

Compte-rendu de la sortie dans la région de Bilbao

du 20 au 22 septembre 2024

Sous la conduite de Jean-Marie FLAMENT

(Géologue, spécialiste en géologie structurale et exploration pétrolière,
membre de la Commission Géologie du CPIE Littoral basque de Hendaye)

et de Thierry JUTEAU

(Professeur émérite de l'Université de Brest, spécialiste de la croûte océanique et des ophiolites,
président de la Commission Géologie du CPIE Littoral basque de Hendaye)



Jean-Marie FLAMENT (à gauche) et Thierry JUTEAU (à droite)

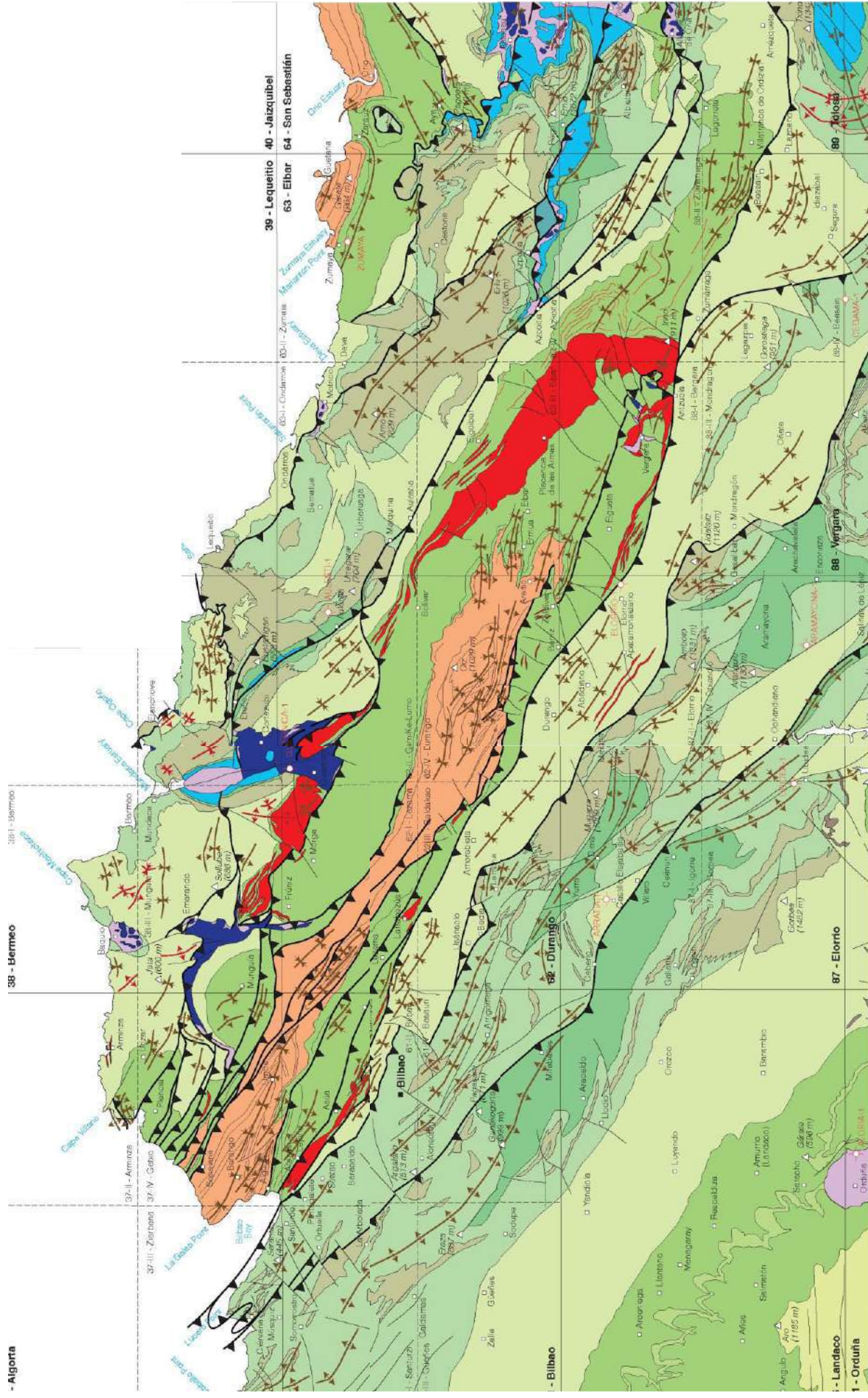


Figure 1 : Extrait de la carte géologique du Bassin Basco-Cantabrique (B. Ábalos, 2016)

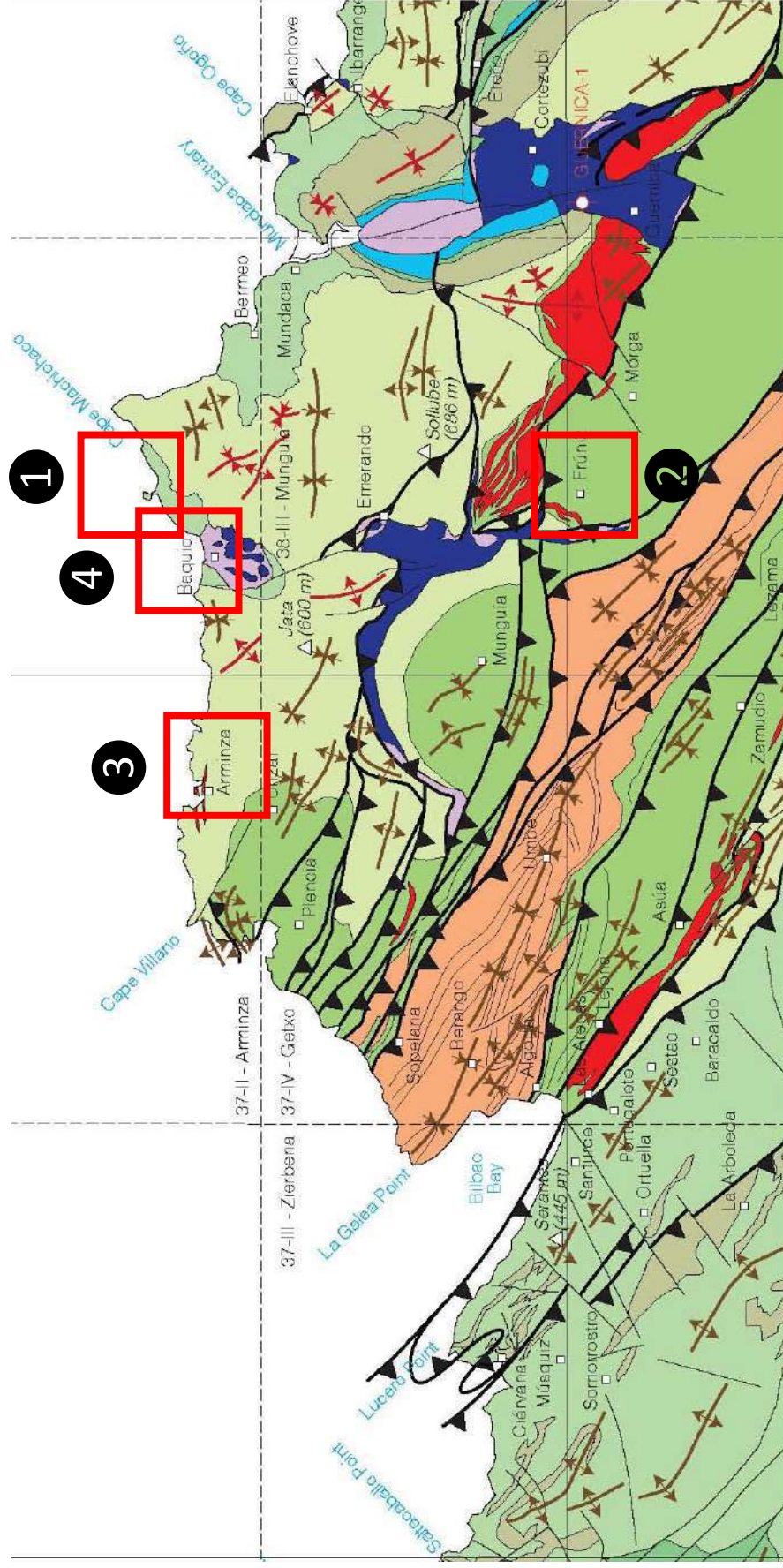


Figure 2 Localisation des arrêts

La marge Nord du bassin basco-cantabrique : diapirisme, sédimentation gravitaire et volcanisme sous-marin au Crétacé supérieur

Introduction : Le bassin basco-cantabrique

La zone que nous allons visiter appartient à la marge Nord du Bassin Basco-Cantabrique (ou Cuenca Vasco-Cantábrica en espagnol, en abrégé CVC, figures 1 et 2). Ce bassin correspond à un bassin d'effondrement ou rift avorté, orienté ENE-OSO, qui s'est développé le long de la limite des plaques ibérique et européenne au cours du Mésozoïque et qui s'est inversé au cours du Cénozoïque.

Actuellement, ce bassin inversé appartient à l'orogène pyrénéen, et son inversion est liée au mouvement vers le Nord de la microplaque Ibérique vers la plaque Eurasienne.

Sa limite orientale se situe au niveau de la faille de Pampelune, et sa limite occidentale correspond au contact avec les matériaux anciens (Paléozoïque et Précambrien) du Massif Asturien. Au Nord, le Bassin Basco-Cantabrique chevauche tectoniquement le Massif des Landes immergé, et au Sud, les bassins cénozoïques non déformés des fleuves Duero et Ebro.

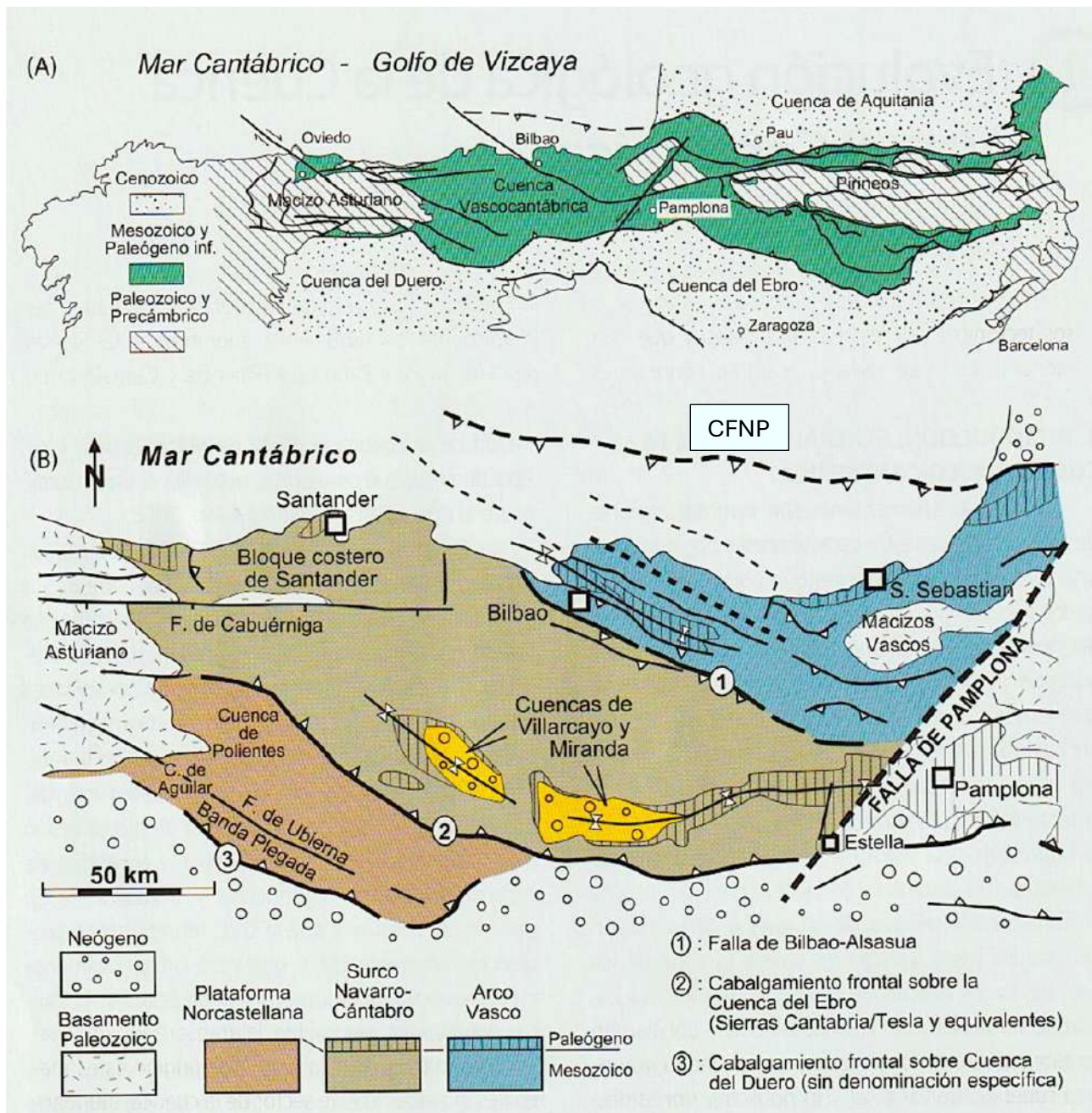


Figure 3 : A) Carte du Bassin Basco-Cantabrique et sa prolongation dans les Pyrénées.
B) Les différentes unités du Bassin Basco-Cantabrique.

D'après Sergio Robles (2014)

CFNP = Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen

Un des traits remarquables du Bassin Basco-Cantabrique est la grande épaisseur de sédiments accumulés pendant tout le Mésozoïque, en particulier au Crétacé, ce qui implique des taux de subsidence très élevés pendant toute cette période. Des calculs récents indiquent une épaisseur pouvant atteindre 18 km dans la partie centrale de l'*arc basque* (en bleu, figure 3B). Cette subsidence active sur de si longues périodes de temps s'est développée dans un *contexte tectonique de rifting* avec un fort amincissement crustal (figure 5).

Évolution géologique succincte du bassin Basco-Cantabrique

Au cours du Trias supérieur, une succession relativement épaisse d'évaporites et d'argiles rouges interstratifiées succède aux dépôts permo-triasiques de type rift, en lien avec la rupture de la Pangée (figure 4).

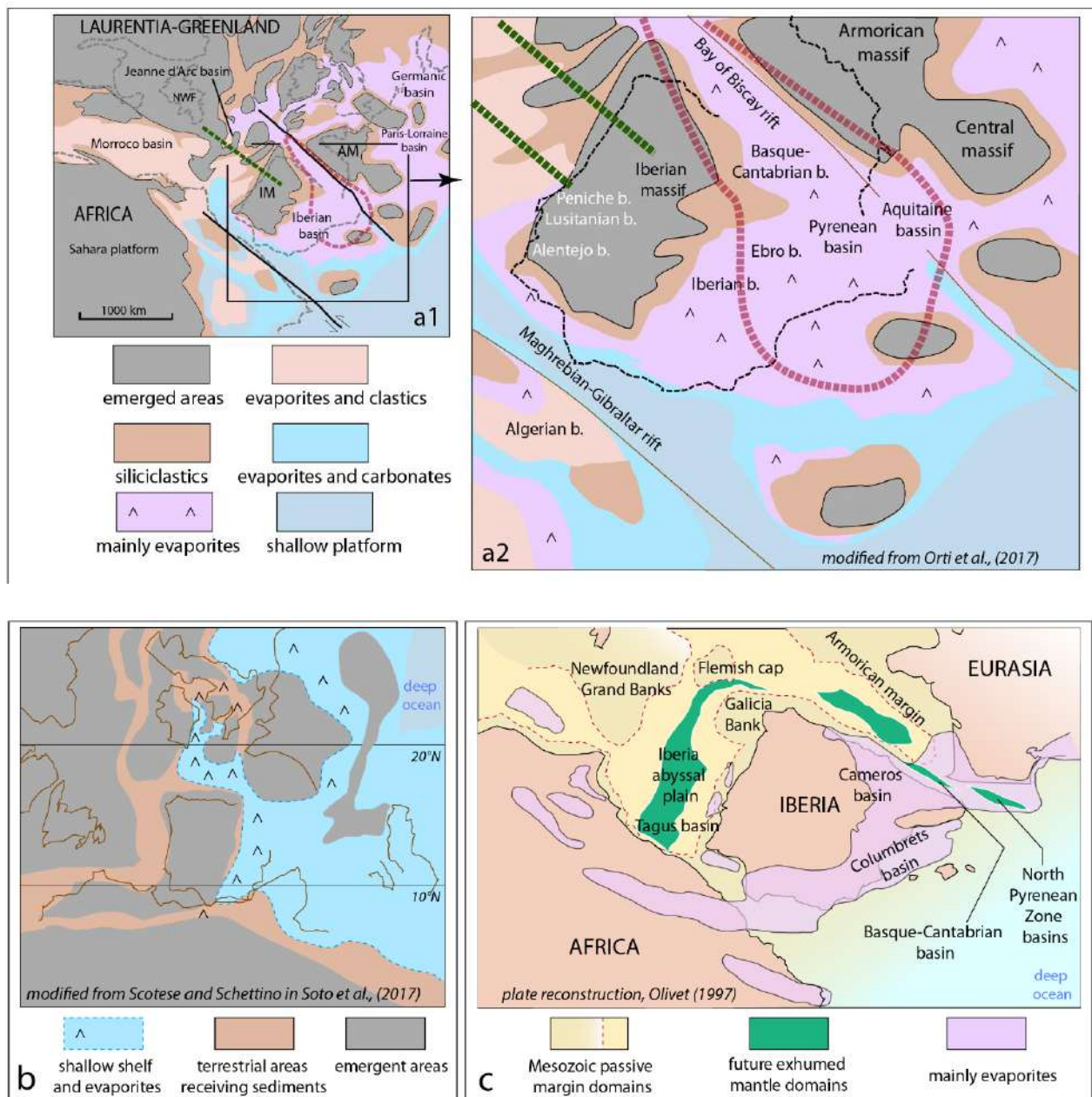


Figure 4: Localisation des dépôts du Trias et du rifting crétacé au voisinage de la plaque Ibérie.

a : Paléogéographie au Trias

b : Paléogéographie au Trias moyen et début du Trias supérieur (242-227 Ma)

c : Paléogéographie au Trias supérieur

(Thèse_N. Sapiturry, 2020)

Au début du Jurassique, se mettent en place des *ophites* (dolérites). De nombreux sills s'interstratifient dans les évaporites du Trias (figure 5).

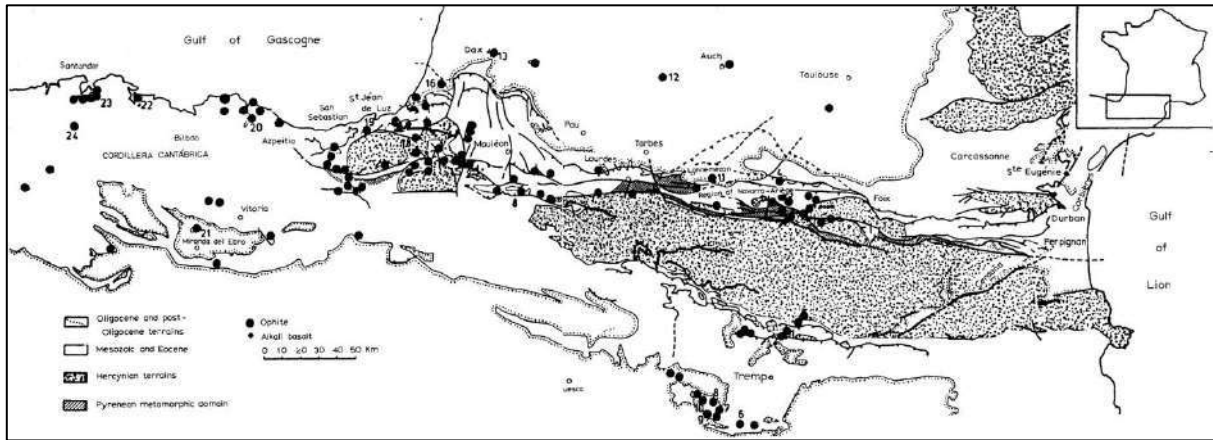


Figure 5 : Localisation des ophites pyrénéennes

D'après D. Béziat et al. (1990)

Ces roches magmatiques filoniennes de composition basaltique et de structure microgrenue appartiennent à la Province Magmatique Centre-Atlantique (CAMP).

Leur mise en place est liée à l'ouverture de l'Atlantique Central (figure 6) entre la côte Nord-américaine (entre Maine et Floride) et la côte de l'Afrique de l'Ouest (Maroc, Mauritanie et Sénégal) à la limite Trias-Jurassique inférieur jusqu'au Sinémurien (-195 à -198 Ma).

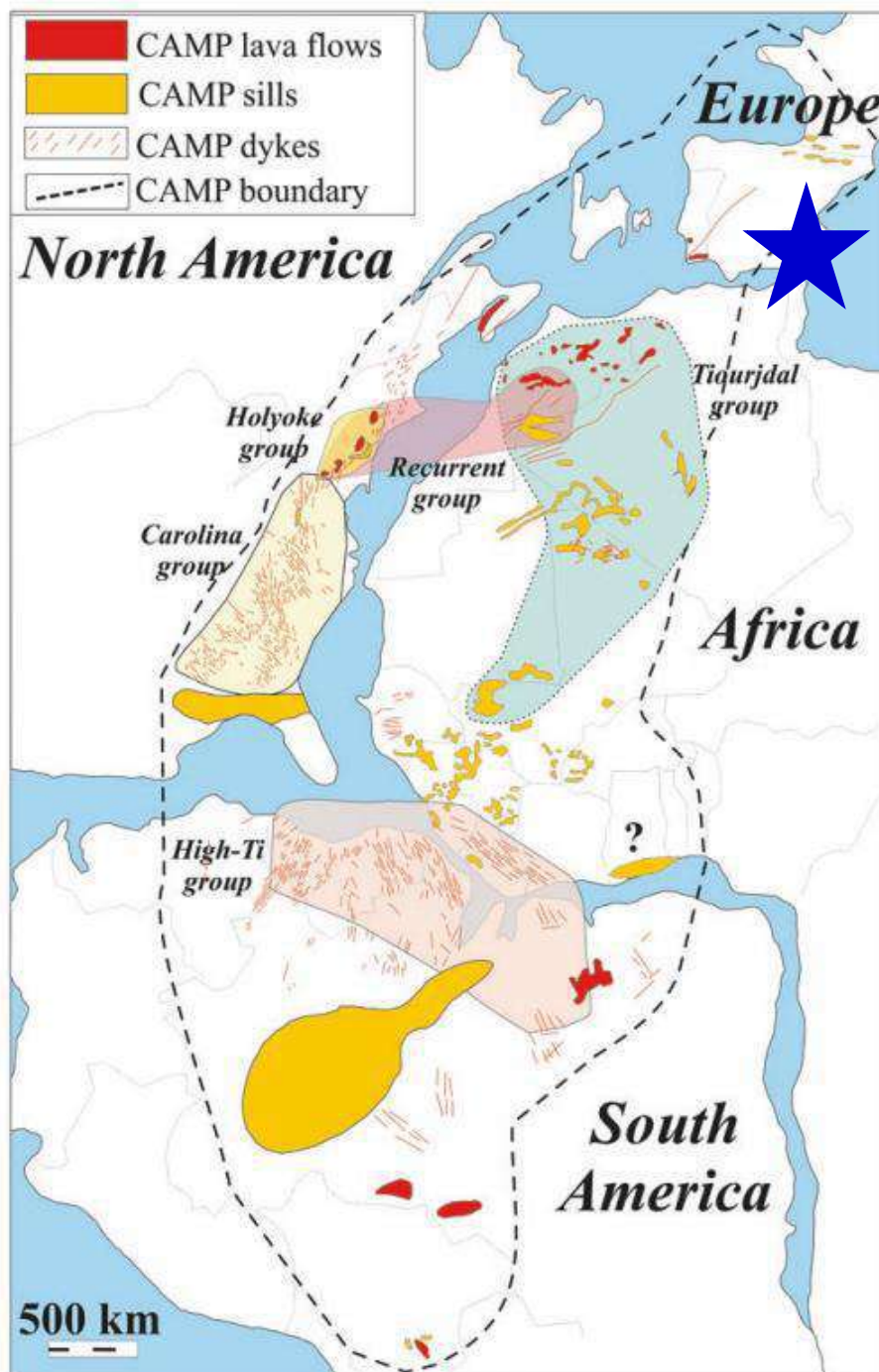


Figure 6 : Carte schématique de la Province Magmatique Centre-Atlantique (CAMP).

D'après Marzoli et al. (2018)



*Localisation des ophites pyrénéennes (voir **Figure 5**)*

Au Jurassique, c'est une vaste plateforme qui recouvre l'ensemble du domaine Aquitain jusqu'aux bordures du Massif armoricain au Nord, de l'Ibérie au Sud et du Massif Central à l'Est. Cette plateforme sera fonctionnelle pendant tout le Jurassique.

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

Ce changement de physionomie dans le Bassin Aquitain est en fait la manifestation d'un rifting continental : se forme le rift de Gascogne entre les futures plaques Armorica au Nord et Ibéria au Sud.

Puis l'Europe et l'Ibérie continuant à s'éloigner, la lithosphère continentale finit par se rompre et une croûte océanique se forme mais très à l'Ouest, là où elle se branche sur la dorsale de l'Atlantique Nord fonctionnelle depuis le Jurassique inférieur. Cette croûte océanique ayant enregistré le champ magnétique de l'époque, on a donc pu dater l'ouverture océanique du rift de Gascogne à -118 Ma (Aptien).

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

Ce déplacement relatif est la conséquence de la poursuite de l'élargissement de l'Atlantique Central. Il est alors accommodé le long d'un large couloir de décrochement senestre à valeur de « proto-rift » dans lequel se forment des bassins transtensifs en « pull-apart ». Sa largeur est estimée à environ 100 km (figure 7).

Les bassins de Parentis, de Mirande et Adour-Arzacq-Tarbes, de Mauléon-Saint-Jean-de-Luz et de Biscaye en sont des exemples. Ils se remplissent de sédiments marneux déposés en milieu marin peu profond, tandis que sur leurs bordures, des plateformes carbonatées à faciès Urgonien se forment sur les paléo-reliefs.

