

Pays Basque

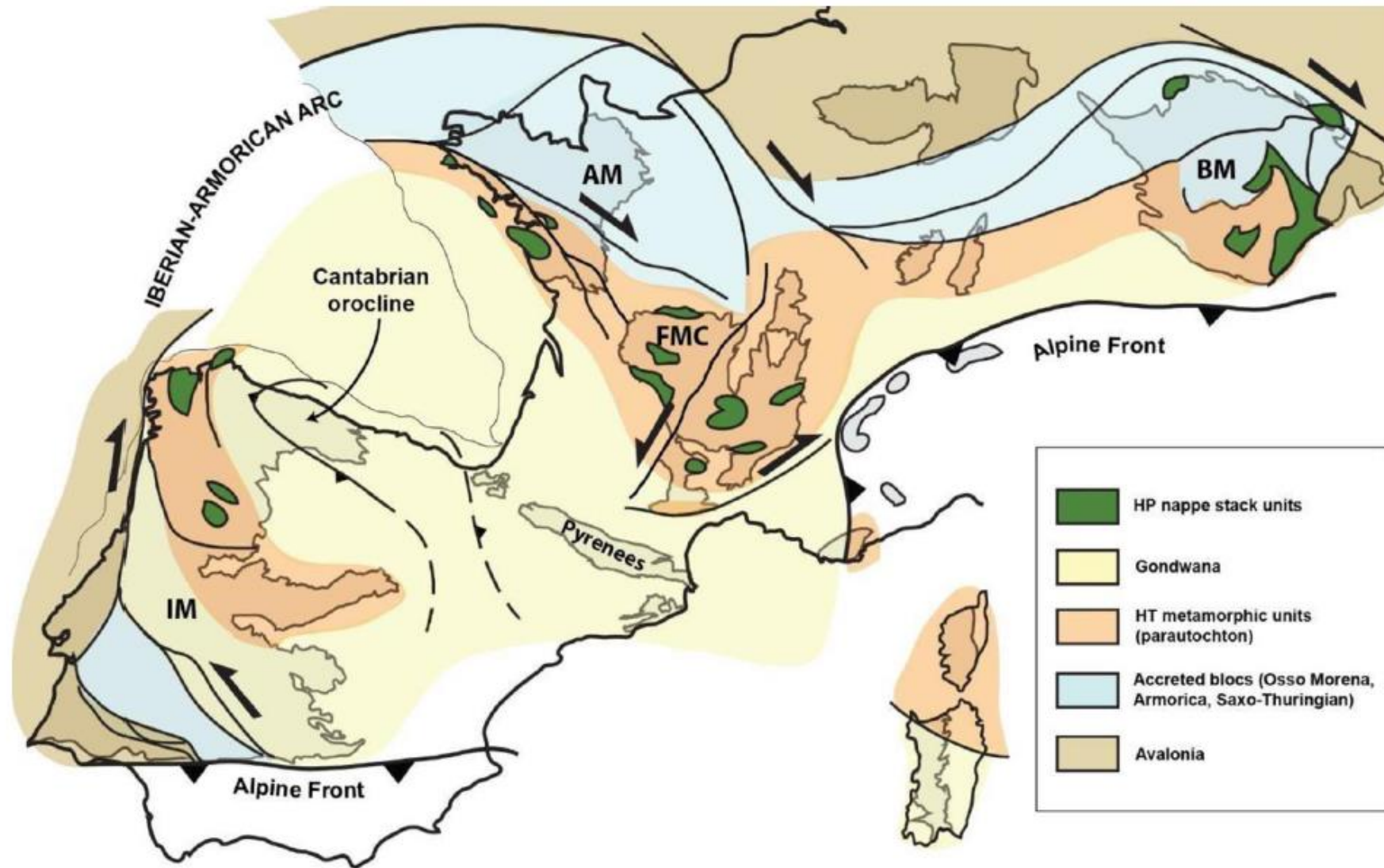


Figure 14 Carte structurale schématique de la chaîne Hercynienne ouest européenne avec en gris les principaux affleurements de socle hercynien. L'Ibérie, la Corse et la Sardaigne sont ici dans leur position actuelle. AM : massif Armoricain, BM : massif de Bohême, FMC : massif Central, IM : massif Ibérique d'après Cochelin et al. (2016).

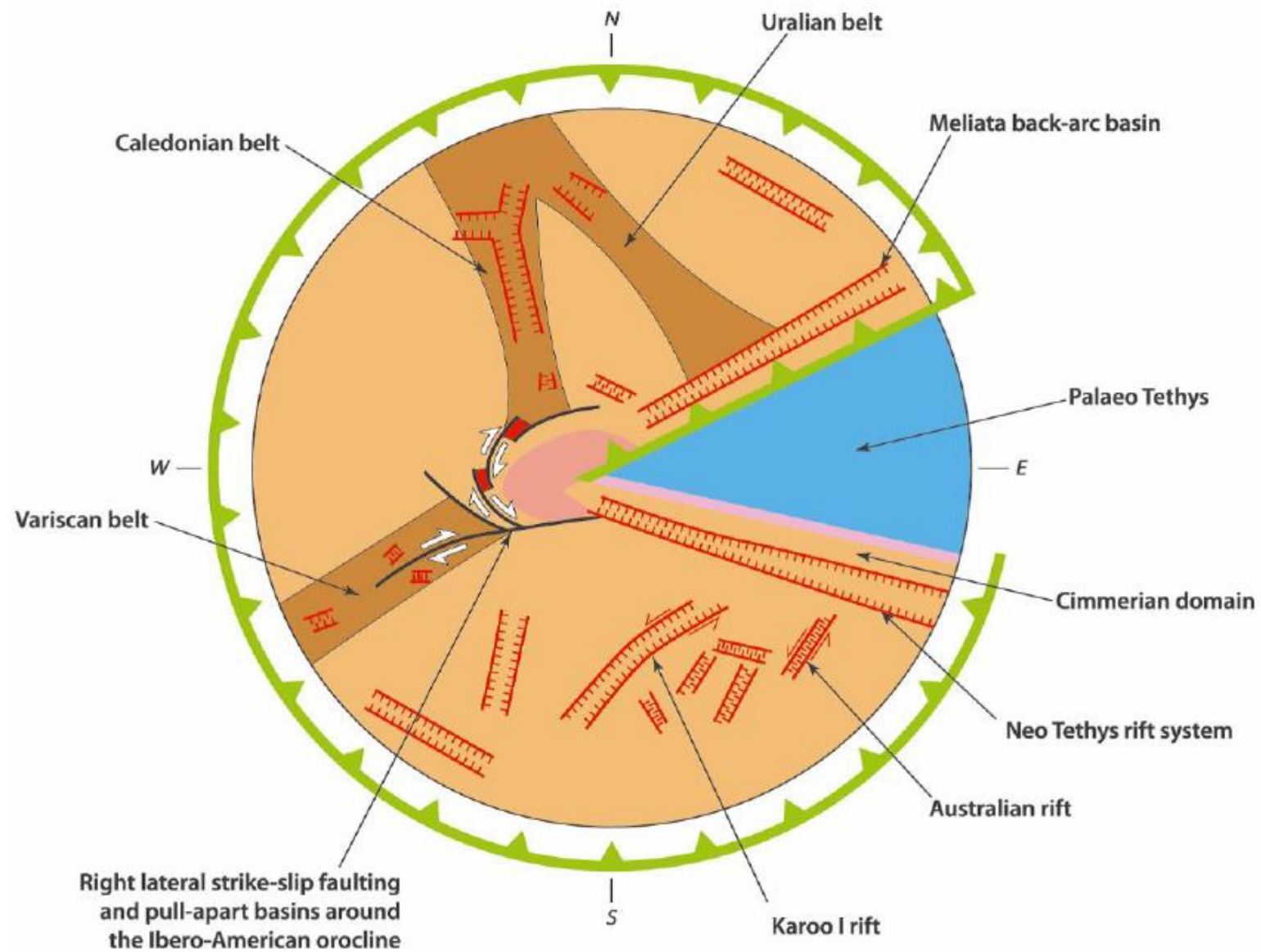


Figure 15 Modèle conceptuel de la Pangée à 270 Ma illustrant la déformation extensive diffuse enregistré à cette période d'après Gutierrez Alonso et al (2008) redessiné par Frizon de Lamotte et al. (2015).



Figure 16 Localisation de la déformation et apparition de la CAMP (Central Atlantic Magmatic Province) et des systèmes de rifts principaux à la limite entre Trias et Jurassique (Frizon de Lamotte et al., 2015).

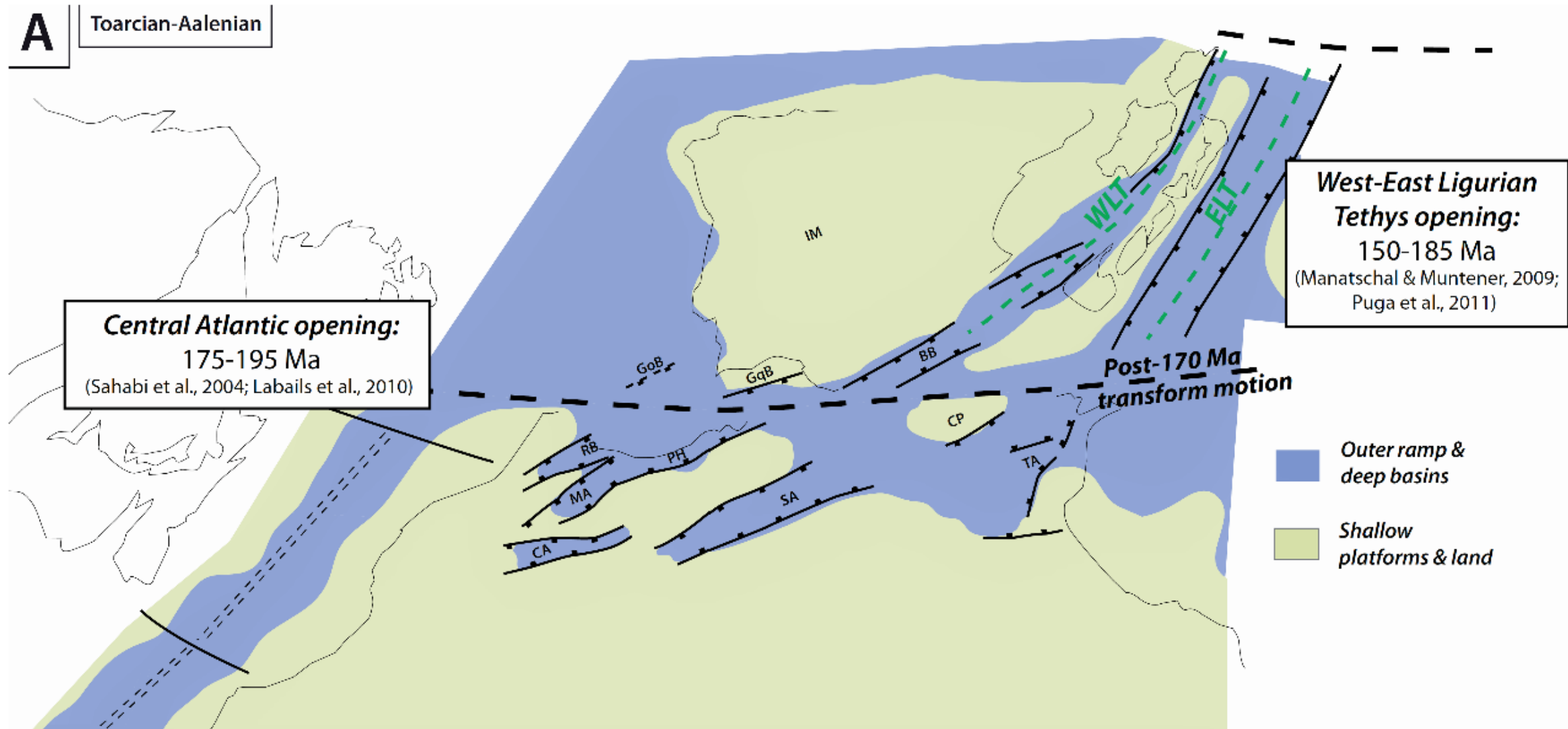


Figure 17 Ouverture de l'Atlantique central et création des bordures ouest et sud Ibérique d'après Leprêtre et al., (2018).

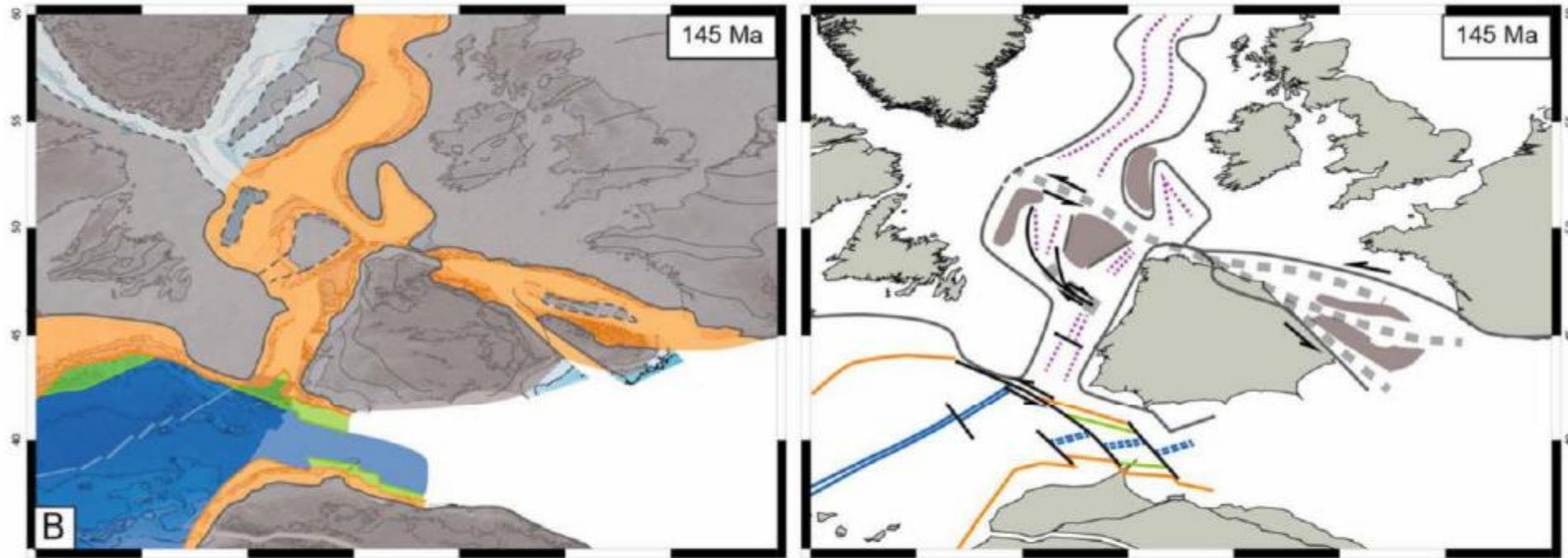


Figure 18 Tentative de restauration de la cinématique de la plaque ibérique à la fin du Jurassique d'après Nirrengarten et al. (2018). Alors que l'accrétion océanique est atteinte depuis le début du Jurassique, le rift entre l'Ibérie et Terre-Neuve est encore continental.

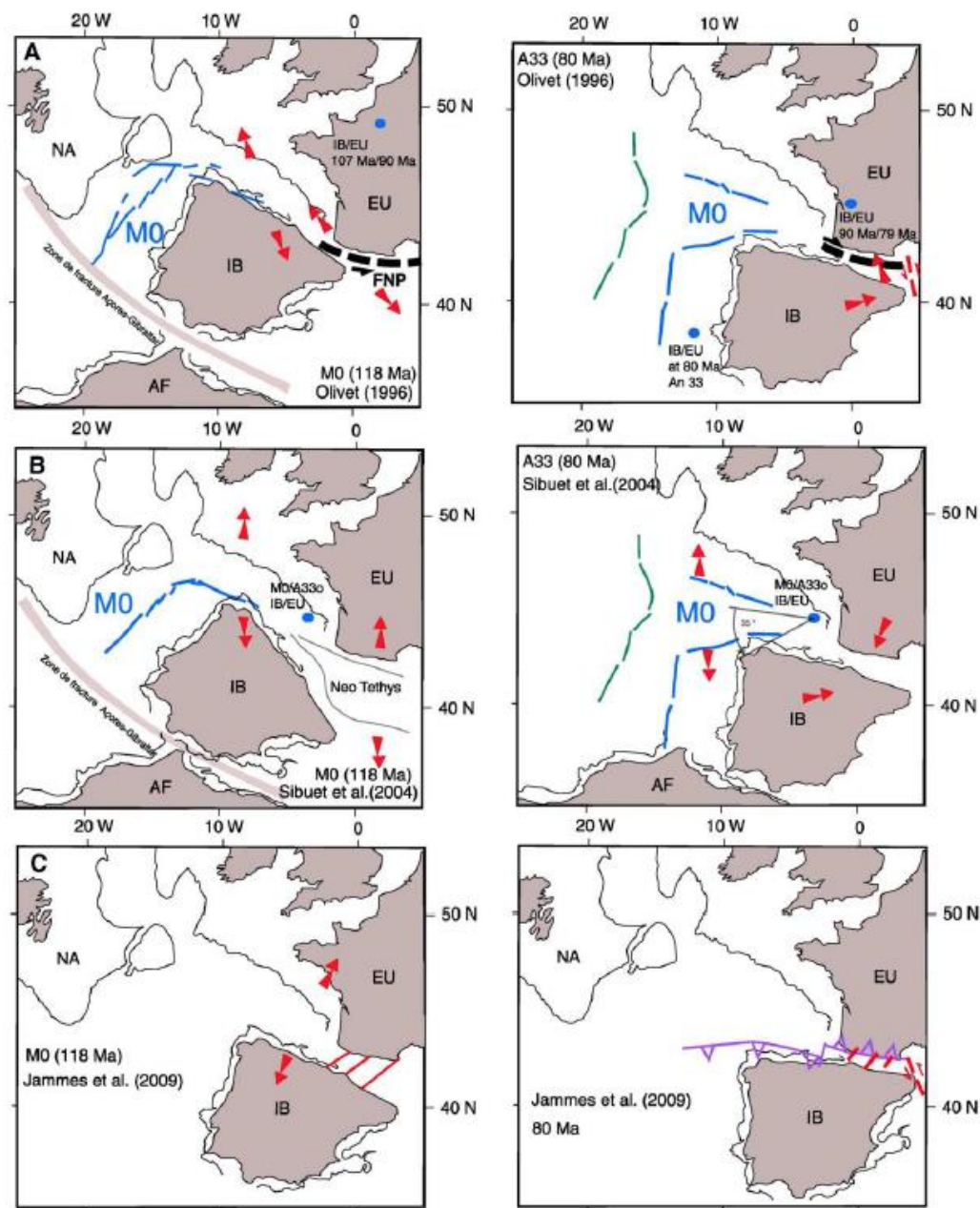


Figure 19 : Reconstitutions cinématiques proposées pour le déplacement de la plaque ibérique du Crétacé Inférieur (anomalie M0 ~118 Ma) à l'initiation de la convergence au cours du Crétacé Supérieur. a) d'après Olivet (1996), b) Sibuet (2004) et c) Jammes et al. (2009). Figure d'après Mouthereau et al., (2014) Description dans le texte.

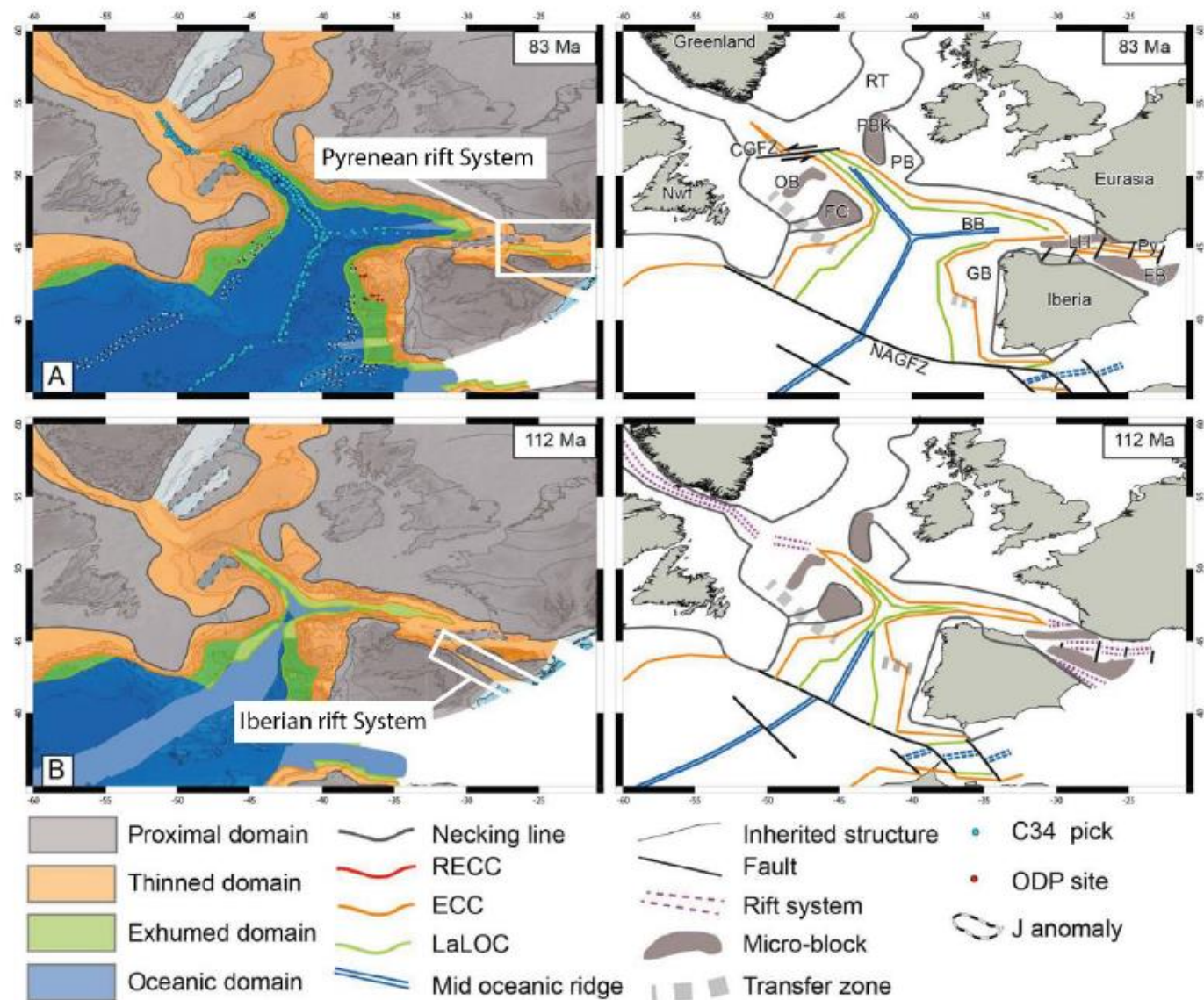


Figure 20 : Tentative de restauration de la cinématique de la zone Ibérique et de la propagation de l'océan Atlantique vers le nord avant le début de la convergence durant le Santonien (~83 Ma) d'après Nirrengarten et al. (2018).

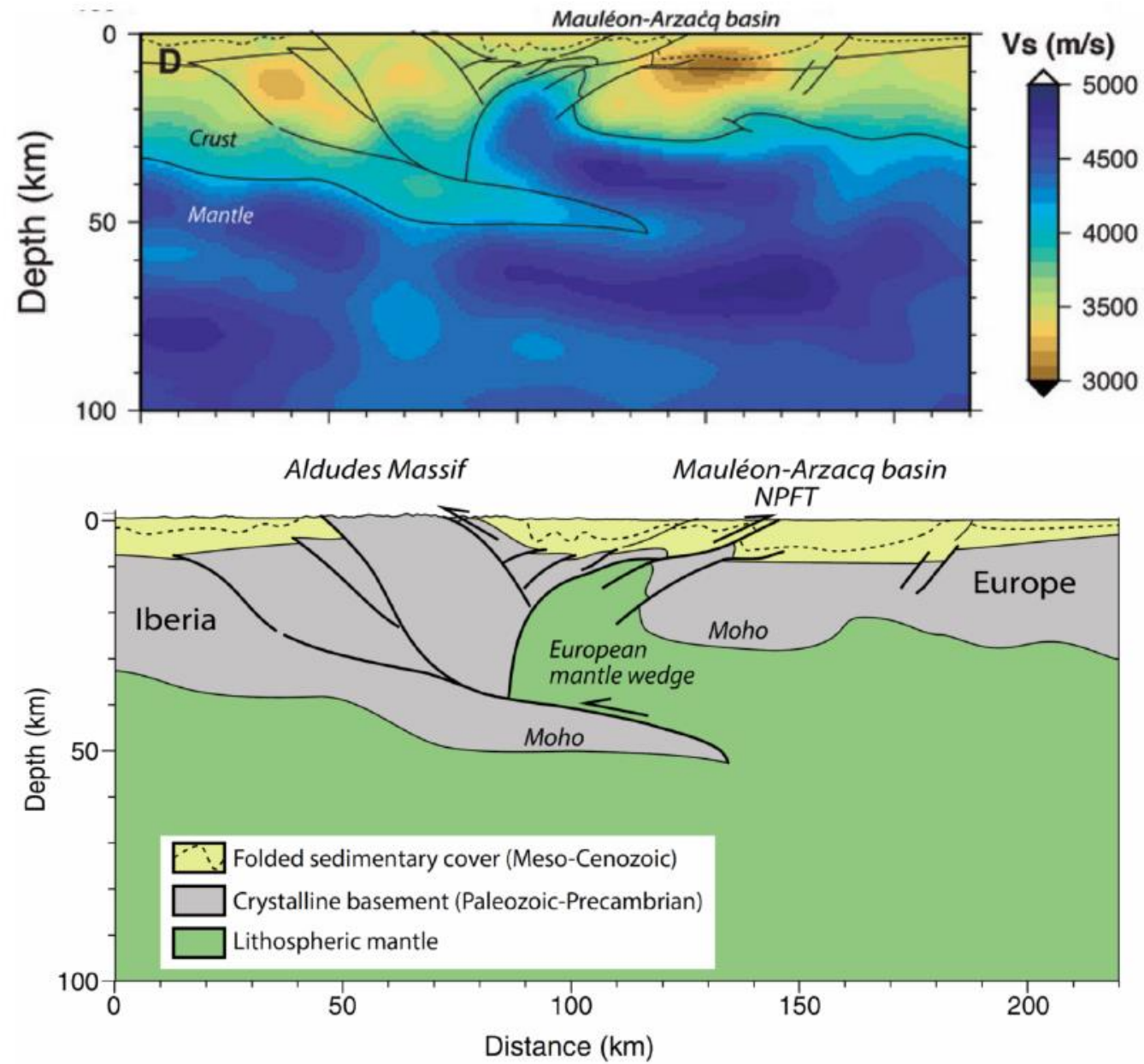


Figure 26 A) Model Vs et B) interprétation géologique d'après le transect tomographique Pyrope ouest (Wang et al., 2016)

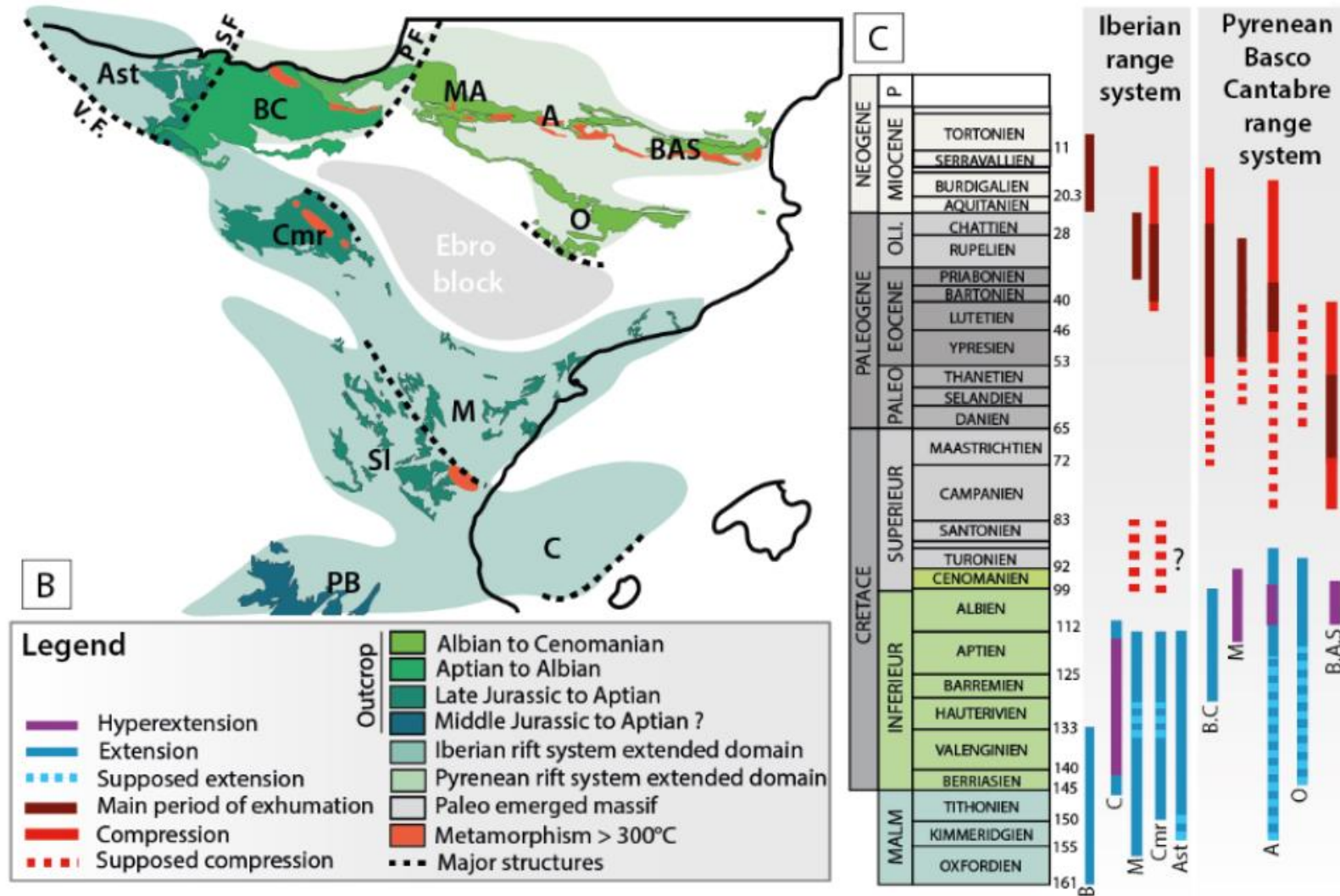


Figure 29 Carte de la localisation et calendrier de la mise en place des différents bassins de rift du Jurassique Supérieur au Crétacé Supérieur dans le nord-est de la plaque ibérique basé d'après Tugend et al., (2015). Ast : Asturies, BC : Basque-Cantabre Cmr : Cameros, M : Maestrat, SI : sud Ibérique, C : Columbret, PB : Pré-Bétique, P : Parentis, MA : Mauléon-Arzac, A : Aulus, BAS : Boucheville-Agly-St Paul et O : Organya

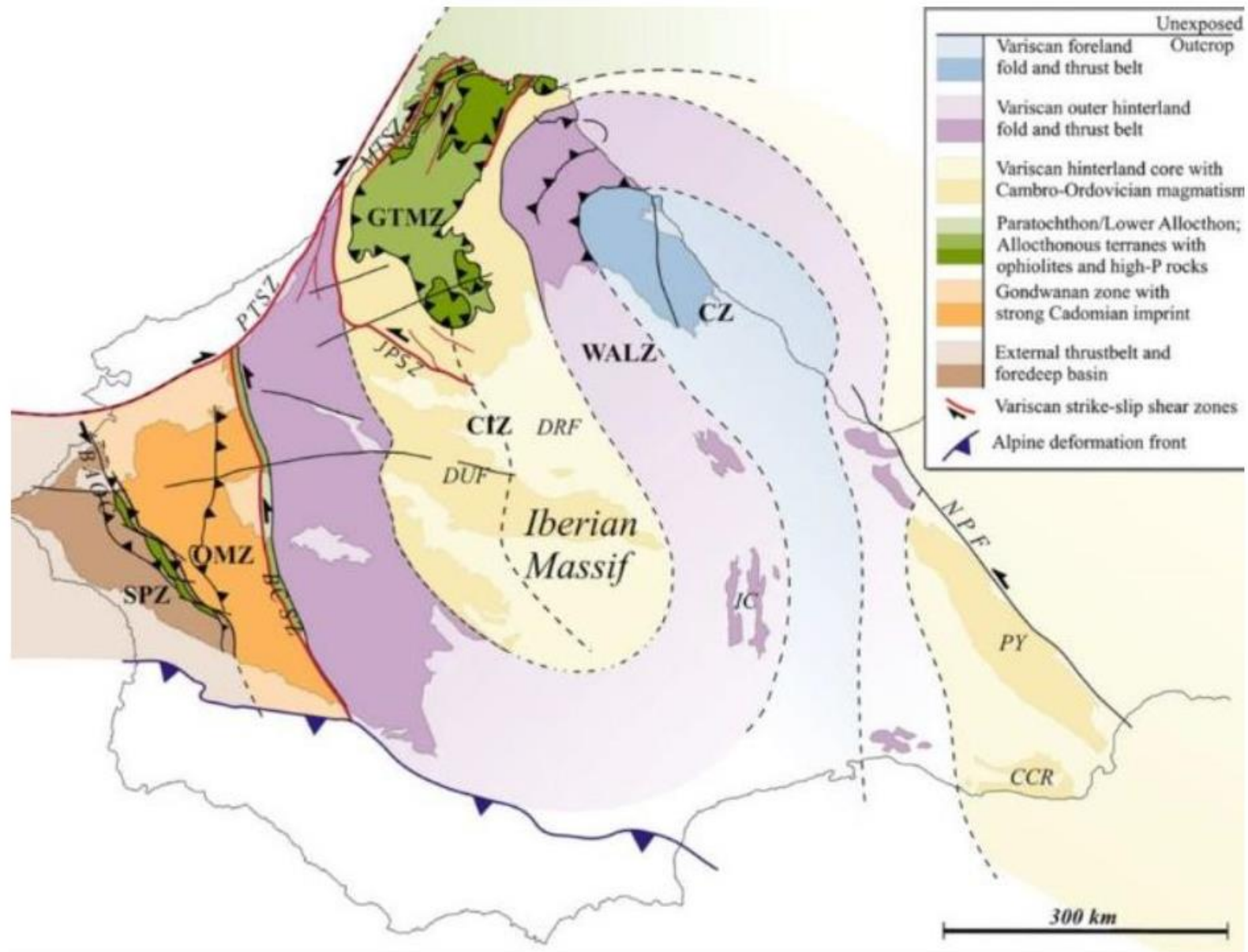


Figure 36 Répartition des unités tectono-stratigraphiques du socle Hercynien Ibérique déformé par la syntaxe Cantabre et Centrale Ibérique d'après Shaw et al (2012).

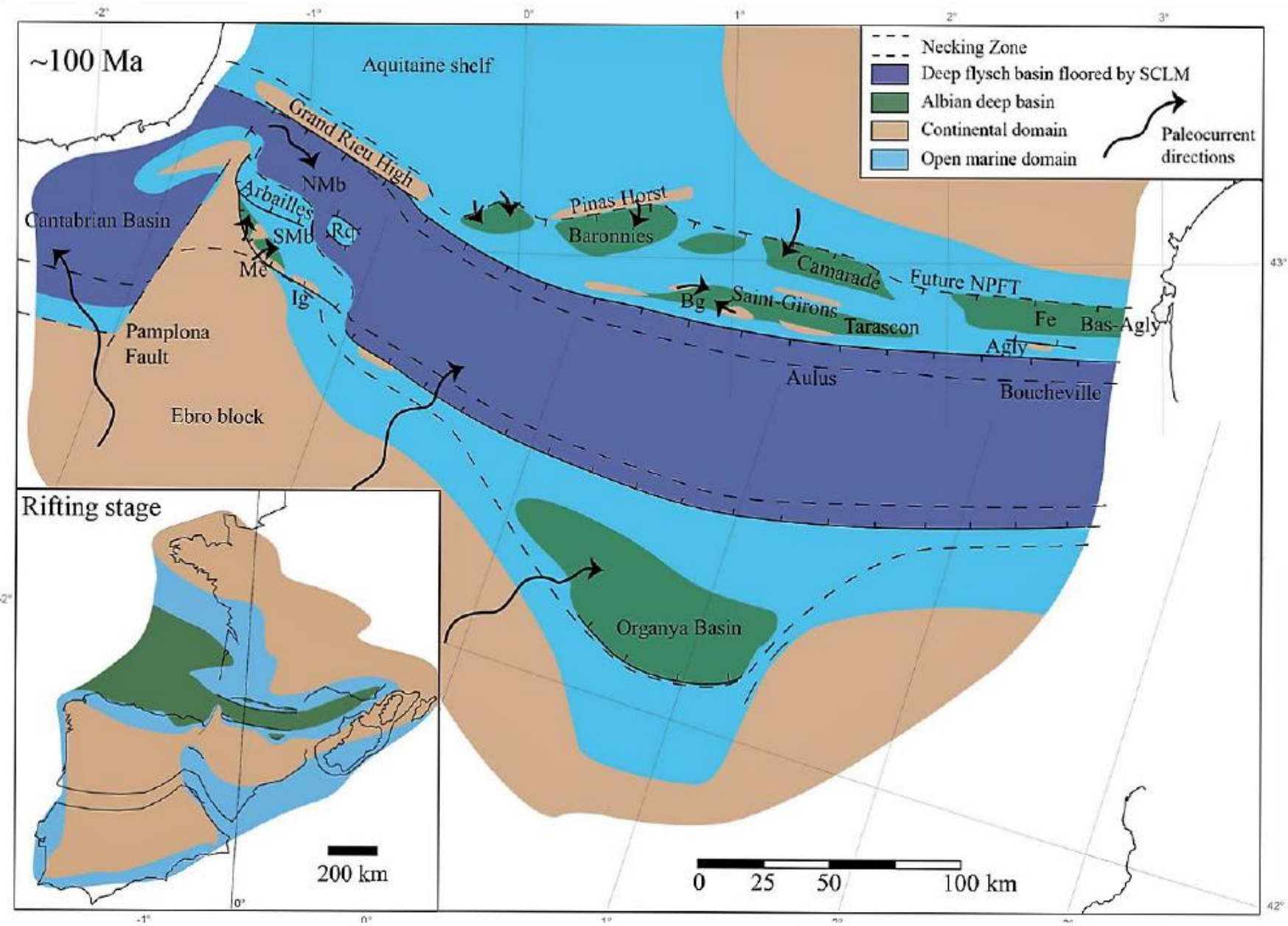


Figure 46 Reconstruction paléogéographique et des zones sources des sédiments déposées dans le domaine pyrénéen au cours de l'Albo-Cénomannien d'après Vacherat et al. (2017).

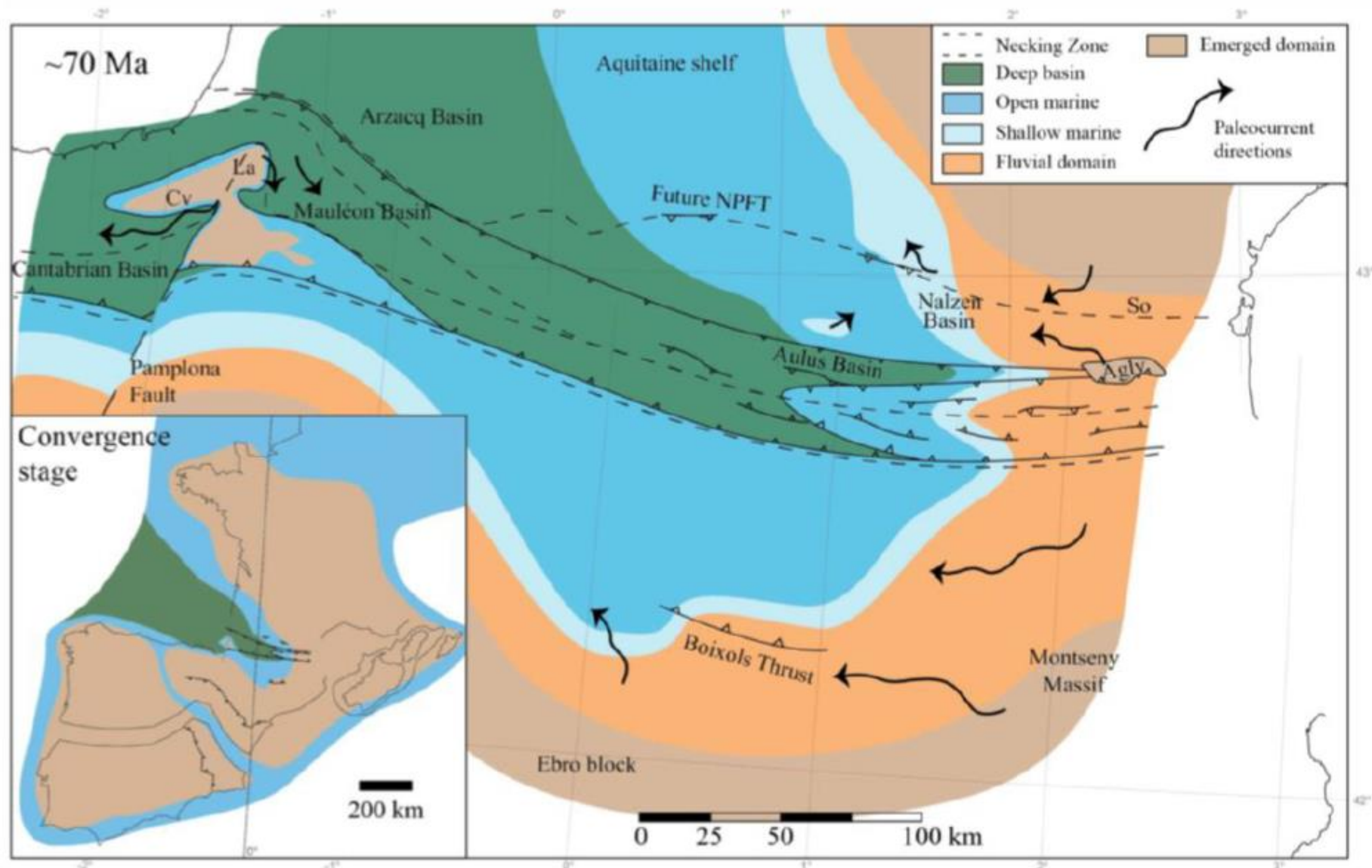


Figure 47 Reconstruction Paléogéographique du domaine pyrénéen au cours du Crétacé Supérieur (70 Ma) d'après Vacherat et al., (2017). Cv : Cinco-Villas massif, La : Labourd massif, So : Sougraigne-Soulatgé Basin.

LATE DANIAN (~60 Ma)

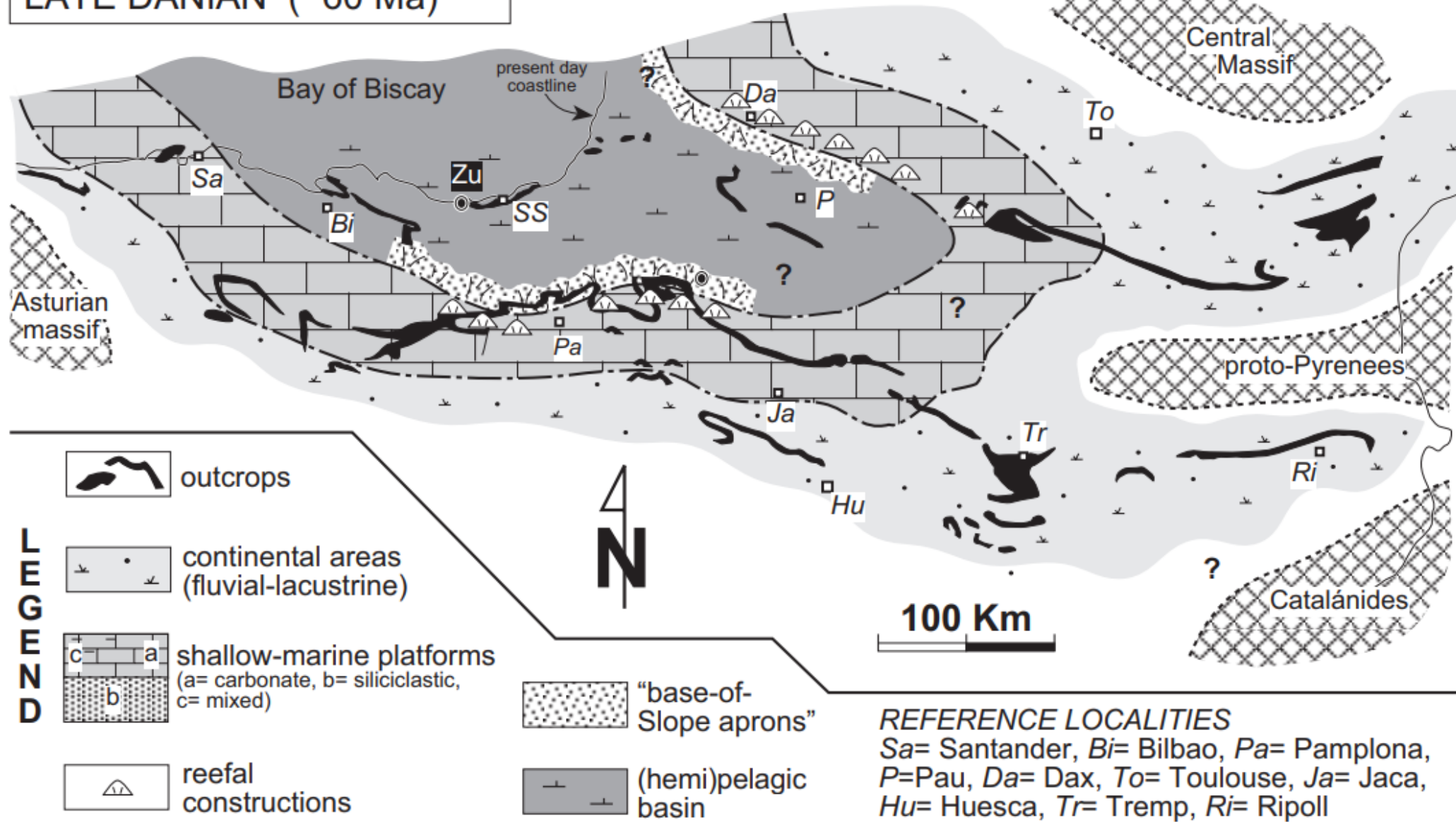
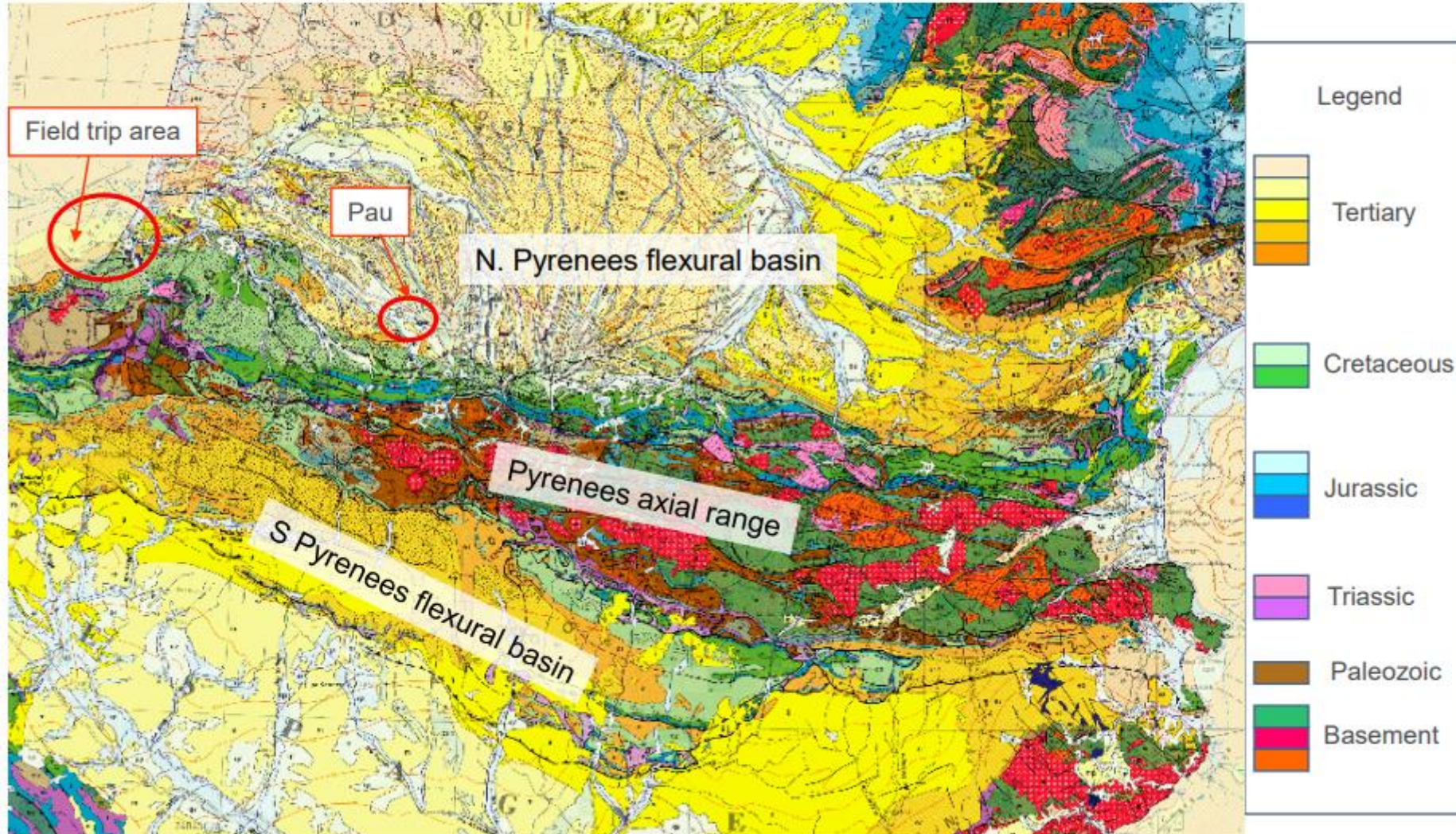
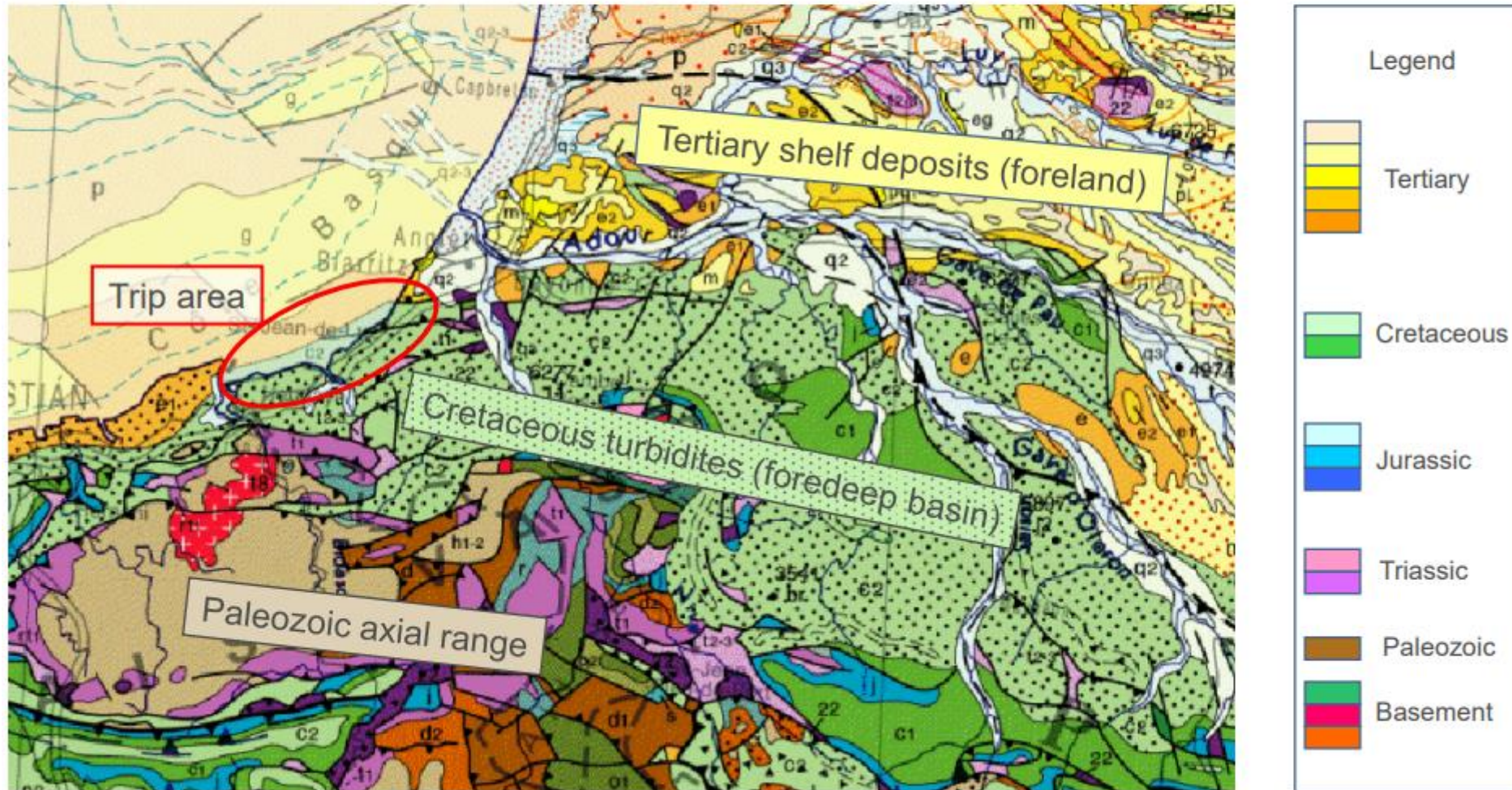


Fig. 3.- Late Danian (60 Ma) paleogeography of the Pyrenean domain, with indication of outcrops location and reference localities (after Baceta *et al.*, 2004).

