEVAUCHEMENT DE Ste BARBE
 - #1: CHEVAUCHEMENT D'AMDTZ
 - C.N.P.: CHEVAUCHEMENT NORD-PYRENEEN

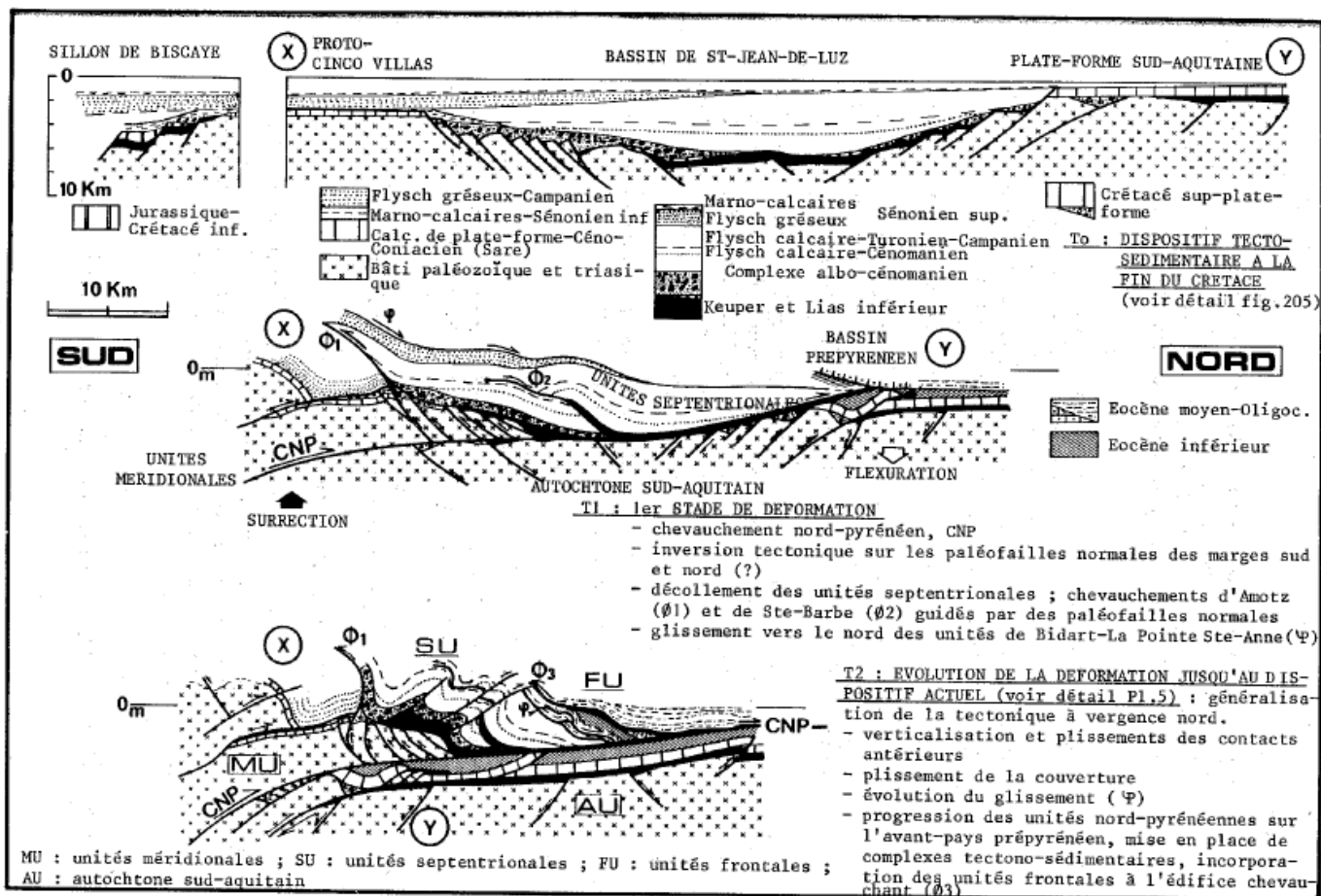


Fig. 204 - Essai de reconstitution de l'évolution structurale des Pyrénées occidentales au Nord-Ouest des massifs basques ("modèle conservateur")

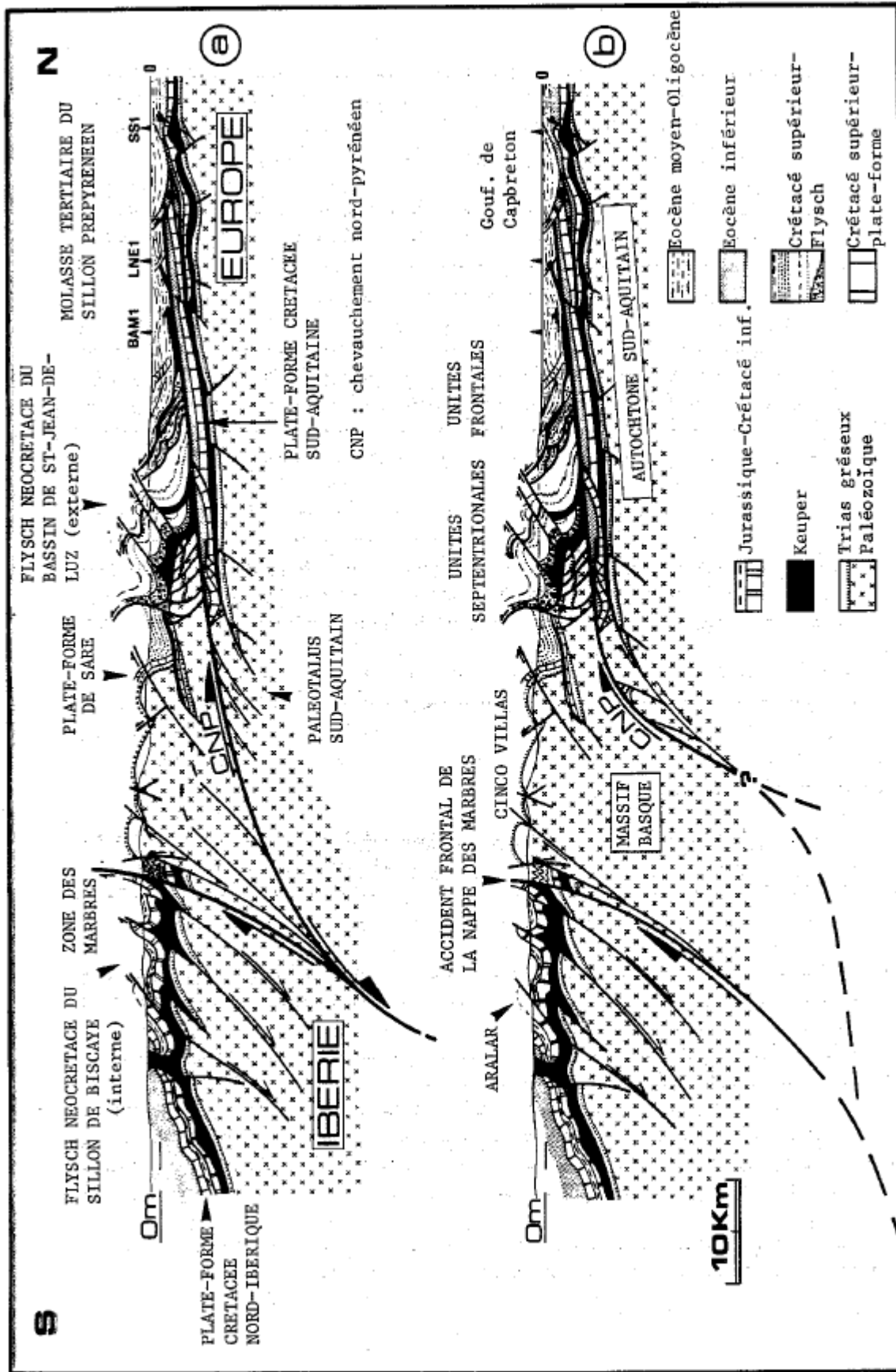


Fig. 217 - Hypothèses sur la structure profonde des Pyrénées occidentales à l'Ouest de la transformante de Pamplona
 a - Hypothèse d'un plan de charriage majeur ; enracinement du chevauchement nord-pyrénéen (CNP) au Sud de la Zone des Marbres
 b - Hypothèse d'un écaillage multiple de la croûte ; enracinement du chevauchement nord-pyrénéen sous le massif des Cinco Villas

**Journée 2 : Samedi 10 septembre 2022: Zumaia (Espagne)
Guide : Pierre Mauriaud**

Chapelle San Telmo, falaise d'Algorri et estran de la plage d'Itzurun



Zumaia - Le Narrondo Ibaia avant sa confluence avec l'Urola

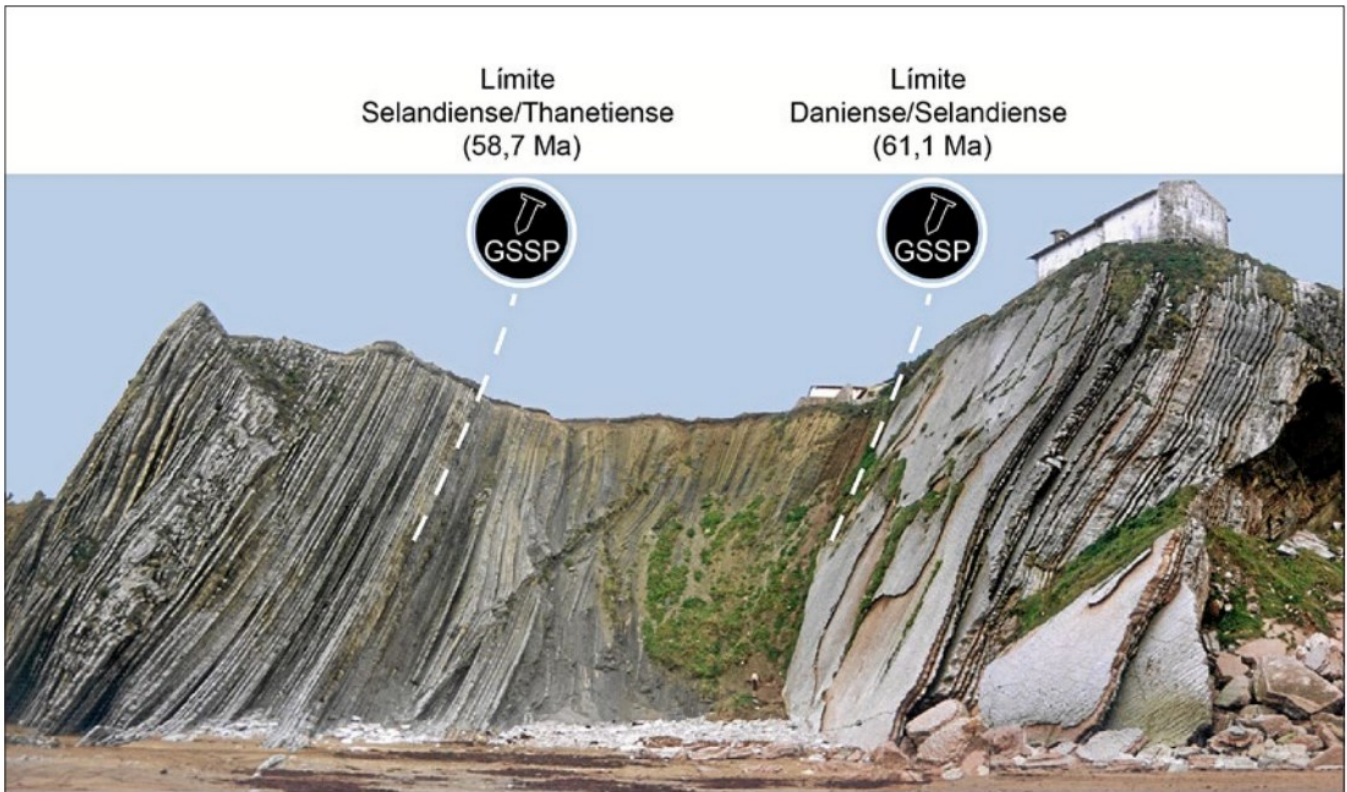




La falaise de Zumaia que l'on va parcourir d'Ouest en Est présente quatre limites stratigraphiques dont deux ont été choisies comme « stratotype mondial » et sont marquées par un « clou d'or ».

Ces quatre limites sont les suivantes, en allant d'Ouest en Est :

- 1- **la limite Crétacé/Tertiaire** (ou limite K/T ou limite Maastrichtien-Danien), contemporaine de celle que l'on a vue sur la côte de Bidart entre la plage d'Erretegia et celle du Pavillon Royal et présentant exactement les mêmes caractéristiques. Elle a été datée à environ -65,5 Ma.
- 2- **la limite Danien-Sélandien**, datée à -61,1 Ma (à Zumaia mais à -61,7 Ma sur le site du GSSP !) et marquée sur l'estran par un rentrant très net indiquant un changement brusque dans la sédimentation qui devient plus marneuse. La falaise-limite porte un clou d'or.
- 3- **la limite Sélandien/Thanétien**, datée à -58,7 Ma, qui représente la limite Est du rentrant précédent. La première strate qui s'avance sur la mer porte le deuxième clou d'or. Cette limite correspond à une inversion du champ magnétique terrestre, qui passe de la position inverse à la position normale (C26R à C26N).



Extrait de « *La Cuenca Vasco-Cantábrica : génesis y evolución tectonosedimentaria - The Basque-Cantabrian basin: birth and tectonosedimentary evolution* » de S. Robles, A. Aramburu et A. Apraiz
Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 2014

4- **la limite Paléocène/Éocène ou Thanétien/Yprésien** à -55,8 Ma est marquée par un banc de 4 mètres de grès argileux rouges. Ce niveau, caractérisé par une chute brutale des carbonates et des isotopes ^{13}C et ^{18}O , ainsi que par un renouvellement complet des associations planctoniques, est interprété par les spécialistes comme le résultat d'un réchauffement considérable de l'atmosphère et des océans.

Seules ont été observées les trois premières limites.

En fait, le tracé actuel de la côte coupe en biseau les formations de Zumaia qui se succèdent d'Est en Ouest dans l'ordre chronologique normal : Maastrichtien, Danien, Sélandien, Thanétien et Yprésien.



Toute la crique d'Algorri est du Maastrichtien...



... exceptée sa bordure Nord, que soutiennent quelques membres de la sortie et qui appartient au Danien.

C'est dans le sillon qui longe le pied du Danien que se trouve la couche K/T.



Limite K/T dans le sillon juste à droite du personnage en rose.



Toute cette falaise depuis la Chapelle San Telmo jusqu'à la pointe d'Algorri est du Danien, un Danien rose.



**La petite baie au premier plan est du Sélandien.
La grande plage en arrière-plan est du Thanétien dans sa première moitié puis de l'Yprésien.**

Quelles propriétés doivent posséder ces stratotypes limites ou clous d'or ?

Par définition, un stratotype de limite correspond à un ensemble continu de couches bien régulières au niveau desquelles est identifiée la limite entre deux étages. C'est cette limite qui est marquée sur l'affleurement par un clou d'or ou « Golden Spike ».

Concernant cet ensemble de couches :

- il doit être facilement accessible et suffisamment épais. La sédimentation doit donc y avoir été continue, sans modification importante des faciès.
- Il ne doit pas avoir été affecté par des mouvements tectoniques et sédimentaires (type glissements intraformationnels) et par le métamorphisme.
- Il doit être facile à dater et riches en fossiles. On peut dater les couches ou bien par radiométrie ou bien après corrélation régionale (ou globale) avec des affleurements du même âge.

