

Sortie géologique dans le Pays Basque

Week-end du 9 au 11 septembre 2022

avec Pierre Mauriaud et Gilbert Guingand
Géologues du CPIE Littoral Basque



Pierre Mauriaud



Gilbert Guingand



Le groupe de l'AVG à Zumaia

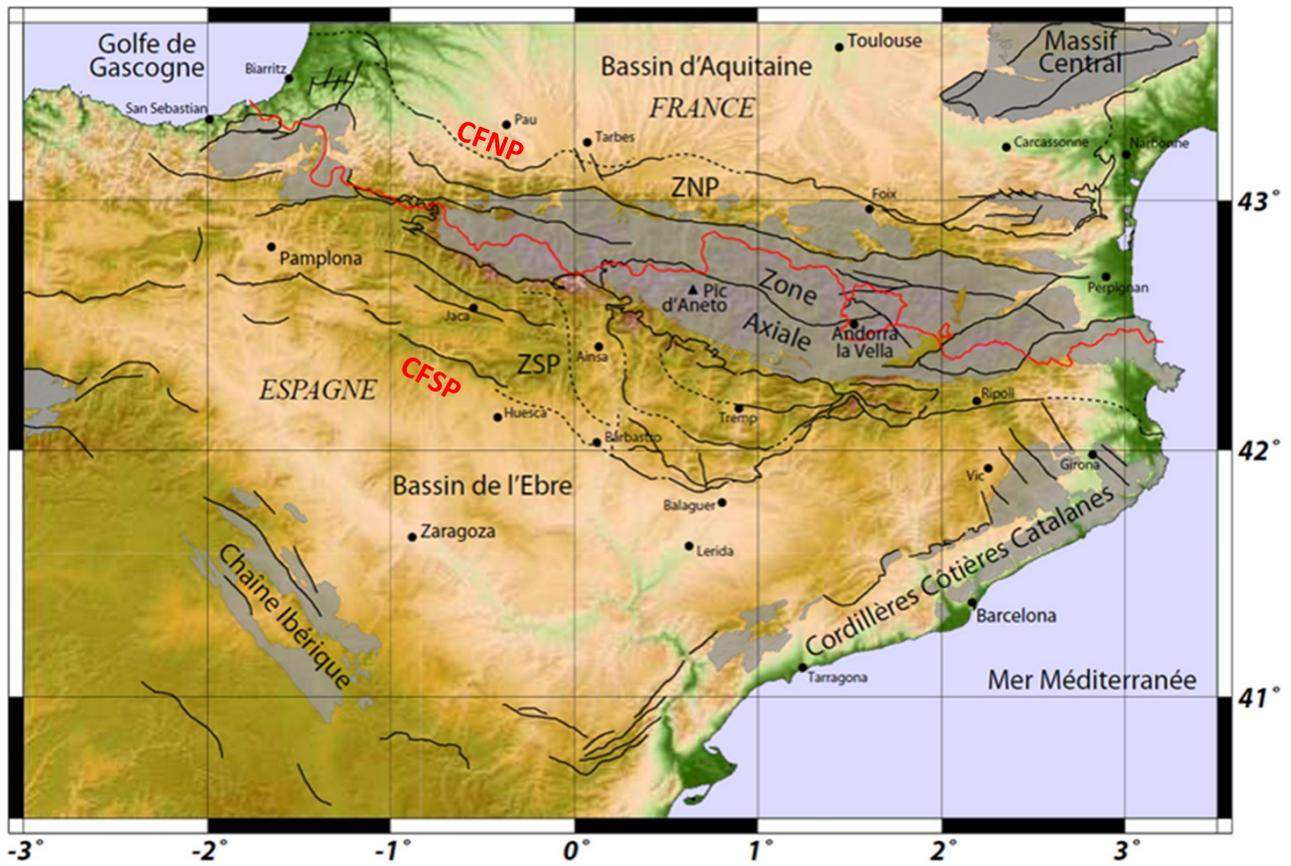


Figure 1 : Reliefs et structures des Pyrénées (extrait de la thèse de P-Y. Filleaudeau)

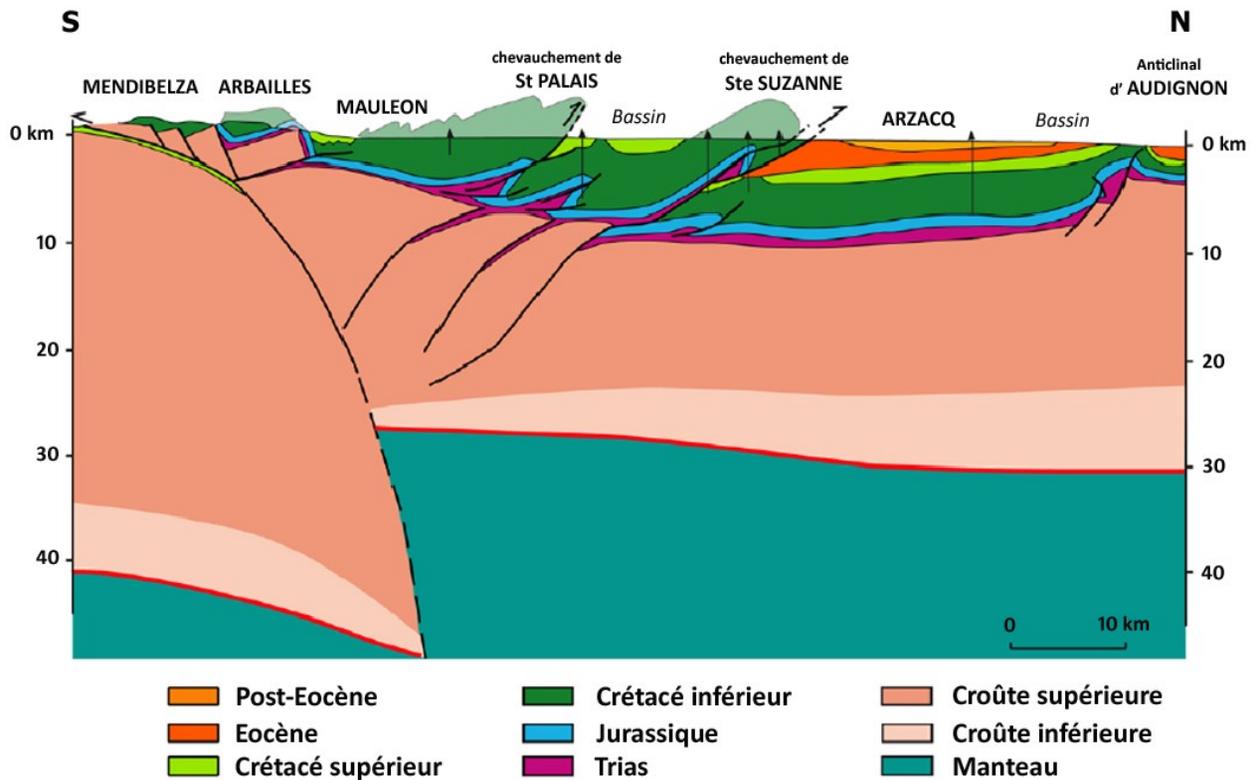


Figure 2 : Coupe structurale Anso-Arzacq au niveau des Pyrénées Atlantiques

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 selon la direction Nord-Sud (Figures 1 et 2 page 2). Ce sont, du Nord vers le Sud :

1- la Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP) qui recouvre 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 crétacés, est impliqué dans une succession de chevauchements à vergence Sud,

3- la Zone Sud-Pyrénéenne (ZSP), unité tectonique en nappes recouvrant vers le Sud les molasses du Bassin de l'Èbre le long du Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen (CFSP) à vergence Sud.

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.

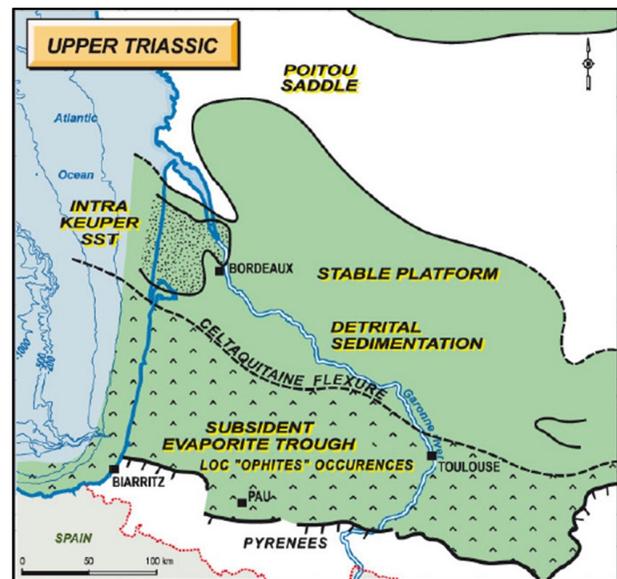
Au Trias inférieur, la chaîne varisque est presque complètement arasée, pénéplanée. Son érosion a entraîné la formation de grands épandages conglomératiques puis gréseux, de plus en plus matures, caractéristiques du Buntsandstein.

Les derniers reliefs sont ensuite transgressés au **Trias moyen** par la mer 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.

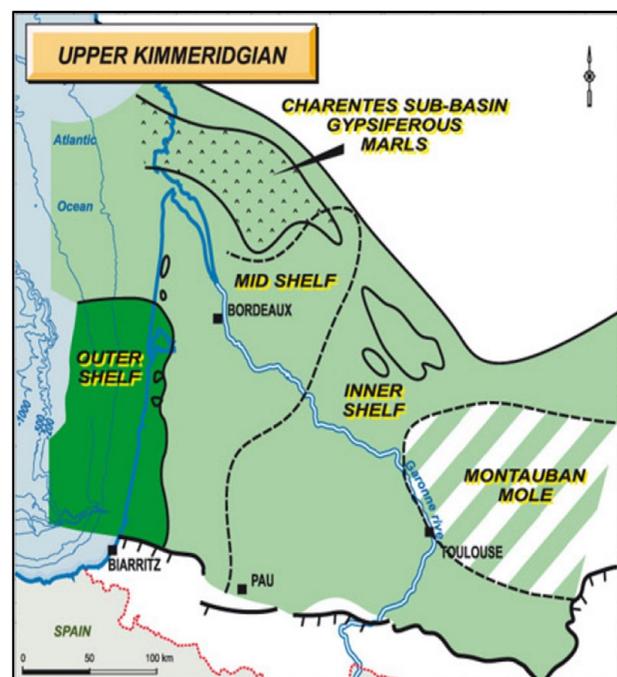
Cette période triasique est également marquée par la mise en place d'un magmatisme tholéiitique (ophites) dans les Pyrénées centrales et occidentales, favorisé par la distension crustale. Aujourd'hui, on regarde la forma-

tion 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).



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

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 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

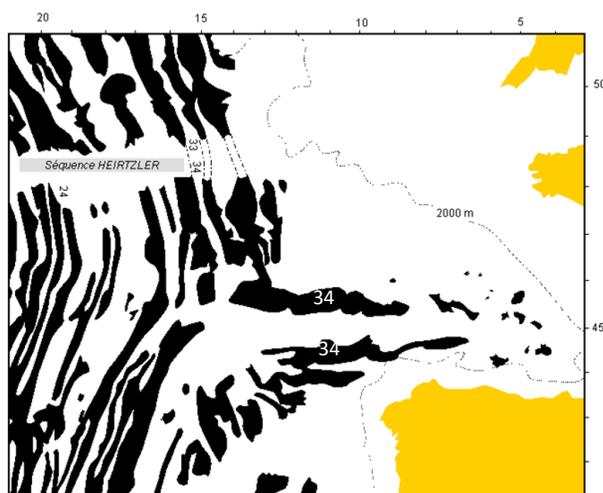
À la fin du Jurassique supérieur (Malm), au cours du Kimméridgien supérieur et au Tithonien, des changements paléogéographiques importants ont lieu avec l'abandon de la physionomie jurassique (vaste plateforme carbonatée) lors d'une régression généralisée et la mise en place de zones de subsidence et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

Ce changement de physionomie dans le Bassin Aquitain est en fait la manifestation d'un rifting continental entre les futures plaques Armorica au Nord et Ibéria 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 ou au contraire s'enfoncent de plus en plus profondément au fur et à mesure que l'on s'en rapproche.

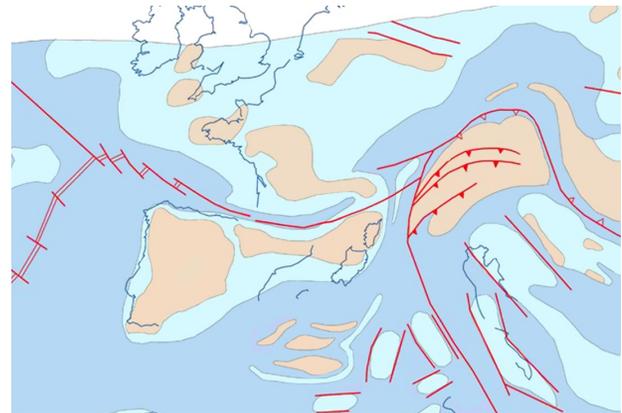
Par exemple, dans le Pays-Bas des Charentes (région de Cherves - Richemont), s'installe un bassin gypsifère dont la formation est le résultat d'une sédimentation évaporitique dans une ancienne lagune tropicale, au Berriasien inférieur et moyen et donc au tout début du Crétacé inférieur, entre -145 et -142 Ma. 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 et Hauterivien, des calcaires et des marnes riches en matière organique en provenance surtout de la Téthys occidentale (golfe pyrénéo-provençal).

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 finit par se rompre et une croûte océanique se forme. Celle-ci a enregistré le champ magnétique de l'époque et par conséquent on a pu dater ce tout début d'accrétion 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



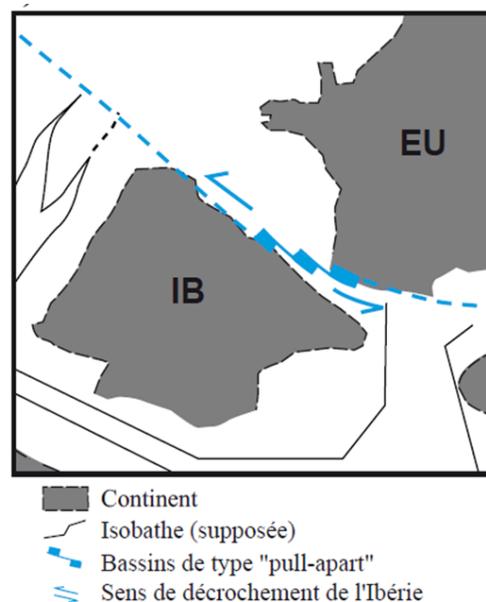
Paléogéographie à l'Albien

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 relatif est la conséquence de l'élargissement de l'Atlantique Central. Il se produit 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 de décrochement senestre à valeur de « proto-rift » dans lequel se forment des bassins transtensifs en « pull-apart ». Sa largeur est évaluée à environ 100 km.

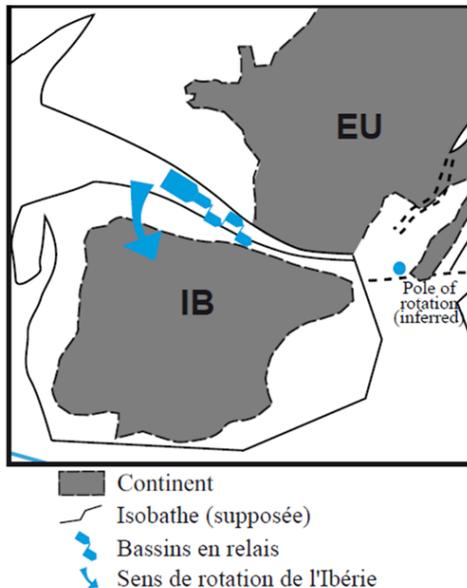
Ces bassins se remplissent de sédiments marneux déposés en milieu marin peu profond, tandis que sur leurs bordures, des plateformes carbonatées se forment.



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'expansion de l'Atlantique Central et 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.



Les bassins précédemment formés (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, 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 subsidants et hauts-fonds) séparés par des failles pratiquement Est-Ouest (direction N 110° à N 140°) à jeu normal et décalés par des accidents décrochants transverses N 50° à N 80°.

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

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

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

- le volcanisme sous-marin basaltique du Synclinal de Biscaye (ou de Bilbao) dont les 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, et d'autre part par radiochronologie (méthode K-Ar). Ce volcanisme s'étale 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

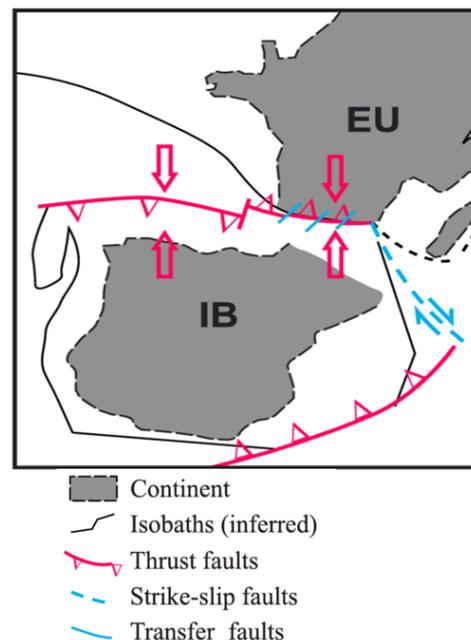
À partir du début du Campanien, vers -83 Ma, le mouvement anti-horaire de la plaque Ibérique par rapport à l'Europe cesse. En effet, du fait de la formation de l'Atlantique Sud, à dorsale plus rapide dans sa partie Sud que dans sa partie Nord, l'Afrique remonte rapidement vers le Nord-Est et repousse 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 sur ses bordures Nord et Sud deux gouttières, deux sillons qui vont recueillir les premiers produits de son érosion. Ils se jettent tous deux à l'Ouest dans un bassin marin occupant une grande partie du Pays Basque et du Béarn.