Stop 0 : Intro et géologie régionale

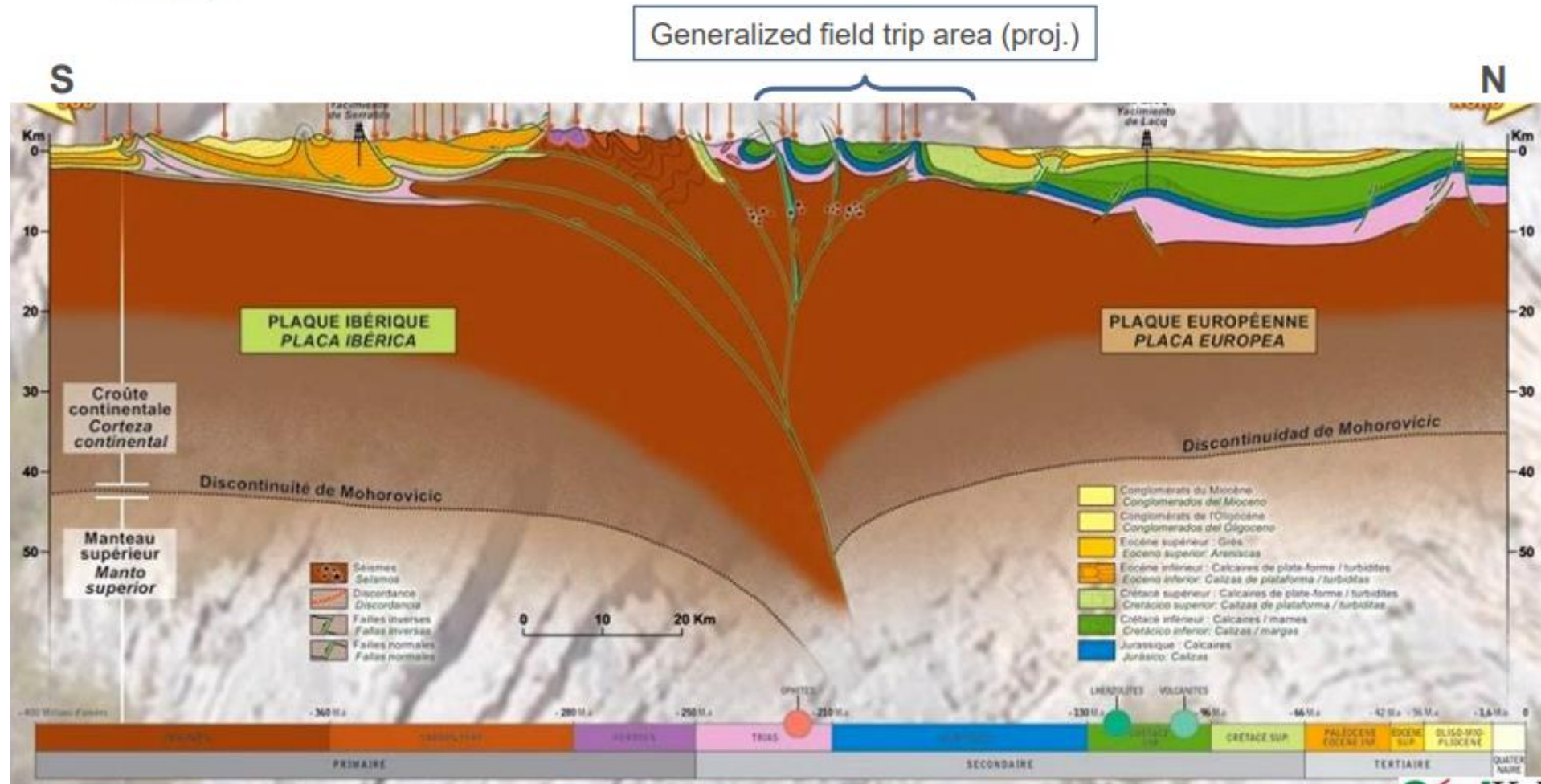


Geological map of France, 1:1,000,000 (BRGM)



Geological cross-section of the Pyrenees range (courtesy GeolVal)

- Key: two foredeep, then foreland basins developed on either side of the axial range during the Cretaceous and Paleogene (foredeep), Neogene (foreland) (with local variations of course)

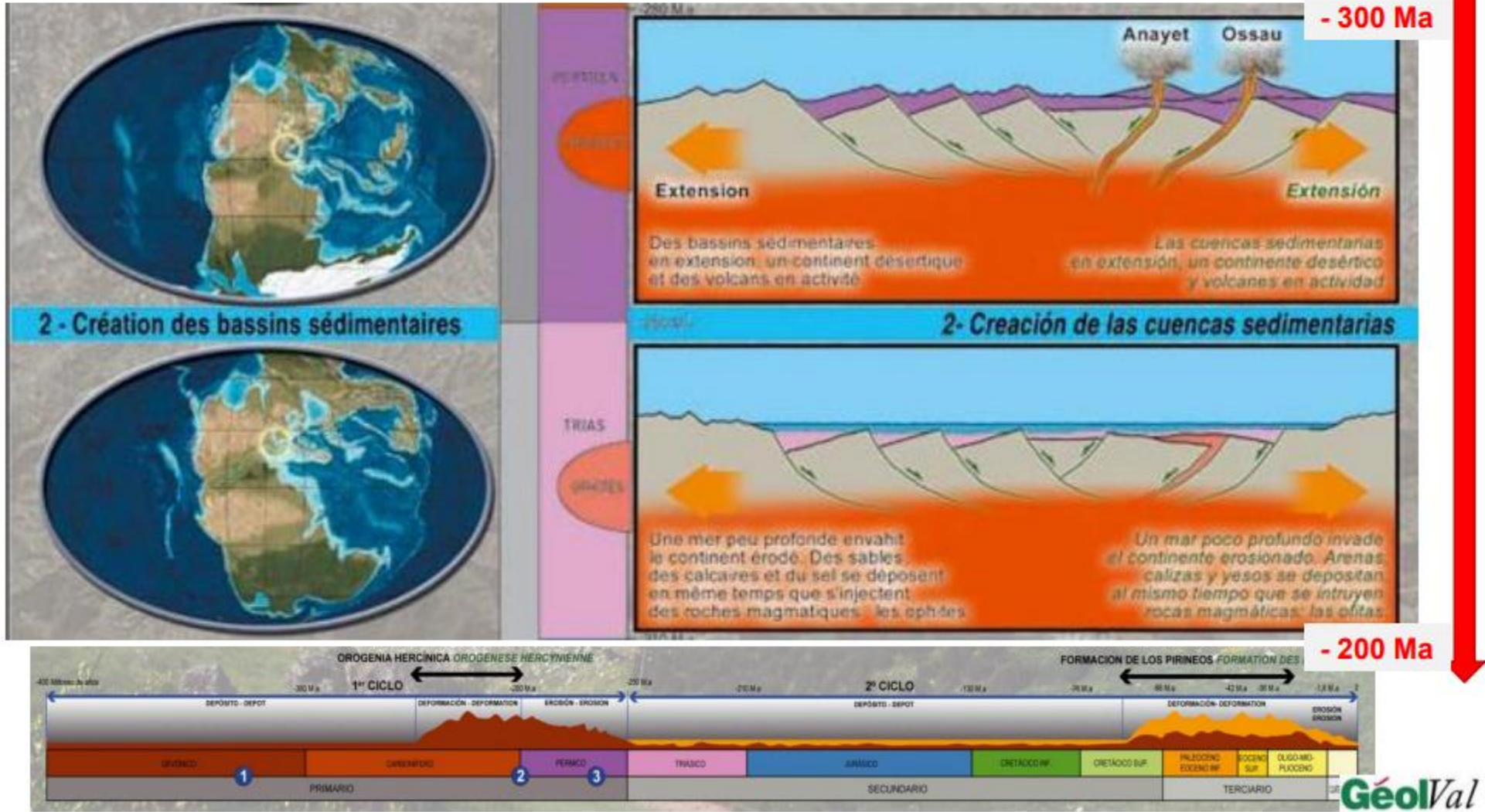


La formation des Pyrénées, étape 1/4

► Comme toutes les chaînes de montagnes

1. on écarte, ça fait un trou qui se remplit de sédiments
2. on referme, ça plisse le tout, la montagne s'épaissit et monte: c'est la chaîne hercynienne de la Pangée

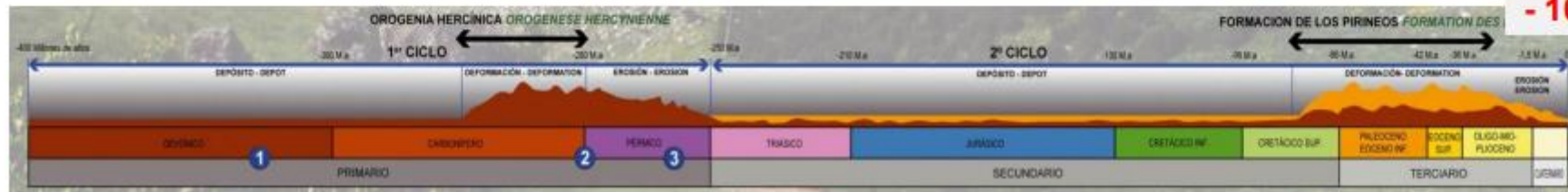
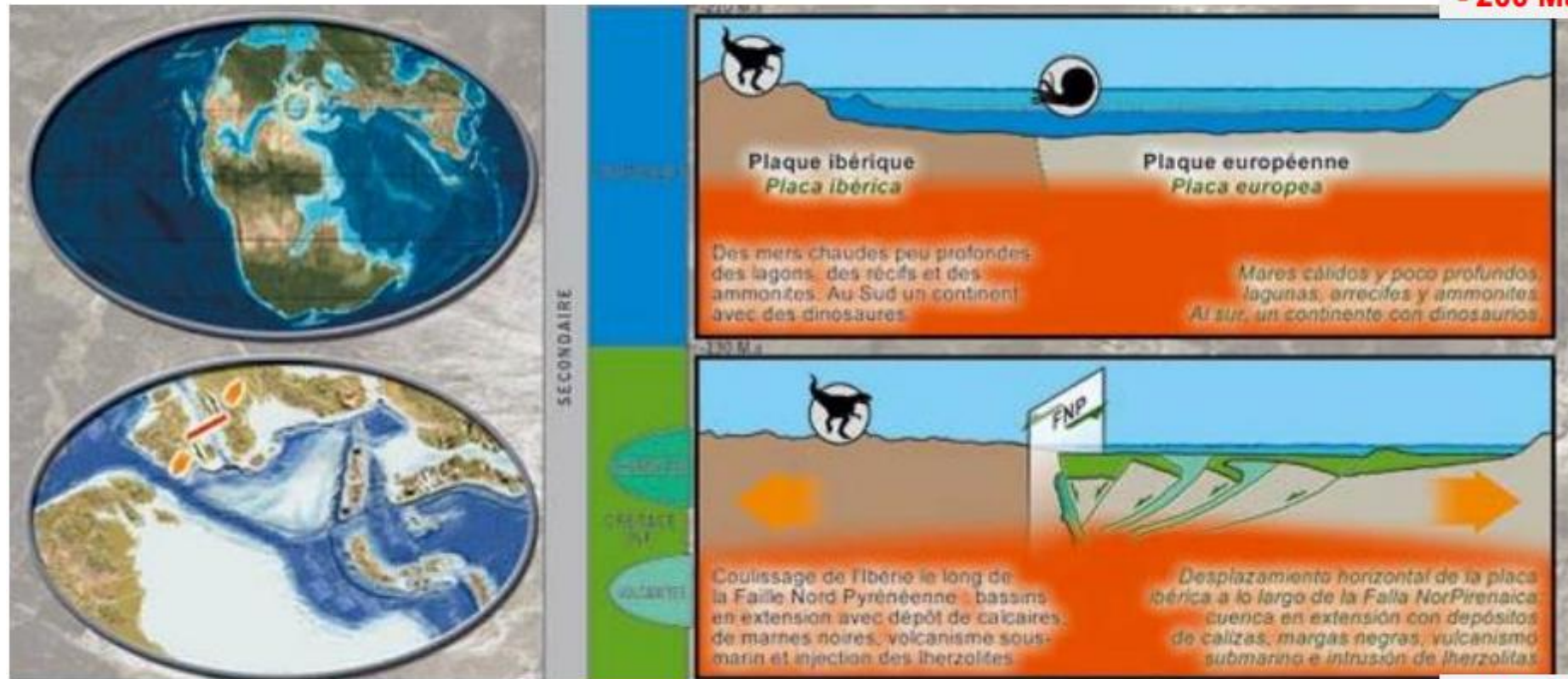
Première étape : de -300 à -200 Ma



La formation des Pyrénées, étape 2/4

- ▶ On ouvre encore, et on continue à remplir de sédiments le bassin qui s'enfonce
- ▶ L'Ibérie qui était attachée à la Bretagne s'en sépare et coulisse vers le sud

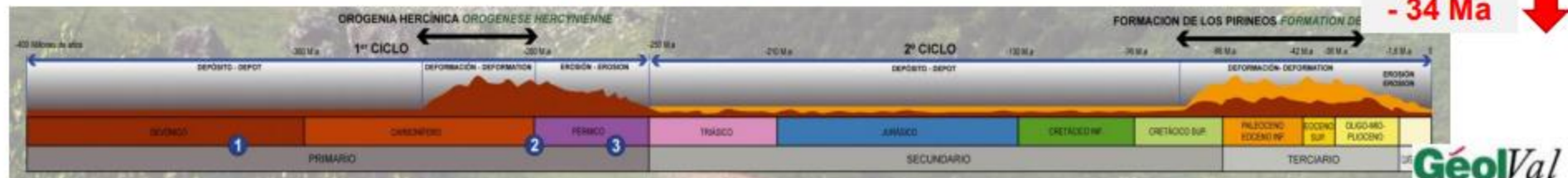
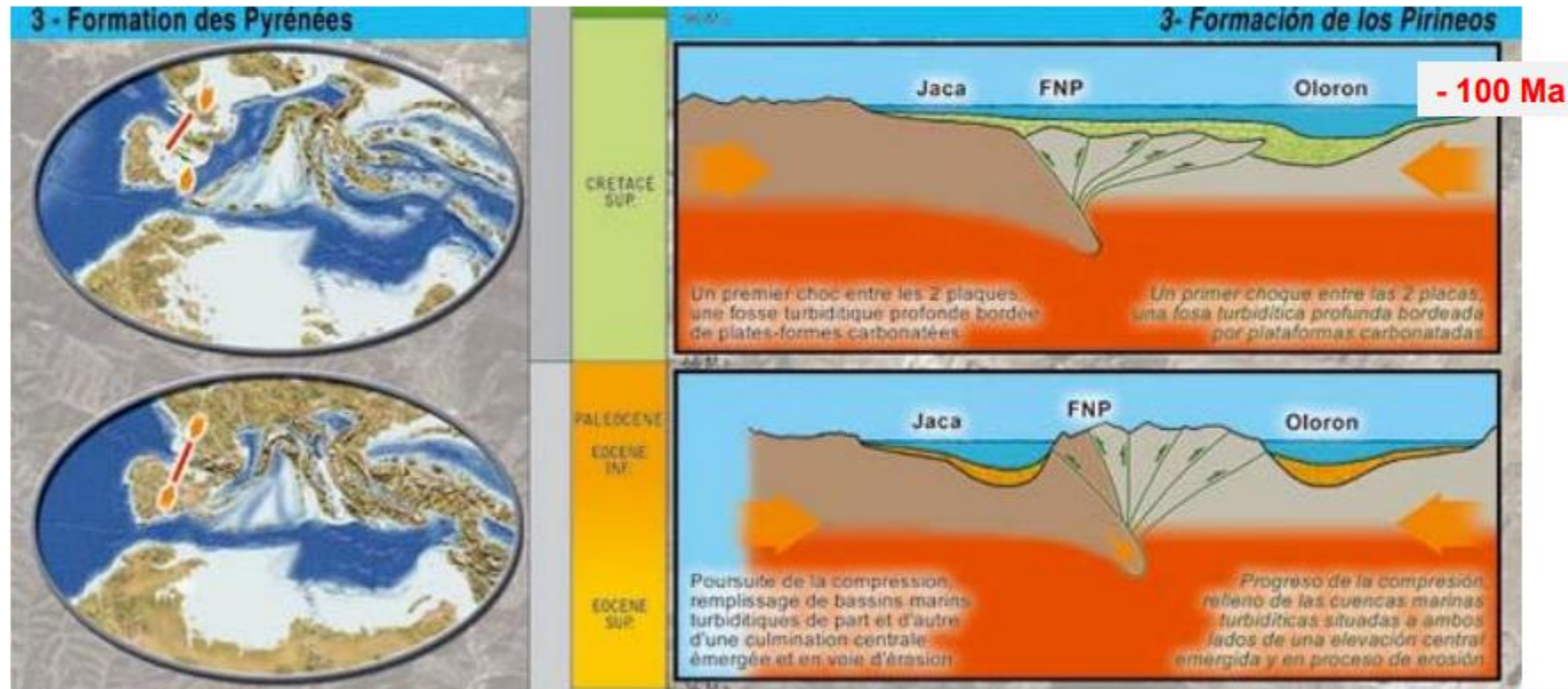
Deuxième étape : de -200 à -100 Ma



La formation des Pyrénées, étape 3/4

- ▶ Ca commence à serrer, d'abord avec bombement sous-marin, puis avec émergence qui sépare bassins nord-pyrénéen et sud-pyrénéen
- ▶ Au nord et au sud, développement de sillons marins profonds avec dépôt de turbidites

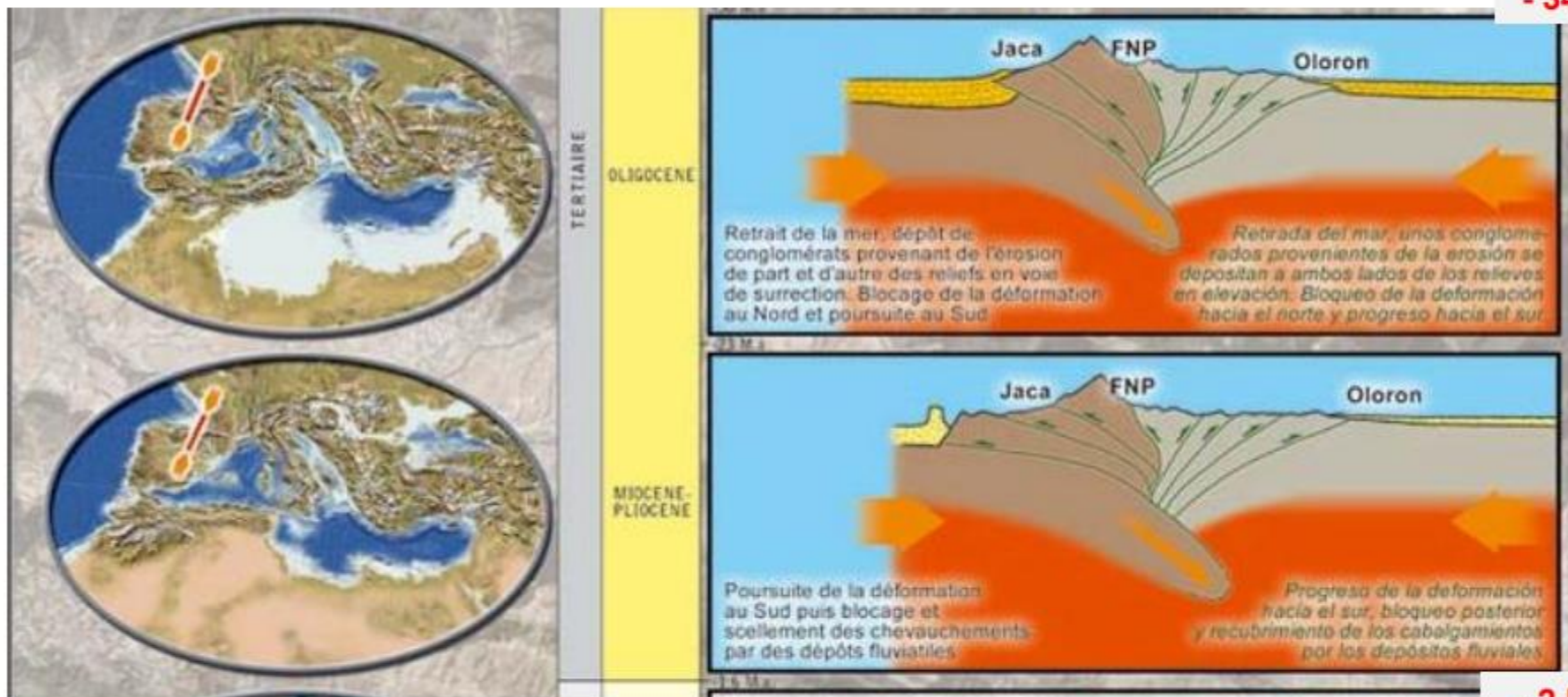
Troisième étape : de **-100 à -34 Ma**



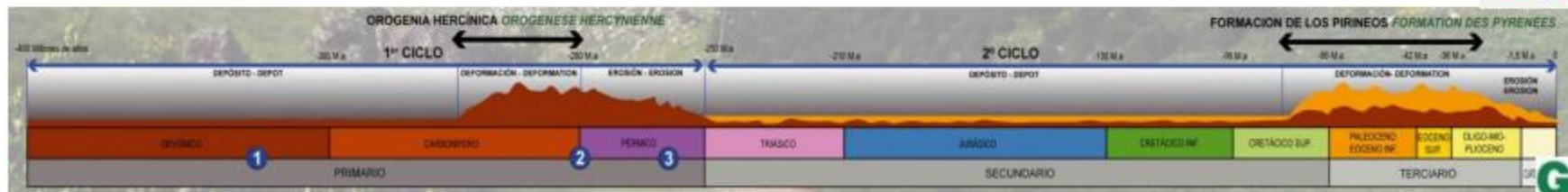
La formation des Pyrénées, étape 4/4

- ▶ Tout émergé ou presque, suite de la surrection
- ▶ En même temps, érosion: “tas de cailloux” au Nord et au Sud

Quatrième étape : de - 34 à - 2 Ma



- 2 Ma

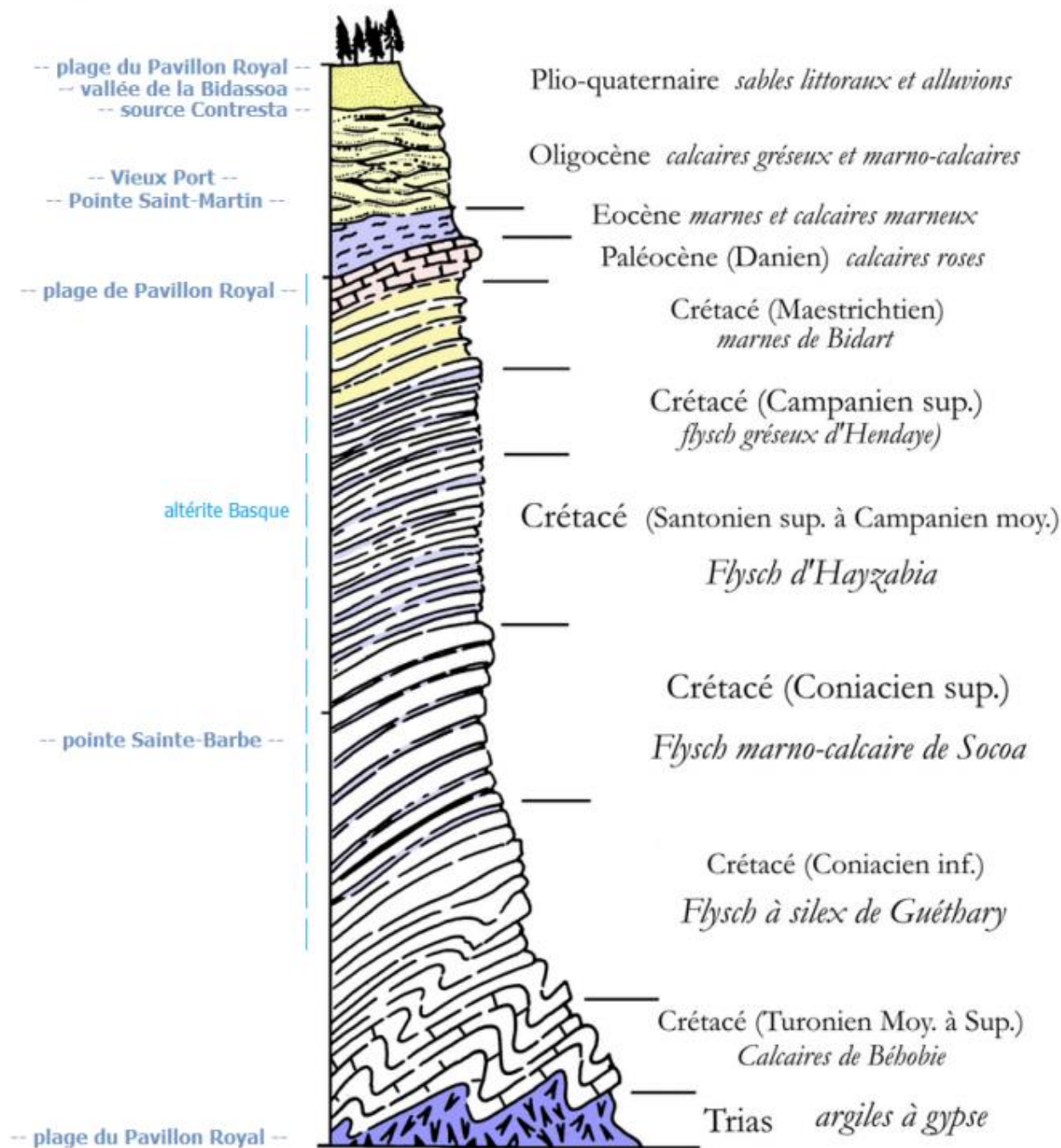


Log schématique de la côte basque

Ce log (coupe verticale synthétique) des formations affleurantes de la Côte Basque permet de naviguer dans les temps géologiques et de se positionner dans les étages en visualisant les formations décrites dans la région.

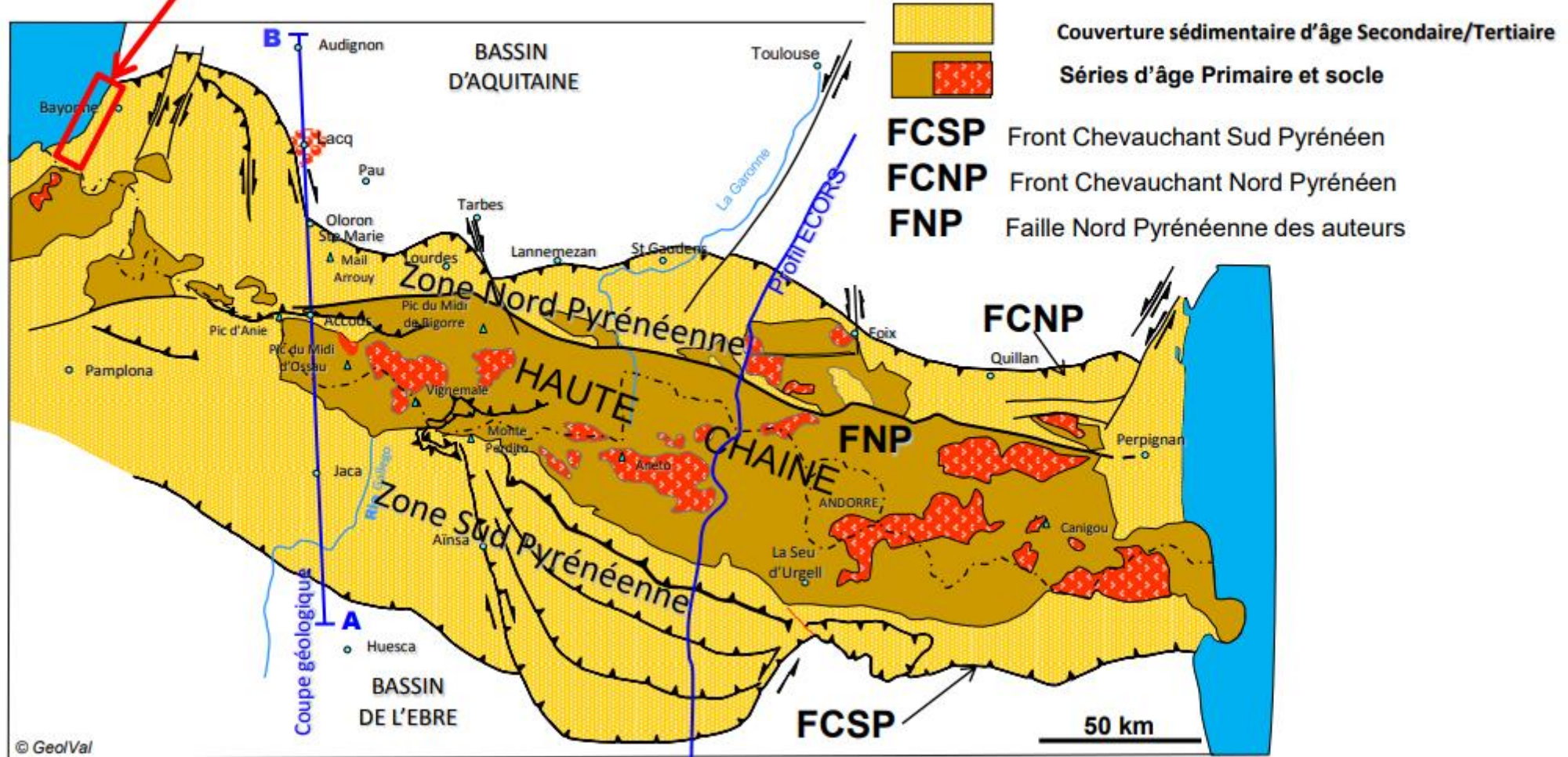
La stratigraphie de cette région va du Trias évaporitique aux formations éoliennes du Quaternaire et aux alluvions actuelles de la Bidassoa. Les roches, de nature et de dureté contrastées, sont à l'origine de paysages originaux et variés. Les sommets sont toujours doux et estompés par la présence d'une altérite qui affecte l'ensemble des formations géologiques de la Côte Basque. Cette altérite développe son propre niveau aquifère.

La succession des affleurements sur le littoral s'effectue en fonction de la structuration pyrénéenne. Elle est constituée par des nappes de charriage, sur un niveau de décollement dans les marnes à gypse du Trias et un avant-pays constitué par des formations tertiaires plissées et un synclinal oligocène discordant sur les formations pyrénéennes.

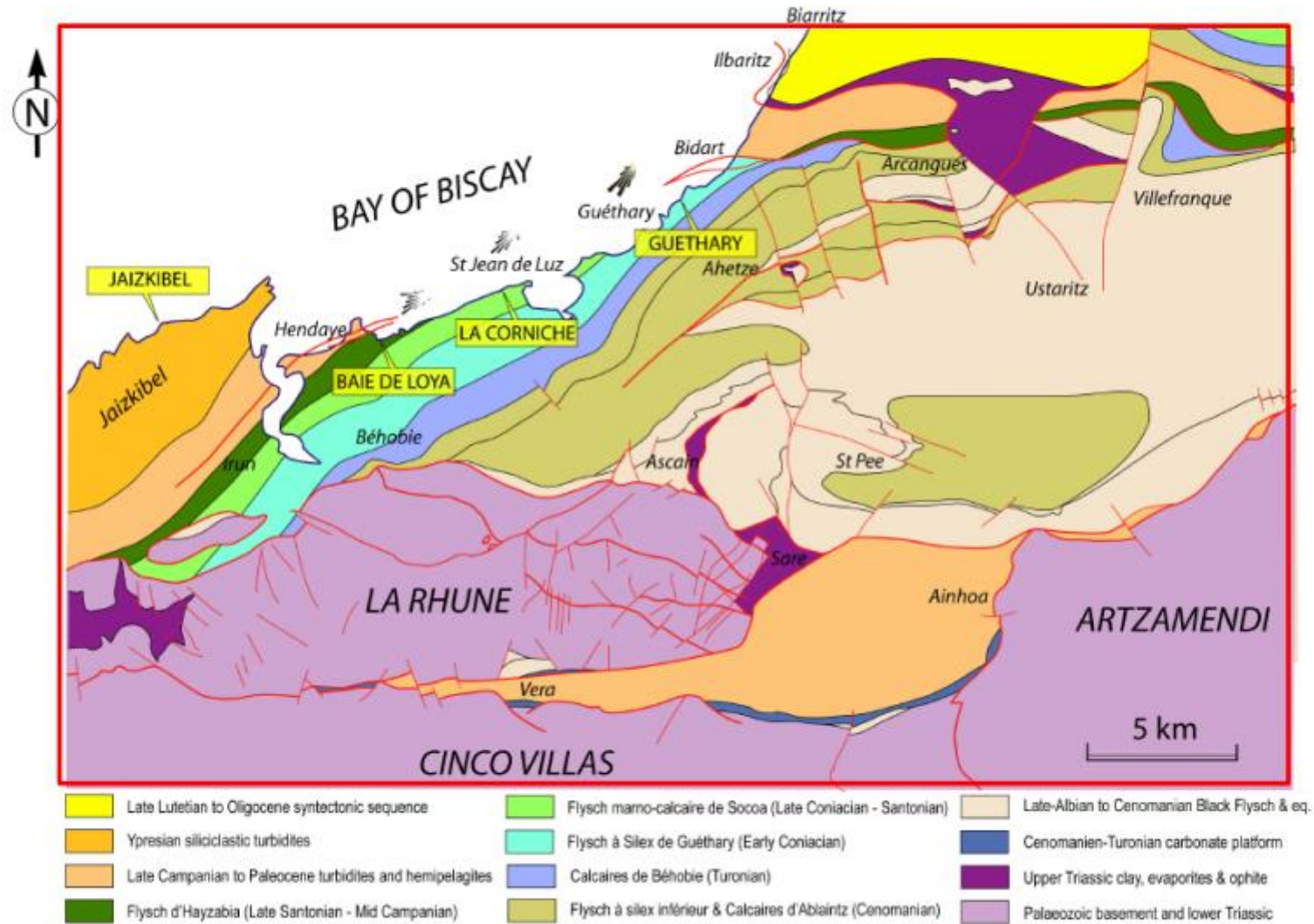


Sortie 02 – carte et schéma structural des Pyrénées

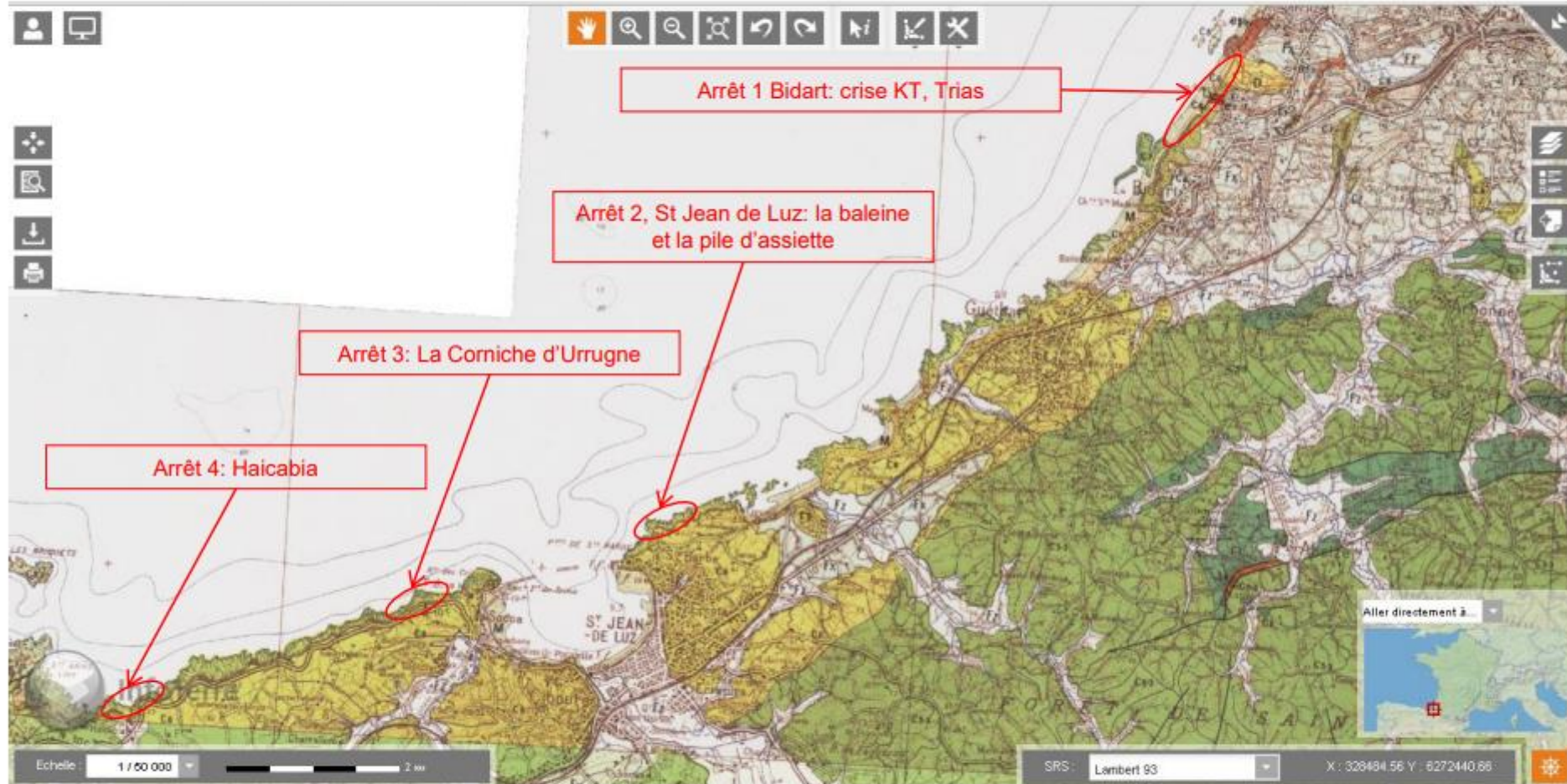
Sortie 02 Côte Basque



Sortie 02 – contexte géologique régional



Sortie 02 – les points d'observations



Extrait de la carte géologique BRGM Bayonne 1/50 000

Présentation

La Côte Basque constitue le prolongement sud-ouest de la grande plage des Landes. Elle se situe à la jonction entre la plaine des Landes et l'extrémité ouest de la chaîne pyrénéenne. Elle présente ainsi une diversité géologique importante : des formations triasiques du Keuper aux plages et dunes récentes landaises [Razin, 1989 ; Lamare et Goguel, 1963 ; Lamare et Destombes, 1964].

La chaîne pyrénéenne correspond à un domaine plissé d'allure rectiligne qui s'étend d'ouest en est sur environ 1 000 km, de la Galice à la Provence.

Le système pyrénéen est essentiellement issu d'un raccourcissement nord-sud (de la croûte terrestre) créé par la convergence, puis par la collision des plaques ibérique et européenne, entre le Crétacé supérieur et le Miocène. Le déplacement relatif du bloc ibérique a ainsi engendré, d'une part une chaîne intracontinentale entre les marges nord-ibérique et sud-aquitaine, et d'autre part, une subduction de la croûte océanique du Golfe de Gascogne sous la marge nord-espagnole (figure 1).

https://sigesaqi.brgm.fr/-Geologie-de-la-Cote-Basque-.html#deplier_num505

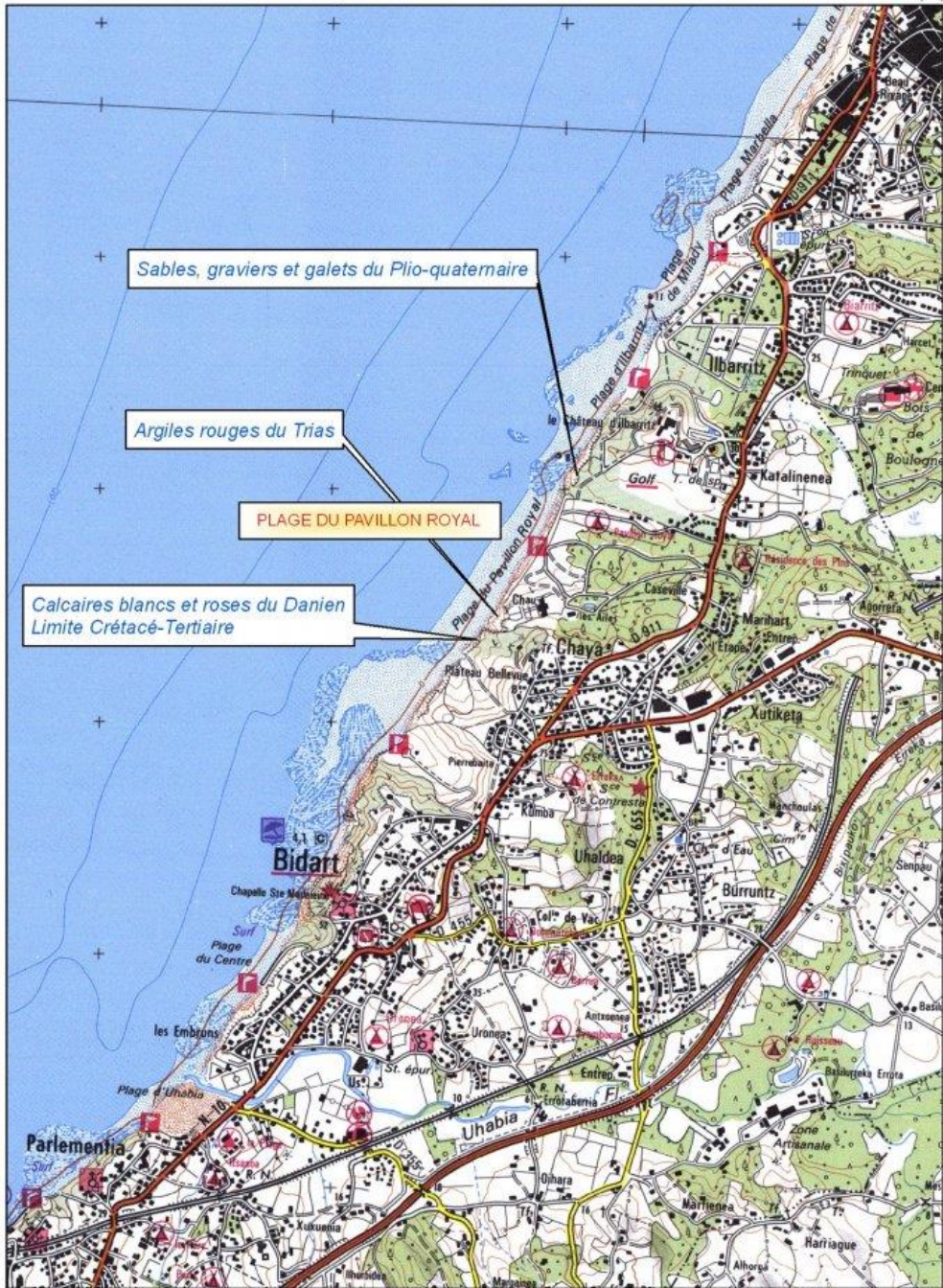
J1

Plage du Pavillon Royal à Bidart

Elle est au Nord de la plage d'Erretegia et la limite K/T se trouve entre les deux plages.

On la parcourt du Nord vers le Sud.

0 345 690 1 380
Mètres

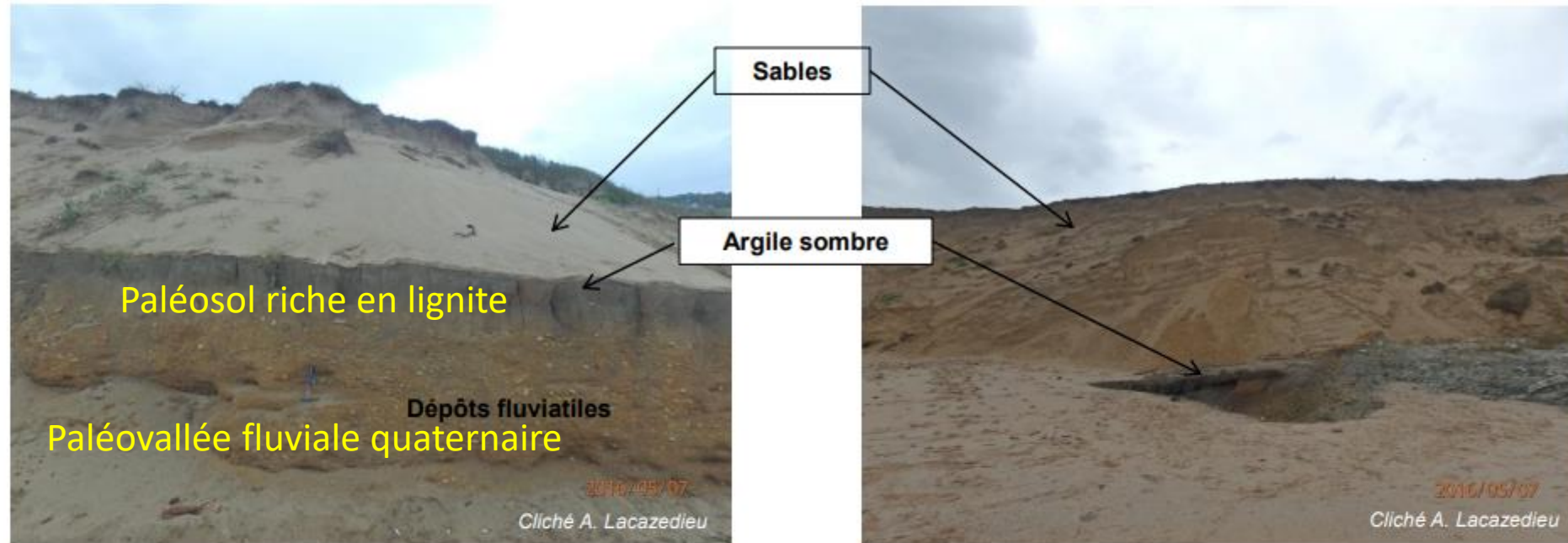


0 50 100 200
Mètres



Sortie 02 – arrêt 1: les dépôts récents de la plage du Pavillon Royal

- Du Sud vers le Nord de la plage, 3 types de dépôts récents, tous continentaux, sont observés:
- Un banc sombre, argileux, tendre à débris de végétaux; ce banc est également visible côté Nord;
 - du sable correspondant à une ancienne dune aujourd'hui érodée (attribuée au Plio-Quaternaire soit moins de 6 Ma)
 - au Nord, sous le banc argileux sombre, des dépôts orangés contenant de nombreux galets. Ce sont des dépôts fluviaux associés à une rivière.



Plage du Pavillon Royal côté Nord: de bas en haut les dépôts fluviaux, la couche d'argile sombre, les sables de la dune

Plage du Pavillon Royal côté Sud: de bas en haut la couche d'argile sombre, les sables de la dune

JNG 2021 – Arrêt 2 : les affleurements de Bidart

2-2 : la plage du Pavillon Royal, partie Nord



A droite de l'arrivée sur la plage de la route du Pavillon Royal se trouve le flanc Nord d'une paléo-vallée qui s'étend vers le sud sur toute la longueur de la plage.

Les photos montrent l'incision de cette vallée dans les marnes d'Ilbarritz

JNG 2021 – Arrêt 2 : les affleurements de Bidart

2-2 : la plage du Pavillon Royal, partie Nord



Le contact illustré précédemment n'est plus bien visible car il est caché aujourd'hui par les blocs rocheux qui protègent le pied de falaise de l'assaut des vagues. A noter que ceux-ci n'empêchent pas l'érosion de la falaise due au ruissellement

JNG 2021 – Arrêt 2 : les affleurements de Bidart

2-2 : la plage du Pavillon Royal, partie Nord

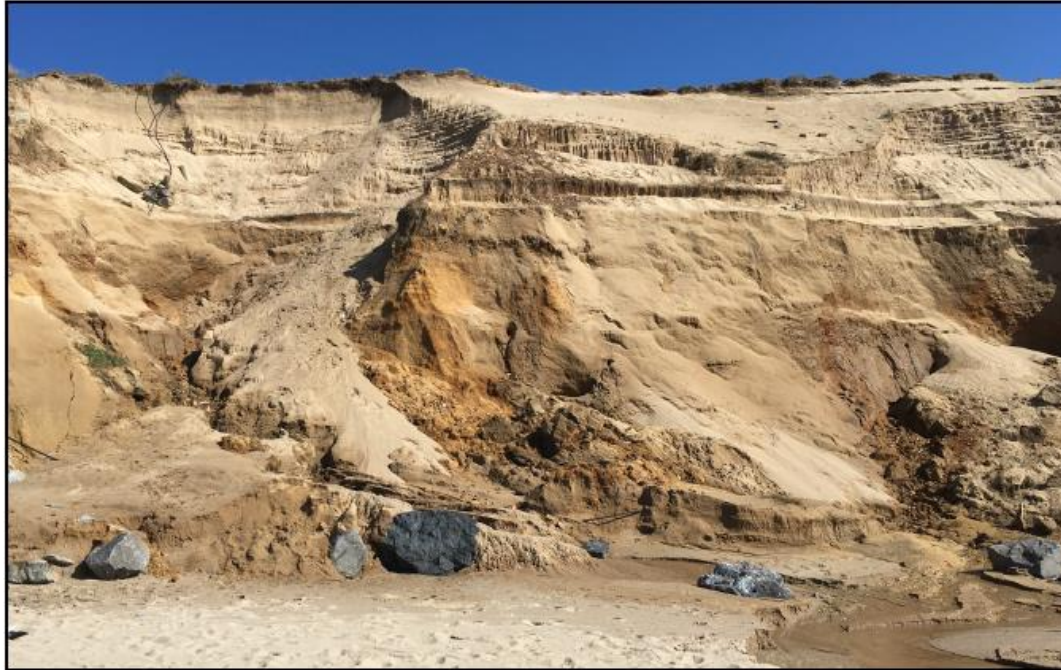


La vallée Plio-quadernaire est remplie de sables grossiers et galets et montre des stratifications obliques typiques des dépôts fluviaux.

On notera que les vallées plio-quadernaire qui recouvrent les marnes éocène s'étendant de Biarritz au Pavillon Royal sont variées, vallée de tourbe à Marbella, vallée à dépôts fluviaux grossiers au Pavillon Royal.

JNG 2021 – Arrêt 2 : les affleurements de Bidart

2-2 : la plage du Pavillon Royal, partie centrale



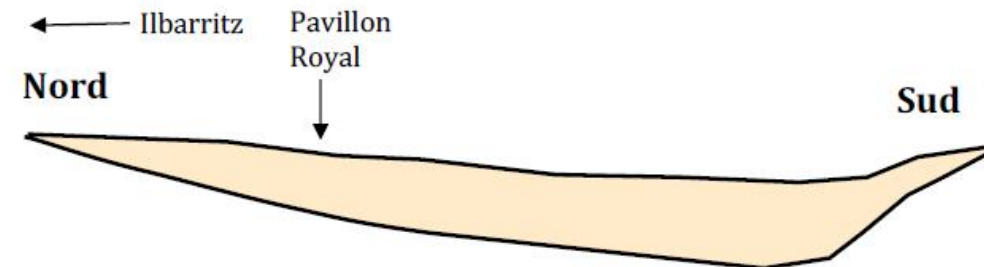
Dans la partie centrale on observe un horizon plus ferrugineux qui pourrait provenir du lessivage d'une matière organique qui se trouvait à la surface (similitude avec l'alios dans la région des Landes).

Les sables beiges clairs de la partie supérieure sont certainement des sables dunaires donc éoliens (plutôt du type « Rond Mat » à la loupe)

JNG 2021 – Arrêt 2 : les affleurements de Bidart

2-2 : la plage du Pavillon Royal, partie Sud

Le flanc Sud de la paléo-vallée est plus pentu que le flanc Nord car il s'appuie sur les flyschs plissés et relevés qui se trouvent au front du chaos triasique qui va être décrit en suivant.
La paléo-vallée avait de ce fait une configuration dissymétrique illustrée par le schéma ci-dessous



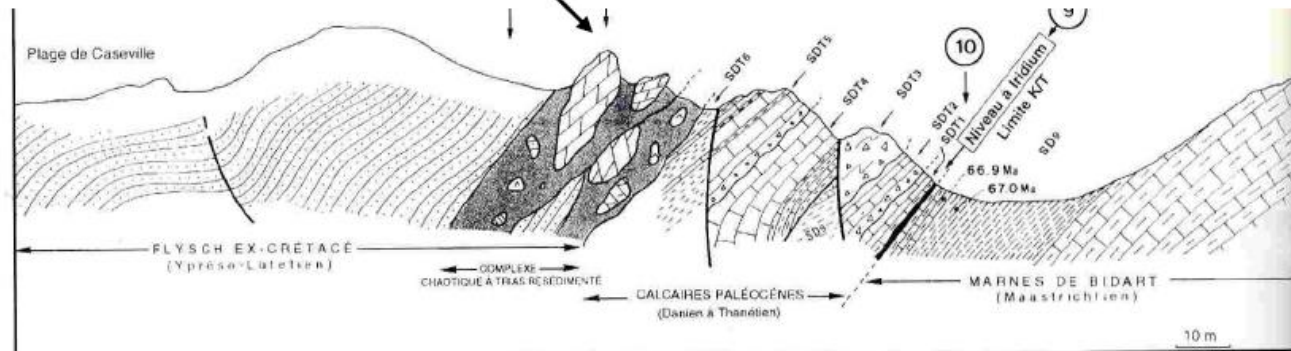
JNG 2021 – Arrêt 2 : les affleurements de Bidart

2-2 : la plage du Pavillon Royal, partie sud : le complexe chaotique



Cliché JMF – 2/2/2021

Le complexe chaotique du Trias



Composants du complexe chaotique.

Cet affleurement, situé en bord de mer, est soumis à une érosion très intense, ainsi qu'à de nombreux éboulements amplifiés par les tempêtes et lors des fortes marées. Sa description peut donc varier sensiblement d'une année à l'autre! Au fil du temps plusieurs composants ont pu être identifiés:

- blocs hétérogènes d'âge triasique: argiles rouges et vertes, gypse, ophites, calcaires (faciès Keuper), dolomies grises ou noires (Muschelkalk), ...
- blocs hétérogènes plus récents: dolomies du Dogger (Jurassique), éléments du flysch albien,...

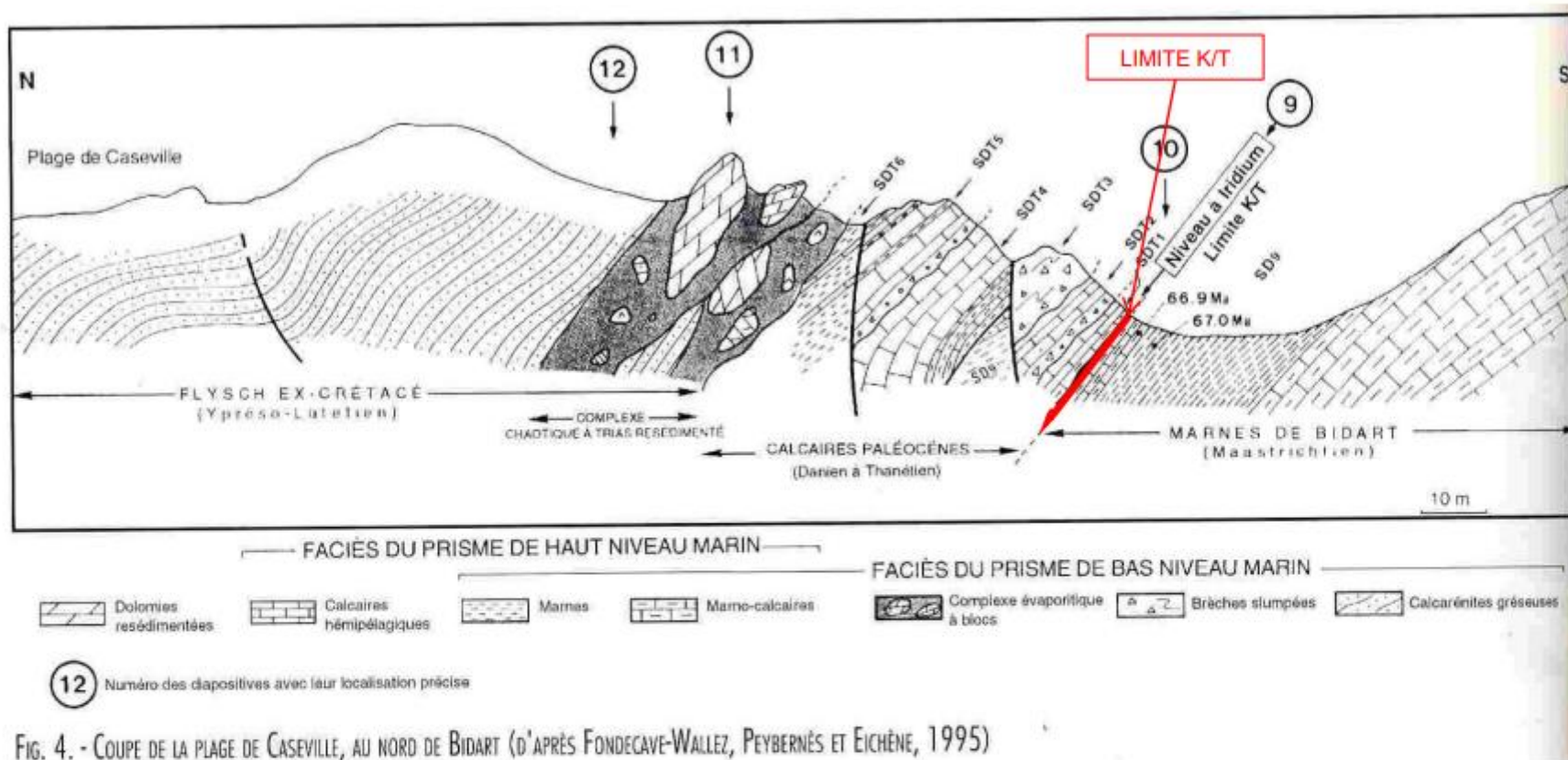
Les blocs sont de tailles très variées, du cm³ à plusieurs m³!