On peut alors faire coïncider la limite marquée par le clou d'or avec l'apparition ou la disparition d'une ou de plusieurs espèces fossiles, ou avec une inversion géomagnétique ou avec la sédimentation pratiquement instantanée à l'échelle des temps géologiques d'une espèce chimique rare (comme l'iridium pour la limite K/T).

Arrêt 1 : Les alternances de calcaire et de marne de la Chapelle San Telmo



La chapelle San Telmo



Le sentier menant de la Chapelle à la crique d'Algorri



Tiens ! Un point d'intérêt !



Alternance de bancs de calcaire et de marne à pendage très oblique dans le Danien
(1 banc de calcaire + 1 banc de marne = 1 doublet)

Cette alternance répétitive de bancs de calcaire et de marne n'est surtout pas une turbidite, un flysch !
On pourrait s'en rendre compte en examinant de près les bancs !

Il y a un autre argument qui vient *a posteriori*. En effet, au sommet et à la base de ce Danien peu épais ici (± 70 m), ont été placées comme on l'a dit deux limites géologiques :

- la limite K/T du Maastrichtien-Danien
- et la limite Danien-Sélandien.

Si cette formation avait été une turbidite, alors elle n'aurait pas répondu aux critères de stratotype limite que l'on a énumérés ci-dessus, les courants de turbidité initiant les turbidites se déclenchant de façon absolument aléatoire et venant perturber la sédimentation.

Ici, sur le chemin, la sédimentation des calcaires et des marnes du Danien a, au contraire, été régulière et continue.

Autrefois, on expliquait de telles alternances par des successions de transgressions et de régressions ou par des variations climatiques, les marnes reflétant des conditions très hydrolysantes marquées par des apports détritiques importants (climat tropical humide), les calcaires au contraire des conditions moins hydrolysantes avec de plus faibles apports détritiques (climat semi-aride).

Aujourd'hui, on les explique toujours par des variations climatiques mais liées aux cycles des paramètres astronomiques contrôlant les mouvements de la Terre.

La théorie astronomique du climat de MILANKOVITCH (1941)

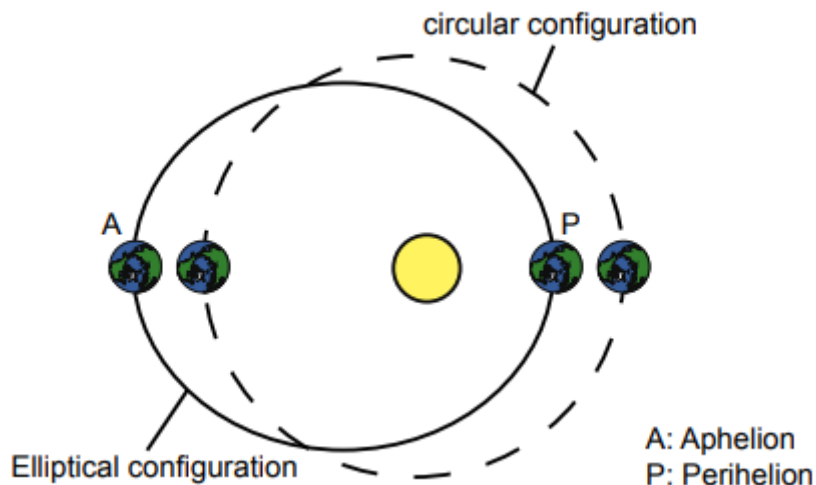
Milan Milankovitch a mis en évidence trois paramètres orbitaux de la Terre susceptibles d'avoir des incidences sur les variations de l'apport d'énergie solaire et par voie de conséquence, sur le climat global de notre planète.

1- Une variation de l'excentricité de l'orbite terrestre

La Terre tourne autour du Soleil en se déplaçant sur une ellipse qui s'inscrit dans un plan : le plan de l'écliptique.

Le degré d'aplatissement de l'ellipse, que l'on appelle « excentricité », varie d'une valeur proche de 0 (cercle parfait) à une valeur de 0,053 (ellipse) avec **une périodicité d'environ 100 000 ans**. Cette variation est due à l'attraction gravitationnelle exercée par les autres planètes du Système solaire.

Actuellement, l'excentricité est de 0,0167 et elle diminue lentement : dans 24000 ans, l'orbite de la Terre sera à nouveau circulaire. Cette excentricité entraîne bien évidemment une variation de la distance Terre-Soleil : de 147,1 à 152,1.10⁶ km. Cela se traduit par une augmentation de quelques dixièmes de degré de la température du globe lorsque cette distance est minimale.

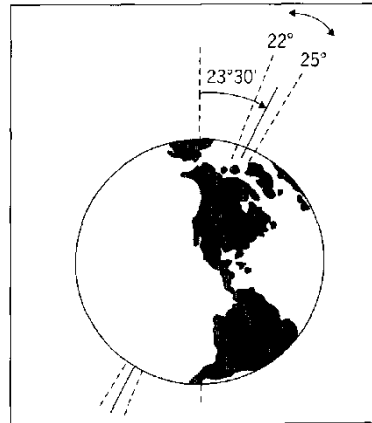
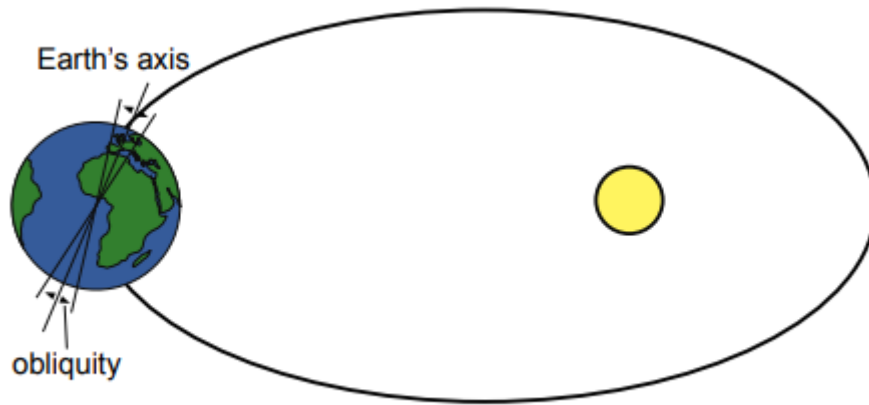


Extrait de la 100^{ème} de Matthieu Martinez (2014)

2- L'obliquité de l'axe des pôles

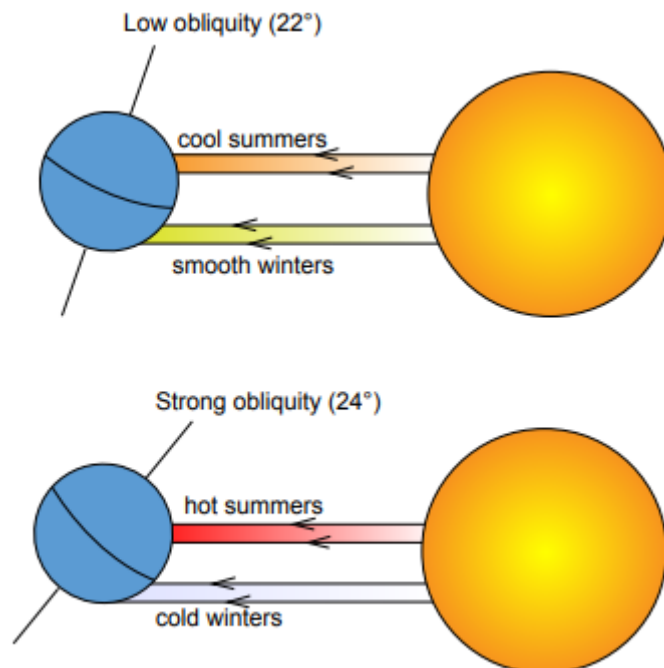
L'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport au plan de l'écliptique est actuellement de 23° 27'. L'obliquité correspond à l'angle que fait l'axe de rotation de la Terre (axe Pôle Nord-Pôle Sud) avec la normale au plan de l'écliptique, c'est-à-dire le plan sur lequel la Terre tourne autour du Soleil.

Apparemment immuable, cet angle varie entre 22 et 24,6° avec une périodicité de 41 000 ans.



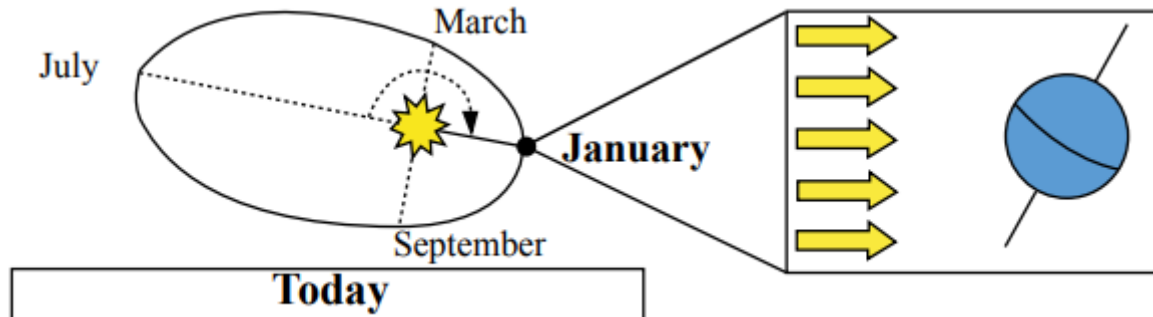
Il y a 11 000 ans, il était de 24° et 20 000 ans plus tôt, proche de 22°.

Quand l'axe des pôles est davantage incliné sur le plan de l'écliptique, le contraste entre les saisons s'accroît (les étés sont plus chauds, les hivers plus froids). Inversement, les hivers deviennent plus doux et les étés moins chauds si l'axe PN-PS se redresse.



Impact de l'obliquité sur le contraste saisonnier

Actuellement, la Terre passe à l'aphélie de son orbite (point le plus éloigné du Soleil) vers le 5 juillet et au périhélie (point le plus proche du Soleil) vers le 2 janvier. Nous sommes donc dans une situation qui refroidit les étés dans notre hémisphère et au contraire adoucit les hivers. Les contrastes thermiques entre l'hiver et l'été sont atténués dans l'hémisphère Nord alors qu'ils sont accrus dans l'hémisphère Sud.



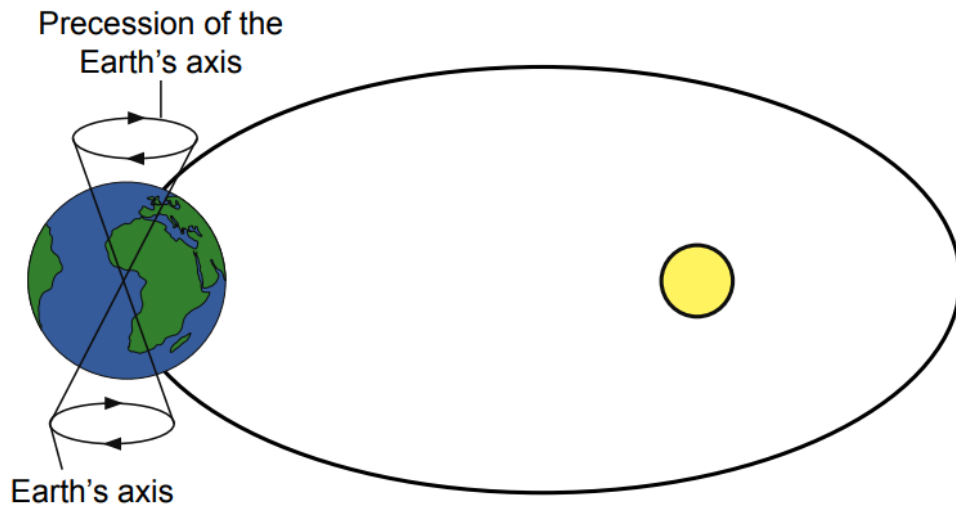
3- La précession des équinoxes

La Terre n'est pas une sphère parfaite ; elle est renflée à l'équateur et aplatie aux pôles. Cette dissymétrie introduit des inégalités dans l'attraction qu'exercent sur notre planète le Soleil et la Lune. Leur action tend à ramener le plan de l'équateur sur celui de l'écliptique, et la Terre transforme cet effet en un mouvement de rotation de l'axe de l'orbite terrestre sur une orbite conique, à la manière de l'axe de rotation d'une toupie en fin de course sur une période de 26 000 ans. L'axe des pôles décrit dans l'espace, en 26 000 ans, un cône ayant le centre de la Terre pour sommet et une ouverture actuelle de $23^{\circ}27'$ de part et d'autre du plan de l'écliptique.

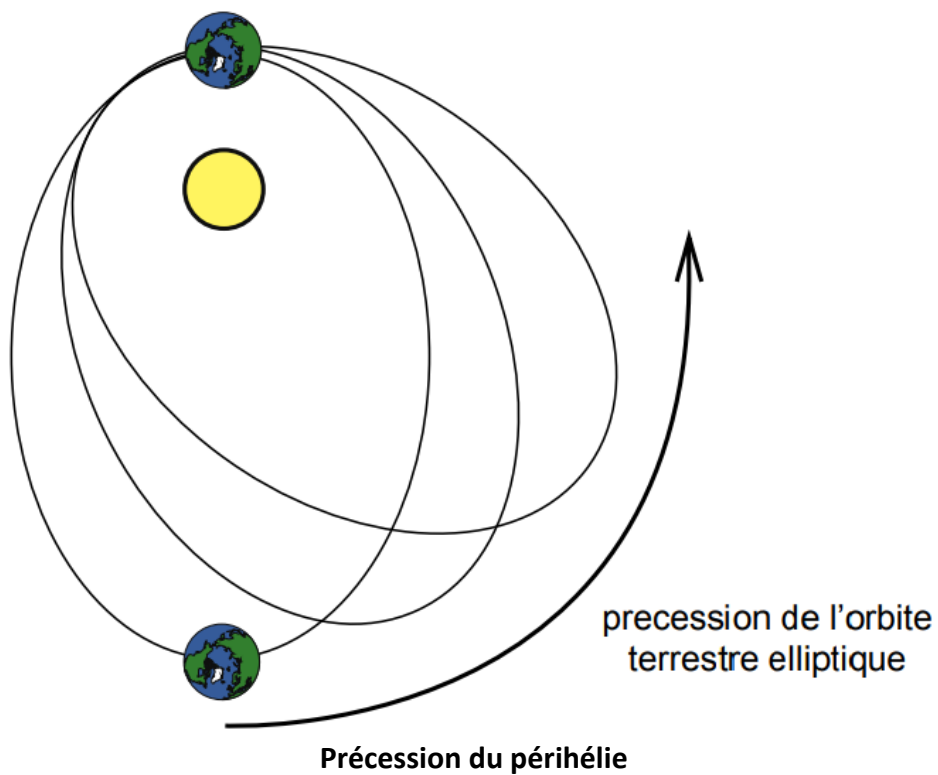
En astronomie, on appelle précession le mouvement de rotation de l'axe d'un corps, lui-même en rotation. Ici il s'agit de précession axiale.

Mais en même temps que l'axe de rotation de la Terre évolue sur une orbite conique (précession axiale), il y a précession de l'orbite 102nvelope102 c'est-à-dire rotation du grand axe de l'orbite 102nvelope102. On parle de précession du périhélie.