Dans le domaine pyrénéen, les profils ECORS (profils sismiques) 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.



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 eu subduction de la croûte du Golfe de Gascogne sous le Pays Basque espagnol ou 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



Sur la plage 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 penchées vers le Sud.



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.

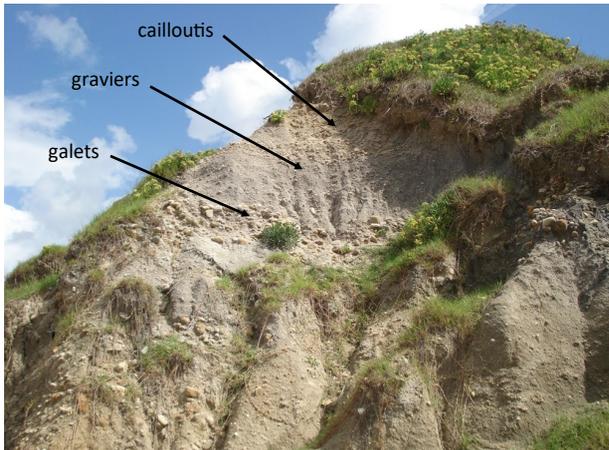
À son débouché sur le haut de la plage, le petit ruisseau décharge ses galets et incise un niveau gréseux à ciment calcaire.

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



Ruisseau actuel

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

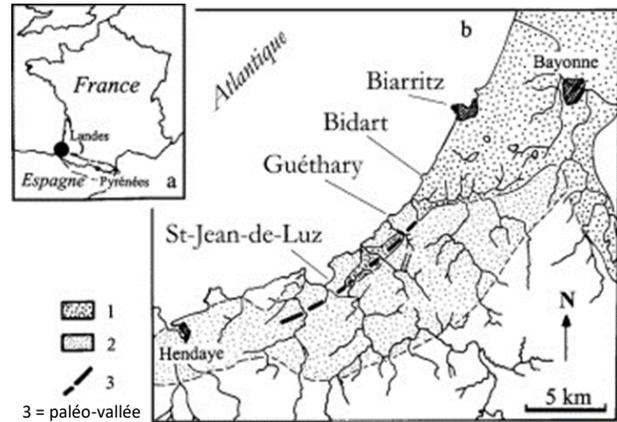


Débouché du ruisseau incisant le niveau gréseux de haut de plage

La nappe alluviale de la plage d'Erretegia 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.



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 normales 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.

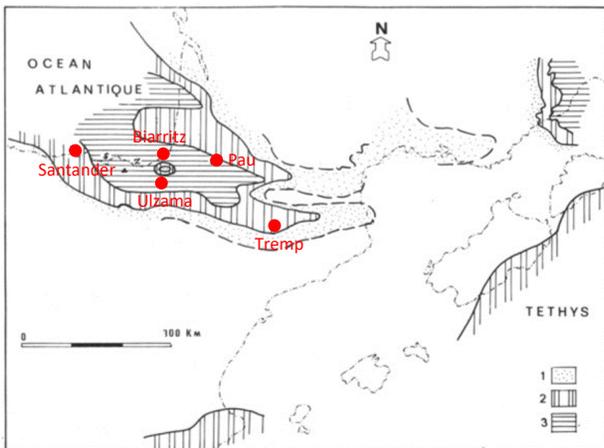
De l'Albien jusqu'au Santonien inférieur, tous les bassins en « pull-apart » du sillon se déforment dans un régime en transtension (décrochement + distension). Ils vont alors recevoir les dépôts de type flysch provenant de leurs bordures instables, les horsts quant à eux étant le siège d'une sédimentation 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.

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, au niveau du Pays Basque, une véritable fosse : la « fosse aturienne » à l'emplacement du sillon pyrénéen. Cette fosse va s'approfondir dans un premier temps puis dès le début de la compression, se remplir d'un flysch gréseux : le flysch d'Hendaye dont l'origine est bien évidemment à rechercher à l'Est puisque c'est la région des Pyrénées qui commence à se soulever.



Paléogéographie au Maastrichtien

Légende : 1- Zone émergée 2- Zone de plateforme 3- Zone marine profonde

Après comblement par le flysch d'Hendaye, la morphologie de la fosse s'apparente 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 en onlap le flysch gréseux d'Hendaye 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'Ertegia comme on vient de le voir où elle supporte une nappe alluviale Pliocène ou Quaternaire. Elle affleure aussi, plus au Sud, à la Pointe Sainte-Anne près d'Hendaye.

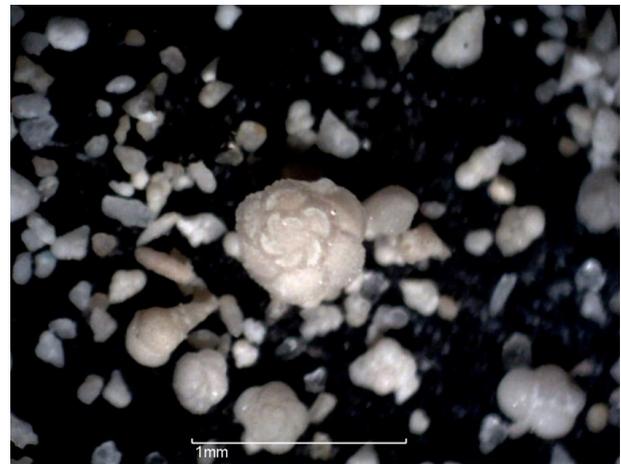
Dans ces deux unités, les marnes de Bidart ont une épaisseur d'environ 120 m.

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 (*Inocerames*) et de rares Ammonites (*Baculites*, *Phylloceras*) et surtout de très nombreux Foraminifères planctoniques (*Globotruncana*

canidés et *Hétérohélicidés*) que l'on peut récolter après concassage puis tamisage des niveaux marneux.



Gros Globotruncana (au centre) et petits Hétérohélicidés autour

Source Wikipedia



Globotruncana 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 peu profond.

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.

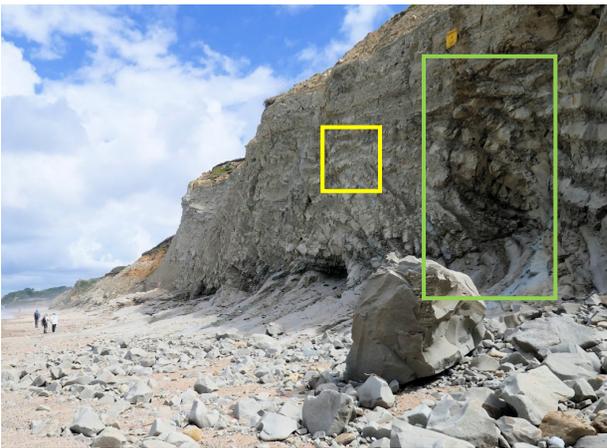
En début de parcours, ce qui frappe surtout, c'est l'importance de son altération en surface.



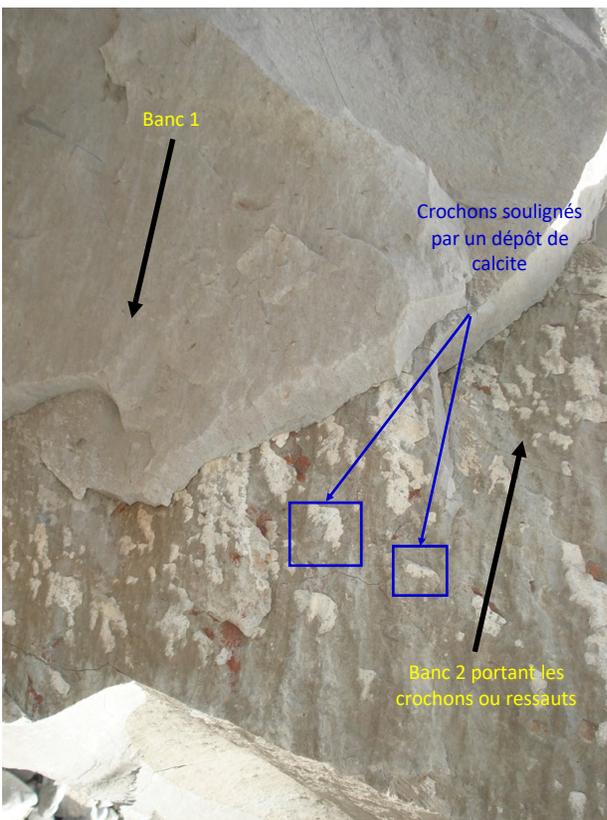
Sur la partie haute de la falaise, et parfois sur une épaisseur de plusieurs mètres, on devine, sous les minces éboulis de surface ravinés par l'eau, la « silhouette » et la disposition des bancs de calcaire et de marne.

On a parlé de « fantômisation » !!!! des strates.

En milieu de parcours, on observe des plis et de nombreuses discordances angulaires, indices de slumps au sein de la formation, et à la surface de quelques bancs, des crochons (ou ressauts), indices de glissement différentiel couche sur couche.



Déformations dans le Maastrichtien : plis et discordances



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 (Oursin) dans sa gangue



Ichnogenre Zoophycos ?

Traces (= ichnites) attribuées à un organisme limnivoire fouisseur



Éboulement en haut de falaise

L'éboulement ci-dessus n'est pas localisé n'importe où au sein de la formation des marnes de Bidart.

Sur la photographie, on peut en effet remarquer que sous cet éboulement les strates du Maastrichtien présentent des pendages 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 et les failles ont favorisé cet éboulement.

Une explication peut être proposée.

Comme on l'a vu au niveau de la plage d'Erretegia et comme va le voir également 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 voûture anticlinale.

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



On aborde ensuite 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 rosés 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 Hétérohélécidés 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 nanfossiles qui ont été reconnues à Bidart au passage Crétacé/Tertiaire apparaissent très minces.

Cette particularité ainsi que des 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.

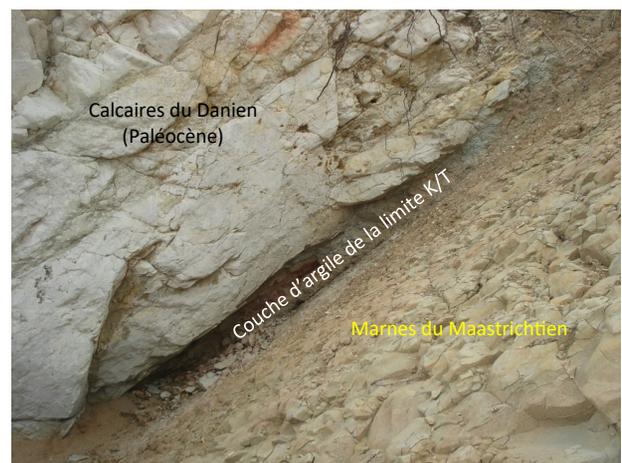
Cette couche d'argile sombre à la limite K/T a été retrouvée en de nombreux autres sites : en Espagne, en Italie, en Tunisie, au Danemark, au Texas, au Mexique, au Kazakhstan et en Antarctique.

Sa grande extension suggère donc la survenue à cette période d'un ... ou de plusieurs phénomènes ... d'ampleur planétaire et, au vu de son épaisseur, 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

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 ou pour d'autres, auraient joué de concert. Et bien évidemment, chacune d'elles a ses ardens défenseurs.

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

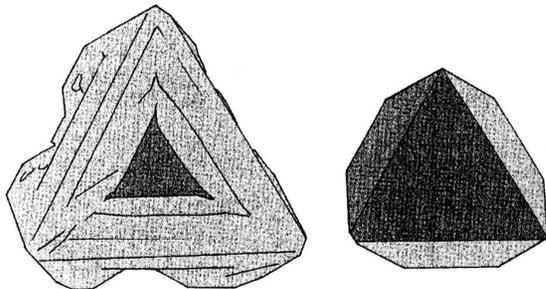
Arguments en faveur de cette hypothèse

⇒ L'anomalie en iridium

L'iridium, en effet, est un métal du groupe du platine, 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 cet élément.

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 nickélifères ($\text{NiO-Fe}_2\text{O}_3$) 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 nickélifères 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 répartition 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 anormalement élevées s'observent sur une épaisseur de plus d'un mètre, les magnétites nickélifères 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.

Cependant, la nature exacte de cette catastrophe nous échappe encore. En effet, les magnétites nickélifères 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.

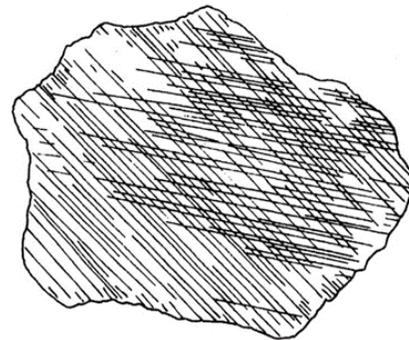
Chaque province semble donc porter la marque d'une météorite particulière, ayant pénétré profondément dans l'atmosphère.

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.

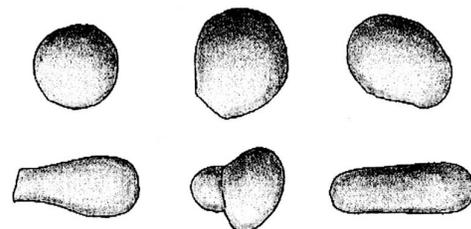
On ne retrouve ces stries que dans les cristaux de quartz des sites d'impacts météoritiques ou dans les cavités creusées par les explosions nucléaires souterraines.

Expérimentalement, elles apparaissent à partir d'une pression 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 microtektites (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.

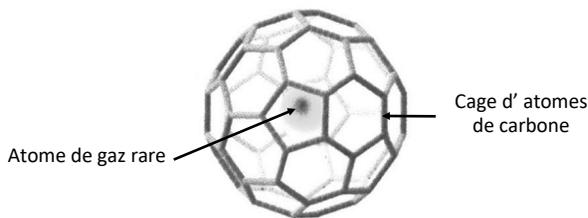
Elles pourraient donc provenir d'une météorite qui se serait « échauffée » lors de sa traversée de l'atmosphère.

⇒ 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 microscopiques 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) impact(s) météoritique(s) responsable(s) de la crise K/T !

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

L'astrolème a été localisé à Chicxulub, 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 permettant 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) et 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 . Poussières et aérosols auraient stoppé une grande partie des rayons solaires et par conséquent provoqué une 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 plus tardivement, un réchauffement par effet de serre du fait de l'émission en grande quantité de CO_2 responsable aussi d'une acidification des eaux (pluies acides).

En fait, les conséquences climatiques et écologiques d'un impact et celles d'un volcanisme de point chaud seraient assez semblables : obscurité due à l'injection de grandes quantités de poussière - éjecta de l'impact ou cendres volcaniques - dans l'atmosphère puis arrêt ou ralentissement de la photosynthèse causant l'effondrement des chaînes alimentaires fondées sur les plantes vertes, producteurs primaires de matière organique.

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 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.

- Débat actuel

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 Hawaii. Dans ces deux cas, l'iridium serait 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 nickélicifères dans les couches d'argile de la limite K/T semble éliminer l'hypothèse d'un 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 pu jouer ensemble !

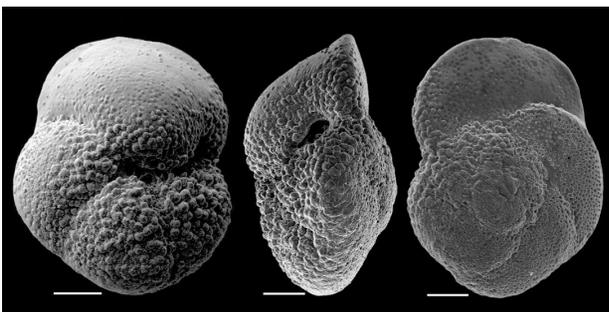
Arrêt 4 : Les marno-calcaires roses et gris clair (âge Danien , -66 à -62 Ma)

A- Description de la roche et de l’affleurement

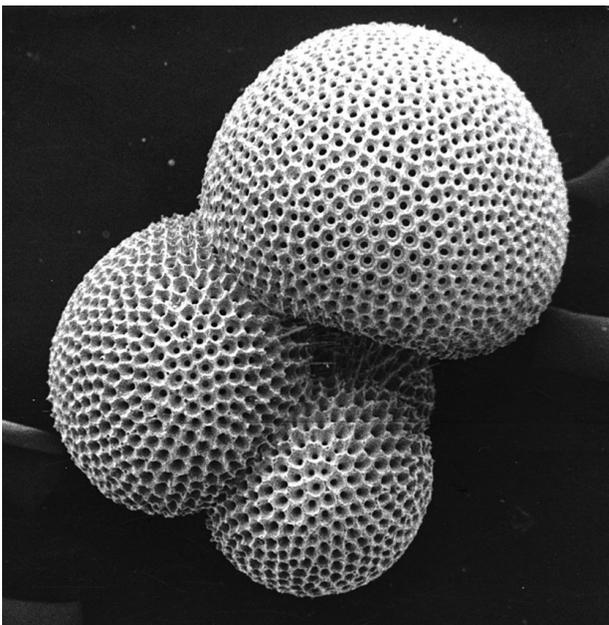
Il s’agit de calcaires légèrement argileux de couleur rose saumon à blanc, en bancs décimétriques séparés par des niveaux plus marneux, en creux, rouge foncé et d’épaisseur centimétrique.

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

La crise K/T est passée par là !