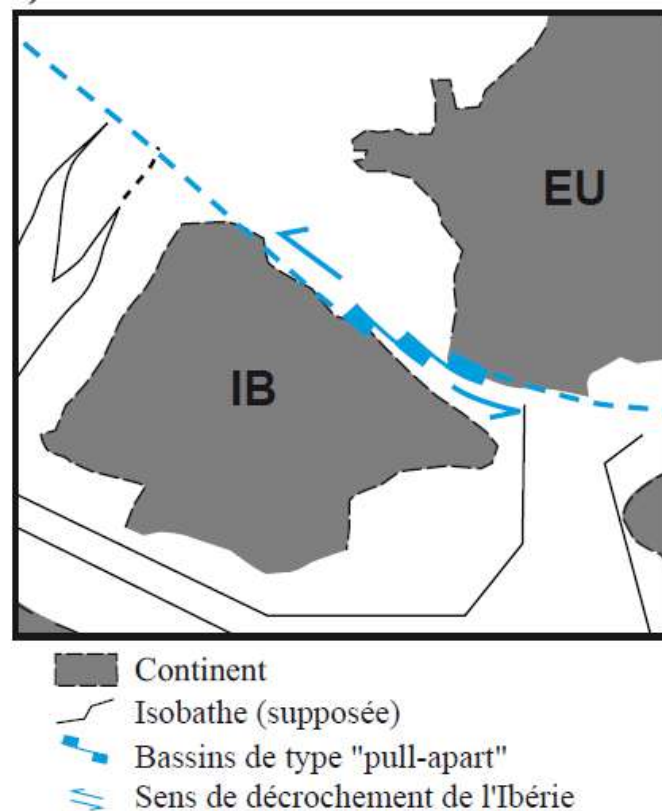


Figure 7

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

Ce mouvement de rotation est la conséquence de l'ouverture de l'Atlantique Sud qui fait remonter l'Ibérie.

Il génère des contraintes extensives au sein du couloir de décrochement et l'ouverture « en ciseaux » du Golfe de Gascogne (figure 8).

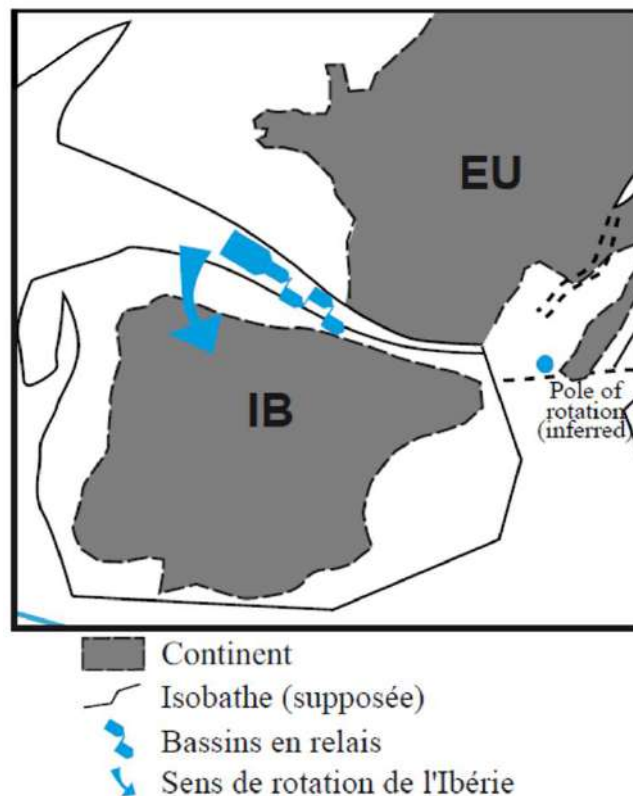


Figure 8

Les bassins en pull-apart précédemment formés (Parentis, Mirande, Adour-Arzacq-Tarbes, Mauléon-Saint-Jean-de-Luz) s'élargissent davantage et s'approfondissent. **Chacun d'entre eux va en fait se comporter comme un rift avec une croûte continentale en « hyper-extension »** (figure 9).

Parallèlement, des hauts-fonds les séparent : le seuil des Landes entre les bassins de Parentis et de Mirande, le seuil de Tarbes entre les bassins de Mirande et de Adour-Arzacq-Tarbes, le seuil de Sainte-Suzanne entre les bassins de Adour-Arzacq-Tarbes et de Mauléon-Saint-Jean-de-Luz.

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

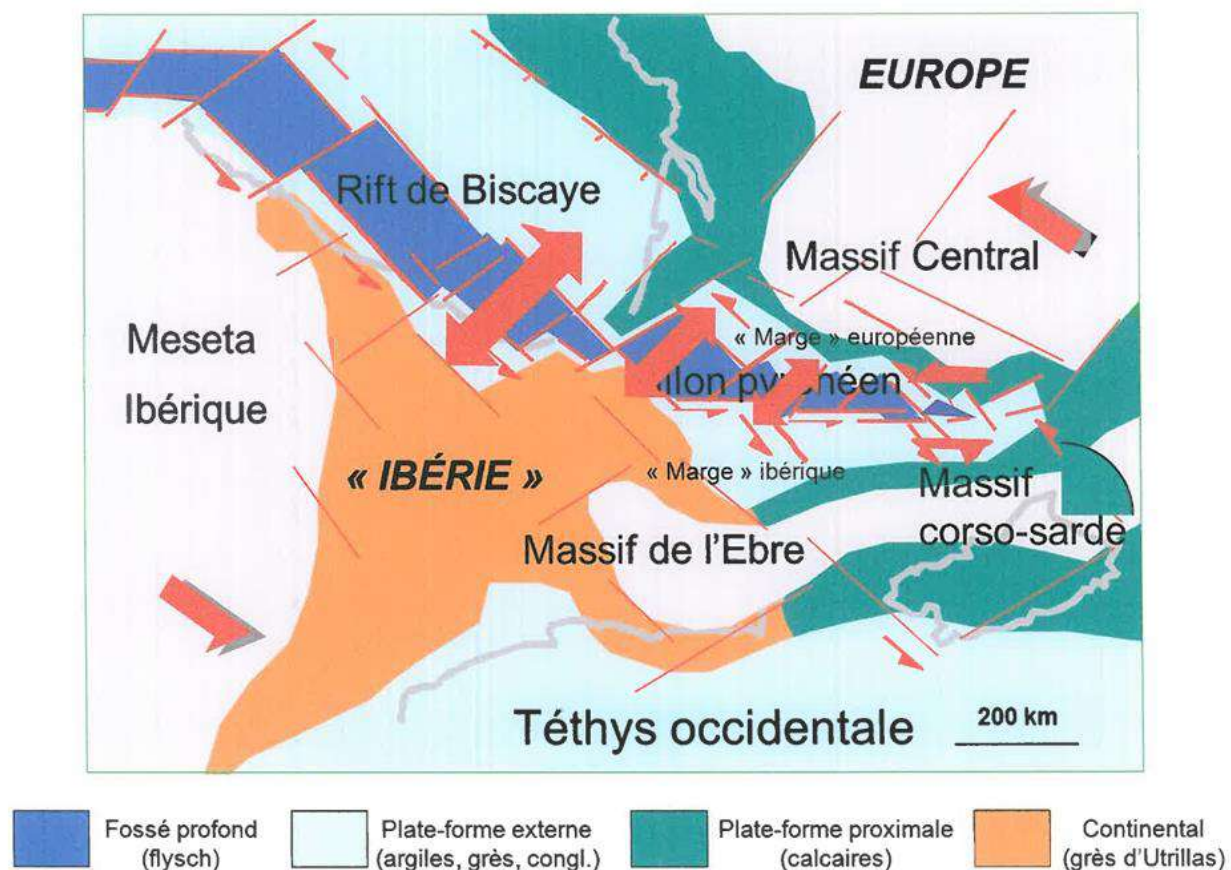


Figure 9 : Les bassins pyrénéens au Crétacé moyen -
Transtension senestre E-O et distension NE-SO.

D'après J. Canérot (2008)

Ainsi, le socle varisque est-il découpé en blocs (bassins très subsidents et hauts-fonds) séparés par des failles pratiquement Est-Ouest (direction N110° à N140°) à jeu normal et décalés par des accidents décrochants transverses N20° à N30°. Ainsi, la faille de Pampelune N20° (et qui pourrait être héritée d'une faille varisque ou permienne) est-elle responsable du décalage vers le Sud du bassin basco-cantabrique par rapport au bassin de Mauléon-Saint-Jean-de-Luz, les deux bassins étant séparés par le haut-fond des Massifs basques (figure 11).

Cet épisode d'hyper-extension des bassins en pull-apart accompagnée bien évidemment d'un amincissement crustal va se traduire par :

- 1- l'accroissement de la subsidence,
- 2- l'accentuation du diapirisme salifère,
- 3- l'exhumation partielle du manteau et la mise à l'affleurement de roches mantelliques profondes (lherzolites),
- 4- le développement d'un magmatisme alcalin,
- 5- et un métamorphisme « chaud » de HT-BP mais plus tard, à l'Éocène, et seulement dans quelques bassins des Pyrénées centrales, au moment de leur fermeture lors de la collision continentale entre l'Ibérie et l'Europe (figures 10 et 11).

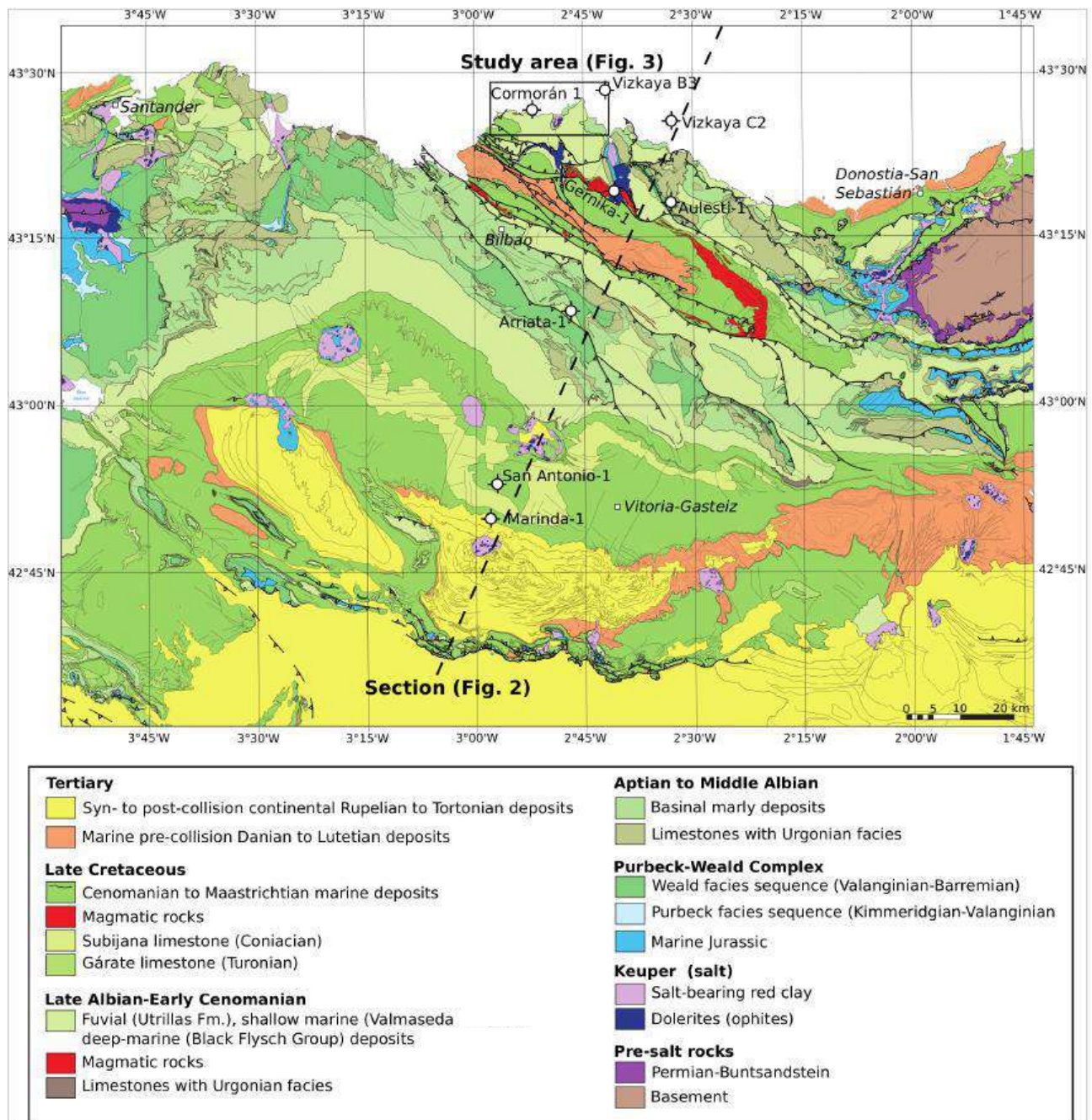


Figure 10 : Carte géologique du bassin Basco-Cantabrique (Poprawski et al., 2021, modifié d'après Ábalos, 2016).

Le rectangle marqué « Study area » se réfère au secteur Armitza - Bakio.

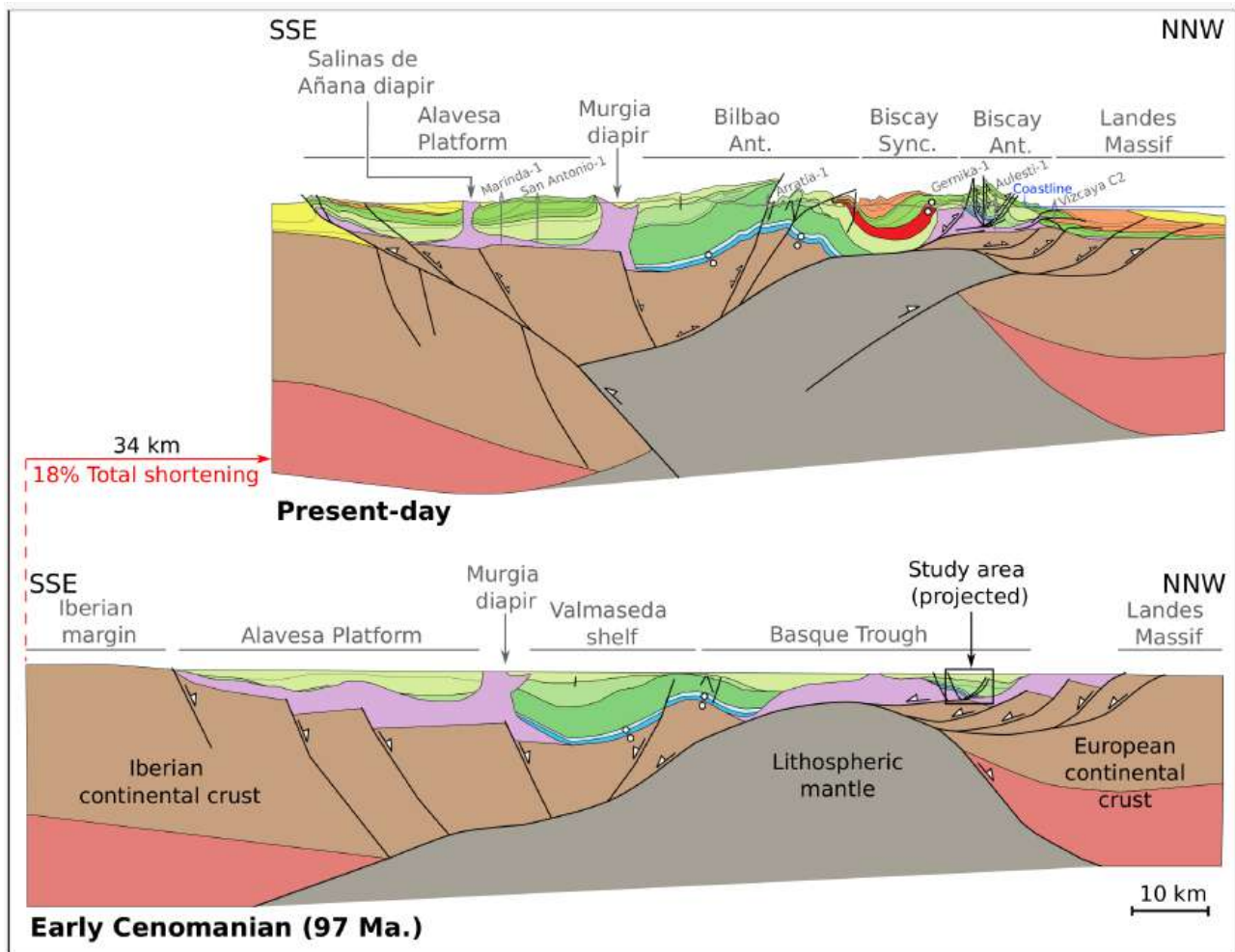


Figure 11 : Coupes géologiques équilibrées du Bassin Basco-Cantabrique selon le trait de coupe indiqué sur la figure 10, à la période actuelle (en haut), et au Cénomanién inférieur (en bas), selon Poprawski et al., 2021.

Au Cénomanién, le Bassin Basco-Cantabrique est en hyper-extension et le manteau lithosphérique vient pratiquement à l’affleurement.

Au cours de cette période, la forte subsidence des bassins engendre la disparition progressive des plates-formes carbonatées au profit du *Flysch noir*, qui consiste en turbidites profondes intercalées avec des marnes et argiles noires, et dont l’épaisseur peut atteindre localement jusqu’à 7000 m.

Pour ce qui concerne le Bassin Basco-Cantabrique, ces turbidites avaient comme source le Massif Landais, un massif de socle appartenant à la plaque européenne, actuellement situé au large de Bilbao mais qui était émergé pendant le Crétacé (figure 12).

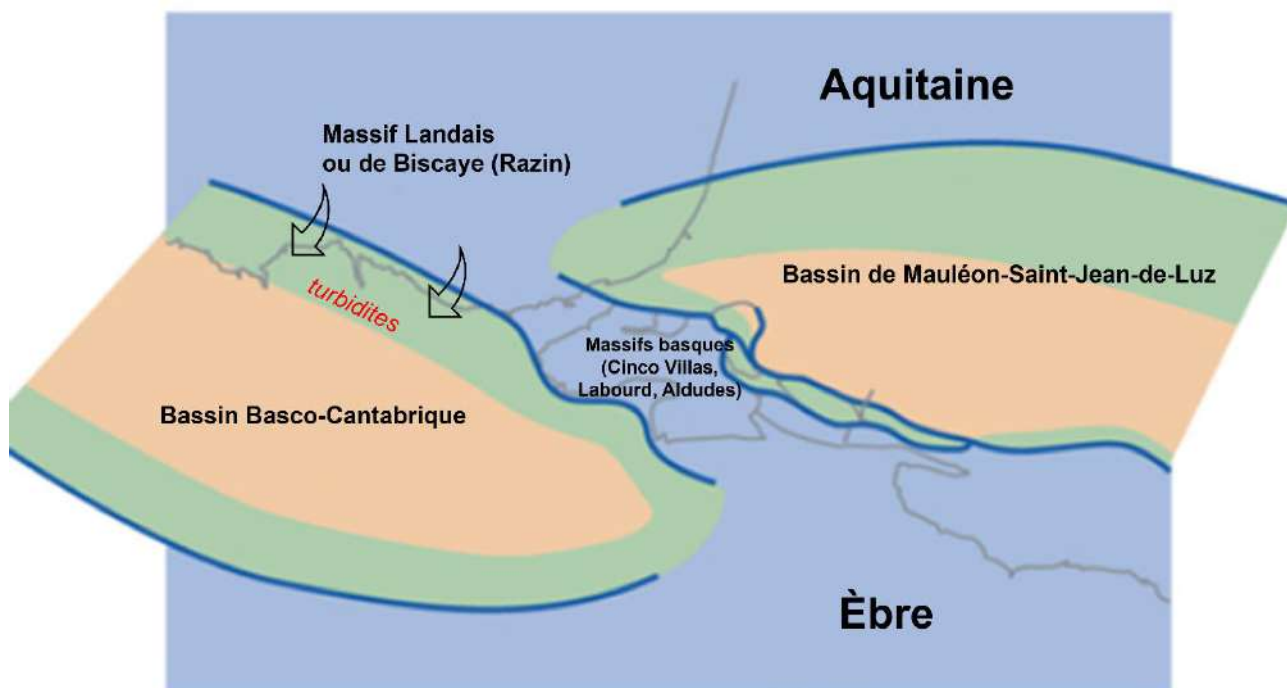


Figure 12 : Localisation du Massif Landais au Crétacé moyen tardif (Cénomanién).

D'après R. Lescoutre et G. Manatschal (2020)

Et dans ce même bassin basco-cantabrique, le magmatisme alcalin s'y est manifesté par le volcanisme sous-marin du Synclinal de Bilbao et que l'on verra à Armintza (arrêt 1 du samedi).

Ce volcanisme y a été parfaitement daté, d'une part grâce à la microfaune et à la macrofaune (Foraminifères, Ammonites) des couches sédimentaires de *Flysch noir* intercalées entre les coulées de lave, et d'autre part par radiochronologie (méthode K-Ar).

Il a été actif entre l'Albien supérieur (environ -100 Ma) et le Santonien inférieur (environ - 85 Ma), soit sur une période d'environ 15 Ma (avec des interruptions plus ou moins longues).

L'Ibérie est alors parfaitement isolée (figure 13). Elle forme un bloc de forme approximativement triangulaire, flanqué de trois marges continentales respectivement face au Golfe de Gascogne (Marge continentale Nord-ibérique), de la Téthys (Marge continentale Sud-ibérique) et de l'Atlantique Nord (Marge continentale Ouest-ibérique).

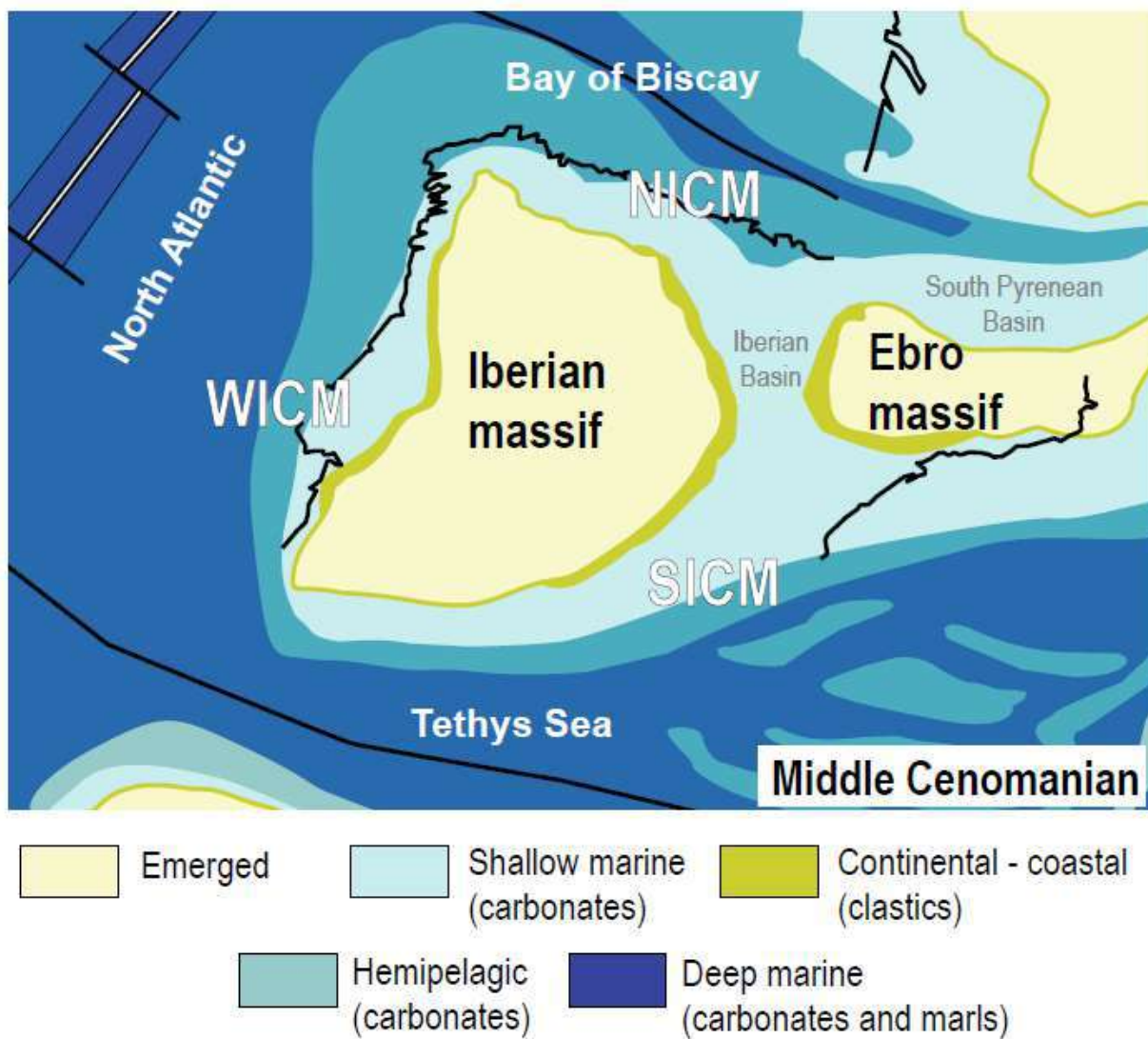


Figure 13 : Paléogéographie de la plaque Ibérie au Cénomanién

D'après J. Martín-Chivelet et M. Floquet (2019)

À partir du début du Campanien, vers -83 Ma, le mouvement en transtension senestre de la plaque Ibérique par rapport à l'Europe cesse. En effet, du fait de la formation de l'Atlantique Sud à dorsale rapide mais plus rapide au Sud qu'au Nord, l'Afrique remonte rapidement vers le Nord-Est et repousse la plaque Ibérique vers le Nord. L'Ibérie et l'Europe convergent alors selon un mouvement de direction globalement N-S et entrent en collision (figure 14).