- ils sont emballés dans une matrice gypseuse varicolore,

- certains présentent des cristaux de dipyre*, indiquant qu'ils ont subi un thermo-métamorphisme (HT – BP)!

***Dipyre**: baguettes allongées, souvent blanchâtres par altération. Minéral présent dans des roches initialement carbonatées ayant subi un thermo-métamorphisme (de contact ou sur croûte amincie).

Sortie 02 – arrêt 1: suite de la coupe vers le Nord - le Trias



Quelques dizaines de mètres au Nord de la limite K/T on observe un complexe chaotique, composé de roches de différentes natures. Ce complexe est attribué au Trias (> 200 Ma); le contact avec les marnes et calcaires du Paléocène (56-66 Ma) affleurant juste au Sud n'est malheureusement plus visible. Néanmoins, le complexe chaotique ancien (Trias) semble reposer sur les roches plus récentes (Paléocène). C'est une superposition anormale.

Géologie

Les formations du plio-quaternaire affleurent aussi au Pavillon Royal. La plage se situe majoritairement à l'extrémité d'une dépression fermée qui a piégé, par ses effets d'effondrement, des sables fluviatiles à la base et des sables éoliens en son sommet. Des intercalaires ligniteux sont parfois visibles, en fonction de l'érosion saisonnière que subit la plage.

Paléogéographie

Les sables plio-quaternaires de la plage du Pavillon Royal constituent un témoin lointain de la formation des sables des Landes, qui s'étendait beaucoup plus au sud avant son érosion partielle. Des réseaux fluviatiles alimentaient une vaste zone d'épandage sédimentaire au pied des Pyrénées.

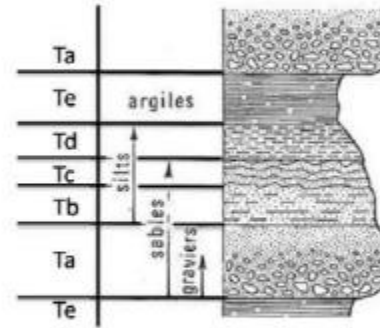
Cette zone était périodiquement et localement marquée par des lacs où se sont déposés les lignites des Landes. Ce dispositif sédimentaire se termine par une phase de dépôts éoliens, avec la mise en place de grandes dunes venues des plages de l'Atlantique.



Formations plio-quaternaires sableuses sur la plage du Pavillon Royal - Bidart



Turbidites de l'Eocène inférieur à moyen (# 50 Ma)



Séquence de Bouma: description des turbidites



Déformations des turbidites de l'Eocène inférieur à moyen (# 50 Ma)

Au Nord du complexe chaotique triasique, en poursuivant la coupe vers la plage du Pavillon Royal, on peut observer des turbidites éocènes (50 Ma), parfois intensément déformées et montrant aussi des glissements en masse.

Ces sédiments détritiques, de type « flysch » sont caractéristiques de bassins profonds. Ils se mettent en place par le biais d'avalanches sous-marines, de courants de turbidités, et sont connus sous le nom de « séquence de Bouma ».

Géologie

Les terrains les plus anciens de la Côte Basque sont du Trias. Ils sont constitués par les argiles rouges ou bariolées du Keuper qui affleurent sur la plage du Pavillon Royal. Cette formation de quelques dizaines de mètres est particulièrement instable. Elle contient du gypse, très déformé, qui constitue un important niveau de décollement pyrénéen, servant notamment de couche-savon pour des chevauchements.

Paléogéographie

Après la longue période continentale du Permien, le Trias se présente comme une transition littorale avant les périodes marines du Jurassique. Les importantes accumulations de gypse sont les témoins des lagunes et des bassins évaporitiques qui caractérisent les transgressions marines saccadées venant de la Téthys (mer de l'époque). Cette transgression s'effectue sous un climat globalement chaud, avec l'apparition des premiers Dinosaures.



Affleurement des marnes à gypse du Trias sur la plage du pavillon Royal - Bidart



Le complexe chaotique du Trias

Composants du complexe chaotique.

Cet affleurement, situé en bord de mer, est soumis à une érosion très intense, ainsi qu'à de nombreux éboulements amplifiés par les tempêtes et lors des fortes marées. Sa description peut donc varier sensiblement d'une année à l'autre! Au fil du temps plusieurs composants ont pu être identifiés:

- *blocs hétérogènes d'âge triasique*: argiles rouges et vertes, gypse, ophites, calcaires (faciès Keuper), dolomies grises ou noires (Muschelkalk), ...

- *blocs hétérogènes plus récents*: dolomies du Dogger (Jurassique), éléments du flysch albien, ...

Les blocs sont de tailles très variées, du cm³ à plusieurs m³!

- ils sont emballés dans une matrice gypseuse varicolore,

- certains présentent des cristaux de dipyre*, indiquant qu'ils ont subi un thermométamorphisme (HT – BP)!

**Dipyre: baguettes allongées, souvent blanchâtres par altération. Minéral présent dans des roches initialement carbonatées ayant subi un thermométamorphisme (de contact ou sur croûte amincie).*

Le Trias gypsifère

Après la longue période continentale du Permien, le Trias se présente comme une transition littorale avant les périodes marines du Jurassique. Les importantes accumulations de gypse sont les témoins des lagunes et des bassins évaporitiques qui caractérisent les transgressions marines saccadées venant de la Téthys (mer de l'époque). Cette transgression s'effectue sous un climat globalement chaud, avec l'apparition des premiers Dinosaures.

Il s'agit de gypse fibreux se présentant en bancs striés et déformés par les glissements couche à couche.

On le trouve plus rarement sous une forme saccharoïde.

Ce gypse s'est formé il y a environ 250 Ma, par évaporation d'eau saumâtre dans une lagune sursalée dans un petit bassin au sein de la Pangée.

Ce gypse était alors très probablement associé à du sel qui a ensuite été dissous.

Lors de la déformation des Pyrénées, ces argiles gypsifères et le sel associé sont remontés le long de failles. Cette remontée a été favorisée par la densité moindre des roches salifères par rapport à celle des roches encaissantes pour former des diapirs.

Par la suite, ces masses évaporitiques ont constitué des niveaux de décollement sur lesquels des masses gigantesques de roches se sont déplacées sous l'effet de contraintes.

C'est ce qu'on appelle un chevauchement.

C'est le comportement très ductile des argiles gypsifères et leur grande plasticité qui ont favorisé la déformation et le décollement des couches à ce niveau et leur accumulation au front des chevauchements.

Dipyre

Statut : Minéral non agréé par l'I.M.A.. Synonyme de scapolite : désigne un minéral de la série allant de la Marialite à la Meionite.

Le dipyre est un calco silicate d'aluminium (composition : SiO₂ 55,85 %, Al₂O₃ 23,73 %, CaO 8,67 %, Na₂O 9,62 %, Cl 2,75 %).

Propriétés optiques et autres : Opaque. Le dipyre est fusible au chalumeau avec un bouillonnement il donne un globule blanc émaillé. Il est phosphorescent : lorsqu'il est versé en poussière sur le charbon ardent, le minéral répand dans l'obscurité une lueur phosphorique.

Couleur : Blanc à blanc grisâtre au gris rougeâtre

Éclat du minéral : Vitreux, perlé

Trace : blanche

Critères de détermination : Ses caractères pyrognostiques, sa surface quelque fois comme micacé, et sa disposition à s'altérer en devenant blanchâtre sont des éléments décisifs pour l'identification. Le minéral peut également être identifié par diffraction des rayons X et par l'analyse chimique.

Morphologie des cristaux : Cristaux prismatiques, généralement en petits prismes rectangulaires droits accolés ou fascicules, mais aussi longs prismes minces abondant dans les marbres et les schistes cristallins.

Morphologie des agrégats :

Conditions de formation et/ou de gisement : On trouve généralement le dipyre dans les gangues de schiste argileux, tendre, d'un gris noirâtre, renfermant parfois du fer sulfuré, dans les calcaires et cipolins métamorphiques, les roches métamorphiques ultrabasiques stéalite blanche, rougeâtre, grisâtre (argiloïde), mais aussi en minéral de métamorphisme de contact. Avec lherzolite, ophite, calcite, aragonite, amphibole (vert)...

Utilisations : Fabrication d'huiles minérales...

Échantillons de collection : France : Haute Pyrénées ; vallée de Castillon, Ariège ; île Europa , Madagascar ;...





Le complexe chaotique du Trias

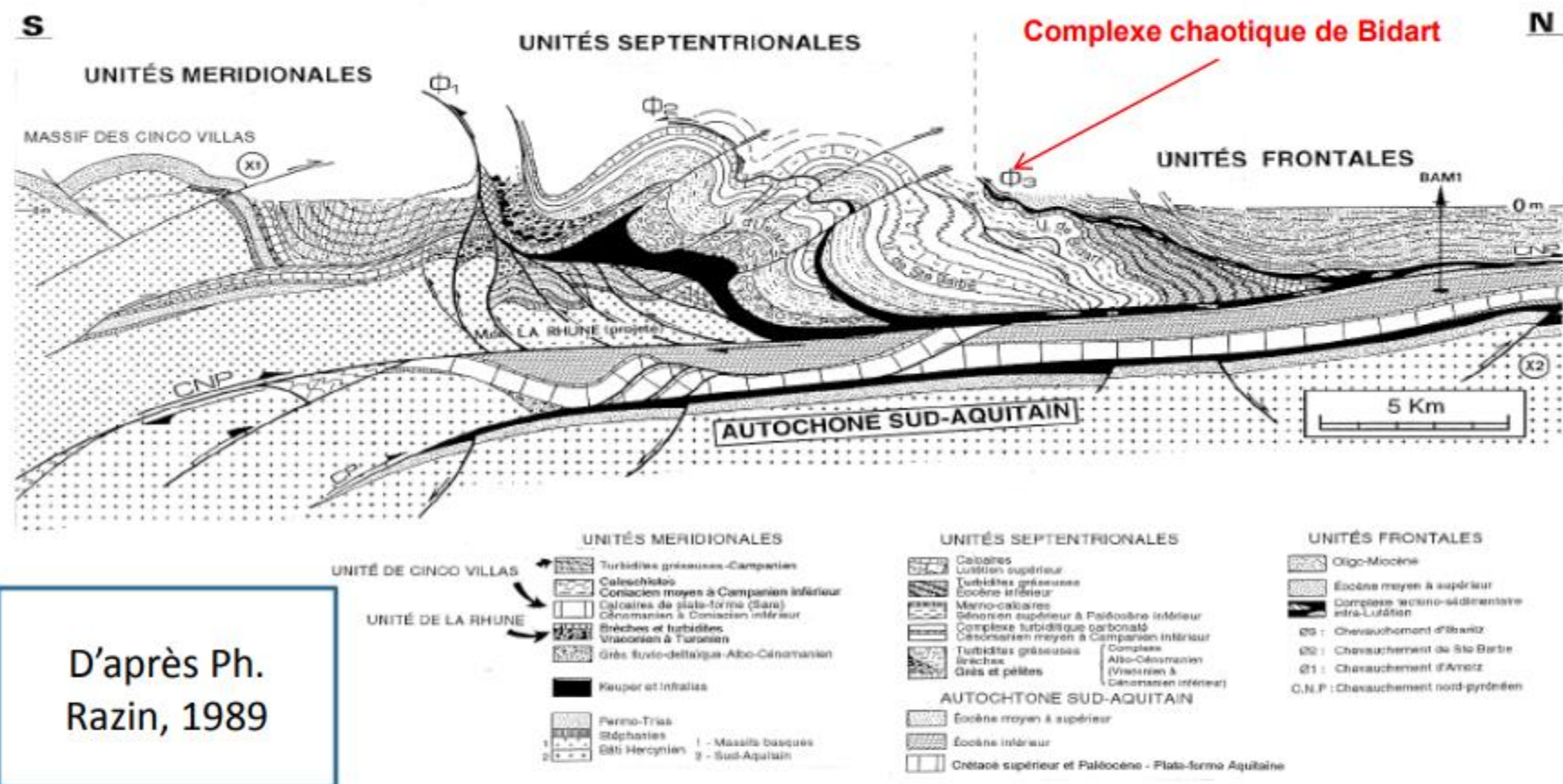
Mise en place du complexe chaotique

2 hypothèses très différentes sont proposées pour la mise en place du complexe chaotique:

A - Mise en place tectonique par le biais d'un chevauchement à vergence Sud,

**B – Mise en place par halocinèse:
hypothèse « Trias resédimenté » ou
« glacier de sel »**

Sortie 02 - arrêt 1: mise en place tectonique



D'après Ph. Razin, 1989

Dans sa thèse (1989) Ph. RAZIN décrit en détail cette hypothèse, encore défendue aujourd'hui par plusieurs géologues (de l'Université de Bordeaux en particulier). Dans les chevauchements de ce type connus sur le flanc Nord des Pyrénées, le Trias est presque systématiquement surmonté par le reste de la série Mésozoïque (Jurassique, Crétacé inférieur et supérieur); ce n'est pas le cas ici.

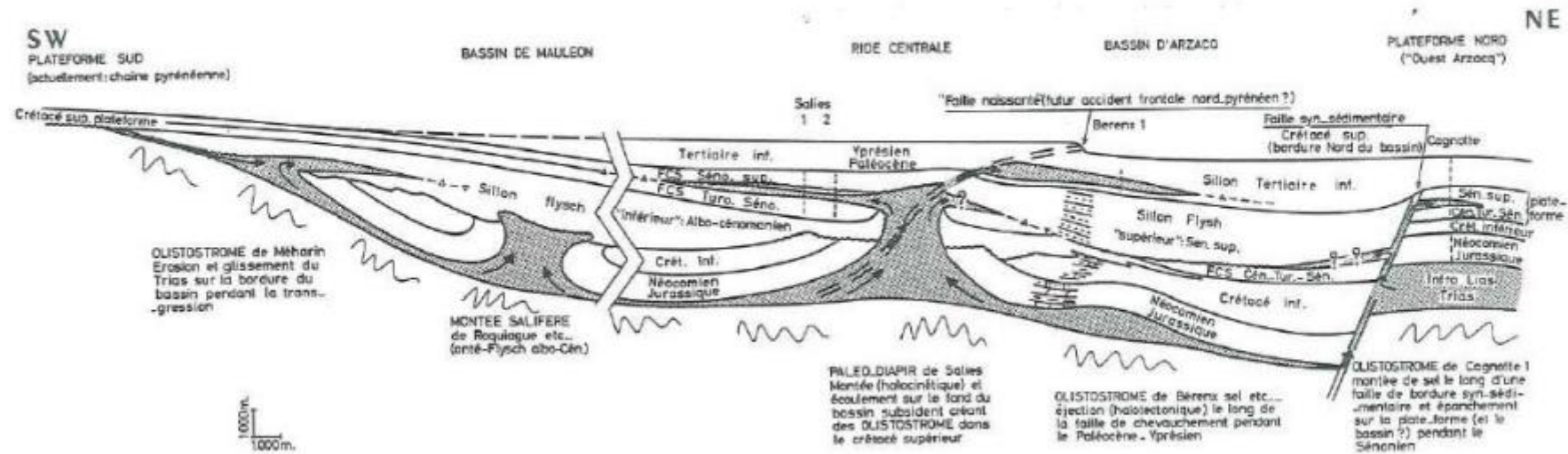


FIGURE 3

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

D'après J. Henry et G. Zolnai 1971

Mise en place par **halocinèse***: hypothèse « Trias resédimenté » ou « **glacier de sel*** »

Bien que formulée dès 1971 (J. Henry et G. Zolnai) cette hypothèse reste encore très iconoclaste pour nombre de géologues! Elle réconcilie très bien les observations de terrain, les résultats de plusieurs forages et l'évolution du bassin. On trouve aussi de spectaculaires analogues sur les marges passives actuelles (Golfe de Guinée en particulier)

Halocinèse: terme désignant les manifestations tectoniques particulières liées aux substances salines (évaporites) et les structures qui en sont issues.

Glacier de sel: conséquence ultime du **diapirisme** par étalement en surface, à l'air libre ou sur le fond de la mer, de matériel évaporitique.

Diapirisme: mécanisme d'ascension des dômes de sel.

JNG 2021 – Arrêt 2 : les affleurements de Bidart

2-2 : la plage du Pavillon Royal, partie sud : mise en place par halocinèse

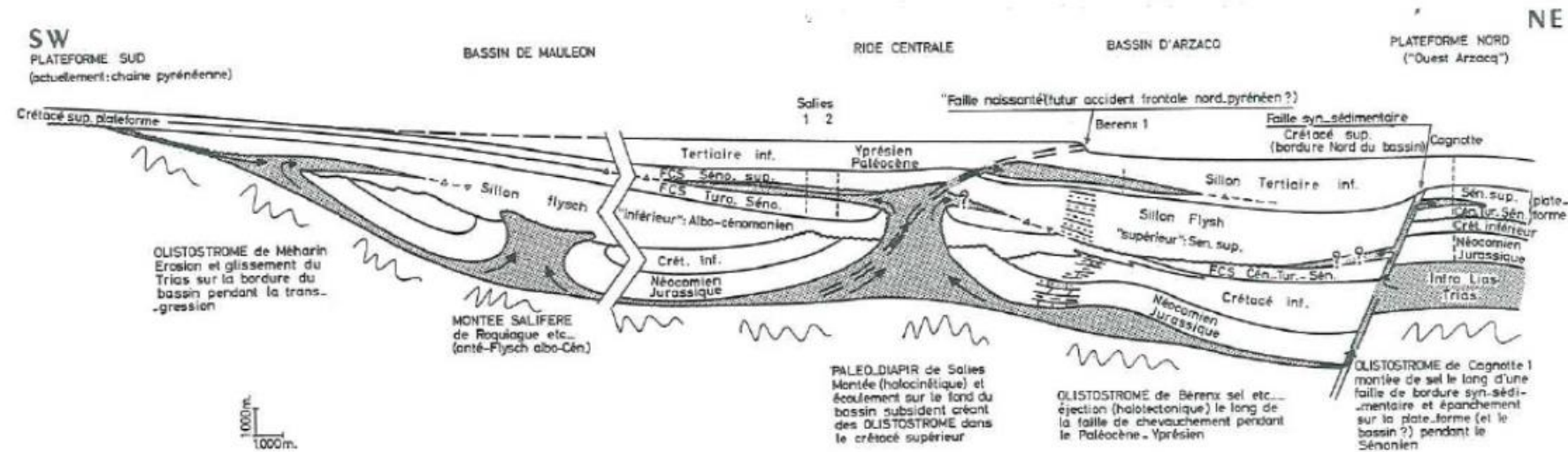


FIGURE 3

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

D'après J. Henry et G. Zolnai 1971

Mise en place par **halocinèse***: hypothèse « Trias resédimenté » ou « **glacier de sel*** »

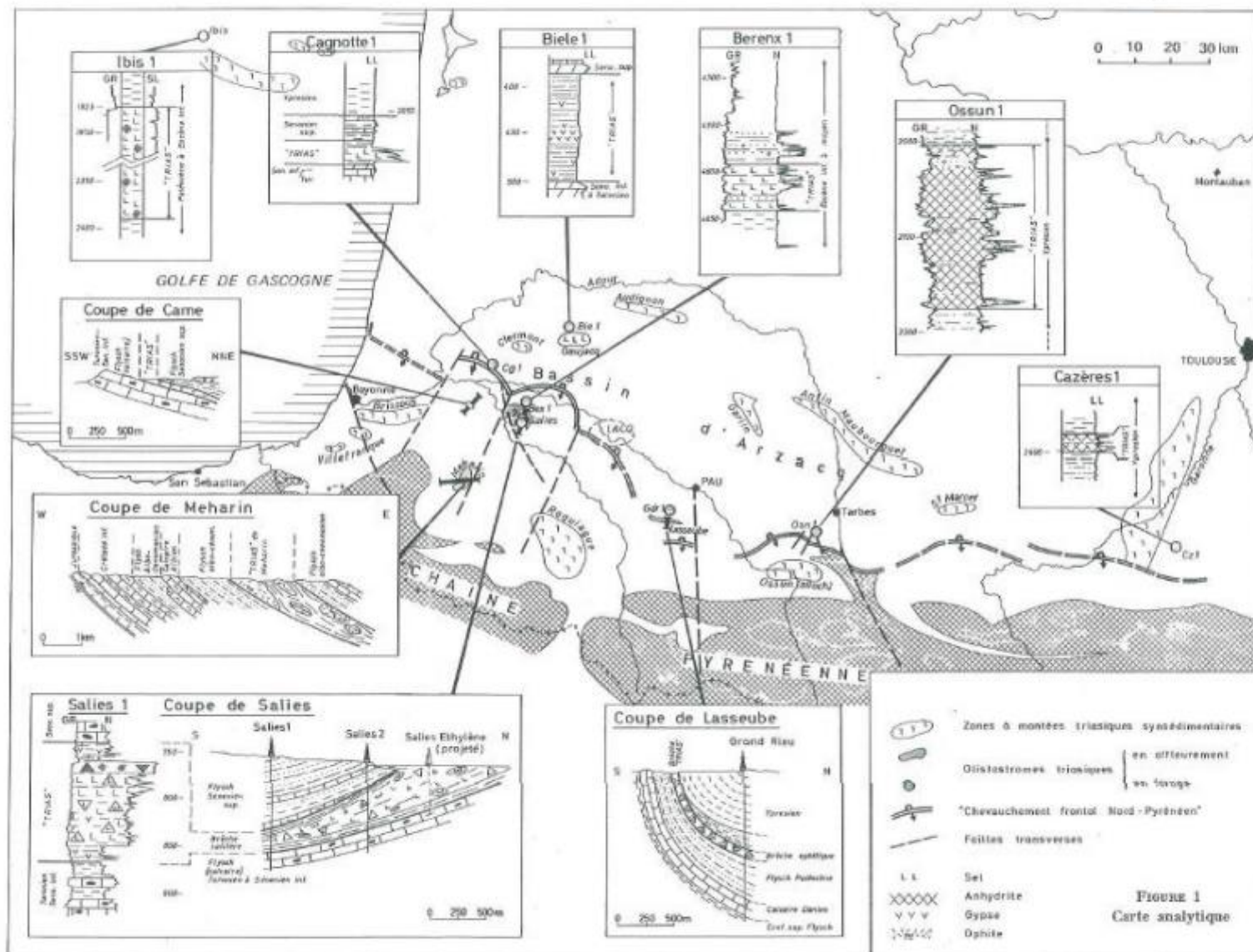
Bien que formulée dès 1971 (J. Henry et G. Zolnai) cette hypothèse reste encore très iconoclaste pour nombre de géologues! Elle réconcilie pourtant très bien les observations de terrain, les résultats de plusieurs forages et l'évolution du bassin. On trouve aussi de spectaculaires analogues sur les marges passives actuelles (Golfe de Guinée en particulier)

* **Halocinèse**: terme désignant les manifestations tectoniques particulières liées aux substances salines (évaporites) et les structures qui en sont issues.

* **Glacier de sel**: conséquence ultime du **diapirisme*** par étalement en surface, à l'air libre ou sur le fond de la mer, de matériel évaporitique.

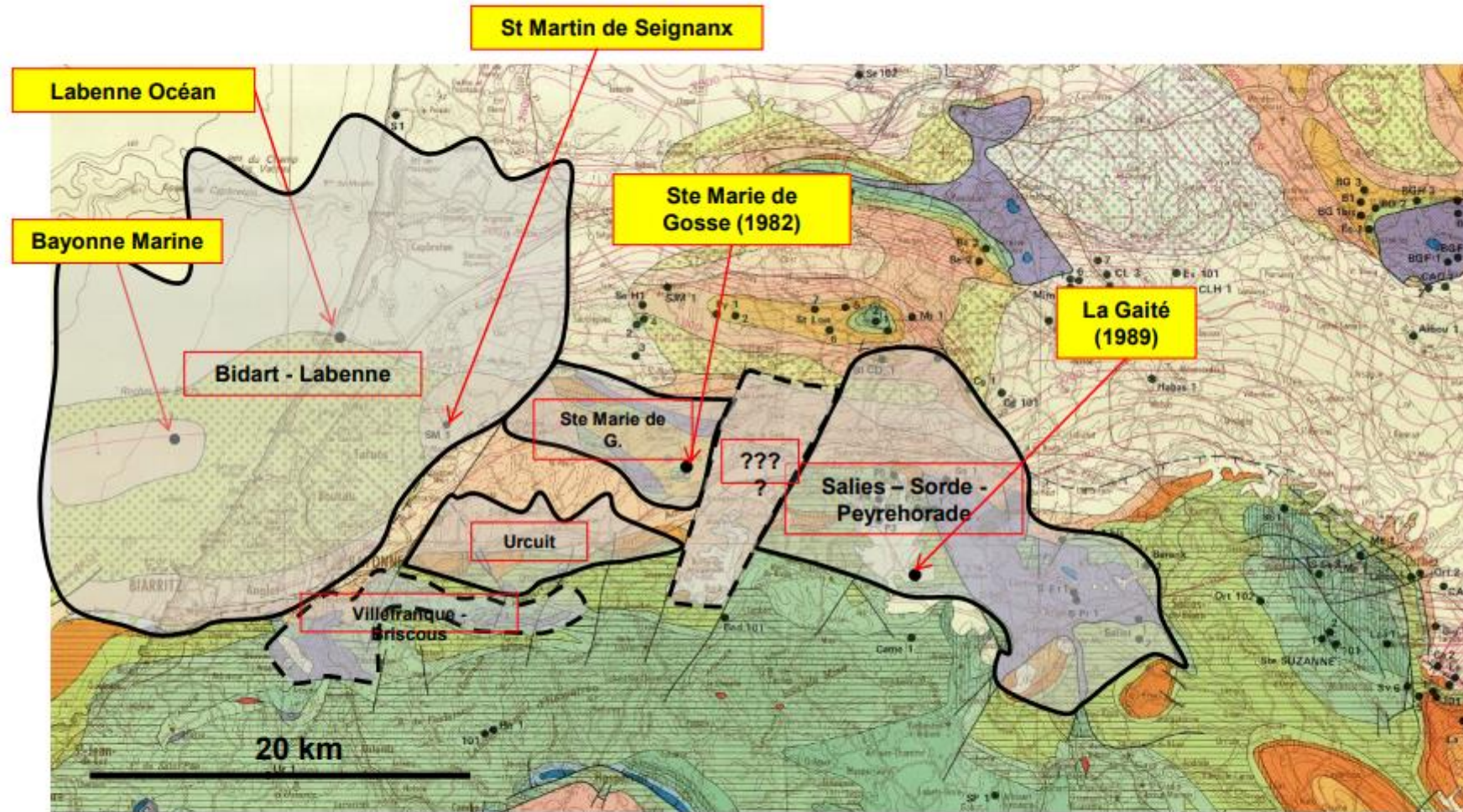
* **Diapirisme**: mécanisme d'ascension des dômes de sel.

localisation d'affleurements et extraits de données forages



D'après J. Henry et G. Zolnai 1971

Sortie 02 - le Trias résédimenté dans le Sud-Ouest du bassin aquitain



Extension possible de quelques glaciers de sel en Aquitaine Ouest (JM Flament 2011)
En jaune: forages récents ayant traversé un glacier de sel

Géologie

L'affleurement de calcaire rose du Danien à Bidart représente l'extrémité ouest d'un système aquifère, qui se développe, à l'est, sur des surfaces bien plus importantes. Il s'agit du système « Paléocène nord-pyrénéen ».

Paléogéographie

Suite à une première phase pyrénéenne qui ferme 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 dans sa partie nord, avec dépôts de calcaires dolomitiques et, plus au nord encore, des faciès argileux et fluvio-marins et des formations lagunaires tropicales.



Calcaire rose du Danien sur la plage du Pavillon Royal - Bidart



Brèches monogéniques du Danien

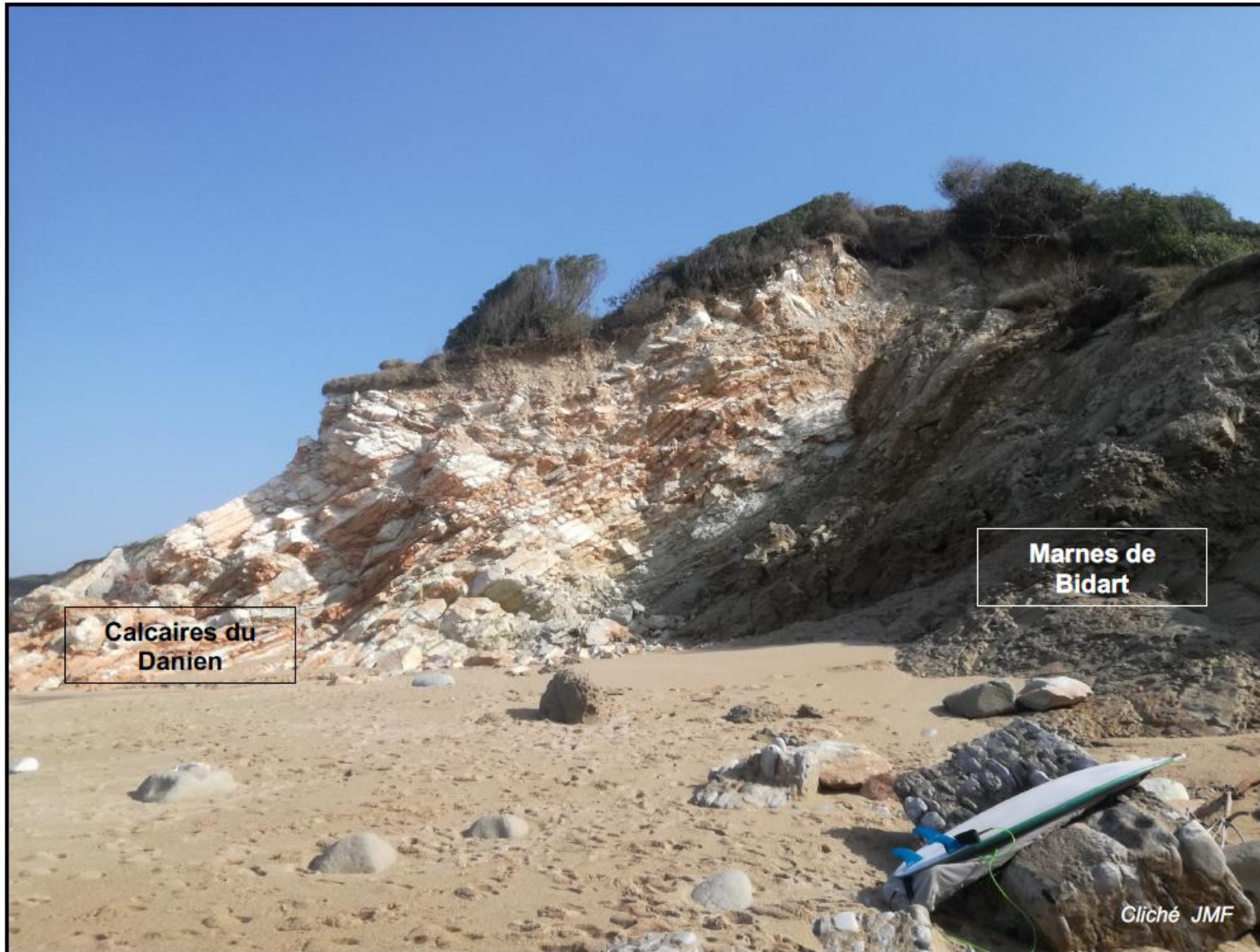
Ces brèches sont les témoins d'une instabilité du fond marin.

Il s'agit ici d'une déformation synsédimentaire à relier aux premiers mouvements tectoniques à l'origine de la chaîne pyrénéenne

Et bien évidemment sous le Danien, avant le maestrichtien, on aura la limite K/T.

JNG 2021 – Arrêt 2 : les affleurements de Bidart

2-2 : la plage du Pavillon Royal, partie sud : calcaires du Danien



Géologie

La sédimentation du Paléocène s'inscrit dans l'histoire d'une période de déformations compressives qui affectent le Bassin Aquitain, de la fin du Crétacé jusqu'à l'Oligocène. Cette phase de raccourcissement, qui voit la création de la chaîne pyrénéenne, a eu de multiples effets sur la structure du bassin :

- mise en place du complexe du chevauchement frontal Nord-pyrénéen au sud,
- « flexuration » généralisée du bâti vers le sud et création d'un axe de subsidence pré-pyrénéen et d'un bombement au nord correspondant au seuil des Landes,
- inversion tectonique des anciens bassins crétacés inférieurs (Arzacq, Tarbes, Parentis),
- plissements qui s'atténuent vers les zones externes septentrionales.

L'essentiel de la déformation pyrénéenne s'est produit entre l'Yprésien (Eocène inférieur) et l'Oligocène, ce qui implique que le Paléocène peut être considéré comme anté-tectonique.

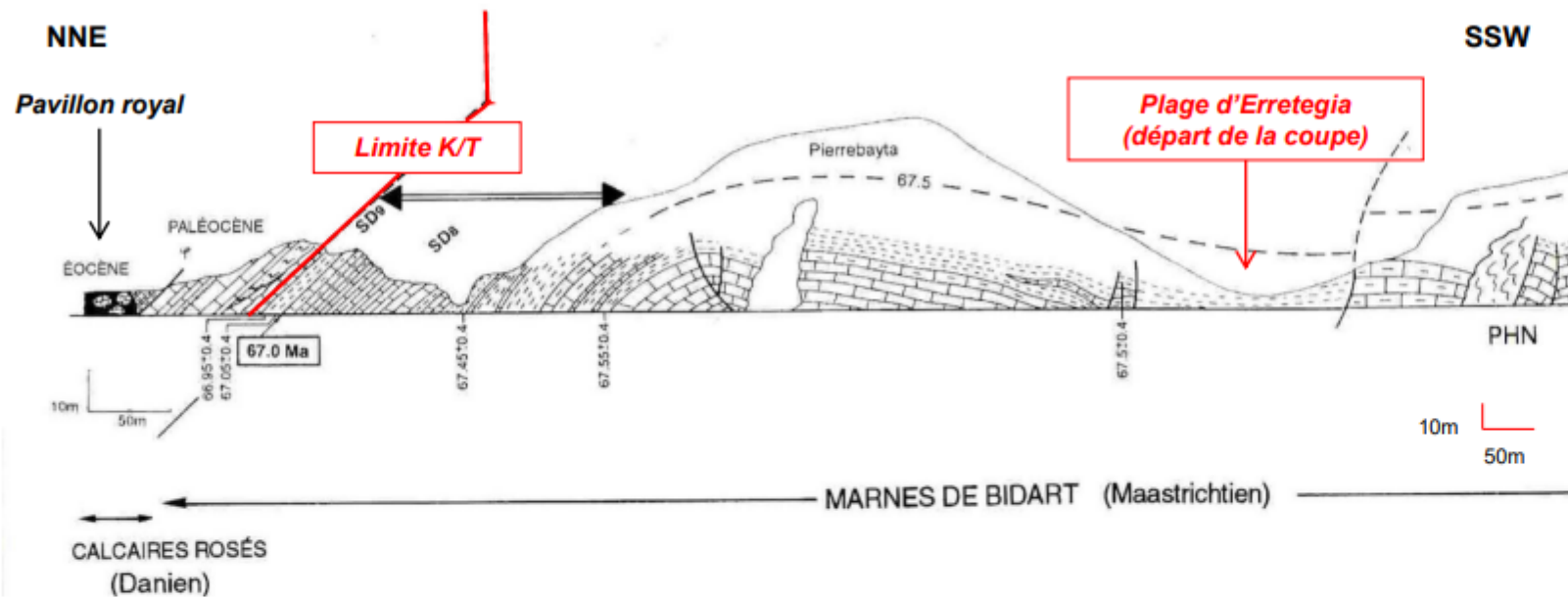


Affleurement de la limite Crétacé-Tertiaire et du calcaire rose du Danien sur la plage du Pavillon Royal - Bidart

Plage Erretegia de Bidart

On va la parcourir du Sud vers le Nord en direction de la Plage du Pavillon Royal

Sortie 02 - arrêt 1: coupe de la falaise d'Erretegia à la crise K/T



D'après A. Lacazedieu, B. Peybernès, Ch. Seyve - 1996

Du Sud vers le Nord on observe successivement:

- **Les Marnes de Bidart:** datées Maastrichtien (72-66 Ma); milieu de dépôt relativement profond, sans apport de détritique; macrofaune: *Inocérames*, *ammonites*, *Echinides*... microfaune: *Globotruncanas*

- **La Limite Crétacé – Paléocène (K/T):** mince horizon (7cm) de marnes noires à Iridium

- **Les calcaires rosés du Danien (66-62 Ma):** # 50 m d'épaisseur, comportant au moins 6 séquences de dépôts qui traduisent une instabilité du fond marin

Les Marnes de Bidard

Marnes conchoïdes grises, bleutées ou verdâtres.

Âge Maastrichtien : -72 à -66 Ma

Puissance : 1000 m

Ce sont des dépôts de plate-forme.

Riches en Echinodermes (Stegaster, Pachydiscus), en Mollusques Bivalves (Inocérames), **rare Ammonites** (Baculites, Phylloceras) et très nombreux Globotruncana.

On est après K/T.

Les calcaires du Danien

Rosés, gris clair

Très bioperturbés par des fousseurs

Les macrofossiles (Echinodermes et Nautilus) sont très rares.

La microfossiles est abondante (Globorotalia).

Entre les deux, couche K/T

Couche d'argile sombre riche en Ir avec quartz choqués, sphérules basaltiques.



Fossiles observables dans les marnes de Bidart : à gauche en haut , ammonite et en bas: zoophycos (ichnofacies) .

A droite en haut: : oursin du genre Stegaster, et en bas inocérame.

N

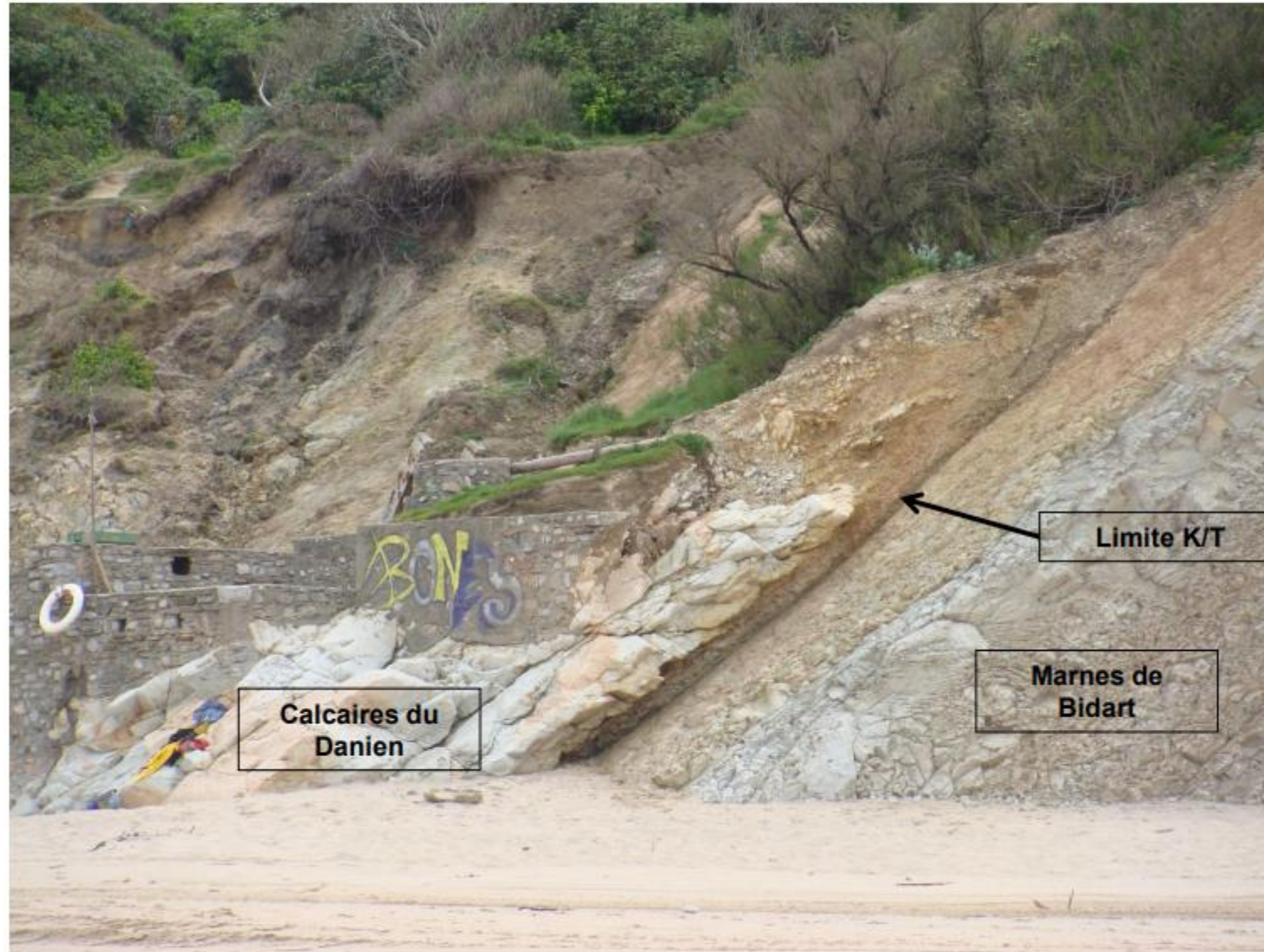
S



Dans le détail, les Marnes de Bidart sont intensément structurées; on peut y observer :

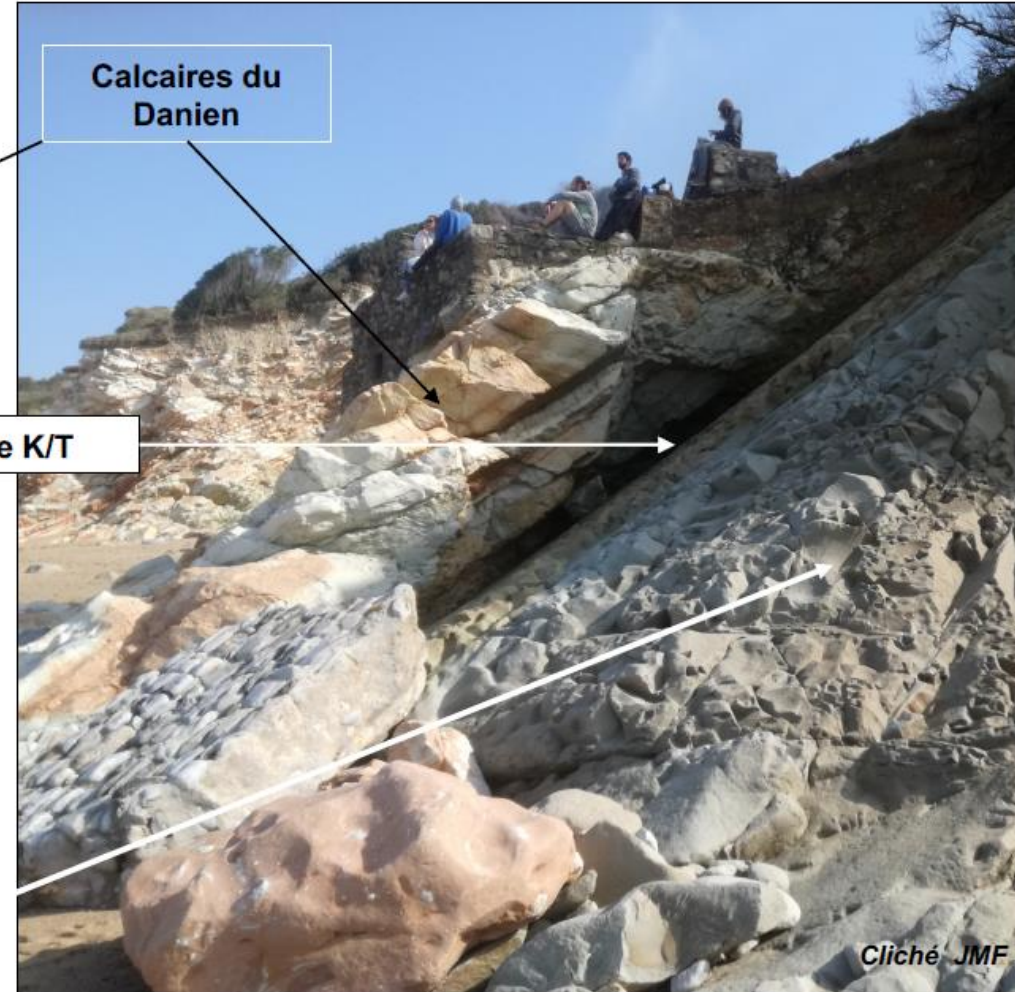
- de la fracturation et des failles verticales dans les **bancs durs (niveaux compétents)**
- des failles inverses et des plans de décollement dans les **couches «tendres» (niveaux incompétents)**

Les **Marnes de Bidart**. Elles appartiennent au Maestrichtien. Cette formation affleure principalement dans deux unités tectoniques : l'unité de la Pointe Sainte-Anne et l'unité de Bidart. Elle est composée d'une alternance de marnes, calcaires et marno-calcaires rouges à gris-vert. Les couches sont tabulaires.



JNG 2021 - Arrêt 2 : les affleurements de Bidart

2-2 : la plage du Pavillon Royal, partie sud: la limite K/T en février 2020 & 2021



On retrouve là ce qu'on a vu Plage du Pavillon Royal

**La crique du Dos de la Baleine
et la crique de la Pile d'assiettes
au Nord de Saint-Jean-de-Luz**

Flysch calcaire à silex du Coniacien -89 Ma



Drilled holes
● IODP
● ODP
● OSDP

Image © 2022 TerraMetrics

Crique de la Pile
d'assiettes

Crique du Dos
de la Baleine

Drilled holes

-  IODP
-  ODP
-  DSDP

153 m

Costero Noël



1. La crique du Dos de la Baleine ou crique des Motels basques

Flysch calcaire à silex du Coniacien -89 Ma

On va voir ici la morphologie des plis du flysch.

C'est le flysh calcaire à silex dit de Guéthary déposé en couches horizontales au Coniacien, il y a environ -89 Ma (Milieu du Crétacé supérieur).

Cénomaniens - Turonien - Coniacien - Santonien - Campanien - Maastrichtien - Danien – Montien ou Sélandien

Déformation (raccourcissement et épaissement) entre -80 et -40 Ma (du Maastrichtien au Bartonien - Priabonien)

Les plis en série dans la crique du Dos de la Baleine



JNG 2021 – Arrêt 3 : Saint Jean de Luz – le pli « la baleine »

Vous êtes ici !



JNG 2021 – Arrêt 3 : Saint Jean de Luz – le pli « la baleine »



JNG 2021 – Arrêt 3 : Saint Jean de Luz – le pli « la baleine »

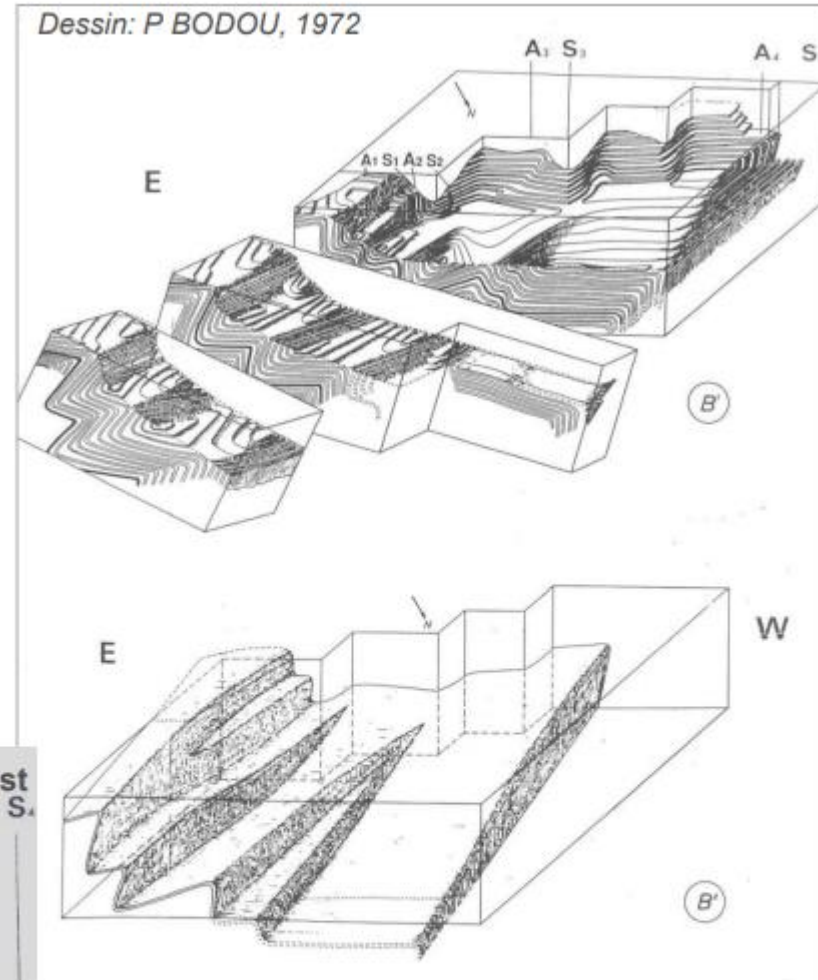


Cliché J. Maillos

Les turbidites du pli de la Baleine:

- datées du Crétacé supérieur (coniacien)
- organisées en une série d'anticlinaux et de synclinaux dissymétriques

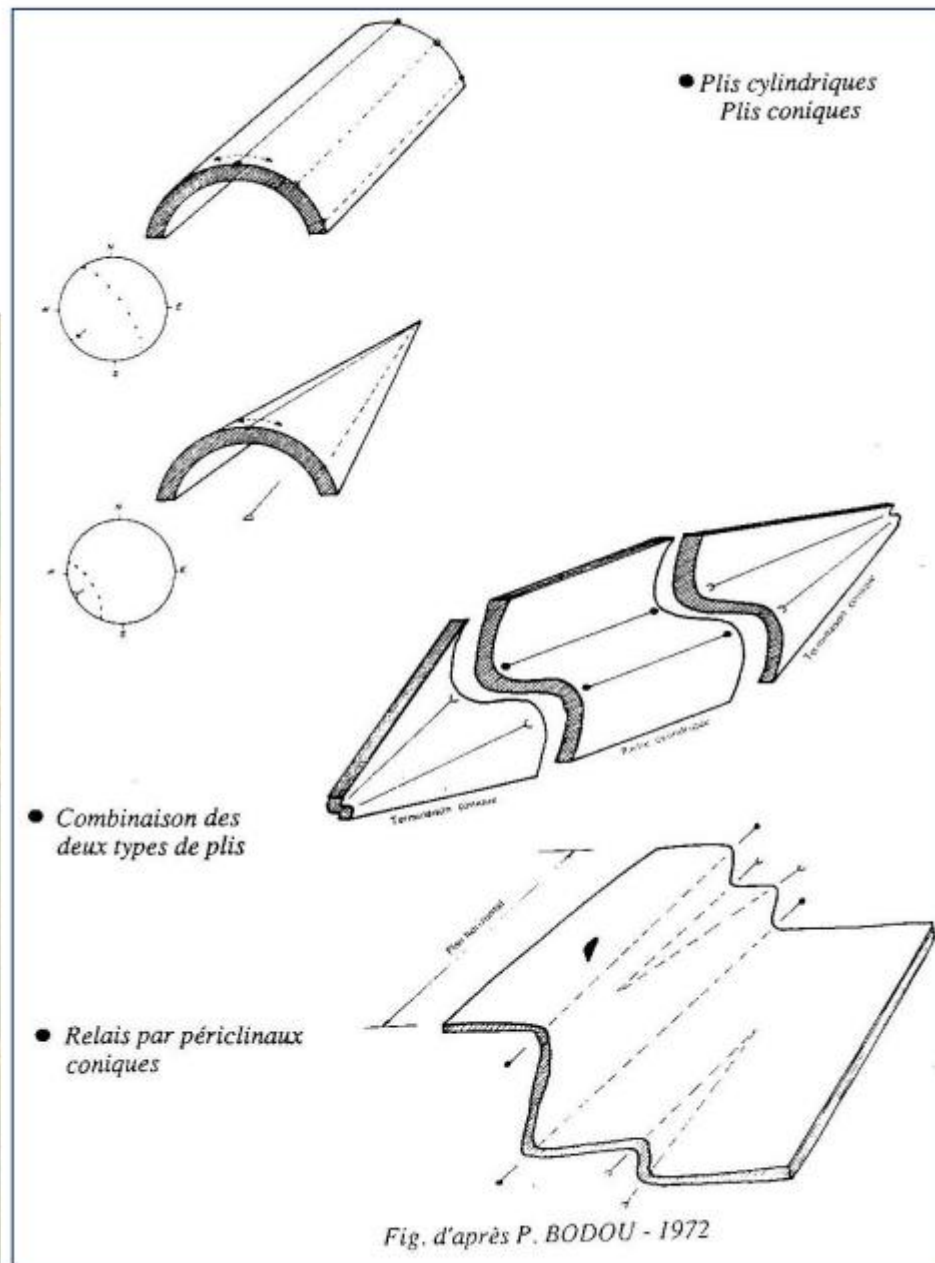
- Numérotation des plis (A et S comme anti- et synclinal)



- Bloc-diagramme illustrant la géométrie de la déformation

Terminaison périclinale du pli “de la Baleine”

► Le pli de la Baleine vu du ciel...