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



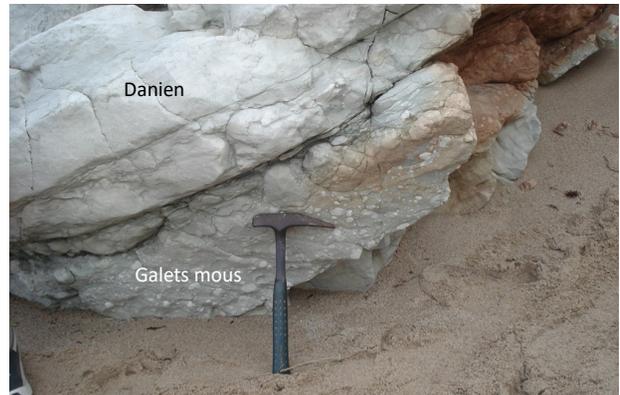
Globigerina
Source Wikipedia

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...).

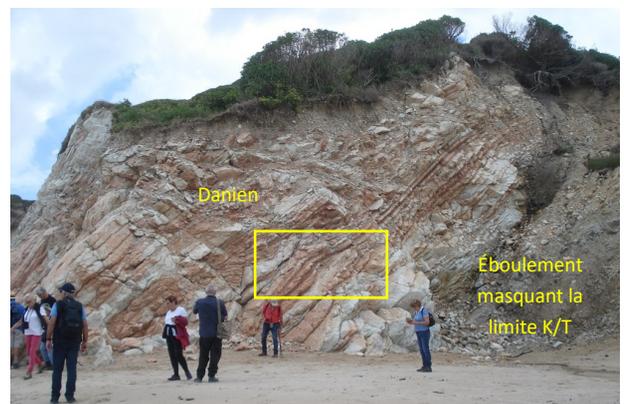
Ces brèches qualifiées de monogéniques n’ont en fait pas du tout l’aspect de brèches, en tout cas pas ici ! Elles semblent plutôt constituées de galets mous de même nature que la matrice qui les unit.

Elles sont les témoins d’un événement synsédimentaire : glissement de boues calcaires gorgées d’eau sur une

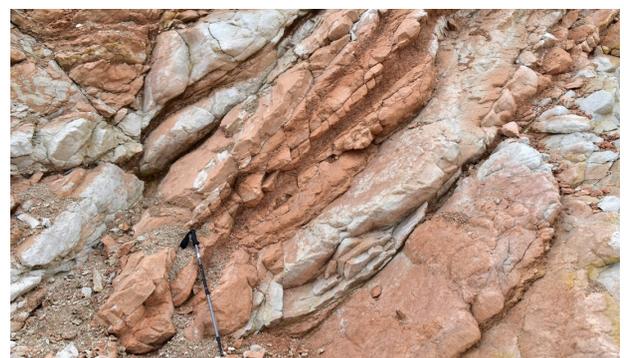
pente douce du fait de « secousses » à relier aux premiers mouvements tectoniques de compression à l’origine de la chaîne pyrénéenne.



Brèches monogéniques de la base du Danien



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



Détail

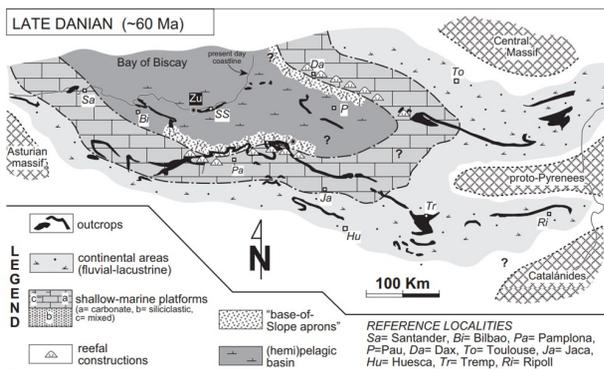


Danien gris et rose

B- Paléogéographie au Danien

Suite à une première phase pyrénéenne qui a fermé le bassin crétacé, 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 du côté aquitain où se déposent des calcaires dolomitiques marins puis, 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 5 : Le complexe chaotique d'Ilbarritz

Immédiatement au Nord des falaises du Danien, on observe un relief mou, formé de blocs et de débris de natures variées disposés pêle-mêle.

Dans cet ensemble chaotique, on peut y reconnaître quand même, par endroits, d'importantes masses argileuses présentant une « allure » plus ou moins stratiforme et que l'on repère facilement à leur couleur rouge ou bariolée. 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 albocénomaniennne (Crétacé moyen).

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.

Les âges de ses éléments constitutifs s'étalant d'autre part du Trias au Crétacé moyen, on en déduit aussi que cet olistostrome, cet ensemble chaotique n'est pas en position normale puisqu'il repose sur les calcaires du Danien, plus jeunes que lui. Le principe de superposition est mis en défaut.

Le contact entre ce complexe chaotique et les marnocalcaires du Danien est donc un contact anormal de nature tectonique.



Argiles rouges et bariolées du Keuper avec un niveau de gypse fibreux interstratifié



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



Aspect chaotique de l'olistostrome triasique



Hétérogénéité du matériel sédimentaire



Petit lambeau de flysch noir du Crétacé moyen (albo-cénomanien) emballé dans les argiles triasiques

Arrêt 6 : L'olistolite de flysch Campanien (Crétacé supérieur) du complexe tectono-sédimentaire d'Ilbarritz

Le complexe chaotique d'Ilbarritz se poursuit par une masse turbiditique datée du Campanien (Crétacé supérieur) dont on en fait un olistolite.

Remarque : Cet olistolite serait en fait d'âge Ypréso-Lutétien sur la base de critères paléontologiques : 5% de sa microfaune de Globigérines serait éocène !

A- Les turbidites

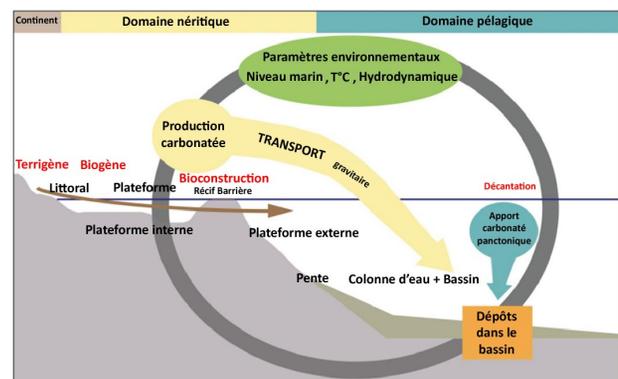
Ce sont des sédiments qui se sont déposés au pied d'un talus continental, à des profondeurs de l'ordre de 1000 m voire plus. Elles sont générées par le mouvement gravitaire de mélanges relativement denses de sédiments et d'eau le long du talus continental sous forme de courants de turbidité.

Ces mouvements sont initiés par des instabilités qui peuvent être la conséquence d'accumulations épaisses de sédiments en bordure ou 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 Mollusques, 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).



Lien entre la production carbonatée, les dépôts dans le bassin et les changements environnementaux
Extrait de la thèse de Anaïs Schmitt (2018)

Le flysch du Campanien comme d'ailleurs le flysch noir albo-cénomaniens se sont déposés au pied de la plateforme Sud-Aquitaine. Ils ont contribué à remplir le bassin de Saint-Jean-de-Luz.

B- Description de la série

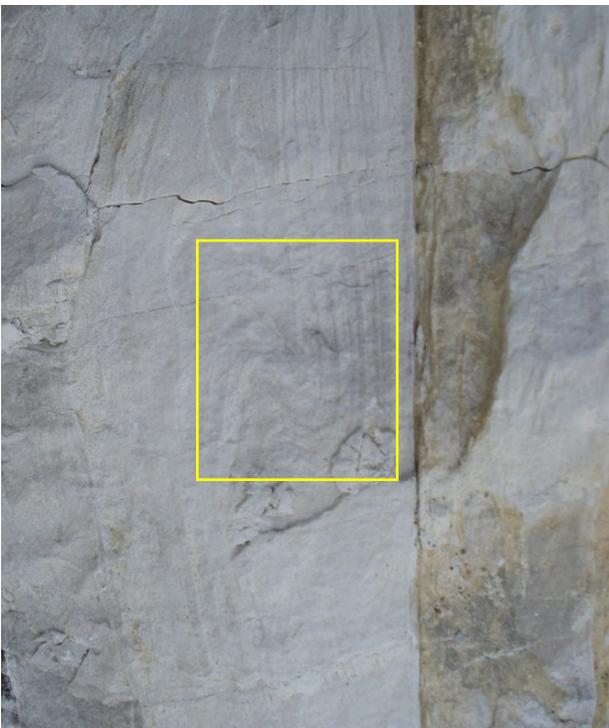
Cette série s'étale sur une distance de près de 200 m le long de la plage.

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 de la côte, 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



Amorce de la synforme de la paléo-vallée

C- Déformations, tectonique

Cette série flyschéoïde 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 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 ».

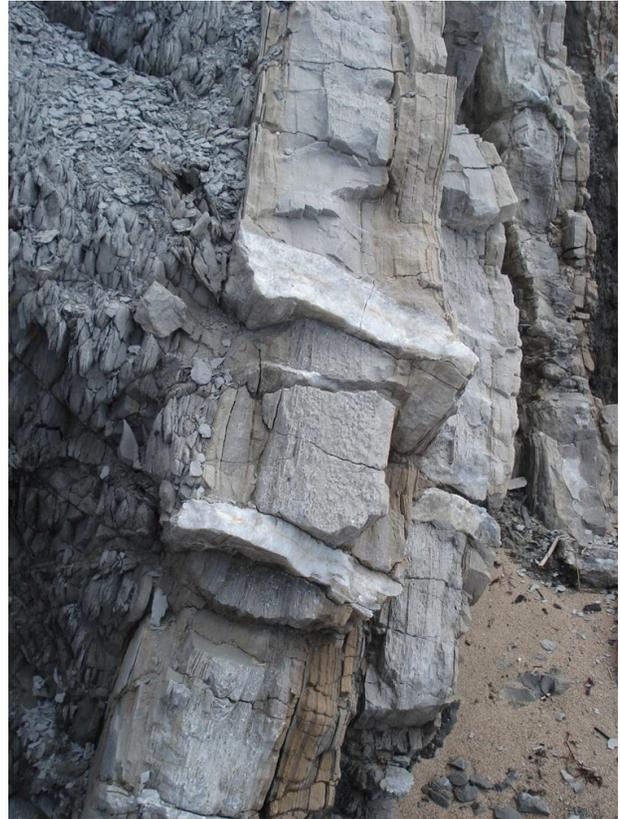
Cette formation du Keuper est en effet particulièrement instable. Riche en argile et en gypse, elle peut constituer un important niveau de décollement. Elle forme souvent la semelle de nombreux chevauchements.

C'est pour cette raison que Ph. Razin réunit dans un même ensemble qu'il nomme « Complexe tectono-sédimentaire d'Ilbarritz », à la fois la base chaotique observée à l'arrêt 5 et la série du flysch du Campanien observée ici à l'arrêt 6.



Faïlle intraformationnelle

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



Fractures remplies de calcite

Synthèse des arrêts 5 et 6

Interprétation générale du complexe tectono-sédimentaire d'Ilbarritz

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

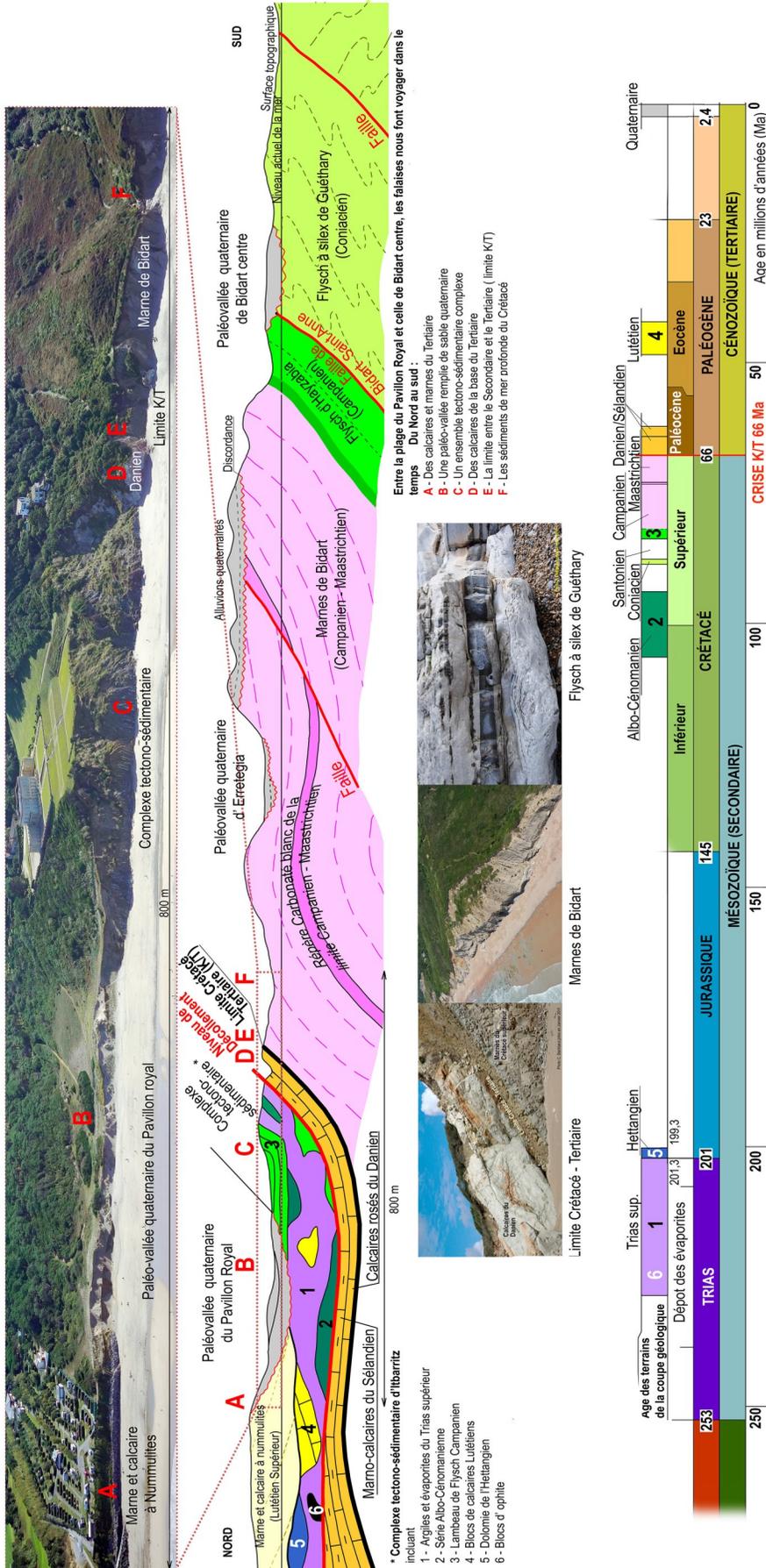
1- L'hypothèse tectono-sédimentaire

On a noté la nature chaotique de la base du complexe d'Ilbarritz constituée d'un mélange de Keuper, de blocs d'Infralias métamorphique à cristaux de dipyre (calcosilicate d'aluminium présent dans les calcaires et cipolins métamorphiques, dans les roches métamorphiques ultrabasiques ou dans les roches de métamorphisme de contact) et de lambeaux ou olistolites des séries turbiditiques albo-cénomaniennes et campaniennes. Toutes ces roches mélangées, d'origine et d'âge différents, mises en place dans des contextes géologiques différents constituent un véritable olitostrome.

Au Nord de la plage du Pavillon Royal, Ph. Razin a également observé que le flysch campanien est surmonté, sans discontinuité sédimentaire ni tectonique, par une série marno-calcaire grise attribuée au Lutétien supérieur.

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

LES FALAISES DE BIDART



Document extrait du diaporama de Pierre Mauriaud : « Géologie côtière et sous-marine du littoral basque »

Concept géologique : Ph. Razin Mise en forme : C. Bacchiana Révision : P. Mauriaud, J.M. Flament, T. Mulder, M. Verna

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

Ph. Razin intègre donc également ce Lutétien dans le « Complexe tectono-sédimentaire d'Ilbarritz ».

Ce complexe se serait formé en deux temps.

- Dans un premier temps, tous les éléments anté-lutéliens le constituant c'est-à-dire tous les éléments de la base chaotique du Trias et les olistolites de flyschs albiocénomaniens et campaniens ont sédimenté dans la partie profonde d'un bassin lutétien d'avant-pays : le « sillon prépyrénéen » à valeur de bassin flexural.

Mais d'où provenaient tous ces éléments ?

Ils ont été arrachés au front des nappes de charriage Nord-pyrénéennes. Au Lutétien en effet, on est en plein paroxysme orogénique. Toute la chaîne pyrénéenne est en surrection, seul un bassin marin subsiste à l'Ouest avec lequel communique le sillon prépyrénéen. Des nappes de charriage dévalent alors le flanc Nord de la chaîne en formation en « glissant » sur leur semelle de Keuper jouant le rôle de couche savon et atteignent le sillon prépyrénéen. Là, des blocs se détachent du front des nappes et « tombent » dans le bassin où ils resédimentent (et cela pourrait expliquer la présence des quelques Globigérines éocènes évoquées page 15).

- Puis dans un second temps, tous ces blocs resédimentés en un complexe tectono-sédimentaire ainsi que les sédiments du Lutétien déposés dessus sont expulsés du bassin lors d'une ultime compression, cette expulsion étant bien évidemment favorisée par la base chaotique du complexe riche en gypse et qui va jouer le rôle de couche savon.

Mais, fait important, cet ensemble qui constitue l'unité de Biarritz est éjecté non pas vers le Nord mais vers le Sud donc dans le sens inverse de celui du déplacement des nappes de charriage. Comme le montre la figure 4 de la page 27, il est alors venu rétrochevaucher et s'accréter aux marnes maastrichtiennes de l'unité de Bidart.

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

2- Mise en place par halocinèse

Cette deuxième hypothèse privilégie la formation du complexe d'Ilbarritz par l'intervention de processus halocinétiques, c'est-à-dire mettant en jeu des diapirs de sel.