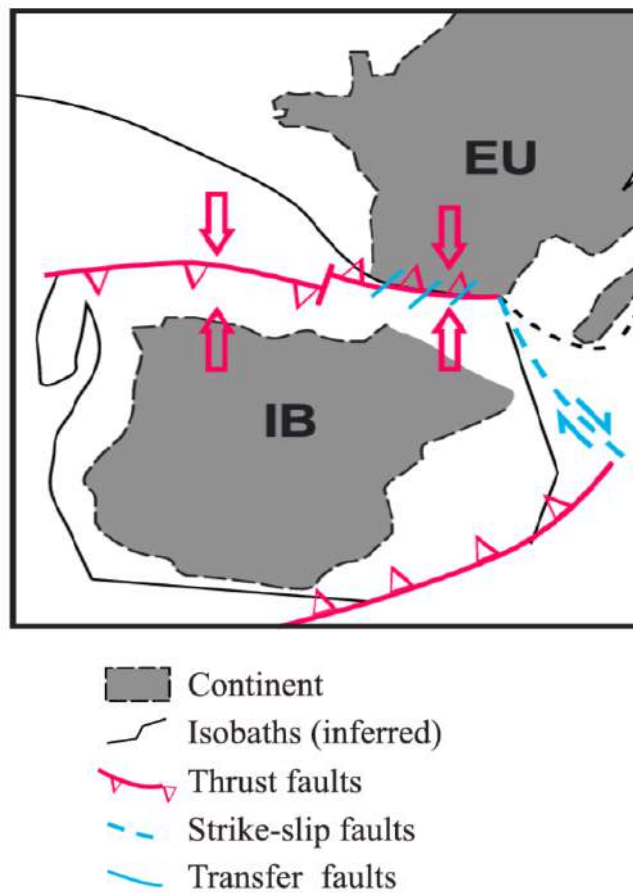


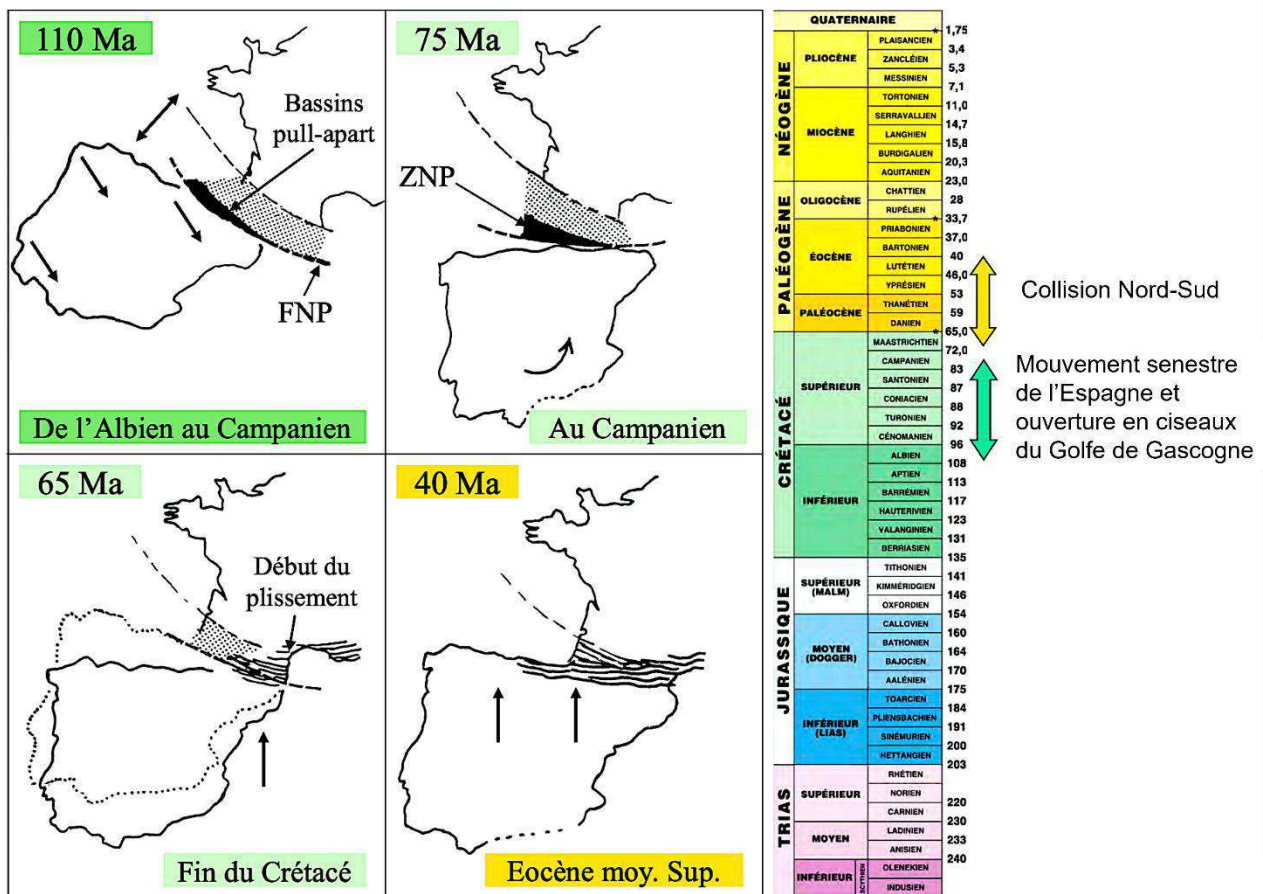
Figure 14

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

La chaîne pyrénéenne commence donc à surgir d'abord à l'Est puis émerge progressivement d'Est en Ouest.

À l'Ouest, les bassins commencent à se fermer par subduction de la marge ibérique vers le Nord sous la marge européenne. Parallèlement, ils commencent à recevoir les produits de l'érosion de la chaîne émergée à l'Est.

À l'Oligocène, tout est terminé. La chaîne pyrénéenne est entièrement constituée.



- Dans un premier temps, transtension senestre du bloc ibérique par rapport au bloc européen avec création de nombreux bassins en pull-apart,
- Dans un second temps, mise en hyper-extension de ces bassins du fait de l'ouverture en ciseaux du Golfe de Gascogne, conséquence de la remontée de la plaque africaine,
- Puis dans un dernier temps, collision du bloc Ibérique avec l'Europe, collision qui progresse d'Est en Ouest.

(Document J.-M. Flament et T. Juteau)

Figure 14 : Chronologie des mouvements de translation et de rotation de la microplaque ibérique au Crétacé, et de sa collision frontale avec la plaque européenne à l'Éocène.

Vendredi 20 septembre après-midi

Arrêt 1 : Gaztelugatxe (Flanc Est du diapir de Bakio)



Figure 15 : Descente à pied vers le bord de la falaise.



Figure 16 : L'AVG sur le site d'observation avec J.-M. Flament.

Gaztelugatxe, est un îlot situé à 200 m du rivage auquel il est relié par un pont piétonnier. Depuis le Moyen Âge, l'ermitage situé à son sommet (figure 17) est un lieu de pèlerinage. Un pont étroit suivi d'un escalier de 241 marches creusées en partie dans la roche permet d'y accéder, la voie étant aménagée en chemin de croix jalonné de 14 stations.

Description de l'affleurement



Figure 17 : L'ermitage de l'îlot de Gaztelugatxe.

On observe à gauche de l'îlot une grosse masse claire de calcaire bréchique. C'est elle qui semble supporter l'ermitage.

À peu près au milieu de l'îlot, cette masse calcaire est profondément entaillée par une faille de direction NE-SO, pratiquement verticale et qui forme falaise.

Sous le sentier qui mène à l'ermitage, une autre falaise, perpendiculaire à la première, montre un aspect complètement différent. On y reconnaît, de loin, une formation finement stratifiée qui fait immédiatement penser à un flysch.

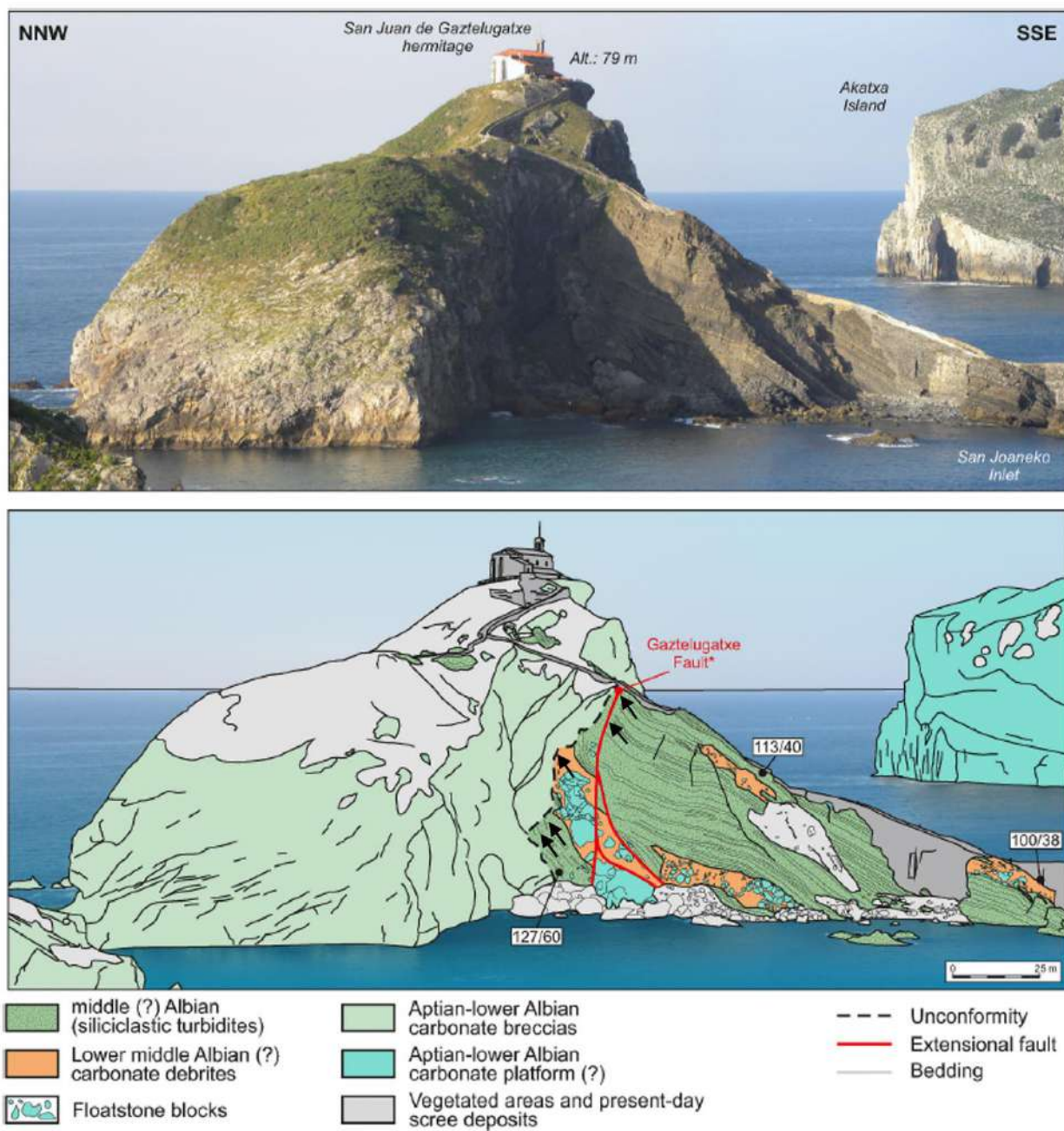
L'essentiel de cette falaise est en effet constitué, dans sa partie supérieure, par le Flysch Noir de l'Unité de Sollube que l'on a daté de l'Albien moyen et supérieur par sa faune d'Orbitolines (Foraminifères).

Mais à sa base, la falaise présente un aspect plus grossier et chaotique. On y observe d'abord des brèches calcaires constituées de blocs cimentés par une matrice et appartenant à la partie supérieure des « Brèches de Bakio » que l'on a datées de l'Albien moyen par ses Foraminifères et ses Ammonites (*Kossmatella*).

Puis immédiatement dessous, d'autres brèches mais à blocs plus gros et non cimentés constituant la partie inférieure de la même formation des « Brèches de Bakio ».

Toutes ces formations sont pentées d'environ 50° vers le Sud-SE mais elles se redressent près du plan vertical de la faille où là, elles viennent recouvrir en *onlap* la grosse masse claire de calcaire bréchique de la partie gauche de l'îlot (figures 18 et 19).

Cette dernière n'a pas été datée précisément. Elle appartiendrait probablement à la partie tout à fait inférieure des « Brèches de Bakio » (Aptien-Albien inférieur ?).



D'après E. Roca et al. (2021)

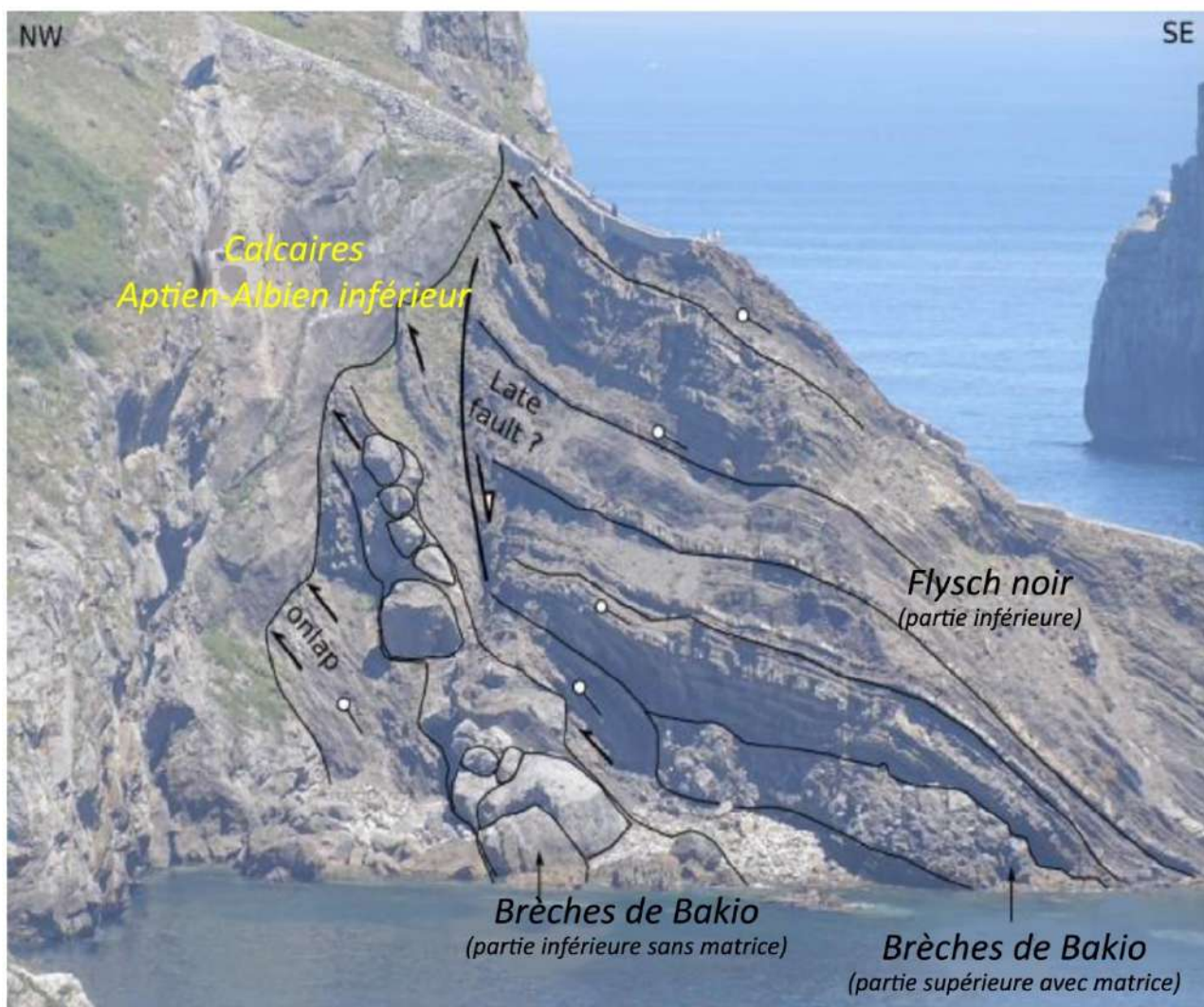


Figure 19 : Vue de détail de la cicatrice d'arrachement.

Document J-M. Flament et T. Juteau

À la base de la cicatrice d'arrachement, un slump à débris carbonatés (figure 20) passe latéralement vers le Sud à des brèches à matrice marneuse et à blocs calcaires.

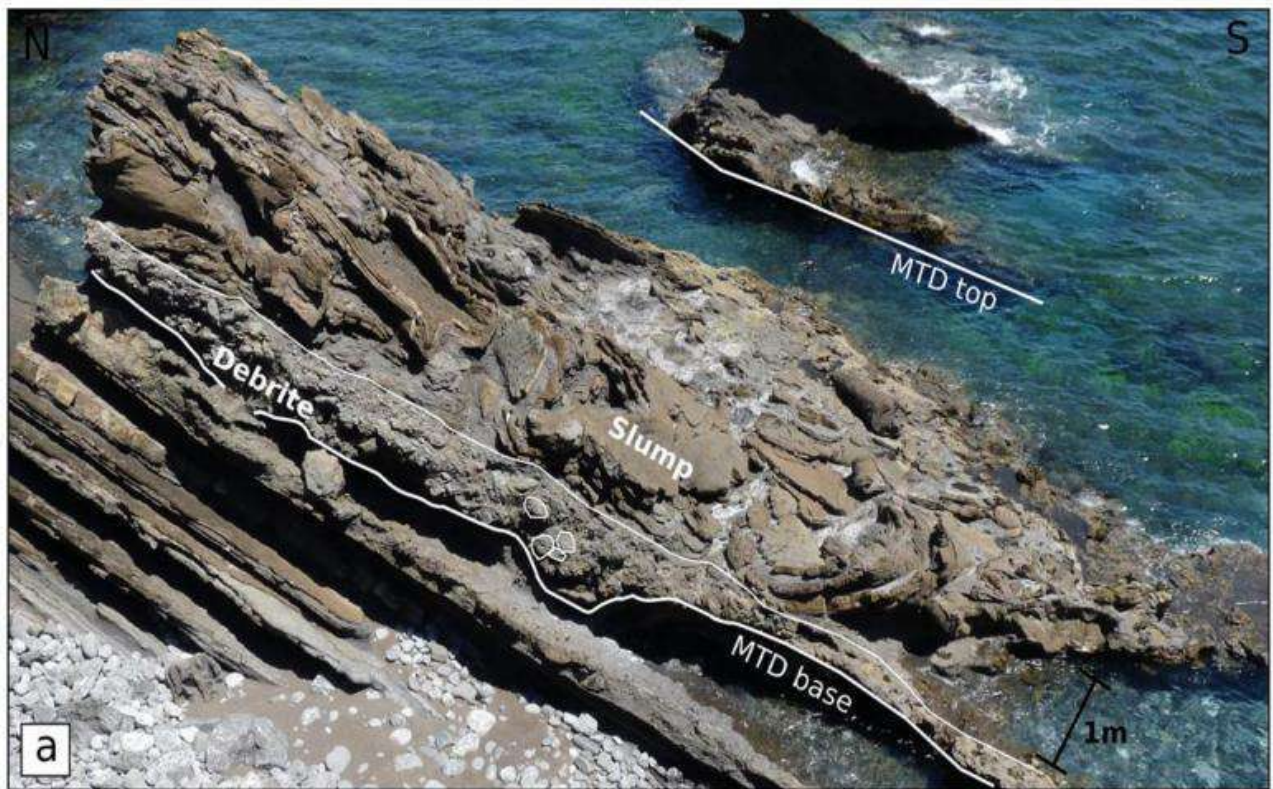


Figure 20 : *Vue du slump de Gaztelugatxe présentant des brèches à blocs calcaires à sa base et des turbidites détritiques plissées dans sa partie supérieure.*

Document J-M. Flament et T. Juteau

Ce slump est affecté de nombreux plis. L'étude systématique de ces plis a permis de conclure à un transport de ce slump (ensemble sédimentaire cohésif) par glissement du NNE vers le SSO ce qui est cohérent avec une source de type plate-forme carbonatée située au NNE de l'îlot de Gaztelugatxe.

En regardant vers le Sud-Ouest, en direction de Bakio (figure 21), on retrouve la succession stratigraphique observée sur les falaises de l'îlot de Gaztelugatxe, à savoir en allant de gauche à droite de la photo et donc du plus récent vers le plus ancien :

- les Flyschs Noirs de l'Unité de Sollube (Albien moyen et supérieur),
- les « Brèches de Bakio » à blocs cimentés
- et les « Brèches de Bakio » à gros blocs non cimentés et slumps intercalés (Albien moyen),
- et dans la mer, des rochers, prolongements du massif calcaire bréchiq Aptien-Albien inférieur» (Aptien-Albien inférieur ?).

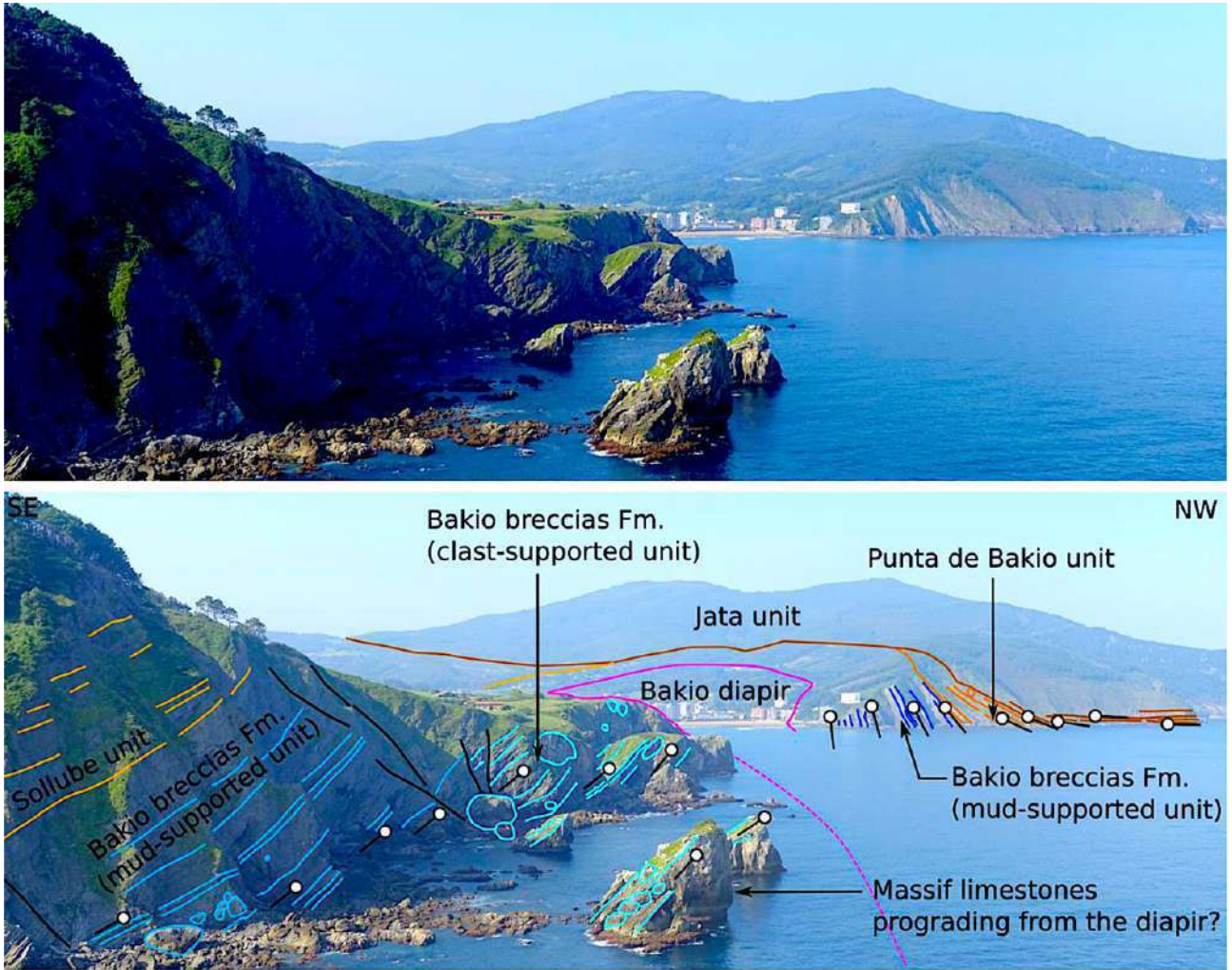


Figure 21 : Vue vers le Sud-Ouest depuis l'îlot de Gaztelugatxe.

Document J-M. Flament et T. Juteau

En anticipant sur ce que l'on va voir demain à Bakio (arrêt 3 du samedi) mais la figure 21 l'indique, on retrouve les « Brèches de Bakio » de l'autre côté de la baie du même nom avec un pendage opposé (voir également figure 22).

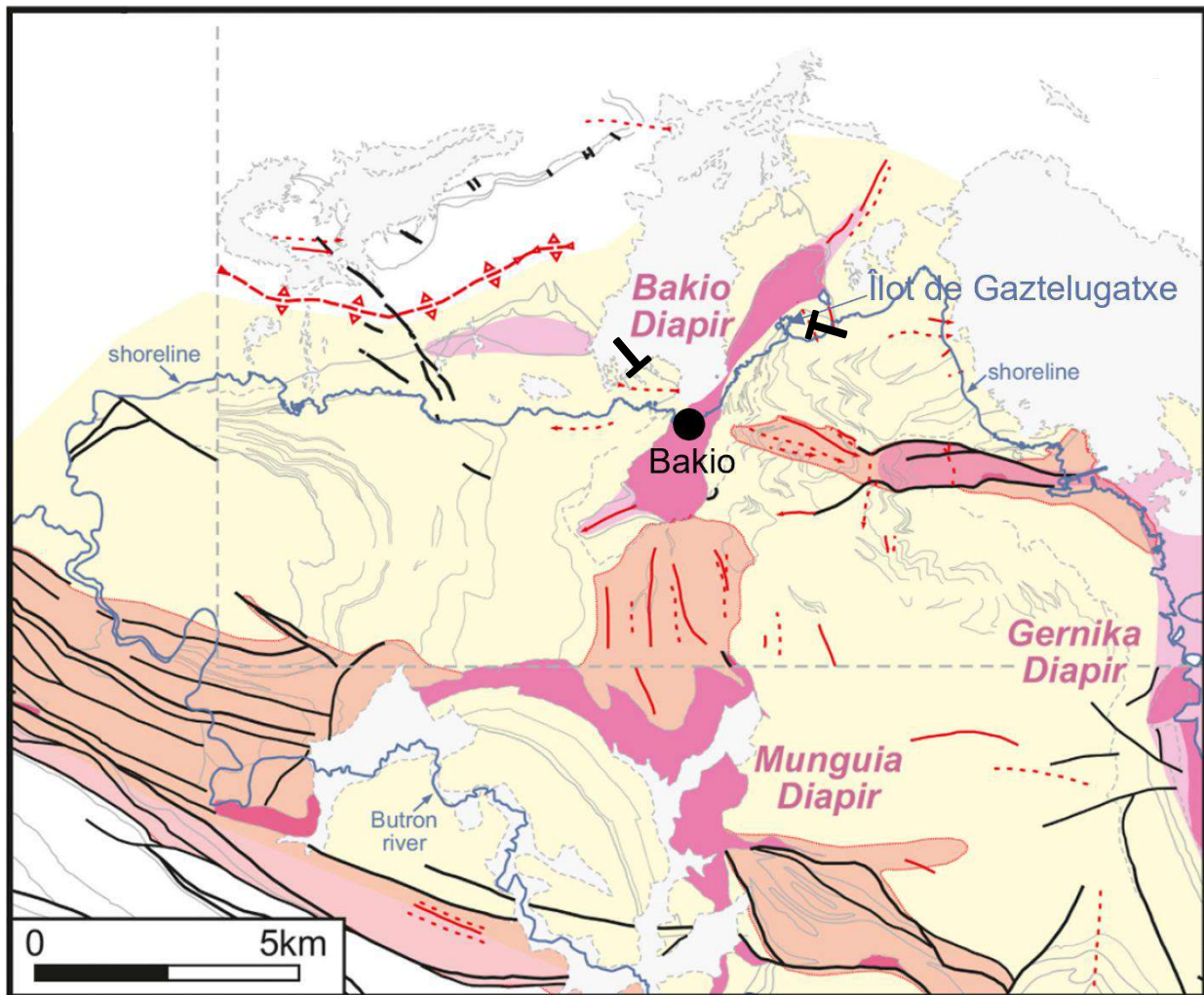


Figure 22 : Indication schématique des pendages (T) de part et d'autre du diapir de Bakio.