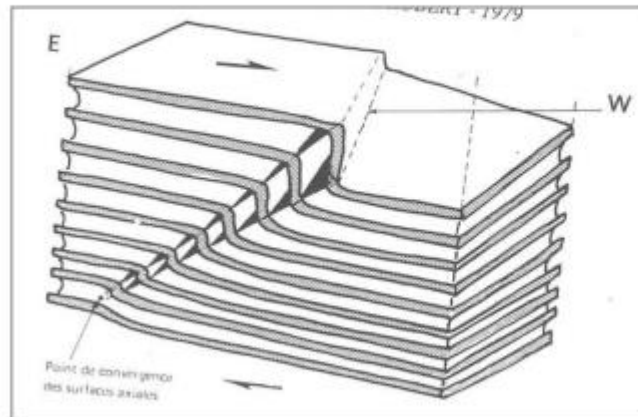
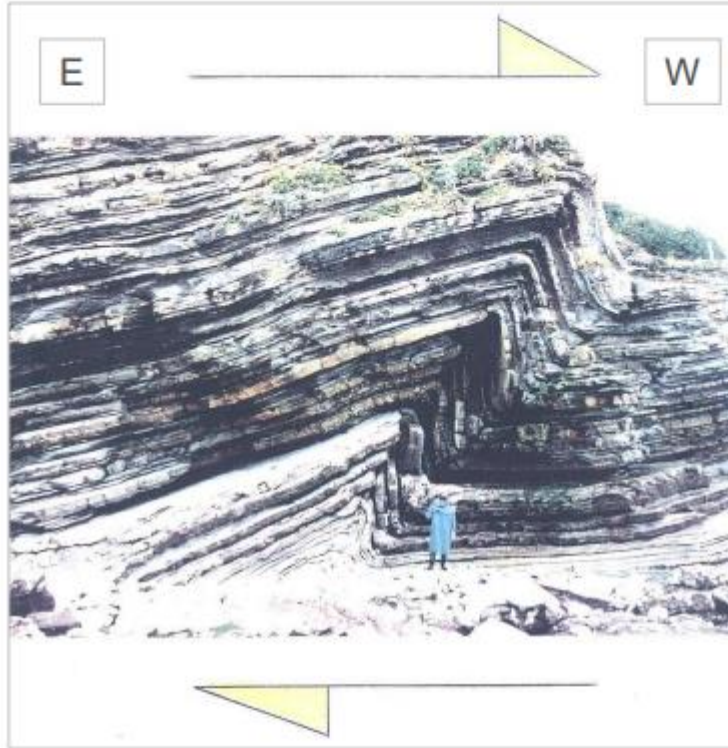
Le pli de la Baleine, terminaisons périclinales

Vue d'ensemble



terminaison périclinale nord

Pli de la Baleine : déformation, polarité de déversement, bourrage etc



Type d'amortissement d'une bande de pliage proposé par P BODOU - 1972 .



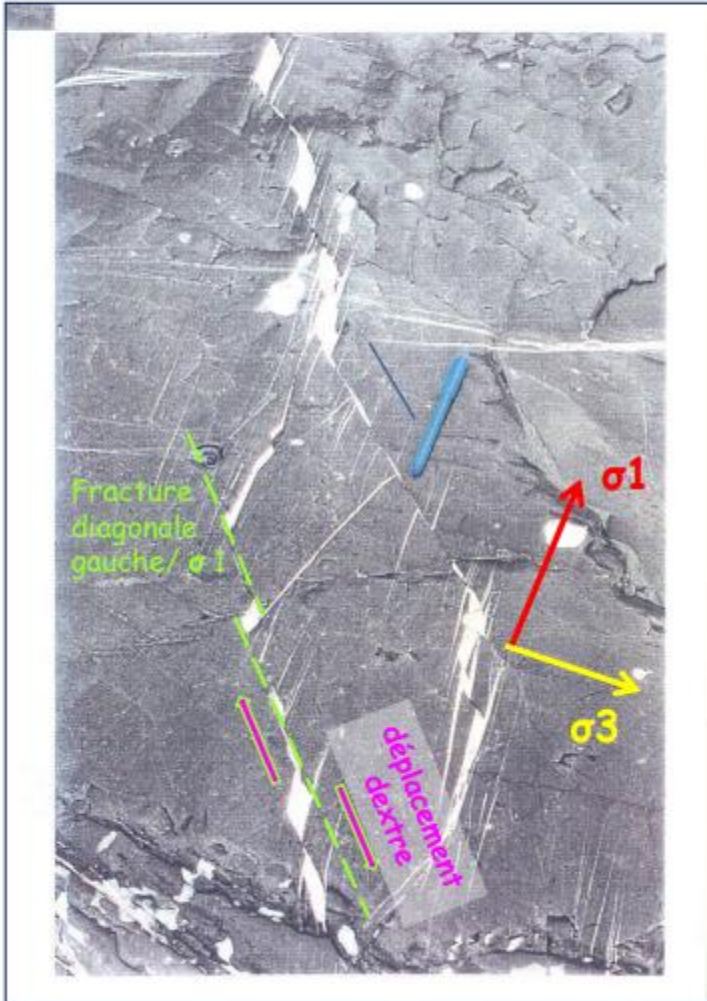
Plage de Lafitena turbidites à silex (Coniacien) **GeolVal**

Pli de la Baleine :

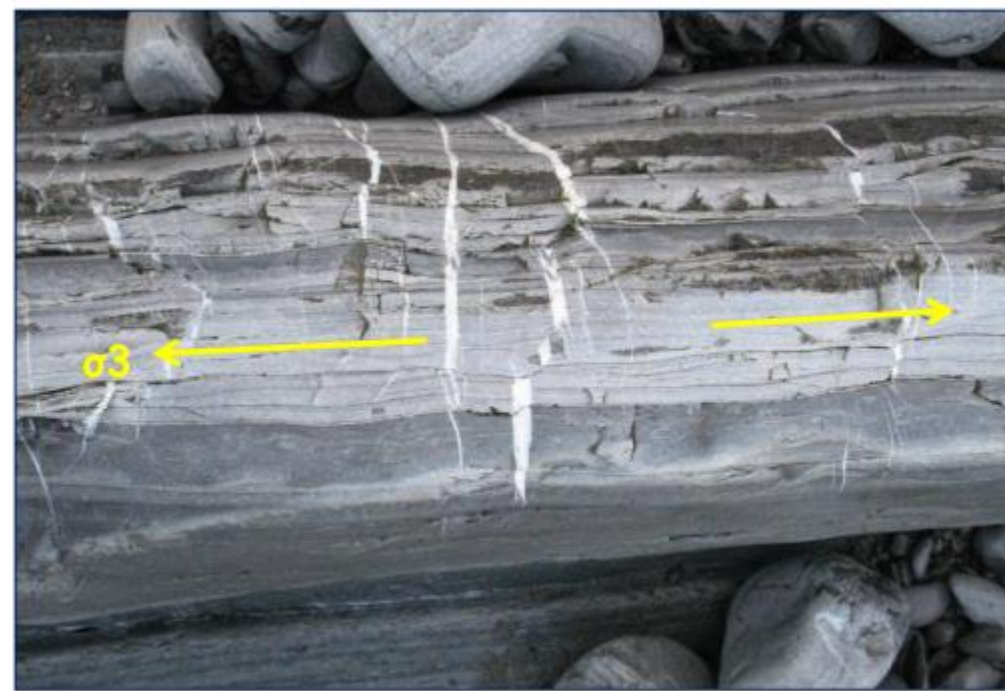
- Fracturation sélective, Fragile vs. Ductile

σ_1 : direction de la compression

σ_2 : direction de l'extension



dominos de calcite en plan



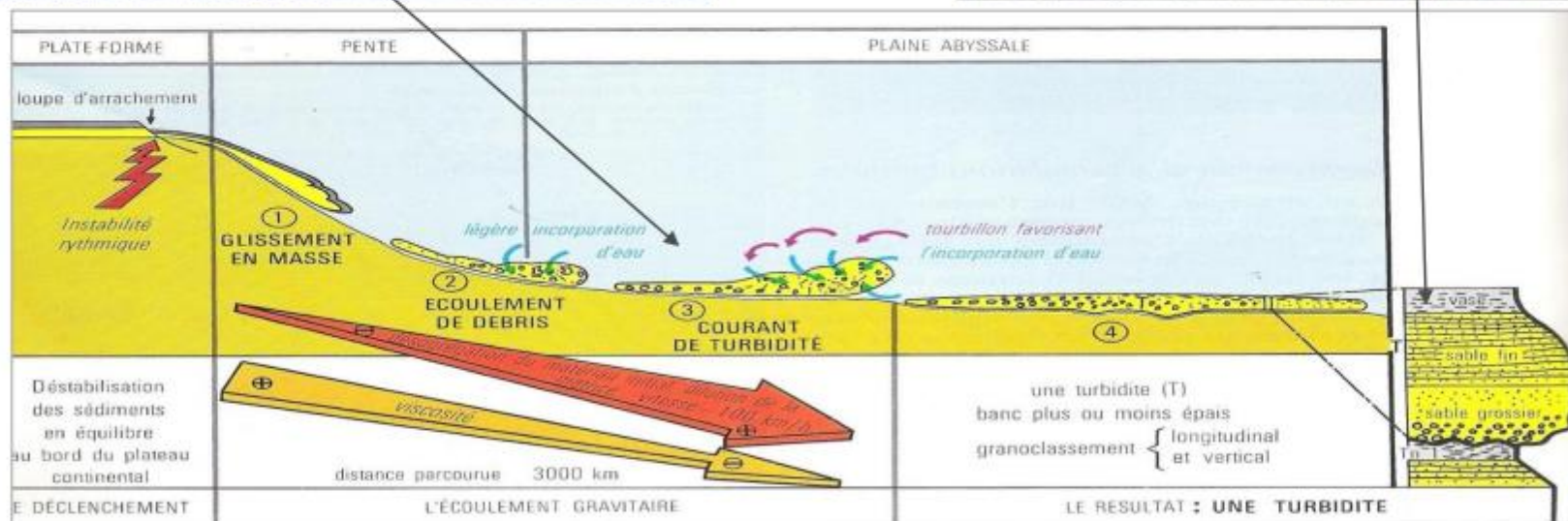
dominos de calcite en coupe



Un courant de turbidité: évènement sous marin catastrophique; rythme moyen 1/ siècle



Qu'est-ce qu'une turbidite?



Une turbidite:

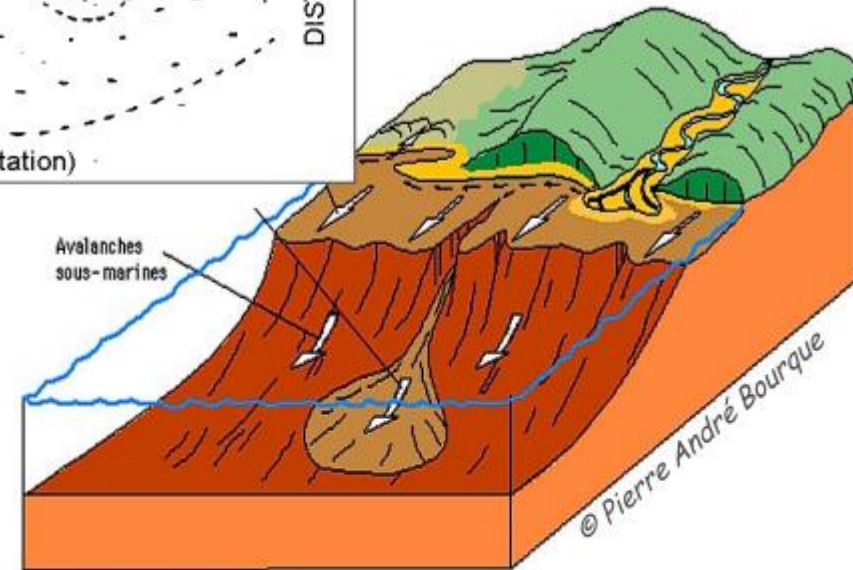
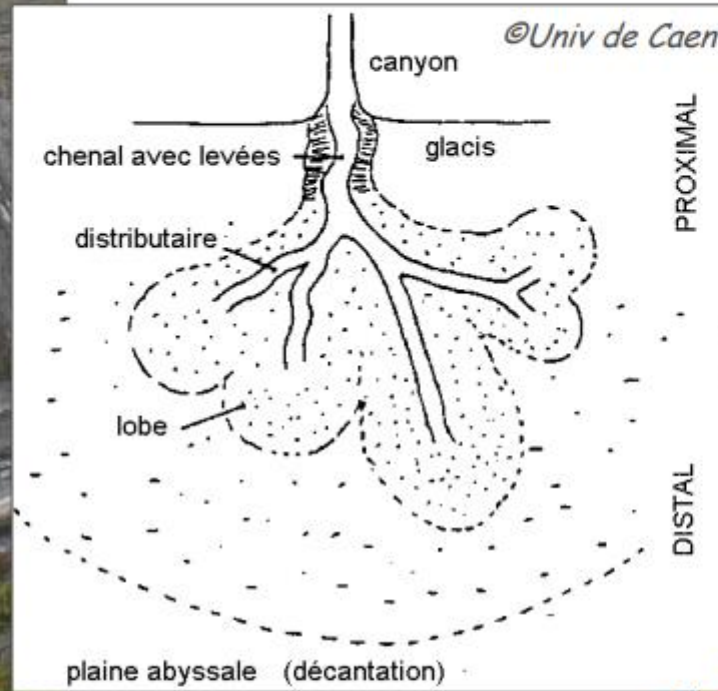
Couche de sédiments détritiques déposée en une fois par un courant de turbidité

Courant de turbidité: écoulement d'un courant d'eau chargée de matériaux

Une turbidite résulte:

- du glissement gravitaire (avalanche) de sédiments le long d'une pente
- puis de leur dépôt avec granoclassement au bas de la pente

Préalable: qu'est-ce qu'une turbidite



- ▶ Grande continuité des bancs ("flysch" des anciens auteurs)
- ▶ Pas d'érosion notable d'un événement sur l'autre
- ▶ Type de dépôts : lobes, partie distale du système

Les plis du Flysch

Six plis majeurs sont visibles dans la falaise.

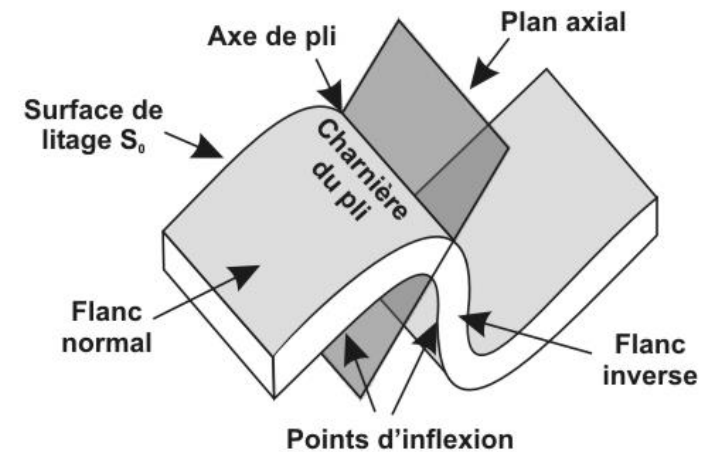
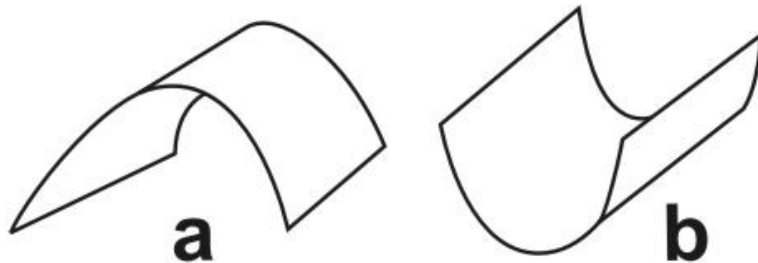
L'observateur attentif distinguera 4 plis supplémentaires à marée basse sur l'estran qui se repèrent par le changement d'inclinaison ou pendage des couches qui limitent la crique au Nord-Est.

Le flysch est constitué par une alternance de bancs durs et de bancs tendres qui se déforment différemment au niveau des charnières. Les bancs durs calcaires se cassent alors que les bancs souples de marnes se plissent entre les bancs durs. On parle de bourrage tectonique.

Les plis à courbure vers le haut (P1, P3, P5) **Λ (a)** sont des anticlinaux et ceux à courbure vers le bas **V (b)** sont des synclinaux.

Un pli est décrit par son axe, c'est-à-dire la ligne autour de laquelle s'enroulent les couches et par ses charnières, le point de courbure maximum de chaque couche.

Les plis sont déversés vers la mer (Nord-Ouest), ce qui signifie que la poussée venant du Sud-Est était plus forte que celle venant du Nord-Ouest.



Lorsque une roche se plisse, des structures tectoniques cassantes de petites tailles (quelques cm à quelques dm) apparaissent sur les flancs du pli, notamment dans les durs calcaires compétents.

Il s'agit de structures allongées, des fractures, parallèles ou transverses à l'axe du pli et formant en surface un réseau de fractures losangiques souvent remplies d'un minéral blanc, la calcite.

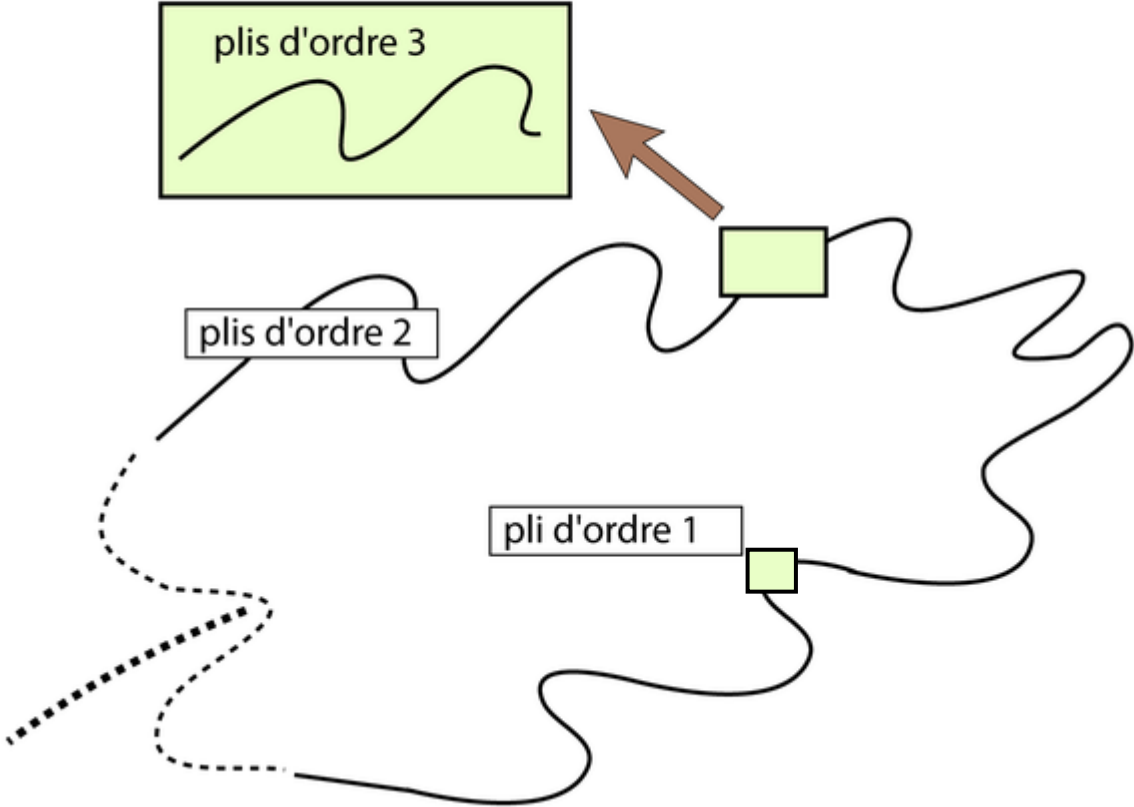
Des stries perpendiculaires ou parallèles à la surface des couches sont également visibles.

En outre, comme la déformation est associée à des pressions, la calcite qui forme le calcaire tend à se dissoudre puis à précipiter à nouveau pour remplir les vides ouverts par les fractures.

http://rpn.univ-lorraine.fr/UL/analyse-structurale-tectonique/co/Module_principal_2.html

Règle de Fourmarier dite Règle de la feuille de chêne

Plis à déformation de flanc



Hiérarchie des plis

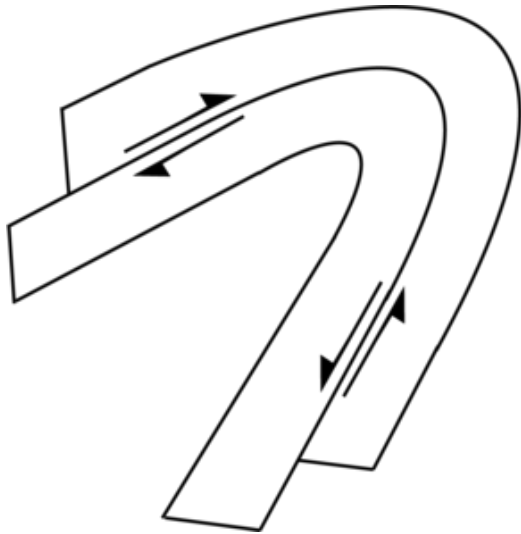
Un pli d'ordre 1 est un pli incomplet, on ne voit qu'un flanc ou bien seulement la voûte anticlinale ou bien seulement le creux synclinal.
Un pli d'ordre 2 est un pli complet, on voit le flanc normal et le flanc inverse.
Un pli d'ordre 3 est un ensemble de plis.

Plis à déformation de flancs

Sur un pli banal, le banc supérieur géologiquement et topographiquement monte vers la charnière anticlinale. On voit apparaître un plan de mouvement que nous noterons :

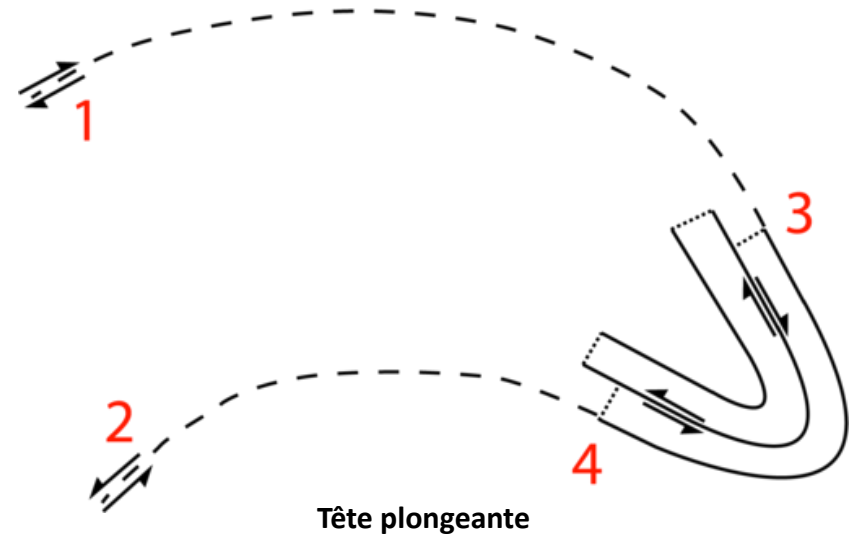
Plan de cisaillement CS1

Ce cisaillement peut être discontinu et localisé sur les interbancs, Il peut créer de nouvelles surfaces de glissement à l'intérieur du banc ou bien provoquer une déformation continue à l'intérieur du banc.



Sur le flanc inverse d'un pli déversé, le banc supérieur géologiquement (le plus jeune) va de même vers la charnière anticlinale, mais il est en position topographiquement inférieure.

Donc si le banc topographiquement supérieur descend, nous sommes en série inverse et la tête de l'anticlinal est dans la direction du banc qui monte.



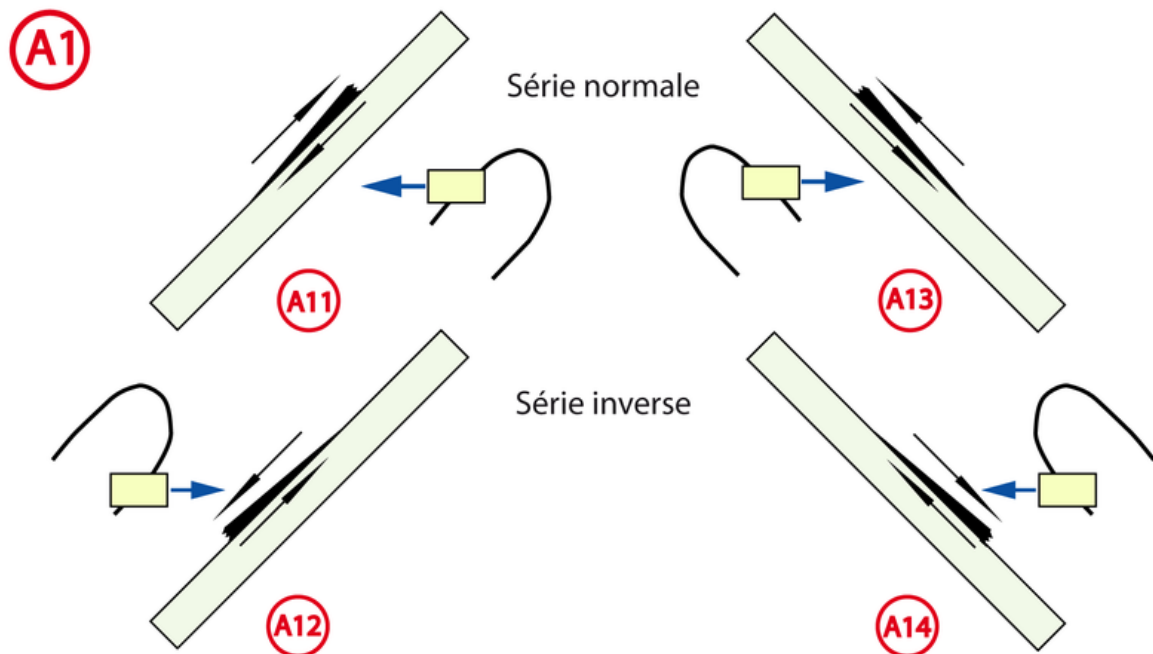
	Banc à banc	Polarité	Structure
1	Supérieur monte	+	Flanc normal d'anticlinal tête à droite
2	Supérieur descend	-	Flanc inverse d'anticlinal tête à droite
3	Supérieur descend	+	Flanc normal de tête plongeante à droite
4	Supérieur monte	-	Flanc inverse de tête plongeante à droite

Dans des régions de nappes susceptibles de présenter des têtes plongeantes, il nous faut une information supplémentaire pour trancher, soit un critère de polarité stratigraphique (normal + ou inverse -), soit le sens de déversement de la nappe.

Structures liées au plan CS1 : les escaliers d'arrachement

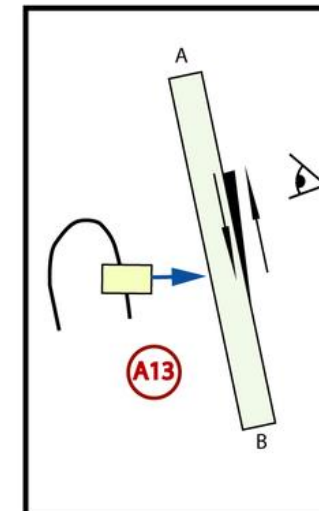
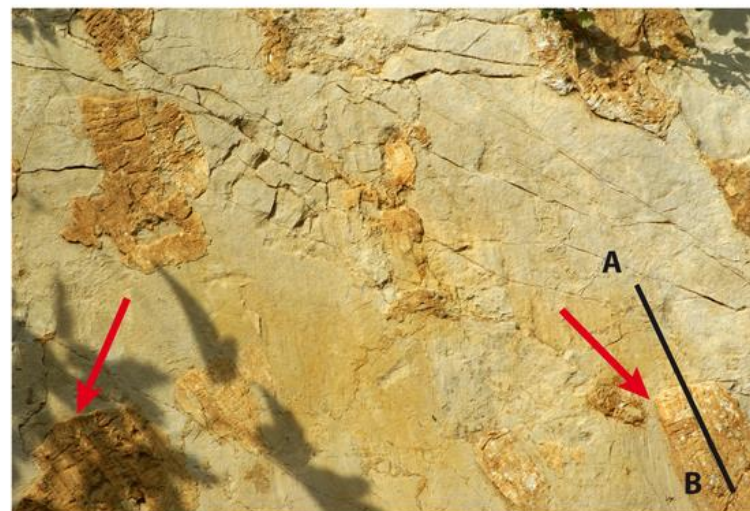
CS1 / Escaliers d'arrachement

Stries globalement perpendiculaires à l'axe, portées par la surface des bancs



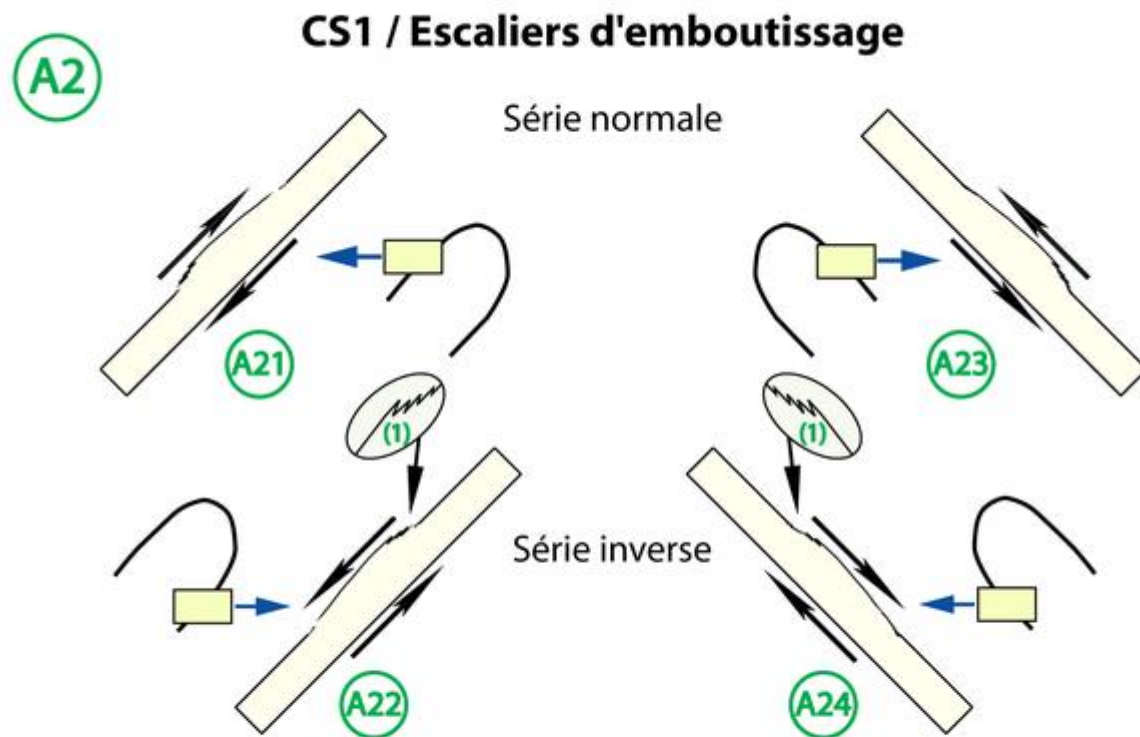
Escaliers d'arrachement généralement en placage de calcite
parfois revêtus de calcite automorphe
Se méfier des escaliers constitués de la roche elle même

Escaliers d'arrachement



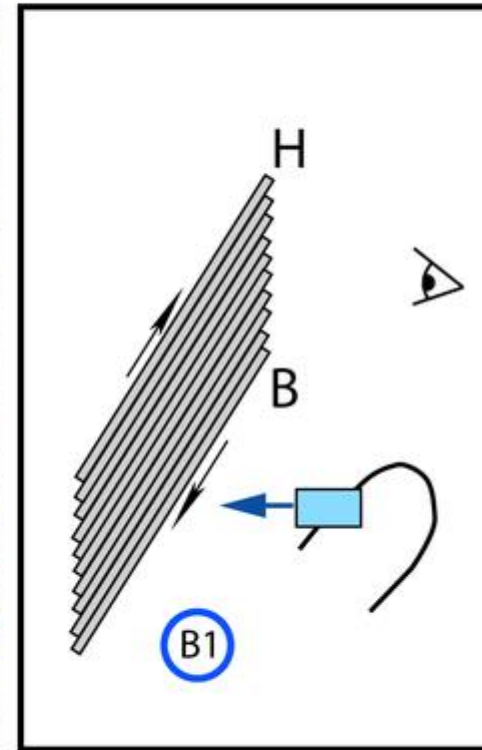
Dans cette série subverticale à l'affleurement, le banc de calcaire que l'on regarde descend (escaliers de calcite, flèches rouges). D'après le critère A13, le cœur de l'anticlinal est face au photographe.

Structures liées au plan CS1 : les escaliers d'emboutissage



Escaliers d'emboutissage généralement striés au dessus
et tapissés de joints stylolitiques (1) sur un coté
(pics de dissolution donnant la direction de la contrainte principale locale)

CS1 / Découpage en dallettes

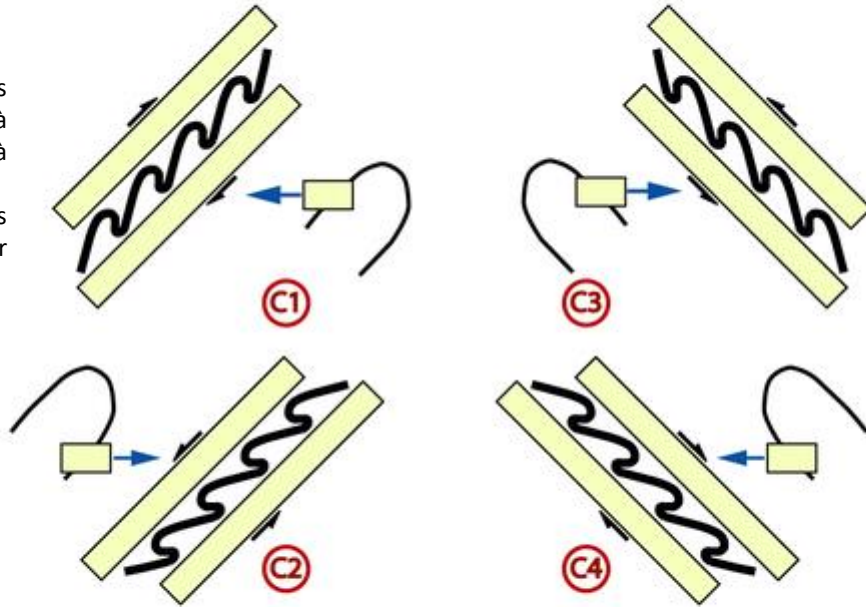


Le banc principal décimétrique est découpé en dallettes. Le haut du banc (H) monte vers l'observateur. D'après le critère B1, celui-ci tourne le dos au cœur de l'anticlinal.

C

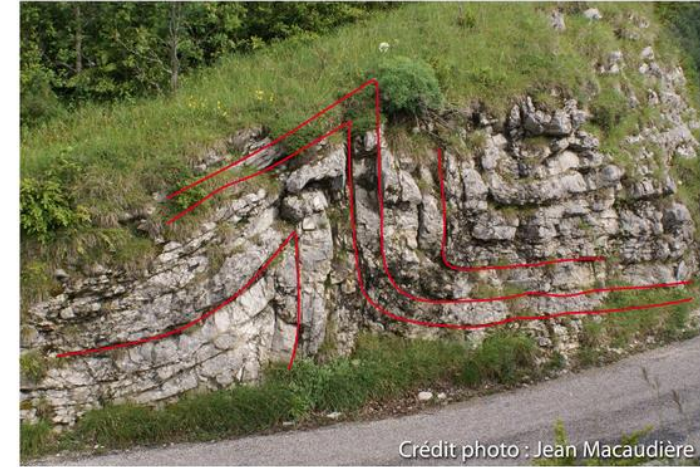
CS1 / Plis d'entraînement

Plis dissymétriques d'entraînement à flancs longs et à flancs courts. Les flancs longs indiquent le cœur de l'anticlinal.



Ce schéma présente sous une autre forme la règle de Fourmarier appliquée à la création de plis d'entraînement dans des milieux ductiles pris entre des bancs plus rigides

CS1 / Plis d'entraînement



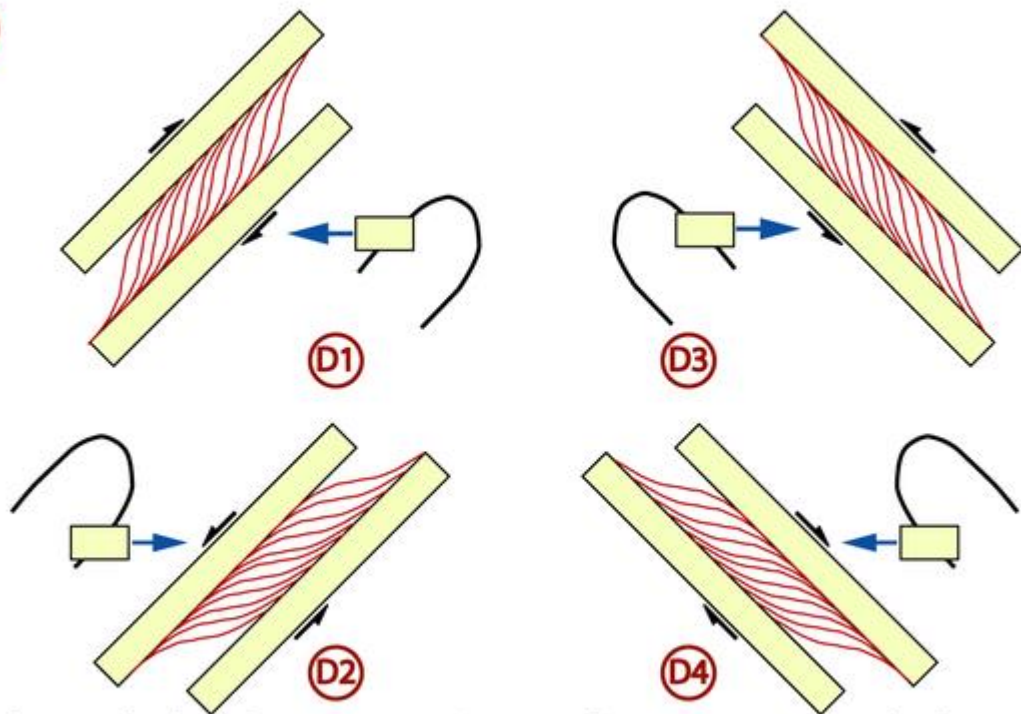
Crédit photo : Jean Macaudière

D'après la règle de Fourmarier (cas 1), ce pli d'ordre 2 (décamétrique) montre qu'on est en série normale et que la tête de l'anticlinal d'ordre 1 (pluri hectométrique) est à droite (Col d'Évosges, Jura externe).

Ici, on est entre 2 bancs calcaires
au niveau d'un banc argileux.

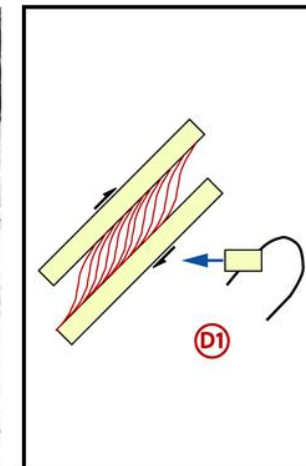
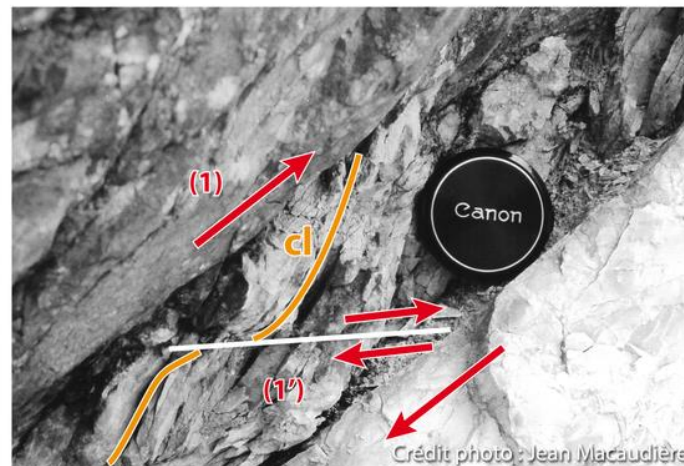
CS1 / Clivage de dissolution

D



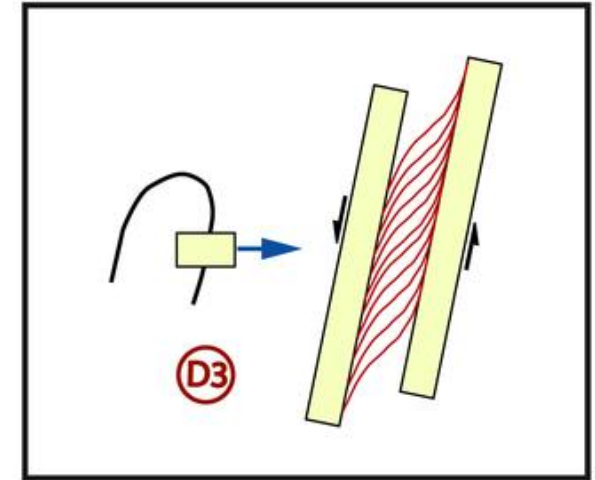
Un clivage de dissolution apparaît *assez fréquemment* dans des bancs plus tendres pris entre des bancs durs et cela même sous très faible couverture (Jura externe)

CS1 / Clivage de dissolution



Un petit banc plus argileux, pris entre deux bancs rigides se déforme. Il est affecté d'un clivage de dissolution (cas D1) qui montre que la tête de l'anticlinal est à droite (Évosges, Jura externe : il existe cependant un clivage). Un petit cisaillement (1'), synthétique de (1), peut être interprété éventuellement comme une fracture de Riedel malgré un angle trop fort (voir chapitre "étude des failles").

Clivages : explications



Clivages : exercice

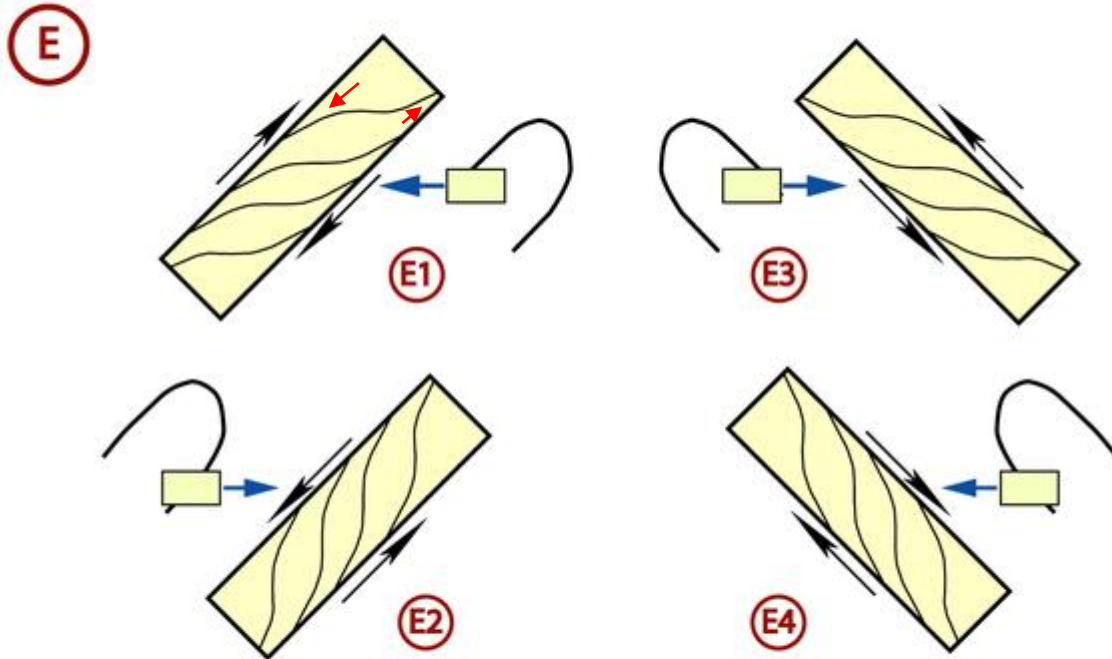


L'anticlinal est à l'Ouest - On est sur le flanc est de l'anticlinal de Nérichat (ou d'Arvières) - Col de Richemond (01)

Quelle est la position dans la structure ?

Ici, on est dans un même banc.

CS1 / Fractures en amygdales

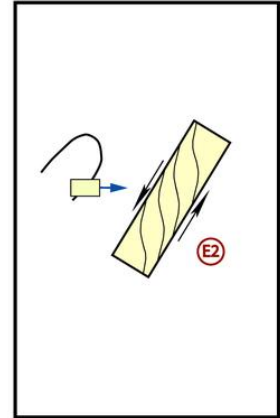
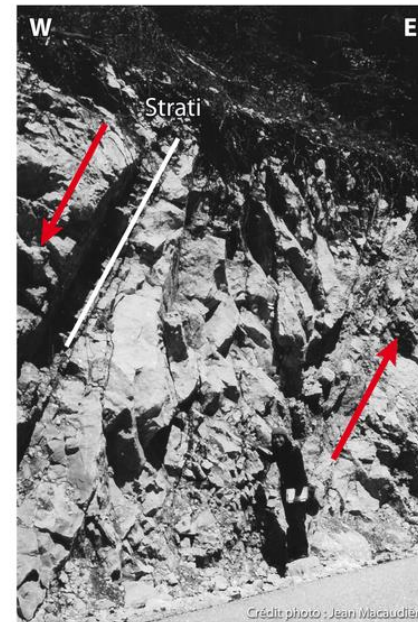


La fracturation en amygdales apparaît sur des bancs massifs. Quoique rare dans l'ensemble, elle est plus représentée en série inverse et ne s'exprime en série normale que pour des basculements importants.

CS1 / Fractures en amygdales



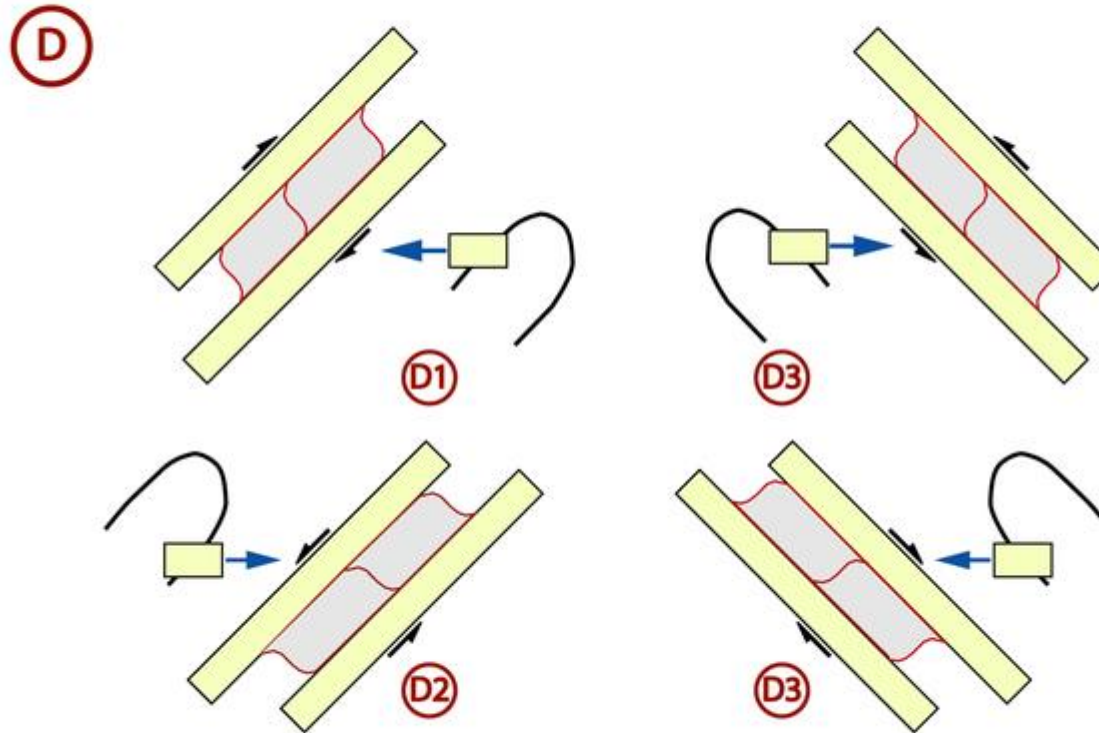
CS1 / Fractures en amygdales



Un banc massif de Portlandien est découpé en amygdales par des fractures sigmoïdes. D'après le critère E2 on est en série inverse et l'anticlinal est à gauche (flanc est du Planachat, fontaine du Bret, D9, Haut Bugey).

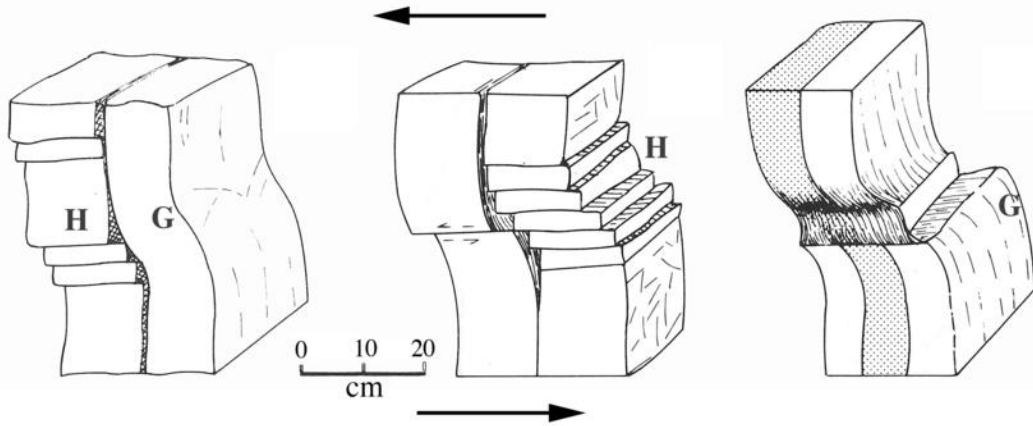
La photo précédente a été prise lors de l'élargissement de la route. L'état actuel est moins réjouissant. Un bon nettoyage de la végétation permettrait cependant de voir correctement le phénomène (visiteurs venez avec un râteau pour arracher les ronces).

CS1 / Torsion d'objets

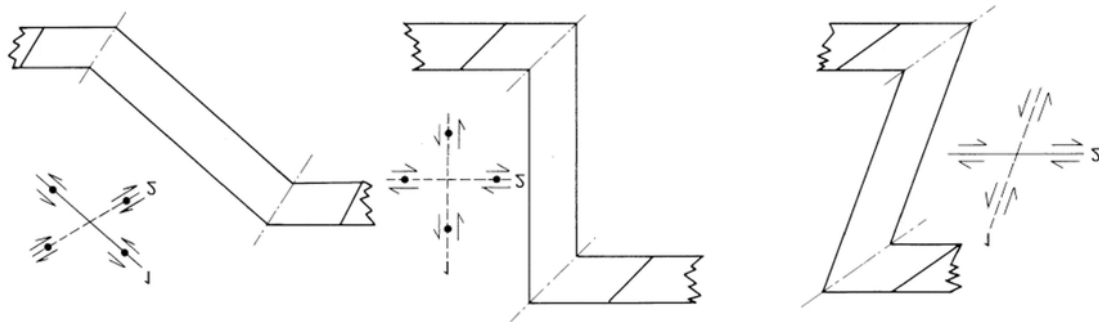


Dans des bancs de calcaires argileux, le cisaillement discontinu sur les surfaces de bancs peut entraîner un cisaillement continu sur les bordures du banc et tordre des structures telles que des diaclases précoces.

Structures liées au plan CS2



Ces quelques schémas, inspirés de photographies (voir ci-après), montrent qu'un deuxième plan de mouvement se développe lors de l'accentuation du plissement. Ce plan que nous appellerons « cisaillement 2 » se manifeste à peine dans des plis peu serrés et **devient patent quand le pendage atteint et dépasse la verticale**. Il crée, comme le montrent les schémas, deux types de structures: les flexures (G) et les plaquettes (H) .



Le phénomène peut se manifester discrètement un peu partout et devenir abondant quand le pli de type déformation de flanc vient en position de verrouillage (pendage inverse proche de 60° , schéma 3). Il semble aussi exacerbé lors du basculement des flancs du pli par les failles décrochantes conjuguées qui lui sont associées.

Visualisation

Si vous avez de la peine à mémoriser le mouvement du cisaillement 2, Il y a un moyen mnémotechnique aisé pour le retenir :

le haut va vers le synclinal

C'est mieux de dire que ça monte vers le synclinal et ça descend vers l'anticlinal

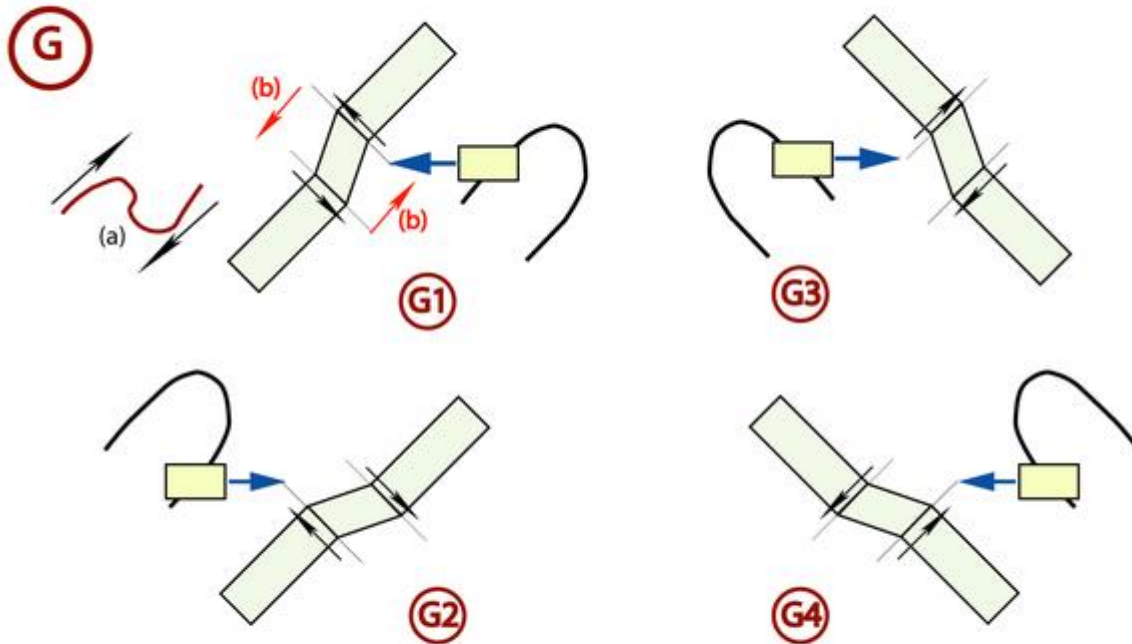
Les flexures montent vers la gauche donc c'est vers la gauche que se trouve le synclinal. L'anticlinal est donc vers la droite.

Donc

Syn - Anti - Syn

Les flexures montent vers la droite donc c'est vers la droite que se trouve le synclinal. L'anticlinal est donc vers la gauche.