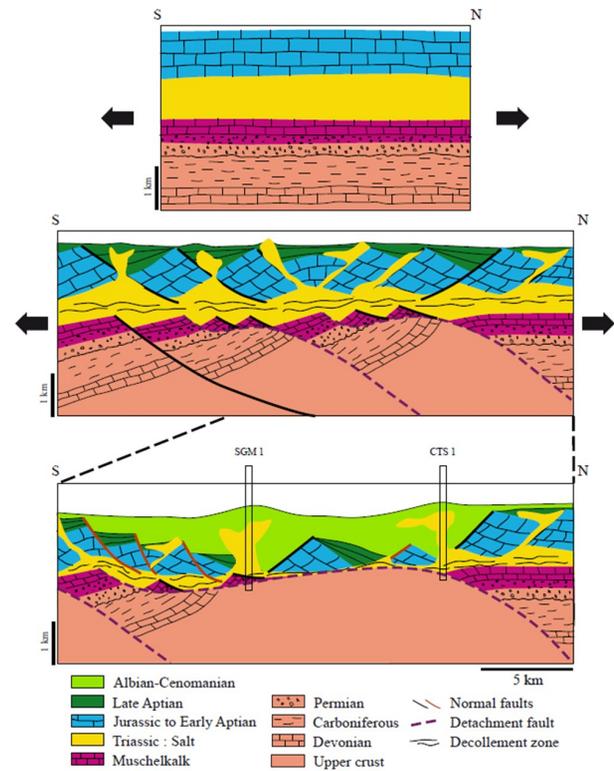
Peut-être que ces processus ont fonctionné dans le sillon prépyrénéen lui-même, bien avant l'arrivée des nappes Nord-pyrénéennes, ou peut-être aussi au sein de ces nappes au cours de leur glissement vers le Nord. Peut-être enfin encore plus tôt puisque le gypse s'est formé au Keuper !

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 transtensionnels.

L'apport d'eau par les failles, la chaleur dégagée par leur jeu (les frictions sont exothermiques) et la remontée de magma ont pu favoriser cette ascension ... et parallèle-

ment 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 dislocations et des chevauchements.



Rôle du sel triasique

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)

Arrêt 7 : La paléo-vallée de la plage du Pavillon Royal

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

Ces alluvions montrent des stratifications obliques typiques de dépôts fluviaux.

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

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

Quand on examine de face la coupe de la falaise au Nord de la plage du Pavillon Royal (voir photographie de la page suivante), 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 « paléosol ».

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.



Coupe de la falaise au Nord de la plage du Pavillon Royal



Détail du haut de la falaise

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

- s'agit-il de deux nappes alluviales distinctes, la plus récente en haut, la plus vieille en bas, séparées alors par un véritable paléosol ?
- 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 glissement du front de la falaise suite à la formation d'une faille de type panaméen.

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 , de - 90 Ma à - 85 Ma)

A- Paléogéographie



Vue d'ensemble de la crique à marée haute

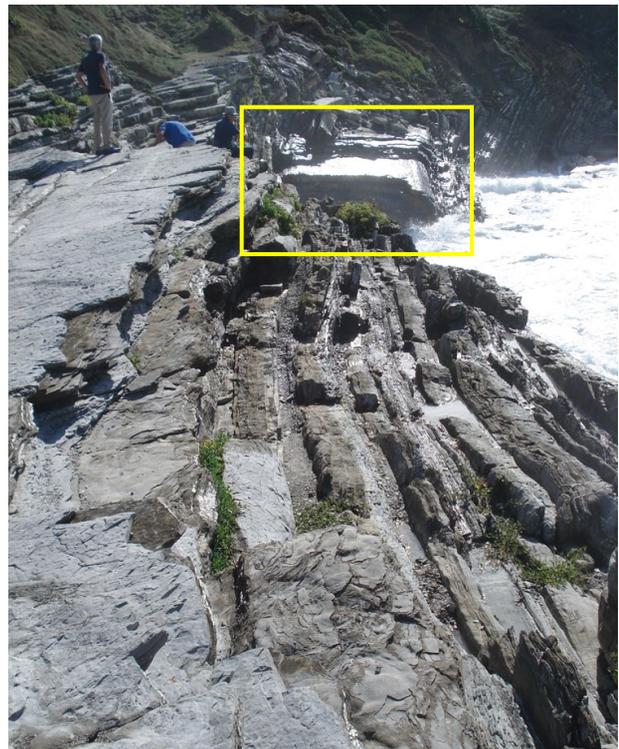
On est ici à la transition entre le flysch calcaire à silex de Guéthary au Nord, daté du Coniacien inférieur, et le flysch marno-calcaire de Socoa au Sud, daté lui de la période allant du Coniacien supérieur au Santonien moyen, les deux faciès se différenciant uniquement par le développement des niveaux 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 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, constituée 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 affecté sont donc 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 voit un second pli dans l'encadré jaune, en arrière-plan.



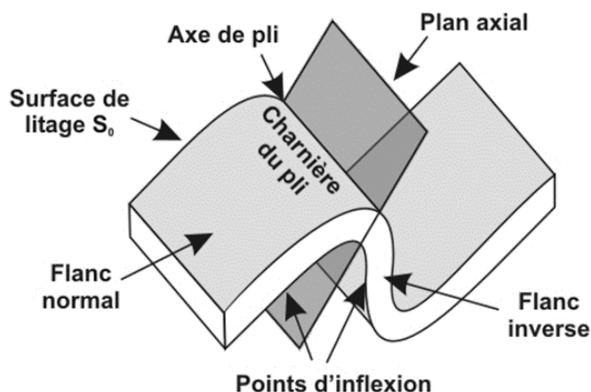
Vue de près du pli de l'encadré jaune

À 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). On voit sur la photo suivante que 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.



Architecture d'un pli et nomenclature des principaux éléments d'un pli

<http://www2.ggl.ulaval.ca/>

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-après)



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 calcaires, durs, et les bancs marneux, tendres, se déforment différemment.

Les bancs marneux, incompétents, se plissent entre les bancs durs et leur épaisseur peut y augmenter fortement. On parle de **bourrage tectonique**. Ce bourrage tectonique pourra être facilement observé à l'arrêt 2 suivant.

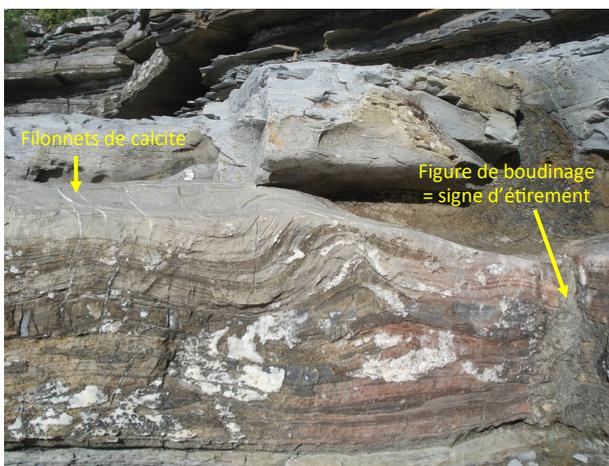
Quant aux bancs calcaires, compétents, ils se cassent, surtout sur leur face supérieure ou extrados. Cela permet de polariser les couches.

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

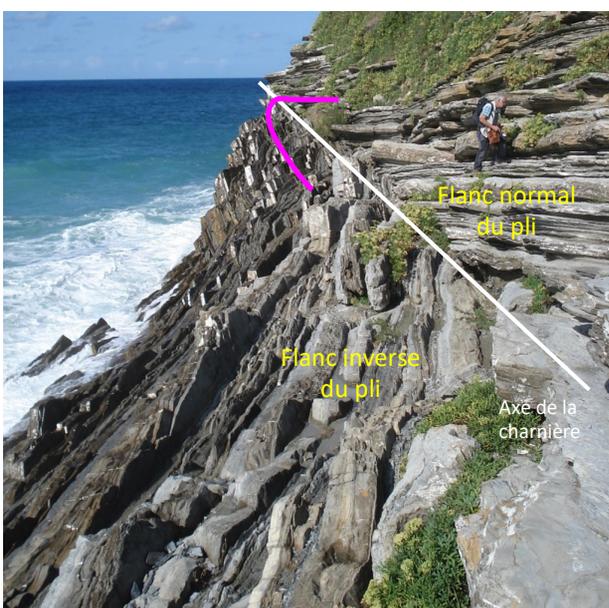
Ces strates montrent des petites fissures remplies de calcite blanche beaucoup plus nombreuses sur leur face supérieure que sur leur face inférieure.

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

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



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 fortement incliné et plonge vers la mer.



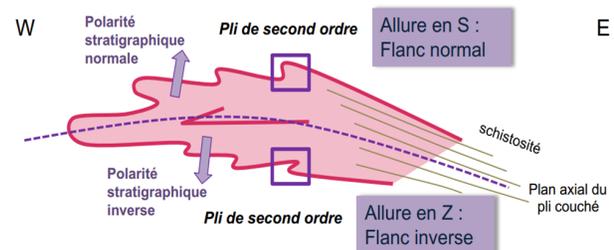
Interprétation du coin de terrasse

On peut constater que le flanc normal horizontal qui forme la terrasse appartient à un pli déversé. Le flanc inverse est plus fortement incliné (voir tracé violet).

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 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 ».

Par conséquent, il en conclut que ces plis peuvent être assimilés à des plis de deuxième ordre appartenant au flanc normal d'un mégapli, enveloppe de premier ordre (voir schéma ci-dessous).

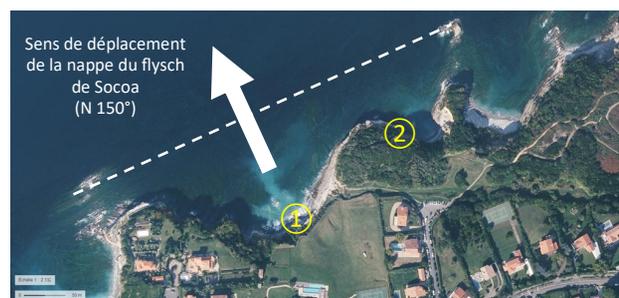


En rose, le mégapli a la forme d'une feuille de chêne ! Les plis de second ordre correspondent aux lobes de cette feuille. Lorsqu'ils dessinent un « S », ils permettent de définir le flanc normal du mégapli. Inversement, lorsqu'ils dessinent un « Z », ils définissent le flanc inverse du mégapli.

Remarque : Dans les grandes nappes de charriage, on décrit ainsi des enchaînements de plis en « S » et/ou en « Z » à très grande échelle. L'enchaînement des flancs longs et des 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.

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 l'unité de Bidart. Aujourd'hui, après plissement, cette mégastucture présente une allure de synclinal : on parle de « Synclinal de Saint-Jean-de-Luz ».



Vue aérienne de la crique du Dos de la Baleine et localisation des deux arrêts

La flèche blanche indique le sens du mouvement chevauchant du flysch de Socoa au-dessus des marnes de l'unité de Bidart située plus au Nord.

Arrêt 2 : Les altérites

A- Description de l'affleurement



Vue sur le pli déversé
à plan axial presque horizontal

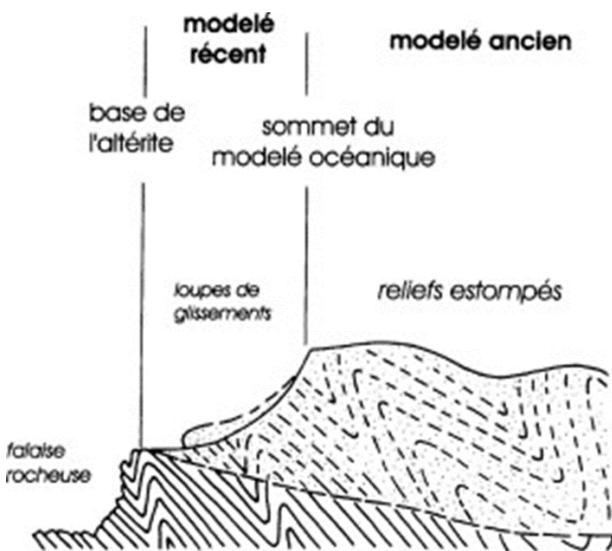
En bas de falaise, on retrouve le flysch intensément plissé.

Au sommet, on observe un profil d'altération de couleur ocre. Mais dans ce profil d'altération, on peut encore suivre les strates du flysch 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 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 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 Ph. Razin)

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 l'on a 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 figure 1 page 24).

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

Au Sud, l'unité des Cinco Villas correspond à un domaine peu profond, récifal, à Rudistes, stable et peu subsident.

Entre ce domaine et le bassin 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.

Dans le bassin de Saint-Jean-de-Luz même, orienté Est-Ouest et qui s'approfondit, parviennent des dépôts de flyschs, de brèches, grès et pélites. Ces dépôts gravitaires profonds sont essentiellement alimentés par la déstabilisation des sédiments déposés sur la bordure de la plateforme Sud-aquitaine (voir figure 2 page 24).

Du Turonien moyen au Coniacien inférieur, un contexte de bas niveau marin global favorise de nouveau 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 Béhobie et le flysch 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 par la persistance d'un magmatisme alcalin (basaltes, trachytes, filons de picrites ou de syénites) de croûte continentale amincie jusqu'au Santonien.

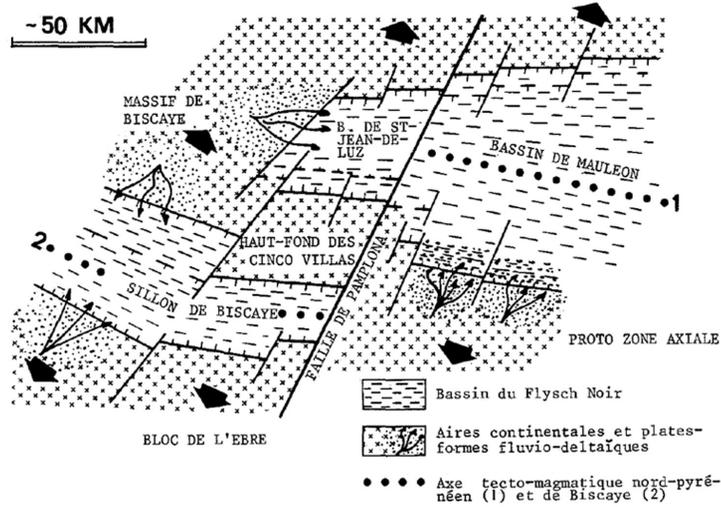


Figure 1 : Localisation du bassin de Saint-Jean-de-Luz à la limite Albien-Cénomanien

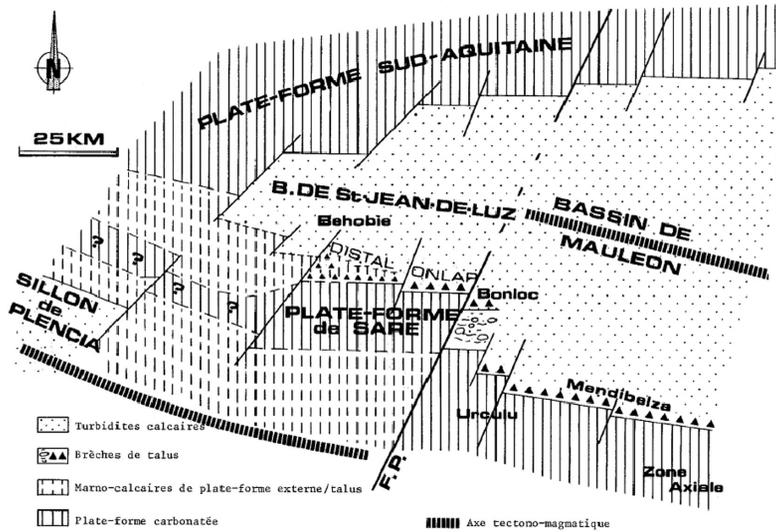


Figure 2 : Paléogéographie du bassin de Saint-Jean-de-Luz au Cénomanien-Turonien

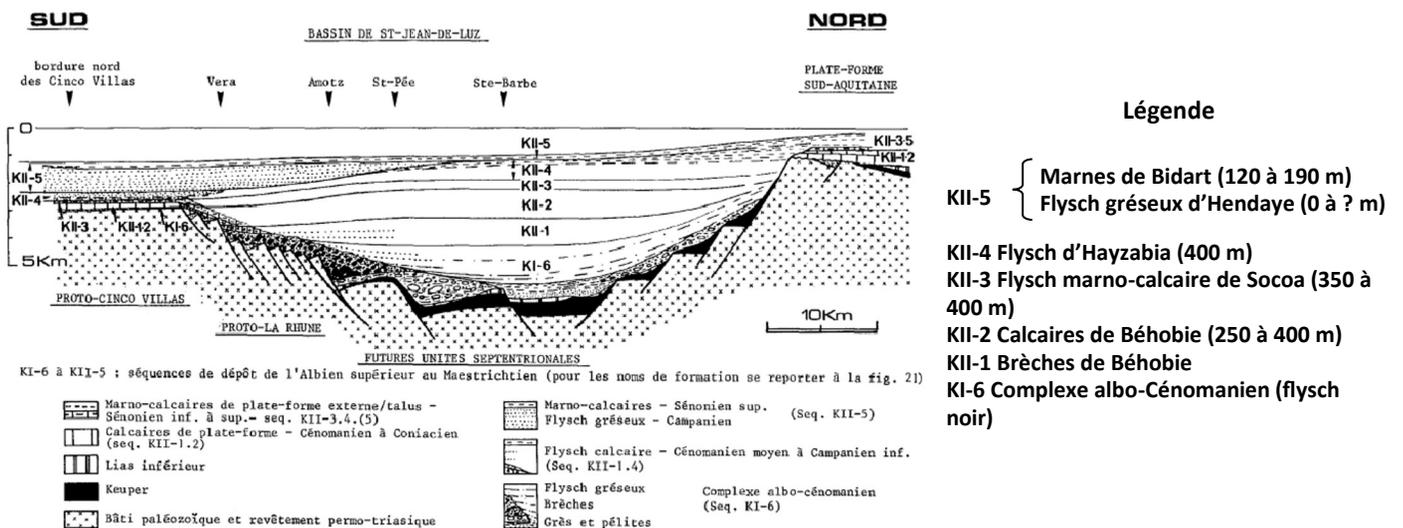


Figure 3 : Reconstitution du bassin de Saint-Jean-de-Luz à la fin du Crétacé
Le bassin de Saint-Jean-de-Luz est pratiquement comblé.