D'après E. Roca et al. (2021)

Les « Brèches de Bakio » semblent dessiner un anticlinal dont le cœur est le diapir de Bakio.

Questions :

- Mais qu'est-ce qu'un diapir ?
- Ce diapir est-il impliqué dans le redressement de toutes les formations observées sur l'îlot de Gaztelugatxe et qui normalement, étant des dépôts de bas de talus, devraient être plutôt en position horizontale.

Réponses au dernier arrêt de Bakio demain !

Samedi 21 septembre

Le volcanisme sous-marin du Synclinal de Bilbao

Au cours de sa longue histoire géologique, le Pays basque a connu, au début du Crétacé supérieur, une période d'intense activité volcanique, accumulant des coulées de lave basaltique au fond du « *Bassin du flysch basque* » ou « *Bassin Basco-Cantabrique* ».

À l'ère tertiaire, suite à la surrection des Pyrénées, les couches sédimentaires du flysch et les laves sous-marines intercalées dans ces sédiments ont été plissées ensemble et souvent redressées dans des positions proches de la verticale.

C'est dans le *Synclinal de Bilbao*, une grande structure cartographique en forme d'auge, que l'on va les retrouver d'abord à Fruniz (arrêt 1) puis à Arminza (arrêt 2).

C'est surtout dans le Pays basque espagnol, dans les provinces de Guipuzcoa et de Biscaye, que s'est développé ce volcanisme, il y a environ 100 millions d'années, au début du Crétacé supérieur, mais des témoins de ce volcanisme se retrouvent tout au long de la Zone Nord-Pyrénéenne, en particulier dans le Béarn.

Ce volcanisme est contemporain de l'ouverture en ciseaux du Golfe de Gascogne (figures 10 et 11). Le Bassin Basco-Cantabrique est alors en hyper-extension.

Arrêt 1 : Le lac de lave fossile de la carrière de Fruniz

On est ici sur le flanc Nord du Synclinal de Bilbao (figure 23).

Dans ce synclinal, s'est manifesté au Crétacé supérieur, très précisément de l'Albien supérieur jusqu'au Santonien (figure 24), un important volcanisme alcalin représenté par tout un ensemble de coulées de laves basaltiques sous-marines à pillow lavas, accompagnées de tout un cortège d'intrusions (dykes, sills) et de brèches volcaniques variées, s'intercalant dans le flysch crétacé du Synclinal de Bilbao épais parfois de plus de 1.000 m.

Epais

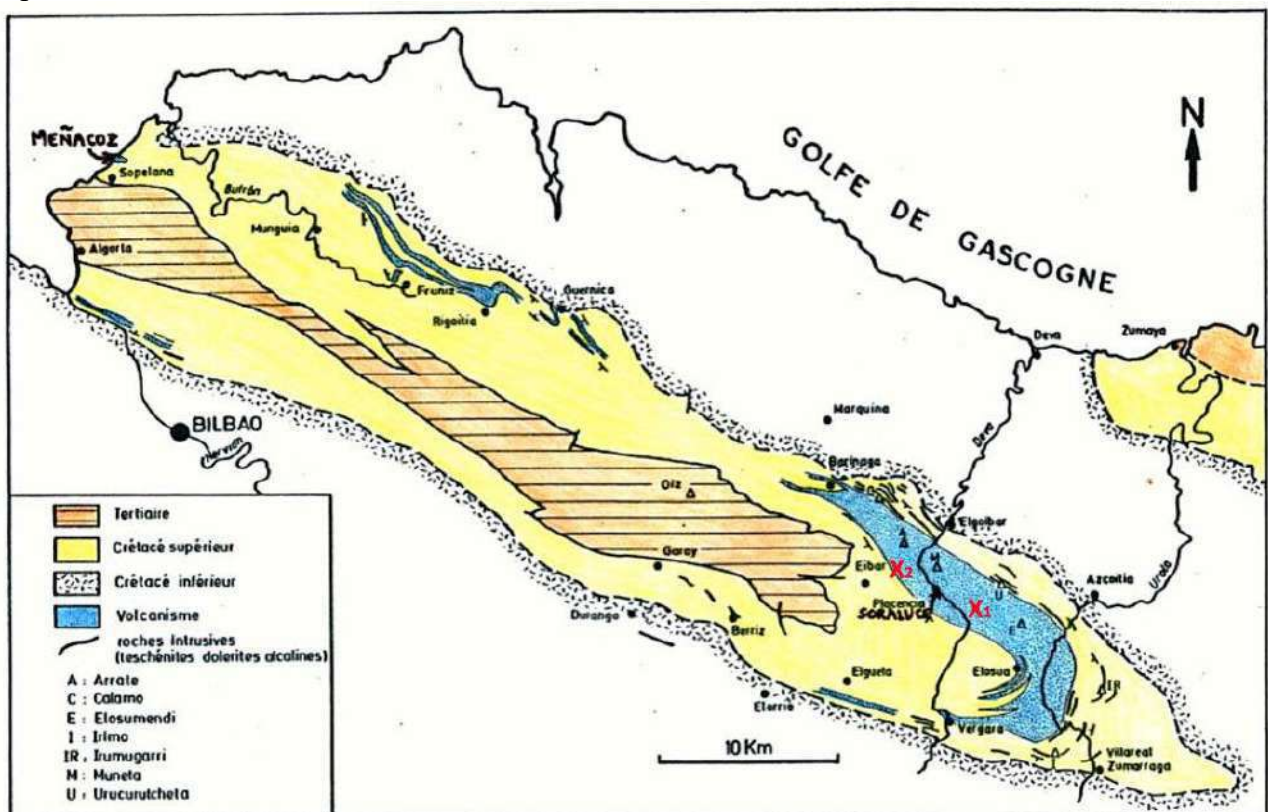


Figure 23 : Carte géologique schématique du Synclinal de Bilbao

Les formations volcaniques y sont représentées en bleu.

Document T. Juteau

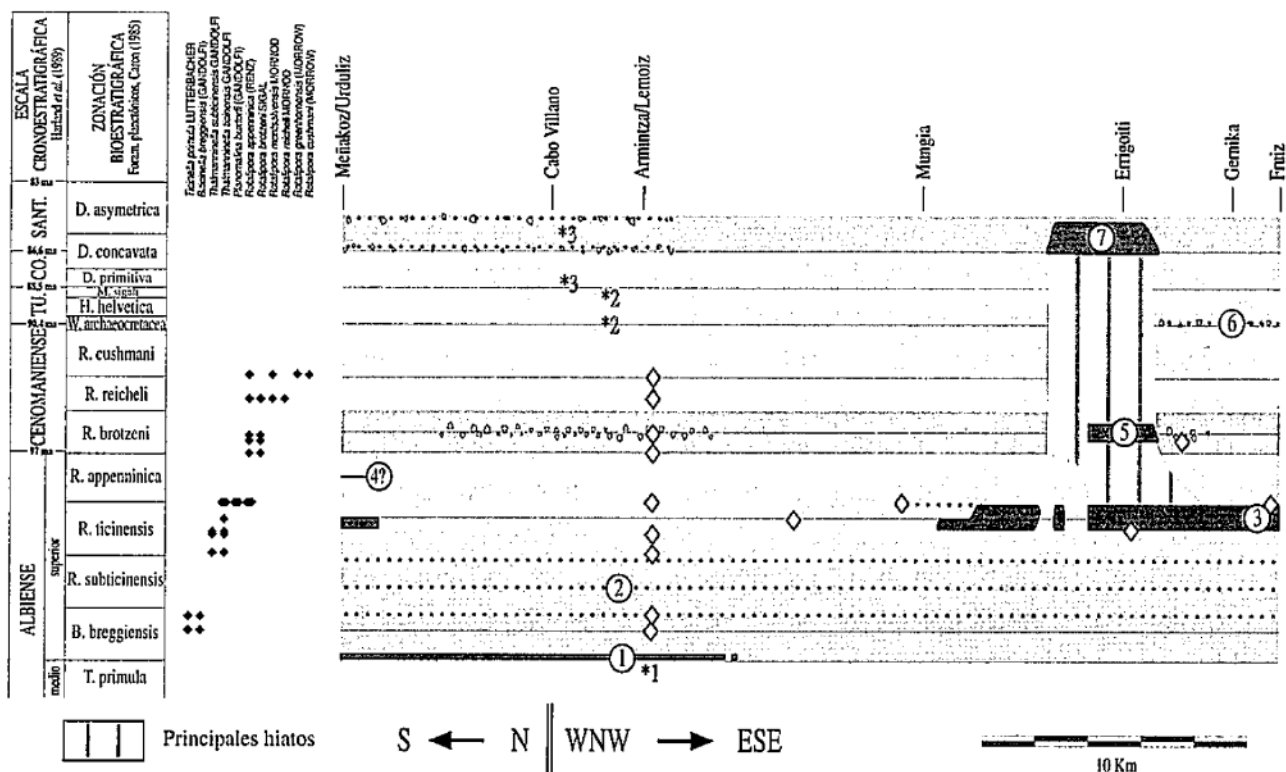


Figure 24 : Diagramme chronostratigraphique des épisodes volcaniques du Synclinal de Bilbao.
Les épisodes volcaniques ont été datés par les Foraminifères et les Ammonites.

D'après L.M. Castañares, S. Robles et J.C. Vicente Bravo (1997)

À quelques centaines de mètres à l'ouest du village de Fruniz (ou Fruiz en euskera sur certaines cartes), le long de la route BI 21-21 en direction de Mungia, une grande carrière abandonnée se situe sur la droite en bordure de la route (figure 25).

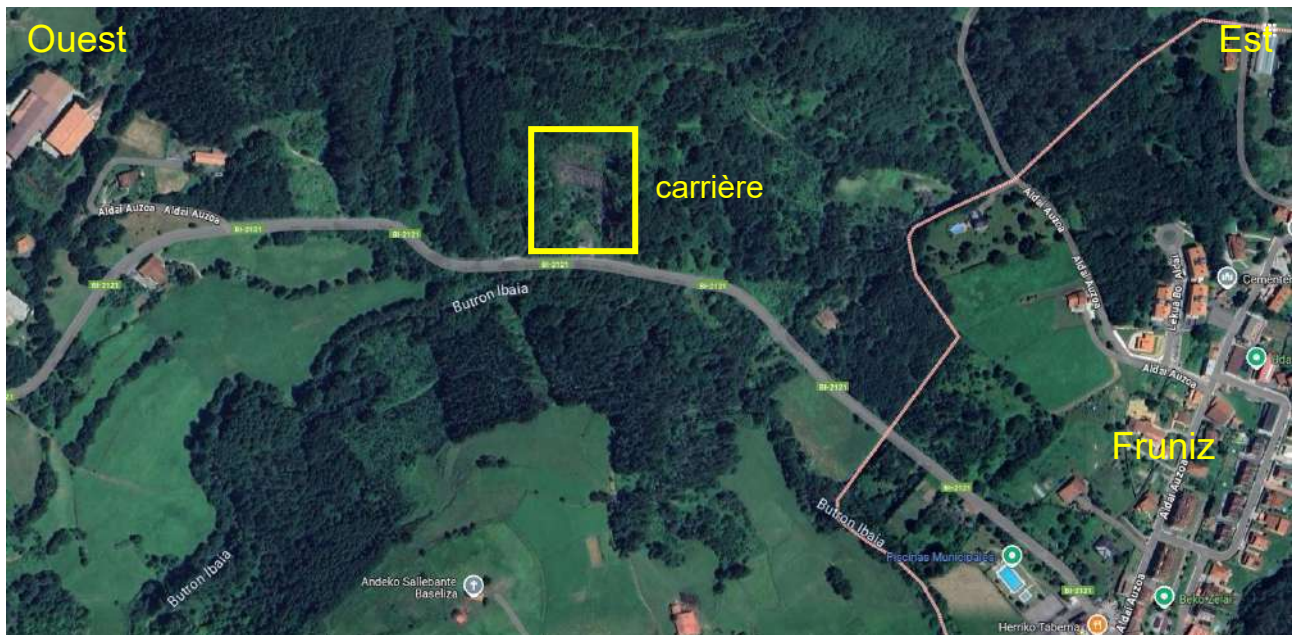


Figure 25 : Localisation de la carrière de Fruniz (Document Google Map).

Cette carrière, large de près de 60 m, est entièrement taillée dans une formation massive de basalte noir qui se débite en prismes horizontaux spectaculaires, visibles de loin, et qui évoquent des orgues basaltiques (figures 28 et 31).



Figure 26 : Le groupe de l'AVG dans la carrière, attentif aux explications de T. Juteau.



Figure 27 : Photo du front de la carrière pour tout le monde... sauf pour Françoise, notre trésorière qui botanise !



Figure 28 : Vue d'ensemble du front de la carrière.

Sur ses deux côtés de la carrière, on peut observer le contact du basalte avec un flysch marno-calcaire qui a été daté du Crétacé supérieur (Cénomaniens) et dont les couches ont été redressées à la verticale par les mouvements tectoniques liés à la surrection des Pyrénées à l'Éocène et l'Oligocène.

Le contact oriental avec le flysch marno-calcaire (figure 29) peut être étudié de près.

Il présente une *bordure figée fine*, affectée sur environ 5 m d'épaisseur par un clivage régulier et serré parallèle au contact.

Les sédiments crétacés n'y sont pas particulièrement déformés ou bréchifiés, et surtout, ils ne présentent pas de recristallisations qui pourraient indiquer un métamorphisme de contact.



Figure 29 : Flanc droit (Est) de la carrière.
Le contact vertical avec le flysch marno-calcaire encaissant est bien visible.



Figure 30 : Échantillon du flysch marno-calcaire encaissant de faciès fin et sombre.

Le contact occidental montre de très beaux prismes hexagonaux et pentagonaux en position horizontale qui se sont formés au cours du refroidissement de la lave.



***Figure 31 :** Flanc gauche (Ouest) de la carrière
avec de beaux prismes de basalte en position horizontale.*



Figure 32 : Détail de quelques prismes (Photo T. Juteau).

Ces prismes sont également visibles sur tout le front de la carrière.

Mais dans sa partie médiane, on peut observer comme une « cicatrice » verticale séparant nettement deux ensembles de prismes à peu près horizontaux et disposés symétriquement par rapport à cette cicatrice. À son niveau où les deux ensembles de prismes s'affrontent, on a même l'impression de voir comme des gerbes. Les prismes sont très redressés vers le haut.



Figure 33 : *Partie centrale du front de la carrière.
De part et d'autre d'une cicatrice verticale médiane, deux piles de prismes légèrement obliques
et qui se redressent quand elles viennent au contact.*

Ces prismes étaient originellement verticaux. Ils se forment toujours perpendiculairement aux surfaces de refroidissement comme on peut le voir à Saint-Flour, Chillac (figure 34). Aujourd'hui, ils sont dans une position proche de l'horizontale.

Ils ont donc été redressés de près de 90° , comme les flyschs encaissants d'ailleurs, durant les plissements pyrénéens.



Figure 34 : Orgues basaltiques de Chillac (Haute-Loire)

Redressement vers la gauche (l'Ouest) ou vers la droite (l'Est) ?

Dans la carrière, il est impossible de trouver des critères de polarité.

Comme l'on se trouve sur le flanc Nord du Synclinal de Bilbao et que le cœur de ce synclinal se trouve à l'Ouest de la carrière (voir figure 23), on pourrait penser que le flanc Ouest de la carrière représenterait le haut, le dessus de la formation basaltique et le flanc Est sa base, le dessous.

En fait, il n'en est rien ! Selon T. Juteau, le haut de la formation est à l'Est et le bas à l'Ouest.

Cela tient au fait que le Bassin Basco-Cantabrique, dans la région de Bilbao, est un ensemble de synclinooriums et d'anticlinooriums très tectonisé, très plissé et faillé comme le prouve la présence de deux grandes failles de direction NO-SE : les failles de Bilbao et de Guernica (figure 35). Et cela s'explique facilement car c'est vraiment là que se sont heurtées les plaques européenne et ibérique à l'Éocène au moment de la formation de la chaîne pyrénéenne.

La formation de basalte de Fruniz pourrait alors appartenir au flanc Est d'un petit anticlinal du synclinoorium de Bilbao (= Biscaye) ou pourquoi pas, de l'anticlinoorium voisin de Biscaye (figure 36).

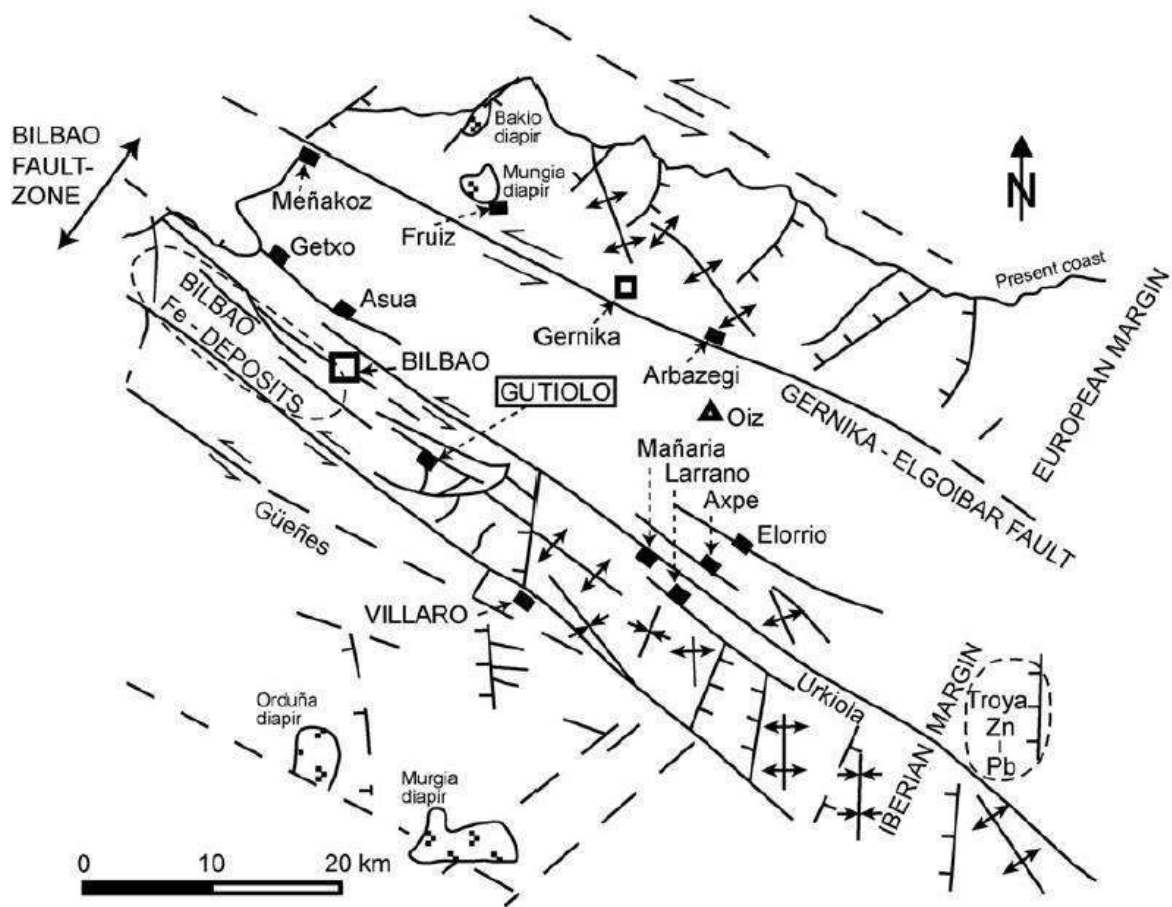


Figure 35 : Le synclinal de Bilbao : contact entre les marges européenne et ibérique.

D'après M. Carracedo et K. Fernandez Mendiola (2018)

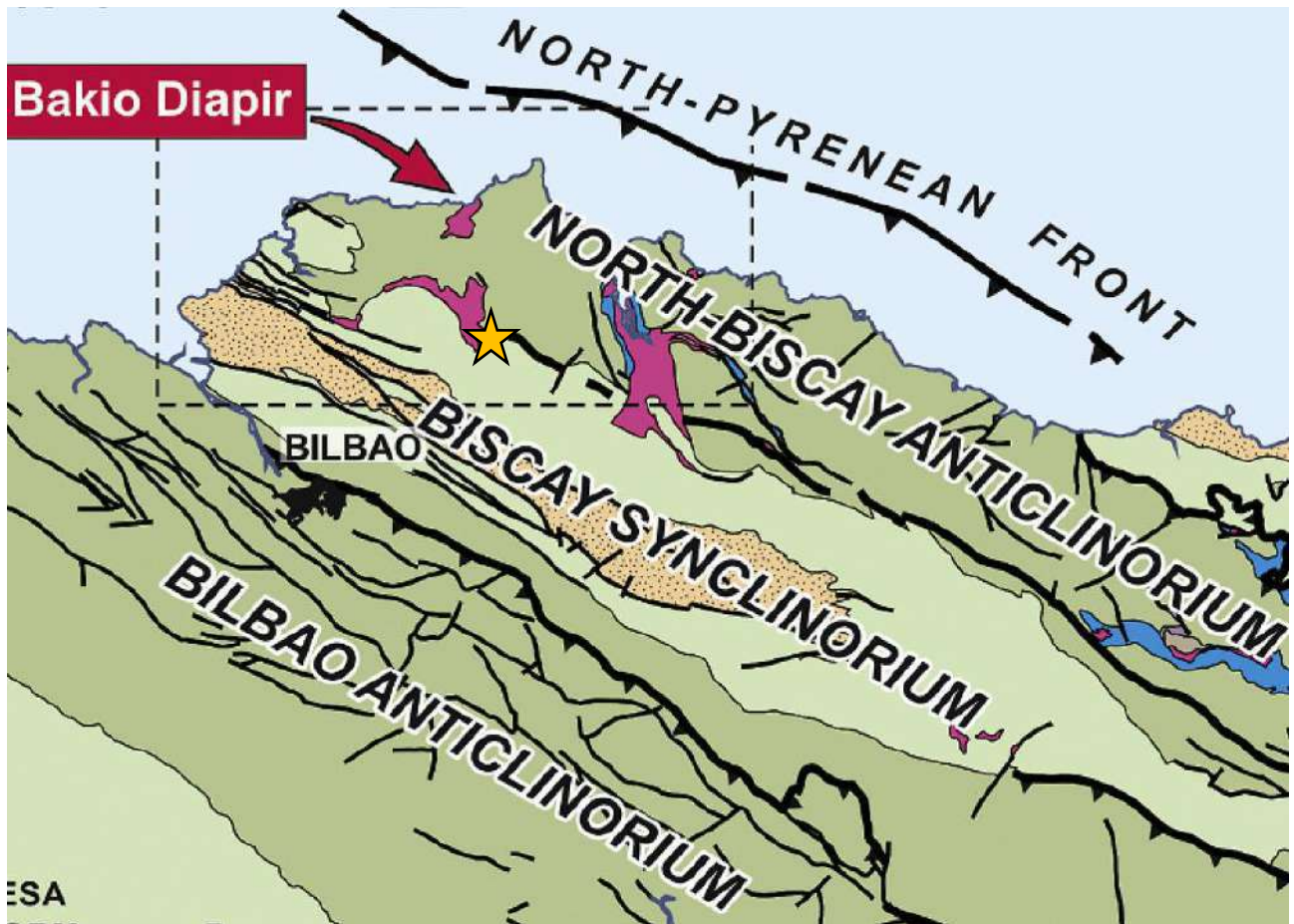


Figure 36 : Unités tectoniques du Bassin Basco-Cantabrique.

D'après E. Roca et al. (2021)

★ *Position de Fruniz*



Figure 37 : Polarisation de la formation basaltique

Mais que représente en fait cette formation ?

- Est-ce un **sill** c'est-à-dire un filon de roche magmatique injecté horizontalement dans l'encaissant ? Dans le cas de la carrière de Fruniz, est-ce donc une intrusion basaltique concordante avec les couches sédimentaires du flysch dans lesquelles elle s'est mise en place à chaud, c'est-à-dire à une température de 1200°C environ.
- Est-ce une **coulée de lave** ?

L'absence de métamorphisme de contact dans le flysch du flanc oriental de la carrière, flysch qui constitue le plancher, la base sur laquelle se serait posée l'intrusion de magma chaud permet de rejeter l'hypothèse d'un sill.

On pourrait donc retenir l'hypothèse d'une coulée ... sauf que l'on ne connaît pas d'exemple actuel de coulée de près de 60 m d'épaisseur (largeur de la carrière) ou même de 30 m d'épaisseur si l'on admet que deux coulées y sont superposées (voir figures 33 et 37).

Alors ?

Des échantillons de basalte peuvent être récoltés sur le sol de la carrière.

Certains présentent un aspect bulleux.





Figure 38 : Basalte bulleux

D'autres sont d'authentiques brèches... ou des morceaux de « pipes ».



Figure 39 : Brèche volcanique



Figure 40 : Un échantillon de « pipe » en 3D.