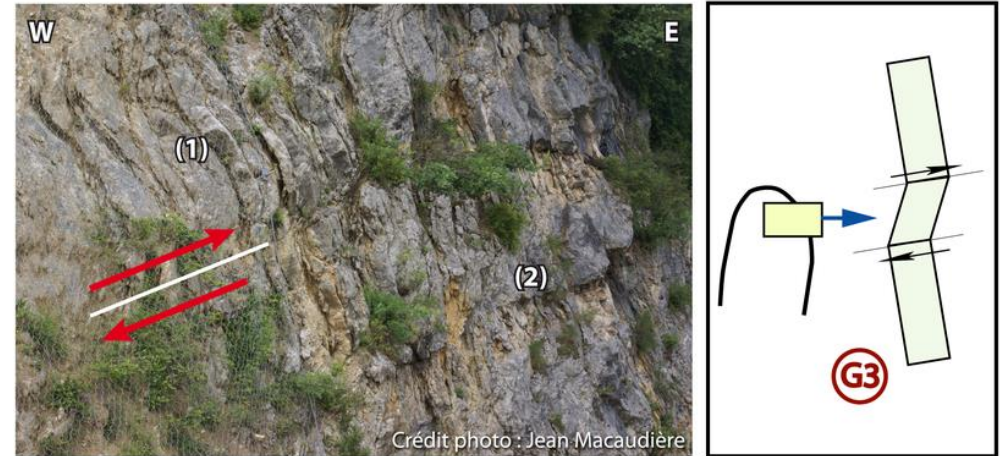
CS2 / Flexures



Ces flexures sont souvent plus arrondies que ne le montre le schéma. Elles résultent d'un mouvement perpendiculaire au banc et sont telles que le haut va vers le synclinal. Bien analyser leur forme pour ne pas les confondre avec des plis d'entraînement qui résultent d'un mouvement parallèle aux bancs (a) et donneraient un résultat opposé (b).

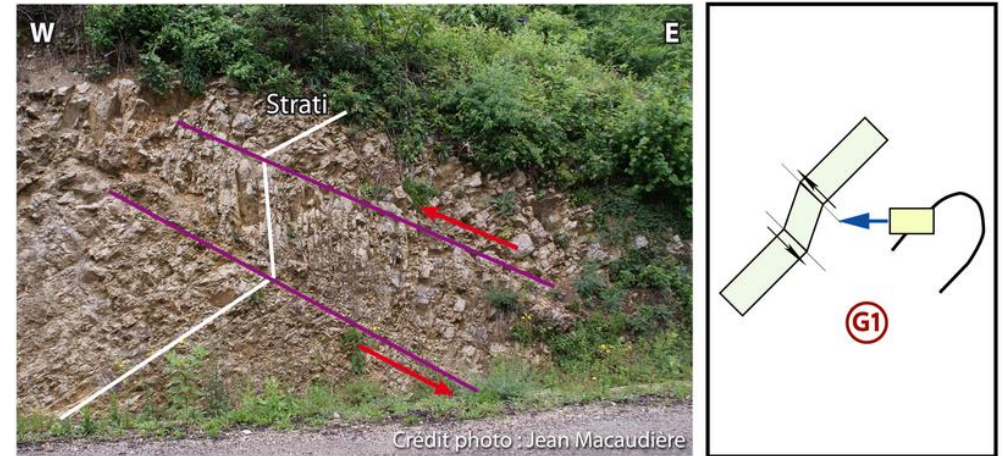
Les flexures montent vers la gauche donc c'est vers la gauche que se trouve le synclinal. L'anticlinal est donc vers la droite.

CS2 / Flexures



Sur un flanc subvertical se développent des flexures accompagnées de plans de cisaillement clairement normaux à la stratification. Ces plans matérialisent l'action du cisaillement 2. Celui-ci peut donner des flexures (1) accompagnées ou non de fractures (2) ou simplement des fractures (voir ci-après). D'après le critère G3 le synclinal est à droite (synclinal de St Maurice des Chazeaux, route de Corveissiat à Thoirette, 01). **Donc l'anticlinal vers la gauche !**

CS2 / Flexures



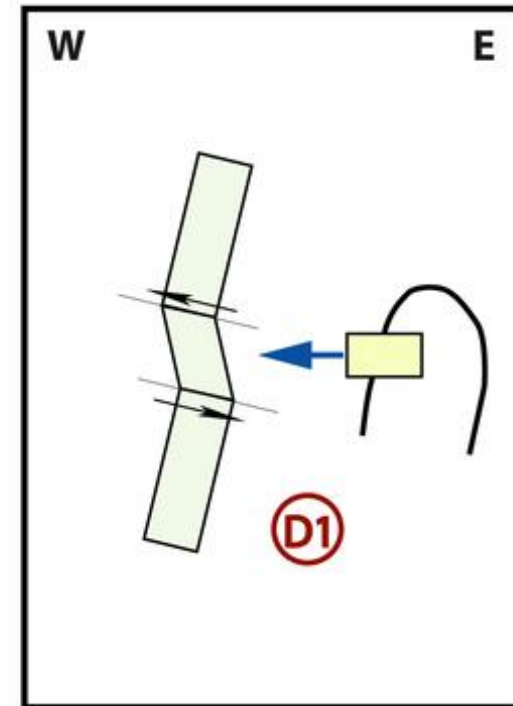
Plus rares sur les flancs normaux peu inclinés, des structures se développent sous forme de kink-folds plus ou moins perpendiculaires à la stratification. Ils matérialisent aussi l'action du cisaillement 2. D'après le critère G1, le synclinal est à gauche (Synclinal d'Isenave, route de Chevillard, 01). **Donc l'anticlinal vers la droite !**

Flexures : exercice



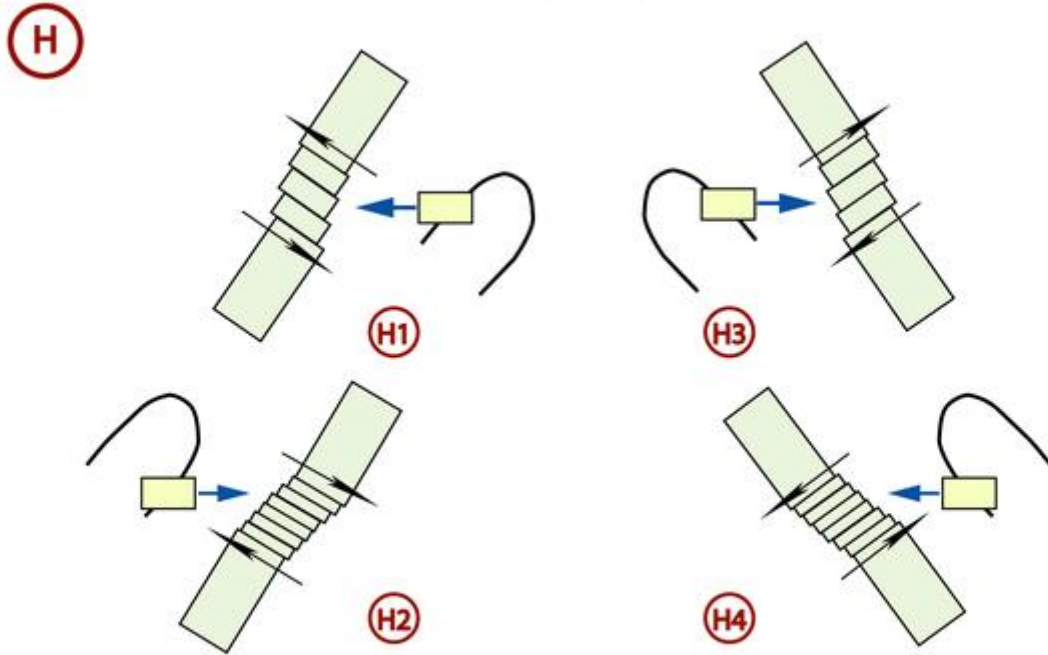
Quelle est la position dans la structure ?

Flexures : explications



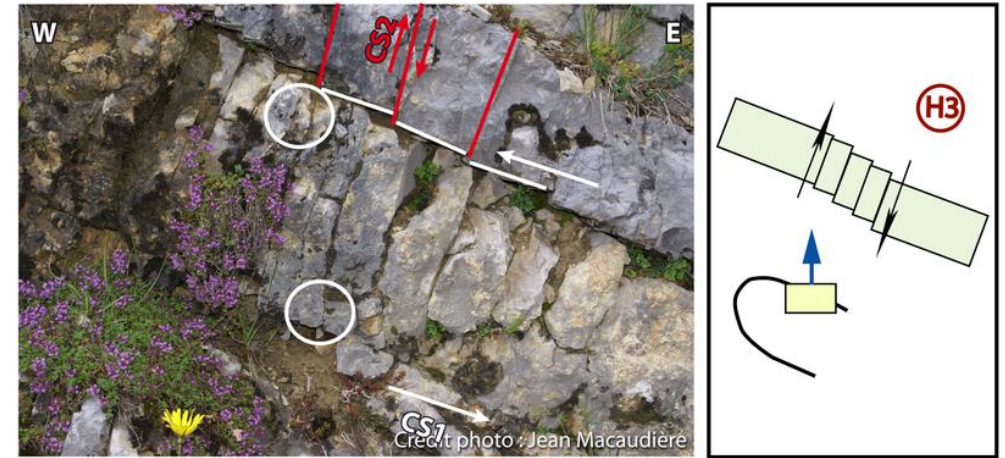
Le photographe est sur le flanc de l'anticlinal de Bellefontaine et regarde vers le synclinal de Morbier à l'Ouest. Route de Morez à Bellefontaine (39)

CS2 / Plaquettes



Ces structures sont composites. En série normale faiblement basculée, elles correspondent à la remise en mouvement de fractures préexistantes. Si la déformation s'intensifie, il y a développement d'une nouvelle structure en plaquettes qui est un clivage de fracture grossier (au sens premier de clivage de fracture qui était défini à l'origine comme un plan de cisaillement). En effet les plaquettes sont striées et décalées.

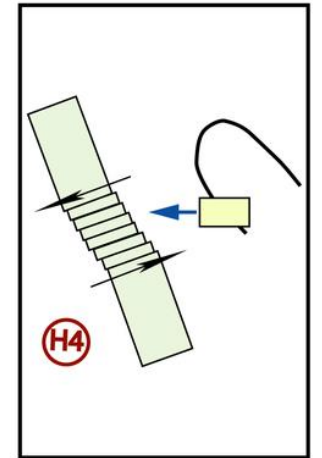
CS2 / Plaquettes



Le sens de mouvement des plaquettes (CS2, flèches rouges) est bien visible par le décalage de la base du banc. D'après le critère H3, on est en série normale et l'anticlinal est à l'Ouest (synclinal des Bergonnes, 01 à l'Est).

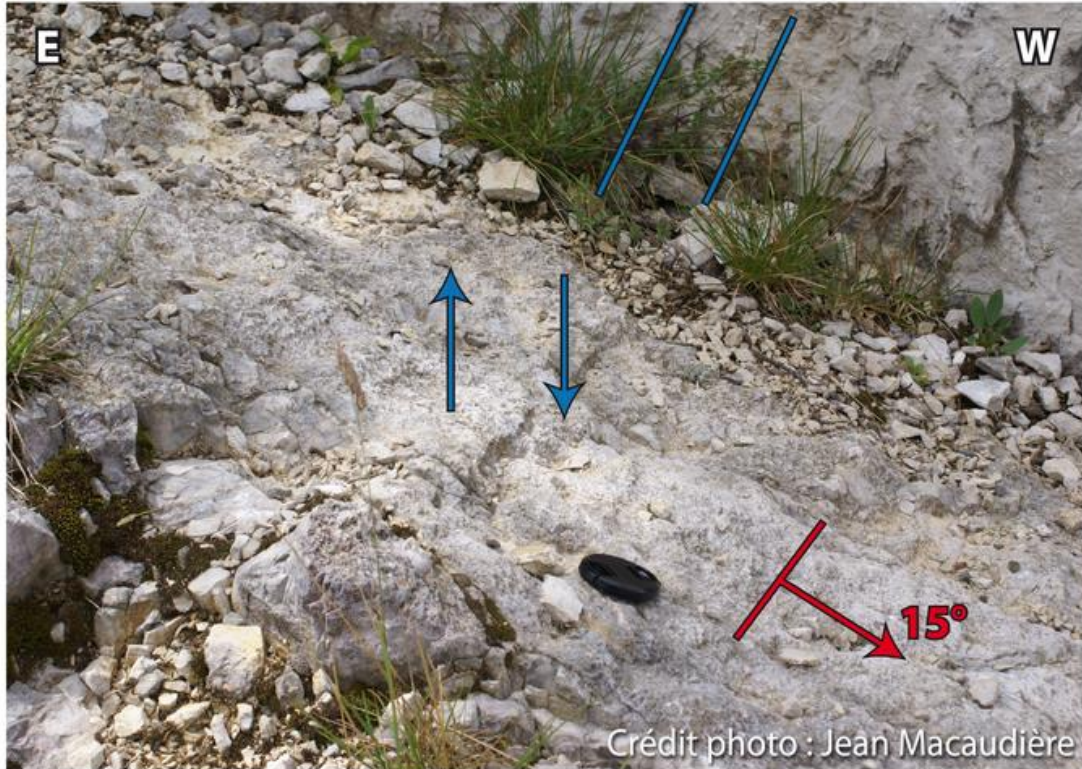
On peut noter une torsion perceptible des plaquettes (cercles blancs) par le mouvement de banc à banc (CS1, flèches blanches)

CS2 / Plaquettes



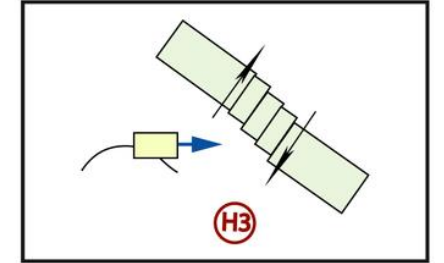
Le découpage des bancs décimétriques en plaquettes est très serré, à proximité d'une faille décrochante. D'après le critère H4, l'anticlinal est à droite et la série est inverse (La Pierre Taillée, Hauteville, 01 110, bel exemple disparu mais il en existe beaucoup d'autres un peu moins beaux).

Plaquettes : exercice



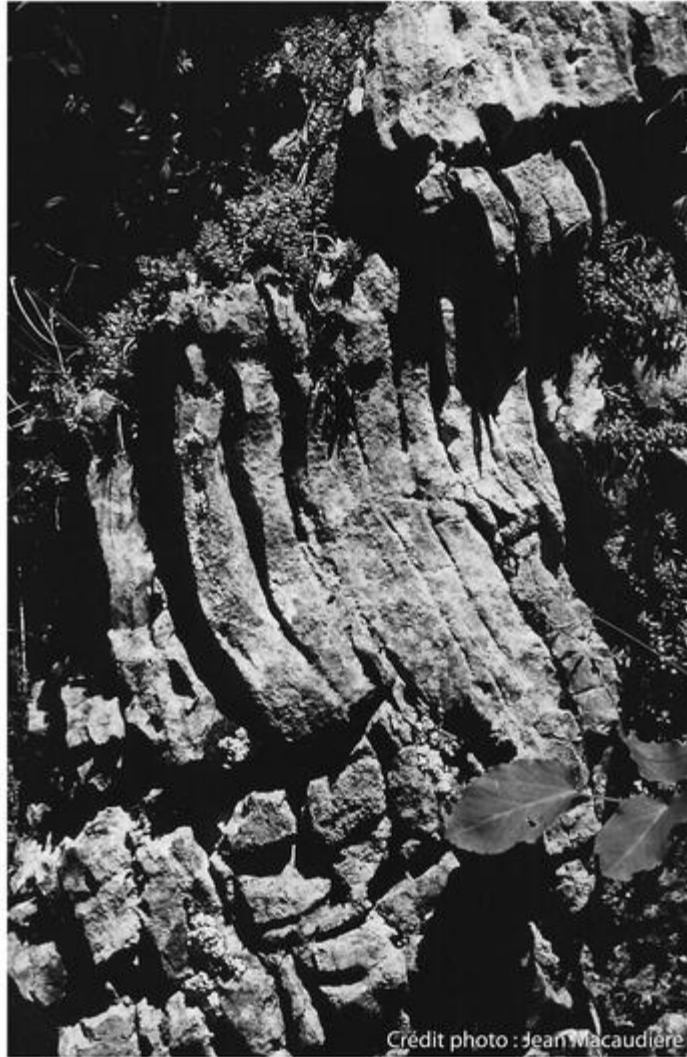
Quelle est la position dans la structure ?

Plaquettes : explications



L'anticlinal est à l'Est - On est sur le flanc ouest de l'anticlinal des Monts du Jura chevauchant le synclinal de la Valserine à l'Ouest. Le critère est tenu mais remarquablement constant. Col de la Faucille (39)

Flexures et plaquettes : exercice

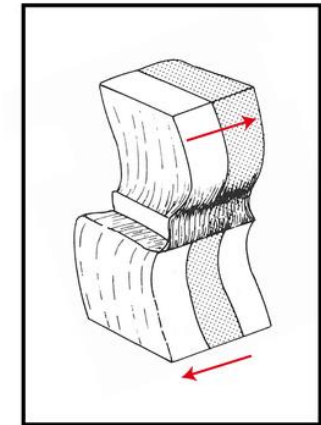
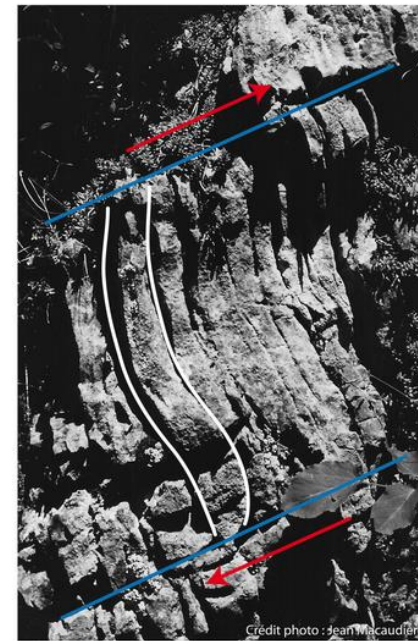


Où est le synclinal ?

Ces critères sont généralement bien corrélés aux structures majeures. Mais ils ne prennent leur intérêt que lorsqu'on a des affleurements réduits et discontinus.

Ci-contre, un affleurement de pas plus d'un m² (voir la taille des feuilles) dans des petits bancs très redressés des calcaires de l'Hauterivien.

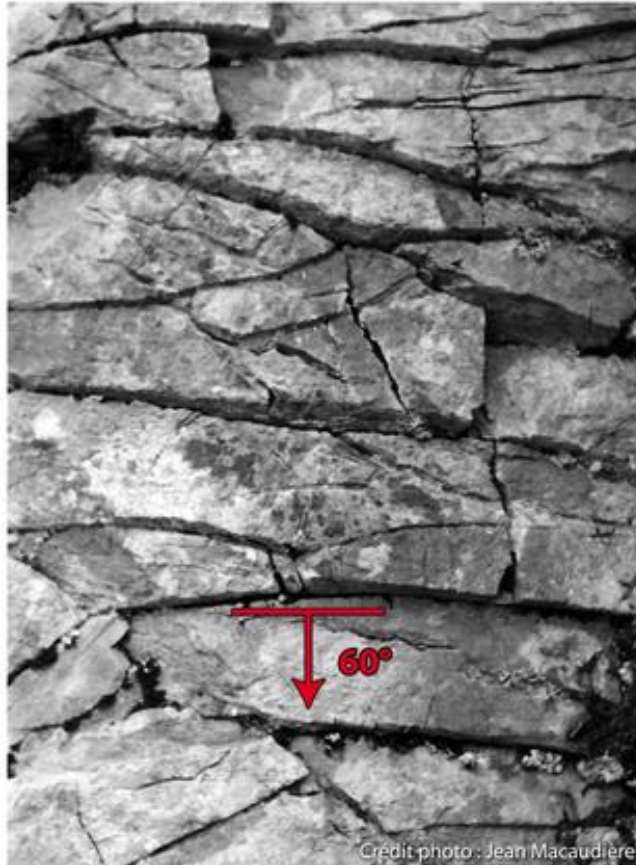
Flexures et plaquettes : explications



Le synclinal est à droite d'après les flexures de type G3, **tout en s'étant assuré que les structures verticales sont bien la stratification et non des plaquettes.**

Sinon on aurait (critère H1 et CS1) un anticlinal à droite.

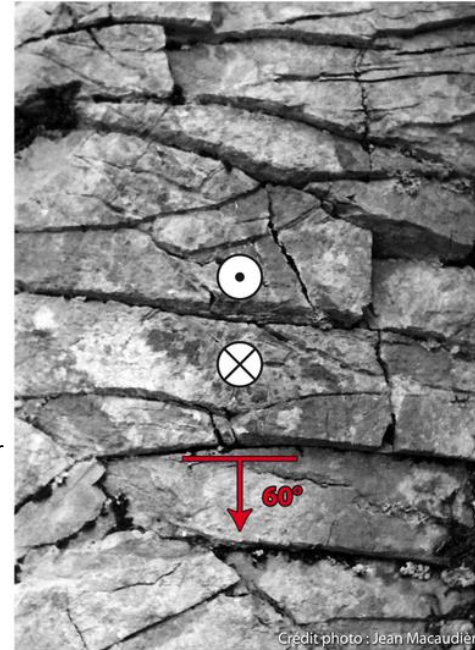
Plaquettes : exercice



Le banc pend de 60° vers le photographe.
Un ensemble de diaclases est décalé.

- Quelle est la position dans la structure ?
- Série normale ou inverse ?
- Vers quelle structure le photographe regarde-t-il ?

Plaquettes : explications



- Le haut vient vers l'observateur
- ⊗ Le bas s'éloigne de l'observateur

- Le haut vient vers l'observateur.
Le bas s'éloigne de l'observateur.
On le voit bien, le banc de dessus déborde toujours un peu sur celui de dessous.

- C'est une série normale. [Voir H3 de la diapo Plaquettes 98](#)
- Vers l'anticlinal ! [Voir H3 de la diapo Plaquettes 98](#)

Diaclases associées aux plis

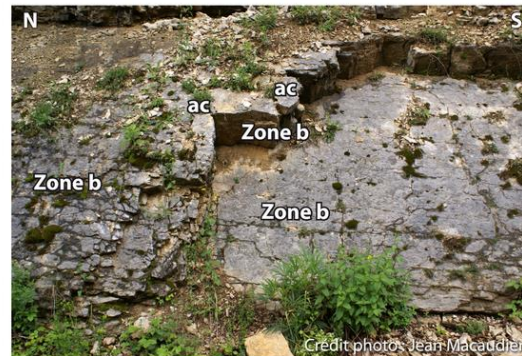
Elles se présentent généralement suivant trois types et correspondent au schéma classique exposé dans les manuels de géologie structurale.

- diaclases perpendiculaires à l'axe (ac)
- diaclases en zone avec l'axe (zone b)
- diaclases croisées (D1 & D2)

Leur intérêt réside dans le fait que leur disposition étant liée à l'axe du pli, elles permettent d'estimer localement celui-ci par un diagramme statistique sur un affleurement où elles sont abondantes.

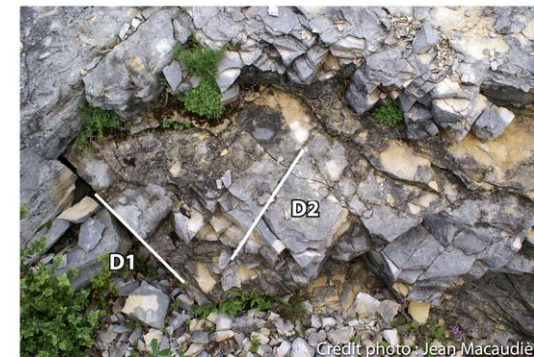
Diaclases perpendiculaires à l'axe (dites ac) et en zone avec l'axe b du pli (dites de zone b) sur une portion de pli à axe pratiquement horizontal (calcaires du Kimmeridgien supérieur, flanc est du Planachat, 01)

Diaclases associées aux plis



Diaclases perpendiculaires à l'axe (dites ac) et en zone avec l'axe (dites de zone b) sur une portion de pli à axe plongeant à droite (calcaires du Portlandien, genou sur flanc est du synclinal du Valromey, 01)

Diaclases associées aux plis



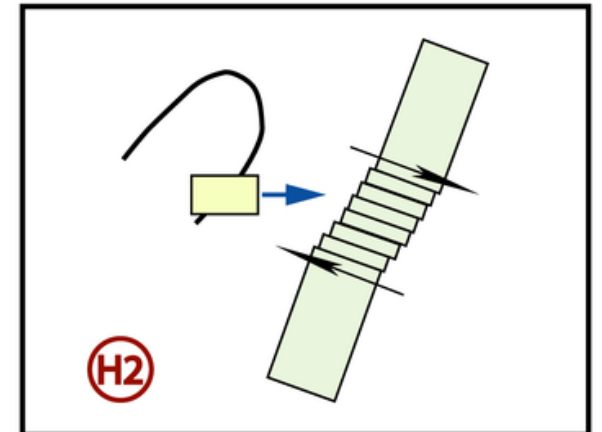
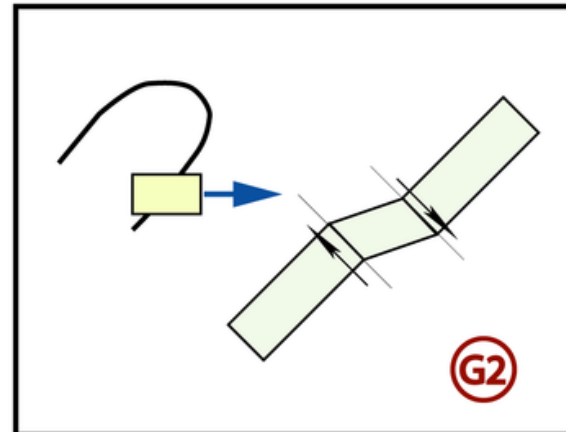
Station 1



Un tout premier affleurement à l'intersection de la route et du chemin forestier est suffisant pour se placer dans la structure. Il montre un banc rigide dont le haut est décalé vers l'Ouest sur une fracture plate (a) et une flexure (b) dont le haut est aussi décalé vers l'Ouest dans les niveaux plus argileux.

Ceci nous fournit les premiers critères G2 et H2 pour dire série inverse et anticlinal à l'Est.

Critères G2 et H2



Station 2



Juste avant le passage du ruisseau sous la D9. Une paroi verticale de Calcaires pseudolithographiques en petits bancs montre les mêmes critères.

De nombreuses flexures (a), marquent le même caractère inverse du flanc (cas G4 anticlinal à l'Est). Quelques plaquettes (en dehors de cette photo) donneraient les mêmes informations.

Station 3

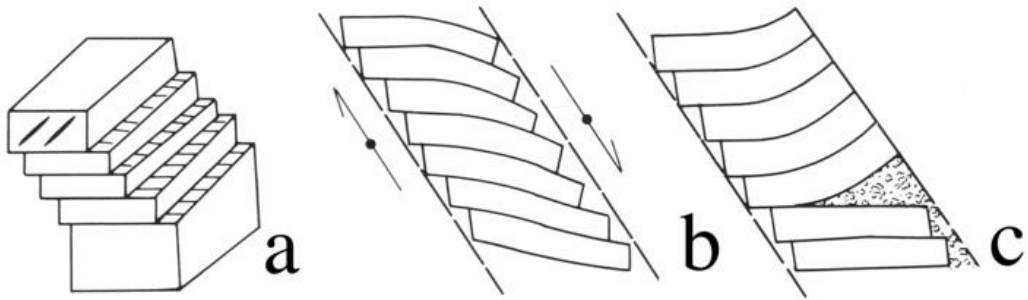


Début de la route de Cormaranche.

Calcaires pseudolithographiques en bancs décimétriques.

De nombreuses plaquettes (a) dues au cisaillement 2 marquent le caractère inverse du flanc (cas H2 précédent - anticlinal à l'Est). Le glissement de plaquette à plaquette est de l'ordre du centimètre.

Station 4



Station 4

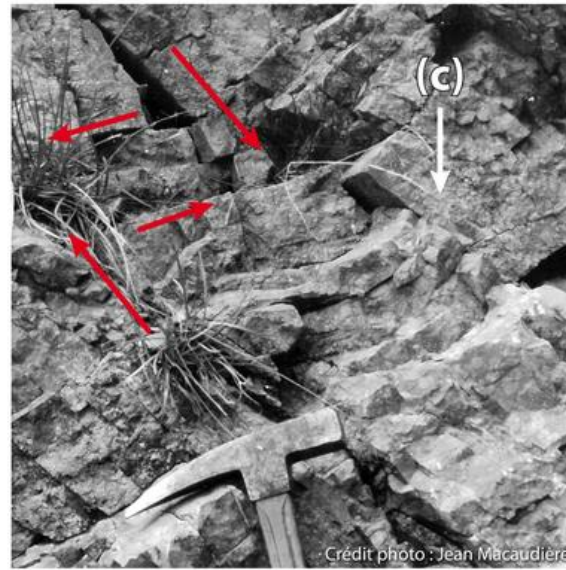
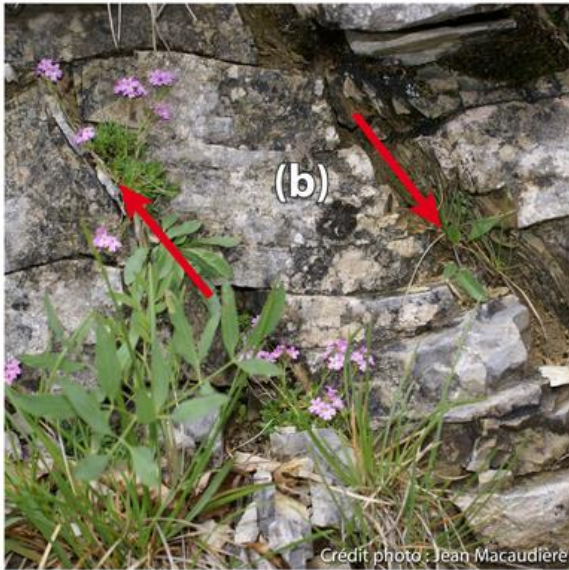


Illustration du cas b : plaquettes tordues, postérieurement à leur apparition, par le cisaillement 1

Illustration du cas c : des plaquettes bloquées sur un côté et qui ont accommodé leur décalage par une rotation vers le haut

Les microstructures de la station 4 sont multiples. Le découpage en plaquettes est généralisé. Une première observation montre :

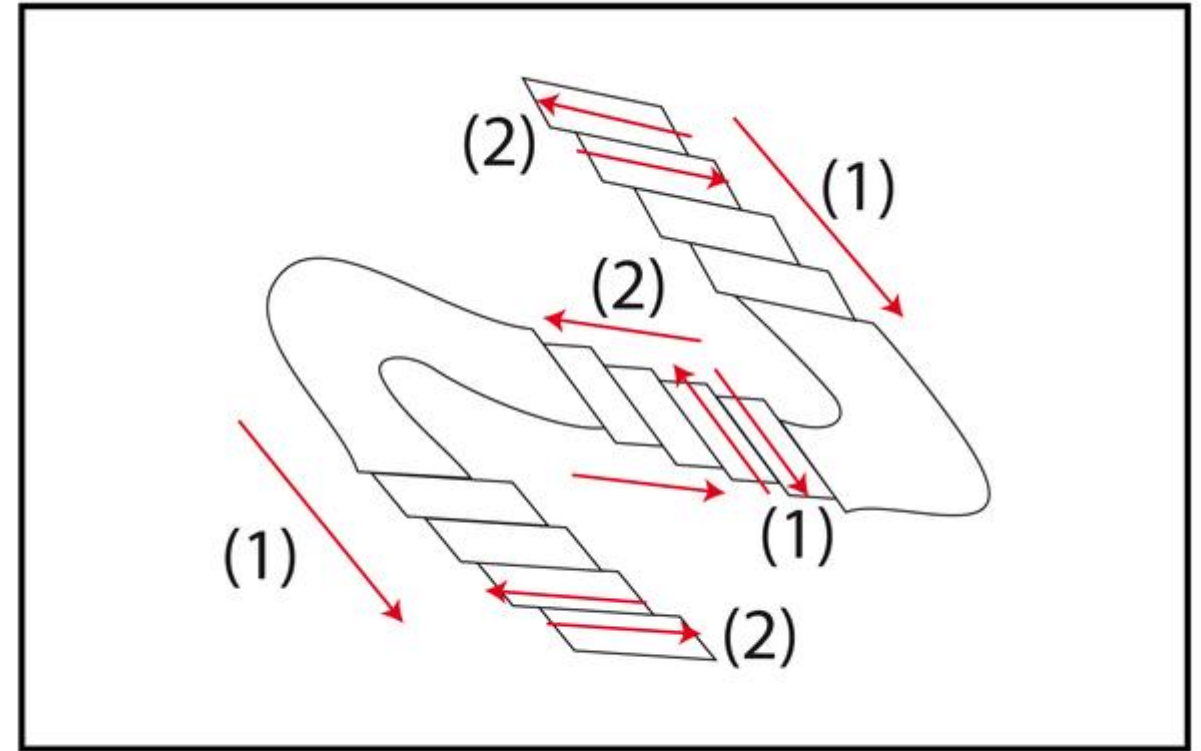
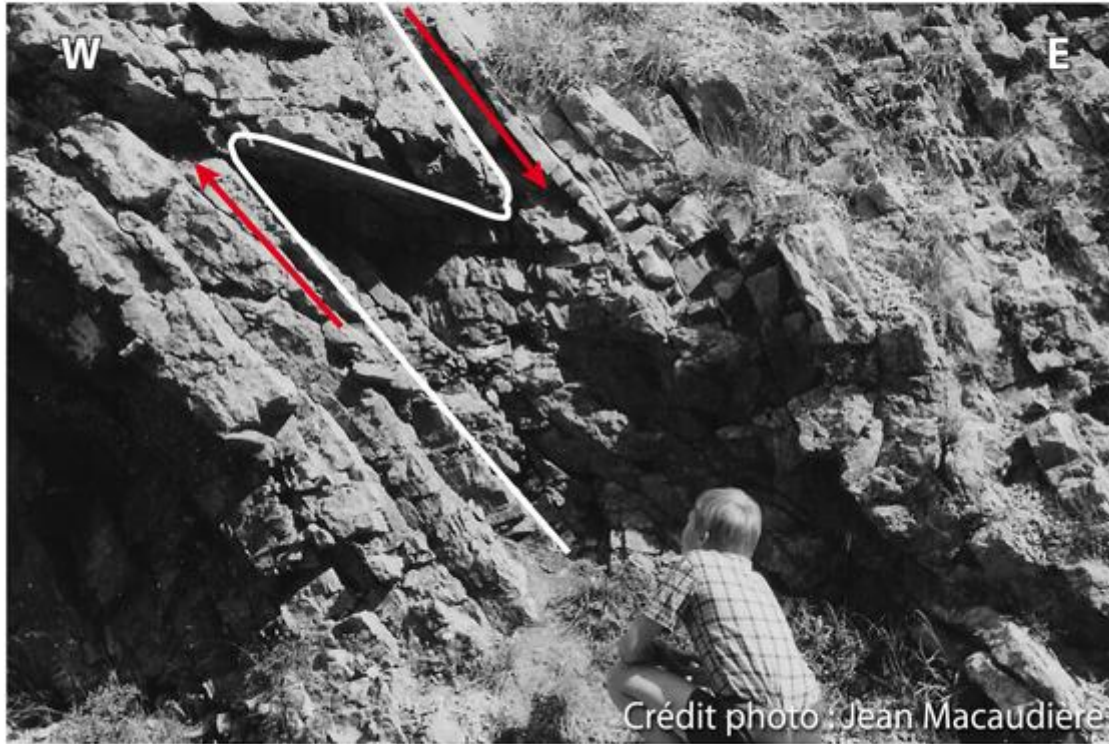
a) Des plaquette banales dues à l'action du cisaillement 2

b) Des plaquettes tordues postérieurement à leur apparition par le cisaillement 1 qui agit comme dans le cas A14 (anticlinal à droite, ici à l'Est).

c) Des plaquettes bloquées sur un coté et qui ont compensé leur décalage par une rotation vers le haut (pour visualiser faire l'expérience avec une pile de fiches. Tenez-les fermement bloquées à droite et tournez l'extrémité bloquée vers le haut)

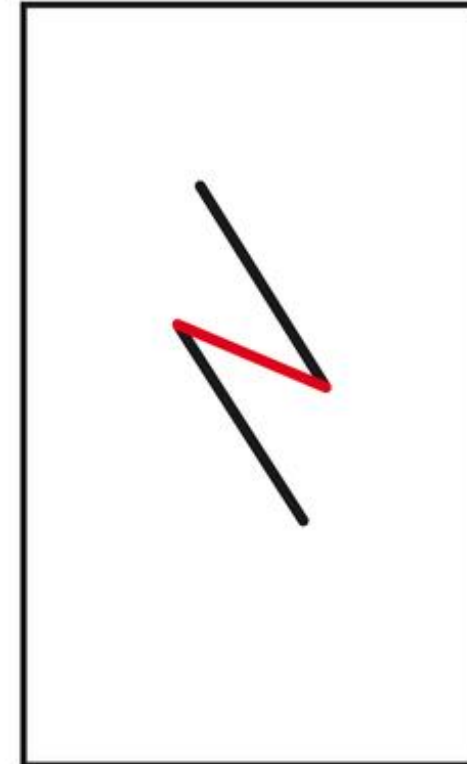
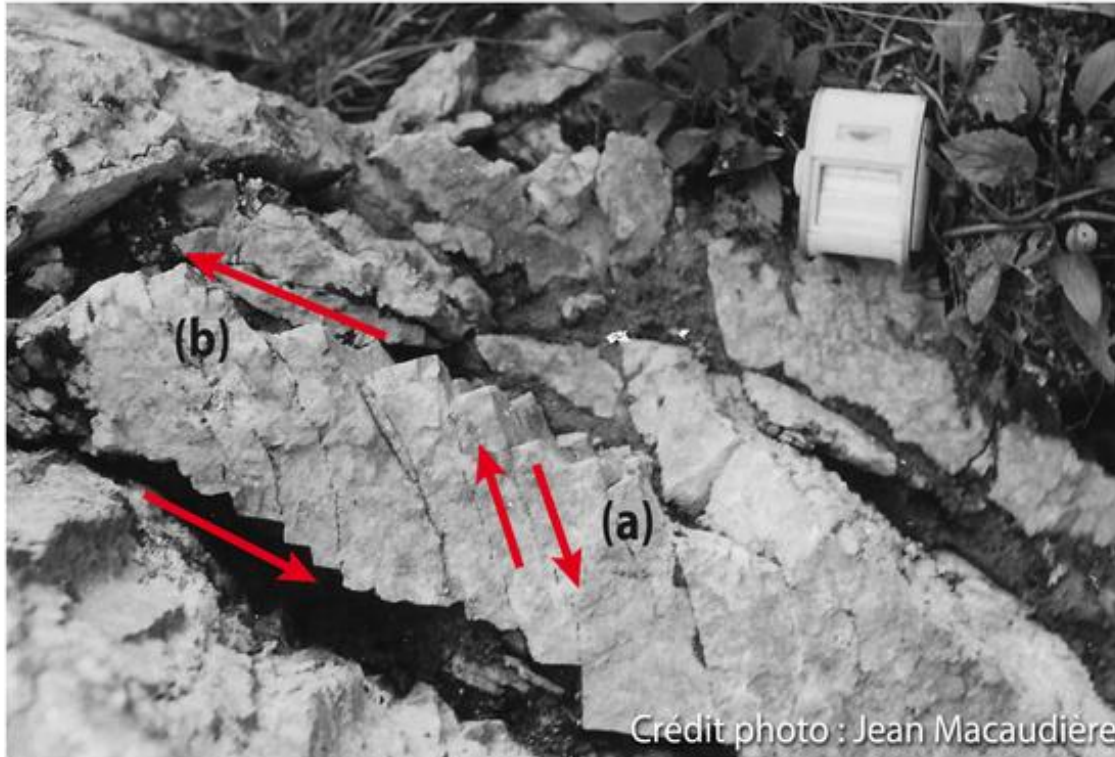
Toujours dans la zone 4, un examen attentif des bancs permet de repérer des plis en chevrons (plis d'entraînement) assez aigus et dont la polarité est conforme au caractère inverse de la série (règle de Fourmarier). Leur analyse détaillée permet de mettre en relief le jeu relatif des cisaillements 1 et 2 au cours du basculement du pli.

Station 4



Le pli est créé par le cisaillement 1, les plaquettes (sur les flancs redressés) par le cisaillement 2, comme en dehors des plis. Il est intéressant d'étudier de près les flancs plats. En effet, ils sont découpés par des plaquettes qui ont le jeu du cisaillement 1 et il n'est pas rare d'en voir qui sont tordues par le cisaillement 2 : il y a donc permutation du rôle des cisaillements en fonction du flanc. Il suffit d'essayer de déplier mentalement le pli pour voir que sa genèse est précoce par rapport à celle des plaquettes.

Station 4



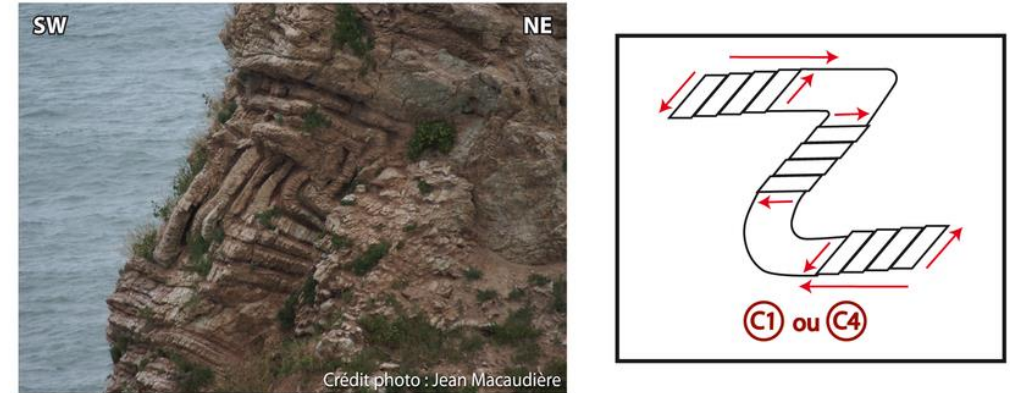
Aspect des plaquettes sur un flanc plat (= court, en rouge à droite) de pli d'entraînement. Elles jouent suivant le cisaillement de direction 1 (a) et sont tordues par le cisaillement de direction 2 (b).

Plaquettes : exercice



Quelle est la position dans la structure ?

Plaquettes : explications



Joli pli secondaire, avec plaquettes, malgré quelques perturbations dues à des chevauchements et des disharmonies. En dehors du contexte, on ne peut trancher sans un critère supplémentaire : série normale avec anticlinal à droite ou série inverse avec anticlinal à gauche ou pli d'entraînement sous chevauchement vers le NE. Ces trois hypothèses sont cohérentes avec le schéma du mouvement présenté à droite.

Photo d'un des Jumeaux au téléobjectif, Hendaye (64), Cap Sainte-Anne

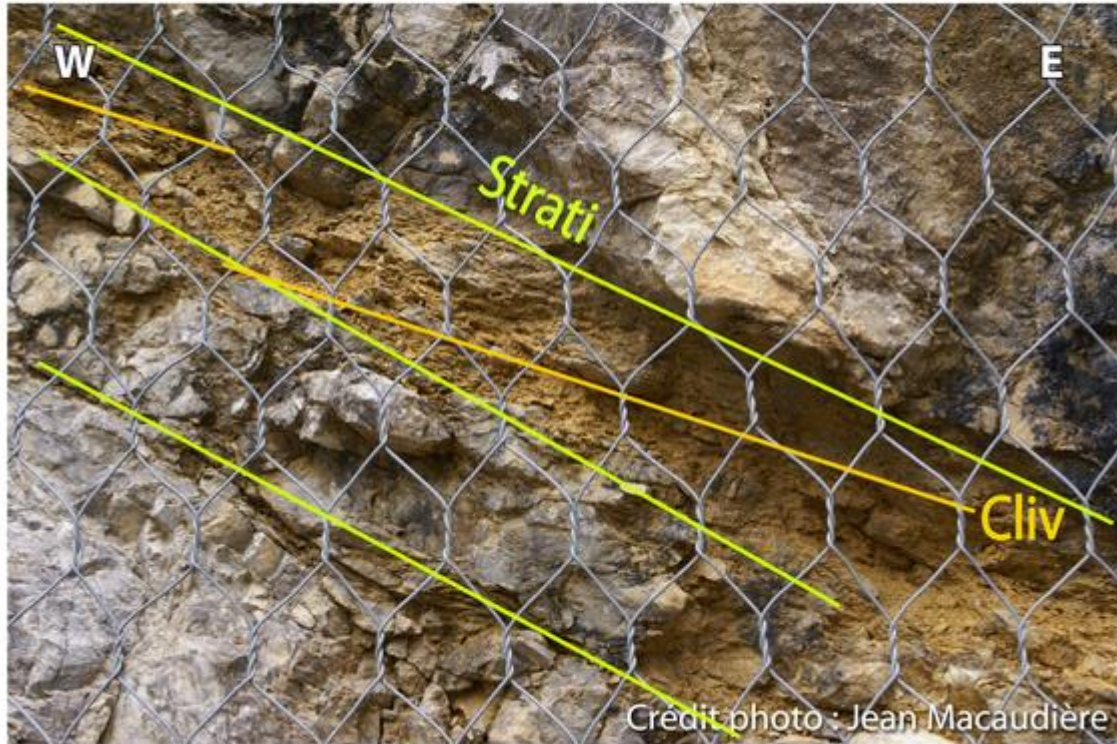
Station 5



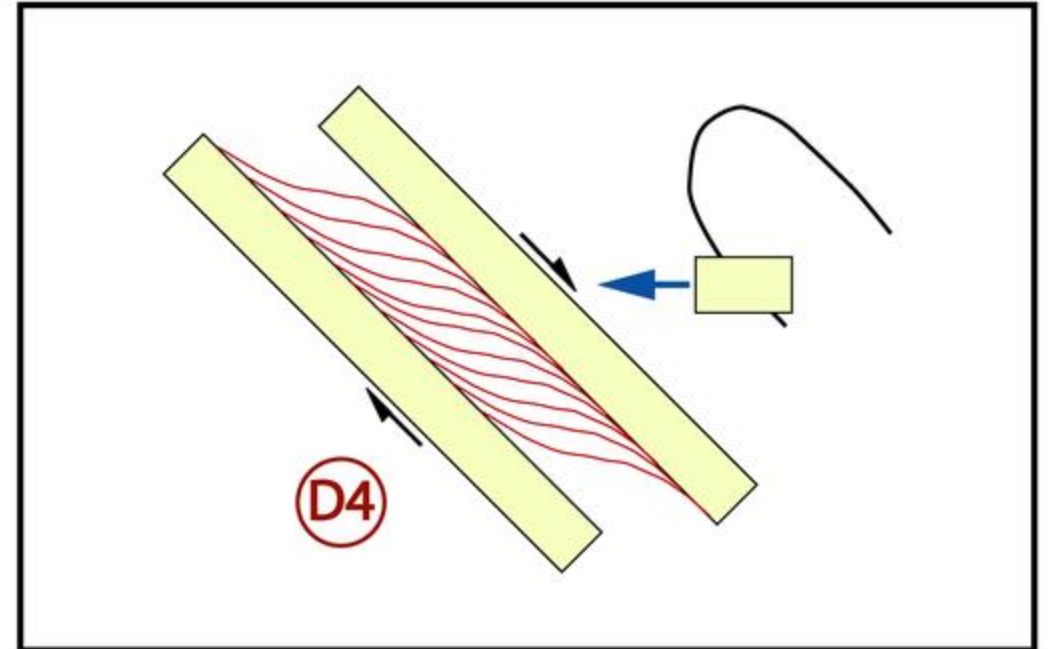
Les gros bancs massifs du Kimméridgien basal (dits Oncholite du Séquanien) sont fracturés par des cisaillements tellement réguliers qu'ils peuvent, lors d'un examen superficiel, être pris pour la stratification. Ce découpage correspond à l'équivalent des plaquettes développées dans les bancs minces par le cisaillement 2 (même pendage, même décalage).

Quelque mètres en amont du point 6, avant le virage, de rares bancs marneux du Kimméridgien moyen montrent un clivage de dissolution traversant le banc. Ils correspondent au critère D4 (caractère inverse de la série).

Station 6



Critère D4



Quand le clivage pend moins que la stratification, on est en série inverse.

Station 6



Crédit photo : Jean Macaudière

Une faille, au miroir complètement tordu, a contribué à l'implantation du passage de la Pierre Taillée. Son jeu extrêmement complexe permet de se faire une idée sur l'enchaînement plissement/faillage. Mentionnée ici à fin de localisation, son étude sera développée dans la suite du cours (chapitre "Etude des failles").

2. La crique de la Pile d'assiettes

Flysch calcaire à silex du Coniacien -89 Ma

On va voir ici l'altération du flysch.



Crique des plis de la baleine

L'accès aux différentes criques est désormais interdit suite aux effondrements récents (mars 2016) de falaise

Sortie 02 – arrêt 2: les plis de la baleine et l'effondrement récent



Effondrement de falaise

Flysch calcaire à silex du
Coniacien (-89 Ma)

2016/05/07

Pli de la Baleine

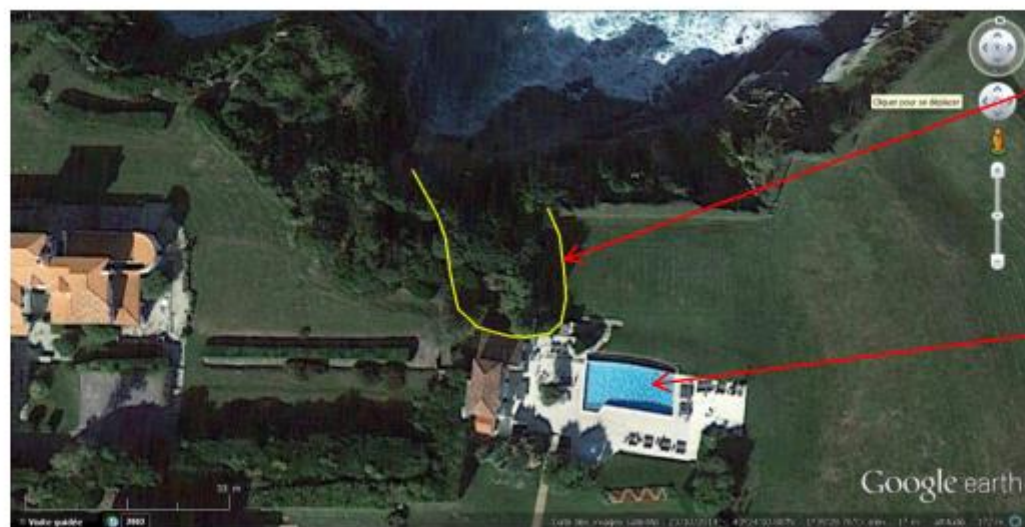
Cliché A. Lacazedieu

Saint-Jean-de-Luz : la falaise s'est affaissée Publié le 04/03/2016 dans Sud-Ouest.



Le terrain s'est affaissé sur une dizaine de mètres, au pied de la maison de piscine de l'hôtel La Réserve © A.D.

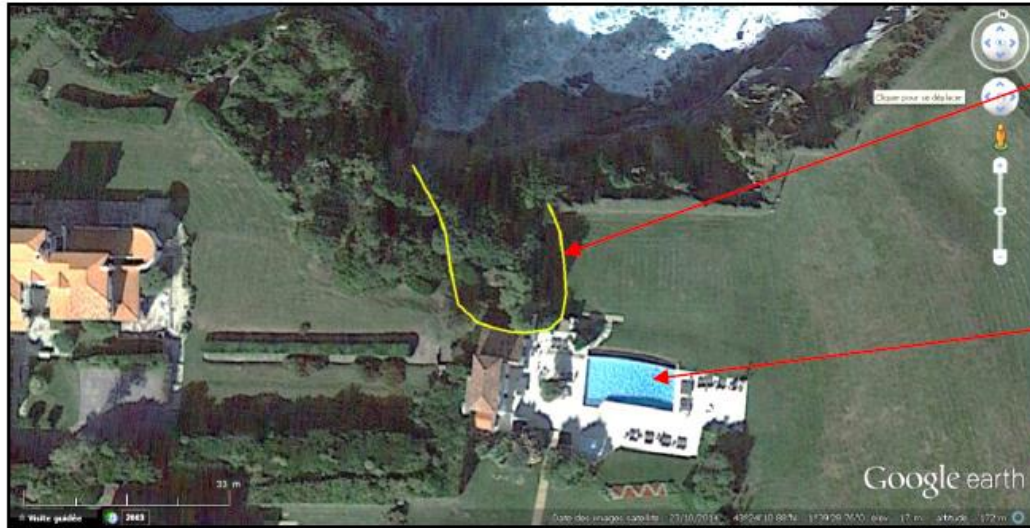
Un morceau de terrain s'est effondré ce week-end au fond du terrain de La Réserve. L'accès à la piscine de l'hôtel 4 étoiles est interdit



Limite supérieure approximative de l'effondrement

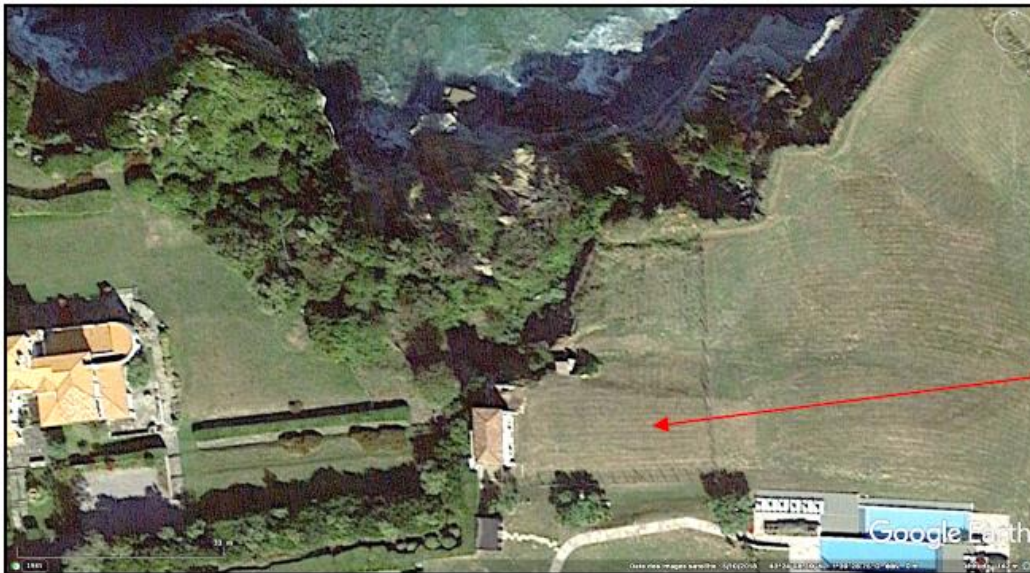
Piscine de l'hôtel

JNG 2021 – Arrêt 3 : Saint Jean de Luz – l’effondrement de 2016



Limite supérieure
approximative de
l’effondrement

Piscine de l’hôtel



Situation en octobre 2018

Ancien emplacement de
la piscine de l’hôtel



La pile d'assiettes le 7 Mai 2016

En 1 siècle la pile d'assiettes a été réduite de ses 2/3...