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

C'est après cet événement tectonique que débute la convergence continentale entre les plaques européenne et ibérique.

Le bassin de Saint-Jean-de-Luz, toujours séparé de celui de Biscaye par le haut-fond médian des Cinco Villas (vaste domaine à sédimentation marno-calcaire) se déforme. Sa bordure Sud s'affaisse et son dépicentre 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, **du Santonien supérieur au Campanien moyen**, d'une première séquence de comblement représentée par **le flysch d'Hayzabia** provenant de la plate-forme aquitaine. Cette sédimentation marno-calcaire hémipélagique est interrompue de temps en temps par la mise en place d'olistostromes.

Puis **au Campanien supérieur**, le haut-fond des Cinco Villas s'efface entre le bassin de Biscaye et le bassin de Saint-Jean-de-Luz, l'ensemble devenant un axe de subsidence. Et c'est désormais un flysch gréseux qui va se déposer dans le bassin de Saint-Jean-de-Luz : **le flysch gréseux d'Hendaye**. Ce flysch témoigne d'un environnement de plaine sous-marine. Mais il appartient en fait à la partie distale d'un vaste complexe turbiditique allongé Est-Ouest sur plus de 200 km, recouvrant différentes zones structurales actuelles de la chaîne (zone axiale, massifs basques, zone Nord-pyrénéenne, synclinorium de Biscaye) et qui a pour origine l'érosion de toute la partie centrale de la chaîne en cours de surrection.

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 page 7). Riches en fossiles, ces roches tendres se sont déposées dans un milieu marin beaucoup moins profond (voir figure 3 page 113).

C'est à la fin du Maastrichtien que survient la crise K/T (voir arrêt 3 page 10).

Au Paléocène, la collision se poursuivant, le bassin de Saint-Jean-de-Luz et ses marges se déforment davantage.

► Dans un premier stade de déformation, **antérieur au Lutétien**, il y a réactivation en inversion tectonique des paléo-failles 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 en tant que failles inverses.

Sur la marge Sud, l'épaisse série méso-cénozoïque du bassin de Saint-Jean-de-Luz va réagir au raccourcissement en se décollant totalement de son substratum paléozoïque au niveau de sa semelle de Keuper jouant le rôle de couche savon.

Cette véritable nappe de décollement en glissant vers le Nord va se déformer, déformations exclusivement liées à des phénomènes de gravité.

Le glissement en masse de toute la couverture méso-cénozoïque peut être mis en évidence par différentes observations de terrain (voir figure 5 page 28).

- Les surfaces de glissement se rompant, il peut en résulter des redoublements de série (formation de duplex) d'épaisseur hectométrique, parallèles à la stratification. Cela conduit alors à l'individualisation de nouvelles unités tectoniques comme celle de Bidart (arrêt 2) qui, une fois décollées, vont conduire à des superpositions anormales (principe de superposition mis en défaut). Dans tous les cas, au niveau du contact entre les unités qui se chevauchent, la roche est broyée sur près d'un mètre d'épaisseur.

- Une épaisse série turbiditique peut être également le siège d'un cisaillement généralisé. En effet, du fait de sa lithologie variée, des glissements différentiels couche à couche peuvent avoir lieu entraînant la formation de stries à la surface des couches, le développement d'une schistosité sigmoïde à l'intérieur des bancs les moins compétents ou au contraire, une fracturation précoce dans les bancs les plus compétents.

- À la faveur de blocages du glissement, toute une masse glissée peut aussi se plisser selon des grands plis pluri-kilométriques (mégastructures de premier ordre) sur les flancs desquels s'organisent des plis syncinématiques de deuxième ordre. Ce sont par exemple les très beaux plis en chevron de l'unité du flysch de Socoa, déversés vers le Nord-Ouest et que l'on a observés à la crique du Dos de la Baleine (arrêt 1 page 20).

Au Lutétien moyen, toute cette masse glissée finit par atteindre au Nord la paléomarge aquitaine.

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

Ce sillon prépyrénéen a valeur de bassin flexural c'est-à-dire qu'il résulte de la déformation de l'avant-pays en une dépression du fait de la surrection de la chaîne pyrénéenne et de la surcharge tectonique créée par le chevauchement des unités glissées. Dans celui-ci, vont surtout s'accumuler des sédiments issus du démantèlement des nappes glissées Nord-pyrénéennes.

► Dans un second temps, la surrection des zones méridionales par épaissement tectonique du bâti paléozoïque, conduit 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 les nappes se déversent de plus en plus vers les zones externes.

Au Sud du bassin de Saint-Jean-de-Luz, les failles inverses et les chevauchements précoces vont progressivement se verticaliser, voire se renverser vers le Nord comme par exemple dans l'unité de La Rhune.

Au Nord, la couverture glissée des nappes est replissée dans une succession de grandes ondulations kilométriques orientées E-O à NE-SO. Parmi ces grands plis sans schistosité, le synclinal couché de Saint-Jean-de-Luz. Parallèlement, le glissement vers le Nord de l'unité de Bidart se poursuit.

Au Lutétien supérieur, le front des nappes qui progressent vers le Nord est fragilisé et déstabilisé. Il s'ensuit la mise en place dans le bassin flexural prépyrénéen des complexes tectono-sédimentaires dont celui d'Illbarritz (arrêt 6 page 15).

La base chaotique riche en gypse de ce dernier a permis ensuite son décollement tectonique lors d'une ultime phase de compression, donnant ainsi naissance à l'unité frontale de Biarritz. Celle-ci, composée de terrains Lutétien supérieur à Oligocène, par rétrochevauchement du Nord vers le Sud, est venue se superposer anormalement et s'accréter à l'unité de Bidart (voir synthèse des arrêts 5 et 6 page 17 et figure 4 page 27).

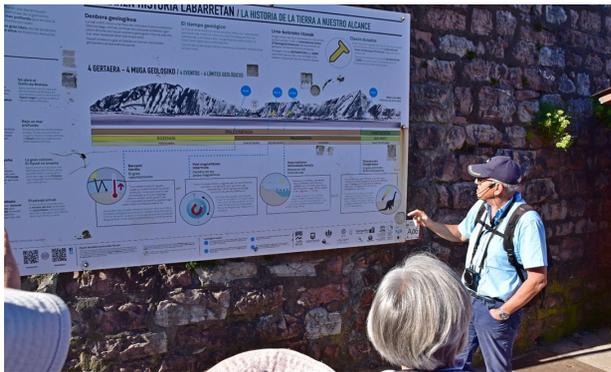
Journée 2 : Samedi 10 septembre 2022

Zumaia (Espagne)

Guide : Pierre Mauriaud

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

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 du SO vers le NE.

- **La limite Crétacé/Tertiaire** (ou limite K/T ou limite Maastrichtien-Danien) est contemporaine de celle que l'on a vue sur la côte de Bidart entre la plage d'Erretegia et celle du Pavillon Royal et elle présente exactement les mêmes caractéristiques. Elle a été datée à environ -65,5 Ma.

- **La limite Danien-Sélandien**, datée à -61,1 Ma (à Zumaia mais à -61,7 Ma sur le site du GSSP !) est marquée sur l'estran par un rentrant très net de la côte indiquant un changement brusque dans la sédimentation qui devient plus marneuse. La falaise qui forme cette limite porte un clou d'or.

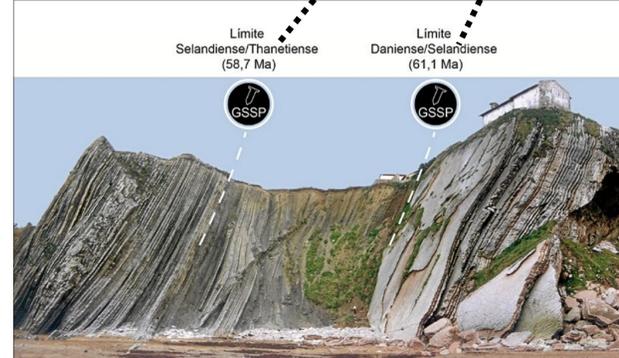
- **La limite Sélandien/Thanétien**, datée à -58,7 Ma, est séparée de la précédente par une crique. La première strate qui s'avance vers la mer porte le deuxième clou d'or. Cette limite correspond à une inversion du champ magnétique terrestre. Le chrone C26 passe de la position inverse (R) à la position normale (N) (C26R à C26N).

- **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 est caractérisé par une chute

brutale des carbonates et des isotopes ¹³C et ¹⁸O ainsi que par un renouvellement complet des associations planctoniques. Il est interprété par les spécialistes comme le résultat d'un réchauffement considérable de l'atmosphère et des océans.

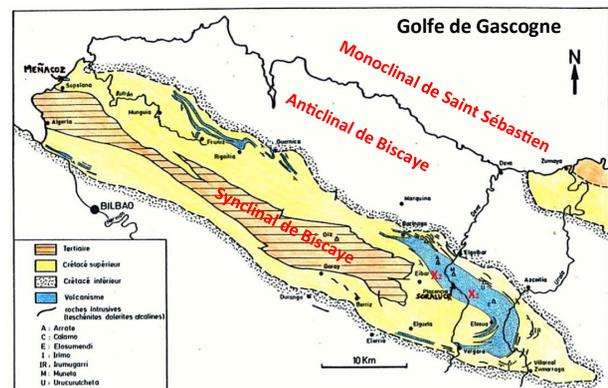
Seules ont été observées les trois premières limites.

Le tracé actuel de la côte coupe en biseau les formations de Zumaia qui se succèdent du Sud vers le Nord dans l'ordre chronologique normal : Maastrichtien, Danien, Sélandien, Thanétien et Yprésien.



Extrait de « La Cuenca Vasco-Cantábrica : génesis y evolución tectonosedimentaria » de S. Robles, A. Aranburu et A. Apraiz

Toutes ces formations sont en même temps verticalisées et pentées vers le Nord. On est donc ici sur le flanc Sud d'un synclinal, qualifié de « Monoclinal de Saint-Sébastien » et séparé du synclinal Tertiaire de Biscaye situé plus au Sud par l'anticlinal du même nom à cœur Crétacé moyen.



Quelques structures géologiques du Pays Basque espagnol

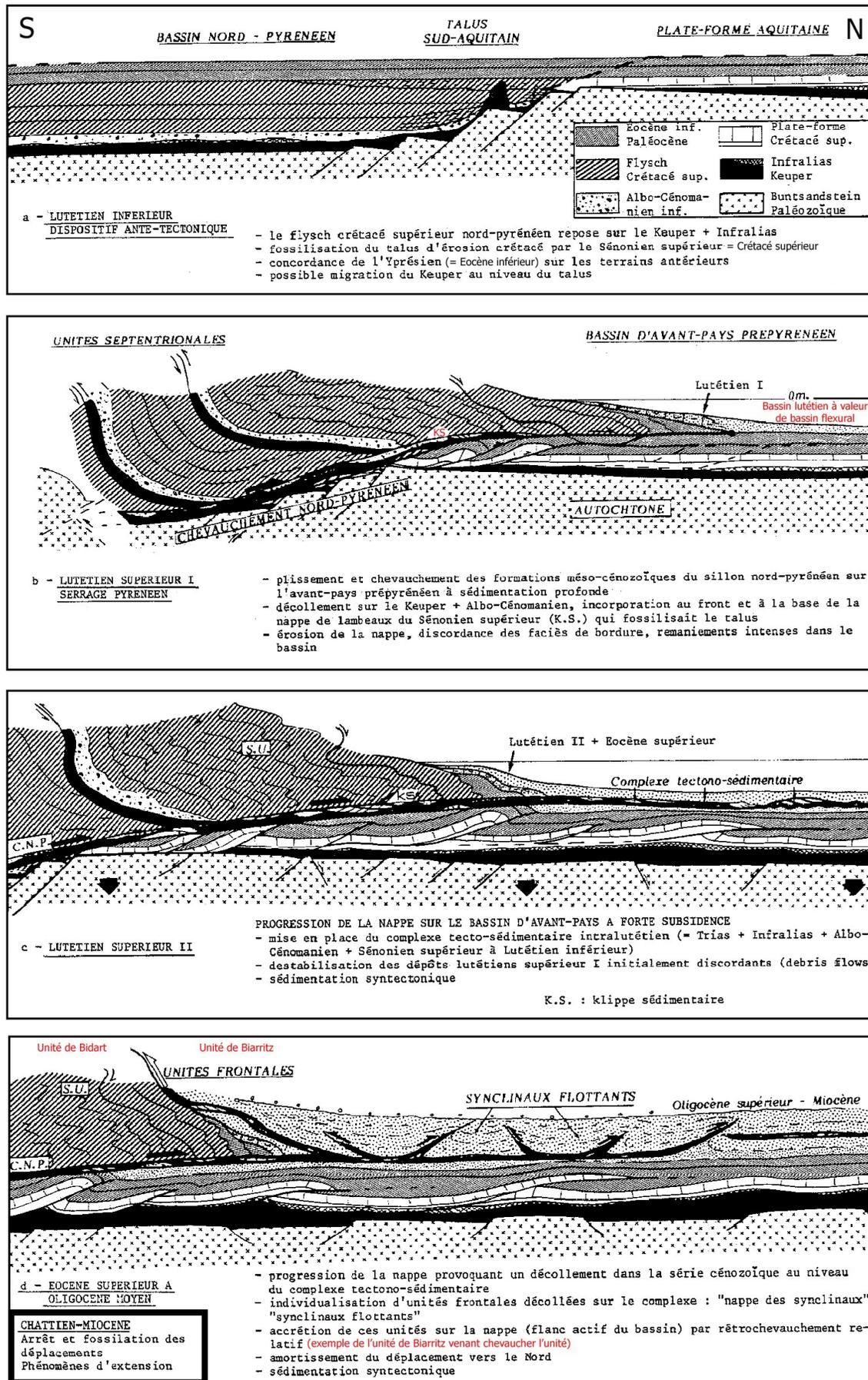
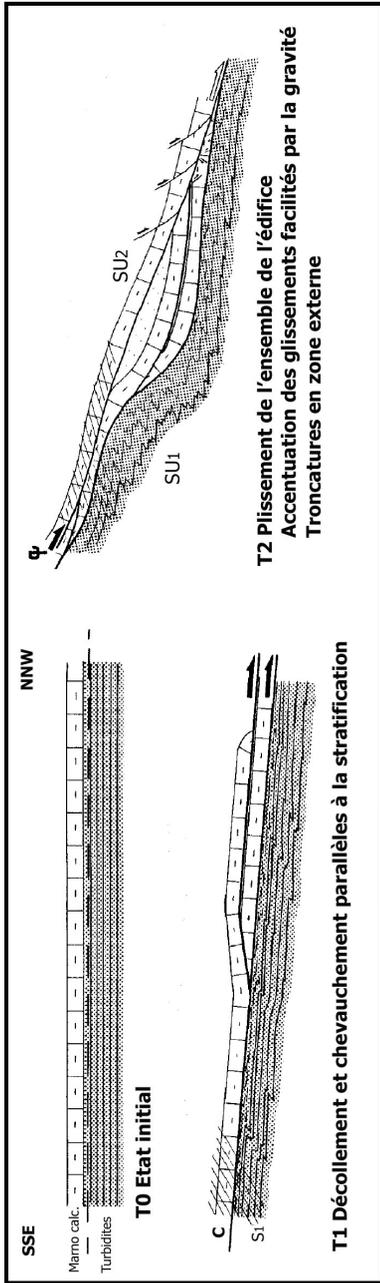
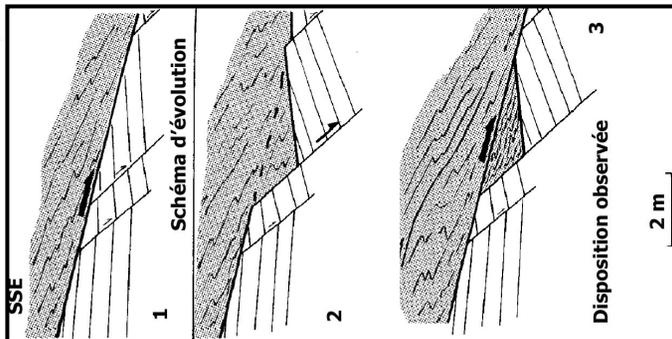
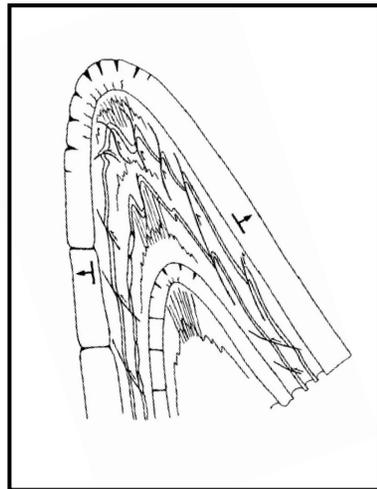
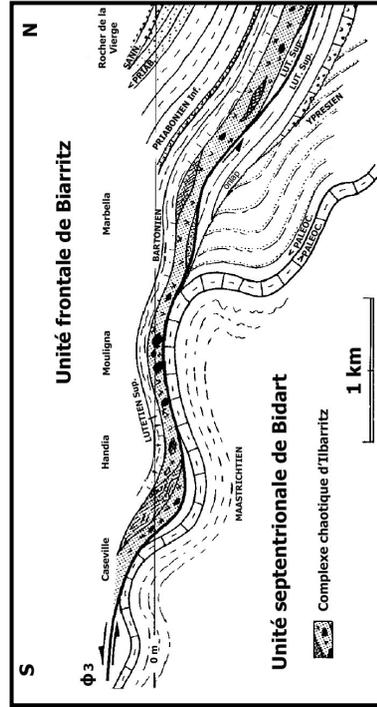