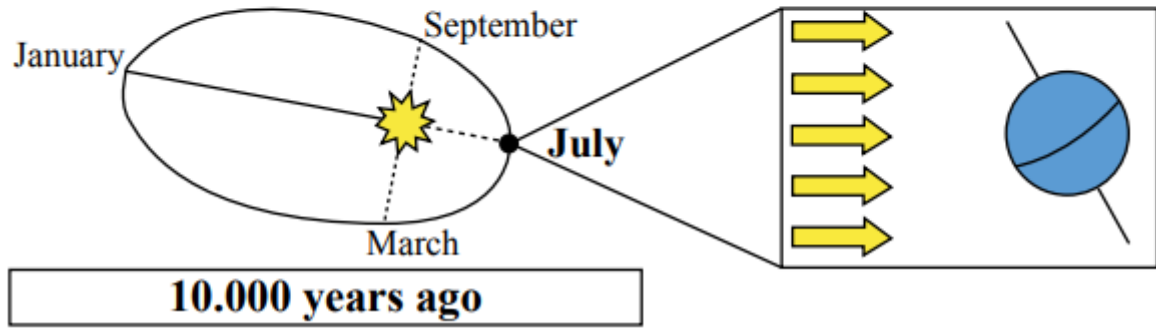
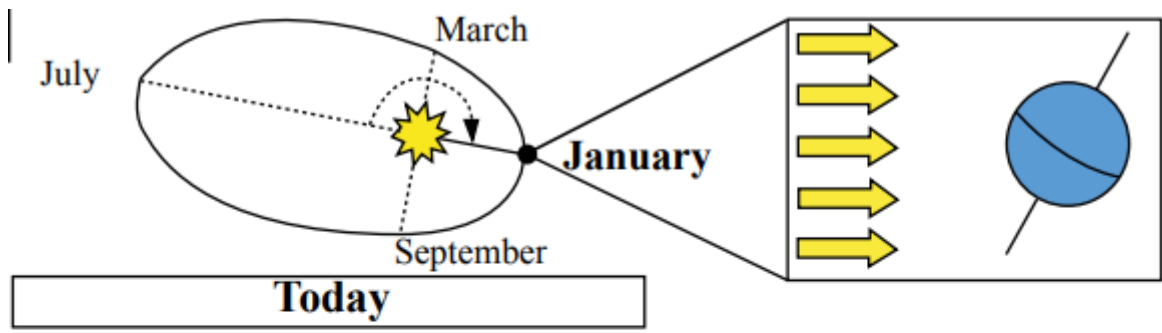
La combinaison de ces deux mouvements est appelée précession climatique car il en résulte là aussi une variation de la distance Terre-Soleil et donc de l'insolation, modulée également par les variations de l'excentricité, variation suivant deux périodes : 19 000 et 23 000 ans.



Précession axiale



Ainsi (voir figure ci-dessous), il y a environ 10 000 ans, la Terre passait par le point le plus proche du Soleil au moment du solstice d'été boréal (pour l'hémisphère Nord) et non au solstice d'hiver comme de nos jours. L'hémisphère Nord recevait alors plus d'énergie solaire en été et moins en hiver : les étés étaient plus chauds et les hivers plus froids qu'aujourd'hui, les contrastes climatiques plus importants.



SYNTHÈSE

L'orbite terrestre varie d'un cercle parfait à une ellipse légèrement aplatie. Son excentricité varie selon une périodicité de 100 000 ans.

Son obliquité, angle que fait l'axe des pôles avec le plan de l'écliptique, oscille autour d'une valeur comprise entre 22 et 25° et sa périodicité est de 41 000 ans et la précession des équinoxes varie selon des périodes de 23 000 et 19 000 ans.

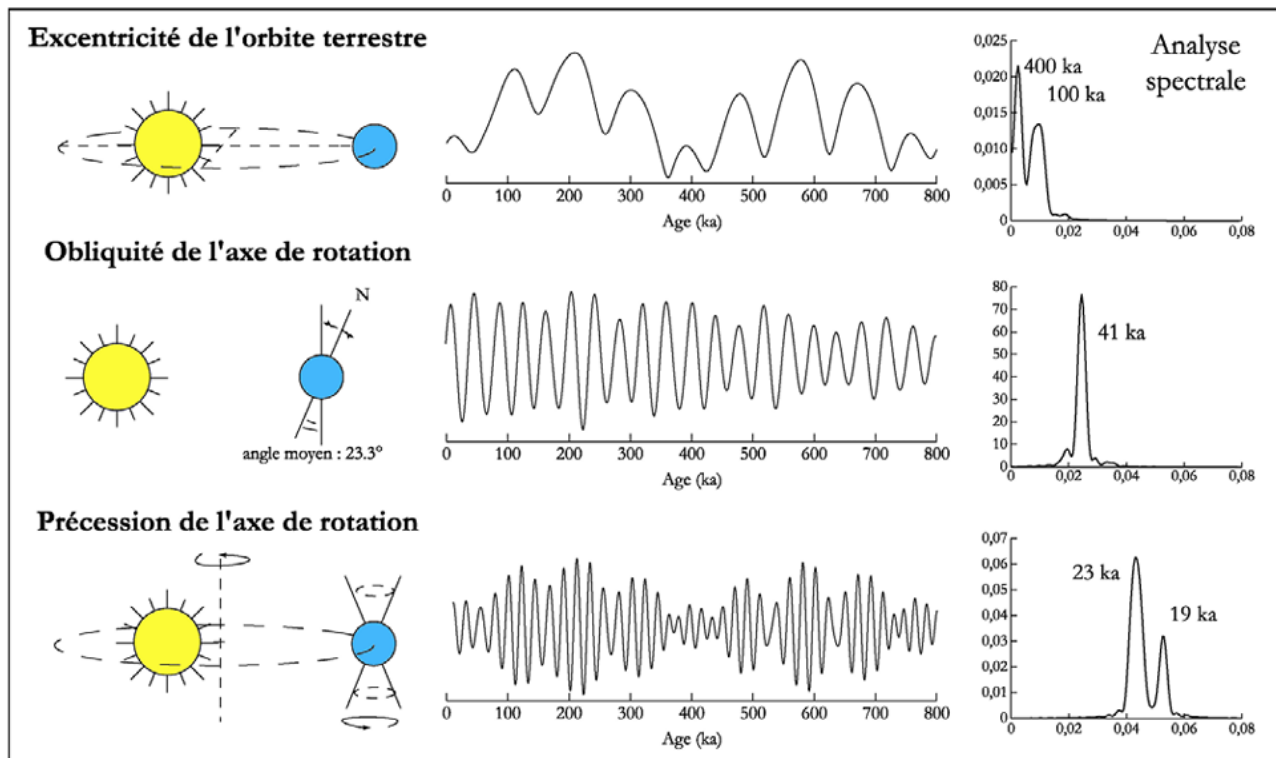


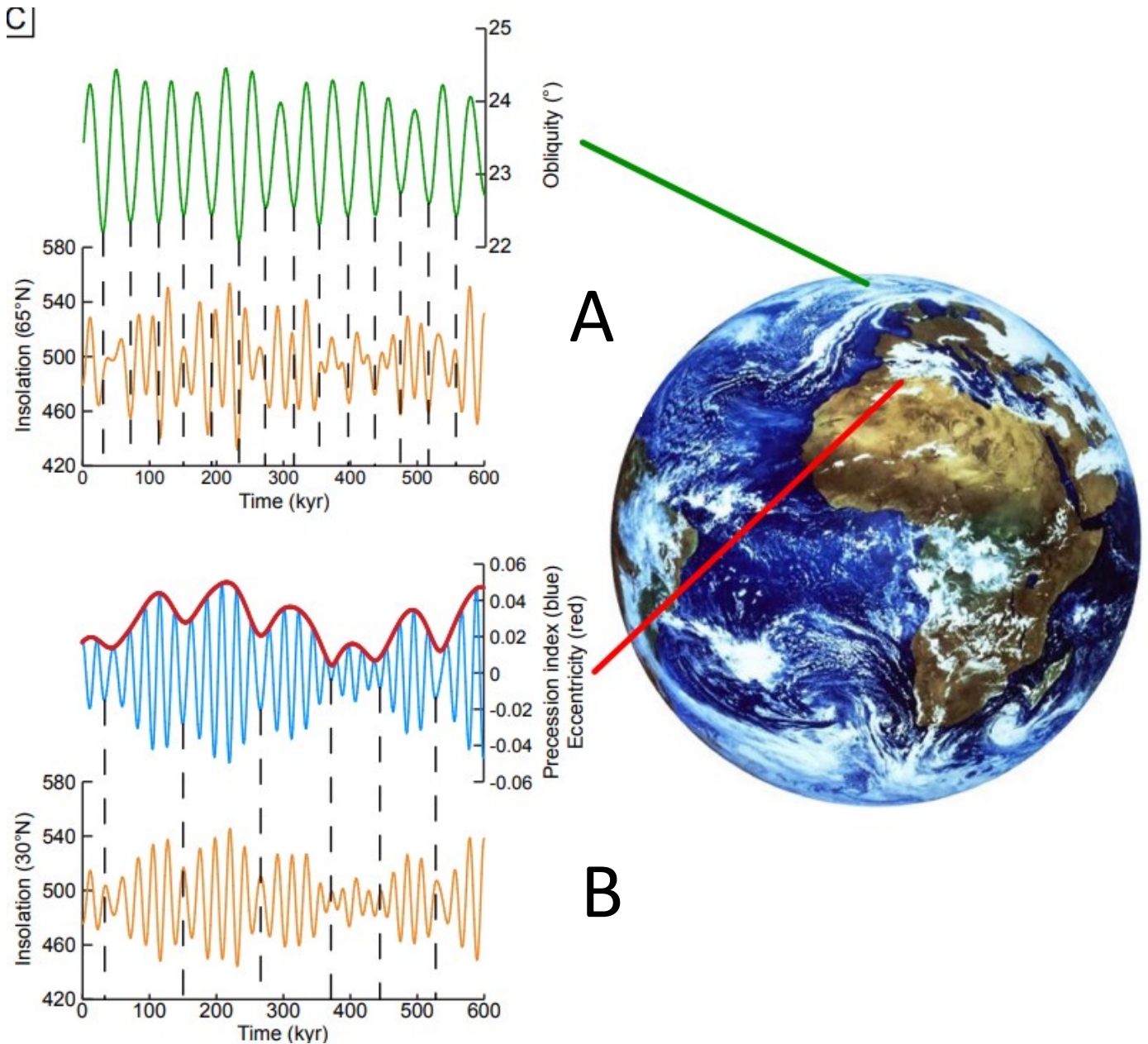
Figure 21 : les principaux paramètres orbitaux de Milankovitch et leurs cyclicités.

Toutes ces modifications des paramètres orbitaux, imperceptibles à l'échelle de nos vies, affectent bien évidemment l'ensoleillement aux différentes latitudes de la Terre, en particulier l'intensité du cycle des saisons.

Selon MILANKOVITCH, ces variations des paramètres orbitaux de la Terre seraient suffisantes pour expliquer en particulier l'alternance des périodes glaciaires et interglaciaires du Quaternaire.

Cette hypothèse a été débattue pendant de nombreuses années et a été fortement contestée jusqu'aux années 1970.

Aujourd'hui, elle a été confirmée. Les modifications des paramètres orbitaux sont bien les facteurs déclencheurs des variations du climat. La mécanique céleste influence le climat de notre planète.



Répartition géographique de l'influence de l'obliquité (graphe A) et de la combinaison précession/excentricité (graphe B) sur l'insolation

La courbe de l'excentricité (en rouge sur le graphe B) forme une enveloppe sur laquelle évolue l'indice de précession.

Ceci représente la modulation d'amplitude de la précession par l'excentricité. Cette modulation évolue nettement sur des périodes d'environ 100 ka et 400 ka.

Revenons à notre Danien.

Il s'est déposé en : $65,5 - 61,1 = 4,4$ Ma.

70 m de roches après diagenèse bien sûr se sont ainsi formés en 4,4 Ma soit 16 mm de roche par millier d'années.

Chacun des doublets observés sur le chemin et qui pourrait correspondre à une séquence élémentaire puisqu'ils semblent se répéter à une épaisseur de l'ordre de 40 cm.

Un doublet représenterait par conséquent une période de :
 $(1000 \text{ ans} / 16 \text{ mm}) \times 400 = 25000 \text{ ans}$.

À Zumaia, chaque doublet pourrait représenter la précession des équinoxes.

Bien évidemment, ces calculs sont à relativiser car en fait, les doublets sont loin d'avoir la belle allure que l'on a observée sur le chemin!

Il suffit de regarder la falaise d'à côté et en coupe pour le constater. La même observation peut être faite au niveau de la limite K/T.

Et de plus, il y a des failles et des turbidites dans le Danien !!!!!



Falaise de Danien vue en coupe juste au bord du chemin menant vers la crique d'Algorri





Falaise de Danien vue en coupe juste au dessus de la limite K/T dans la crique d'Algorri

On ne voit plus la belle alternance marne rouge - calcaire du chemin.

On peut remarquer qu'à gauche de la photographie, les couches sont à peu près horizontales puis qu'elles se redressent vers la droite. On a donc un très beau pli synclinal.



Descente vers la crique d'Algorri

Arrêt 2 : La limite K/T dans la crique d'Algorri

NB : son interprétation a été donnée hier sur la plage de Bidart.





Aux abords de la limite K/T



Pierre Mauriaud, notre guide du CPIE Littoral Basque



La couche à Iridium (point jaune)

Mais ce qui peut surprendre ici est le nombre incalculable de mini-carottes parfois bien alignées dans l'épaisseur d'une même strate.

En fait, à Zumaia, on en a vu partout ! Dans le Maastrichtien, le Danien, le Sélandien et le Thanétien !



Mini-carottes prélevées au niveau des toutes dernières strates du Maastrichtien

Le point jaune en haut à gauche est situé très exactement sur la couche à Iridium.



Bel alignement de mini-carottes dans les dernières couches du Maastrichtien

Mais quel est l'intérêt de cet échantillonnage de mini-carottes ? Qu'en fait-on ?

Déjà un point à noter ! Les strates étant ici pratiquement verticales, les mini-carottes étant prélevées verticalement dans les strates successives et ces strates se succédant dans le temps, l'étude d'un facteur quelconque dans ces carottes, qu'il soit de nature physique, chimique ou paléontologique, permettra de suivre son évolution dans le temps.

On peut y mesurer le $\delta^{18}\text{O}$ qui témoignera de la température de l'eau pour un Foraminifère benthique, le $\delta^{13}\text{C}$ qui donnera une idée de la production primaire donc de l'activité photosynthétique du milieu de dépôt... On peut aussi après broyage et tamisage étudier leur contenu paléontologique.

C'est ainsi qu'on a montré que de part et d'autre de la couche d'iridium de la limite K/T, le contenu en Foraminifères avait changé (voir l'arrêt 3 de la première journée).

Intérêt de la chemostratigraphie

La chemostratigraphie est basée sur le concept que l'eau de mer a connu, au cours des temps géologiques, des variations physico-chimiques qui ont été enregistrées dans les roches sédimentaires qu'y sont formées à travers leur composition chimique.

Le temps de mélange des eaux océaniques superficielles étant très court, il en résulte que l'on peut considérer que la composition chimique de l'Océan mondial a toujours été homogène, à un instant donné.

On peut par conséquent mesurer un paramètre donné dans une roche et suivre ses variations au cours du temps sur des carottes prélevées à différents niveaux. Il sera le reflet fidèle des variations de la composition de l'eau de mer que l'on pourra relier à sa température puis à celle de l'atmosphère.

Les rapports isotopiques les plus utilisés et que l'on symbolise par δ sont :

- le $\delta^{18}\text{O}$ pour les isotopes de l'oxygène :

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\left(\frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ échantillon}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ standard}} \right) - 1 \right] / 1000$$

- et le $\delta^{13}\text{C}$ pour les isotopes du carbone :

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\left(\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C} \text{ échantillon}}{^{13}\text{C}/^{12}\text{C} \text{ standard}} \right) - 1 \right] / 1000$$

Ces rapports isotopiques sont exprimés chacun par rapport à une valeur standard de référence qui est celle du PDB (valeurs déterminées dans le rostre de *Belemnitella americana* de la Formation crétacée de Pee Dee en Caroline du Sud).