La pile d'assiettes au début du siècle dernier



La pile d'assiettes en 2004

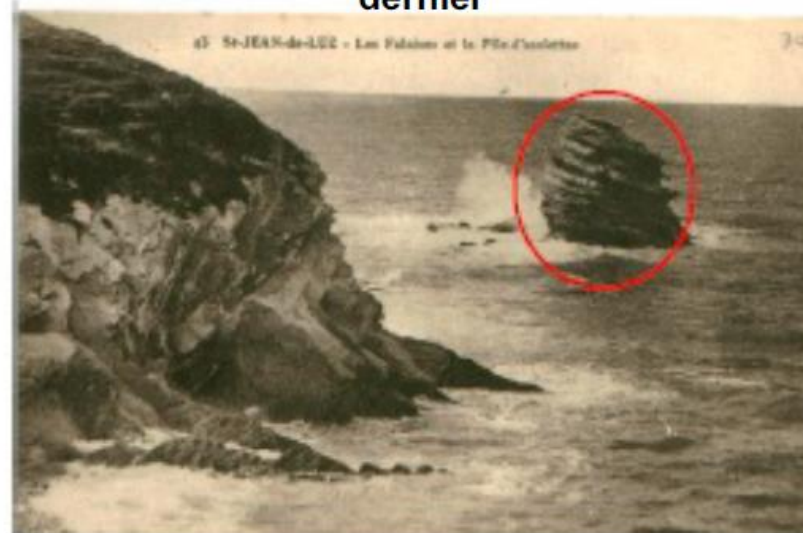
JNG 2021 – Arrêt 3 : Saint Jean de Luz – la pile d’assiettes



La pile d’assiettes le 7 Mai 2016

En 1 siècle la pile d’assiettes a été réduite des 2/3...

La pile d’assiettes au début du siècle dernier



La pile d’assiettes en 2004

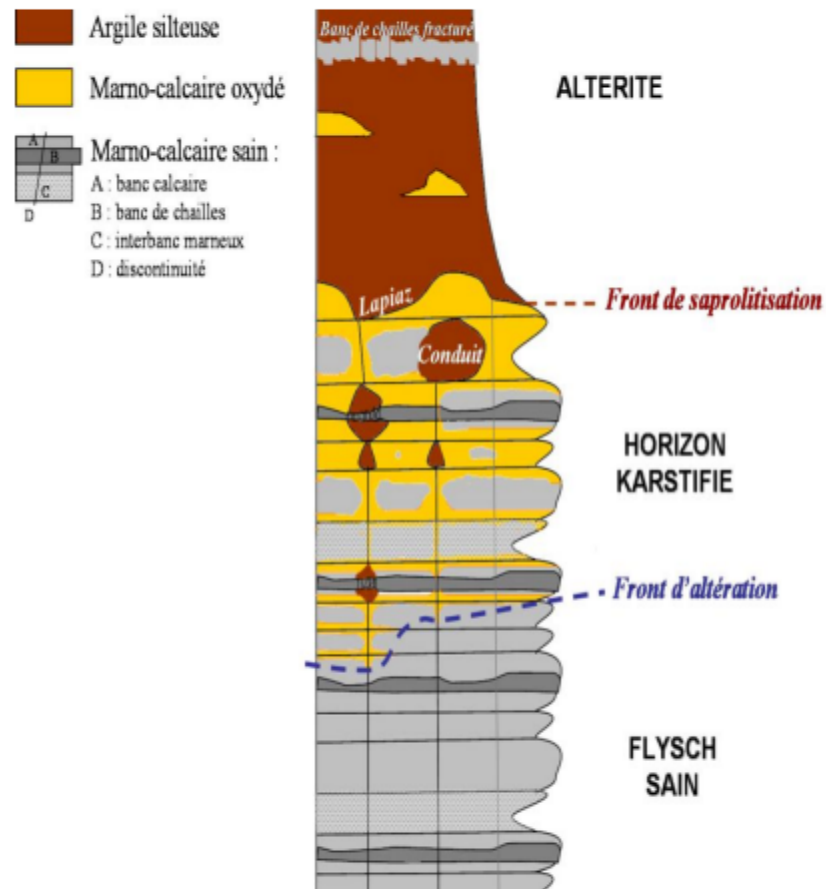
Sortie 02 – arrêt 2 : les altérites (bord Sud de la crique)



Vue d'ensemble du bord Sud de la crique « pile d'assiettes »

Vue de détail des altérites





In Peter-Borie, 2008

ALTERITE:

« toute roche résiduelle provenant de l'altération d'une roche antérieure »

ALTERATION:

L'altération est une modification des propriétés physico-chimiques des minéraux, et donc des roches, par les agents atmosphériques, les eaux souterraines et les eaux thermales. Elle a pour effet de rendre les roches moins cohérentes ce qui facilite leur désintégration. »

(in Dictionnaire de Géologie, Foucault & Raoult)

Les altérites induisent donc des instabilités dans les zones où elles sont présentes (jusqu'à l'intérieur du Pays Basque). Leur épaisseur peut atteindre 50 mètres en différents points de la côte.

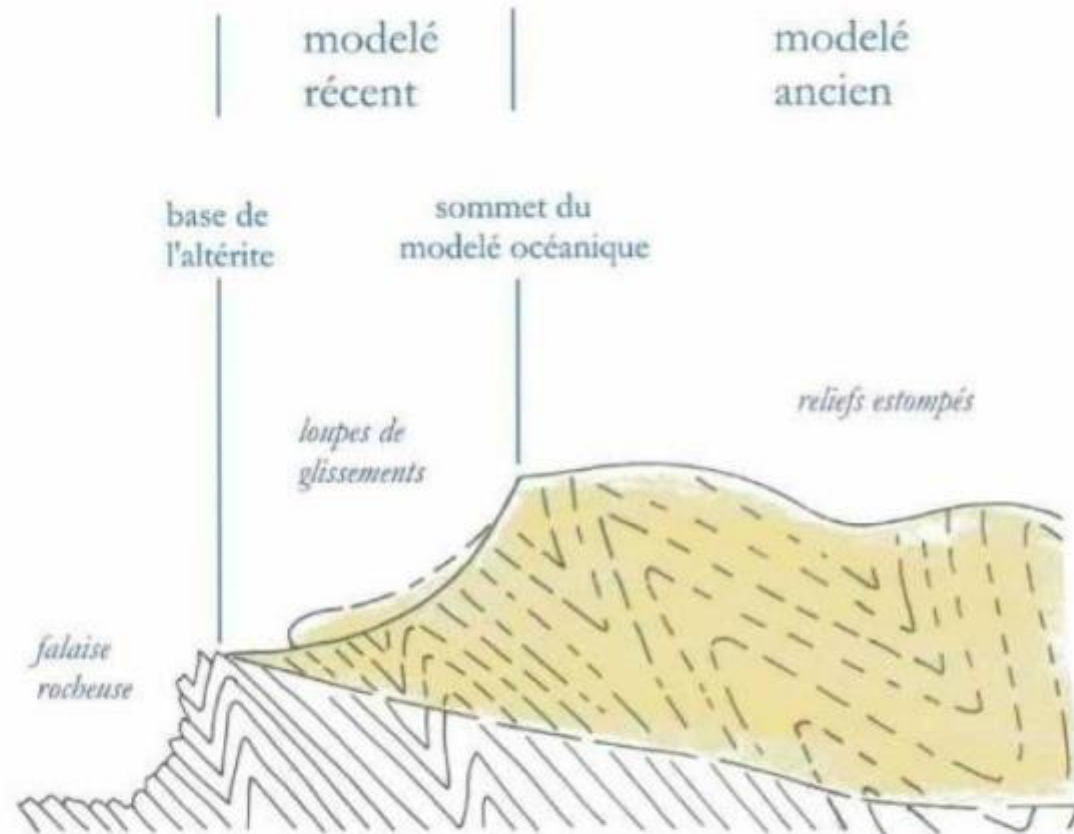


Illustration 22 : Coupe théorique. Mise en évidence de la surimposition de l'érosion océanique sur le modelé continental.

Extrait du rapport BRGM/RP-53258-FR décembre 2004

JNG 2021 – Arrêt 3 : Saint Jean de Luz – les altérites

Le modèle

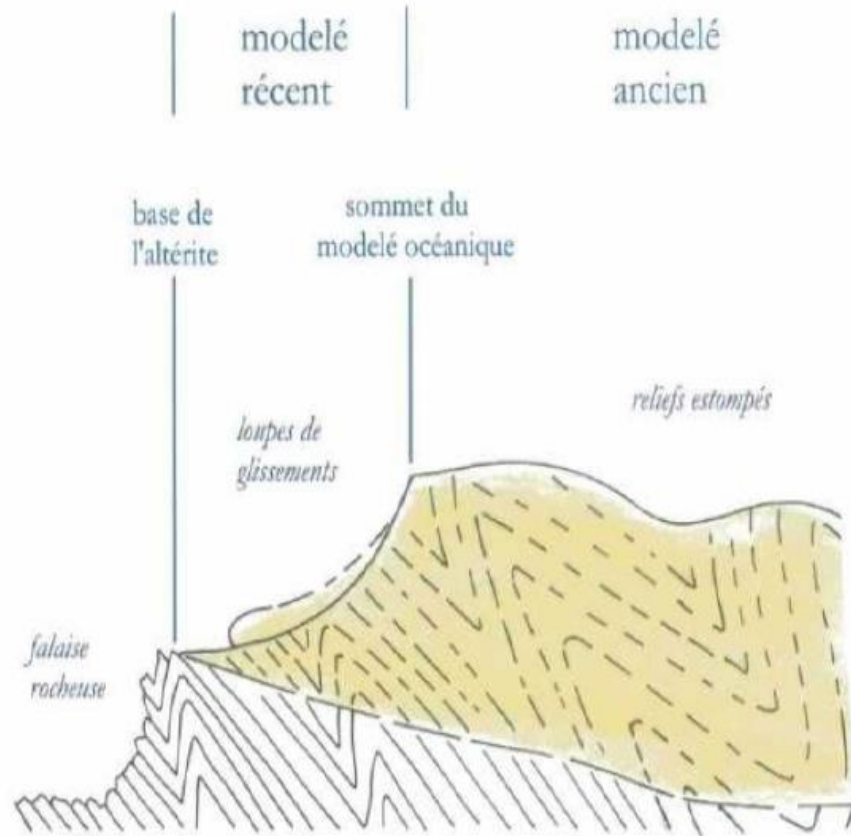


Illustration 22 : Coupe théorique. Mise en évidence de la surimposition de l'érosion océanique sur le modelé continental.

Extrait du rapport BRGM/RP-53258-FR décembre 2004

L'affleurement



Cliché JMF - 2018

JNG 2021 - Arrêt 3 : Saint Jean de Luz - les altérites



L'altération du Flysch

La crique montre une petite falaise constituée à la base de **flysch calcaire à silex** du Coniacien (-89 Ma) et d'une roche d'altération meuble au sommet, une altérite.

Cette dernière de couleur brun rouge est constituée d'argiles. Elles contiennent également des lits de silex parfois intacts, parfois déformés.

La falaise Nord montre bien la relation entre la roche source (le flysch calcaire) et la roche résiduelle (l'altérite).

Le flysch apparaît sain à la base mais on peut y observer des cavités plus ou moins importantes témoignant de la dissolution (réseau karstique).

Lorsqu'on regarde vers le sommet de la falaise, il est progressivement remplacé par l'altérite qui finalement occupe tout le sommet.

A mi-falaise, on voit encore quelques blocs métriques de flysch entre lesquels s'intercale de l'altérite : le flysch est dissous depuis la surface.

Au niveau de l'escalier, sur la droite, une loupe de glissement est visible. De ce côté de la crique, le pendage du flysch est dans le même sens que la pente de la falaise d'altérite et favorise son glissement. L'altérite glissée est alors évacuée par la marée.

Au contraire, sur le flanc Nord de la crique, le pendage du flysch est opposé à la pente de la falaise d'altérite et retient cette dernière. Il n'y a pas de glissement.

La Pointe Sainte-Barbe

Juste au Nord de la Baie de Saint-Jean-de-Luz
Vue sur la Baie et La Rhune

Je suppose qu'on va développer la morphologie de la côte avec la formation des baies.

On doit voir aussi la morphologie d'un synclinal.

Développement des baies, recul du trait de côte



Développement des baies, recul du trait de côte



Figure 68 : Modèle de développement des baies sur le littoral ; a. Carte géologique (légende en Annexe 2) ; b. Bloc diagramme représentant les différentes étapes (Genna et al., 2004) ; c. Illustrations



Fracturation de la corniche d'Urrugne vue depuis la mer. Sous l'action des vagues, ces « trous » s'agrandissent et conduisent à la création de baies telle celle de Saint Jean de <Luz

JNG 2021 – Arrêt 4 : la corniche d'Urrugne



Détail du pied de falaise à Socoa (clichés J. Maillos 2019)

Sortie 02 – arrêt 4: les plis de la maison Haicabia



Ces plis (dans le flysch Crétacé supérieur – ici 80 Ma) montrent de spectaculaires figures de dysharmonies entre les bancs compétents et incompétents. Des observations du même type pouvaient être faites à la crique de la baleine à St Jean de Luz (cf ci-dessous), avant que l'accès y soit interdit.



D'après livret-guide RST 2014

L'érosion actuelle de la côte basque est contrôlée par deux types de facteurs :

- intrinsèques : géologie, géomorphologie, fracturation, pente, altération... ;
- dynamiques externes : le climat (dont les tempêtes), l'hydrologie, et les agents océaniques (marée et houle).

A l'échelle du littoral basque, il est difficile de définir, entre les facteurs d'érosion continentaux et marins, ceux qui jouent un rôle prépondérant car ils sont intimement liés. La grande diversité des paysages et de la géologie du littoral basque nécessite une analyse détaillée par site pour identifier les rôles respectifs des agents d'érosion.

Les paysages de la côte basque sont vivants : ils se déplacent latéralement vers les terres au cours du temps. L'érosion de la falaise, le déplacement de la plage et l'érosion de la plage intertidale et sous-marine sont des phénomènes indissociables. Si l'on intervient sur l'un des trois phénomènes, les deux autres continuent leur évolution.

La cartographie des formations géologiques saines et des altérites a permis de développer des scénarios de formation des baies basques. Lorsque l'océan atteint ces roches altérées, l'érosion marine s'accélère.

Le recul moyen du littoral sur la période 1829 - 2000, soit sur 171 ans, peut être estimé à 30 cm/an (précision +/- 10 cm/an). Le recul maximal est estimé à 80 cm/an sur cette même période dans la baie d'Erromardie.

Extraits du rapport « Synthèse des études réalisées sur les instabilités de la côte basque entre 2001 et 2004 »
Rapport final BRGM/RP-54012-FR février 2006

J2



Ensenada de Achuri

Flysch de Zumaia

Flysch begiratokia - Baratzazarrak

Aitzuri Hondartza

San Telmo Ermita

Zumaia

San Joan iturria

Playa de Santiago

Zuloaga museoa

Pol. Ind. Batusta Bidea

Camping & Bungalows Zumaia

Flysch ibilbidearen hasiera

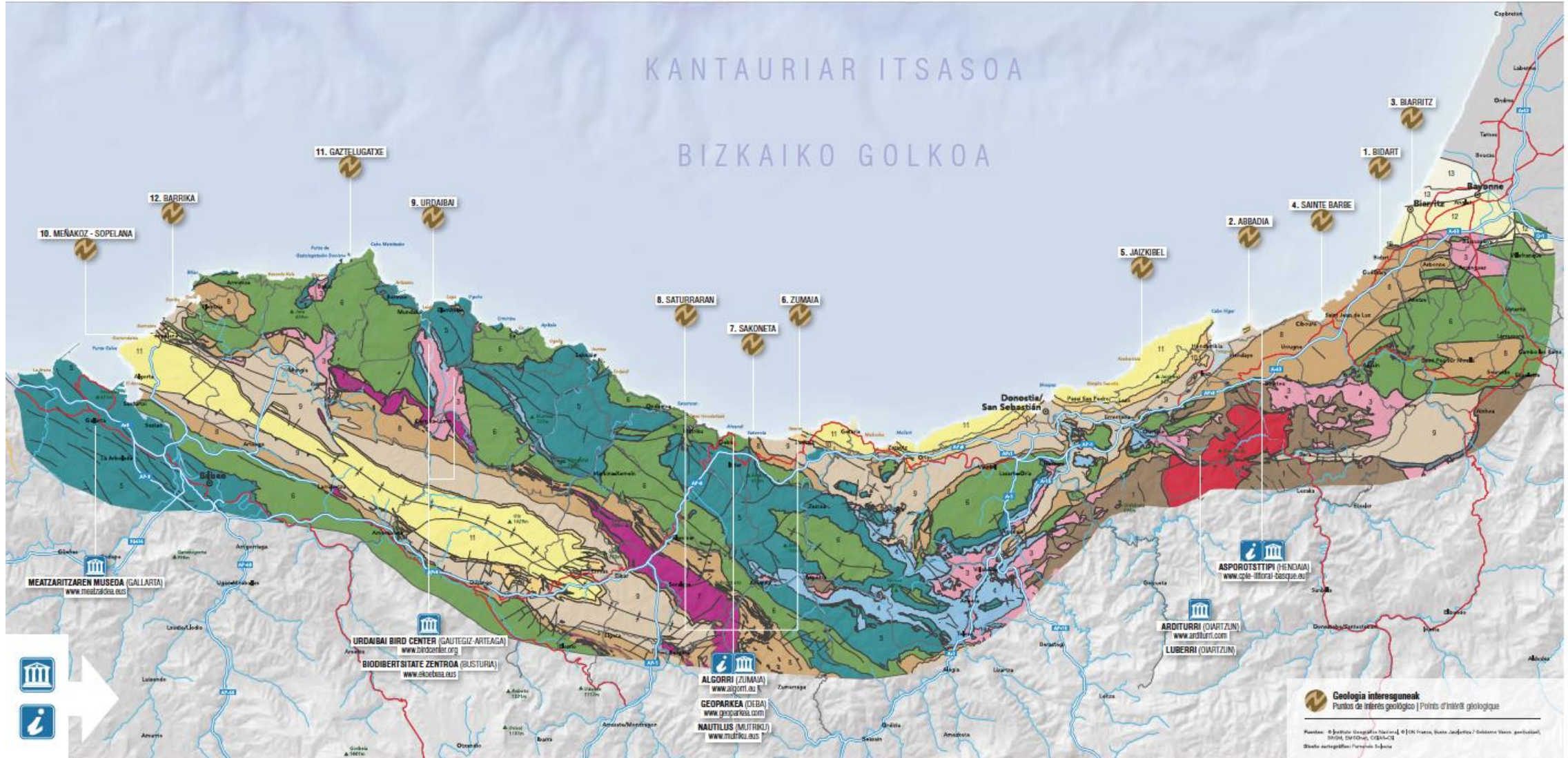
Drilled holes

-  IODP
-  ODP
-  DSDP

1033 m

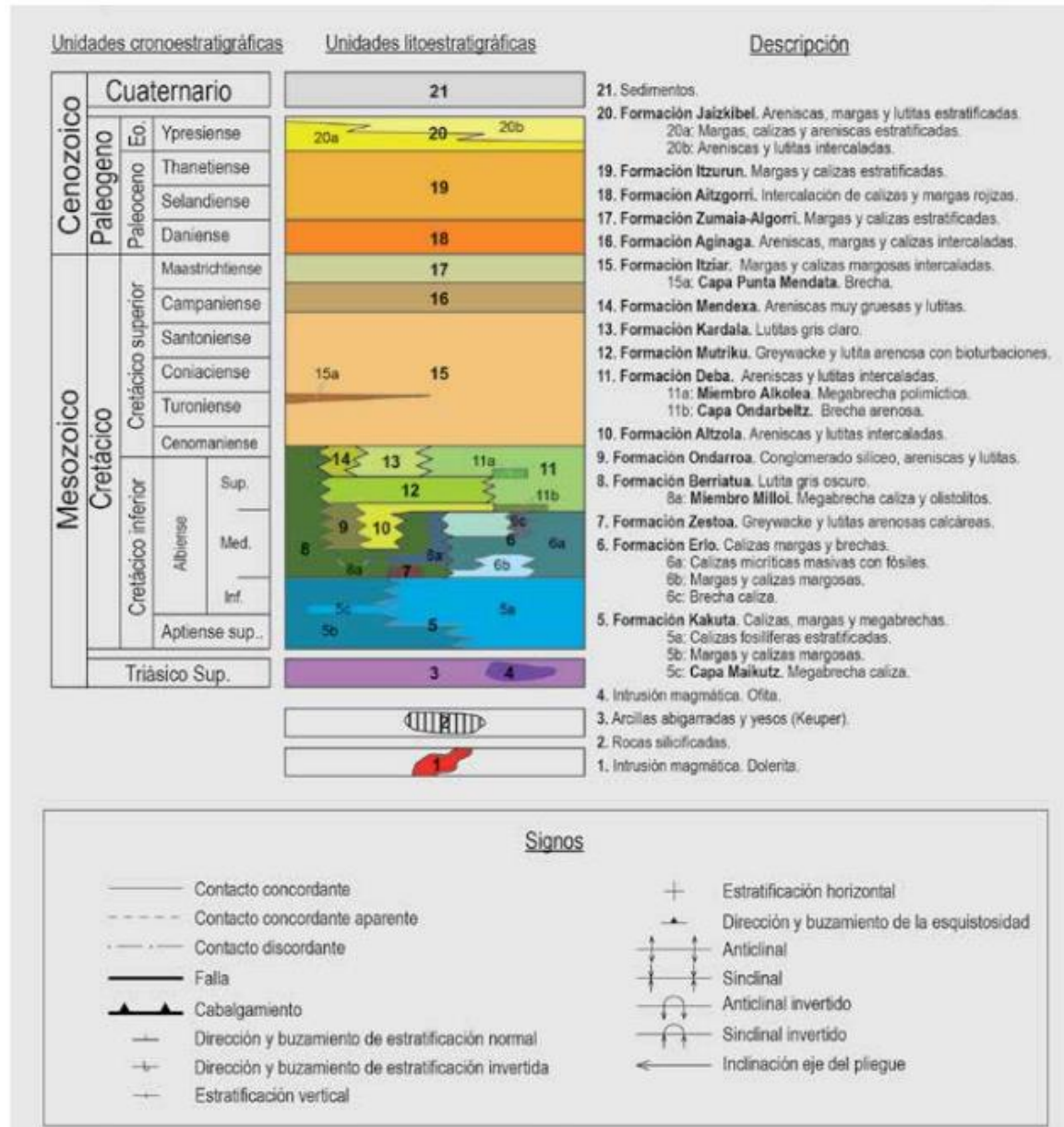


Drilled holes
● IODP
● ODP
● DSDP



LEYENDA

En allant de l'Est vers l'Ouest, on va du jaune (Ypresien - 20a) vers le vert clair (Maastrichtien - 17) donc on va du plus récent vers le plus ancien.



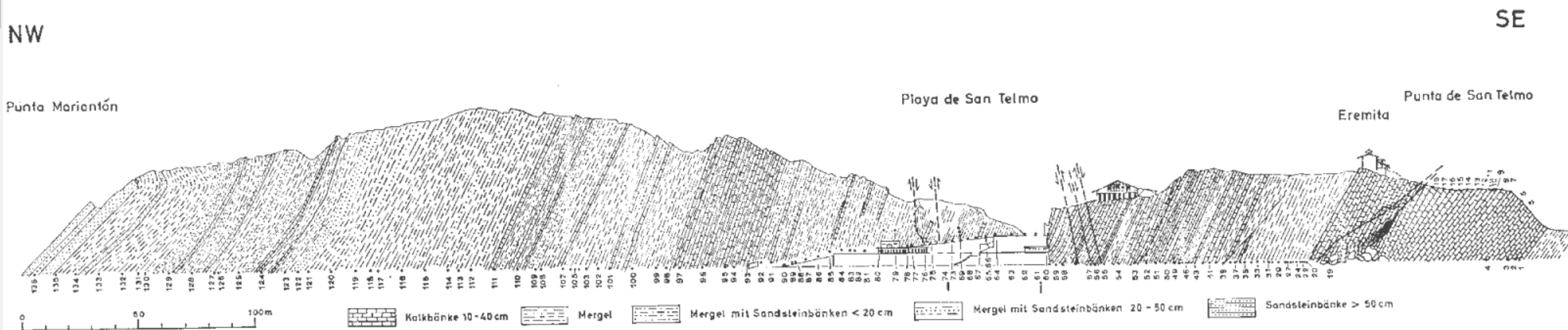


Fig. 2.- Zumaia cross section from Hillebrandt (1965).

LATE DANIAN (~60 Ma)

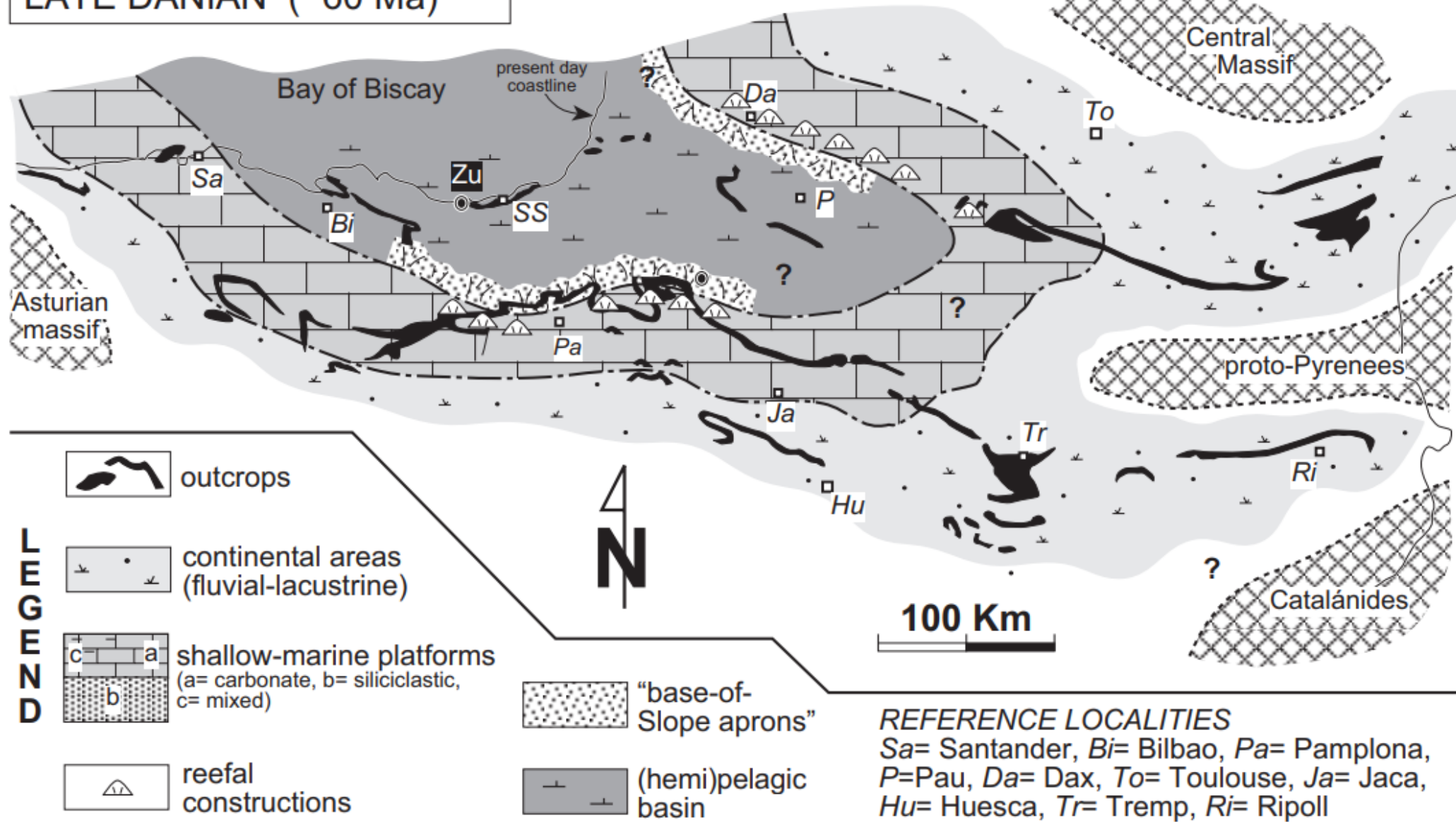


Fig. 3.- Late Danian (60 Ma) paleogeography of the Pyrenean domain, with indication of outcrops location and reference localities (after Baceta *et al.*, 2004).

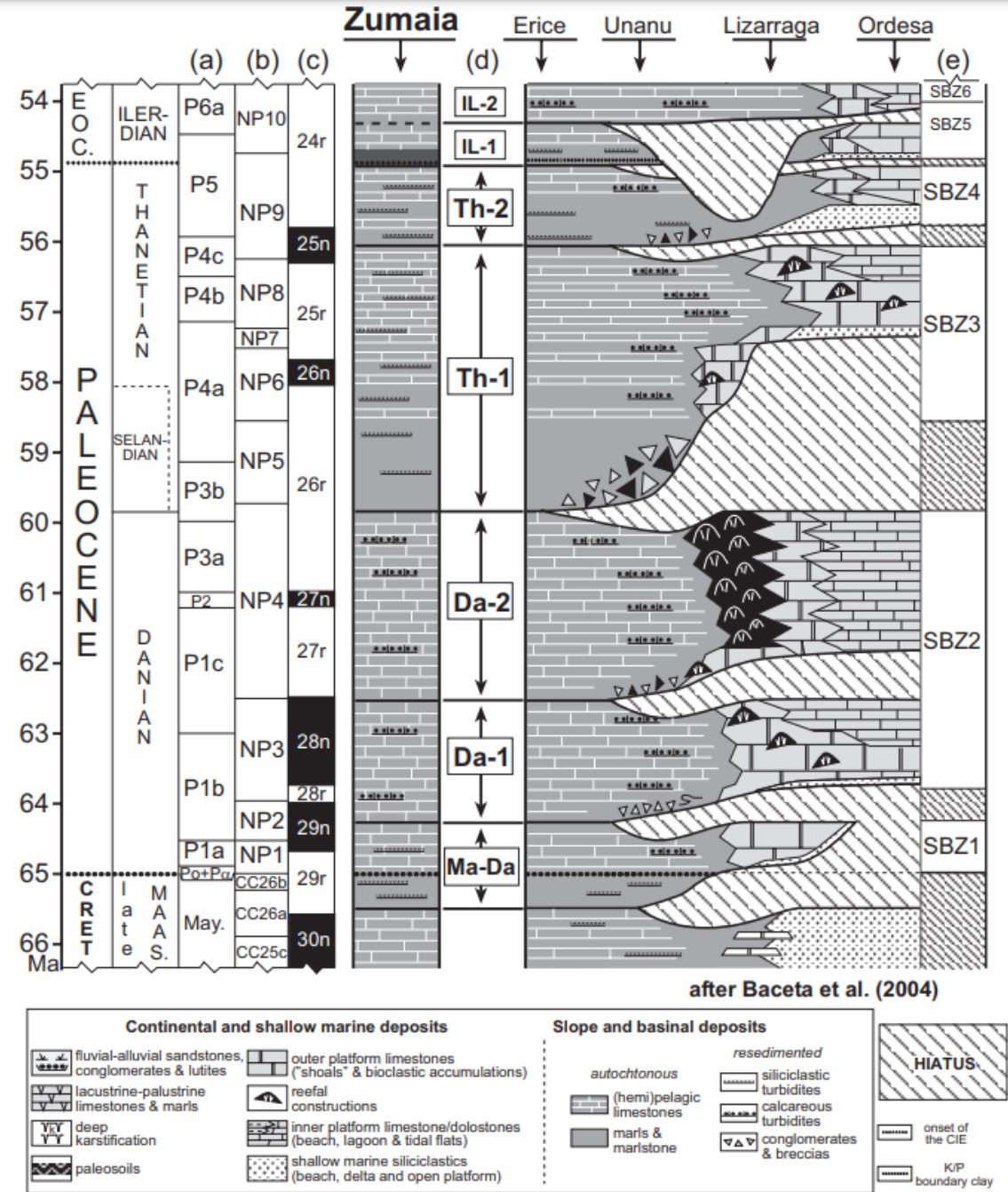
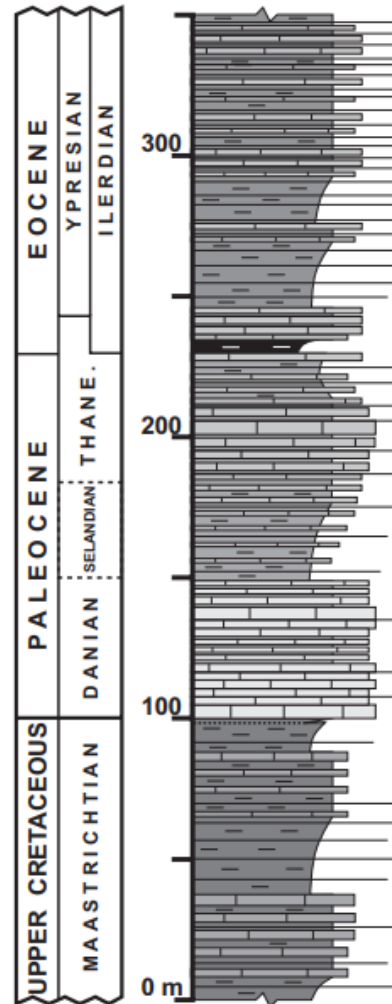
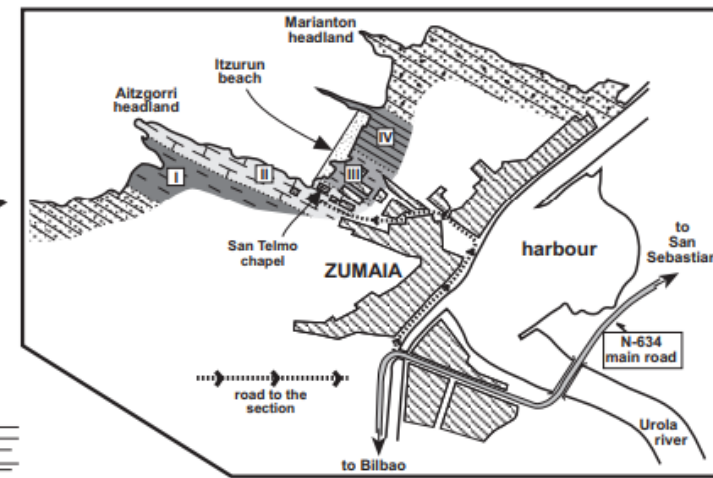
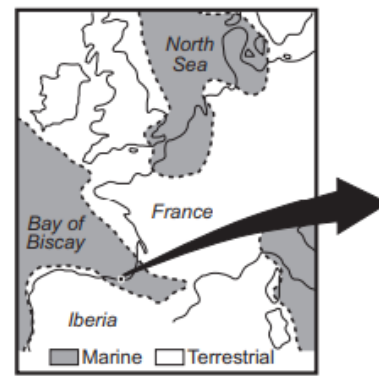


Fig. 4.- Biostratigraphic framework of the Paleocene-lower Ilerdian succession of the SW Pyrenees, showing depositional sequences and main facies. (modified from Baceta *et al.*, 2004).

Generalised early Paleogene paleogeography of Western Europe and geologic map of the Upper Cretaceous-Lower Paleogene outcrops in the Zumaia area.

Synthetic lithologic section of the uppermost Cretaceous-lower Paleogene interval of the Zumaia section, showing four main stratigraphic units.



- IV Marl-dominated unit with abundant intercalations of thin-bedded siliciclastic turbidites. At the base red-dark grey lutites (core of the CIE) capped by a 10 m-thick limestone-dominated interval
- BASE OF THE P/E CARBONATE ISOTOPIC EXCURSION EVENT (CIE)
- III **Itzurun Fm.** (Baceta *et al.* 2004) Alternations of grey limestones and marls with intercalations of thin-bedded siliciclastic & calcareous turbidites. Marl-dominated interval to the base
- NP4 / NP5 BIOZONE BOUNDARY
- II **Danian Limestone Fm.** (Apellaniz *et al.*, 1983) Alternations of pink-grey limestones and marls. Few intercalations of thin calcareous turbidites
- K/P BOUNDARY CLAY LAYE
- I Upper member of the **Zumaia-Algorri Fm.** (Mathey, 1982) Alternations of purple marls and grey marly limestones with intercalations of thin-bedded siliciclastic turbidites

Stratigraphie des falaises de Zumaia

Sur le plan stratigraphique, les splendides falaises de Zumaia exposent une sédimentation continue du Campanien à l'Eocène, sur environ 30 Ma. La coupe de Zumaia est une des plus étudiées au monde. Elle traverse quatre limites stratigraphiques, dont deux ont été choisies comme "*stratotype mondial*" par la *Commission Internationale de Stratigraphie de l'IUGS* (International Union of Geological Sciences) en 2010, et sont marquées d'un "clou d'or" ("*Golden Spike*") implanté sur la falaise même, sous une plaque explicative.

Ces quatre limites sont les suivantes, en allant de la plus jeune à la plus ancienne (figure ci-dessous):

1^o) **La limite Paléocène/Eocène** (ou limite P/E), à **56 Ma** (millions d'années), est marquée par un banc de 4 mètres de grès argileux rouges. Ce niveau, caractérisé par une chute brutale des carbonates et des isotopes ¹³C et ¹⁸O, ainsi que par un renouvellement complet des associations planctoniques, est interprété par les spécialistes comme **le résultat d'un réchauffement considérable de l'atmosphère et des océans**.

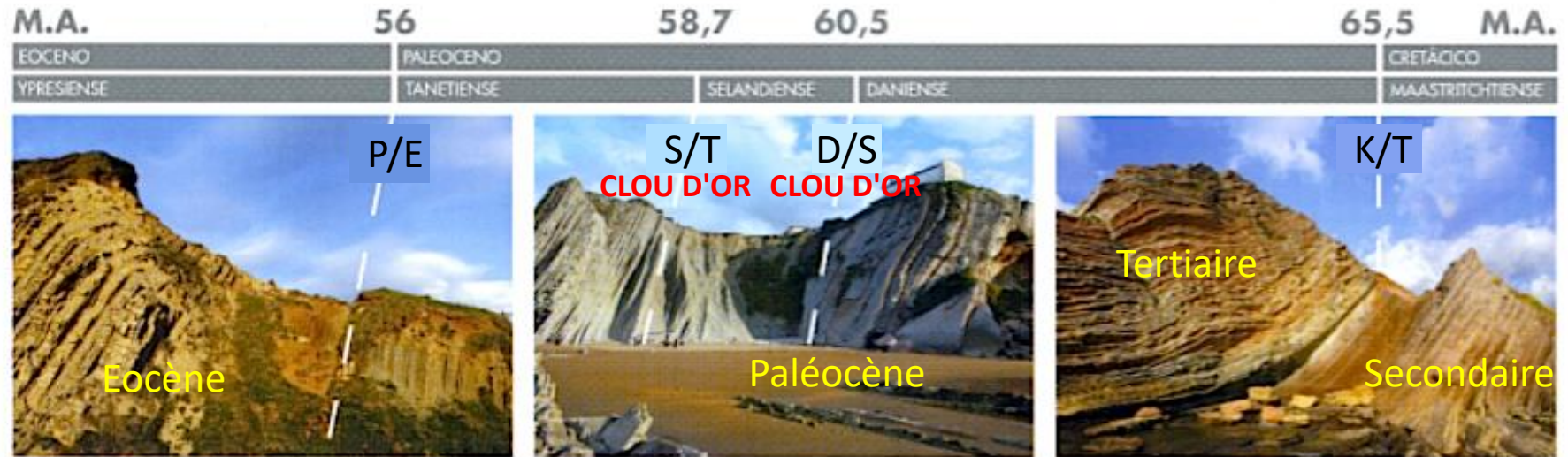
2^o) **La limite Thanétien/Selandien** (ou limite S/T), à **58,7 Ma**, correspond très précisément à une inversion du champ magnétique terrestre, qui passe de la position inverse à la position normale (C26R à C26N). **CLOU D'OR !**

Le "clou d'or" de la limite Thanétien/Sélandien



3º) **La limite Danien/Sélandien** (ou limite D/S), à **60,5 Ma**, correspond à une baisse importante du niveau marin, avec augmentation de la fraction argileuse dans les marnes, d'où un recul très net de la falaise côtière. **CLOU D'OR !**

4º) **La limite Crétacé/Tertiaire** (ou limite K/T), à **65 Ma**, est marquée par la présence de la célèbre "couche K/T" enrichie en iridium, conséquence lointaine de la chute de la météorite de Chicxulub au Mexique. Cette couche argileuse sombre de quelques centimètres d'épaisseur est affouillée par la mer, et sépare les calcaires marneux roses et tendres du sommet du Crétacé (Maestrichtien terminal), des calcaires durs et blanchâtres du début du Tertiaire (Danien).



Les quatre limites stratigraphiques de la coupe du flysch de Zumaia.

D'après J. Carballo et A. Hilario, 2010.



K/T -65 Ma

D/S -60,5 Ma

S/T -58,7 Ma

P/E -58,7 Ma

Campanien – Maastrichtien //////////////// Danien //////// Montien ou Sélandien //////////////// Thanétien //////////////// Yprésien

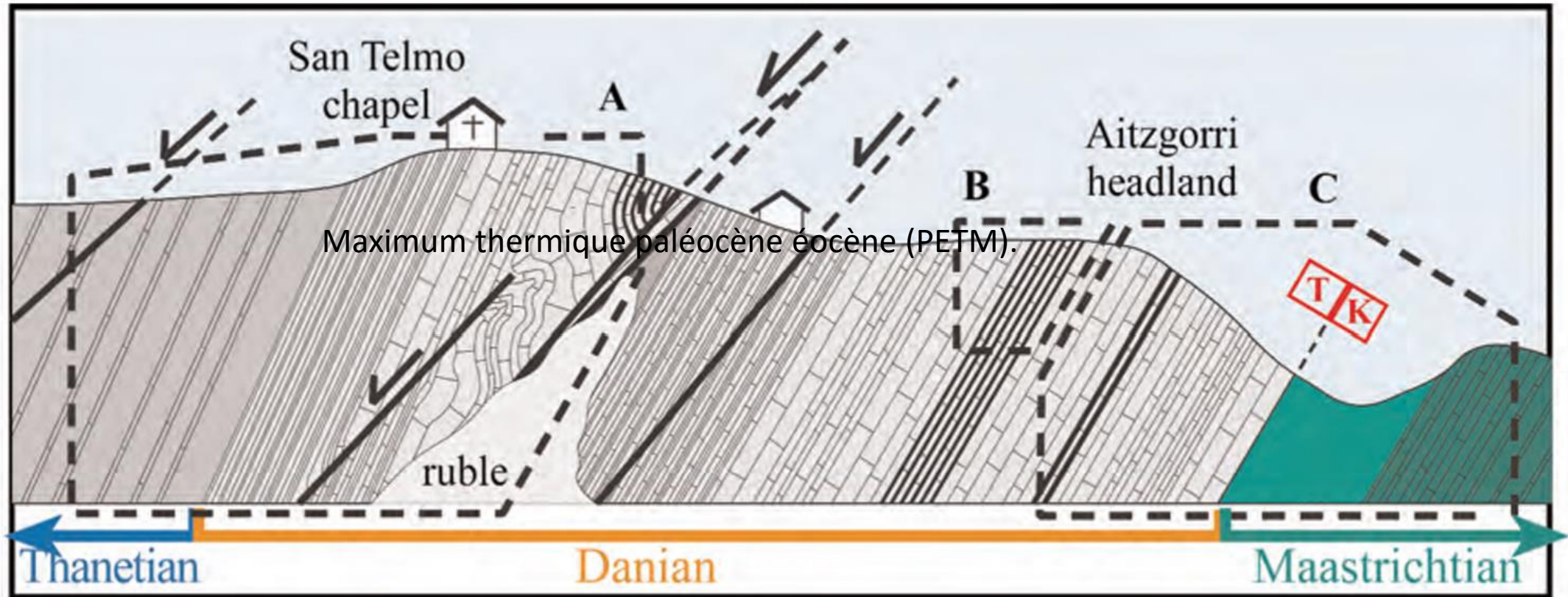
CLOU D'OR

CLOU D'OR

Crise climatique
Fort réchauffement
Maximum thermique
Paléocène/Eocène ou PETM

Est

Ouest



Vers limite P/E
(Thanétien/Yprésien)

En allant de l'Est vers l'Ouest, on va du jaune (Yprésien - 20a) vers le vert clair (Maastrichtien - 17) donc on va du plus récent vers le plus ancien.

La chapelle de San Telmo et la falaise d'Algorri

Danien et Maastrichtien

On fait ça le matin.
Cycles climatiques et Crise K/T

K/T -65 Ma

D/S -60,5 Ma

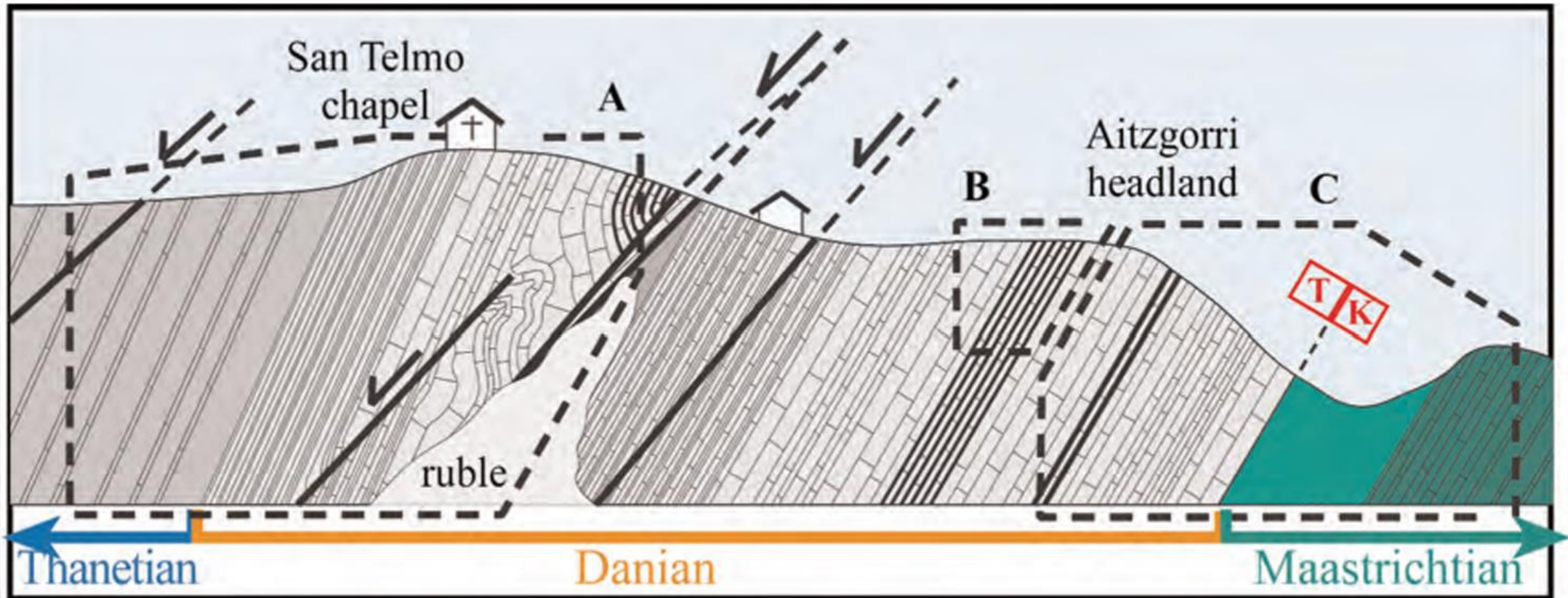
S/T -58,7 Ma

P/E -58,7 Ma

Campanien – Maastrichtien //////////////// Danien //////// Montien ou Sélandien //////// Thanétien //////// Yprésien

Est

Ouest



Vers limite P/E (Thanétien/Yprésien)

En allant de l'Est vers l'Ouest, on va du jaune (Yprésien - 20a) vers le vert clair (Maastrichtien - 17) donc on va du plus récent vers le plus ancien.

Limite K/T à - 65 Ma

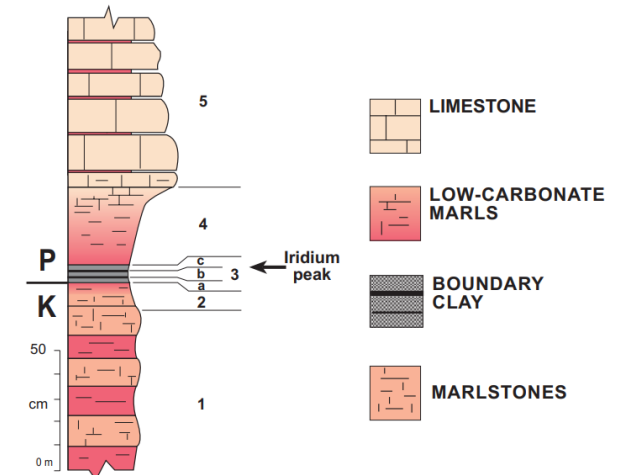
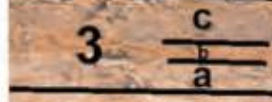
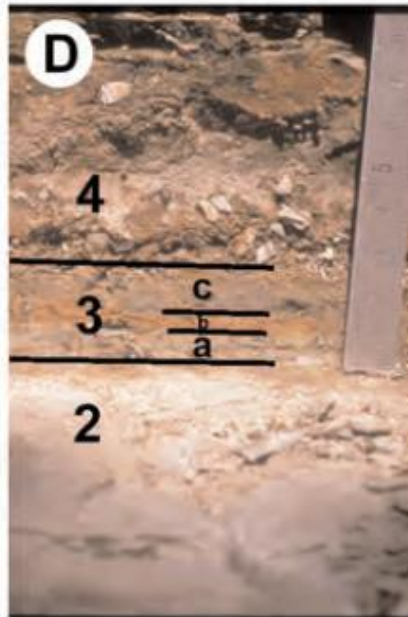
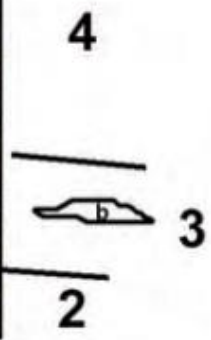
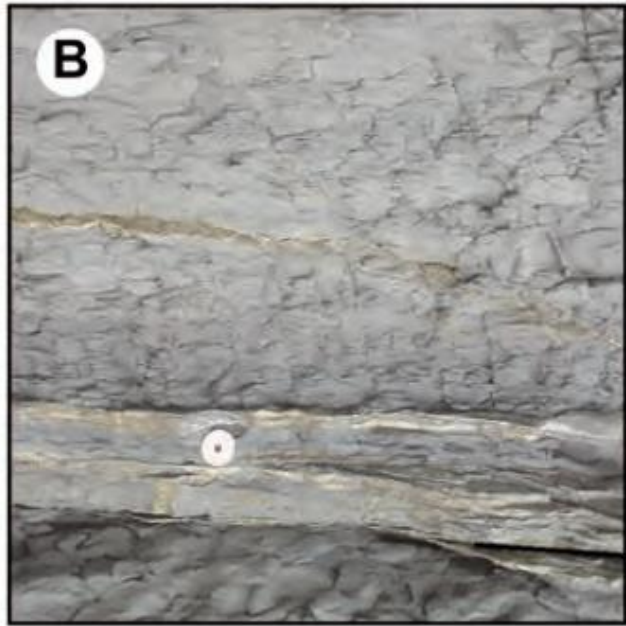
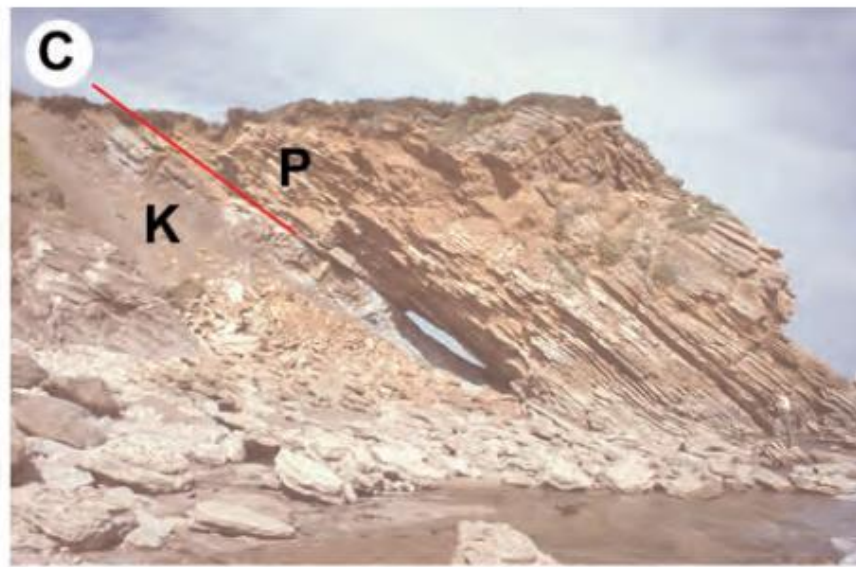
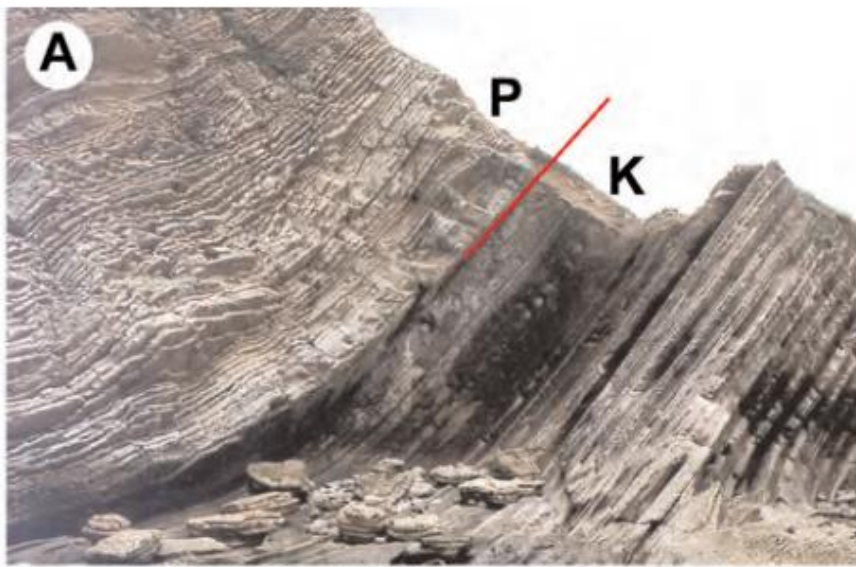


Fig. 7.- Composite detailed stratigraphy of the K/P boundary at the Basque Basin including 1 to 5 lithological intervals.

Fig. 6.- Field photographs showing different aspects of the K/P boundary transition in several Basque Basin sections. (A-C) General view of the K/P boundary at Zumaia and Hendaia sections. (B,D,E) Detailed view of the K/P boundary clay in Zumaia, Urrutxua and Bidart sections.