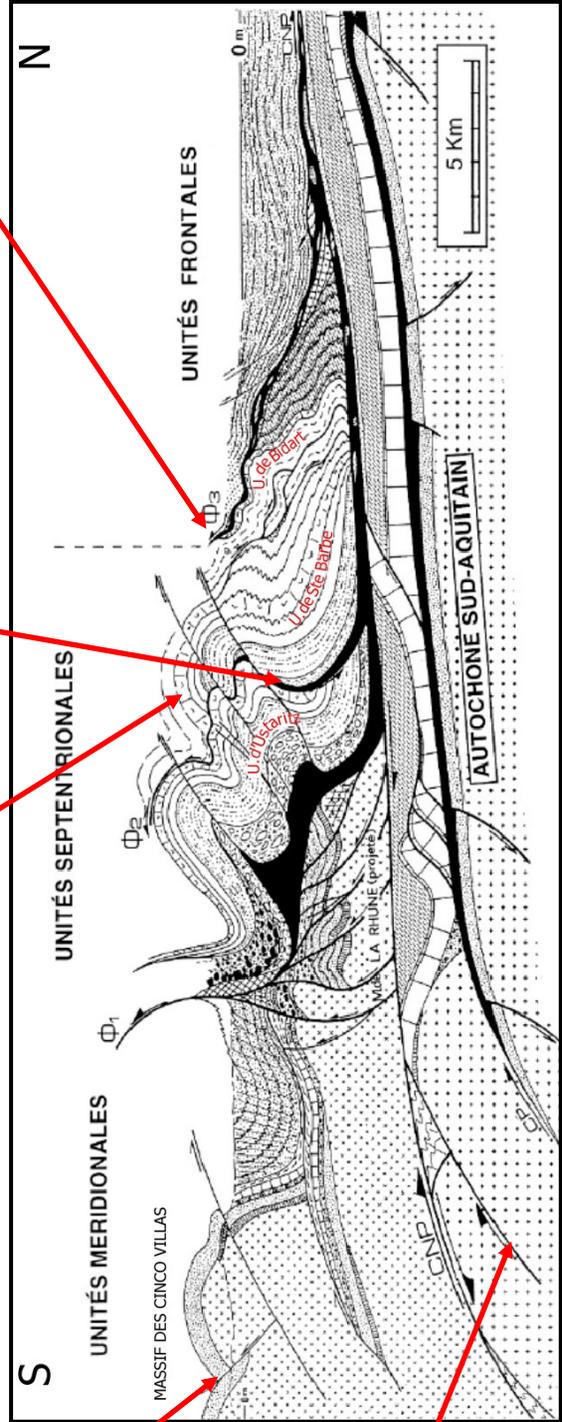
Figure 4 : Schéma d'évolution de la zone frontale Nord des Pyrénées occidentales (Dessin schématique, échelle non respectée) - Thèse Ph. Razin (1989)



Chevauchement précoce avec rampe (formation de duplex, de nouvelles unités se chevauchant du Sud vers le Nord - rôle essentiel joué par le Keuper)



Inversion tectonique (failles normales du socle fonctionnant en tant que failles inverses)



Chevauchement en retour (du Nord vers le Sud) de l'unité de Biarritz sur l'unité de Bidart

Figure 5 : Tectonique dans le bassin de Saint-Jean-de-Luz (figures tirées de la thèse de Ph. Razin)

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 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/ou par le métamorphisme ;

- il doit être facile à dater, riche 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



Point digne d'intérêt !

Alternance de bancs de calcaire et de marne du Danien à pendage très redressé

(1 banc de calcaire + 1 banc de marne = 1 doublet ou duplex)

Cette alternance répétitive de bancs de calcaire et de marne n'est surtout pas une turbidite !

On pourrait s'en rendre compte en examinant de près les bancs : absence de granoclassement, de figures de sédimentation (convolutes, etc...).

Il y a un autre argument qui vient *a posteriori*. En effet, au sommet et à la base de ce Danien, très 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 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)

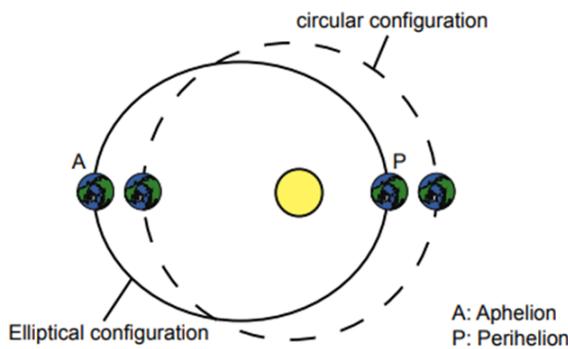
Milan Milankovitch a mis en évidence trois paramètres orbitaux de la Terre susceptibles d'avoir des incidences sur les variations de l'apport d'énergie solaire et par voie de conséquence, sur le climat global de notre planète.

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.

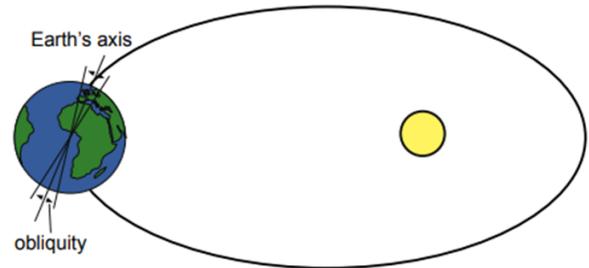


Extrait de la thèse de M. Martinez (2014)

2. L'obliquité de l'axe des pôles

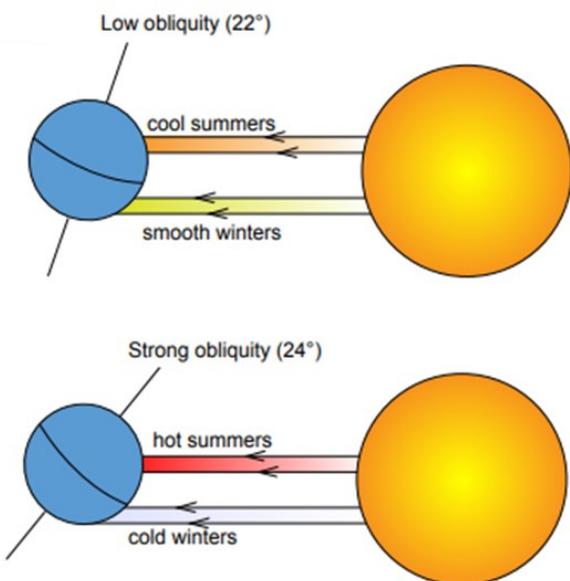
L'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport au plan de l'écliptique est actuellement de 23°27'. L'obliquité correspond à l'angle que fait l'axe de rotation de la Terre (axe pôle Nord - pôle Sud) avec la normale au plan de l'écliptique, c'est-à-dire le plan sur lequel la Terre tourne autour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



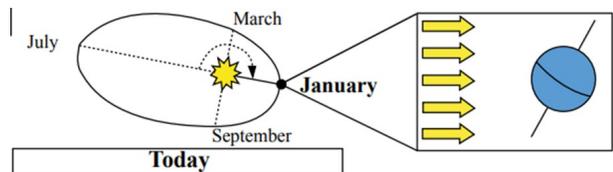
Extrait de la thèse de M. Martinez (2014)

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 pôle Nord - pôle Sud 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

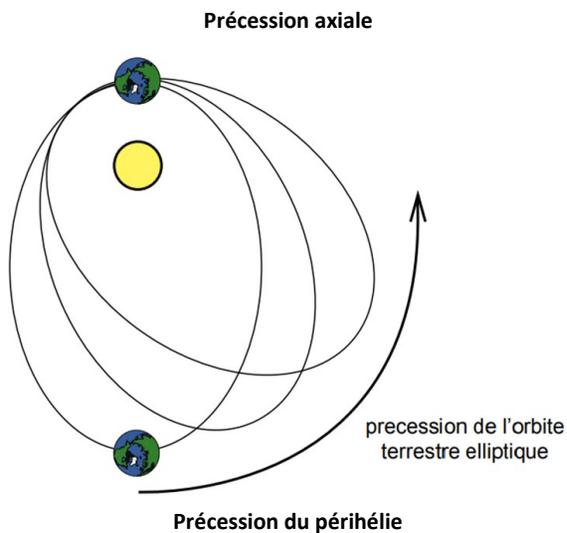
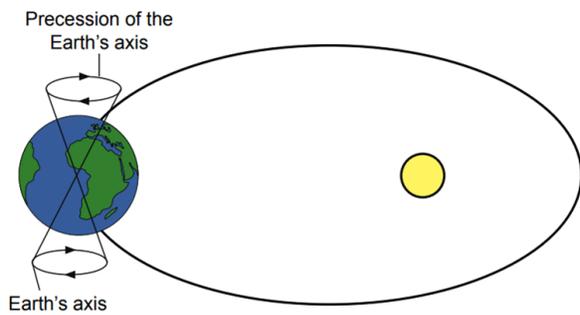
La Terre n'est pas une sphère parfaite ; elle est renflée à l'équateur et aplatie aux pôles. Cette dissymétrie introduit des inégalités dans l'attraction qu'exercent sur notre planète le Soleil et la Lune.

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°27' de part et d'autre du plan de l'écliptique.

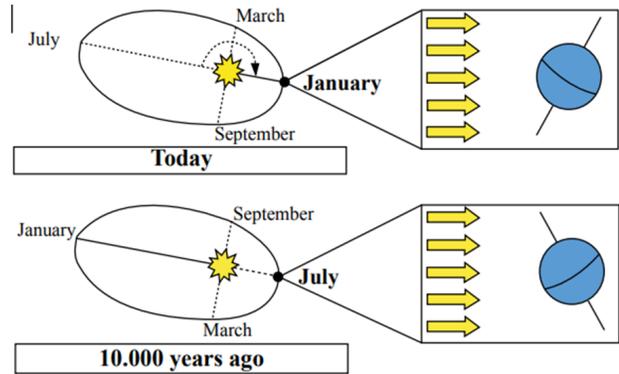
En astronomie, on appelle précession le mouvement de rotation de l'axe d'un corps, lui-même en rotation. Ici il s'agit de précession axiale.

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 c'est-à-dire rotation du grand axe de l'orbite. 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.



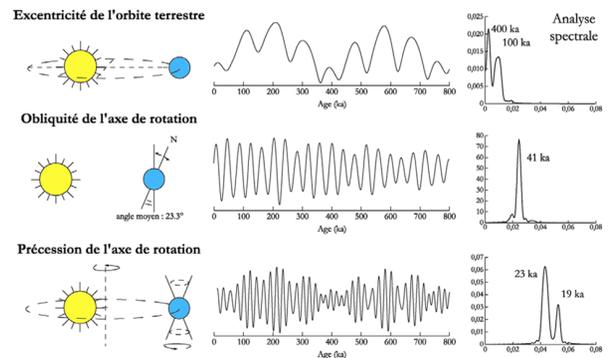
Ainsi (voir figure ci-après), il y a environ 10 000 ans, la Terre passait par le point le plus proche du Soleil au moment du solstice d'été boréal (pour l'hémisphère Nord) et non au solstice d'hiver comme de nos jours. L'hémisphère Nord recevait alors plus d'énergie solaire en été et moins en hiver : 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.



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.

Revenons au Danien.

Le Danien a duré : 65,5 - 61,1 = 4,4 Ma.

Pendant cette période, les sédiments déposés ont formé, après diagenèse, 70 m de roches 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, a une épaisseur de l'ordre de 40 cm.

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

À Zumaia, chaque doublet pourrait donc 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 vue en coupe juste à côté pour se rendre compte que l'épaisseur des doublets varie. Et de plus, il y a des failles et des turbidites dans le Danien !!!!!



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



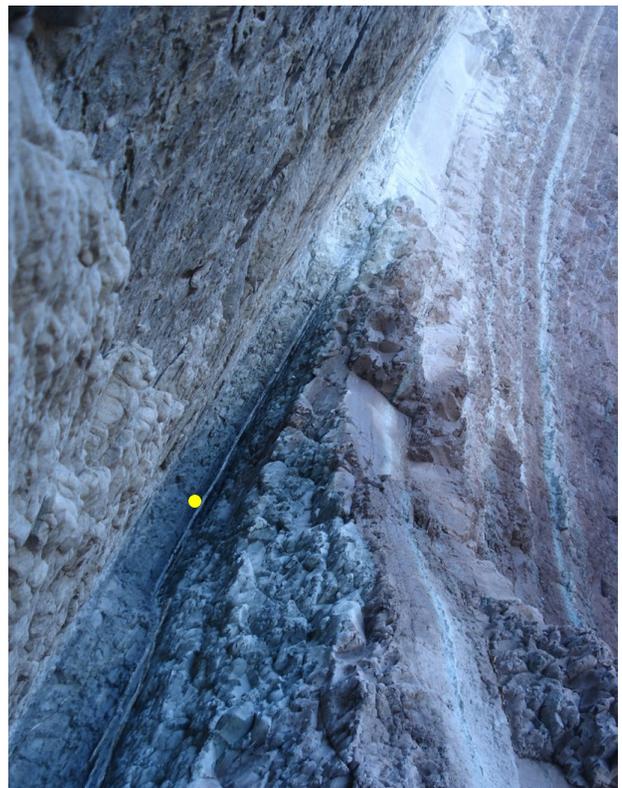
Aux abords de la limite K/T



Descente vers la crique d'Algorri

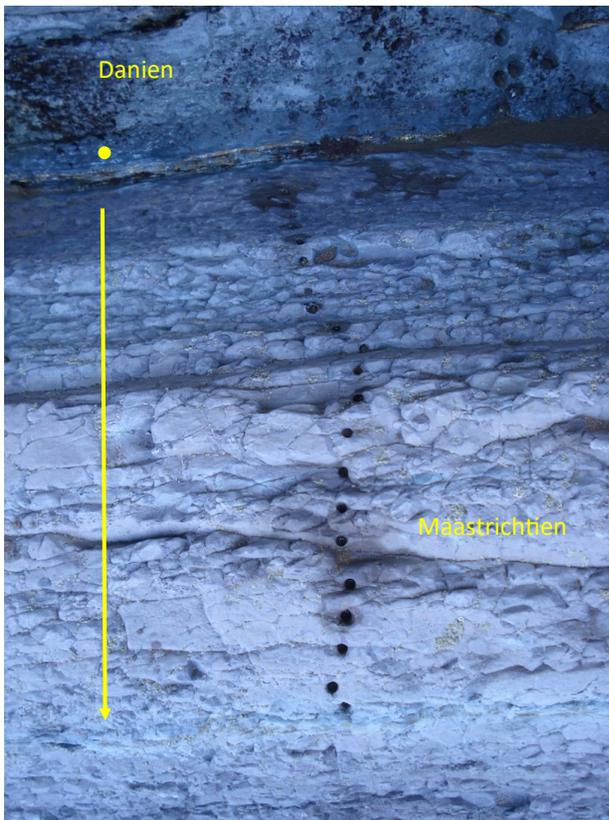
Arrêt 2 : La limite K/T dans la crique d'Algorri

NB : L'explication de la limite K/T a été donnée hier sur la plage de Bidart.



La couche à iridium (point jaune)

Mais ce qui peut surprendre ici est le nombre incalculable de trous de carottage parfois bien alignés 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 !



Trous de carottage au niveau des toutes dernières strates du Maastrichtien (le point jaune en haut à gauche est situé très exactement sur la couche à iridium)

Mais quel est l'intérêt de ce carottage ? Qu'en fait-on ?

Les strates sont ici pratiquement verticales. En suivant la flèche de la photographie ci-dessus, on se déplace donc des strates les plus récentes du Maastrichtien vers les strates les plus anciennes. 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.

Intérêt de la chimostratigraphie

La chimostratigraphie 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 qui s'y sont formées.

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**.

Les variations dans la roche sédimentaire d'un paramètre donné lié à l'eau de mer seront par conséquent le reflet fidèle des variations de la composition de cette eau de mer que l'on pourra ensuite mettre en relation avec sa température puis celle de l'atmosphère.

Les paramètres les plus utilisés sont le rapport isotopique $\delta^{18}\text{O}$ pour les isotopes de l'oxygène et le rapport isotopique $\delta^{13}\text{C}$ pour les isotopes du carbone, l'oxygène étant un constituant de l'eau et le carbone entrant dans la composition du calcaire, composant essentiel du test des Foraminifères marins.

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

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

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 avec d'autres résultats issus de méthodes comme la biostratigraphie, la chronologie absolue... et la magnétostratigraphie.

Intérêt de la magnétostratigraphie

Comme on le sait, le champ magnétique terrestre s'inverse de nombreuses fois au cours des temps géologiques.

On sait par exemple que les basaltes, entièrement cristallisés et solides vers 700°C mais encore chauds, enregistrent le champ magnétique terrestre 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 du basalte qui vont s'orienter librement selon le champ magnétique terrestre du moment comme l'aiguille d'une boussole ... car tous les cristaux du basalte sont déjà formés !

L'aimantation qu'ils vont enregistrer est en fait 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).