Les courbes géochimiques obtenues peuvent être ensuite corrélées entre elles ou mises en relation avec d'autres résultats issus de méthodes comme la biostratigraphie, la chronologie absolue... et la magnétostratigraphie.

Intérêt de la magnétostratigraphie

Comme on l'a vu en TP, le champ magnétique terrestre s'est inversé de nombreuses fois au cours des temps géologiques.

On a vu par exemple que les basaltes, entièrement cristallisés et solides vers 700°C mais encore chauds, enregistrent le magnétisme du champ magnétique terrestre au cours de leur refroidissement, lorsque leur température passe au-dessous du point de Curie, aux environs de 585°C pour la magnétite.

Attention ! Ce ne sont pas les cristaux de magnétite qui vont s'orienter selon le champ magnétique terrestre du moment comme l'aiguille d'une boussole car ils sont déjà formés !

L'aimantation qu'ils vont enregistrer est en fait dû à un réarrangement des électrons des atomes de fer qui entrent dans leur composition.

Formule chimique de la magnétite : Fe_3O_4

Ce genre d'aimantation acquise à haute température, dite « aimantation thermo-rémanente » (A.T.R) est « l'aimantation fossile parfaite ». Le champ magnétique terrestre est en quelque sorte comme « congelé », « fossilisé » à l'intérieur de la roche de sorte que son sens, son inclinaison et sa déclinaison ne seront plus affectés par ses variations ultérieures sauf réchauffement du basalte au-dessus du point de Curie.

Cette aimantation dite « rémanente » est très résistante et peut se préserver intacte pendant des millions d'années.

Maintenant, mais on le sait moins, les roches sédimentaires (craies, marnes, grès... turbidites) peuvent elles aussi fossiliser le champ magnétique terrestre au moment de leur dépôt, et acquérir une aimantation rémanente, grâce aux fines particules d'oxydes et hydroxydes de fer qui se mêlent aux particules sédimentées (on parle d'aimantation détritique).

Ils vont s'aligner dans la direction du champ magnétique terrestre du moment de leur dépôt ... et cette fois-ci comme les aiguilles d'une boussole, au sein du sédiment puisqu'ils sont libres !

Certes, leur aimantation est infiniment plus faible que celle des basaltes, mais grâce à des magnétomètres sophistiqués (magnétomètres cryogéniques), on arrive à amplifier ce faible signal.

Remarque : dans les dépôts de Zumaia, de nombreuses traces d'activité biologique ont été décelées. On serait alors en droit de penser que cette activité biologique, élevée dans les vingt premiers centimètres, pourrait perturber l'enregistrement magnétique en déplaçant les cristaux de magnétite. En fait, ce n'est pas le cas car près de la surface, une colonne sédimentaire est toujours gorgée d'eau et par conséquent, les cristaux de magnétite ont alors la possibilité de se réorienter selon le champ magnétique terrestre.

Grâce à cet échantillonnage très serré de mini-carottes, on a pu ainsi reconstituer les inversions du champ magnétique terrestre de la fin du Crétacé et de tout le Paléocène.

Comme le montre la figure ci-dessous, les inversions du champ magnétique terrestre sont parfaitement enregistrées et identifiées sur la coupe de Zumaia, ce qui constitue une aide efficace pour dater les couches et les replacer dans le calendrier mondial des inversions du champ magnétique terrestre.

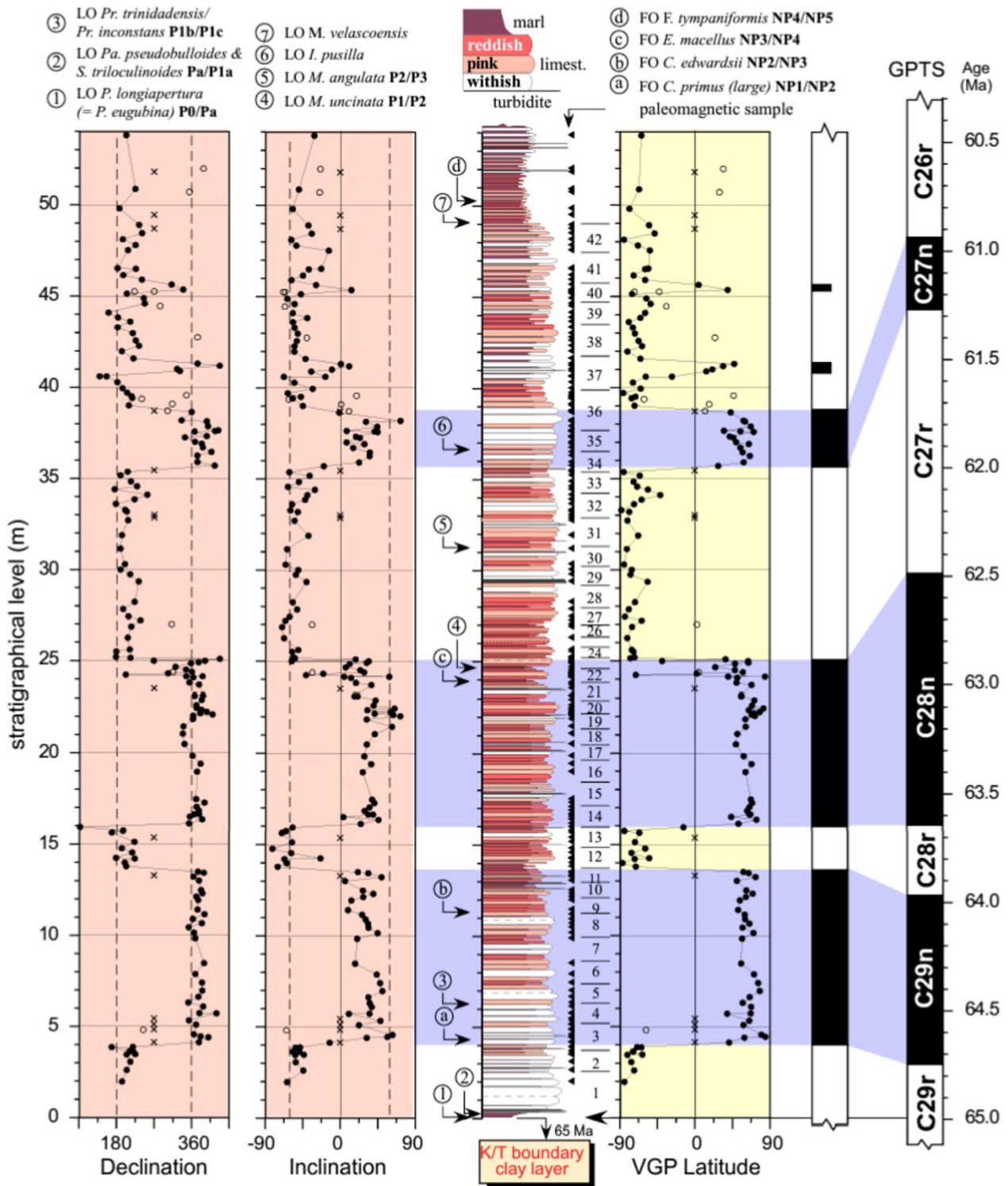
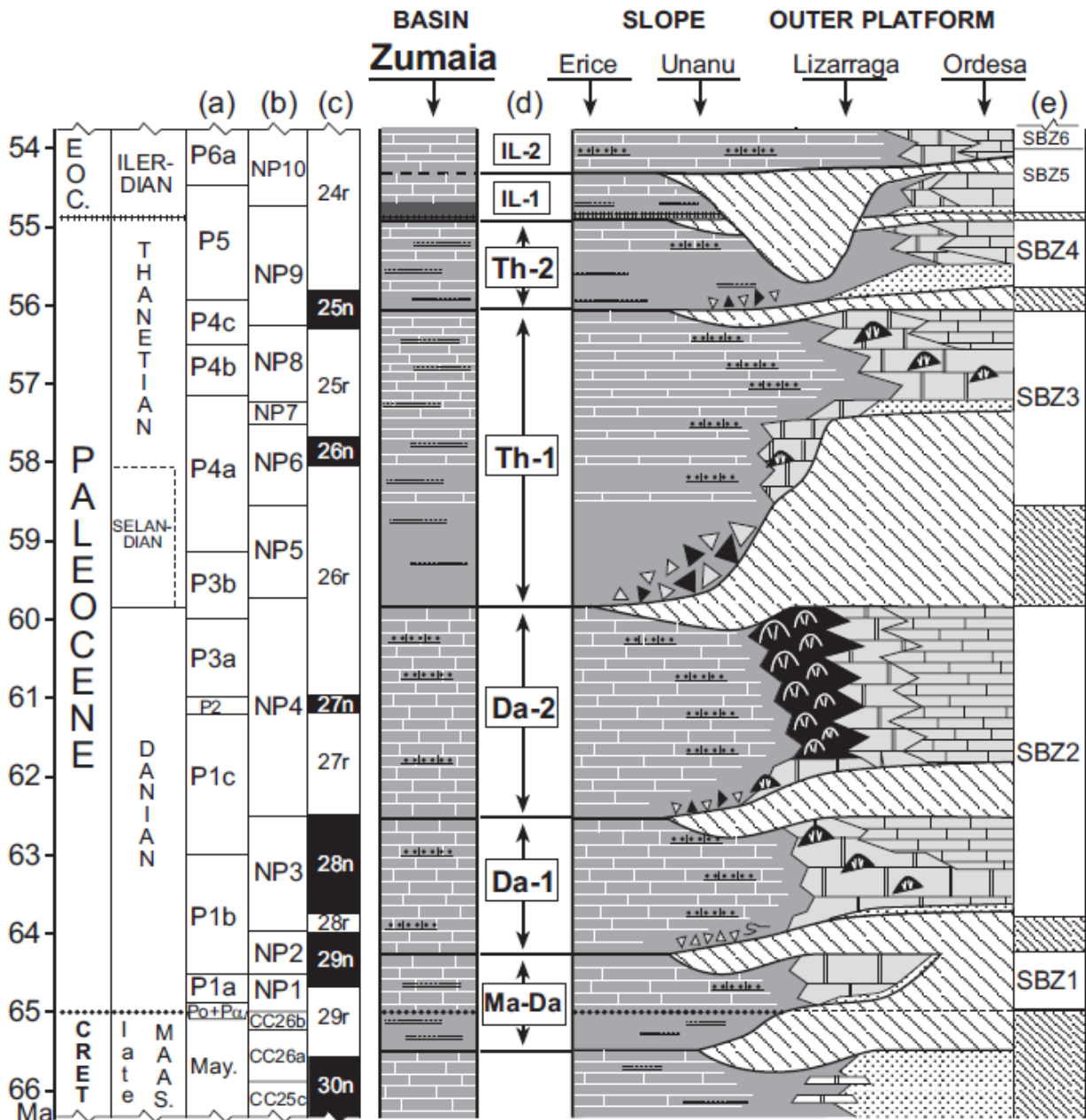


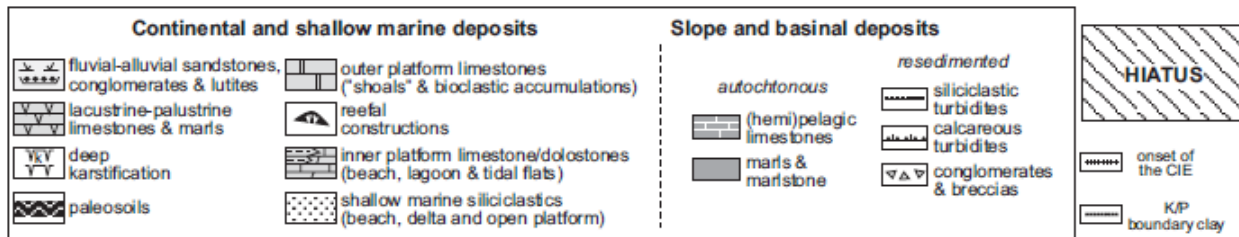
Fig. 17. Stratigraphic variations of declination, inclination of the ChRM vectors and virtual geomagnetic pole (VGP) latitude plotted on a lithologic log where main biostratigraphic events and position of paleomagnetic samples are indicated. Open circles denote unreliable data and crosses mark the position of samples that have provided no data. Correlation to the GPTS is provided.

Variations du champ magnétique terrestre (déclinaisons et inclinaisons) enregistrées à Zumaia entre -65 et -60 Ma

Extrait de « Climate and Biota of the Early Paleogene » - Bilbao 2006 - Zumaia Section



after Baceta et al. (2004)





Falaise de Maastrichtien formant la bordure Sud de la crique d'Algorri

Cette formation Zumaya-Algorri du Maastrichtien est constituée par une alternance de marne pourpre et de calcaire marbré gris avec des intercalations de fins niveaux de turbidites silicoclastiques.



Traces d'activité biologique : *Zoophycos* ?



Traces d'activité biologique

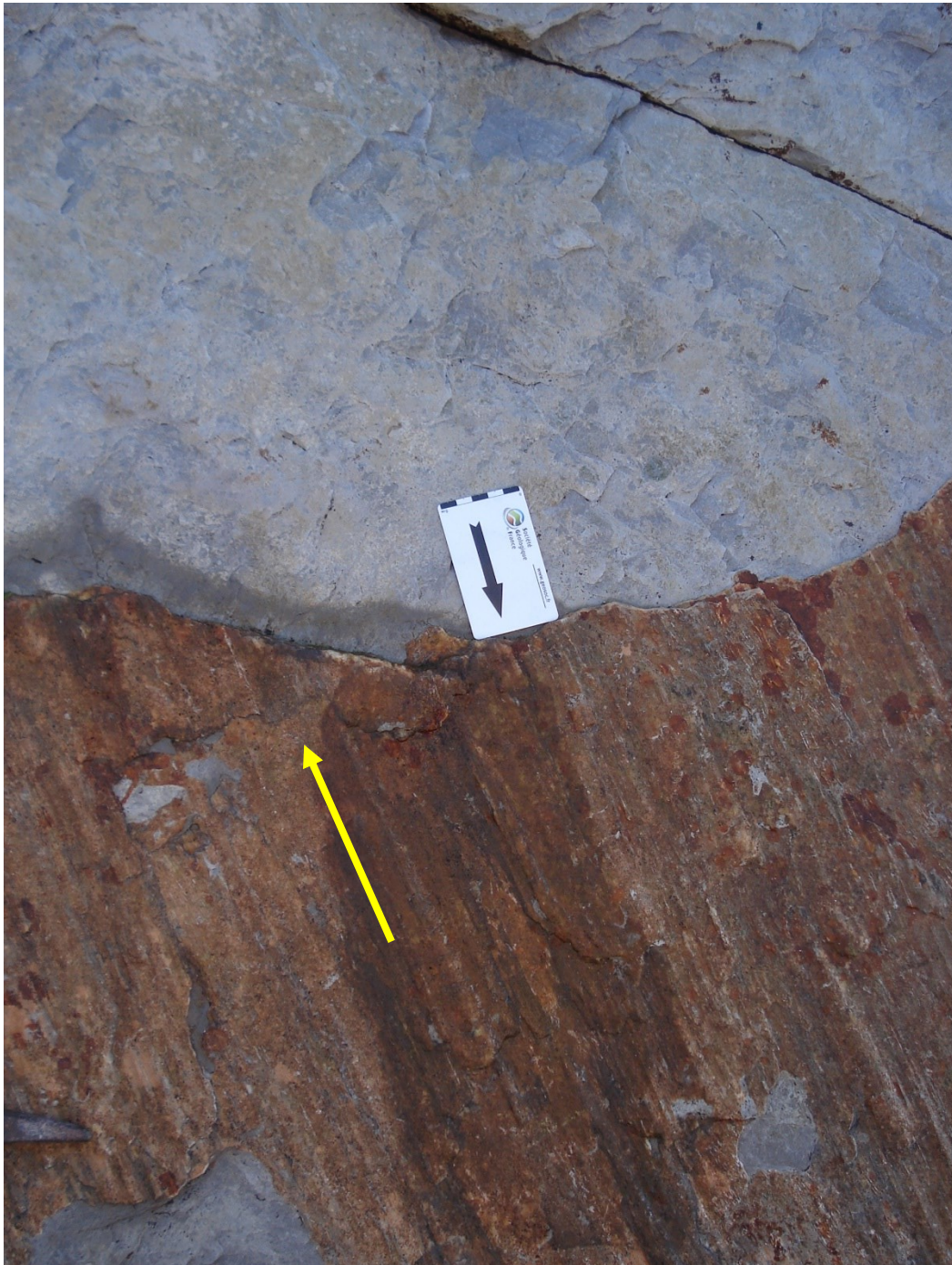


Traces d'activité biologique





Les couches ont pu glisser les unes par rapport aux autres.
Les stries donnent la direction du glissement.