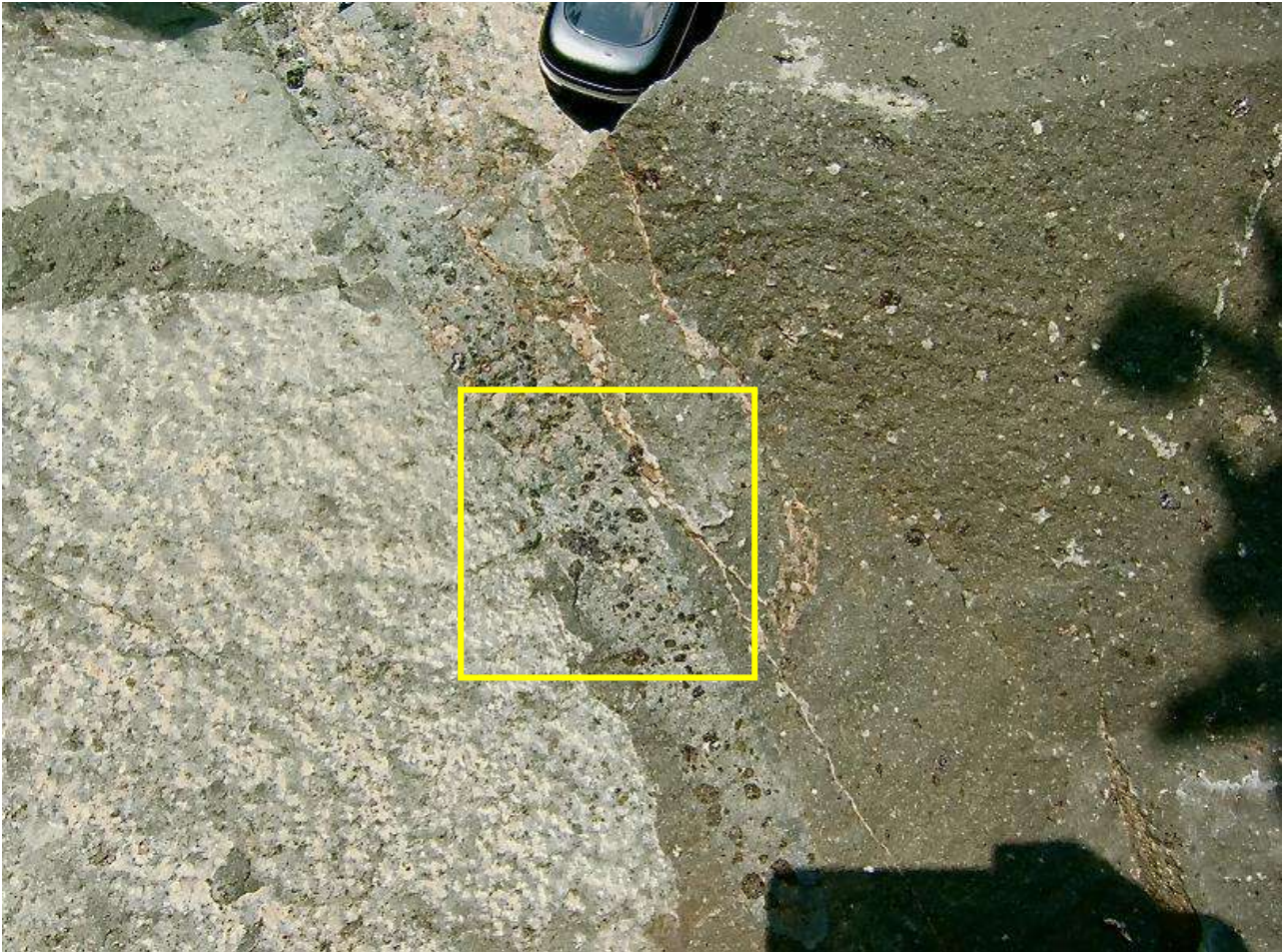


Figure 41 : Un « pipe » riche en bulles de gaz rondes (remplies de calcite blanche) et en cristaux de pyroxène (noirs) - Section longitudinale. (Cliché T. Juteau)



Figure 42 : Un « pipe » vu en section transversale, ovale et inclus dans un prisme basaltique pentagonal (section transversale).

Ces « pipes » sont des conduits cylindriques de 5-10 cm de diamètre, la plupart riches en phénocristaux de pyroxènes et en bulles de gaz parfois remplies de calcite (figures 40, 41 et 42).

Ils indiquent des remontées de matériel chaud au sein du basalte encore liquide, juste après sa mise en place

On peut observer sur les blocs éboulés que ces conduits longs et étroits sont rigoureusement parallèles aux prismes des colonnes basaltiques. En tenant compte du fait que la prismation était originellement verticale, on en déduit que ces nombreux « pipes » étaient eux aussi orientés verticalement.

Ces « pipes » riches en bulles de gaz matérialiseraient en fait les *nombreuses zones de dégazage de la coulée* : des cohortes verticales de bulles de gaz remontaient vers la surface de la lave, juste après sa mise en place, à l'image des cohortes de bulles que l'on voit remonter du fond d'une casserole d'eau bouillante... Ces remontées de gaz entraînaient avec elles de nombreux phénocristaux de pyroxène noirs (augite), en train de cristalliser dans le fond de la coulée.

À noter que la prismation s'est développée nettement plus tard que les « pipes », quand la coulée était déjà refroidie et consolidée. On estime que c'est vers 600°C que la contraction thermique due au

refroidissement provoque une fracturation générale et simultanée (et donc la prismation) dans l'ensemble d'une coulée de basalte.

Paraît-il, selon T. Juteau, qu'en Islande, on « entend » une détonation au moment de la prise en prismes d'une coulée de basalte donc à une température voisine de 600°C.

La lave (figure 43) est *porphyrique*, montrant des phénocristaux pluri-millimétriques de pyroxène noir (augite) et de plagioclase blanc (labrador). Elle est aussi un peu *vésiculaire*, contenant des amygdales rondes (anciennes bulles de gaz) remplies de minéraux hydrothermaux secondaires de basse température (calcite, zéolites, chlorites, argiles...)



Figure 43 : Échantillons de basalte de la carrière.

Synthèse des observations

Les nombreux « pipes » indiquant un dégazage vigoureux, la texture microlitique fine du basalte, l'absence de métamorphisme au contact avec le sédiment, incitent à penser que la formation basaltique de Fruniz est plutôt une coulée effusive qu'un sill intrusif.

Cette coulée se serait mise en place sur un plancher océanique sédimentaire puisque tout son encaissant est constitué de turbidites (flyschs) et peu profond pour permettre aux gaz de s'échapper librement par les « pipes ».

Mais pourquoi alors n'observe-t-on pas de pillows ? L'hypothèse retenue est que le volume de lave qui a été émis instantanément lors de l'éruption a été très important (les géologues anglais parlent de « *sheet flows* »), et dans ce cas, la trempe thermique brutale subie par la lave n'a pas pu contenir la coulée, celle-ci se serait alors étalée largement puis écoulée vers le bas.

Elle aurait pu s'accumuler dans un creux topographique, un petit graben tectonique par exemple, pour former un lac de lave. Ainsi pourrait-on expliquer l'épaisseur de près de 60 mètres de la formation de Fruniz (figure 45).

Rien à voir avec les lacs de lave de surface très tourmentés du Massif Central (figure ci-dessous) !!!!



Figure 44 : *Lac de lave de Arlempdes (Haute-Loire).*

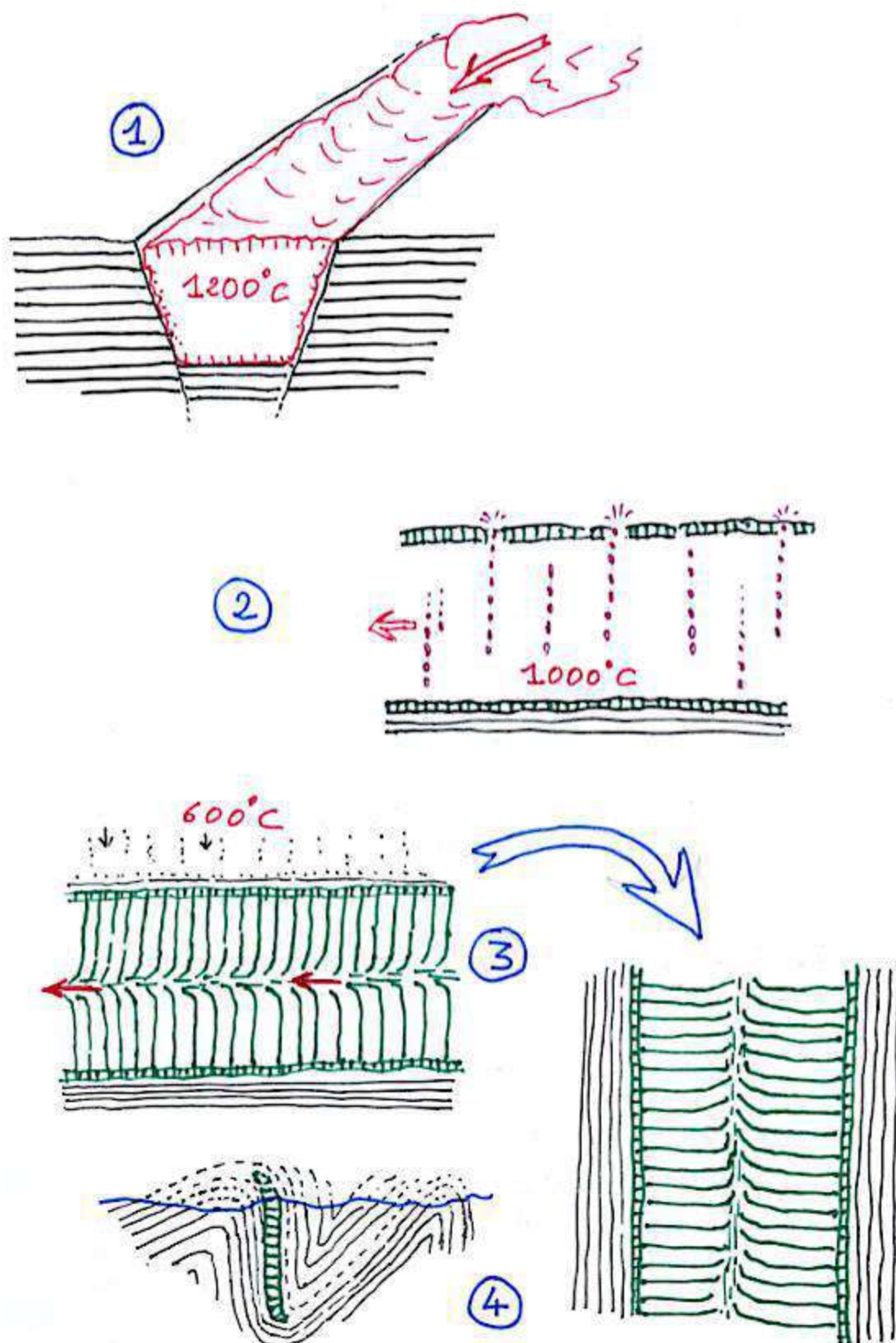


Figure 44 : Schéma reconstituant l'histoire du lac de lave fossile de Fruniz

Document J-M. Flament et T. Juteau

1. Accumulation, sur 60 m d'épaisseur, d'une volumineuse coulée de basalte dans un creux topographique (ici, un petit « graben » tectonique, affectant les sédiments du flysch).
2. Un vigoureux dégazage se produit à haute température : des chapelets de bulles de gaz remontent à la verticale, entraînant avec elles les cristaux rencontrés sur leur passage (pyroxènes, feldspaths).
3. Le lac de lave se refroidit et se solidifie. Vers 600°C, la contraction thermique déclenche une fracturation générale (formation des prismes hexagonaux), qui part des deux bordures froides et se dirige vers le centre du lac de lave. Au centre, la lave encore visqueuse s'écoule encore, ce qui tord les prismes dans la direction de l'écoulement résiduel.
La lave refroidie est rapidement ensevelie sous les sédiments du flysch.
4. Beaucoup plus tard, le flysch se plisse et le lac de lave se retrouve à la verticale, avec les sédiments marno-calcaires encaissants.
C'est dans cette position que nous les voyons actuellement.

Arrêt 2 : La coulée à pillow lavas et les slumps d'Armintza



Figure 43 : Le petit port d'Armintza

A- La coulée à pillow lavas

En contrebas du petit port de plaisance d'Armintza, affleure une longue coulée basaltique à pillow lavas intercalée dans les marnes noires du flysch crétacé (figure 44).

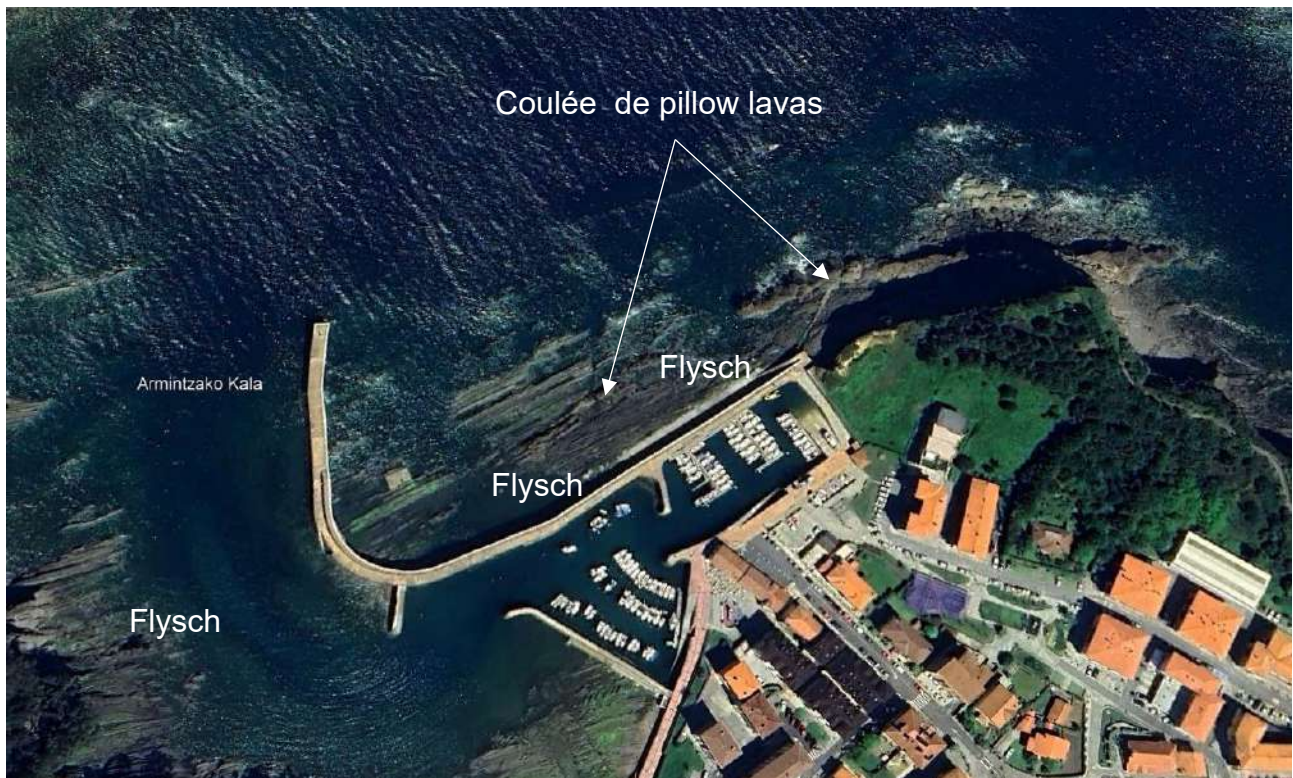


Figure 44 : La coulée à pillow lavas affleure en contrebas du petit port de plaisance. Plus résistante que les sédiments du Flysch noir qui l'encaisse, la coulée de basalte se présente comme un mur sub-vertical à fort pendage vers le Sud-Est (figure 45).

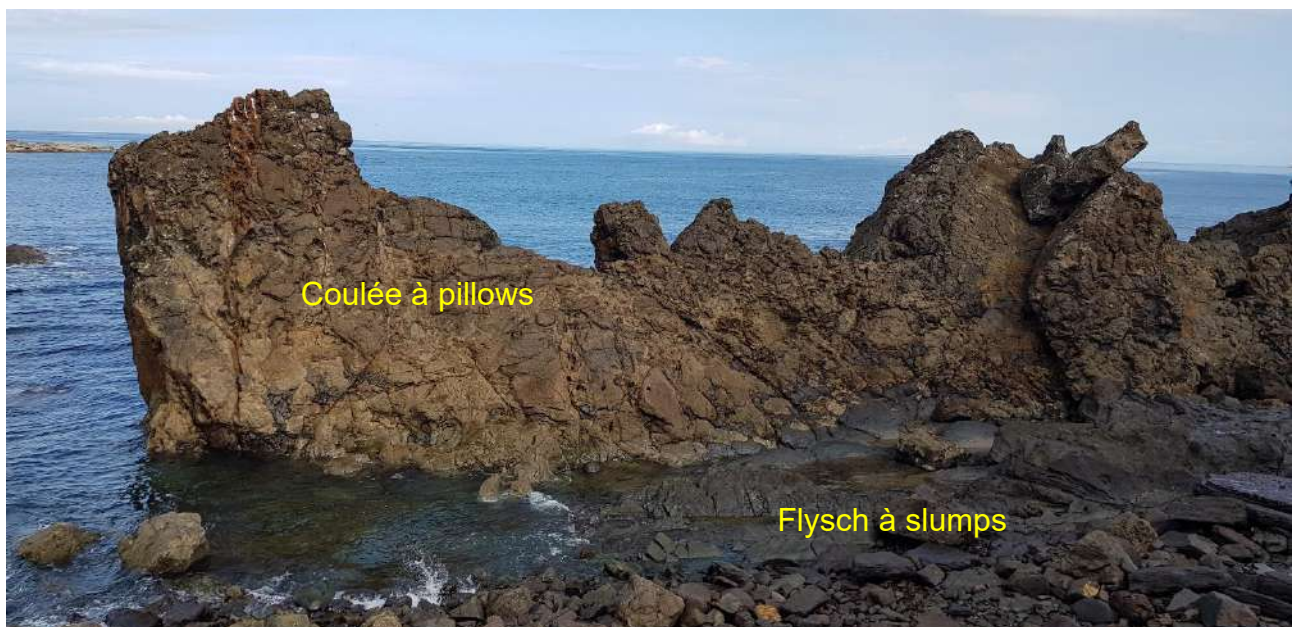


Figure 45 : Vue sur le dos de la coulée à pillow lavas à pendage sub-vertical.

On peut s'en approcher (on est presque à marée basse !) pour observer de près les laves en coussins ou pillow lavas qui la constituent.

En chemin, le flysch de l'estran présente çà et là des petits slumps qui semblent couper la schistosité très régulière du flysch (figures 46 et 47).



Figure 46: *Petit slump (en forme de mini-pli) dans le Flysch noir de l'estran.*





Figure 47 : *Shistosité dans la falaise de flysch de l'autre côté de l'entrée du port.*

L'approche du mur de pillows se montre en réalité assez difficile parce que très glissante. Certains y vont à quatre pattes (figure 48) !



Figure 48 : *Approche difficile !*

En se promenant sur le dos de la coulée (la face du « mur » qui regarde vers le quai), on peut observer en plusieurs endroits un mélange intime de la lave avec les marnes couleur gris sombre du Flysch noir (figures 49 et 50).



Figure 49 : Surface de la coulée de basalte montrant le mélange intime des pillow lavas avec les marnes noires du flysch.



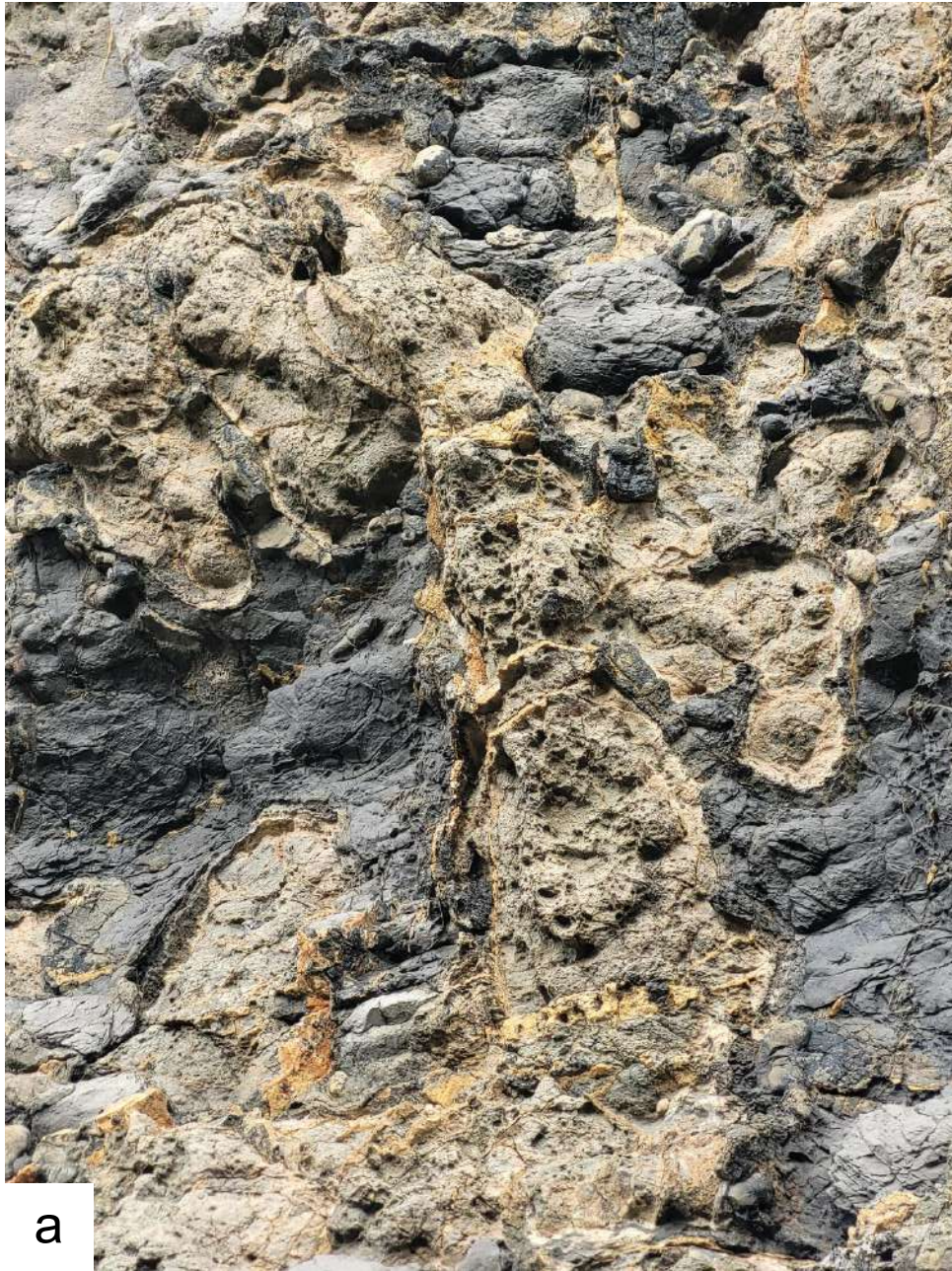
Figure 50 : Détail.

Noter la présence de nombreuses vésicules dans le pillow.

Ces basaltes sont criblés d'amygdales remplies de calcite, correspondant à d'anciennes bulles de gaz. Cette évidence de dégazage intense indique une faible profondeur d'eau, certainement inférieure à 500 mètres, voire à 100 mètres dans certains cas. Cependant, les nombreuses évidences d'inclusions de sédiments carbonatés mous dans les laves basaltiques pourraient expliquer l'abondance anormale de bulles de CO₂ dans ces laves, indépendamment des critères de profondeur.

En un endroit du mur, on peut même observer comme un long tube à peu près vertical et si on le regarde bien, on a comme l'impression qu'il va en se dilatant vers le bas et qu'il se présente en fait comme un chapelet, une succession de boules, de pillows de plus en plus gros (figure 51).