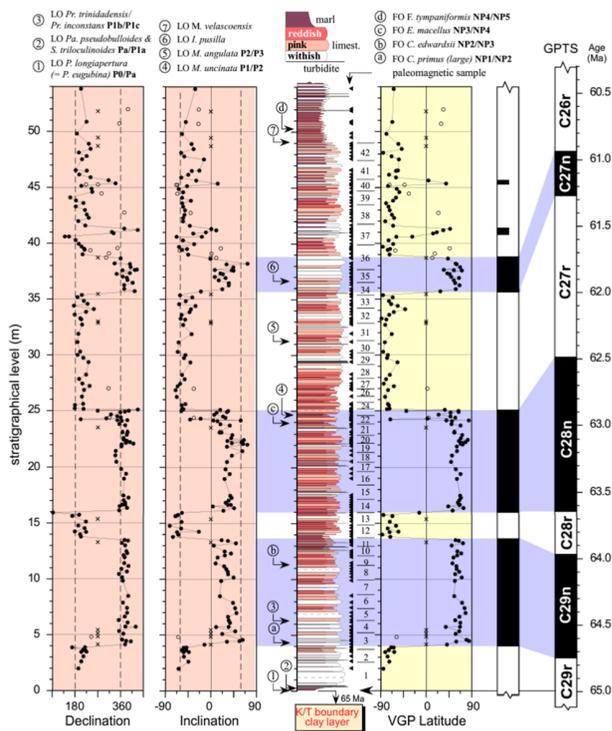
Ces fines particules vont s'aligner dans la direction du champ magnétique terrestre au moment de leur dépôt ... comme les aiguilles d'une boussole puisqu'elles sont libres au sein du sédiment.

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.



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

Cette formation Zumaia-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.

Sur la falaise qui forme la bordure Sud de la crique d'Algorri, on peut observer à la surface des bancs de nombreuses traces d'activité biologique difficiles à identifier et quelques figures tectoniques de glissement.

En effet, certains bancs présentent à leur surface supérieure des stries qui donnent la direction de leur déplacement. Les crochons ou ressauts qu'ils portent permettent de plus de déterminer le mouvement relatif du banc par rapport à celui qui le recouvre.



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



Traces d'activité biologique : Zoophycos ?



Traces d'activité biologique

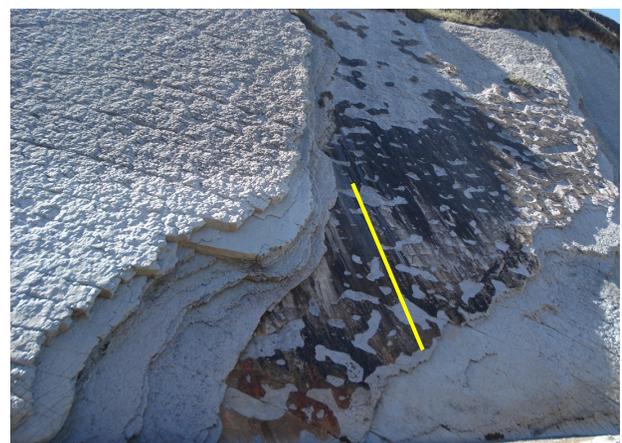
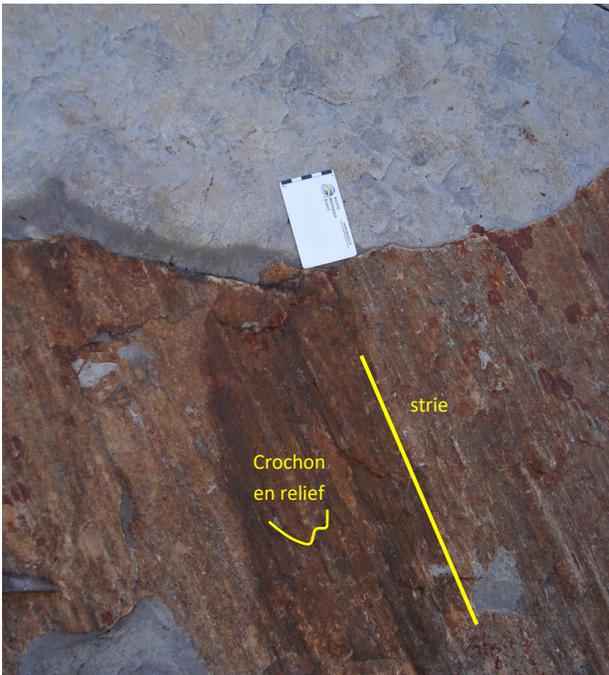


Figure tectonique, indice de glissement



Détail

On observe très bien à la surface du banc oxydé des crochons (ou ressauts) en relief.

La couche à la surface oxydée s'est donc déplacée relativement vers le haut par rapport à celle qui la recouvrait.



Alternance de couches de calcaire et de marne

La couche de marne, au centre, présente une schistosité nette.

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

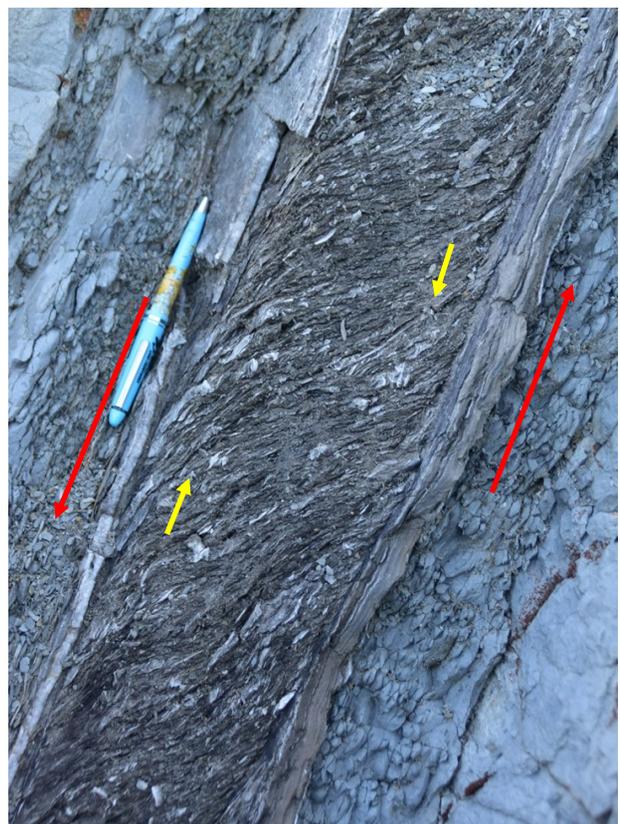


La limite Nord de la crique datée du Thanétien est constituée d'une alternance de couches de calcaire blanc et de marne grise avec quelques intercalations peu épaisses de turbidites.

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

Quelques strates calcaires ont été « carottées ».

Si la plupart des couches marneuses montrent une schistosité frustre parallèle à la stratification, certaines ont été déformées et présentent des figures sigmoïdes indiquant un cisaillement produit par le glissement des couches calcaires mitoyennes.



Figures sigmoïdes dans le banc marneux

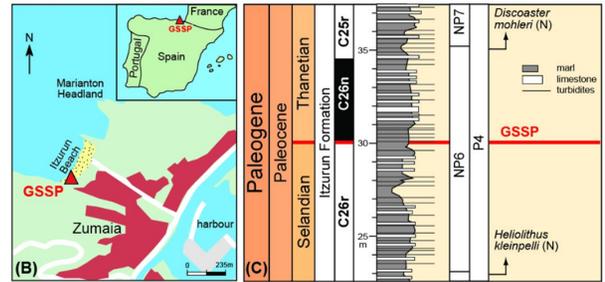
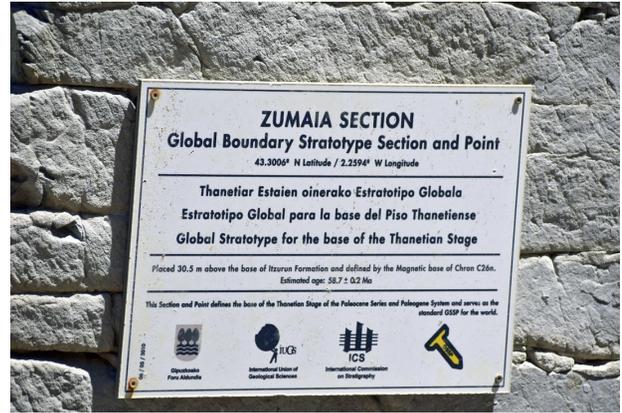
Le banc marneux tendre s'est déformé pris entre deux bancs calcaires qui se sont déplacés dans le sens indiqué par les flèches rouges.



La limite Sélandien / Thanétien



Le clou d'or ! Il faut le chercher !



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

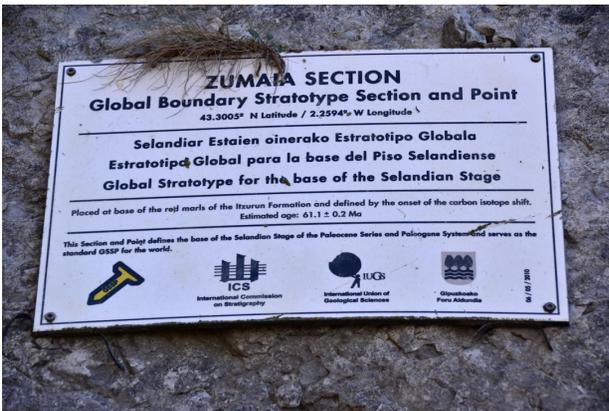
Comme l'indique la pancarte plantée à côté du clou d'or, la limite Sélandien - Thanétien a été placée à la base de l'inversion magnétique chrone 26n c'est-à-dire à la limite entre le chrone C26r à polarité inverse (en blanc) et le chrone C26n à polarité normale (en noir).

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



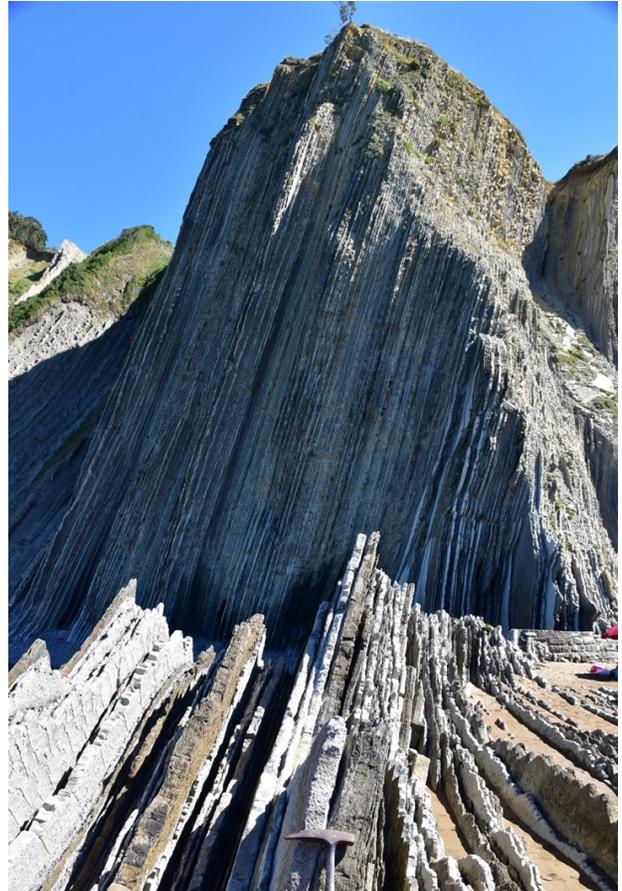
La limite Danien / Sélandien

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



Arrêt 4 : Pointe Est de la plage d'Itzurun

Affleure ici un ensemble principalement marneux avec d'abondantes intercalations de turbidites silicoclastiques qui a été daté de l'Yprésien.

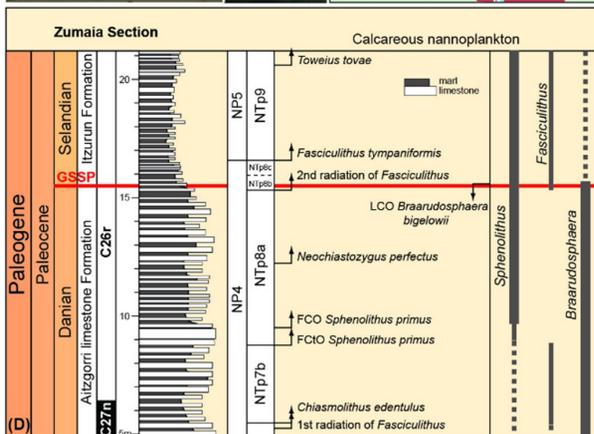
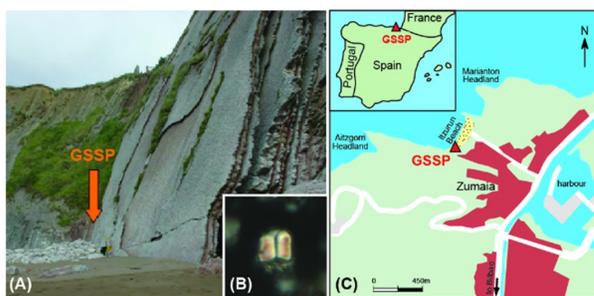


Et là, on peut lire qu'on a fait coïncider la limite Danien - Sélandien de la base des marnes rouges de la formation d'Itzurun avec une chute du $\delta^{13}C$ que l'on a mesuré dans le test de Foraminifères benthiques.

On relie cette chute du $\delta^{13}C$ 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).

Ces turbidites, 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 qui a été soit un canyon soit un chenal.



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



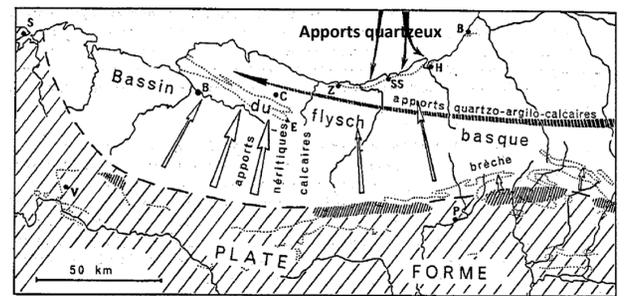
Convolutes



Figure de charge et convolutes



Encoche littorale à la base de la falaise



Paléogéographie du bassin basco-cantabrique au Paléogène



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



Journée 3 : Dimanche 11 septembre 2022**La côte de Biarritz****Guide : Gilbert Guingand, géologue au CPIE****Accompagnateur : Pierre Mauriaud****Promenade géologique dans la ville de Biarritz****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 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.

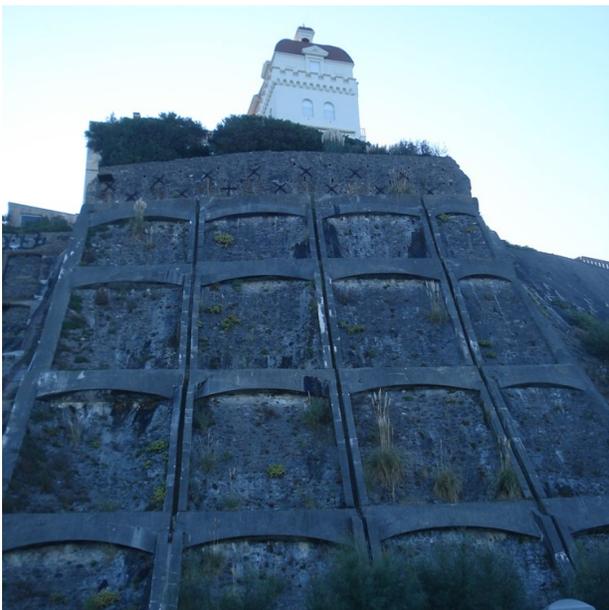
Cette falaise a été fragilisée pour différentes raisons :

- 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



Image Google

Car la côte continue à évoluer. Pour preuve!

En 1971, la falaise auprès de laquelle est établie la Villa Lilinita s'est écroulée. L'écroulement 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...



Enrochement constitué de blocs d'ophite



Dallage en quartzite de la promenade du Prince de Galles

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 à Nummulites du Chattien (ex-Stampien), 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 Pentacrinés 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.

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).



La « caverne » de l'Atalaye

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 un restaurant russe qu'il nomma le « 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.



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 miches.

Sur la photographie ci-dessous, 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 ou l'existence d'une ancienne nappe phréatique ou est-elle le résultat d'une activité biologique intense (bioturbations)? On peut rappeler que cette formation Oligocène, une fois émergée, a connu 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

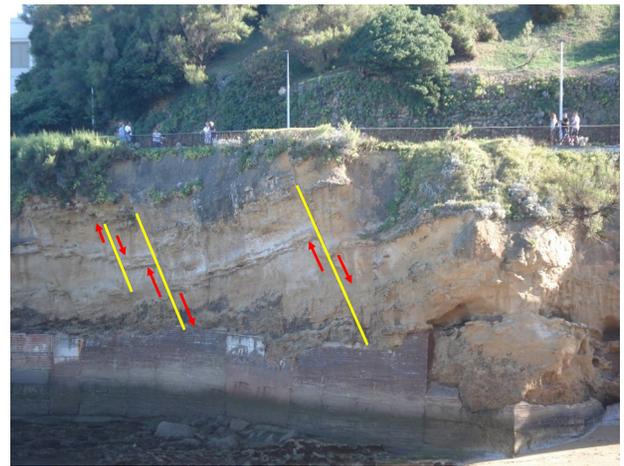


Vue générale

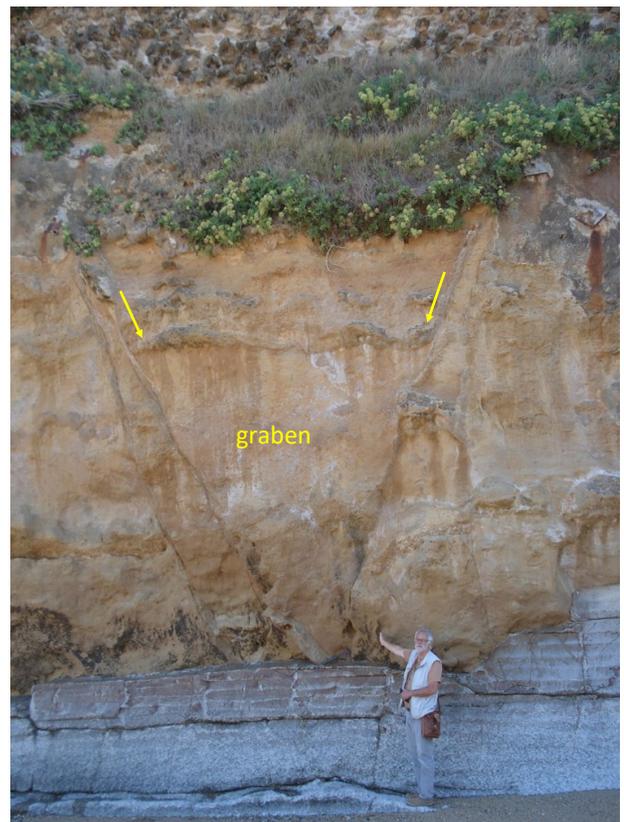
Le synclinal de Biarritz orienté Est-Ouest est affecté ici par de nombreuses failles normales à première vue d'orientation Nord-Sud. On peut même y voir un graben.