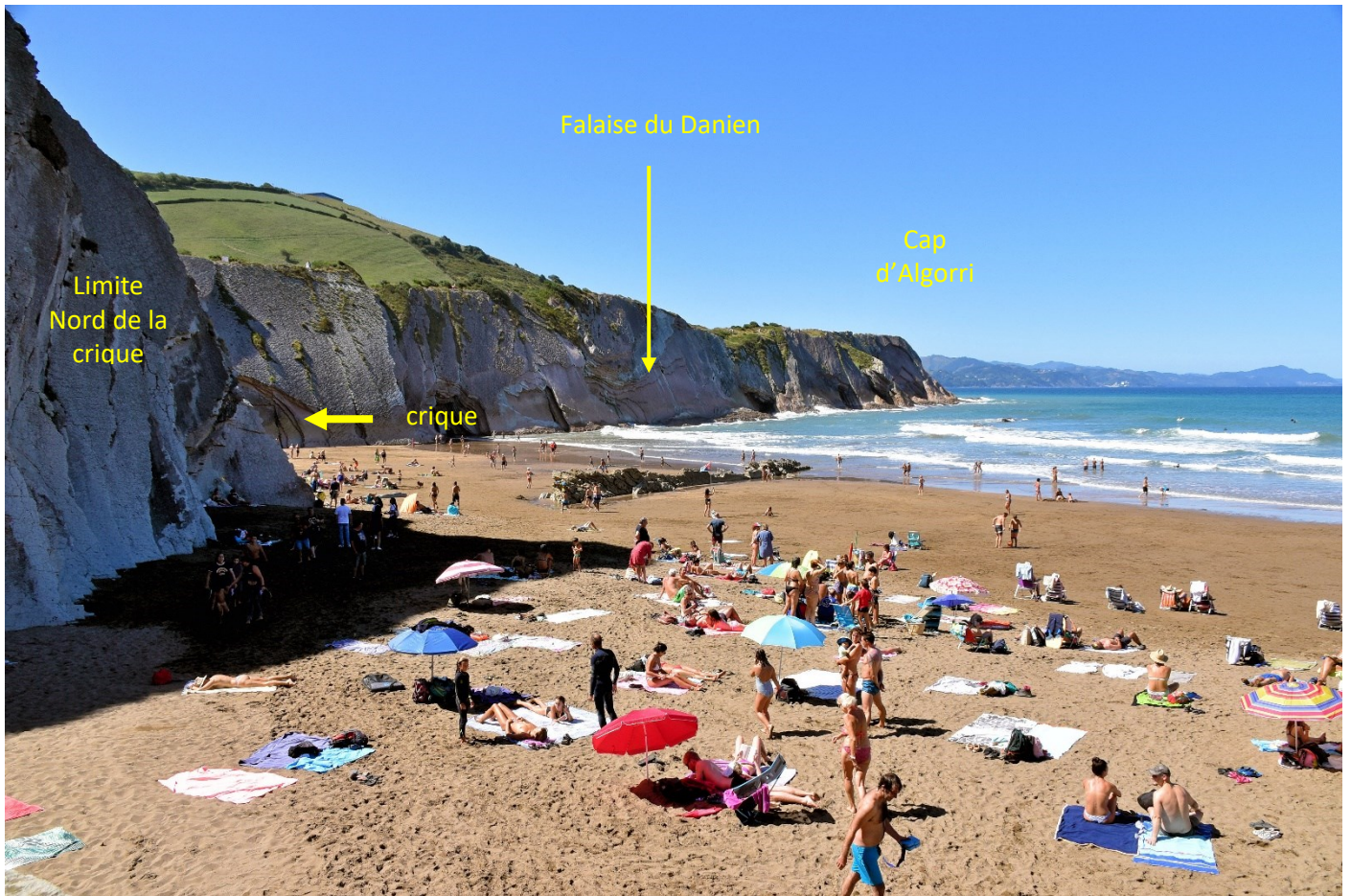
Détail

On observe très bien à la surface du banc oxydé des crochons (ou ressauts).
La couche à la surface oxydée s'est déplacée vers le haut et celle qui la recouvrait vers le bas.
Ne pas se fier à la flèche de la carte SGF !

Arrêt 3 : Les limites Danien/Sélandien et Sélandien/Thanétien dans la crique Ouest de la plage d'itzurun



La crique



La limite Est de la crique datée du Thanétien est constituée d'une alternance de couches de calcaire gris et de marne avec quelques intercalations peu épaisses de turbidites.

Les couches marneuses très tendres ont bien été entamées par l'érosion : action des vagues, infiltration ?

Les strates calcaires ont été également « carottées ».

Si la plupart des couches marneuses montrent une schistosité frustrée parallèle à la stratification, certaines ont été déformées et présentent des figures sigmoïdes indiquant un glissement.



Alternance de strates de calcaire et de marne



Couche de marne présentant une schistosité nette



Idem



Détail

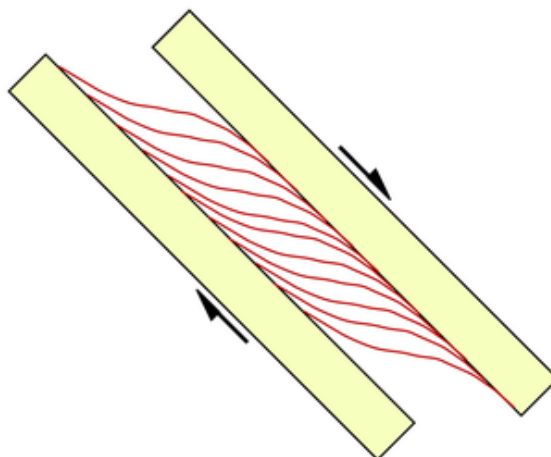


Schéma d'interprétation





La limite Sélandien / Thanétien



Idem ... mais que veut nous montrer Yves au bout de son bâton ?



Le voilà, ce fameux clou d'or !

ZUMAIA SECTION

Global Boundary Stratotype Section and Point

43.3006° N Latitude / 2.2594° W Longitude

Thanetiar Estaien oinerako Estratotipo Globala
Estratotipo Global para la base del Piso Thanetiense
Global Stratotype for the base of the Thanetian Stage

Placed 30.5 m above the base of Itzurun Formation and defined by the Magnetic base of Chron C26n.
Estimated age: 58.7 ± 0.2 Ma

This Section and Point defines the base of the Thanetian Stage of the Paleocene Series and Paleogene System and serves as the standard GSSP for the world.



Gipuzkoako
Foru Aldundia



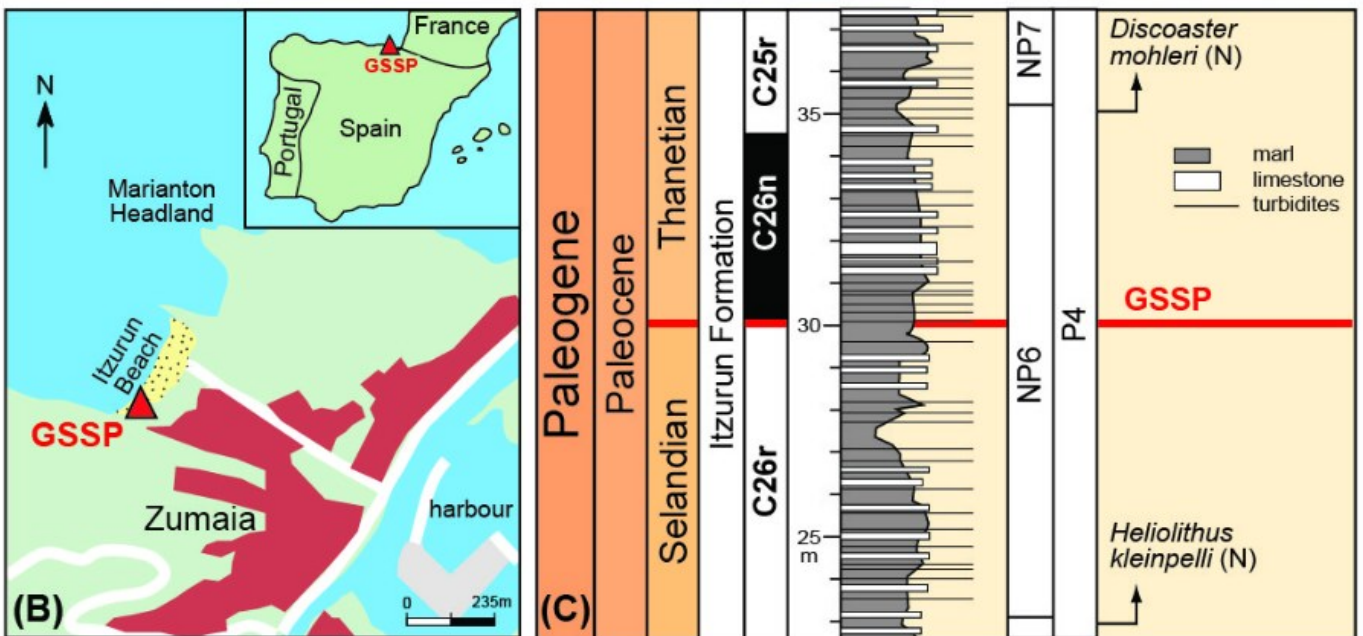
International Union of
Geological Sciences



International Commission
on Stratigraphy



06 / 08 / 2010



<https://timescalefoundation.org/gssp/index.php?parentid=all>

Comme l'indique la pancarte placée à côté du clou d'or, la limite Sélandien - Thanétien a été placée à la base de l'inversion magnétique chron 26n c'est-à-dire à la limite entre le chrone C26r à polarité inverse et le chrone C26n à polarité normale.

C'est donc le paléomagnétisme qui a servi de critère à cette limite.



La limite Danien / Sélandien

Là, pas de problème ! Le clou d'or est bien visible !



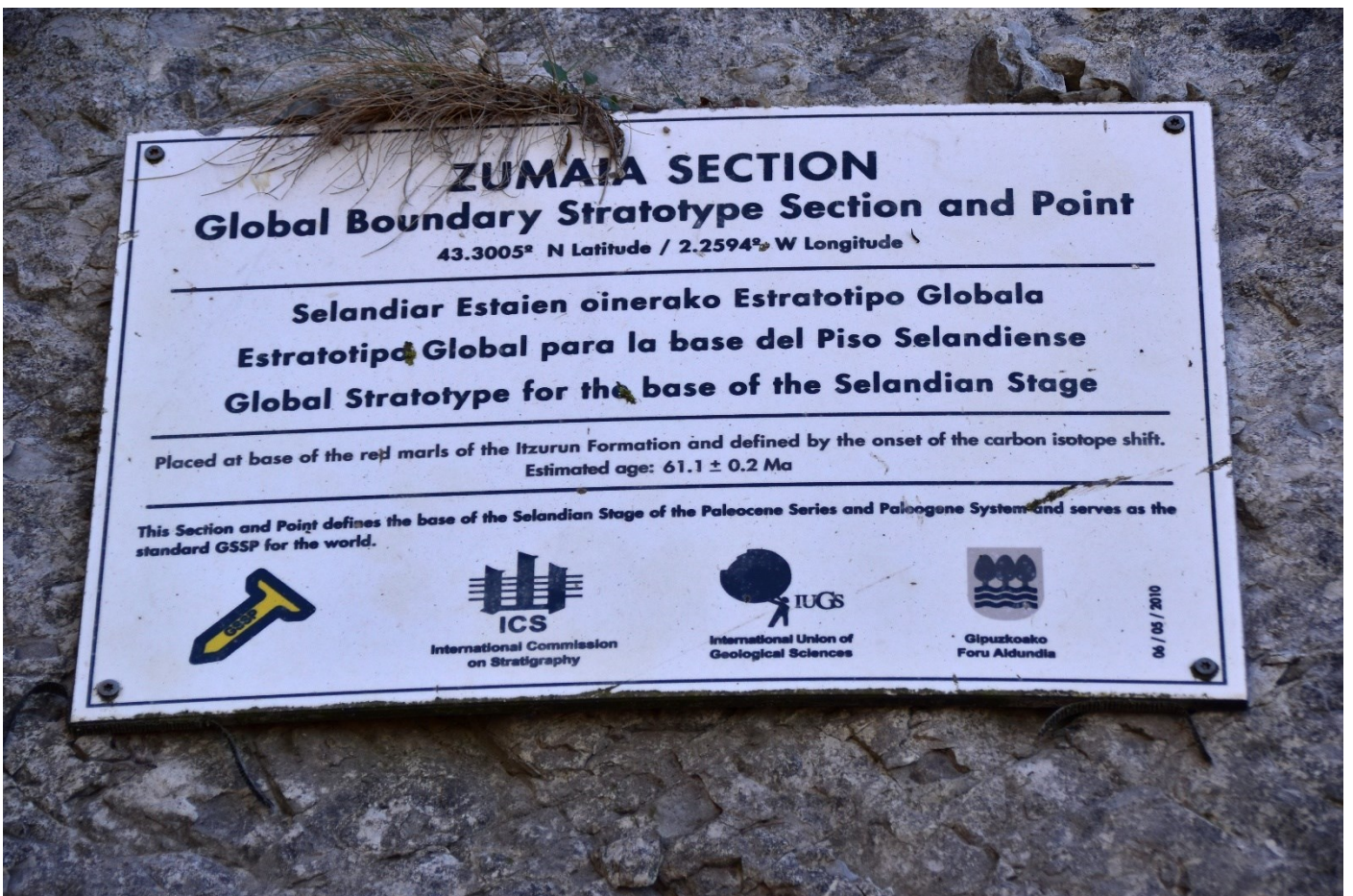
ZUMARA SECTION
Global Boundary Stratotype Section and Point
43.3005° N Latitude / 2.2316° W Longitude

Selandiar Estaien oinarriko Estratotipo Globala
Estratotipo Global para la base del Piso Selandiense
Global Stratotype for the base of the Selandian Stage