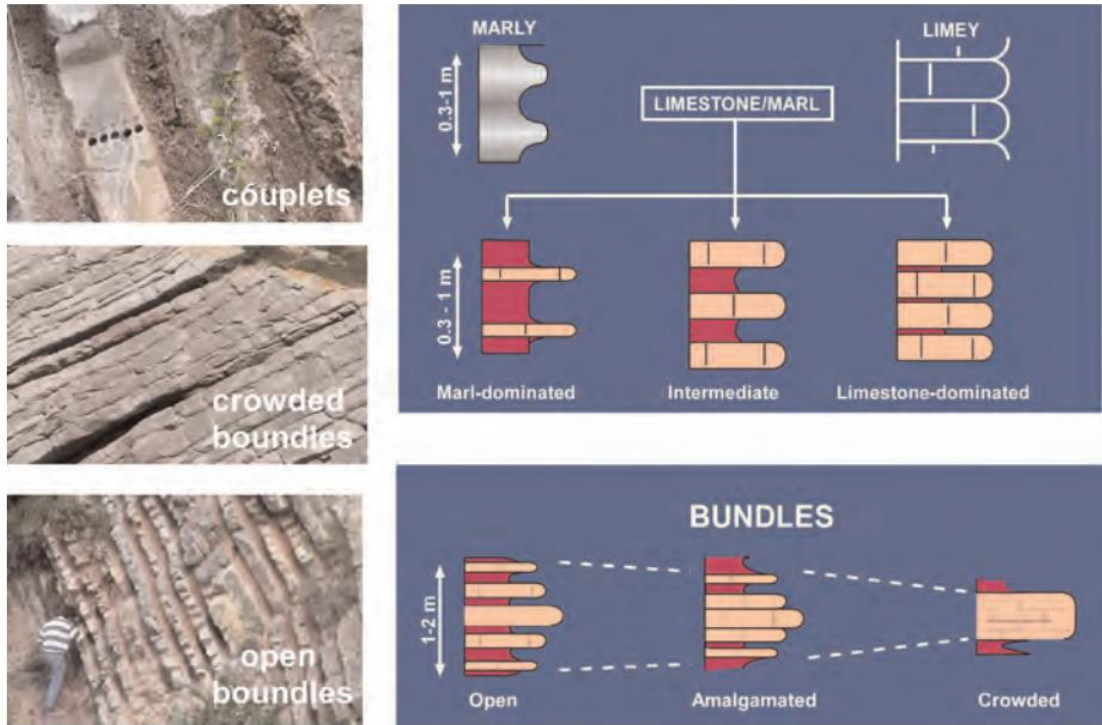


Fig. 18.- Key features of the lithologic stacking pattern for the Paleocene Zumaia section.

The stacking of hemipelagic marlstone and limestone lithologies at Zumaia defines a cyclic (or rhythmic) bedding pattern (Figs. 16, 18). The basic noticeable cycles are the bedding couplets, which consist of alternating pairs of marl and limestone beds in different relative proportions or by a vertical variation in carbonate content within marl or limestone intervals. Thickness of these couplets ranges from 15 to 45 cm (average of about 25 cm). The limestone/marl couplets can in turn be grouped into bundles usually containing 4 to 6 couplets. A whole range of bundles has been observed. These include open bundles where usually all the constituent couplets retain their marly and lime portions (i.e. bundles E6-E8 in Fig. 16C), and crowded bundles which, in contrast, almost lack recognizable the marly partitions between limestones (i.e. bundles E23-E29 in Fig. 16B). The thickness of the bundles diminishes from open (maximum thickness of ~2 m) to crowded ones (minimum thickness of ~60 cm) with an average of about 1.2 m. The precession (~21 kyr average periodicity) and eccentricity (~100 kyr) origin for the couplets and bundles is roughly confirmed when the duration of magnetozones and biostratigraphic intervals retrieved in the Early Paleocene segment are compared to standard time-scales

L'empilement des lithologies de marne et de calcaire hémipélagiques à Zumaia définit un modèle de litage cyclique (ou rythmique) (Fig. 18). Le cycle de base ou sous-séquence élémentaire est un doublet ou duplex comprenant un lit de marne et un lit de calcaire avec sur une verticale de dépôt à plusieurs duplex des variations d'épaisseur ou de la teneur en carbonate dans les couches de marne ou de calcaire. L'épaisseur de ces duplex varie de 15 à 45 cm (moyenne d'environ 25 cm). **Les duplex calcaire/marne peuvent à leur tour être groupés en faisceaux ou séquences majeures ou principales contenant habituellement 4 à 6 couplets.** Toute une variété de faisceaux peut être observée. Il peut s'agir de **faisceaux dits ouverts** où tous les couplets constitutifs conservent leur partie marneuse et calcaire (c.-à-d. faisceaux E6-E8 à la fig. 16C) ou de **faisceaux dits encombrés** qui, en revanche, manquent presque totalement de lits marneux entre les calcaires (c.-à-d. faisceaux E23-E29 à la fig. 16B). L'épaisseur des faisceaux diminue depuis la morphologie « ouverte » (épaisseur maximale de ~2 m) à la morphologie « encombrée » (épaisseur minimale de ~60 cm) avec une moyenne d'environ 1,2 m. La précession (cycles de 21 000 ans) et l'excentricité (cycles de 100 000 ans) sont à l'origine des duplex et des faisceaux et cela a été confirmée par détermination des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$, du $\delta^{13}\text{C}$, de la susceptibilité magnétique... et des études paléontologiques (Foraminifères) et biostratigraphiques.

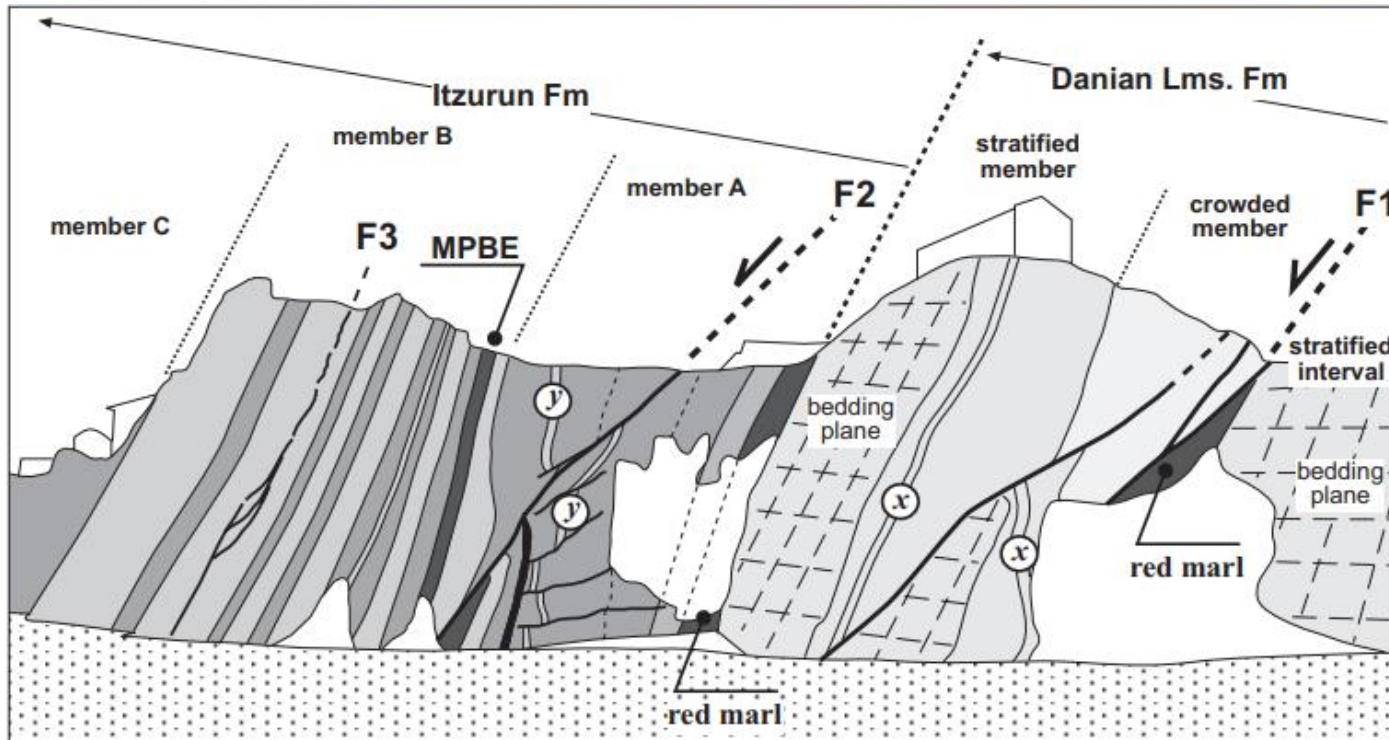


Fig. 23.- Panoramic view and synthetic sketch of the Mid-Paleocene outcrops in the Itzurun beach, showing the distribution of the main lithological units/members and the three fault systems that disrupt the succession.

Du Maastrichtien moyen au Thanétien (70 – 56 Ma) donc pendant tout le Danien et le Montien :

Une élévation relative du niveau de la mer a repoussé le cône de turbidites venant de l'Est, si bien que les turbidites ont à peine atteint les fonds marins du géoparc.

En fait, il faut dire comme ça : Comme il y a élévation du niveau de la mer, le plateau continental s'élargit et le talus où se produisent les avalanches est plus éloigné du nouveau rivage.

La région de Zumaia, au niveau de la chapelle, est maintenant sur le plateau relativement profond et sédimentent dur un fond calme des alternances de calcaires et de marnes.

C'est cette alternance cyclique de calcaires et de marnes dans la sédimentation qui a permis de mettre en évidence les cycles astronomiques de Milankovitch.

Yprésien (56 - 50 Ma) :

Le niveau de la mer baisse à nouveau et les reliefs continentaux pyrénéens sont déjà plus proches. En conséquence, le cône sous-marin oriental a commencé à apporter une grande quantité de turbidites qui se sont déposées dans le fond du bassin, donnant naissance au célèbre flysch turbiditique de l'Eocène (LIG 20). Cette formation s'étend vers l'est jusqu'au mont Jaizkibel.

Les cycles de Milankovitch : enregistrement dans les sédiments des variations climatiques liées aux cycles astronomiques de la Terre

Grâce à des affleurements de qualité exceptionnelle, les spécialistes ont pu déchiffrer, sur les falaises de Zumaia, les variations climatiques enregistrés dans les sédiments, et liés aux cycles des paramètres astronomiques contrôlant le mouvement de la Terre (précession des équinoxes, excentricité et obliquité de l'orbite terrestre).

La théorie astronomique des climats est basée sur l'idée que les variations à long terme (ou séculaires) des paramètres de l'orbite et de la rotation terrestre engendrent des variations de l'ensoleillement (ou insolation) reçu à la surface de la Terre, ces variations pouvant entraîner des changements climatiques dont la trace est parfois enregistrée dans certains indicateurs paléoclimatiques et séquences géologiques, en particulier dans les sédiments marins.

Si aucun autre astre que le Soleil ne venait perturber la révolution de la Terre, son mouvement elliptique resterait inchangé au cours du temps. Mais la Lune et les autres planètes du Système Solaire perturbent ce mouvement, et tous les paramètres orbitaux ainsi que l'orientation de la Terre sont alors affectés et varient périodiquement.

Les variations d'insolation à la surface de la Terre résultent soit de la variation de la distance Terre-Soleil soit de la variation de son orientation. Trois paramètres contrôlent alors principalement cette distribution d'ensoleillement :

- la précession des équinoxes,
- les variations de l'excentricité de l'orbite terrestre,
- et les variations de l'obliquité de l'axe de rotation terrestre sur le plan de l'écliptique.

Les variations séculaires de ces paramètres déterminent des cycles de 20.000 ans, 100.000 ans et 400.000 ans respectivement.

Ces variations sont clairement enregistrées dans les sédiments marins des falaises de Zumaia, mais attention : uniquement dans les zones dépourvues de turbidites, c'est-à-dire dans le seul étage du Danien !

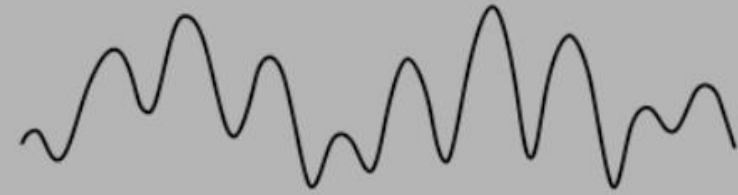
En effet, la présence de turbidites trouble le signal climatique, qui ne s'enregistre bien que dans les séries sédimentaires autochtones, constituées uniquement de restes du plancton et de fines particules argileuse d'origine continentale.

Schémas montrant les trois paramètres astronomiques qui régulent la cyclicité des variations climatiques terrestres à long terme, et leurs périodicités respectives.

Los tres parámetros que regulan la ciclicidad de las variaciones climatológicas terrestres y su periodicidad

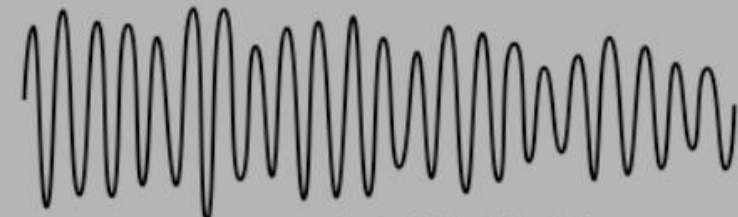
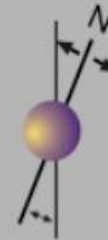
Los tres parámetros que regulan la ciclicidad de las variaciones climatológicas terrestres y su periodicidad

Les trois paramètres qui régulent la cyclicité des variations climatiques terrestres et leur périodicité



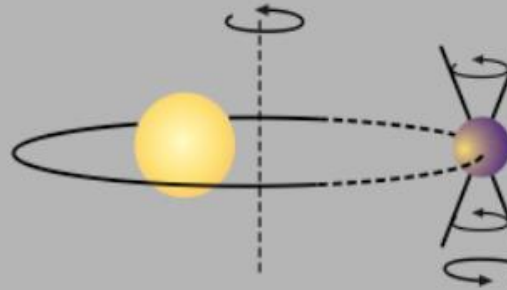
EXCENRICIDAD de la órbita terrestre.
EXCENRICIDAD de la órbita terrestre.
EXCENRICITE de l'orbite terrestre.

Periodicidades de 100 y 413 ka.
Periodicidades de 100 y 413 ka.
Périodicités de 100 et 413 ka.



OBLICUIDAD del eje de rotación.
OBLICUIDAD del eje de rotación.
OBLIQUITE de l'axe de rotation.

Periodicidad de 41 ka.
Periodicidad de 41 ka.
Périodicité de 41 ka.



PRECESIÓN del eje de rotación y ROTACIÓN de la órbita terrestre.
PRECESIÓN del eje de rotación y ROTACIÓN de la órbita terrestre.
PRECESSION de l'axe de rotation et ROTATION de l'orbite terrestre.

Periodicidades de 23 y 19 ka.
Periodicidades de 23 y 19 ka.
Périodicités de 23 et 19 ka.



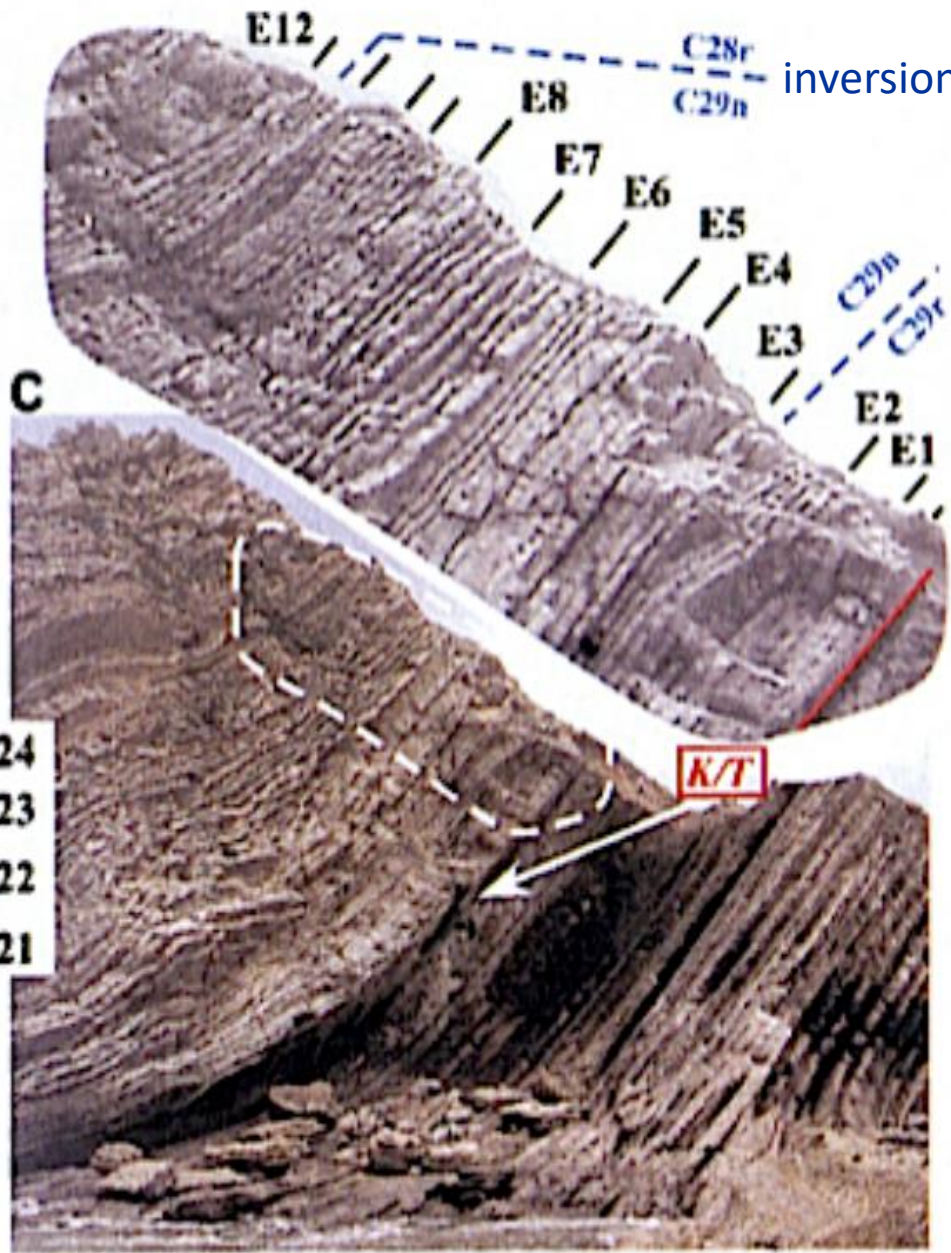
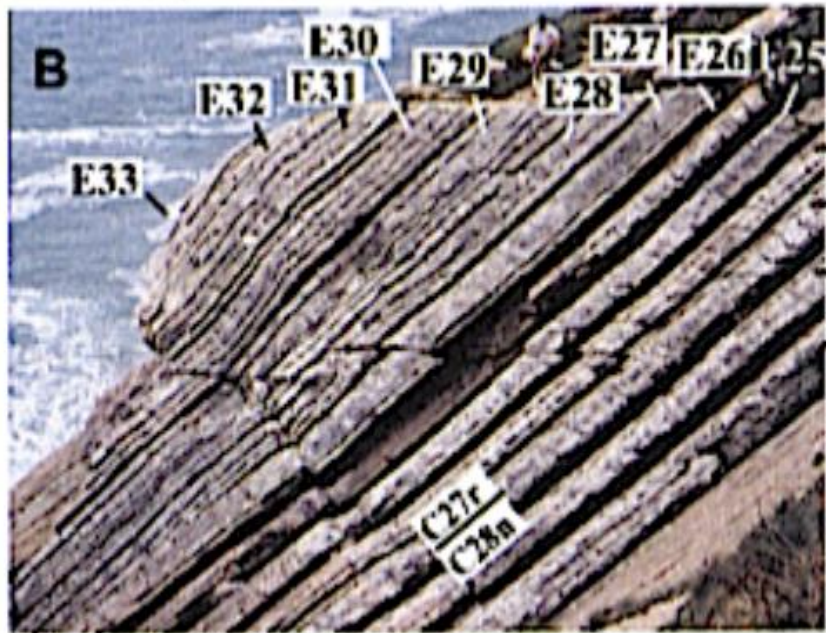
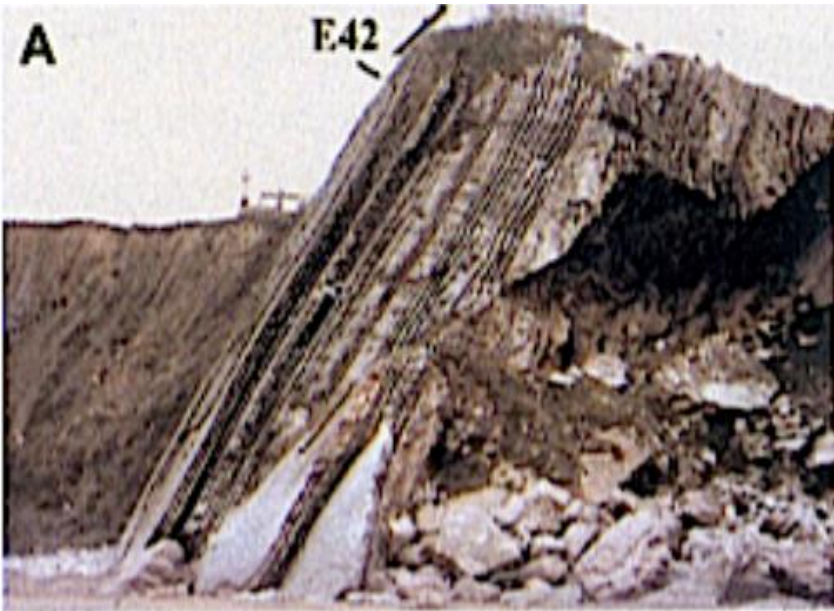
Les cycles climatiques enregistrés dans les sédiments du Danien, ici dépourvus de turbidites.

Les cycles à 20 Ma et 100 Ma se lisent parfaitement sur l'affleurement.

Chaque strate calcaire représenterait 100 000 ans de même que chaque couche marneuse.

Marnes = refroidissement que l'on peut mettre en évidence par le rapport δO_{18} des coquilles de Foraminifères, rapport qui diminue fortement
Faible production planctonique

Calcaires = réchauffement que l'on peut mettre en évidence par le rapport δO_{18} des coquilles de Foraminifères, rapport qui augmente fortement
Forte production planctonique



inversion

inversion

Si les inversions sont bien datées par exemple au K/Ar, l'intervalle C29n du Danien étant découpé en de nombreuses lamines de durée à peu près égale (j'en compte aux environs de 75), on pourra calculer cette durée qui correspond à un microcycle de Milankovitch.

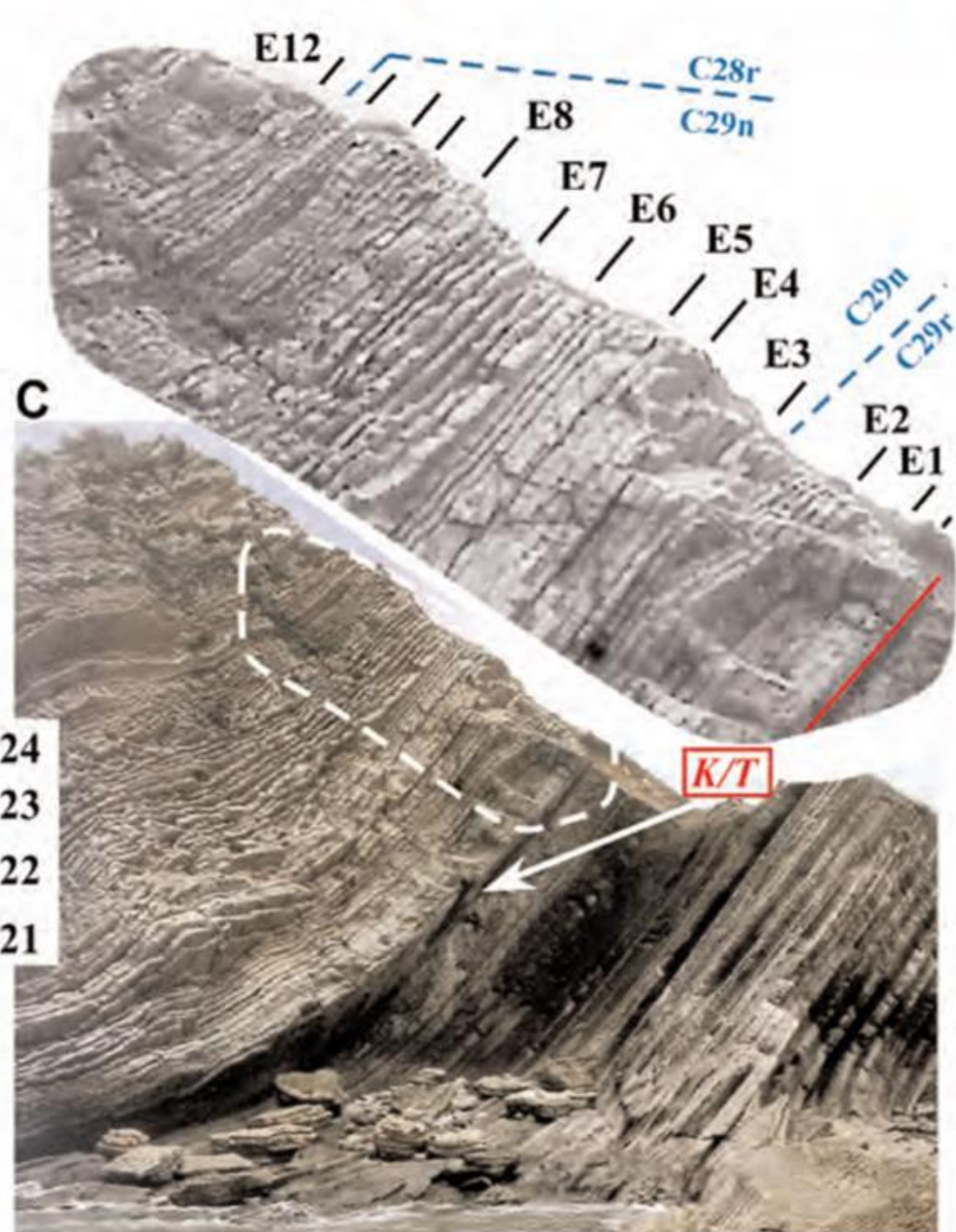
Ce sont certainement les microcycles liés à une périodicité de 20 000 ans qui sont ici mis en évidence.

Les cycles de Milankovitch sont particulièrement bien visibles dans le Danien de Zumaia, sous la chapelle de San Telmo, car les sédiments de cet étage sont dépourvus de turbidites.

Les alternances de calcaires durs et de calcaires marneux tendres se groupent par "paquets" de cinq paires représentant un cycle de 100.000 ans (excentricité).

Chaque paire "calcaire-calcaire marneux" représente un cycle de 20.000 ans (précession).

D'après J.Carballo et Asier Hilario, 2010.



Magnéto-stratigraphie : enregistrement des inversions du champ magnétique terrestre dans les sédiments

Le champ magnétique terrestre s'est inversé de nombreuses fois au cours des temps géologiques, et la chronologie de ces inversions est aujourd'hui connue avec précision, au moins jusqu'au Trias, à la base de l'Ère Secondaire (environ -200 MA).

Ces inversions du champ sont parfaitement enregistrées dans les sédiments de la coupe de Zumaia.

En vous promenant sur la plage d'Itzurun ou sur le promontoire d'Algorri, vous verrez fréquemment des trous cylindriques de 3 cm de diamètre... Ce sont des mini-carottes prélevées par des équipes de géophysiciens, spécialistes de l'étude du magnétisme rémanent fossilisé dans les roches :



Prélèvement de mini-carottes dans les sédiments du flysch de Zumaia pour l'étude en laboratoire du paléomagnétisme enregistré dans ces roches au moment de leur dépôt.

D'après J.Carballo et Asier Hilario, 2010.

On sait que les roches volcaniques, en se refroidissant, acquièrent le magnétisme du champ magnétique terrestre de l'époque et le fossilisent, grâce à leur richesse en petits cristaux de magnétite.

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

On sait moins que les roches sédimentaires, elles aussi, peuvent 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**). 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.

Des centaines de mini-carottes ont été prélevées sur la coupe de Zumaia, et grâce à un échantillonnage très serré, on a pu reconstituer les variations d'orientation du champ magnétique terrestre.

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

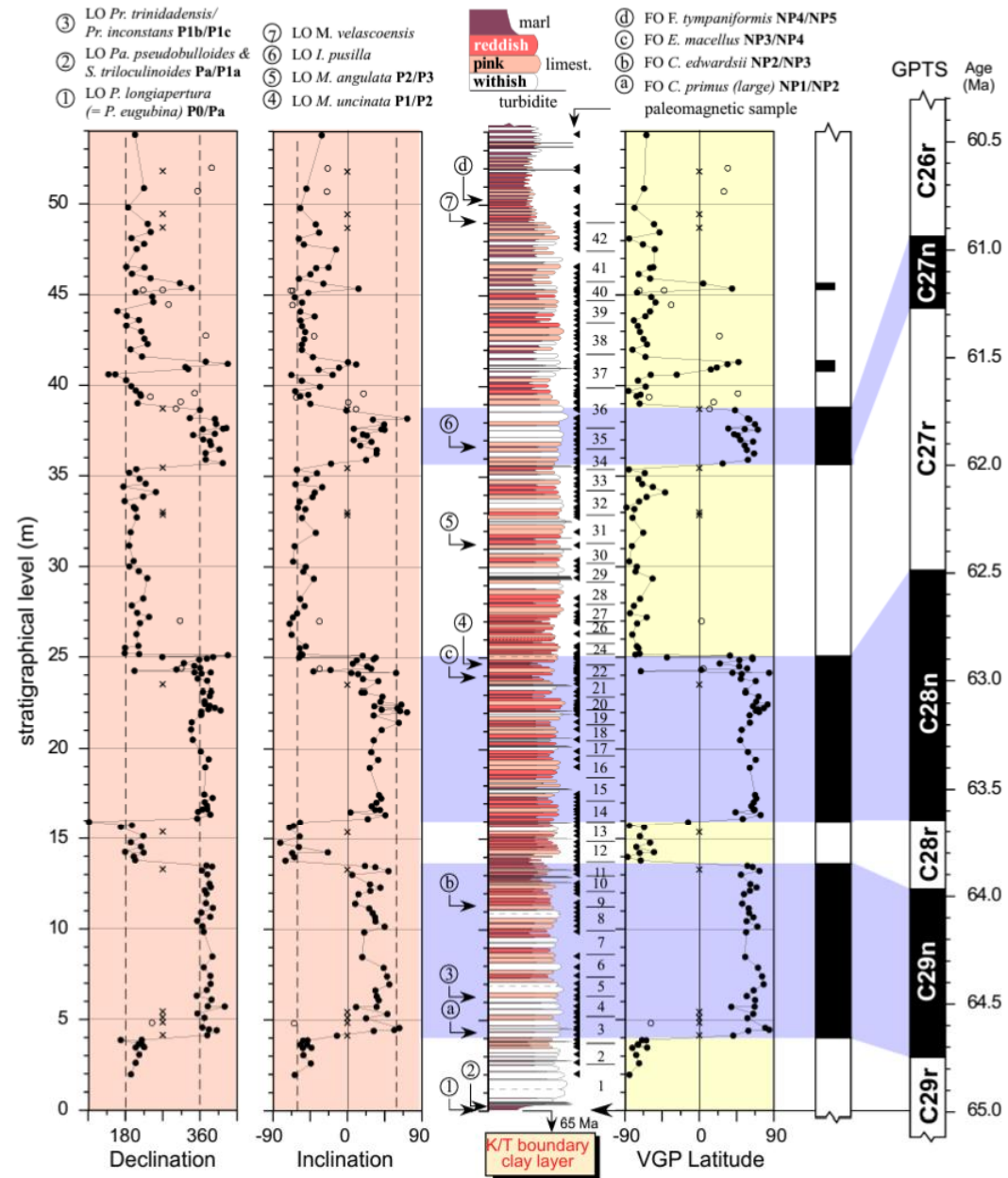


Fig. 17. Stratigraphic variations of declination, inclination of the ChRM vectors and virtual geomagnetic pole (VGP) latitude plotted on a lithologic log where main biostratigraphic events and position of paleomagnetic samples are indicated. Open circles denote unreliable data and crosses mark the position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

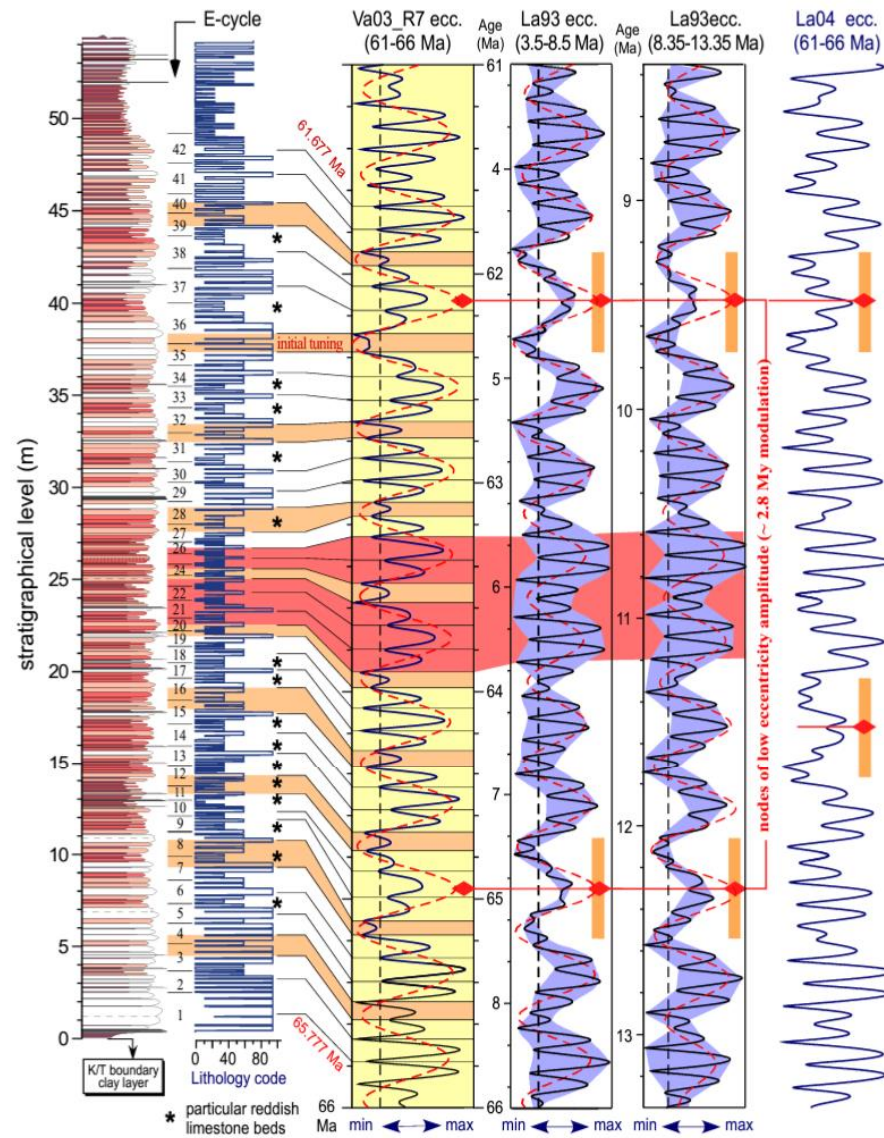


Fig. 20.- Tuning of the lithologic bundles (E-cycles) to eccentricity minima in the eccentricity time series of solution Va03_R7 [Varadi *et al.*, 2003]. Corresponding 404-kyr eccentricity minima are shaded. Two equivalent time slices of the eccentricity time series of solution La93 (Laskar *et al.*, 1993) with an envelope around eccentricity minima and maxima are plotted for comparison. The two La93 solution time slices have been chosen to anchor on two nodes of low eccentricity amplitude in the Va03_R7 solution. Initial tuning matches the two carbonate-rich bundles 35 and 36 to consecutive eccentricity minima that conform a minimum in the 404-kyr eccentricity cycle related, in turn, to a node of low eccentricity amplitude of the ~2.4 Myr eccentricity modulation. The new Laskar La04 orbital solution is also shown.

Couche K/T





La couche K/T et la grande extinction en masse du Crétacé supérieur

Les falaises de la côte basque abritent un passionnant secret : leurs sédiments ont fidèlement enregistré les effets lointains d'une *gigantesque catastrophe d'ampleur planétaire*, qui a menacé l'existence même de la biosphère terrestre!...

La limite entre l'ère secondaire et l'ère tertiaire est marquée par un très important renouvellement des faunes marines et terrestres. Elle est datée à 65 millions d'années.

On l'appelle en abrégé la *limite K/T* (pour Crétacé-Tertiaire, la lettre K symbolisant le Crétacé sur les cartes géologiques).

Cette transition entre le Crétacé et le Tertiaire affleure en plusieurs endroits sur la côte basque franco-espagnole, entre autres à Bidart et à Hendaye (dans la Baie de Loya) du côté français, et à Zumaia du côté espagnol.

A chacun de ces endroits, la limite entre les derniers mètres de calcaires crétacés et les premiers mètres de calcaires tertiaires est marquée par la présence *d'une mince couche d'argiles sombres de quelques cm d'épaisseur, la célèbre couche K/T.*

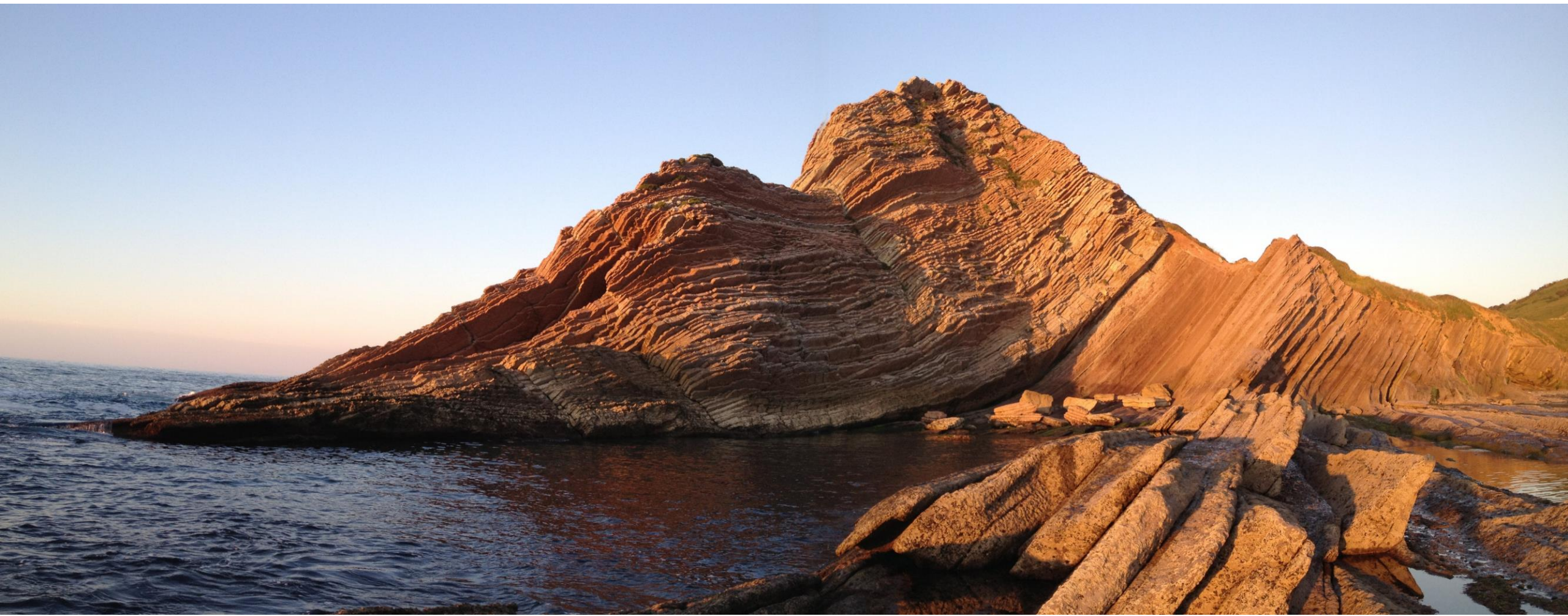
Très tendre, cette couche affouillée par l'érosion marine apparaît comme un véritable trait de scie dans la falaise calcaire.

Cette couche est célèbre car d'une part on la retrouve dans toutes les mers, tous les océans et tous les lacs du globe à cette époque, et d'autre part elle contient environ 1.000 à 10.000 fois plus d'iridium que les calcaires environnants ! L'iridium est un métal de la famille du platine, extrêmement rare dans la croûte terrestre, mais commun dans les météorites.

Par ailleurs la couche KT marque une extinction en masse du monde vivant, plus de 70% des espèces marines et terrestres ayant été rayés du monde vivant à cette période précise, dont les Dinosaures et les Ammonites.

Bien que très discrète, cette couche K-T, présente des caractéristiques étonnantes :

- Elle contient des teneurs anormalement élevées en iridium, un métal très rare dans l'écorce terrestre, mais commun dans les météorites ;
- On y trouve aussi des fragments de cristaux de quartz choqués, des spinelles nickélicifères et de fines particules de suie ;
- Elle sépare deux mondes radicalement différents: au-dessous d'elle, les calcaires de la fin du Crétacé regorgent de fossiles marins (macrofaunes et microfaunes diversifiées). Au-dessus d'elle, c'est d'abord un désert biologique dans les premiers mètres de calcaires tertiaires, puis la vie reprend progressivement.... La vingtaine d'espèces d'Ammonites recensées dans le Crétacé supérieur de la côte basque disparaissent toutes brutalement au-dessus de la couche K-T : aucune Ammonite n'a survécu ! Il en va de même des Inocérames, ces grands bivalves benthiques si typiques des sédiments du Crétacé supérieur...



Limite Paléocène (Thanétien) - Eocène (Yprésien) à -58,7 Ma

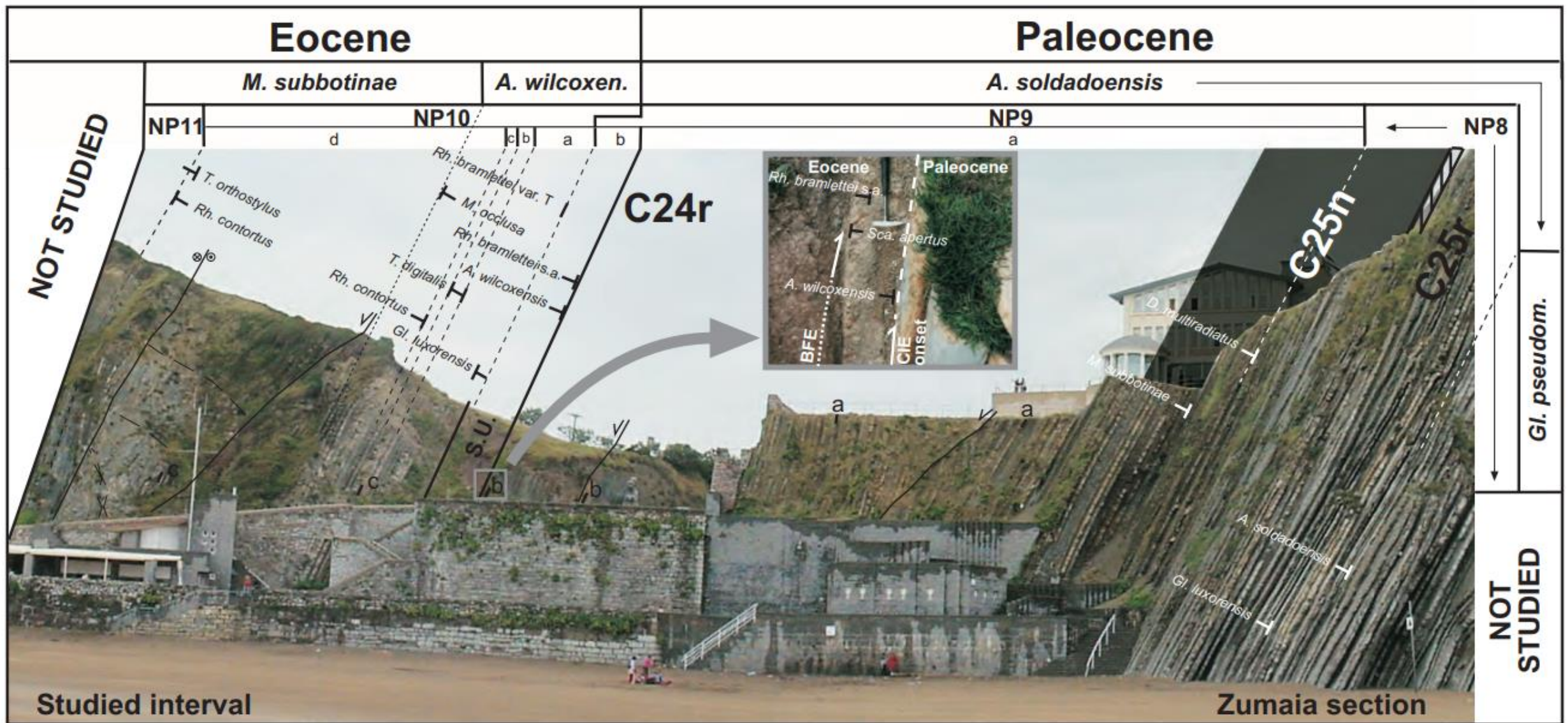


Fig. 43.- Zumaia P/E boundary transition picture showing the precise location of the principal tectonic structures and magnetostratigraphic and calcareous plankton events.

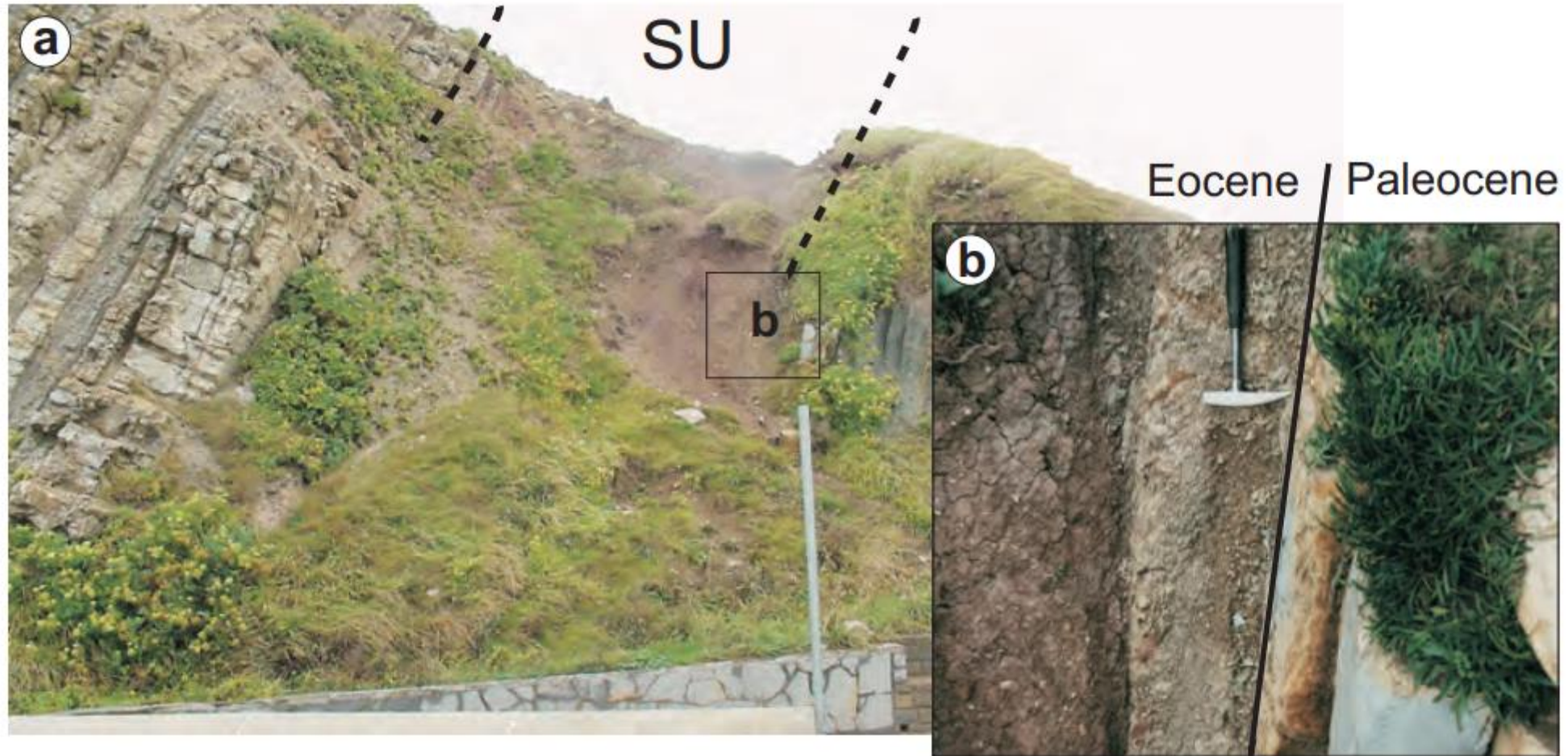


Fig. 30.- a) Outcrop photograph of the P/E boundary interval at Zumaia showing the Siliciclastic Unit (SU). (b) Detailed view of the P/E boundary.

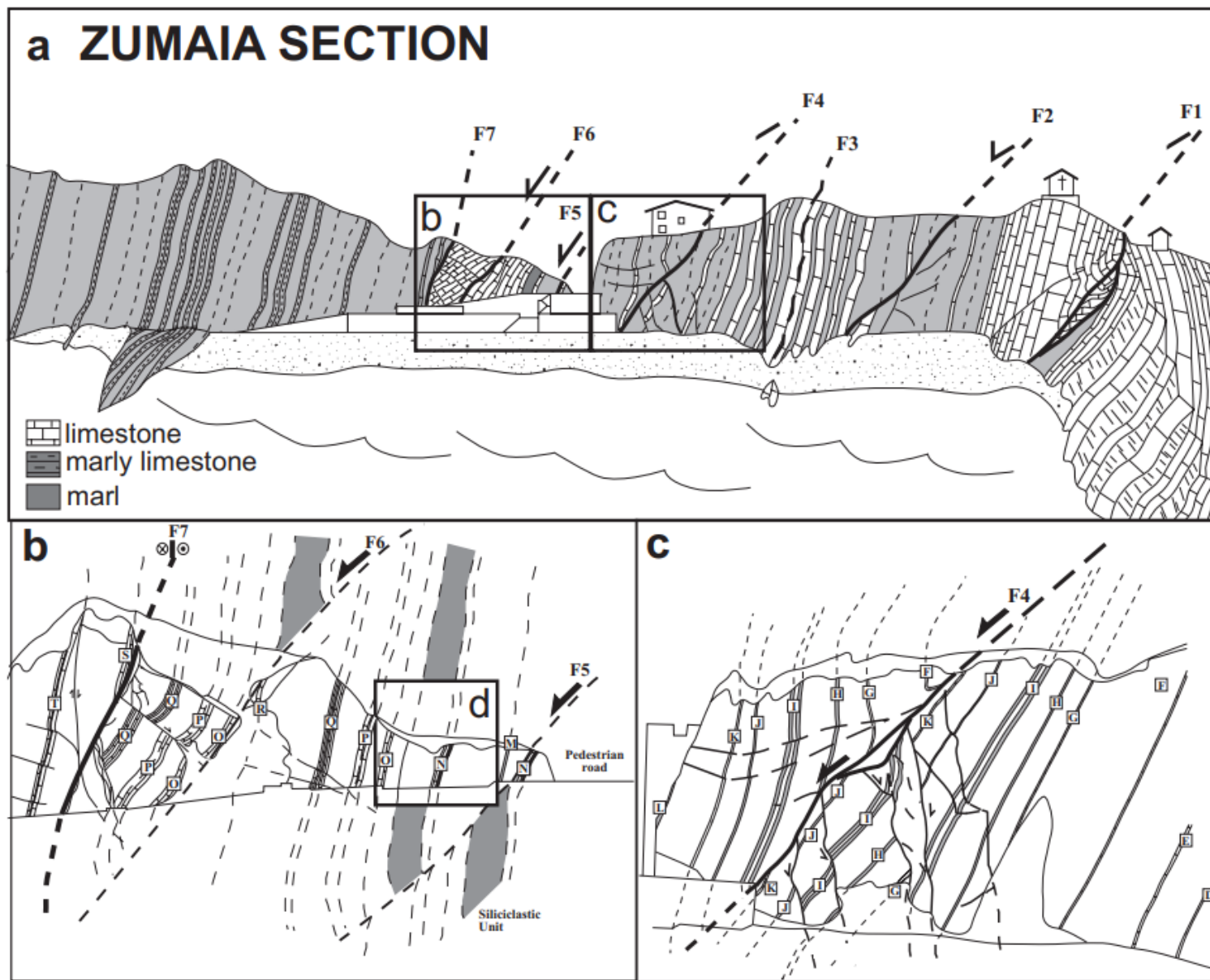


Fig. 31.- a) Field-sketch of the outcrop, in the cliffs of the Itzurun beach, Zumaia section. The limestones in the right hand (SW) side of the outcrop are of Danian age, while the turbiditic succession in the left hand (NE) side correspond to the early Eocene. b) Field sketch of the northern segment of the P/E boundary interval. c) Field sketch of the southern segment of the P/E boundary interval.

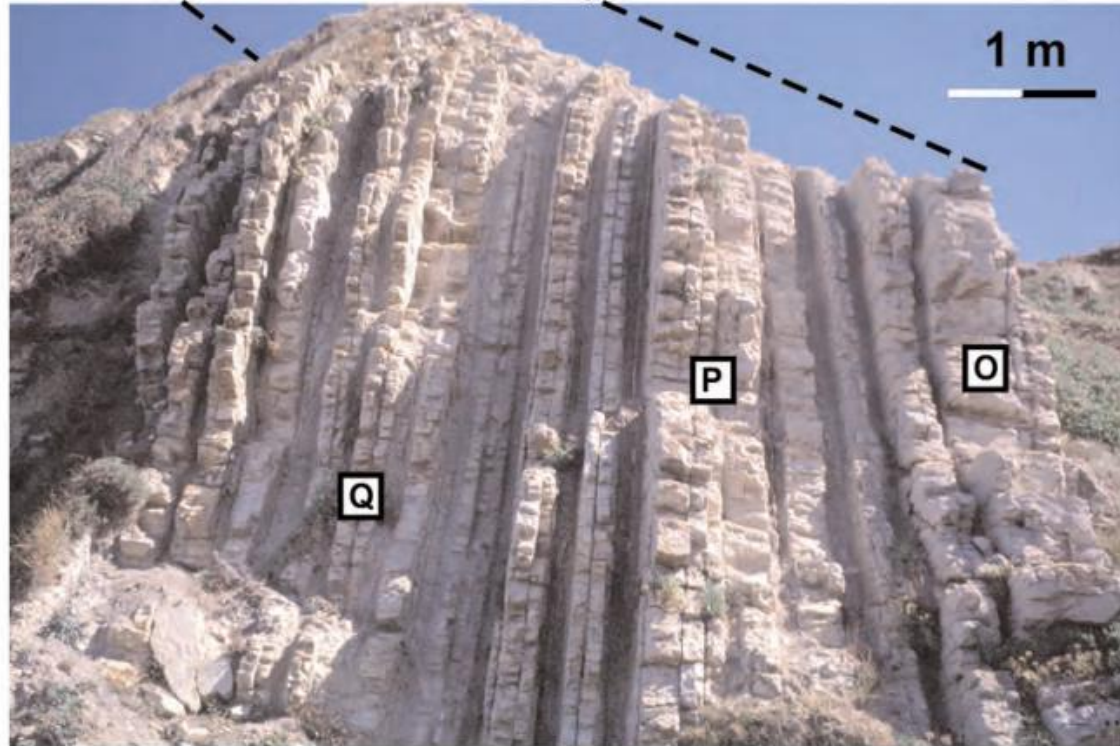


Fig. 34.- Outcrop photograph of the P/E boundary interval at Zumaia (a). The base of the Carbon Isotope Excursion (CIE) marking the P/E boundary is shown. The cyclic interval above the siliciclastic unit into the Eocene (b) shows clear bundling of 5-6 basic marl-limestone couplets indicating that correspond to precession (~21 kyr) and eccentricity (~110 kyr) cycles respectively. See lithologic column in Fig. 2 for exact location of the labelled reference beds.