Ce type de structure se forme lorsque la lave rentre en contact avec l'eau. Le contact brutal de la lave basaltique à 1200°C avec l'eau à une dizaine-vingtaine de degrés entraîne un phénomène de trempe, c'est-à-dire un refroidissement très rapide de la surface de la lave qui se transforme en une pellicule de verre. Mais la lave continuant à venir, cette dernière peut percer la pellicule de verre juste formée et continuer à s'écouler entraînant ainsi la formation d'un tube plus ou moins long.



a

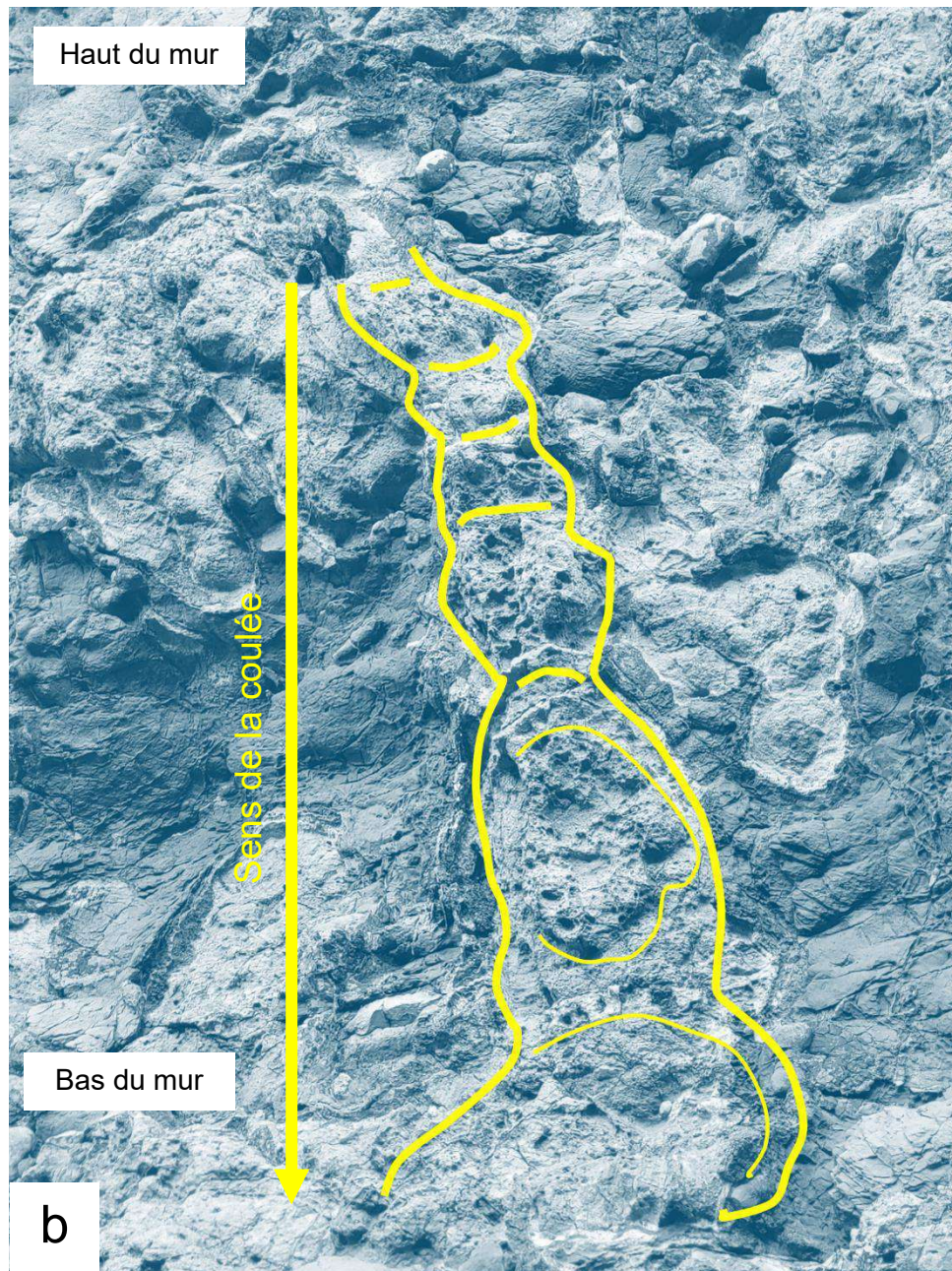


Figure 51 : Le tube d'Armintza !

a- Vue réelle b- Schéma d'interprétation

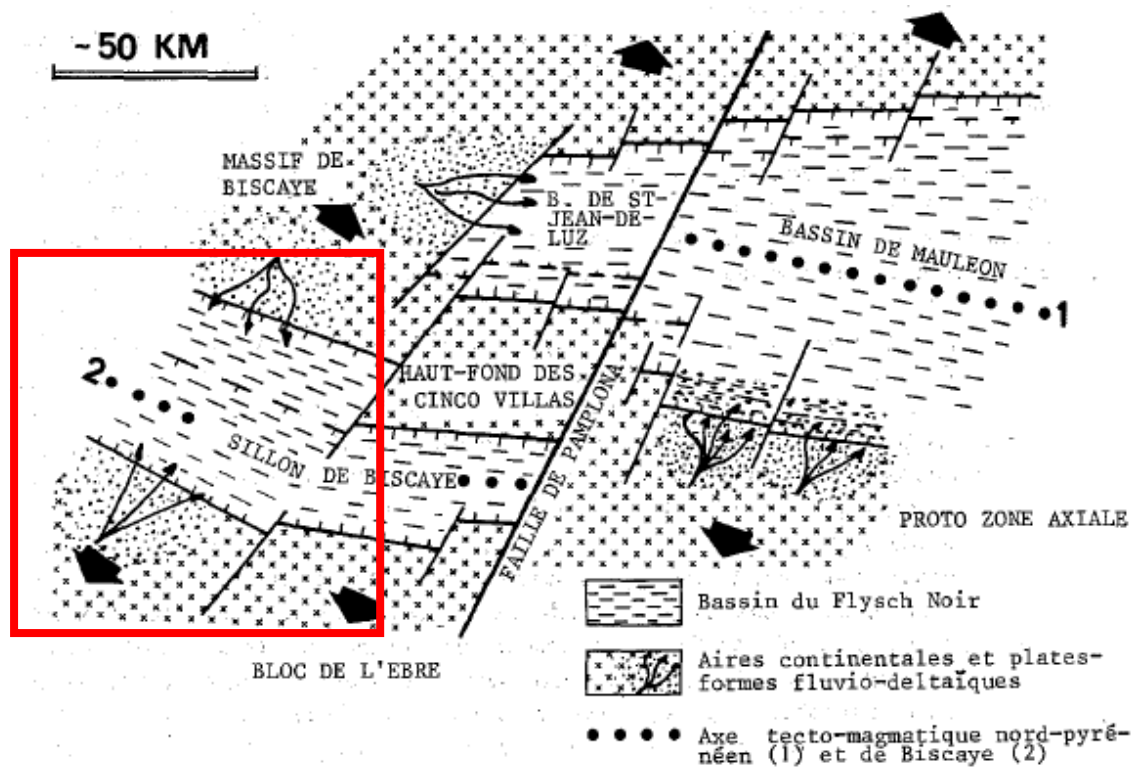
Remarque : Ce genre de tubes de pillow lavas peut être observé sous un état plus frais dans le Synclinal de Bilbao (figure 52).



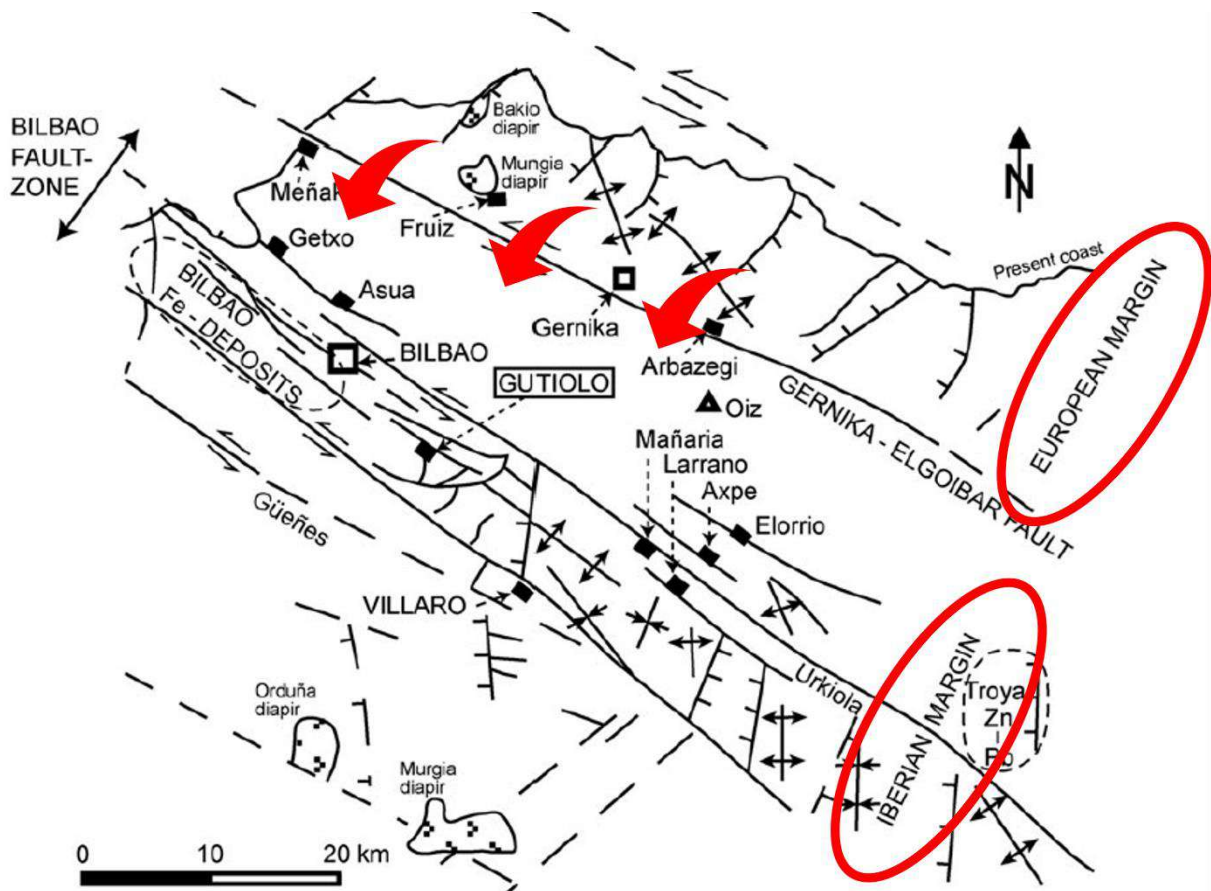
Figure 52 : Tubes de pillow lavas enchevêtrés le long de la route forestière de Soraluece (Monte Karakate)

Cela suggère un écoulement de la lave du haut vers le bas du mur. Et comme ce mur est penté vers le Sud-Est, on peut supposer par conséquent un écoulement de la lave dans cette direction.

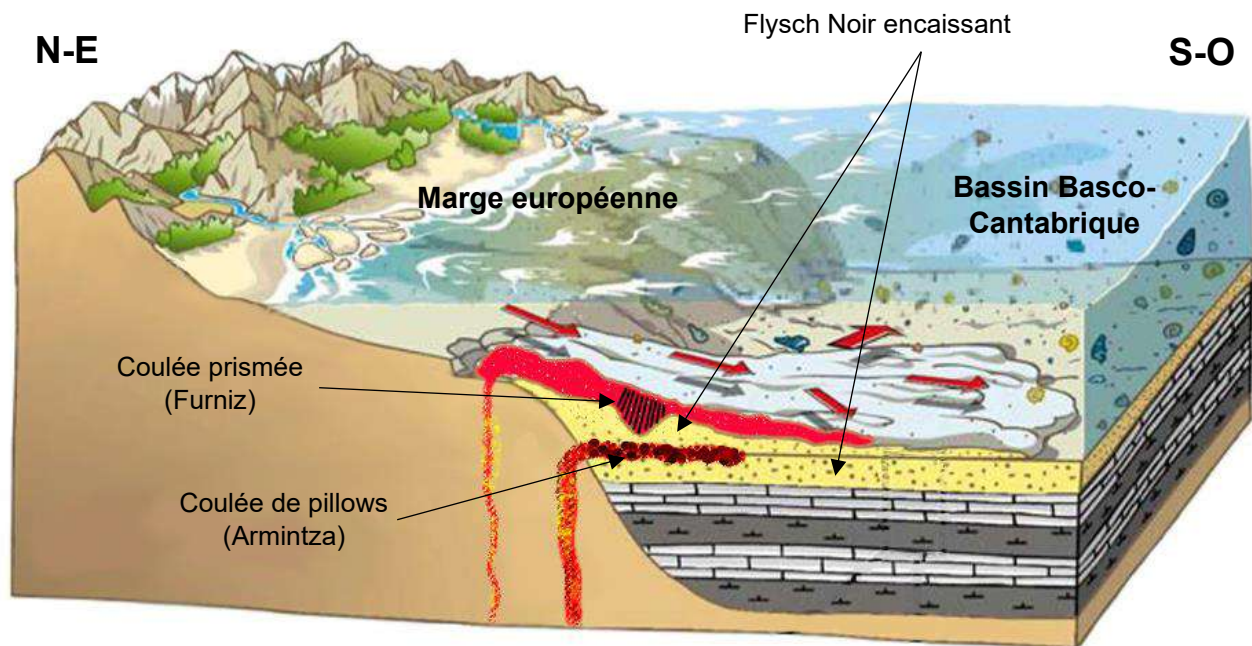
Comme cette coulée est d'autre part concordante avec les strates de flysch, on peut aussi émettre l'hypothèse que tout cet ensemble proviendrait en fait d'une région-source située plus au Nord-Est et donc appartenant à la marge européenne (figure 53).



A - Localisation des bassins du Pays Basque à la limite Albien-Cénomanien



B- Détail de l'encadré rouge du schéma précédent - Situation du Bassin Basco-Cantabrique entre les marges européenne et ibérique.



C- Vue en 3D.

Figure 53 : La marge européenne, source des flyschs

D'après P. Razin (1989) - schéma A, A. Hilario (2012) - schéma B et P. Thomas (2022) - schéma C

Le débit en pillows de la coulée basaltique d'Armintza implique une mise en place en milieu aquatique tout comme la coulée de Fruniz (arrêt précédent). Et dans les deux cas, ces coulées se sont mises en place au sein de la formation du Flysch Noir (figure 53 du bas).

Mais ces deux coulées ne présentent pas du tout le même aspect !

Alors que la coulée de Fruniz est planaire et présente un débit en prismes que l'on a expliqué par un volume de lave émis important empêchant la contraction thermique de jouer son rôle, le volcanisme d'Armintza a été plus modéré. La trempe thermique a alors eu un effet maximum : une couche de verre emprisonne la lave qui forme des tubes anastomosés et enchevêtrés et progresse vers le bas par éclatements successifs de la croûte vitreuse.

Selon Castañares *et al.*, lorsque le magma débouche sur le plancher océanique, de puissants volumes de lave se mettent en place sous la forme de coulées massives planaires qui peuvent se prisme dans les creux topographiques. Puis lorsque le débit diminue, des coulées à pillow lavas se mettent en place, construisant des édifices volcaniques coniques, avec tout un cortège de brèches de pillow lavas sur les flancs des volcans. Finalement, des écroulements et des transports en masse, ainsi que des explosions volcaniques, déposent des brèches volcaniques stratifiées sur les édifices volcaniques (figure 54).

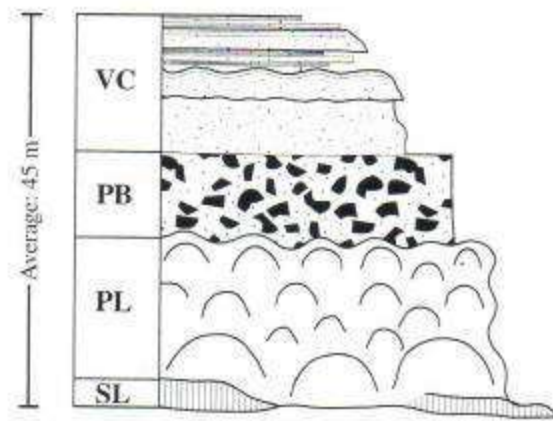


Figure 54 : La séquence verticale typique d'un volcan sous-marin de la zone de Guernica.

SL (Sheet lavas) : coulées massives planaires. PL : pillow lavas.

PB (Pillow breccias) : brèches de pillow lavas. VC : brèches volcaniques stratifiées.

D'après Castañares et al. (2001).

1- Datation du volcanisme du Synclinal de Bilbao

Les coulées du Synclinal de Bilbao ont été parfaitement datées (figure 55), d'une part grâce à la microfaune de Foraminifères et à la macrofaune d'Ammonites contenues dans les couches sédimentaires intercalées entre les coulées de lave, et d'autre part grâce à des mesures d'âges géochronologiques utilisant les isotopes du potassium et de l'argon (méthode K-Ar).

Les âges s'échelonnent entre l'Albien supérieur (environ -100 Ma) et le Santonien inférieur (environ -85 Ma), soit sur une durée d'environ 15 Ma avec des interruptions plus ou moins longues. Cette période du Crétacé correspond précisément à l'ouverture en ciseaux du Golfe de Gascogne, conséquence de la rotation antihoraire du bloc ibérique entre -110 et -85 Ma.

Le volcanisme basaltique principal d'Armintza a eu lieu à la limite Albien moyen-Albien supérieur (Biozones à *Schakonia primitiva* / *Biticinella bregiensis*) mais il a continué à se manifester épisodiquement jusqu'à la limite Albien-Cénomanién.

Le volcanisme basaltique de Fruiz est plus récent, Albien supérieur : partie supérieure de la biozone *Rotalifera ticinensis* et partie inférieure de la biozone *Rotalipora appenninica* (figure 55).

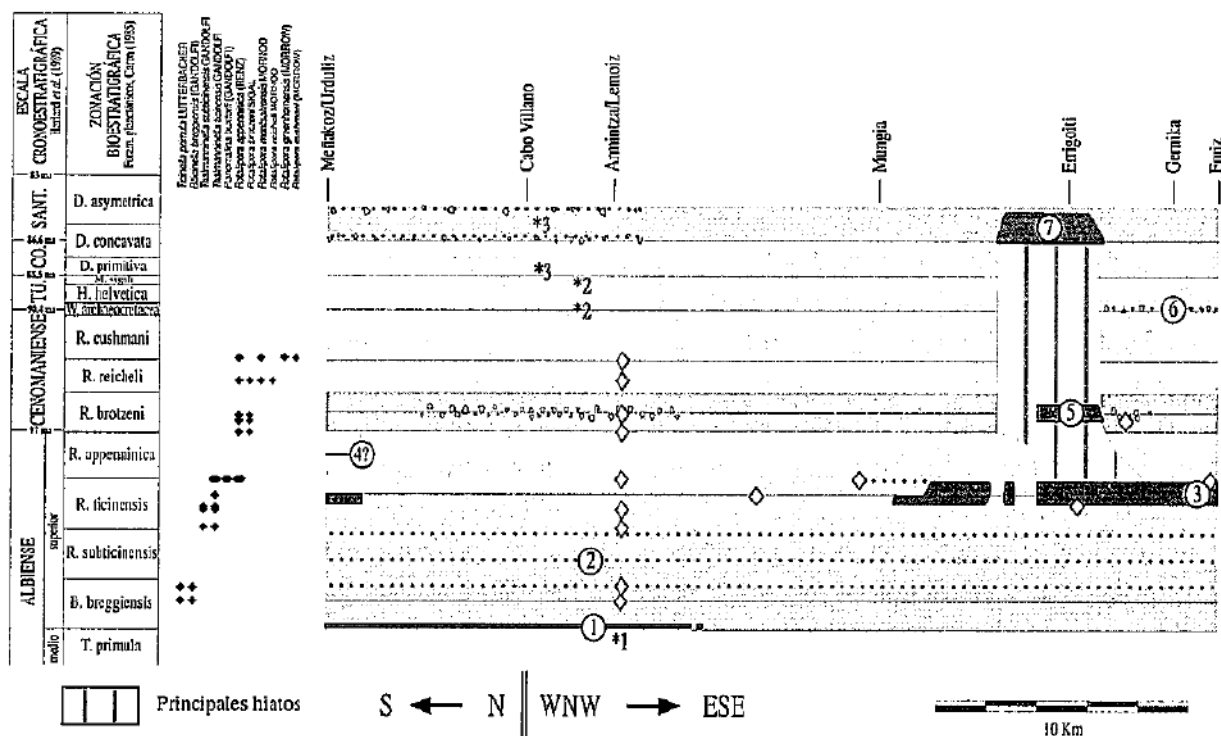


Figure 55 : Distribution stratigraphique et datation des épisodes volcaniques du Synclinal de Bilbao.

① Armitza ③ Fruniz

D'après L.M. Castañares, S. Robles et J.C. Vincente Bravo (1997)

On remarque sur le diagramme de la figure 55 que l'activité volcanique dans le Synclinal de Bilbao s'est déplacée du Nord-Ouest vers le Sud-Est pendant ces 15 millions d'années, avec des périodes de calme volcanique plus ou moins longues, en particulier au Cénomanien.

2- Origine du volcanisme d'Armitza et du Synclinal de Bilbao

Comme on l'a déjà dit (voir pages 9 à 12), les bassins en pull-apart qui se sont formés à l'Aptien lors du déplacement en transtension senestre de l'Ibérie par rapport à l'Europe vont connaître à la fin de l'Albien un épisode d'hyper-extension du fait de la rotation antihoraire de l'Ibérie poussée vers le Nord par la plaque Africaine.

C'est à ce moment-là que le Golfe de Gascogne va s'ouvrir en ciseaux et chacun des bassins va alors se comporter un peu comme un rift avec sa croûte continentale en extension (figure 56).

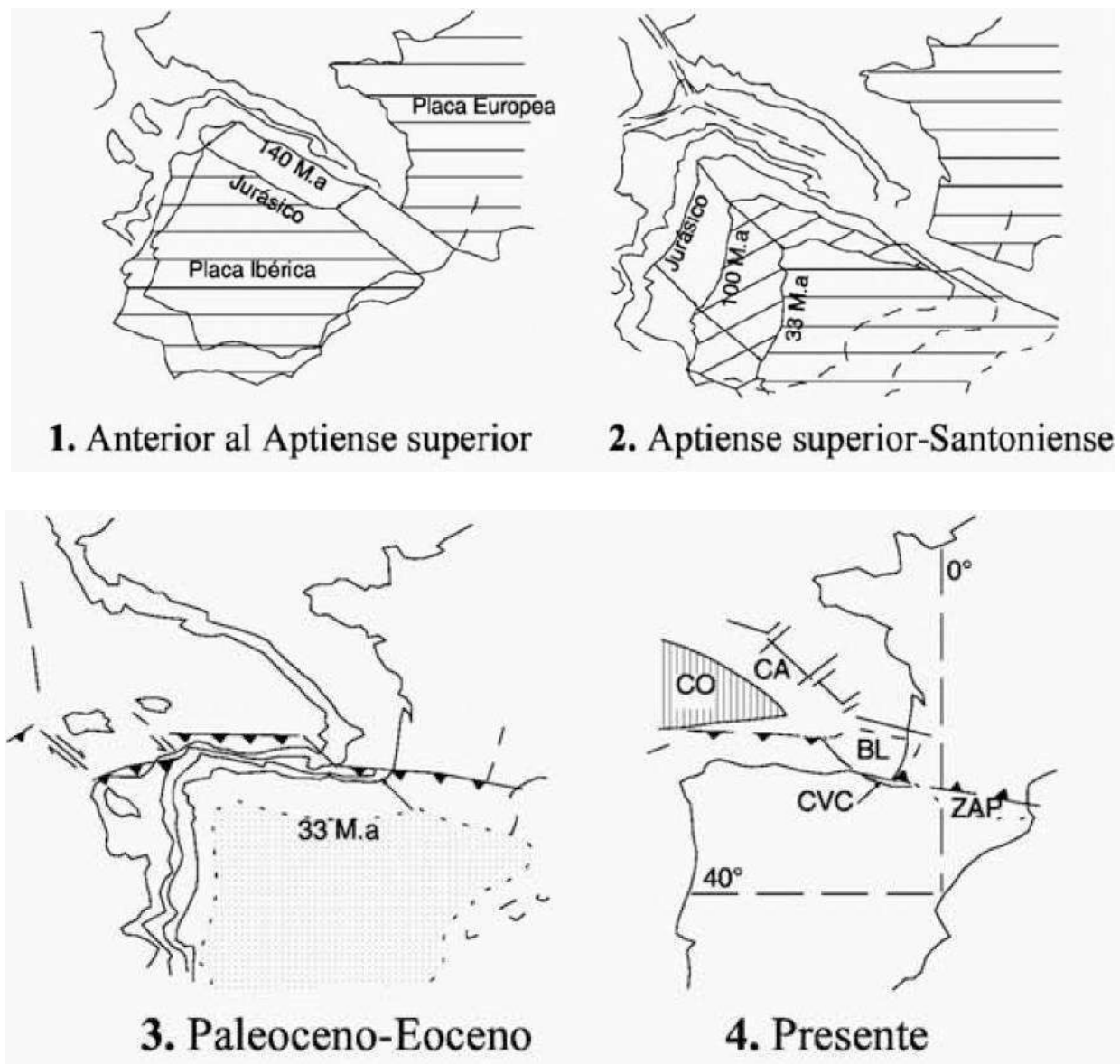


Figure 56 : Principales étapes de l'ouverture du Golfe de Gascogne.

D'après M. Carracedo, F. Sarrionandia, T. Juteau et J.I. Gil Ibarguchi (2012)

Cela va se traduire par :

- une forte subsidence du Bassin Basco-Cantabrique et l'accumulation des flyschs sur plusieurs centaines voire milliers de mètres d'épaisseur,
- le déclenchement d'une tectonique salifère (diapirisme) déjà entrevue hier à Gaztelugatxe et que l'on évoquera en détail cet après-midi à Bakio,
- et surtout **la remontée du manteau lithosphérique** (figure 57).

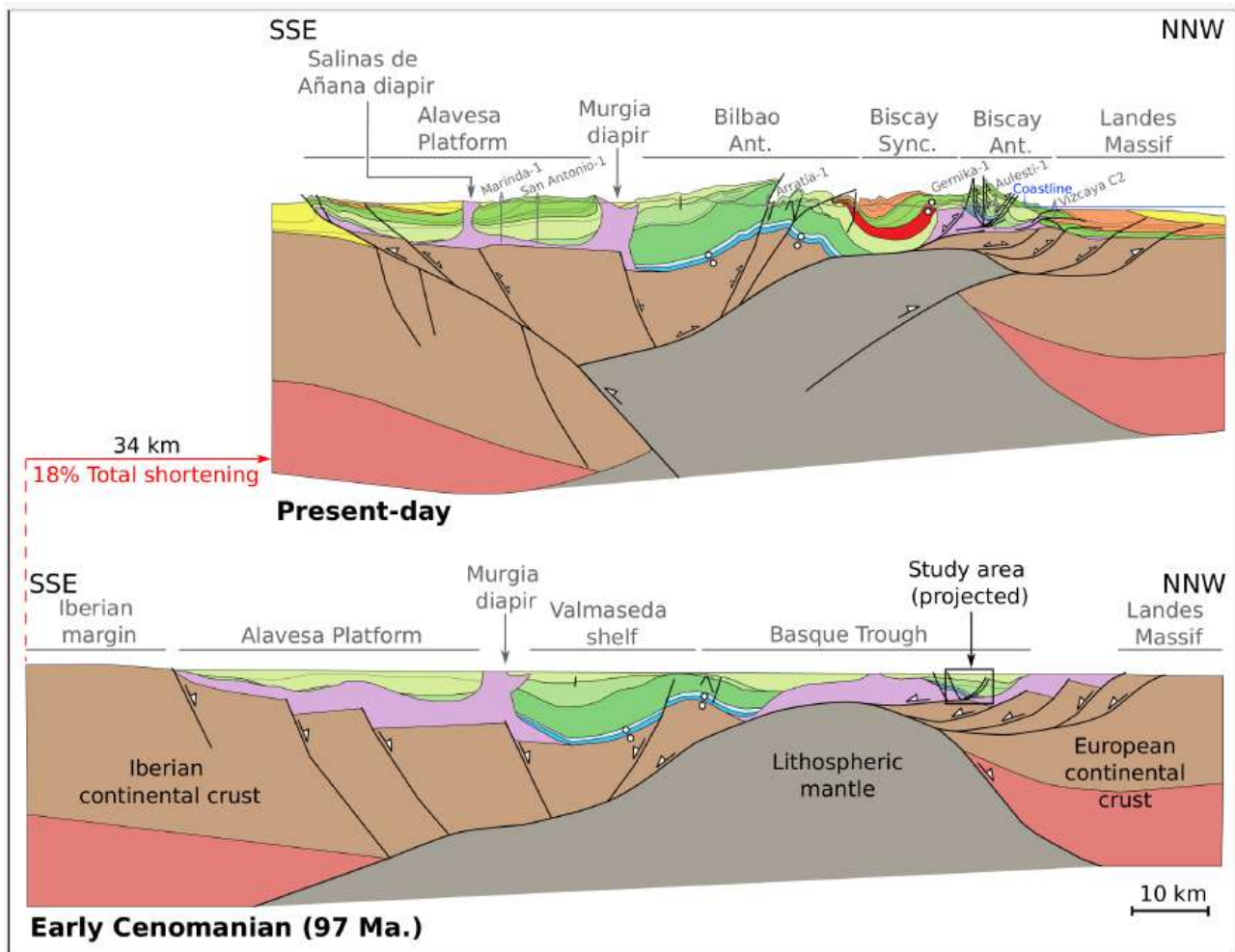


Figure 57 : Coupes géologiques du Bassin Basco-Cantabrique à la période actuelle et au Cénomanién inférieur selon Poprawski et al., 2021.

Au Cénomanién, le Bassin Basco-Cantabrique est en hyper-extension et le manteau lithosphérique vient pratiquement à l’affleurement.