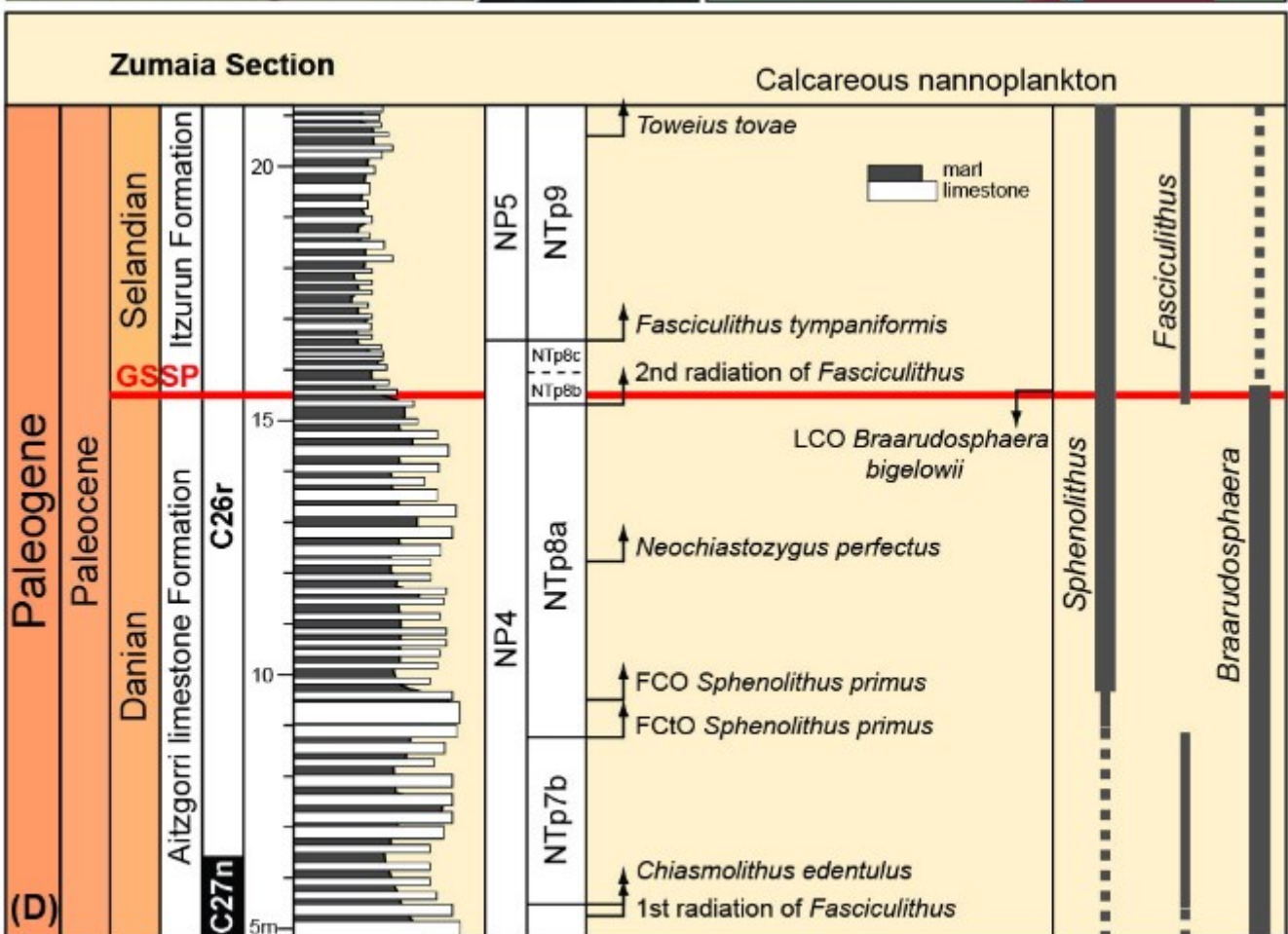
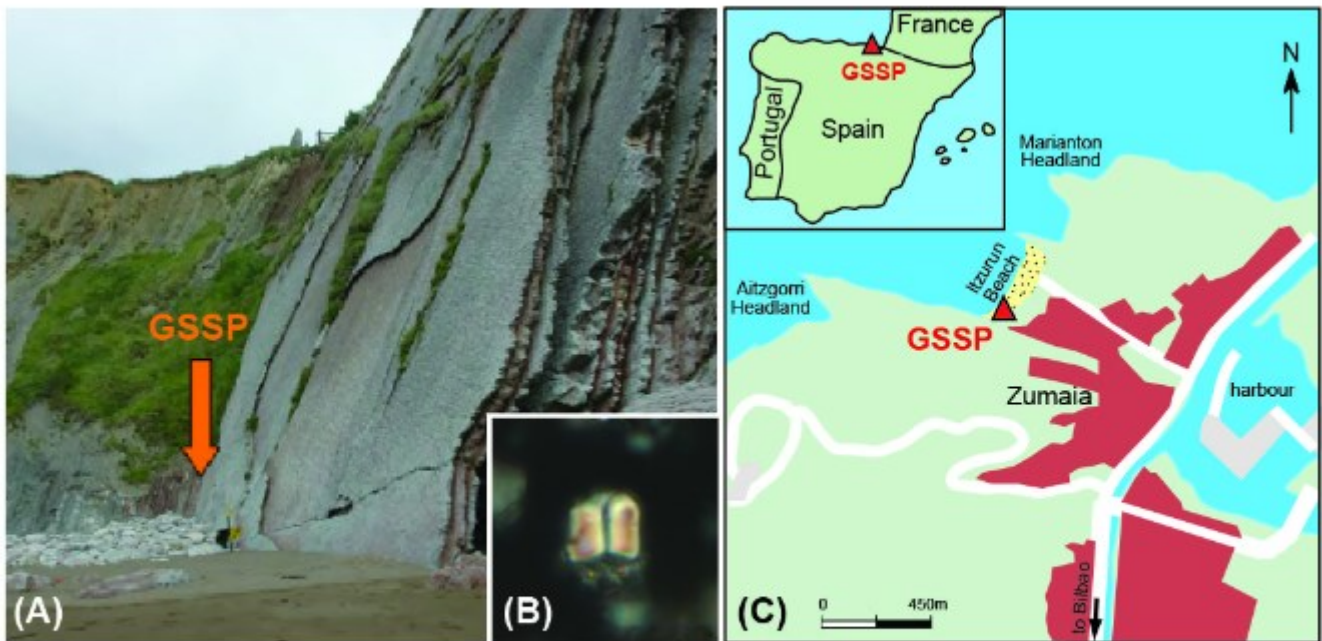
Placed at base of the red marls of the Inaurri Formation and defined by the onset of the carbon isotope shift.
Estimated age: 61.1 ± 0.2 Ma

This Section and Point define the base of the Selandian Stage of the Paleogene Series and Paleogene System and serve as the standard GSP for the world.

ICS
IUGS
IUGS



Et là, on peut y lire qu'on a fait coïncider la limite Danien - Sélandien de la base des marnes rouges de la formation d'Itzurun avec une chute du $\delta^{13}\text{C}$ que l'on a mesuré dans le test de Foraminifères benthiques. On relie cette chute du $\delta^{13}\text{C}$ à une augmentation de la température de l'eau de mer qui aurait été responsable d'une seconde radiation du nanfossile calcaire *Fasciculithus* (voir document ci-dessous).



<https://timescalefoundation.org/gssp/index.php?parentid=all>

Affleure ici un ensemble principalement marneux avec d'abondantes intercalations de turbidites silicoclastiques.



Ces turbidites (voir photographies suivantes), presque verticales, présentent des niveaux gréseux épais qui montrent souvent à leur extrados des convolutions (contournites) accompagnées de gros galets. Cela pourrait indiquer que ces dépôts grossiers ont pu s'effectuer relativement près de leur source d'approvisionnement soit un canyon ou un chenal.

Quand on regarde les deux photographies suivantes, on constate que la fraction fine qui se dépose à l'extrados du banc gréseux contourne et englobe le galet. Ce dernier est donc « arrivé » alors que sédimentait cette fraction fine. Y a-t-il eu une décharge de galets à ce moment-là ?





Détail



convolutes



Figure de charge



galet



Figures de charge ? Convolutes ?





Encoche littorale à la base de la falaise

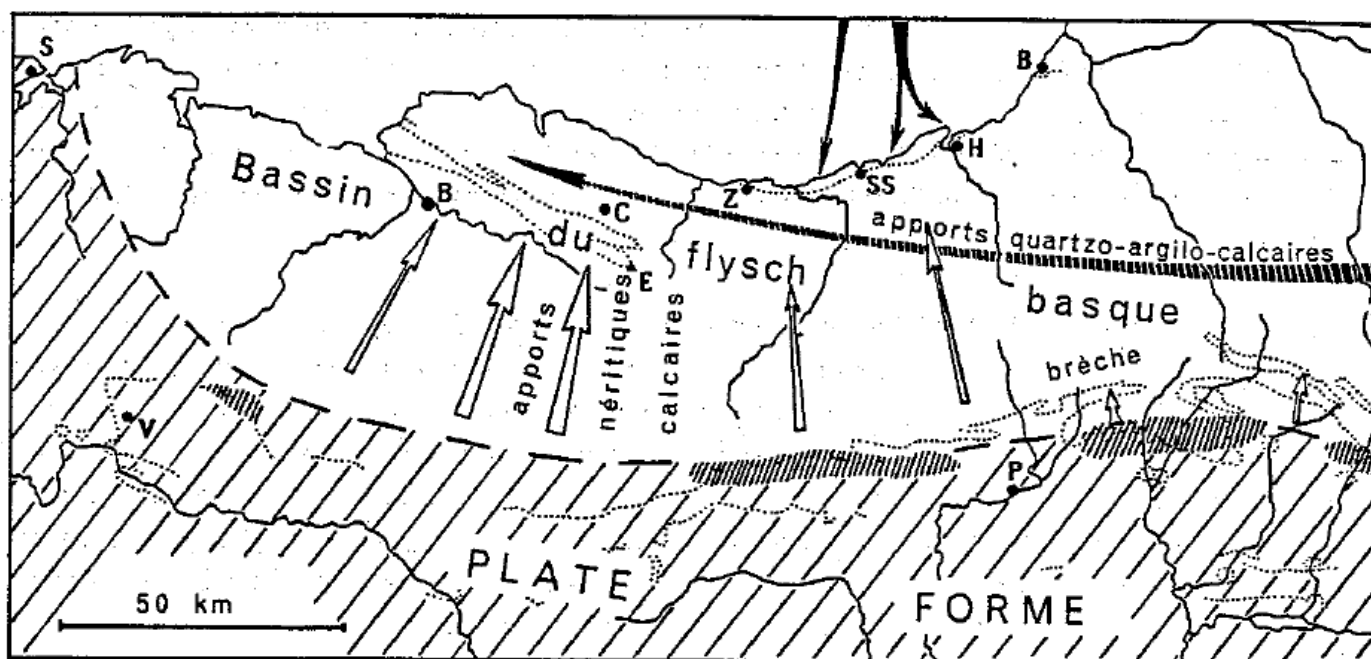


Fig. 199 - Interprétation paléogéographique du bassin basco-cantabrique au Paléogène (d'après PLAZIAT, 1975)

En hachures : la plate-forme à sédimentation carbonatée et le domaine continental. Les récifs thanétiens en hachures serrées. La limite entre bassin (calcaire pélagique ou flysch) et plate-forme n'est assez sûre que dans la moitié orientale où elle recoupe les affleurements (pointillés). La largeur des flèches est en relation avec la grossièreté des apports latéraux. En blanc, les apports calcaires et en noir, les sables quartzeux. Au Paléocène les apports sableux longitudinaux sont mixtes (calcaires et quartzeux), tandis qu'au Cuisien les importants apports quartzeux venus du Nord (C. KRUIT et al., 1972) s'ajoutent à des apports longitudinaux essentiellement quartzeux. S : Santander ; V : Villarcayo ; B : Bilbao ; C : Cenarruza ; E : Peña Egoarbitza ; Z : Zumaya ; SS : San Sebastian ; H : Hendaye ; B : Biarritz ; P : Pamplona

**Samedi 10 septembre 2022 : Conférence de Pierre Mauriaud
au Fast Hôtel de Bidart**

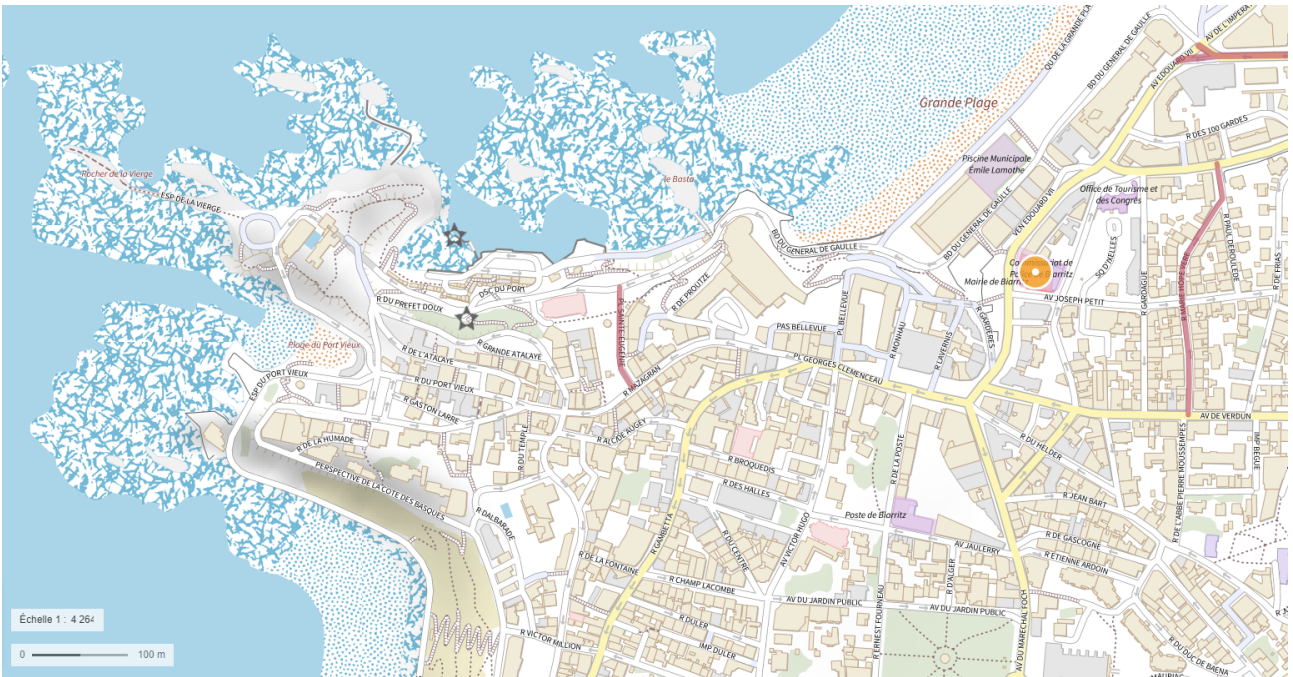


Dimanche 11 septembre 2022: La côte de Biarritz
Guide : Gilbert Guingand, géologue au CPIE
Accompagnateur : Pierre Mauriaud

Promenade géologique dans la ville de Biarritz



Gilbert Guingand, géologue au CPIE du Littoral Basque



Géoportail - En rouge, le trajet effectué



Vue vers le Sud depuis le balcon de l'avenue Beurivage



Vue vers le Nord depuis le balcon de l'avenue Beurivage

Arrêt 1 : La côte des Basques et le Boulevard du Prince de Galles

Ici aucun affleurement n'est visible ! Tout a été bétonné car la falaise y est très fragile.

Elle est en effet constituée ici par des marnes appartenant à la série des marnes bleues à Pentacrines datée du Priabonien inférieur (âge compris entre 38 et 36 Ma environ) et qui forme toute la côte des Basques jusqu'à la plage de Marbella au Sud. Ces marnes se sont déposées dans un milieu relativement profond.

Cette falaise a été fragilisée pour différentes raisons :

- la nature de la roche, bien évidemment très tendre,
- le ruissellement des eaux de surface, les marnes étant peu perméables,
- peut-être aussi l'infiltration des eaux de surface, l'Oligocène voisin du centre-ville de Biarritz étant faillé
- et la forte pente de la falaise favorisant les éboulements et glissements.