Failles normales et graben indiquent 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.



Failles normales sur le flanc Nord de la plage du Port-Vieux



Détail du graben

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



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

Arrêt 4 : Le Rocher de la Vierge



Monument en grès fluviatile 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, ces grès et conglomérats sont perchés à 900 m d'altitude. On a donc là un bel exemple d'inversion de relief.



Le Rocher de la Vierge

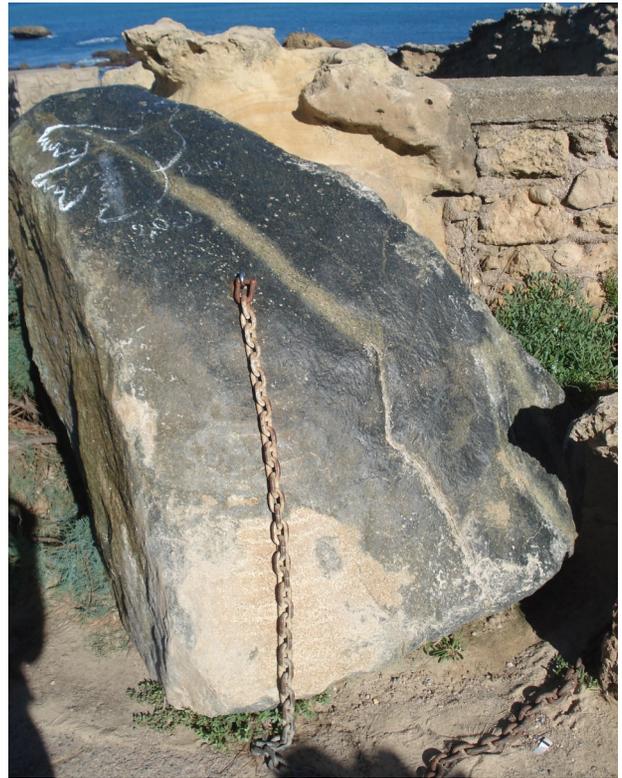
Juste avant la passerelle, on peut observer à droite un gros bloc d'ophite.

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 de structure microgrenue.

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).



Bloc d'ophite

Le faciès dominant ici est celui déjà observé aux arrêts 2 et 3 c'est-à-dire des grès fins calcaires ocre parsemés de boules, de protubérances très nombreuses et alignées dans les plans de stratification.

On voit bien que ces protubérances 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 qu'il 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 et 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 mode de transformation localisé du sédiment.



Grès fins calcaires ocres avec ses nombreuses bioturbations formant des protubérances

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.



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 Lamellibranches dans les bancs calcaire-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'Atalaye (arrêt 5), une passerelle est lancée jusqu'au rocher du Cucurlon qui fut 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 fousissage » 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,



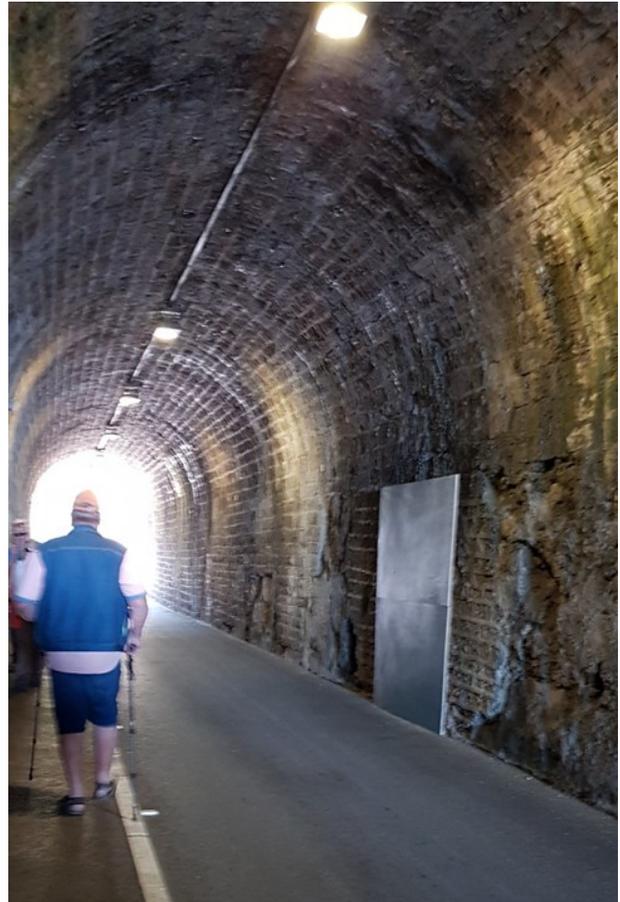
- quand on l'examine par dessous, on a l'impression qu'elle était initialement creuse car on y voit comme un « cortex » dépourvu de Nummulites et un « cœur » qui en est rempli. On est donc en fait devant un « conduit » à section bien circulaire ! Et si on examine la disposition des Nummulites dans ce 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.



Le conduit vu de dessous

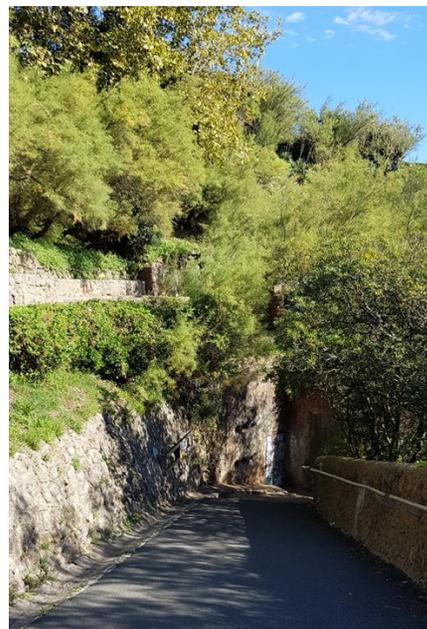
- enfin, elle est toute en relief parce que dure, alors qu'autour de certains de ses tronçons, la roche est tendre et creusée, altérée.

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

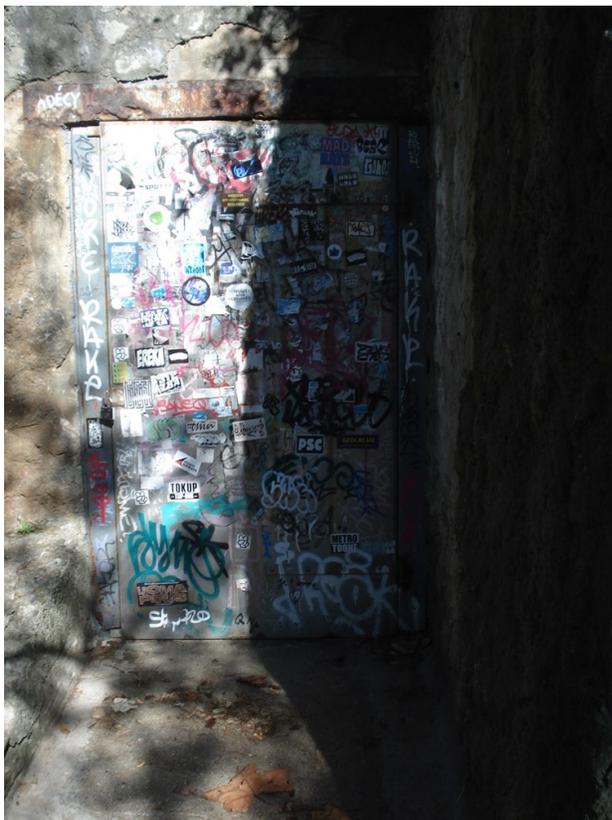


Tunnel de l'Atalaye creusé sous Napoléon III vers 1860 pour la construction du port de refuge à l'abri du Rocher de la Vierge

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 la digue du port de refuge.



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

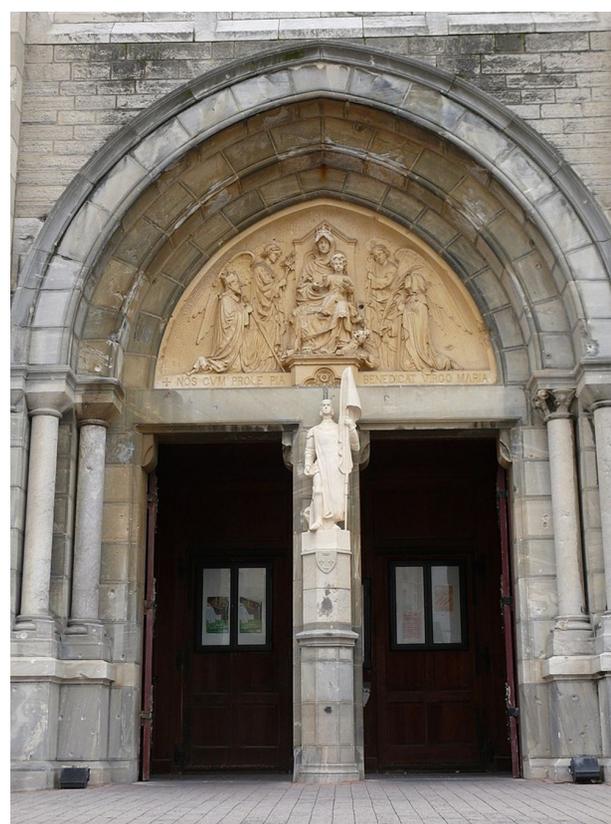


Porte d'entrée dans la « caverne » de l'Atalaye (voir arrêt 2)



Détail du parement en cipolin

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



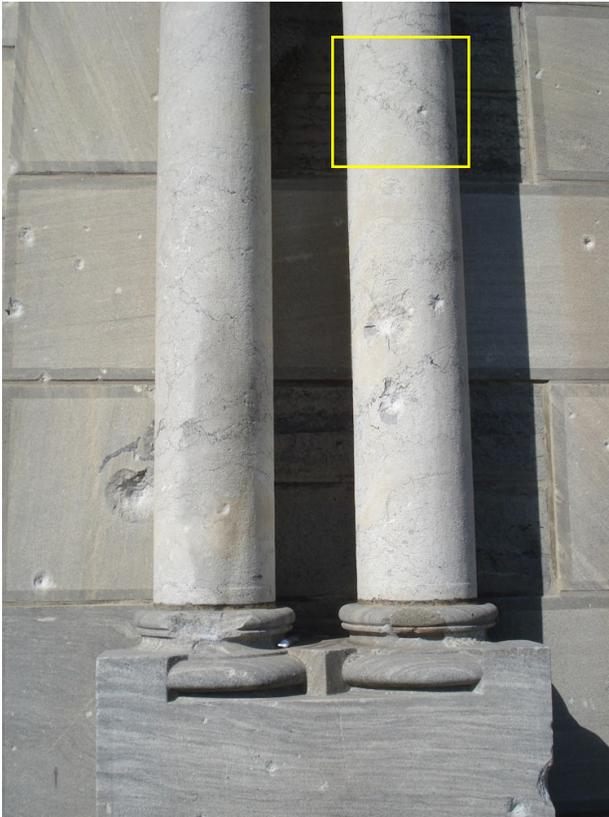
Église Sainte Eugénie



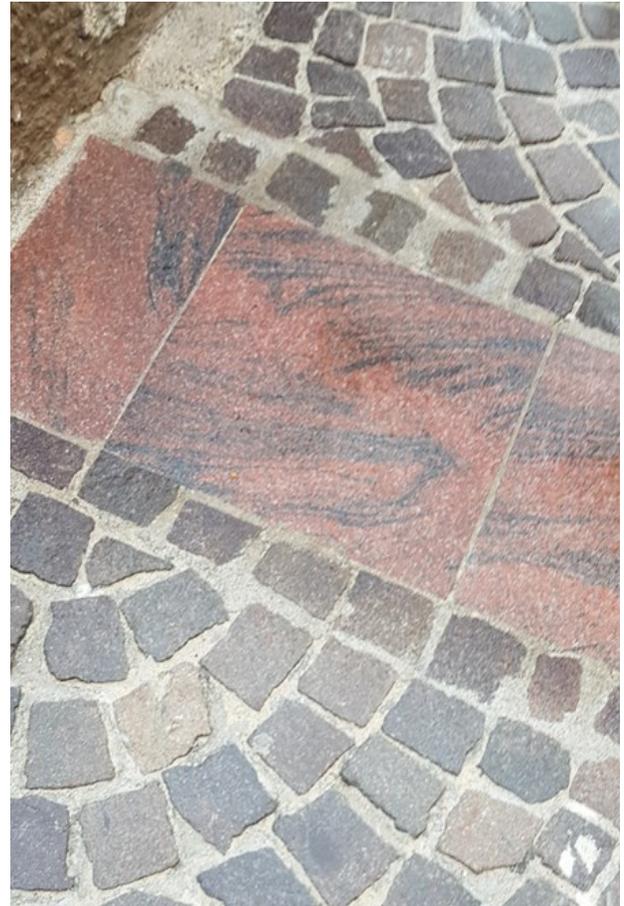
Mur décoré de pierres de parement
Ici, ce sont des calcaires métamorphisés en cipolin.



Grès (?) avec figures de boudinage



Colonnes des piédroits du porche avec joints stylolithiques



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



Joints stylolithiques



Calcaire à silex



**La grande plage et le casino
Au premier plan, le Rocher des Enfants**



Le casino actuel style Art déco

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.



La grande plage et le phare de Biarritz



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.

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

En 1858, à l'emplacement du casino actuel ont été construits les « bains Napoléon » de style mauresque.



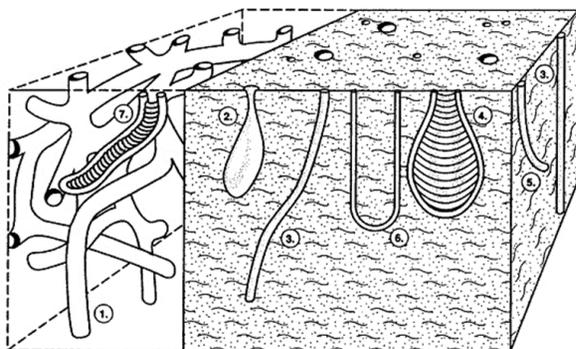
**Les bains Napoléon en 1889
(aquarelle A.Grimard-Collection F. Palangié)**

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 Laulhé ; il est intégralement restauré en 1993, c'est le casino actuel.



Calcaire fin à « Thalassinoïdes » = Terriers de Crustacés Décapodes (?)



1. Thalassinoides
2. Gastrochaenolites
3. Skollithos
4. Diplocraterion
5. Psilonichnus
6. Arenicolites
7. Rhizocorallium

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

Ces traces fossilisées sont appelées « ichnites ».

Bibliographie

« 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.

Sites Internet consultés

<http://www2.ggl.ulaval.ca/>

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



www.stratigraphy.org

CHARTe CHRONOSTRATIGRAPHIQUE INTERNATIONALE

v 2019/05



Commission Internationale de Stratigraphie



La définition de la limite inférieure de chaque unité formelle par un point précis dans la coupe d'un stratotype de référence (GSSP Global Boundary Stratotype Section and Point) est encore en cours. Y compris celle des unités de l'Archéen et du Protérozoïque, auparavant définie par des âges absolus (GSSA-Global Standard Stratigraphic Ages). Les noms en italique indiquent des unités informelles et l'espace pour des unités à nommer. Les chartes et des informations plus détaillées sur les GSSP sont disponibles sur le site web de l'International Commission on Stratigraphy (ICS) www.stratigraphy.org.

Les âges numériques sont sujets à révision et ne définissent pas les limites du Phanérozoïque et de l'Édiacarien; seuls les GSSP le font. Pour les limites du Phanérozoïque qui n'ont pas de GSSP ratifiés ou des âges numériques calibrés, un âge numérique approximatif (*) est indiqué.

Les sous-séries/épouques ratifiées sont abrégées par S (Supérieur), M (Moyen) et I (Inférieur). Les âges numériques de tous les systèmes à l'exception de ceux du Quaternaire, du Paléogène, du Crétacé, du Trias, du Permien et du Précambrien ont été définis par les sub-commissions de l'ICS.

Les couleurs suivent les recommandations de la Commission de la Carte Géologique du Monde (www.cgmw.org) Chart faite par K.M. Cohen, D.A.T. Harper, P.L. Gibbard, J.X. Fan (c) Commission Internationale de Stratigraphie, Mai 2019

Créateur: Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.X. (2013; updated) The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes 36:198-204.

URL: <http://www.stratigraphy.org/ICSChart/ChronostratChart2019-05French.pdf>