LIG 14

FLYSCH MAATRICHTIENSE DE ZUMAIA

VALOR INTRÍNSECO: 4

POTENCIALIDAD DE USO: 3,63

VULNERABILIDAD: 1

BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

La parte final del Cretácico aflora en la margen occidental de la cala de Algorri en forma de una sucesión de unos 200 metros, formada por una intercalación de calizas y margas calcáreas con pequeñas intercalaciones de turbiditas finas. Esta litología refleja un fondo marino profundo (aprox. 2.000 m) y tranquilo, formado como consecuencia de la transgresión ocurrida al comienzo de este piso. Esta subida del nivel marino alejó el abanico turbidítico que aportaba desde el este las turbiditas del flysch arenoso del Campaniense como consecuencia de la formación de los Pirineos, y dejó unas condiciones de sedimentación tranquilas y profundas hasta el Eoceno. Gracias a esta etapa de tranquilidad, se han reflejado fielmente la evolución y los grandes cambios biológicos, climáticos y geológicos de este intenso periodo. (límite KT, ciclos de Milankovitch, límite PE...).

En este ambiente la tasa de sedimentación es muy baja y se produce una serie condensada, cuyos cambios litológicos reproducen fielmente las secuencias deposicionales derivadas de las variaciones menores del nivel de mar.

Desde el punto de vista paleontológico, se trata también de una serie de gran interés, fundamentalmente por la gran concentración de foraminíferos planctónicos, el nivel de extinción de los inocerámidos y la aparición de los últimos ammonites anteriores a la extinción del KT. Se pueden encontrar también restos de equínidos, ostreidos y algunas trazas fósiles, entre los que destacan ejemplos espectaculares de *Zoophycus*.

ACCESO

El acceso a la serie Maatrichtiense de Zumaia se realiza bajando las escaleras de la cala de Algorri. El afloramiento se extiende principalmente hacia el oeste, pero solamente se puede acceder en marea baja y con gran precaución.

PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In situ o desde el mirador de Algorri.



Aspecto general de la serie Maatrichtiense de Zumaia.



LOCALIZACIÓN UTM 30N:

X= 559269 m. / Y= 4794331 m. / Alt.= 1 m.



Detalle de un *Zoophycus* de gran tamaño.

Brève description du LIG 14

La dernière partie des affleurements du Crétacé affleurent sur la marge ouest de l'anse d'Algorri sous la forme d'une succession sur environ 200 mètres. formé par une alternance de calcaires et de marnes calcaires avec des petites intercalations de fines turbidites.

Cette lithologie reflète un fond marin profond (env. 2 000 m) et calme, formé à la suite de la transgression qui s'est produite au début de cet étage.

Cette montée du niveau de la mer a éloigné l'éventail de turbidites qui apportait de l'est les turbidites du flysch Campanien sableux suite à la formation des Pyrénées, et laissé des conditions de sédimentation calme et profonde jusqu'à l'Eocène.

Grâce à cette étape de tranquillité, ont été fidèlement reflétés l'évolution et les grands changements biologiques, climatiques et géologiques de cette période intense. (limite KT, cycles de Milankovitch, limite PE...).

Dans ce milieu, **la vitesse de sédimentation est très faible et une série condensée** se produit, dont les changements lithologiques reproduisent fidèlement les séquences de dépôt dérivées des variations du niveau de la mer.

D'un point de vue paléontologique, c'est aussi une série de grand intérêt, fondamentalement par la grande concentration de foraminifères planctoniques, le niveau d'extinction des inocéramidés et l'apparition des dernières ammonites avant l'extinction KT.

Peut être trouvé également des restes d'équidés, d'ostréidés et quelques traces de fossiles, parmi lesquels des exemples spectaculaires de Zoophycus.

ACCÉDER

L'accès à la série maastrichtienne de Zumaia se fait en descendant les escaliers de la crique d'Algorri.

L'affleurement s'étend principalement vers l'ouest, mais n'est accessible qu'à marée basse et avec beaucoup de prudence.

POINT D'OBSERVATION OPTIMAL

In situ ou depuis le belvédère d'Algorri.

LIG 15

LÍMITE CRETÁCICO/PALEÓGENO DE ALGORRI

VALOR INTRÍNSECO: 4

POTENCIALIDAD DE USO: 3,63

VULNERABILIDAD: 2

BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

El límite Cretácico Paleógeno (límite KT) se identifica por una fina capa arcillosa de color oscuro situada en la cala de Algorri, justamente en el límite entre las margas rojizas del final del Maastrichtiense y la secuencia calcárea del Danés, también de color rojizo. El límite se caracteriza por marcar una gran extinción de la fauna marina y por presentar anomalías composicionales relacionadas con el impacto de un meteorito en Yucatán.

En detalle, la zona del límite tiene unos 5 cm de grosor y se distingue porque está afectada por una cizalla alpina, reflejada por multitud de venas de calcita, que interrumpe la continuidad lateral de la arcilla. En el interior de esta arcilla se pueden encontrar espinelas ricas en níquel, microcristitas, hollín y, desde el punto de vista geoquímico, una anomalía importante de iridio.

Desde el punto de vista paleontológico, el límite KT de Zumaia marca la extinción total de los ammonites y una drástica caída de los foraminíferos planctónicos (93% en biomasa y 70% en diversidad) y del nanoplancton calcáreo (80% en biomasa y 60% en diversidad), tanto en cantidad como en diversidad.

El límite KT de Zumaia ha sido uno de los afloramientos clásicos y referentes a nivel mundial para el estudio de la extinción del KT, siendo incluso citado ya por los autores de la teoría del impacto. Además, este límite fue clave para el estudio de la extinción repentina de los ammonites. Su importancia mundial ha sido reconocida como GEOSITE y fue propuesto como GSSP para dicho límite en los años 90.

ACCESO

Desde el pueblo de Zumaia, acceder en coche hasta la ermita de San Telmo y caminar por el sendero hacia la punta de Algorri (dirección NW, hacia el mar) hasta llegar a la pequeña cala de Algorri. Para acceder a la cala se necesita marea baja.

PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In situ o desde el mirador de Algorri.

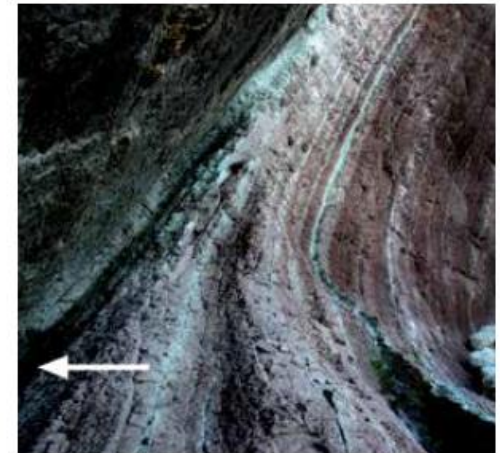


Límite Cretácico/Paleógeno en la cala de Algorri.



LOCALIZACIÓN UTM 30N:

X= 559383 m. / Y= 4794406 m. / Alt.= 0 m.



Detalle de la capa de Algorri y el canal donde se encuentra la capa de iridio.

Brève description du LIG 15

La limite paléogène du Crétacé (limite KT) est identifiée par une fine couche d'argile de couleur foncée située dans l'anse d'Algorri, juste à la limite entre les limons rougeâtres de la fin du Maastrichtien et la séquence calcaire du Danien, également de couleur rougeâtre.

La limite est caractérisée par le marquage d'un grande extinction de la faune marine et pour présenter des anomalies de composition liées à l'impact d'une météorite au Yucatan.

Dans le détail, la zone frontalière fait environ 5 cm d'épaisseur et se distingue car elle est affectée par un cisaillement alpine, réfléchi par une multitude de veines de calcite, qui interrompent la continuité latérale de l'argile.

À l'intérieur de cette argile, vous pouvez trouver des spinelles riches en nickel, des microchristites, de la suie et, géochimiquement, une anomalie majeure en iridium.

D'un point de vue paléontologique, la limite KT de Zumaia marque l'extinction totale des ammonites et une baisse drastique des foraminifères planctoniques (93% en biomasse et 70% en diversité) et le nanoplancton calcaire (80 % de biomasse et 60 % de diversité), tant en quantité qu'en diversité. La limite KT de Zumaia a été l'un des affleurements classiques et des références mondiales pour l'étude de l'extinction du KT, étant déjà évoqué par les auteurs de la théorie de l'impact. En outre, cette limite a été la clé de l'étude de l'extinction soudaine des ammonites.

Son importance mondiale il a été reconnu comme GEOSITE et a été proposé comme GSSP pour cette frontière dans les années 1990.

ACCÉDER

Depuis la ville de Zumaia, accéder en voiture à l'ermitage de San Telmo et marcher le long du chemin vers Algorri Point (direction NW, vers la mer) jusqu'à la petite crique d'Algorri. Pour l'accès à l'anse est nécessaire à marée basse.

POINT D'OBSERVATION OPTIMAL

In situ ou depuis le belvédère d'Algorri.

LIG 16

CICLICIDAD ESTRATIGRÁFICA DE ZUMAIA

VALOR INTRÍNSECO: 4

POTENCIALIDAD DE USO: 3,5

VULNERABILIDAD: 1

BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

La influencia de los ciclos astronómico-climáticos de Milankovitch sobre la sedimentación de las rocas del flysch de la zona de Zumaia es, junto con los límites geocronológicos, uno de los puntos de mayor interés científico internacional del geopaque. Esta influencia es especialmente evidente en la parte final del Danés y su relevancia ha sido recientemente puesta de manifiesto por varias publicaciones internacionales.

La formación Aitzgorri está formada por una intercalación constante de calizas y margas de color rojizo, que a su vez se agrupan en paquetes de unas 5 parejas. Esta doble ciclicidad responde a los ciclos de precesión (20.000 años) y excentricidad (100.000 años) de Milankovitch respectivamente. Estos movimientos determinan la cantidad de energía solar que recibe nuestro planeta, y por lo tanto, también el clima, que a su vez condiciona fuertemente la sedimentación en los fondos marinos.

En la parte eocena y cretácica de la sección, esta ciclicidad es mucho más difícil de apreciar, debido al abundante aporte de turbiditas a los fondos de cuenca.

ACCESO

Los afloramientos más significativos se encuentran en el entorno de la ermita de San Telmo. Se puede caminar desde aquí hacia el NW por el sendero acondicionado (Punto de interés A4).

PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In situ, desde el alto del acantilado. La visión que se tiene desde el mar permite reconstruir toda la ciclostratigrafía del Danés.



Panorámica general de la formación del Danés, con una ciclicidad estratigráfica muy marcada.



LOCALIZACIÓN UTM 30N:

X= 559500 m. / Y= 4794402 m. / Alt.= 10 m.



Detalle de los ciclos de excentricidad conocidos como "los ciclos bonitos".

Brève description du LIG 16

L'influence des cycles astronomiques et climatiques de Milankovitch sur la sédimentation des roches du flysch de la zone de Zumaia est, avec les limites géochronologiques, l'un des points du plus grand intérêt scientifique international pour la géologie. Cette influence est particulièrement évidente dans la partie finale du Danien et sa pertinence a été récemment soulignée par plusieurs publications internationales.

La formation d'Aitzgorri est formée par une alternance constante de calcaire rougeâtre et de marne, qui à leur tour sont regroupés en paquets d'environ 5 paires. Cette double cyclicité répond à des cycles de précession (20 000 ans) et d'excentricité (100 000 ans) de Milankovitch respectivement.

Ces mouvements déterminent la quantité d'énergie solaire que notre planète reçoit, et donc, aussi le climat, qui à son tour conditionne fortement la sédimentation sur les fonds marins.

Dans la partie Eocène et Crétacé de la coupe, cette cyclicité est beaucoup plus difficile à apprécier, du fait de à l'apport abondant de turbidites aux fonds du bassin.

ACCÉDER

Les affleurements les plus importants se trouvent autour de l'ermitage de San Telmo. Il se peut marcher d'ici vers le NW le long du sentier damé (point d'intérêt A4).

POINT D'OBSERVATION OPTIMAL

In situ, du haut de la falaise. La vue depuis la mer permet de reconstituer l'ensemble de la cyclostratigraphie.

LIG 17

ESTRATOTIPO DE LA BASE DEL SELANDIENSE

VALOR INTRÍNSECO: 4

POTENCIALIDAD DE USO: 3,50

VULNERABILIDAD: 1

BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

El límite (GSSP) entre el Daniense y el Selandiense se sitúa en el cambio litológico brusco que marca el paso de la formación Aitzgorri, muy calcárea, a la formación Itzurun, con una base muy arcillosa. Este límite definido por una serie de pequeños cambios en la microfauna planctónica y por un mínimo relativo de 13°C, ha sido datado en 61,1 Ma.

El cambio litológico brusco hacia rocas más arcillosas se interpreta como una caída del nivel de mar de entre 40 y 80 metros, relacionada con un hundimiento tectónico del fondo marino que se puede apreciar en toda la cuenca. Por su parte, las anomalías bióticas e isotópicas indican algún tipo de cambio oceanográfico global que hoy todavía no se conoce con precisión.

El 6 de mayo del año 2010 la *International Commission on Stratigraphy* colocó el clavo de oro que certifica este límite como estratotipo de referencia mundial, convirtiendo esta playa en un hito para la historia de la Tierra. El estratotipo se conoce a nivel global como GSSP (Global Stratotype Section and Point) y está marcado con un clavo dorado y una placa identificativa.

ACCESO

El estratotipo de la base del Selandiense se sitúa bajo el paredón que sustenta la ermita de San Telmo, en la esquina SW de la playa de Itzurun. Hay que bajar a la playa y caminar hacia la izquierda hasta encontrar la placa identificativa.

PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In situ.



El estratotipo del Selandiense se localiza coincidiendo con un importante cambio litológico entre calizas y margas.



LOCALIZACIÓN UTM 30N:
X= 559887 m. / Y= 4794293 m. / Alt.= 7 m.



Detalle del clavo dorado y la placa que certifican su referencialidad internacional.

Brève description du LIG 17

La limite (GSSP) entre le Danien et le Sélandien se situe au niveau du brusque changement lithologique qui marque le passage de la formation d'Aitzgorri, très calcaire, à la formation d'Itzurun dont la base est très argileuse.

Cette limite définie par une série de petits changements dans la microfaune planctonique et par un minimum du rapport à ^{13}C , a été datée de 61,1 Ma.

Le changement lithologique brutal vers des roches plus argileuses est interprété comme une baisse du niveau de la mer entre 40 et 80 mètres, liée à un affaissement tectonique des fonds marins qui peut être apprécié dans tout le bassin. D'autre part, les anomalies biotiques et isotopiques indiquent un certain type de changement océanographique global encore mal connu aujourd'hui.

Le 6 mai 2010, la Commission internationale de stratigraphie a placé le clou d'or qui certifie cette limite comme stratotype de référence mondiale, faisant de cette plage un jalon pour l'histoire de la terre. Le stratotype est connu mondialement sous le nom de GSSP (Global Stratotype Section et Point) et est marqué d'un clou doré et d'une plaque signalétique.

ACCÉDER

Le stratotype de la base du Sélandien est situé sous le mur qui supporte l'ermitage de San Telmo, sur le coin SW de la plage d'Itzurun. Il faut descendre jusqu'à la plage et marcher vers la gauche jusqu'à trouver la plaque signalétique.

POINT D'OBSERVATION OPTIMAL

sur site

LIG 18

ESTRATOTIPO DE LA BASE DEL THANETIENSE

VALOR INTRÍNSECO: 4

POTENCIALIDAD DE USO: 3,50

VULNERABILIDAD: 2

BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

El estratotipo del límite (GSSP) entre el Selandiense y el Thanetiense se sitúa a unos 30 metros hacia el NE del estratotipo de la base del Selandiense, en la parte superior de un canal margoso.

El estratotipo de límite se ha hecho coincidir con un cambio en la polaridad magnética de las rocas, concretamente con el paso del 26R al 26N, y marca la edad de 58,7 Ma. Este criterio permite una fácil correlación con otros afloramientos de la misma edad. Apenas un metro por debajo del límite, definiendo la parte más margosa del canal, se sitúa el conocido *Mid Paleocene Biotic Event (MPBE)* definido por un cambio importante en las comunidades planctónicas y bentónicas e interpretado como un evento de calentamiento global de unos 10.000 años de duración.

El 6 de mayo del año 2010 la *International Commission on Stratigraphy* colocó el clavo de oro que certifica este límite como estratotipo de referencia mundial, convirtiendo esta playa en un hito para la historia de la Tierra. El estratotipo se conoce a nivel global como GSSP (Global Stratotype Section and Point) y está marcado con un clavo dorado y una placa identificativa.

ACCESO

El estratotipo de la base del Thanetiense se sitúa en la parte SW de la playa de Itzurun. Hay que bajar a la playa y caminar hacia la izquierda hasta encontrar la placa identificativa.

PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In situ.



Localización del estratotipo de la base del Thanetiense.



LOCALIZACIÓN UTM 30N:
X=559956 m. / Y= 4794336 m. / Alt.= 7 m.



Detalle del clavo dorado y la placa que certifican su referencialidad internacional.

Brève description du LIG 18

Le stratotype limite (GSSP) entre le Sélandien et le Thanétien se situe à environ 30 mètres au NE du stratotype sélandien de base, dans la partie supérieure d'un chenal limoneux.

Le stratotype limite a été fait pour coïncider avec un changement de la polarité magnétique des roches, précisément avec le passage de 26R à 26N, et marque l'âge de 58,7 Ma. Ce critère permet une corrélation avec d'autres affleurements du même âge. Juste un mètre sous la limite, définissant la partie la plus marneuse du chenal, est le bien connu événement biotique du Paléocène moyen (MPBE) défini par un changement majeur des communautés planctoniques et benthiques et interprété comme un événement de réchauffement climatique d'une durée d'environ 10 000 ans.

Le 6 mai 2010, la Commission internationale de stratigraphie a placé le clou d'or qui certifie cette limite comme stratotype de référence mondiale, faisant de cette plage un jalon pour l'Histoire de la Terre. Le stratotype est connu mondialement sous le nom de GSSP (Global Stratotype Section et Point) et est marqué d'un clou doré et d'une plaque signalétique.

ACCÉDER

Le stratotype thanétien de base est situé dans la partie SW de la plage d'Itzurun. tu dois descendre à la plage et marcher vers la gauche jusqu'à ce que vous trouviez la plaque d'identification.

POINT D'OBSERVATION OPTIMAL

sur site

LIG 19

LÍMITE PALEOCENO/EOCENO DE ITZURUN

VALOR INTRÍNSECO: 4

POTENCIALIDAD DE USO: 3,50

VULNERABILIDAD: 1

DESCRIPCIÓN

El límite Paleoceno/Eoceno se sitúa en la entrada de la playa de Itzurun, cerca de la escultura de los caballos. A primera vista está definido por una unidad arcillosa rojiza, donde se producen importantes anomalías de los isótopos de oxígeno y carbono relacionados con la emisión de carbono a la atmósfera.

Este límite, datado en 55,8 Ma, es, junto con el límite KT, uno de los elementos geológicos de mayor valor internacional del geoparque. La emisión masiva de Carbono a la atmósfera produjo un fuerte efecto invernadero y uno de los calentamientos climáticos más importantes de la historia de la Tierra. Este calentamiento tuvo efectos importantes en la distribución biótica del planeta, ya que los cinturones climáticos se desplazaron y las condiciones de los ecosistemas cambiaron mucho.

Tal y como se puede ver en las arcillas de Zumaia, el calentamiento produjo una fuerte extinción de foraminíferos bentónicos e importantes cambios en la distribución de los planctónicos. En las zonas continentales este calentamiento motivó también importantes cambios y migraciones en flora y fauna, especialmente en los mamíferos.

El afloramiento de Zumaia fue propuesto como estratotipo de límite en el año 2004 y, aunque no lo consiguió, actualmente sigue siendo el afloramiento referente a nivel internacional para el estudio del Máximo Térmico del Paleoceno Eoceno (PETM). La similitud de algunos parámetros de este evento con el calentamiento climático actual y su excelente exposición atraen anualmente a multitud de científicos a los acantilados de Itzurun.

ACCESO

Desde el pueblo de Zumaia, caminar hasta la entrada de la playa de Itzurun.

PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In situ.



Vista general del tramo arcilloso que define el límite Paleoceno/Eoceno.



LOCALIZACIÓN UTM 30N:
X= 560033 m. / Y= 4794413 m. / Alt.= 18 m.



Detalle de la parte inicial del tramo arcilloso donde se producen las anomalías isotópicas y bióticas.

LA DESCRIPTION du LIG 19

La limite Paléocène/Éocène se situe à l'entrée de la plage d'Itzurun, près de la sculpture des chevaux. A première vue, il est défini par une unité argileuse rougeâtre, où d'importantes anomalies des isotopes de l'oxygène et du carbone liées à la libération de carbone dans l'atmosphère.

Cette limite, datée de 55,8 Ma, est, avec la limite KT, l'un des éléments géologiques les plus valeur internationale du géoparc. L'émission massive de carbone dans l'atmosphère a produit une forte effet de serre et l'un des réchauffements climatiques les plus importants de l'histoire de la Terre.

Ce réchauffement a eu des effets importants sur la distribution biotique de la planète, puisque les ceintures les climats ont changé et les conditions des écosystèmes ont beaucoup changé.

Comme on peut le voir dans les argiles de Zumaia, le chauffage produit une forte extinction de foraminifères benthiques et changements importants dans la répartition des planctons. Dans les zones continentales ce réchauffement a également motivé d'importants changements et migrations de la flore et de la faune, surtout chez les mammifères.

L'affleurement de Zumaia a été proposé comme stratotype limite en 2004 et, bien que non atteint, continue actuellement d'être le point de référence au niveau international pour l'étude de Maximum thermique paléocène éocène (PETM). La similitude de certains paramètres de cet événement Avec le réchauffement climatique actuel et son excellente exposition, il attire chaque année une multitude de scientifiques aux falaises d'Itzurun.

ACCÉDER

Depuis la ville de Zumaia, marchez jusqu'à l'entrée de la plage d'Itzurun.

POINT D'OBSERVATION OPTIMAL

sur site

FLYSCH EOCENO DE ITZURUNTXIKI

VALOR INTRÍNSECO: 3,25

POTENCIALIDAD DE USO: 3,50

VULNERABILIDAD: 1

BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

Al NE del límite Paleoceno/Eoceno y hasta la punta de Marianton, podemos observar 300 metros de espectaculares acantilados con la serie basal del Eoceno (Ypresiense). Se trata de una serie formada por margas y calizas margosas, intercaladas por multitud de turbiditas siliciclásticas. La frecuencia y grosor de las turbiditas aumenta según ascendemos en la serie, es decir, según nos movemos hacia el NE. La aparición de las turbiditas está relacionada con la inestabilidad tectónica derivada del levantamiento de la cadena pirenaica, situada al este. En la zona de Marianton las turbiditas pueden llegar a tener más de un metro de grosor.

En la punta de Marianton se pueden observar ejemplos excepcionales de marcas de corriente tipo *flute*, que marcan una dirección de movimiento hacia el W. Las turbiditas muestran estructuras internas características bien conservadas, como la secuencia de Bouma o diferentes tipos de laminaciones. Entre todas hay que destacar una capa de unos 70 cm de grosor, situada en la parte central de Itzurun txiki, con una laminación convoluta muy espectacular, ya que la arenisca se ha erosionado a favor de las láminas curvadas, generando formas redondeadas muy vistosas.

ACCESO

La primera parte del afloramiento se puede recorrer por el paseo que baja a la parte NE de la playa. Para visitar los afloramientos más singulares hay que adentrarse en la zona rocosa de Itzurun txiki, solamente accesible con marea baja y bastante peligrosa.

PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In situ.



Aspecto general del afloramiento eoceno en la playa de Itzurun.



Detalle de laminaciones convolutas en una turbidita.



LOCALIZACIÓN UTM 30N:

X= 560084 m. / Y= 4794612 m. / Alt.= 3 m.



Detalle de los flutes de la punta Marianton.

Brève description du LIG 20

Au NE de la limite Paléocène/Éocène et jusqu'à la pointe de Marianton, on observe 300 mètres de falaises spectaculaires avec la série basale de l'Éocène (Yprésien).

C'est une série formée par des marnes et des calcaires marneux, entrecoupés d'une multitude de turbidites siliciclastiques. La fréquence et l'épaisseur des turbidites augmente à mesure qu'on monte dans la série, c'est-à-dire qu'on se dirige vers le NE. L'apparition de turbidites est liée à l'instabilité tectonique dérivée du soulèvement de la chaîne pyrénéenne, située à l'est. Dans la région de Marianton, les turbidites peuvent faire plus d'un mètre d'épaisseur.

Des exemples exceptionnels de marques actuelles de type flûte peuvent être vus à Marianton Point, qui marquent une direction de mouvement vers l'W. Les turbidites présentent des structures internes caractéristiques bien conservées, telles que la séquence Bouma ou différents types de stratifications.

Parmi toutes, il faut souligner une couche d'environ 70 cm d'épaisseur, située dans la partie centrale d'Itzurun txiki, avec une stratification alambiquée très spectaculaire, puisque le grès s'est érodé au profit de les feuilles courbes, générant des formes arrondies très voyantes.

ACCÉDER

La première partie de l'affleurement peut être parcourue le long de la promenade qui descend vers la partie NE de la plage. Pour visiter les affleurements les plus uniques que vous devez entrer dans la zone rocheuse d'Itzurun txiki, seulement accessible à marée basse et assez dangereux.

POINT D'OBSERVATION OPTIMAL

sur site

LIG 21

ICNOFÓSILES DE ITZURUNTXIKI

VALOR INTRÍNSECO: 3,75

POTENCIALIDAD DE USO: 3,38

VULNERABILIDAD: 2

BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

La serie eocena de Itzuruntxiki muestra algunos de los mejores afloramientos de icnofósiles de todo el geoparque. La serie forma parte de la conocida formación Jaizkibel, que continúa hasta Getaria.

El geoparque comprende únicamente la parte basal de esta formación, pero en apenas 150 metros de afloramiento se han identificado gran cantidad de icnofósiles, tales como *Taphrhelminthopsis*, *Glokerichnus*, huellas de reposo de erizos o *Subphyllochorda*.

Cabe destacar la base de un estrato donde se ha conservado una concentración de huellas especialmente alta de *Scolicia*, probablemente el afloramiento de icnofósiles más vistoso de todo el geoparque. Algunas de estas huellas mantienen el relleno y, por lo tanto, nos permiten estudiar la morfología de la huella a muro y a techo del propio conducto. En esta misma zona se ha rescatado recientemente el ejemplar de *Saerichnites abruptus* más grande descrito hasta el momento en la literatura científica. Este ejemplar se puede ver en el centro de interpretación Algorri.

ACCESO

Hay que bajar el paseo que accede a la parte NE de la playa de Itzurun y pasar después a la zona pedregosa de Itzuruntxiki. Solamente es posible en marea baja.

PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In situ o en el museo Algorri



Concentración de trazas *Scolicia*.



LOCALIZACIÓN UTM 30N:

X= 560084 m. / Y= 4794612 m. / Alt.= 3 m.



Aspecto general del *Saerichnites abruptus* rescatado del afloramiento.

Brève description du LIG 21

La série Itzuruntxiki Eocène montre certains des meilleurs affleurements d'ichnofossiles de tous le géoparc. La série fait partie de la formation bien connue de Jaizkibel, qui continue jusqu'à Getaria.

Le géoparc ne comprend que la partie basale de cette formation, mais sur à peine 150 mètres d'affleurement, un grand nombre d'ichnofossiles ont été identifiés, tels que Taphrhelminthopsis, Glokerichnus, traces d'oursins au repos ou Subphyllochorda.

Il convient de noter la base d'une strate où une concentration de traces a été conservée, en particulier haute Scolicia, probablement l'affleurement d'ichnofossiles le plus attrayant de tout le géoparc.

Certaines de ces empreintes maintiennent le remblai et permettent donc d'étudier la morphologie de l'empreinte au mur et au plafond du conduit lui-même. Dans ce même domaine a récemment été secouru le plus grand spécimen de Saerichnites abruptus décrit à ce jour dans la littérature scientifique. Ce spécimen peut être vu au centre d'interprétation d'Algorri.

ACCÉDER

Il faut descendre le chemin qui accède à la partie NE de la plage d'Itzurun puis se diriger vers la zone rocheuse d'Itzuruntxiki. Il n'est possible qu'à marée basse.

POINT D'OBSERVATION OPTIMAL

Sur place ou au musée Algorri

LIG 22

DÚPLEX DE SAN TELMO

VALOR INTRÍNSECO: 3

POTENCIALIDAD DE USO: 3,38

VULNERABILIDAD: 1

BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

El dúplex de San Telmo, localizado en los acantilados de la playa de Itzurun, es una de las estructuras tectónicas más visibles del geoparque. Las calizas rosáceas del Danés, situadas bajo la ermita de San Telmo, y las margas del Selandiense, situadas en la parte SW de la playa de Itzurun, están afectadas por una serie de fallas relacionadas que, en su conjunto, dibujan una estructura de tipo dúplex que con marea baja y poca arena en la playa se puede observar perfectamente en tres dimensiones, gracias a la vista en planta de la rasa mareal.

La falla principal se sitúa justo debajo de la ermita y produce un salto de unos 50 metros, dando lugar a la repetición de los últimos 20 metros de calizas del Danés y repitiendo el límite entre el Daniense y el Selandiense. El resto de las fallas muestran desplazamientos inferiores a los 5 metros. Asociados a estas fallas, podemos encontrar pliegues de arrastre, pequeñas fracturas de desplazamiento menor y dúplex que reproducen a pequeña escala la geometría de la estructura completa. La reconstrucción del conjunto indica que se trata de un dúplex generado por compresión, que posteriormente ha sido basculado conjuntamente al resto de las capas.

Actualmente se está estudiando el papel que ha podido jugar la arcilla del límite KT, en la configuración de esta vistosa estructura.

ACCESO

Se sitúa bajo el paredón que sustenta la ermita de San Telmo, en la esquina SW de la playa de Itzurun. Hay que bajar a la playa y caminar hacia la izquierda, hasta llegar a los paredones rosáceos situados bajo la ermita.

PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In situ.



Falla principal del dúplex en las calizas del Danés, bajo la ermita de San Telmo



LOCALIZACIÓN UTM 30N:

X= 559952 m. / Y= 4794316 m. / Alt.= 9 m.



Detalle de una de las fallas que afecta a las margas del Selandiense.

Brève description du LIG 22

Le duplex San Telmo, situé sur les falaises de la plage d'Itzurun, est l'une des structures tectoniques la plus visible du géoparc.

Le calcaire rosé du Danien, situé sous l'ermitage de San Telmo et les marnes du Sélandien, situées dans la partie SW de la plage d'Itzurun, sont affectées par une série de failles connexes qui, dans leur ensemble, dessinent une structure de type duplex qu'à marée basse et peu de sable sur la plage, on peut le voir parfaitement en trois dimensions, grâce à la vue en plan de l'estran.

La faille principale se situe juste en dessous de l'ermitage et produit un saut d'environ 50 mètres, donnant lieu à la répétition des 20 derniers mètres de calcaire du Danien et à la répétition de la limite entre le Danien et le Sélandien. Le reste des failles montre des déplacements de moins de 5 mètres. Associés à ces failles, on peut trouver des plis de traînée, petites fractures de déplacement mineures et des duplex qui reproduisent la géométrie de la structure complète à petite échelle. Reconstruction de l'ensemble indique qu'il s'agit d'un duplex généré par compression, qui a ensuite été incliné avec le reste des couches.

Le rôle qu'a pu jouer l'argile de la limite K/T dans la configuration est en cours d'étude de cette structure colorée.

ACCÉDER

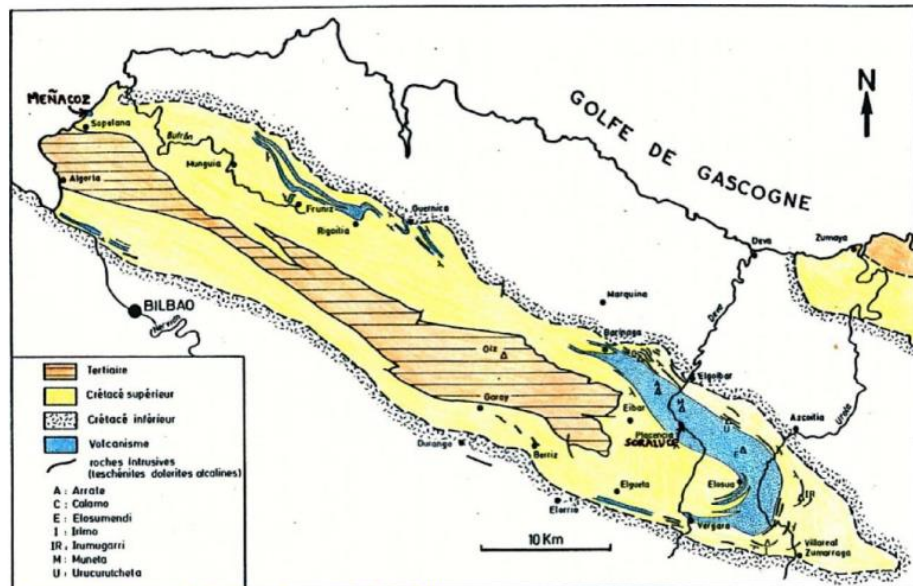
Il est situé sous le mur qui soutient l'ermitage de San Telmo, dans le coin SW de la plage de Itzurun. Il faut descendre jusqu'à la plage et marcher vers la gauche, jusqu'à atteindre les murs rosés situés sous l'ermitage.

POINT D'OBSERVATION OPTIMAL

sur site

Important

2. Le volcanisme sous-marin du synclinal de Bilbao



Carte géologique schématique du synclinal de Bilbao

Ces coulées sont parfaitement datées, d'une part grâce à la microfaune et à la macrofaune (Ammonites) des couches sédimentaires intercalées entre les coulées de lave, d'autre part grâce à des mesures d'âges géochronologiques utilisant les isotopes du potassium et de l'argon (méthode K-Ar).

Elles s'échelonnent entre l'Albien supérieur (environ -100 millions d'années) et le Santonien inférieur (environ - 85 millions d'années), soit sur une durée d'environ 15 Ma (avec des interruptions plus ou moins longues).

Cette période du Crétacé correspond précisément à l'ouverture du golfe de Gascogne (rotation du bloc ibérique entre 110 et 85 Ma).

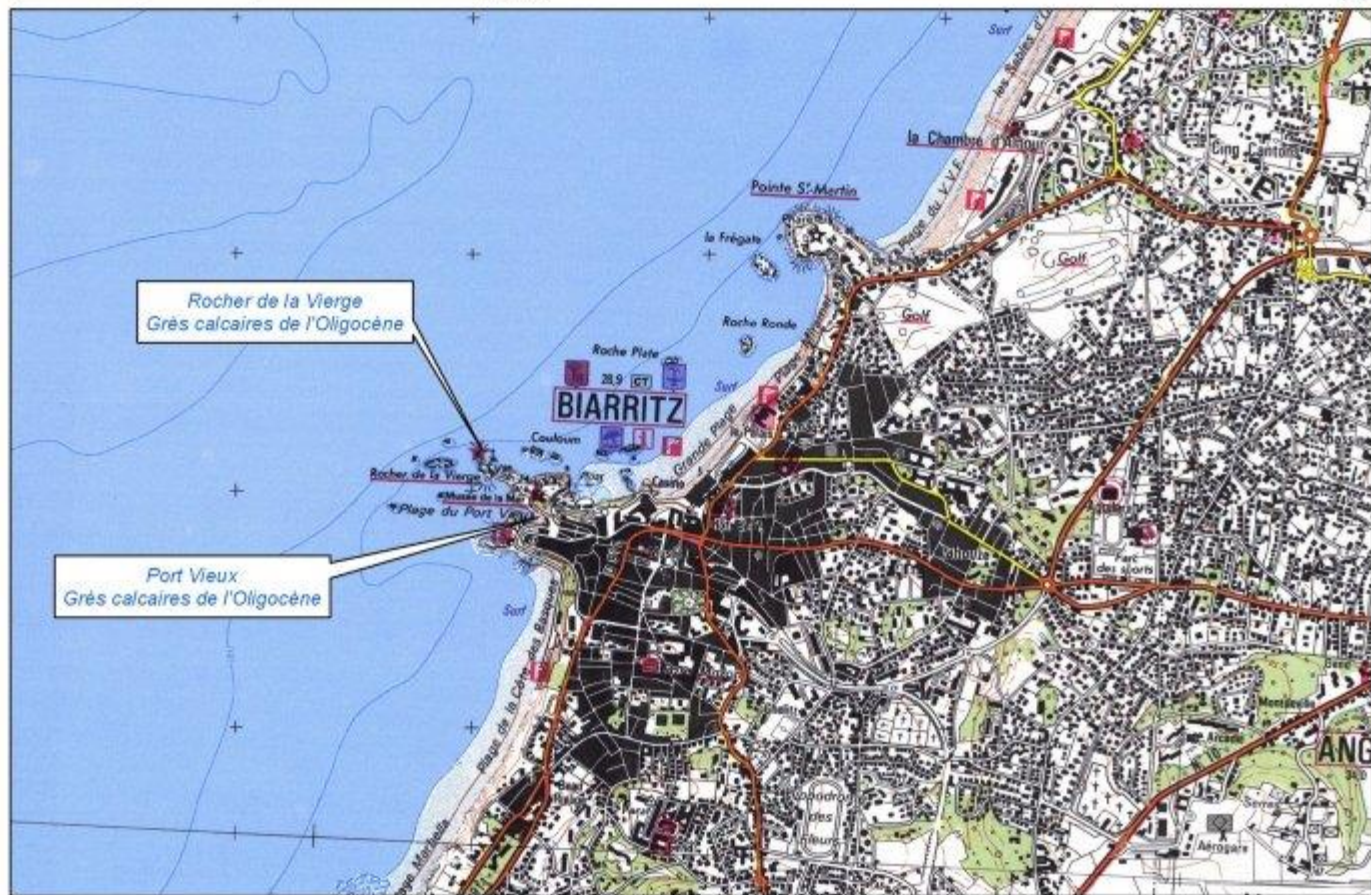
Les basaltes ont pu être source de magnétites par altération et alimenter les turbidites des flyschs et ainsi permettre les enregistrements magnétiques.

J3

Le Rocher de la Vierge – Biarritz

Rupélien : Oligocène inférieur -30 Ma

0 487.5 975 1 950
Mètres



0 75 150 300
Mètres



La pointe située juste au Sud du Rocher de la Vierge (Rocher du Cachaou) surmontée par une belle bâtisse : la Villa Belza, montre des affleurements de marno-calcaires au sein desquelq se trouve la limite entre l'Eocène et l'Oligocène (Priabonien / Rupélien) datée de -34 Ma.

Cette limite est marquée par une discordance, c'est-à-dire un changement dans le pendage des couches, ici de quelques degrés.

6- Port Vieux

Où affleurent les **grès calcaires** d'âge Oligocène

Généralités

Le Port Vieux de Biarritz se situe au pied de la colline de l'Atalaye, entre le Rocher de la Vierge et la grande plage, au fond d'une anse rocheuse.

Géologie

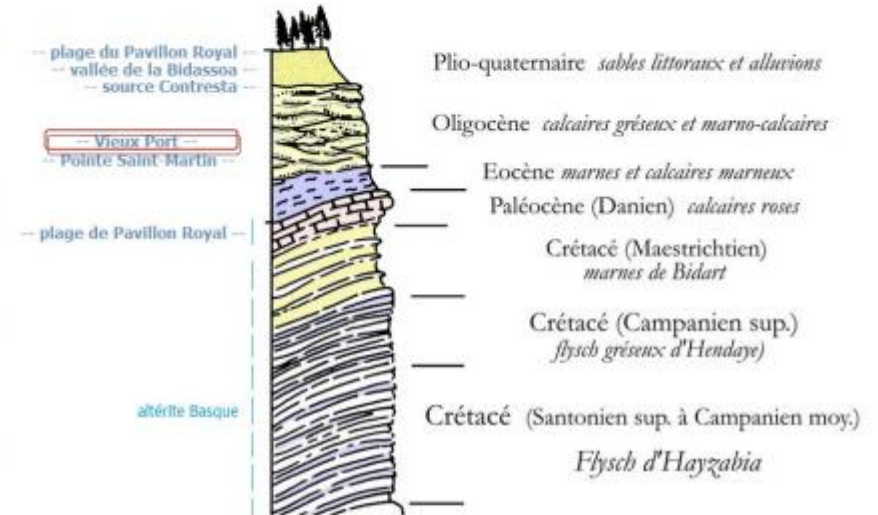
L'**aquifère de l'Oligocène basque** occupe un vaste domaine représenté par un synclinal qui se développe à la fois sur terre et en mer. La ligne de côte l'intercepte sur une longueur de 3,2 kilomètres entre le Port-Vieux de Biarritz et la Chambre d'Amour à Anglet.

L'**Oligocène inférieur** affleure au sud sous la ville de Biarritz et constitue les affleurements du **Port-Vieux (figure 1)** et du **rocher de la Vierge** :

- La **base** (d'âge Sannoisien inférieur) est constituée de grès tendres, jaunes, en bancs calcaréo-gréseux, pétris de Nummulites ; bancs au sein desquels on rencontre des lits de cailloux roulés. À cet horizon correspondent :
 - les rochers du Basta et du Port des Pêcheurs,
 - ceux de l'Atalaye,
 - le rocher de la Vierge,
 - et ceux encadrant le Port-Vieux.

Au Sud, cet horizon s'étend jusqu'à la **Villa Belza**, juchée sur un éperon rocheux à l'angle de la route conduisant aux Bains des Basques.

- **Au-dessus des grès** (d'âge Sannoisien supérieur), on peut observer les **marno-calcaires gréseux** du soubassement de l'hôtel du Palais (ex-Villa Eugénie), avec les mêmes Nummulites, plus quelques autres.
- Le **niveau suivant** (d'âge Stampien) est constitué de marnes gréseuses (molasses) à Nummulites également qui affleurent au **phare** de Biarritz et à la grotte de la Chambre d'Amour à Anglet. Ce niveau est constitué d'un faciès supérieur (dit du Phare), et d'un faciès inférieur, qui se distinguent par la diversité de leurs fossiles.



L'Oligocène affleure du vieux port de Biarritz à la grotte de la Chambre d'Amour à Anglet. Il est constitué par des calcaires gréseux et marno-gréseux. Les séries se présentent sous la forme d'alternance de strates dures (calcaréo-gréseux) et tendres (marno-gréseuses).



Calcaires gréseux oligocènes (rocher de la Frégate, Biarritz)

Ce rocher est constitué de bancs calcaro-gréseux du Sannoisien, ancien nom de la base de l'Oligocène. La notice de la carte géologique de Bayonne 1/50 000 décrit ainsi cette formation : « g1a. Sannoisien inférieur. Grès tendres, jaunes, en bancs calcaréogréseux pétris de Nummulites (N. bouillei, N. vascus, N. intermedius, avec Eupatagus ornatus et même Scutelle), bancs au sein desquels on rencontre des lits de cailloux roulés.

On trouve aussi des Alvéolines (Foraminifères plus petits).

À cet horizon correspondent les rochers du Basta et du Port des Pêcheurs, ceux de l'Atalaye, le rocher de la Vierge et ceux encadrant le Port-Vieux. Au Sud, ce Sannoisien s'étend jusqu'à la Villa Belza, juchée sur un éperon rocheux à l'angle de la route conduisant aux Bains des Basques ».

Rappelons que les Nummulites sont des Foraminifères (protozoaires rhizopodes marins) qui vivaient du Paléocène à l'Oligocène. Ces unicellulaires possèdent un test intraectoplasmique calcaire pluriloculaire, discoïdal et spiralé, formé par la succession de loges communicantes. La taille des nummulites va du millimètre à la dizaine de centimètres. Le nom « nummulite » vient du latin « *nummulus* », petite monnaie.



Photographie : Pierre Thomas

Vue d'ensemble des alternances de sables et grès calcaires situé avant le départ de la passerelle menant au Rocher de la Vierge, Biarritz

Les herbes de droite donnent l'échelle.

Les niveaux durs en relief (grès calcaire bien cimenté) forment des couches irrégulières ou des boules. C'est dans ces niveaux indurés qu'il y a le plus de Nummulites, par ailleurs présentes aussi dans les niveaux moins indurés.



Photographie : Pierre Thomas



Photographie : Pierre Thomas



Photographie : Pierre Thomas

La concentration de Nummulites y est impressionnante.



Photographie : Pierre Thomas

Il n'y a pas que des Nummulites dans ces grès calcaires. On peut aussi y trouver des coquilles (entières ou fragmentées) de bivalves, d'oursins (*Eupatagus sp.*, *Scutella sp.* ...), des Bryozoaires et parfois des Crustacés (crabes) et des algues Mélobésiées.



Photographie : Pierre Thomas



Photographie : Pierre Thomas



Photographie : Pierre Thomas



Photographie : Pierre Thomas

La Pointe Saint-Martin et la plage de Biarritz

Chattien : Oligocène supérieur -23 Ma

Accès

Le phare de Biarritz est situé sur la **Pointe Saint-Martin**. Il s'agit d'un **cap découpé par la mer, dans les calcaires gréseux de l'Oligocène**.

A partir du parking, on a accès à différents affleurements de calcaires gréseux.

Un fond marin il y a -23 Ma

Les roches formant le Cap montrent des alternances de grès, de marnes et de calcaires bioclastiques de la fin de l'Oligocène (-23 Ma = Chattien).

Les marnes contiennent de nombreux restes d'organismes : Vers marins, Bryozoaires, Bivalves, Gastéropodes.

Certains niveaux sont riches en Nummulites (Rappel : Rocher de la Vierge d'âge Oligocène également mais inférieur Rupélien = -30 Ma)).

On y trouve également des traces de fouissage (terriers) par des organismes vivant dans le sédiment.

Les structures sédimentaires visibles, notamment des petites rides (ripple-marks) suggèrent un milieu de dépôt relativement calme de vase littorale soumis à l'influence des marées.

Le panorama est une cuvette synclinale : au Nord, les strates pendent vers le Sud et au Sud, elles pendent vers le Nord.

7- Pointe Saint-Martin

Où affleurent les **calcaires gréseux** d'âge Oligocène

Généralités

Le phare de Biarritz est situé sur la **Pointe Saint-Martin**. Il s'agit d'un **cap découpé par la mer dans les calcaires gréseux de l'Oligocène**.

Au sommet du promontoire, la vue est imprenable sur la baie de Biarritz, la plage Miramar (**figure 1**) et la Grande plage.

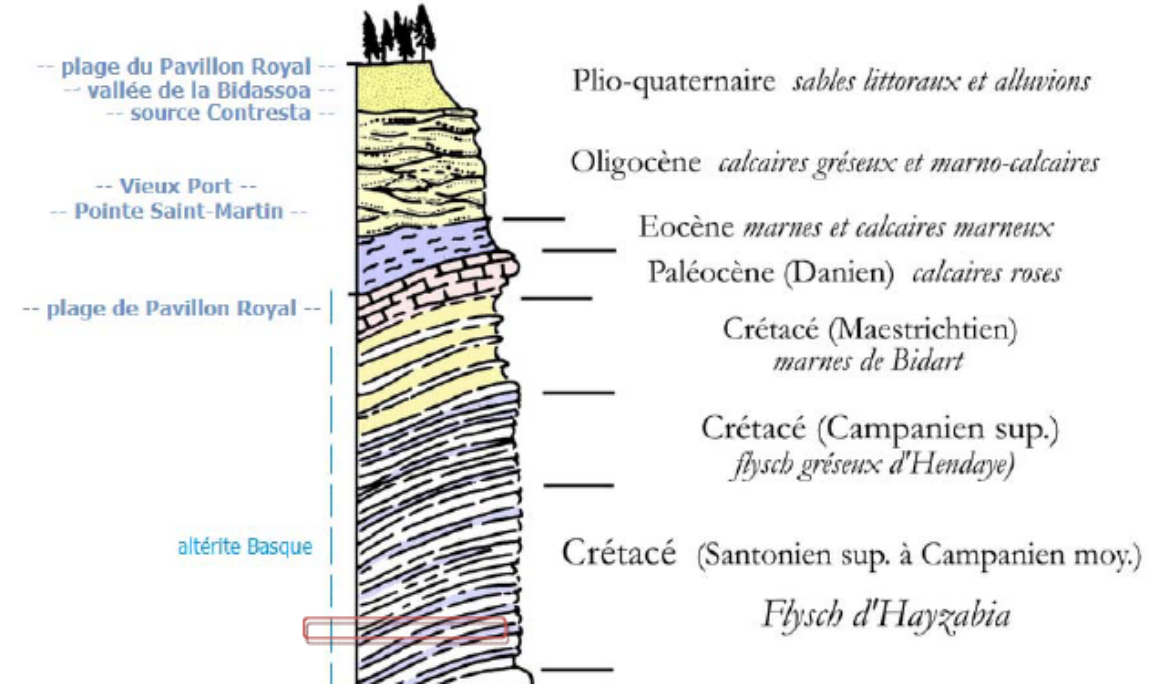
Géologie

Depuis le parking, la balade nous entraîne devant **différents affleurements de calcaires gréseux (figure 2)** et des **conduits karstiques** partiellement comblés par des sables plio-quadernaires (**figures 3 et 4**).

L'**aquifère de l'Oligocène basque** occupe un vaste domaine représenté par un synclinal qui se développe à la fois sur terre et en mer. La ligne de côte l'intercepte sur une longueur de 3,2 kilomètres entre le Port-Vieux de Biarritz et la Chambre d'Amour à Anglet.

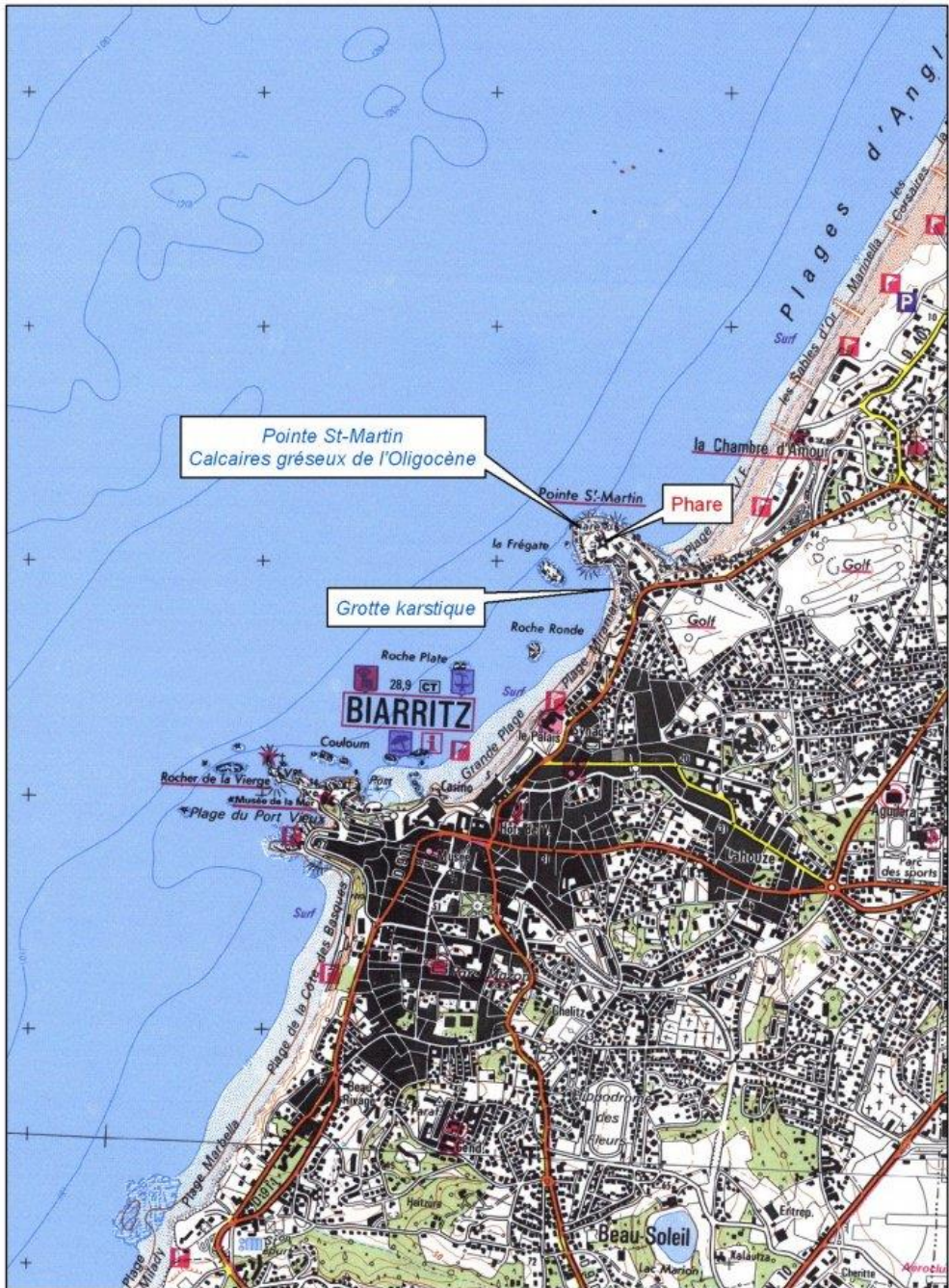
Le niveau de cette importante formation qui nous intéresse est d'âge **Stampien**. Il est constitué de marnes gréseuses (molasses) à Nummulites qui affleurent au **phare** de Biarritz et à la grotte de la **Chambre d'Amour** à Anglet. Ce niveau est constitué d'un faciès supérieur (dit du Phare), et d'un faciès inférieur, qui se distinguent par la diversité de leurs fossiles.

Elle est à 100 m à l'intérieur des terres.



Erreur : -23 Ma = Chattien

0 495 990 1 980 Mètres



0 75 150 300 Mètres





Figure 1 : Plage de Miramar - Biarritz



Figure 2 : Affleurement des calcaires gréseux à la Pointe Saint-Martin - Biarritz

On a accès à des conduits karstiques partiellement comblés par des sables plio-quaternaires.



Figure 3 : Affleurement de sable et galets plio-quaternaires en remplissage de cavité karstique, Pointe Saint-Martin - Biarritz

Des grottes, ou cavités karstiques, apparaissent dans les falaises de calcaires, sur la plage de Miramar.



Figure 4 : Grotte ouverte dans les calcaires gréseux, sur la plage Miramar - Biarritz