Remarque : Dans le Bassin Basco-Cantabrique, le manteau n’a jamais été mis à nu. En revanche, les preuves de terrain recueillies près des lherzolites des Chaînon Bearnais et de l’Étang de Lherz montrent qu’il l’a été à la faveur d’une grande faille de détachement.

C’est cette remontée du manteau, lithosphérique et asthénosphérique, qui est à l’origine du volcanisme Crétacé du Bassin Basco-Cantabrique par décompression puis fusion partielle de péridotites à grenat et spinelle (figure 58).

Les failles liées aux mouvements de transtension entre les marges européenne et ibérique (faille de Bilbao sur la marge ibérique et faille de Gernica-Elgoibar sur la marge européenne - voir figure 53) auraient ensuite facilité l’ascension du magma vers la surface, sur le plancher océanique du bassin en train de se remplir de flyschs.

Auparavant, le magma se serait différencié par cristallisation fractionnée dans une chambre magmatique intermédiaire.

Les données isotopiques montrent que ce magmatisme provient d'une source mantellique de type OIB, probablement localisée sous la lithosphère.

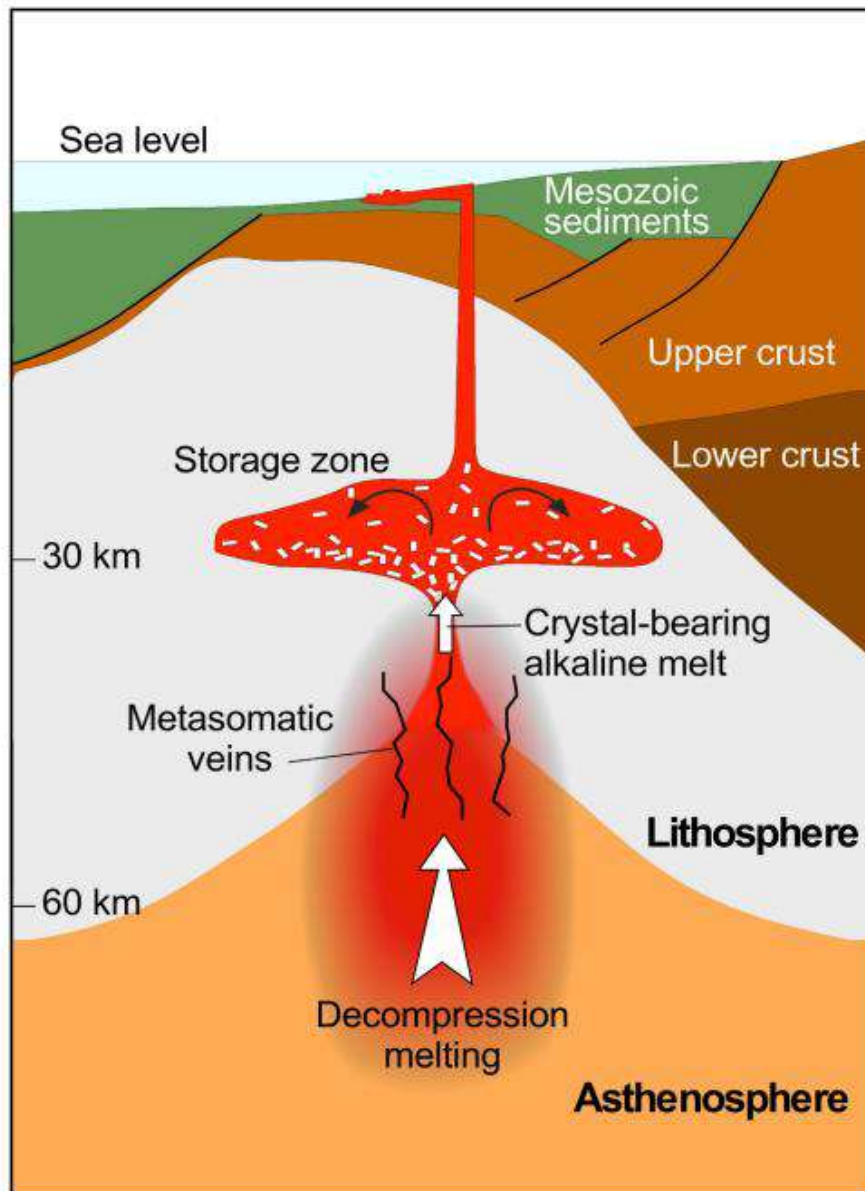


Figure 58 : Un modèle sur la genèse du volcanisme basco-Cantabrique.

D'après A. Pesquera et P. P. Gil-Crespo, 2024

3- Chimie des laves du volcanisme Crétacé d'Armintza et du Synclinal de Bilbao

Les caractéristiques géochimiques et minéralogiques de ces laves indiquent une *série basaltique alcaline* et ses termes de différenciation jusqu'aux *trachytes* (figure 59).

Les faciès pétrographiques comprennent, en allant des moins siliceuses aux plus siliceuses : des *picrites alcalines* (riches en cristaux d'olivine), des *ankaramites* (riches en cristaux d'augite), des *basaltes alcalins*, des *teschénites* (trachytes sous-saturés en silice), des *trachy-andésites* et des *trachytes*.

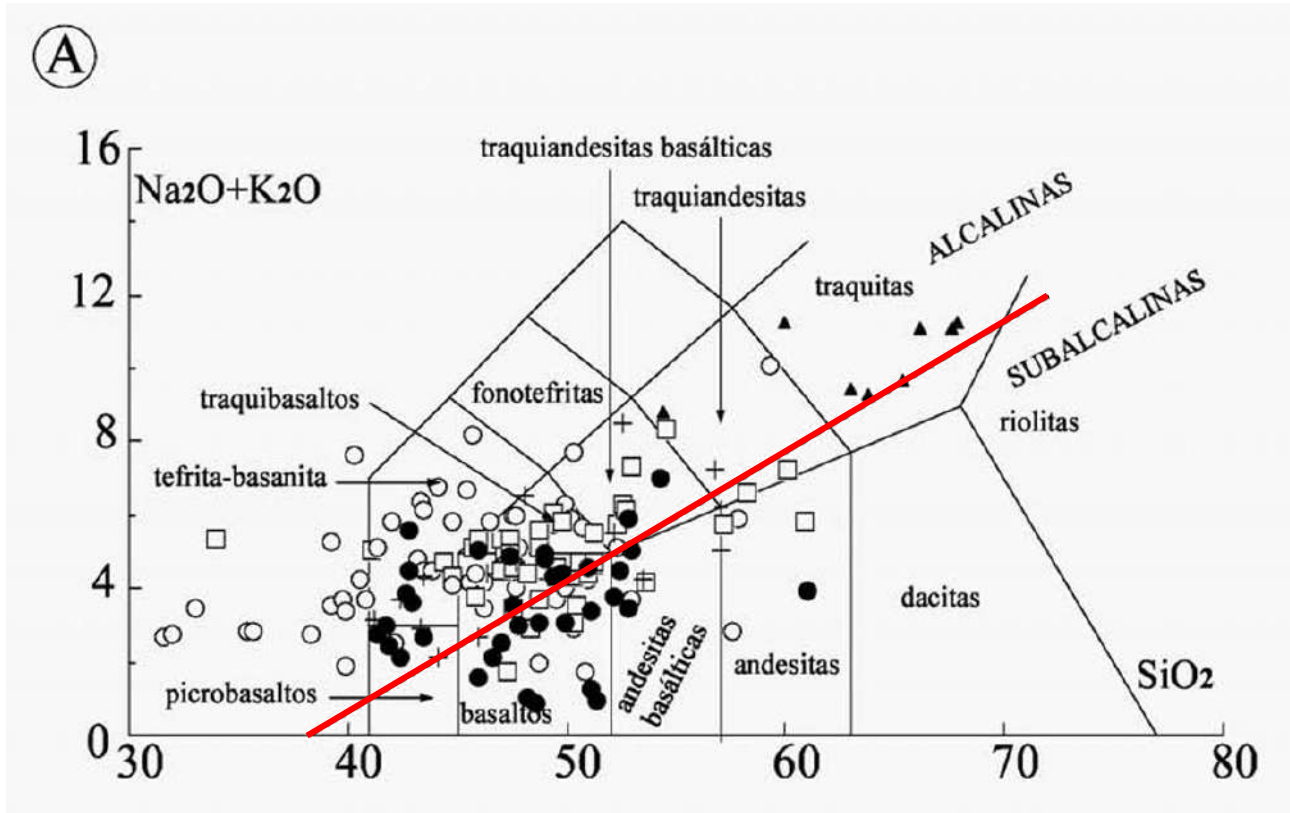


Figure 59 : Diagramme TAS - Géochimie des roches volcaniques du Synclinal de Bilbao.

La droite rouge indique une série basaltique alcaline évoluant jusqu'aux trachytes.

○ Pillow lavas □ Laves tabulaires ● Roches intrusives (sills, stocks)
 ▲ Trachytes + Dykes

D'après M. Carracedo, F. Sarrionandia, T. Juteau et J.I. Gil Ibarguchi (2012)

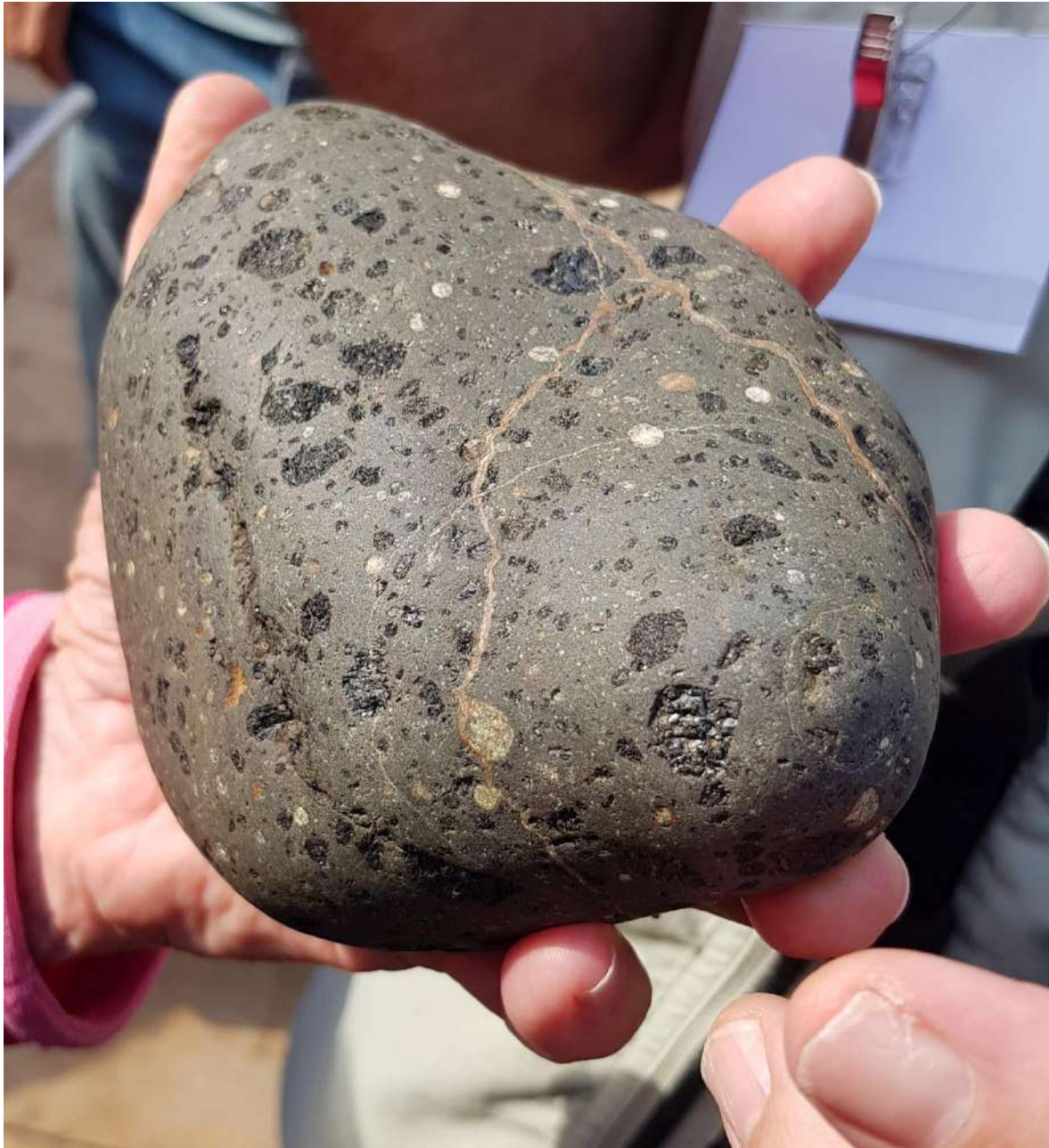


Figure 60 : Galet de basalte.

*La présence de gros cristaux et d'agglomérats d'olivine fait penser à un basalte picritique.
À noter également la présence de nombreuses varioles plus claires à fibres rayonnantes.*

Le chimisme des basaltes serait en fait incompatible avec une fusion pure et simple des péridotites à grenat et spinelle suivie d'une différenciation dans une chambre magmatique.

Comme le montre la figure 58, il faudrait y ajouter un mélange dans de faible proportion avec des veines riches en amphibole de la lithosphère.

En aucun cas, le volcanisme alcalin du Bassin Basco-Cantabrique ne peut être lié à une quelconque subduction de la plaque Ibérie sous la plaque européenne ou à un rifting du bassin (figure 61).

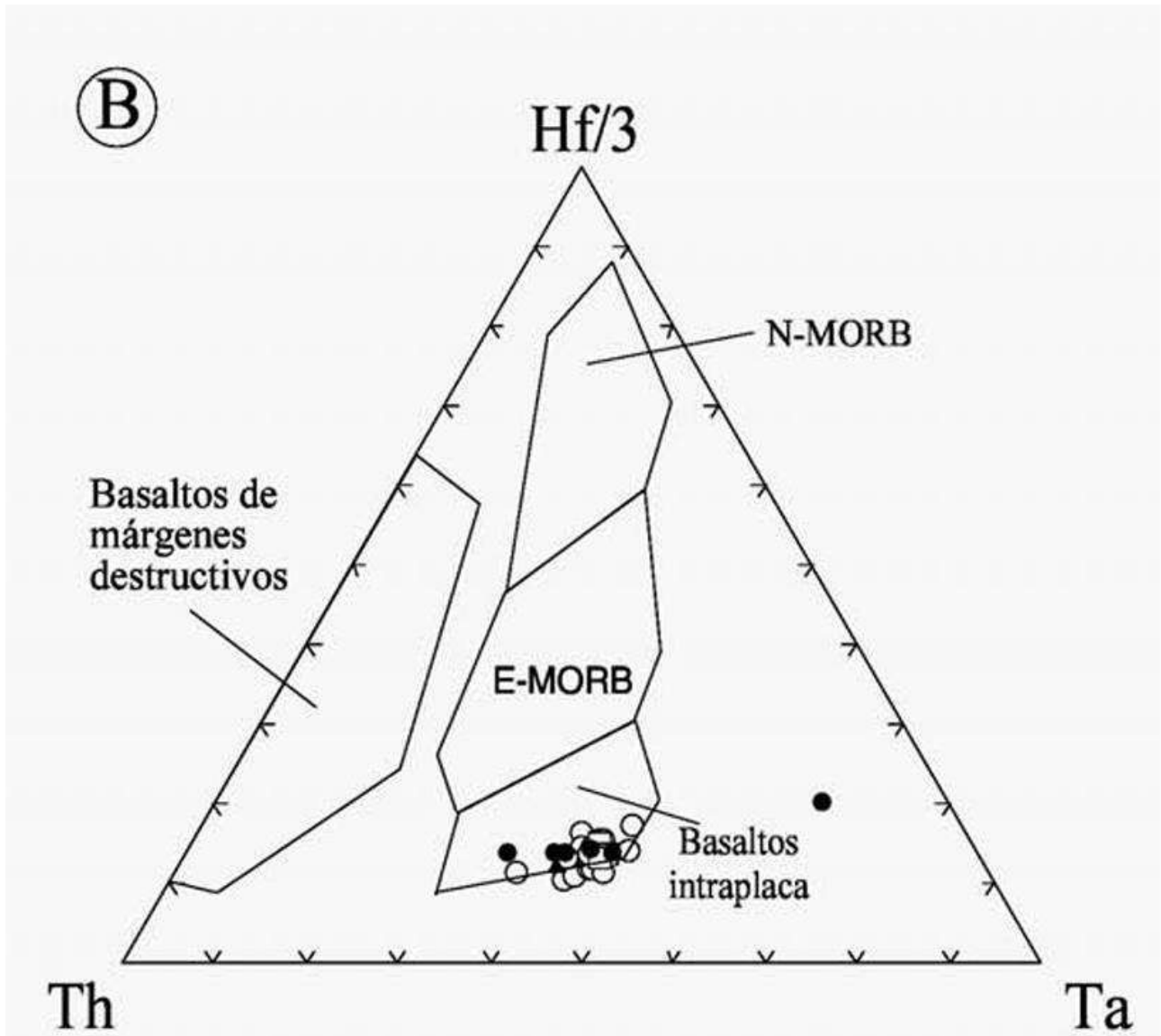


Figure 61 : Diagramme tectono-magmatique Th-Hf-Ta (Wood, 1980 - Géochimie des roches volcaniques du Synclinal de Bilbao).

Elles se distinguent clairement des basaltes océaniques (E-MORB et N-MORB) et des séries liées aux zones de subduction (Basaltes de marges destructives).

B- Les slumps et leur signification

Le flysch affleure très largement en falaise.

Il est constitué d'un empilement de niveaux gréseux clairs, jaunâtres et de niveaux plus fins, marneux, noirs.

L'ensemble appartient à la formation du Flysch Noir qui a été datée de l'Albien.





Figure 62 : Flysch noir d'âge Albien en falaise.

« Ces alternances de grès et d'argiles se sont formées à l'origine dans un environnement marin. Les sédiments détritiques qui se déposent proche de la côte, sur la plateforme continentale, sont régulièrement déstabilisés par l'action des tempêtes, des mouvements tectoniques, ou simplement par leur propre poids qui les entraîne dans la pente du talus continental. Le mouvement de ces sédiments non consolidés va créer des avalanches sous-marines chargées en boues et en sables. C'est ce que l'on appelle un courant de turbidité.

Ces avalanches vont dévaler la pente du talus continental et les sédiments vont finir par se déposer au niveau du glacis, à l'entrée de la plaine abyssale, pour former ce que l'on appelle une turbidite ou un complexe turbiditique. En fonction de leur puissance et de la charge sédimentaire, chaque courant de turbidité va aller plus ou moins loin. Ces avalanches sous-marines vont ainsi se répéter régulièrement, formant à chaque fois une nouvelle séquence de matériel détritique se déposant sur la précédente et intercalée par un niveau plus argileux qui se dépose en période de calme. Avec l'enfouissement, le processus de diagenèse commence, transformant les séquences détritiques en bancs de grès. » (figure 63).

D'après « Futura »

Vocabulaire :

Le **courant de turbidité** est donc l'avalanche.

Le dépôt qui s'en suit est une **turbidite** et comme les sédiments y sont granoclassés, on parle encore de **complexe turbiditique** ou de **séquence turbiditique** (exemple : la fameuse séquence de Bouma).

Un **flysch** est donc une **accumulation de turbidites**.

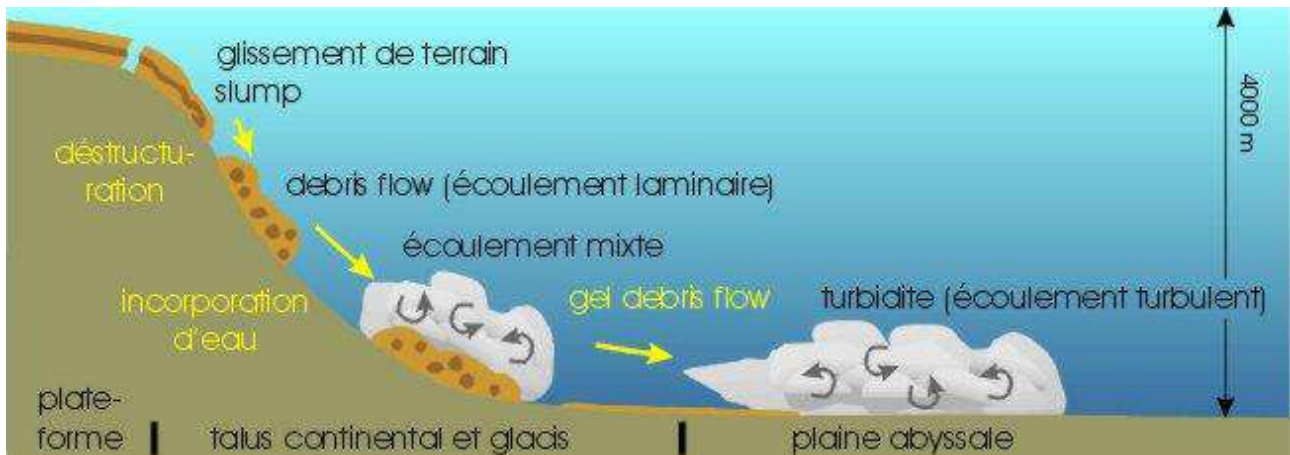
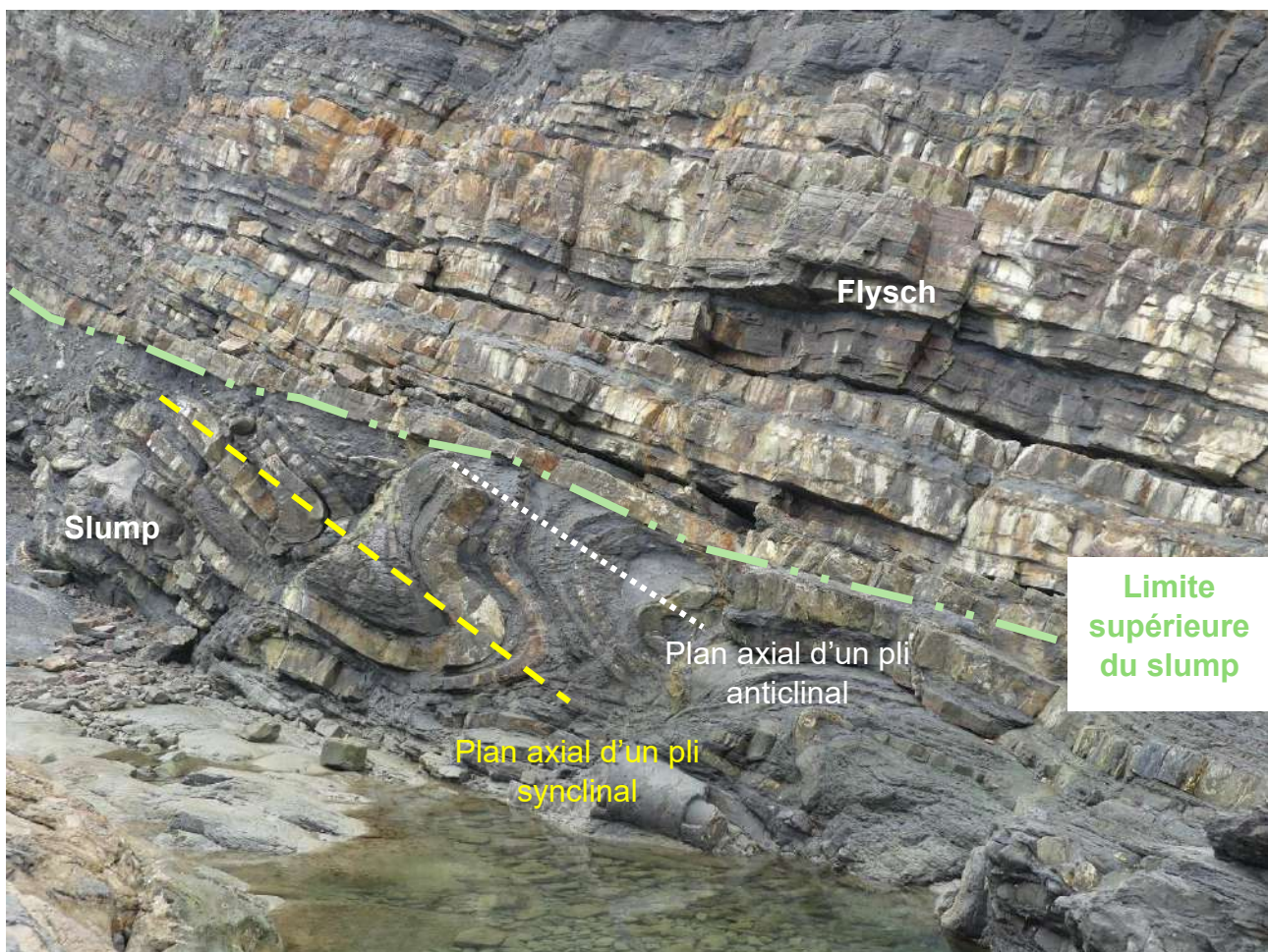


Figure 63 : Flysch noir d'âge Albien en falaise.

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

Au pied de la falaise de flyschs, on peut observer un magnifique slump de dimension hectométrique (figure 64).