Aujourd'hui, deux autres facteurs sont susceptibles d'intervenir :

- les vibrations (circulation) et les surcharges en tête de falaise (constructions),
- et peut-être le pouvoir de démantèlement de la mer en pied de falaise.

Les arcatures en béton et en maçonnerie en front de falaise comme celles situées sous la villa Lilinita, les enrochements d'ophite en haut de plage et la végétalisation de tous les anciens éboulements en pied de falaise témoignent donc de tous les efforts entrepris pour protéger la côte des Basques.



Arcatures en béton sous la Villa Lilinita

Car la côte continue à évoluer. Pour preuve!

En 1971, la falaise auprès de laquelle est établie la Villa Lilinita s'est écroulée. L'éroulement a mis fin à l'existence de l'ancien établissement de bains de style art-déco appartenant à l'hôtel Hélianthe situé au-dessus. La Ville de Biarritz, après de longues négociations avec le propriétaire de la falaise, a pu entreprendre des travaux de drainage et de confortement de toute la falaise par clouage associé à des voiles de protection en béton projeté. L'établissement de bains a été ensuite reconstruit à l'identique et inauguré en 2009. Il accueille aujourd'hui des locaux pour les sauveteurs, les clubs et écoles de surf, des cabines de douches...



Image Google



Enrochement constitué de blocs d'ophite



Dallage en quartzite

*Ce quartzite est un ancien sable micacé qui a été métamorphisé.
Le mica a été transformé en chlorite ce qui explique la couleur verte dominante de cette roche.*

Arrêt 2 : La limite Eocène-Oligocène de la Villa Belza

À partir de l'angle à 90° que fait le Boulevard du Prince de Galles, on entre dans du Priabonien moyen et supérieur puis dans l'Oligocène, plus précisément ici dans le Rupélien inférieur (ex- Sannoisien inférieur) qui affleure au Sud de la ville de Biarritz au Port-Vieux, au Rocher de la Vierge et au niveau des rochers de l'Atalaye. Les formations qui affleurent au niveau de ce plateau rocheux qui s'étale entre la côte des Basques et la plage de Biarritz, sont avant tout des grès plus ou moins calcaires ou marneux.

Ce Rupélien inférieur se poursuit ensuite vers le Nord par les marno-calcaires gréseux du Rupélien supérieur qui forment le soubassement de l'Hôtel du Palais puis par les marnes gréseuses (molasses) du Chattien (ex-Stampien), à Nummulites également, du phare de Biarritz jusqu'à la grotte de la Chambre d'Amour à Anglet.

Le rentrant de la côte à l'angle du Boulevard du Prince de Galles représente donc un contact, certainement faillé, entre les marnes bleues à Pentacrines de la côte des Basques au Sud et les grès du Priabonien moyen et supérieur et de l'Oligocène au Nord.

À plus grande échelle, ce contact d'orientation Est-Ouest représente la limite Sud d'un grand synclinal affectant tout l'Oligo-Pliocène situé au Nord.

Les formations oligocènes sont peu déformées. Elles sont uniquement affectées par le plissement à grand rayon de courbure du synclinal de Biarritz. Cette structure d'extension régionale se développe largement en mer vers l'ouest.



La « caverne » de l'Atalaye

En se dirigeant vers la Villa Belza, on peut observer un blockhaus sur la droite, enfoncé dans le plateau gréseux du Rupélien inférieur (ex- Sannoisien inférieur).

Ce plateau rocheux et en particulier l'Atalaye abrite l'un des complexes les plus importants qui ont été construits le long du Mur de l'Atlantique, les allemands craignant un débarquement allié après une tentative par un corps expéditionnaire britannique. Haut de quatre niveaux reliés par un escalier intérieur, il comprenait des bureaux, salles logistiques avec moteur diesel, système de ventilation, réserves de

munitions, de vivres et d'eau. À l'époque, il y avait une entrée sur le plateau et une autre dans le tunnel de l'Atalaye que l'on verra plus loin. Ce complexe disposait aussi d'un lance-flammes de forteresse. Le grès calcaire, dur, a été un atout pour implanter tout ce réseau souterrain bien camouflé et moins vulnérable aux bombardements.



La Villa Belza avec son donjon néo-médiéval flanqué de sa tourelle en poivrière

Construite aux environs de 1880 par l'architecte Alphonse Bertrand, elle fut louée en 1927 par Grégoire Beliankine, beau-frère d'Igor Stravinski, qui la reconvertit en restaurant russe et qu'il nomma « Château Basque ». Elle fut alors, au temps des années folles, un lieu trépidant de vie, un véritable cabaret à la mode russe prisé par toute l'aristocratie... et pour certains un lieu de perdition !



La Villa Belza

Le Rupélien inférieur affleurant au niveau de la Villa Belza est constitué par une alternance de bancs de grès ocres et tendres donc en creux et de bancs calcaréo-gréseux plus blancs et plus durs, en relief parce que les grains de sable siliceux y sont bien soudés par un ciment calcaire.

Certains de ces bancs clairs sont constitués de cailloux roulés.





Tous ces bancs présentent un pendage vers le Nord qui marque l'amorce du synclinal Oligocène de Biarritz.

On peut y trouver des Huîtres et des Oursins plats comme des Scutelles. L'absence de stratification entrecroisée dans ces bancs signifie qu'ils se sont déposés sur une plateforme située au-dessous de la profondeur d'influence des marées et de la houle donc à plus de 100 m de profondeur

Origine des boules dans les bancs de grès calcaire

Les bancs calcaréo-gréseux présentent souvent un découpage en boules ou en miches.

Sur la photo précédente, on peut observer que le banc (1) est absolument continu ; que le banc (2) situé au-dessus donc plus récent est interrompu par des intervalles qui semblent relativement réguliers et qu'enfin le niveau supérieur (3) près de la surface apparaît complètement disloqué.

Cette évolution de l'aspect des couches depuis la surface est-il à mettre en relation avec des processus pédogénétiques et/ou l'existence d'une ancienne nappe phréatique et/ou une activité biologique intense (bioturbations)? On peut rappeler que cette formation Oligocène une fois émergée va connaître les climats chauds du Miocène puis les glaciations quaternaires.

On peut alors supposer qu'une végétation une fois établie sur ces grès calcaires, le lessivage des eaux acides le long des racines allié aux acides secrétés par les racines elles-mêmes, ont pu dissoudre le calcaire à leur contact favorisant la dislocation des bancs en boules.

Arrêt 3 : Le Port-Vieux



Vue générale

Le synclinal de Biarritz orienté Est-Ouest est affecté ici par de nombreuses failles normales à première vue d'orientation Nord-Sud.

On peut même y voir un grabben.

Failles normales et grabben indiqueraient alors une extension Est-Ouest du synclinal.

Ces failles peuvent présenter une légère composante décrochante dextre ou senestre.

Cette extension oligo-miocène constitue ici le dernier épisode de déformation enregistré durant le cycle pyrénéen.



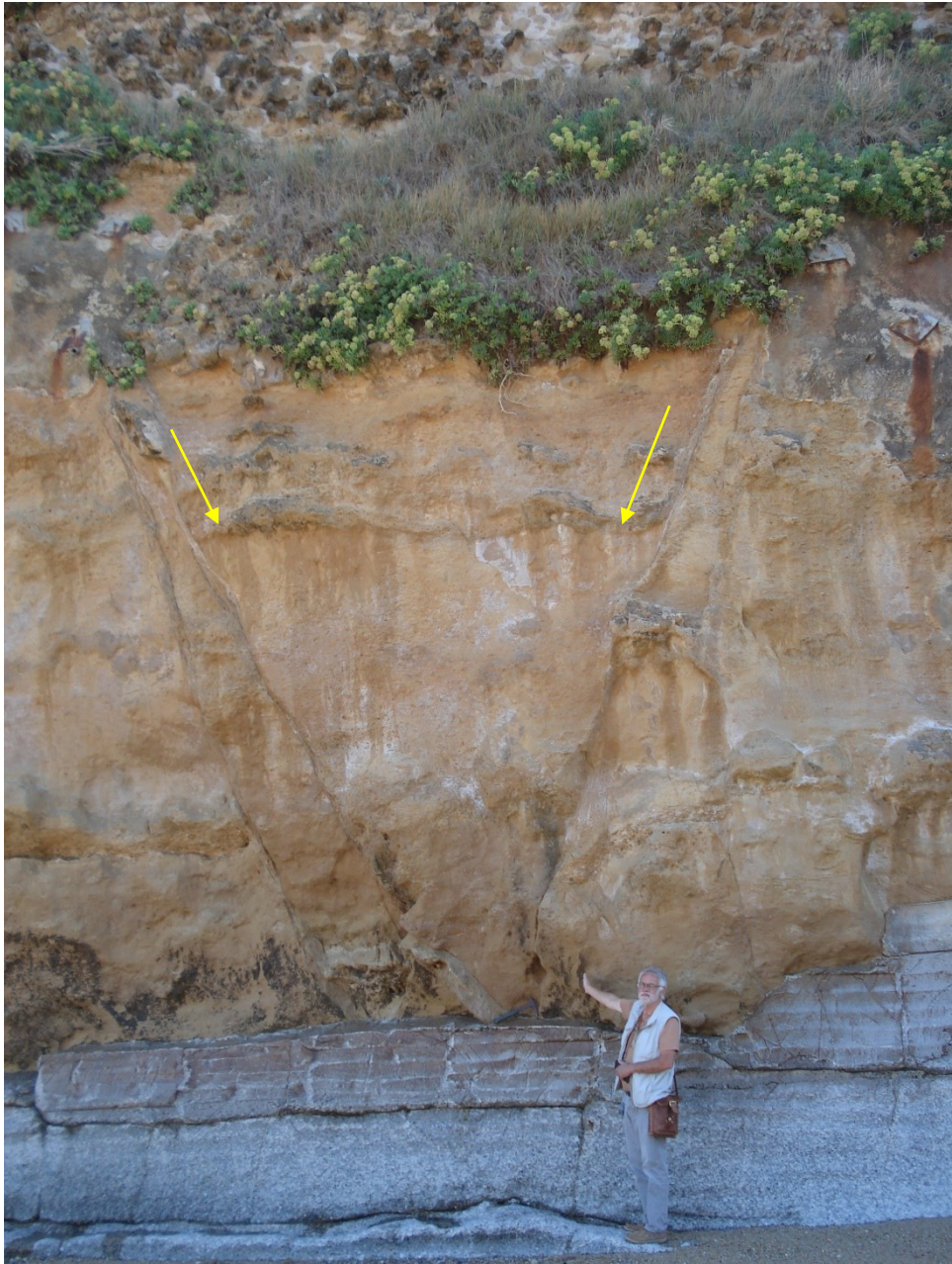
Flanc Nord de la plage du Port Vieux



Failles normales



Localisation du graben



Détail du graben

Il est limité par deux failles antithétiques c'est-à-dire à pendage opposé.
Le rejet est de l'ordre du mètre.



Horst en coin

Le déplacement des blocs de part et d'autre des failles peut être facilement reconstitué en s'aidant du niveau repère à galets.

Le fait que l'on ait ici un horst ne contredit pas du tout l'extension de la formation. Il est là pour l'accommoder.



Vue sur le Rocher de la Vierge depuis l'esplanade du Port Vieux

Arrêt 4 : Le Rocher de la Vierge



Grès fluviatiles de la Rhune

Le massif de la Rhune n'est pas constitué de granite carbonifère comme on pourrait le penser ! Il est formé de grès et de conglomérats fluviatiles du Permo-Trias qui se sont donc déposés dans des vallées. Aujourd'hui, ils sont perchés à 900 m d'altitude. On a donc là un bel exemple d'inversion de relief.



Le Rocher de la Vierge

Juste avant la passerelle, on peut observer à droite un gros bloc d'ophite.



Bloc d'ophite

L'ophite est une variété de dolérite c'est-à-dire une roche de même composition chimique que le basalte ou le gabbro (chimisme basique) mais de structure hémicristalline car elle a refroidi ni trop rapidement comme le basalte en surface (roche de structure microlithique) ni trop lentement comme le gabbro dans une chambre magmatique (roche de structure holocristalline). Le magma qui l'a formé a cristallisé lors de son ascension dans des fractures : c'est une roche filonienne.

Elle est donc constituée de plagioclase, d'olivine et de pyroxène mais elle a surtout cette particularité de contenir plus d'olivine que de plagioclase ce qui lui vaut sa couleur verte et son aspect de peau de serpent (d'où son nom) tout comme la serpentinite d'ailleurs (péridotite métamorphisée par hydrothermalisme).

C'est une roche très dure qui fait qu'elle est utilisée pour les enrochements sur une grande partie de la côte basque comme nous l'avons vu le long du Boulevard du Prince de Galles (**arrêt 1**).

Le faciès dominant ici est celui déjà observé aux **arrêts 2 et 3** c'est-à-dire des grès fins calcaires ocres parsemés de boules, de protuberances très nombreuses et alignées dans les plans de stratification. On voit bien que ces protuberances ne sont pas des éléments insérés dans le sédiment après son dépôt. Elles correspondent à des modifications « *in situ* » qui ont eu lieu à peu près en même temps que son dépôt ou très peu de temps après alors que le sédiment n'était pas encore consolidé. Ce sont des transformations biochimiques ponctuelles induites par la présence d'animaux fousseurs : on parle de bioturbations. Les organismes, souvent groupés en colonies, modifient la nature minéralogique originelle de la roche. Ici elles entraînent une augmentation du taux de calcaire dans le sédiment formant ainsi ces concrétions carbonatées plus dures donc en relief.

Ces modifications sont fréquentes dans les sédiments mais elles sont ici très abondantes. Au mont Jaizkibel qui surplombe la côte espagnole juste au-delà de la frontière, les paramoudras procèdent un peu du même processus de transformation localisé du sédiment.



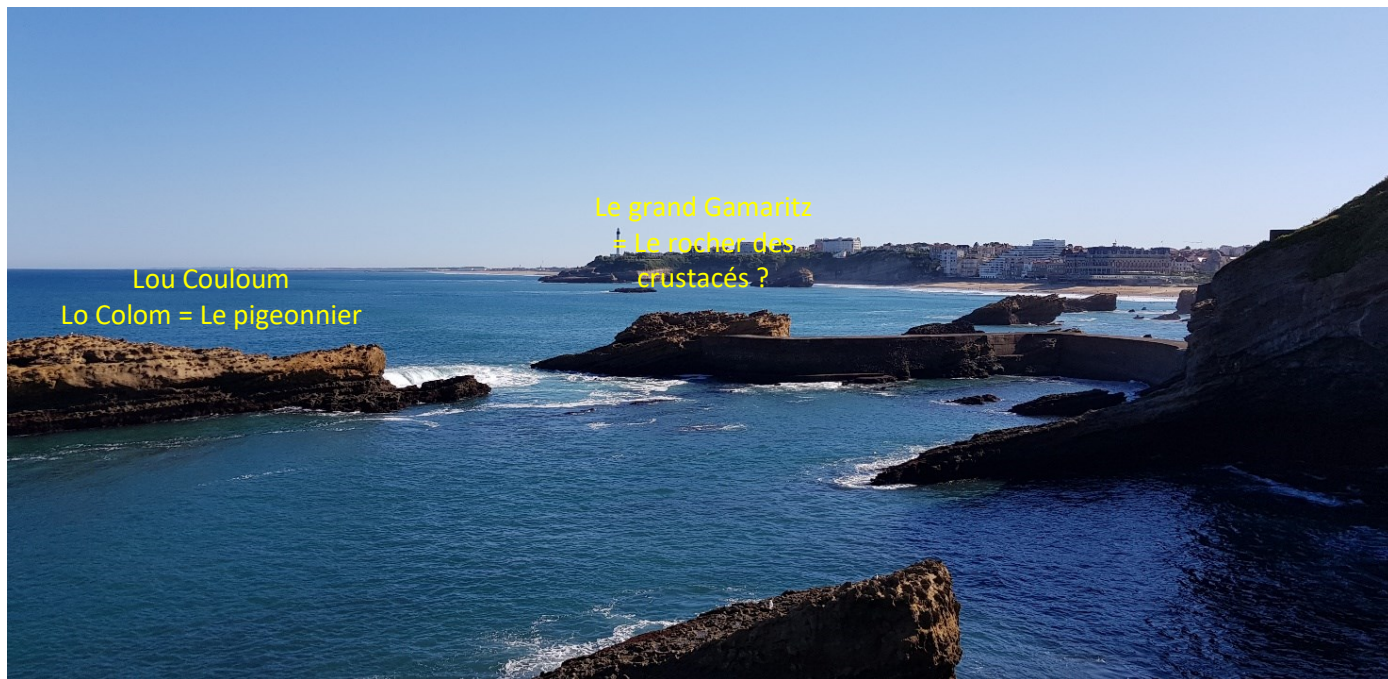
Grès fins calcaires ocres avec ses nombreuses bioturbations formant des protuberances

Malgré cette hétérogénéité apparente, il s'agit quand même d'une roche qui se tient bien, beaucoup plus compacte par exemple qu'une marne.

C'est pourquoi elle forme un promontoire entre la Villa Belza et la grande plage de Biarritz.

Mais elle est en même temps très faillée comme on l'a vu au Port Vieux.

C'est la présence de ces failles conjuguée à la force des vagues qui explique ici l'aspect très déchiqueté de la côte avec ses nombreux « rochers » remarquables et qui portent tous un nom !



Érosion

L'assaut des vagues fait tomber des pans entiers de la roche.

Ces protubérances de calcaire gréseux sont très riches en Nummulites (*N. bouillei*, *N. vascus*, *N. intermedius*, *N. fabianii*, *N. incrassatus*, Operculines). Mais on y trouve aussi des Alvéolines (autres Foraminifères), des Bryozoaires, des Lamellibranches et des Échinodermes (*Eupatagus ornatus* et Scutelles).



Nummulites et Lamellibranche dans les bancs calcaro-gréseux du Rocher de la Vierge

Un peu d' Histoire !

En 1863, Napoléon III décide de la création d'un port de refuge protégé par une digue de 133 m qui devait s'ancrer sur le rocher du Cucurlon, aujourd'hui Rocher de la Vierge.

Pour réaliser ce projet, un tunnel est creusé dans la falaise de l'Altaie (**arrêt 5**), une passerelle est lancée jusqu'au rocher du Cucurlon lui-même percé d'un tunnel. Une ligne de chemin de fer passe par ces ouvrages d'art. Des blocs de béton de 30 tonnes sont fabriqués à l'emplacement du port actuel, transportés par rail puis jetés à la mer.

Remarque : lors des grandes marées, on peut en voir quelques-uns.

Puis le projet est finalement abandonné au moment de la guerre de 1870.



Arrêt 5 : le rocher de l'Atalaye

Dans la rue de la Petite Atalaye, juste avant l'entrée du tunnel, sur l'affleurement de gauche, on peut observer une étrange formation qui se présente comme une colonne verticale que l'on explique par un « gros fouissage » d'origine biologique.

Quand on analyse de près cette colonne, on peut faire un certain nombre d'observations :

- elle est bien perpendiculaire à la stratification,
- elle est segmentée c'est-à-dire divisée horizontalement en tronçons qui sont en continuité parfaite avec la stratification,
- quand on l'examine par dessous, on a l'impression qu'elle était initialement creuse car on y voit comme un « cortex » dépourvu de Nummulites et un « cœur » qui en est rempli. On est donc en fait devant un « conduit » à section bien circulaire ! Et si on examine la disposition des Nummulites dans ce conduit, on les voit presque toutes en position verticale ce qui semble indiquer un transport dynamique plutôt qu'un dépôt auquel cas elles auraient été disposées horizontalement.
- enfin, elle est toute en relief parce que dure, alors qu'autour de certains de ses tronçons, la roche est tendre et creusée, altérée.

Alors ces observations ne pourraient-elles pas suggérer aussi le développement d'un paléokarst ?





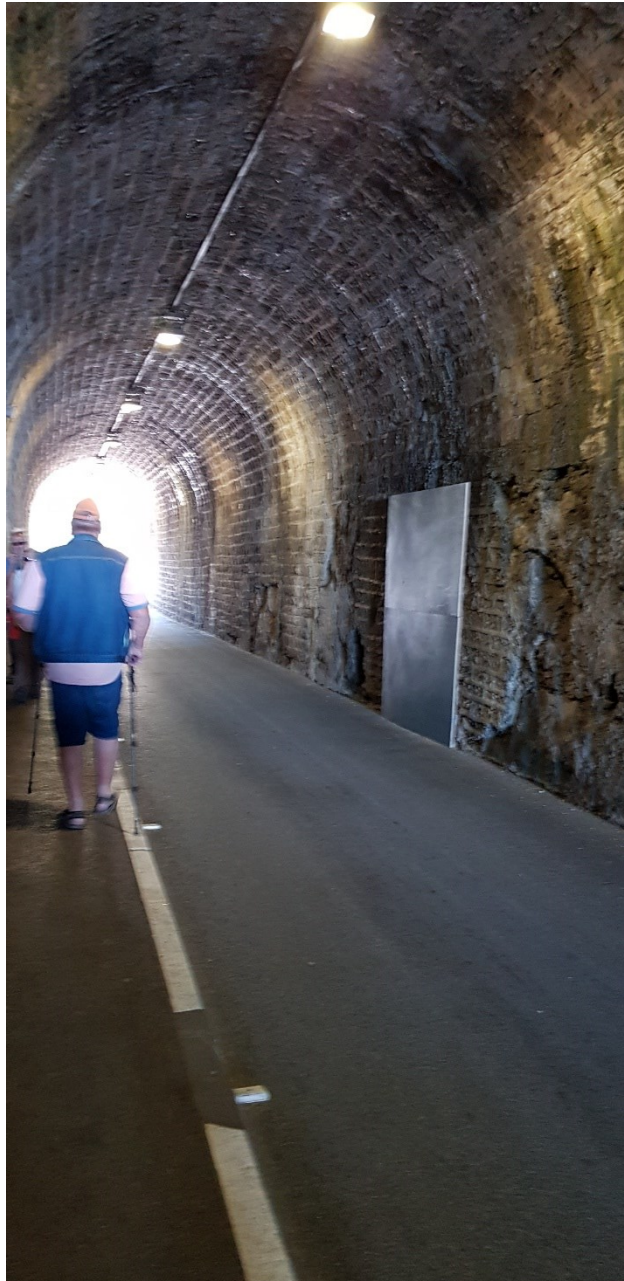
Fouissage vertical (bioturbation) avec remplissage de son conduit par de nombreuses Nummulites



Vue de dessous



Idem



**Tunnel de l'Altaye creusé sous Napoléon III vers 1860
pour la construction du port de refuge à l'abri du Rocher de la Vierge**

Ce tunnel était emprunté par le chemin de fer qui acheminait depuis le port jusqu'au Rocher de la Vierge les blocs que l'on immergeait ensuite dans l'océan pour y élever une digue.



Descente vers la porte d'accès à la « Caverne » de l'Altaye



Porte d'entrée dans le tunnel de l'Atalaye (voir arrêt 2)

Arrêt 6 : Du Boulevard du Maréchal Leclerc jusqu'au Boulevard du Général de Gaulle



Le Port des Pêcheurs



Mur décoré de pierres de parement
Ici, ce sont des calcaires métamorphisés en cipolin.



Église Sainte Eugénie



Figures de boudinage





Joints stylolithiques



Pavés de granite (gris) et de migmatite (rouge)



Calcaire à silex dans les angles de l'immeuble



Calcaire à silex - Détail



Au premier plan, le rocher des Enfants



La grande plage

Arrêt 7 : Place de la Mairie entre le Casino et l'Avenue Édouard VII



Les bains Napoléon en 1889 (aquarelle A.Grimard-Collection F. Palangié)

En 1858, à l'emplacement du casino actuel ont été construits les « bains Napoléon » de style mauresque. En 1893, la municipalité décide la construction d'un nouvel établissement associant bains et casino. En 1929, un nouveau casino est construit dans le style art déco par l'architecte Alfred Lauthé, il est intégralement restauré en 1993, c'est le casino actuel.

Le parvis du casino municipal est revêtu de deux types de dallage très contrastés, l'un beige, l'autre rouge.

Le dallage rouge flammé est du granite d'anatexie, ou migmatite, déjà observé sur le boulevard du Maréchal Leclerc. On retrouve cette même migmatite à la fontaine qui borde le parvis.



Migmatite

Le dallage beige, un peu rosé par endroits, est un calcaire fin (car déposé sous la limite d'action des vagues) parcouru de figures de différentes couleurs.

Ces figures, ces traces ou ichnites sont des bioturbations d'un autre type que les protubérances observées à l'entrée de la passerelle du Rocher de la Vierge, mais comme elles, elles sont également dues à l'activité d'organismes marins. Ici il s'agit de terriers centimétriques de type « Thalassinoïdes » qui auraient été creusés essentiellement par de petits Crustacés Décapodes voisins des crabes actuels.

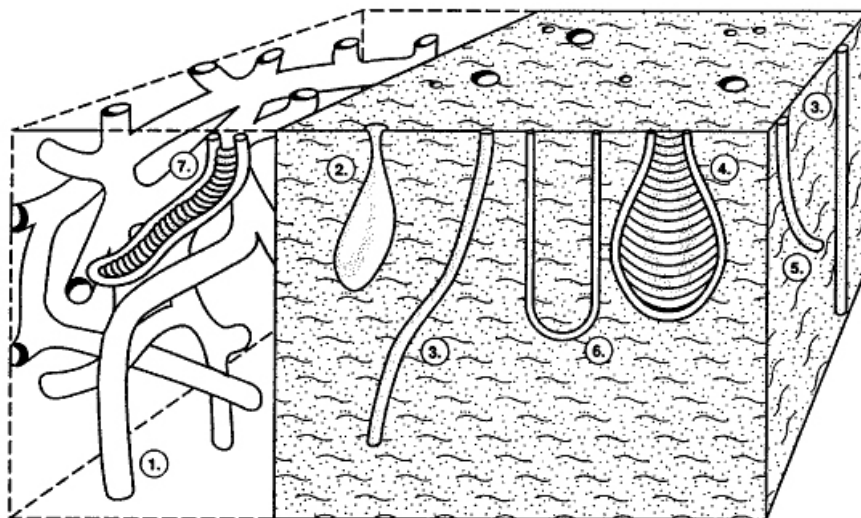
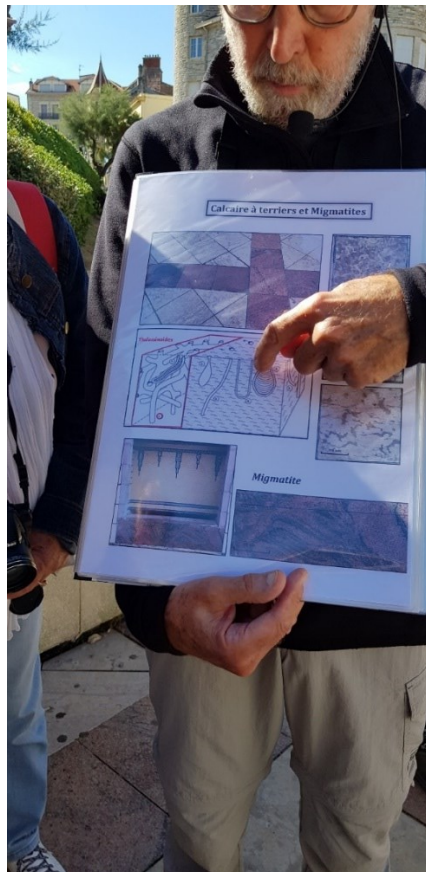
Le terrier est rempli par les déjections de l'animal. Il est donc d'une composition différente de celle de la roche. Quelquefois les terriers sont coalescents.



Terriers de Crustacés Décapodes (?)



Terriers anastomosés



1. *Thalassinoides*
2. *Gastrochaenolites*
3. *Skolithos*
4. *Diplocraterion*
5. *Psalonichnus*
6. *Arenicolites*
7. *Rhizocorallium*

https://craies.crihan.fr/?page_id=178

Les traces fossilisées sont des ichnites.

Aux animaux responsables de ces ichnites, on donne différents noms d'ichnogenres (et non de genres parce qu'on ne les a jamais trouvés fossilisés) selon la morphologie des ichnites qu'ils auraient laissés.

Article de Hendrik Vreken

Bibliographie

L. Becker : « Pour la Science », Mai 2002

F. Lethiers : « Évolution de la biosphère et événements géologiques » - GIB- 1998

« Géologie et érosion littorale de la côte basque » par J-M. Flament et G. Guingand - Livret guide du CPIE Littoral Basque (2021).

« Excursion géologique sur les falaises de Zumaia (Espagne) - Un stratotype mondialement reconnu autour de la couche K/T » - Septembre 2022 - Livret guide réalisé par Thierry Juteau.

Sortie 02 - Côte Basque : limite K/T, Trias et érosion côtière 07/05/2016 - Animateur J-M. Flament - Géoval

« The Paleocene and lower Eocene of the Zumaia section (Basque Basin) » in « Climate and Biota of the Early Paleogene » - Bilbao 2006 - Zumaia Section

Baceta J., Pujalte V., Wright V.P. and Schmitz- « Carbonate platform models, sea/level changes and extreme climatic events during the Paleocene/early Eocene greenhouse interval - A basin-platform-coastal plain transect across the southern Pyrenean basin » - (2011) in : Pree-Meeting Field trips Guidebook, 28th IAS Meeting. Zaragoza (C. Arenas, L.Pomar and F. Colombo, Eds.). Sociedad Geológica de España, Geo-Guías, 7 :151-198.

Filleaudeau P-Y. - « Croissance et dénudation des Pyrénées du Crétacé Supérieur au Paléogène : Apports de l'analyse de bassin et thermochronométrie détritique » - Thèse (2011), 340 p.

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

Martinez M. - « Calibration astronomique du Valanginien et de l'Hauterivien (crétacé inférieur) : Implications paléoclimatiques et paléocéanographiques » - Thèse (2014), 208 p.

Mauriaud P. - « Géologie côtière et sous-marine du littoral basque » - Conférence USB Plongée Biarritz 26 /08/ 2022.

Peter-Borie M. - « Les massifs rocheux du Crétacé supérieur du Labourd occidental : processus d'altération et instabilités littorales » - Thèse (2016), 342 p.

Razin Ph. - « Évolution tecto-sédimentaire alpine des Pyrénées basques à l'Ouest de la transformante de Pamplona (Province du Labourd) - Thèse (1989), 464 p.

Schmitt A. - « Histoire de l'expansion des récifs barrières du Sud-Ouest Pacifique au cours des derniers 1.5 Ma : lien entre la production carbonatée, les dépôts de turbidites et les changements environnementaux » - Thèse (2018).

Sites consultés

https://fr.wikipedia.org/wiki/Crat%C3%A8re_de_Chicxulub

<http://www.observatoire-cote-aquitaine.fr/La-cote-rocheuse-32>

https://fr.wikipedia.org/wiki/Villa_Belza

<https://www.napoleon.org/histoire-des-2-empires/videos/le-projet-de-port-de-napoleon-iii-a-biarritz/>

<https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/lmg641-2019-05-20.xml>

<https://timescalefoundation.org/gssp/index.php?parentid=all>

<https://www.mikrotax.org/pforams>