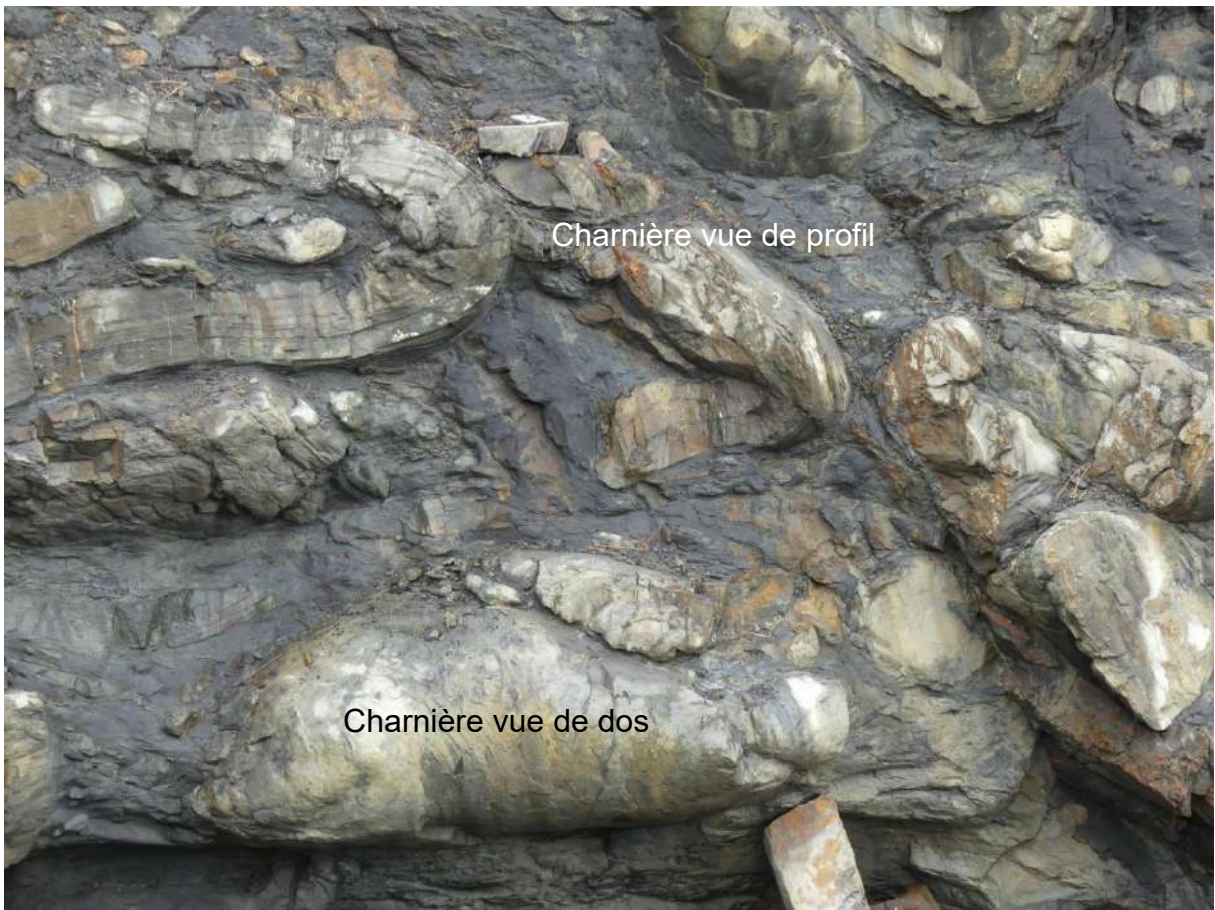




Figure 64 : *Slump d'Armintza.*

Les slumps sont constitués de turbidites replissées englobées dans une matrice marneuse plus ou moins abondante. Ils traduisent une instabilité constante des dépocentres.

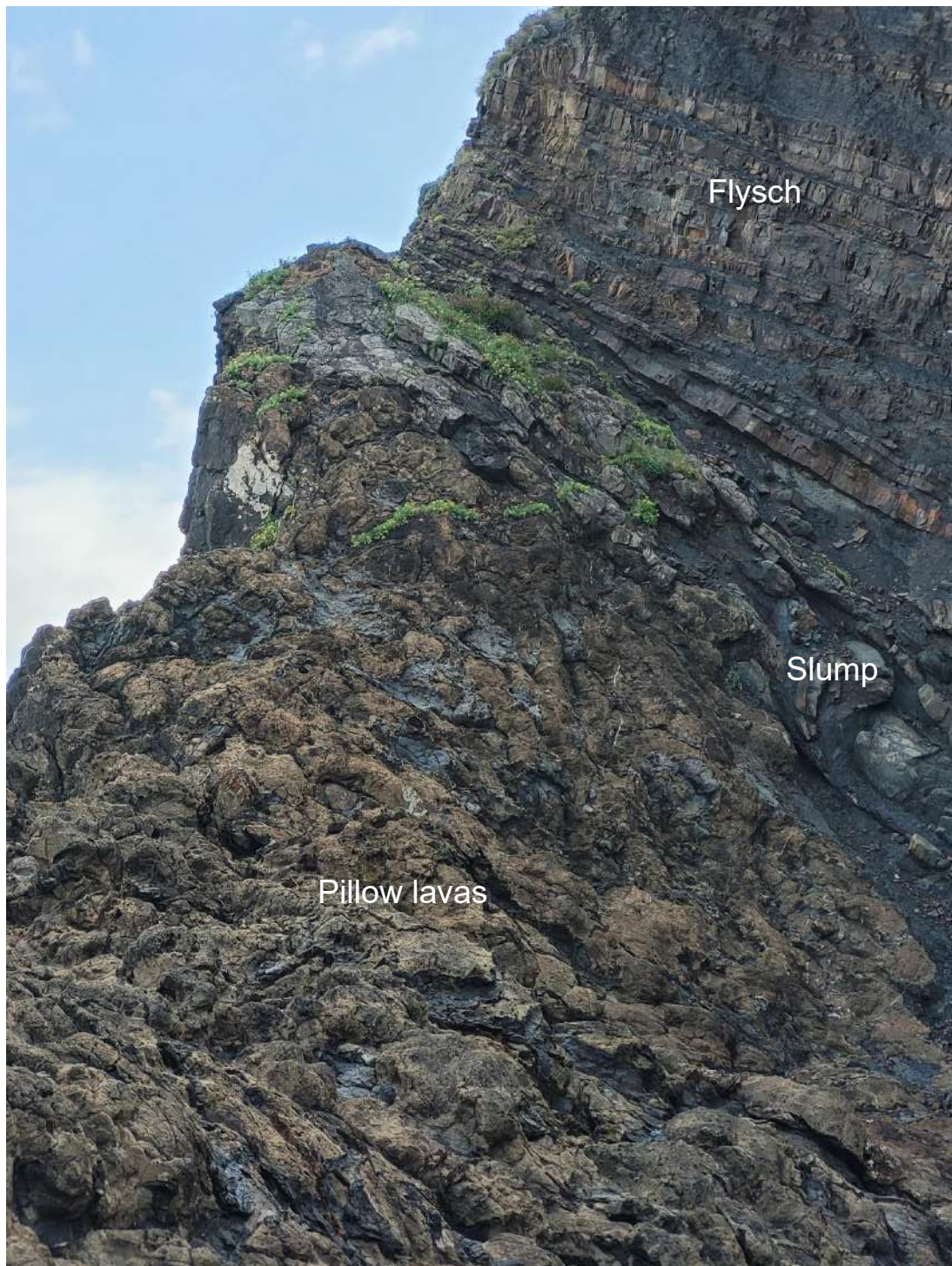
À la différence des flyschs qui se sont constitués à partir d'avalanches de sédiments détritiques (sable, grès, boue calcaire) transportés en suspension dans l'eau, les slumps résultent eux du glissement en masse de sédiments déjà consolidés appartenant par exemple à la bordure de la plateforme ou au talus même ou à d'anciennes turbidites.

Les plis qu'on y observe sont en général des plis couchés, montrant une grande dispersion des plans axiaux.

À noter également la différence de compétence entre les couches gréseuses qui se cassent (roche compétente) et les couches marneuses qui développent une schistosité parallèle au plan axial des plis (roche incompétente) (figure 65).



Figure 65 : Différence de compétence entre grès et marnes dans le slump.



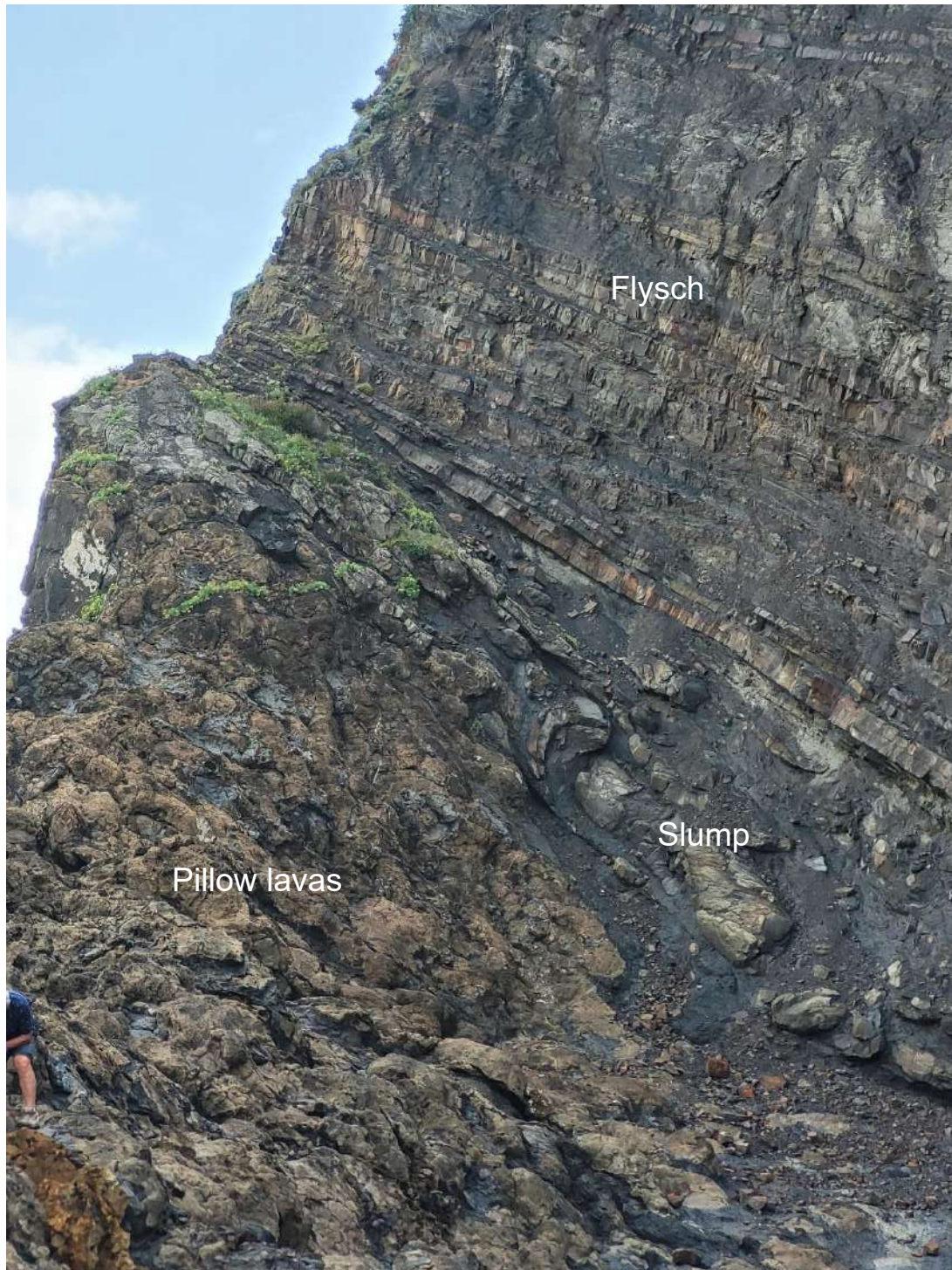


Figure 66 : *Terminaison du slump d'Armintza entre flysch et pillwo lavas.*

L'analyse structurale des slumps d'Armintza (Poprawski et al., 2016) a montré :

- 1- qu'ils proviennent d'un bloc surélevé contrôlé par la faille d'Armintza située juste au Nord de la localité.
- 2- et que l'activité halocinétique, sûrement celle du diapir de Bakio distant aujourd'hui de 7 km (figure 67) a joué un rôle essentiel dans le déclenchement de ces glissements gravitaires.

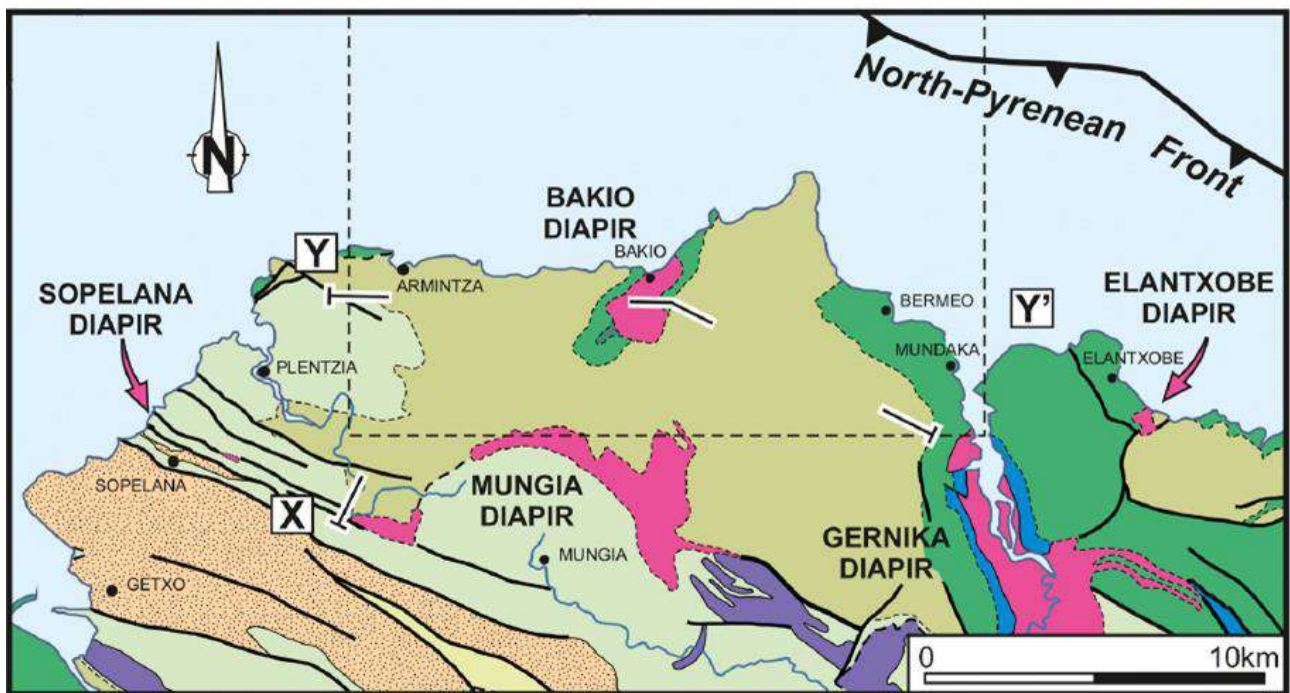


Figure 67 : Localisation d'Armintza et de Bakio.

D'après R. Roca et al. (2021)

Arrêt 3 : Le diapir de Bakio



Figure 68 : La plage de Bakio.

Diapirisme et sédimentation gravitaire

Qu'est-ce qu'un diapir ?

Un diapir correspond à une masse d'évaporites (halite, gypse, anhydrite, etc...) formant comme une « bulle », une montgolfière et qui présente des contacts anormaux avec son encaissant, plus jeune.

À Bakio, les roches constituant le diapir ont été datées du Trias supérieur (Keuper) et sont en contact direct avec des roches de l'Albien. Les évaporites étant moins denses (densité entre 2,1 et 2,3) que les roches encaissantes (densité entre 2 et 2,8), il a longtemps été admis que cette différence de densité était le moteur essentiel de l'ascension des diapirs.

Aujourd'hui, notamment par le biais de synthèses régionales, le rôle de la déformation au sein du bassin sédimentaire (fractures, failles, basculement régional) est mieux pris en compte, voire privilégié, dans la mobilisation des évaporites.

Le comportement ductile des évaporites va leur permettre de migrer vers le haut de la pile sédimentaire, soit en « perforant » et cassant les roches encaissantes déjà déposées (*Drag fold model*) soit en formant des éventails et des discordances au sein des sédiments contemporains de l'activité halocinétique (*Drape fold model*) (figure 69).

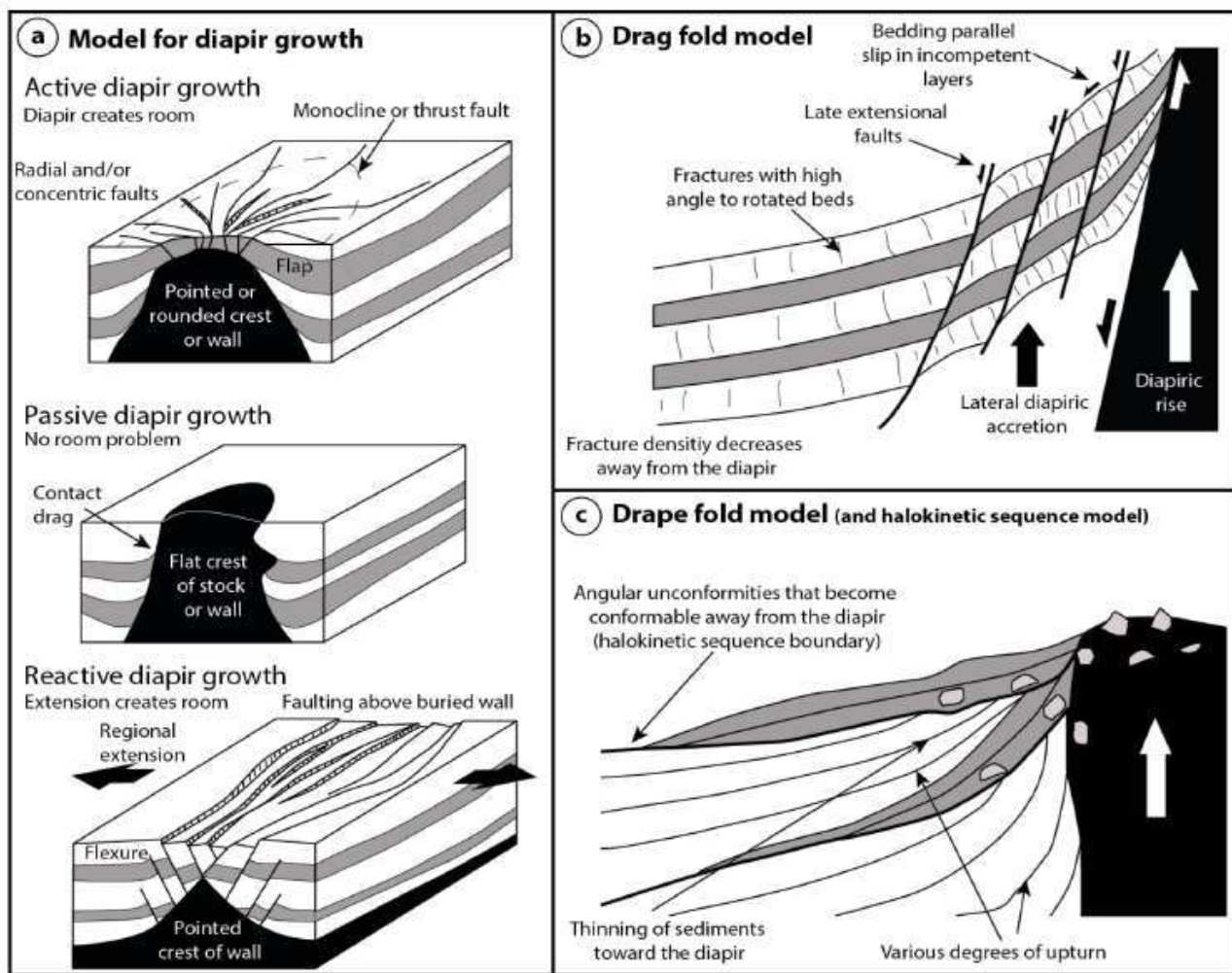


Figure 69 : Le diapirisme

a : différents modèles de croissance de diapirs.

b : modèle des « drag folds », générant ainsi une déformation cassante.

c : modèle des « drape folds » considérant que le diapir fonctionne de manière synsédimentaire, formant des éventails et des discordances sur ses flancs.

Document J-M. Flament et T. Juteau

A- Description du flanc Est du diapir de Bakio

En descendant l'escalier, on peut voir affleurer sur la gauche les argiles rouges à veines de gypse du Trias supérieur (Keuper) et devant, au premier plan sur la plage, deux gros blocs d'ophite.

Sur la droite, la falaise appartient à l'encaissant du diapir de Bakio. Cet encaissant est constitué par la Formation des marnes de Bakio d'âge Aptien - Albien inférieur (figure 70).





Figure 70 : La plage de Bakio - Flanc Est.

Ces marnes de Bakio présentent ici deux pendages différents. Les plus proches de la mer sont plus faiblement pentées que celles qui forment vraiment la falaise (figure 71).

Préciser le pendage direction





Figure 71 : *Vue du flanc Est du diapir de Bakio.
Noter la différence de pendage dans les marnes de Bakio.*

Au niveau de la rupture de pente, on peut observer de nombreux plans courbes recouverts de calcite (?) (figure 72).



Figure 72 : Plans courbes de calcite au niveau de la rupture de pente.

Plus loin encore le long de la côte, les marnes de Bakio sont encore davantage verticalisées, voire renversées (pendage inverse entre 80° et 70° vers le NO).

À l'arrière-plan, les brèches de Bakio, plus jeunes (Albien moyen), présentent un pendage d'environ 55° vers le SE (figure 73).

Que les marnes et brèches de Bakio qui affleurent sur le flanc Est soient aussi fortement pentés peuvent s'expliquer, bien évidemment, par l'orogénèse pyrénéenne. On a vu la même chose à Armintza ou à Zumaia ! Mais que les pendages varient de façon aussi importante sur une distance aussi courte, de quelques kilomètres seulement, suggèrent donc une ou plusieurs discordances

angulaires entre les marnes et les brèches de Bakio **et même également une rotation du flanc Est du diapir pendant leur sédimentation.**

Question : Quelle serait la cause de ces déformations ?



Figure 73 A : Vue d'ensemble et interprétation du flanc Est du diapir de Bakio.

Document J-M. Flament et T. Juteau

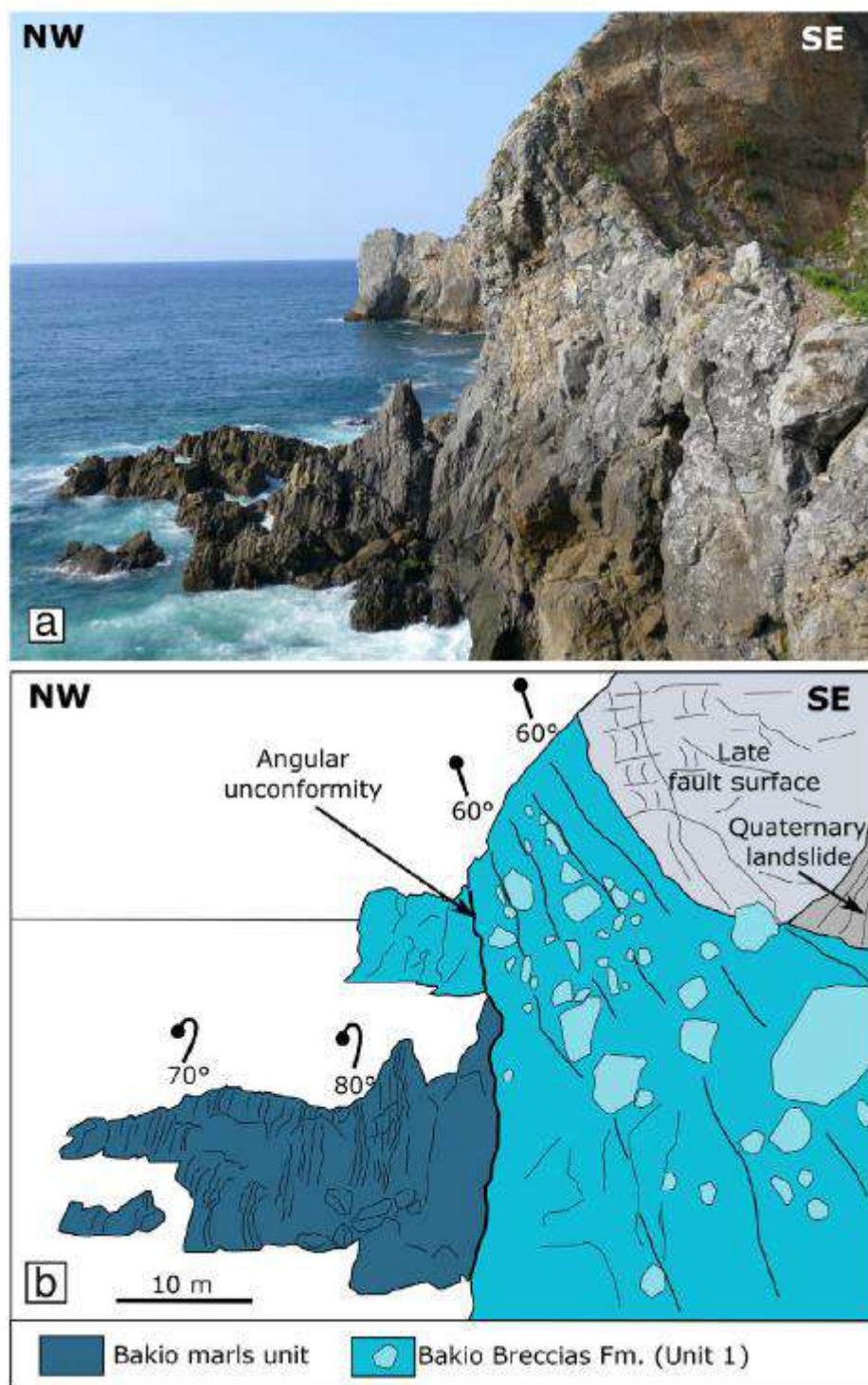


Figure 73 B : Vue de détail de la discordance angulaire entre les marnes et les brèches de Bakio.
D'après Y. Poprawski et al. (2016)



Figure 74 : Classe sur le terrain ! J-M. Flament nous explique tout au tableau noir !!

1- Les argiles rouges et le gypse du Trias supérieur (Keuper)



Figure 75 : La masse d'argiles rouges et de gypse du diapir de Bakio

Rappel page 6 : Au cours du Trias supérieur ou Keuper, c'est une succession relativement épaisse d'évaporites et d'argiles rouges interstratifiées qui se dépose sur toute la plateforme du Domaine Ouest-Européen en lien avec la rupture de la Pangée et dans un contexte de rifting continental.

Dans ces bassins peu profonds et soumis à un climat de type tropical, chaud et sec, l'évaporation de l'eau de mer a conduit à la précipitation de sels, principalement d'halite avec des proportions moindres d'anhydrite et de gypse. La précipitation du gypse (qui est un sulfate de calcium hydraté) exige l'évaporation d'environ 80% de la masse d'eau de mer.

Mais le gypse s'y est déposé en couches.

Ce n'est pas le cas ici où il se présente sous la forme de veines, peu épaisses et enchevêtrées les unes dans les autres pour former comme un lacis inextricable. Cela implique par conséquent une dissolution du gypse primaire puis sa recristallisation, possiblement pendant le fonctionnement du diapir et également un comportement plastique de toute la masse évaporitique.





Figure 76 : Détails.

2- Les blocs d'ophite

Les ophites sont des dolérites basaltiques donc des roches magmatiques de chimisme basique, relativement pauvres en silice.

Deux blocs d'ophite affleurent sur le flanc Est mais on en retrouve aussi tout le long de la plage où ils semblent d'ailleurs s'aligner selon une direction NNO- SSE (N -30°) (figure 77).

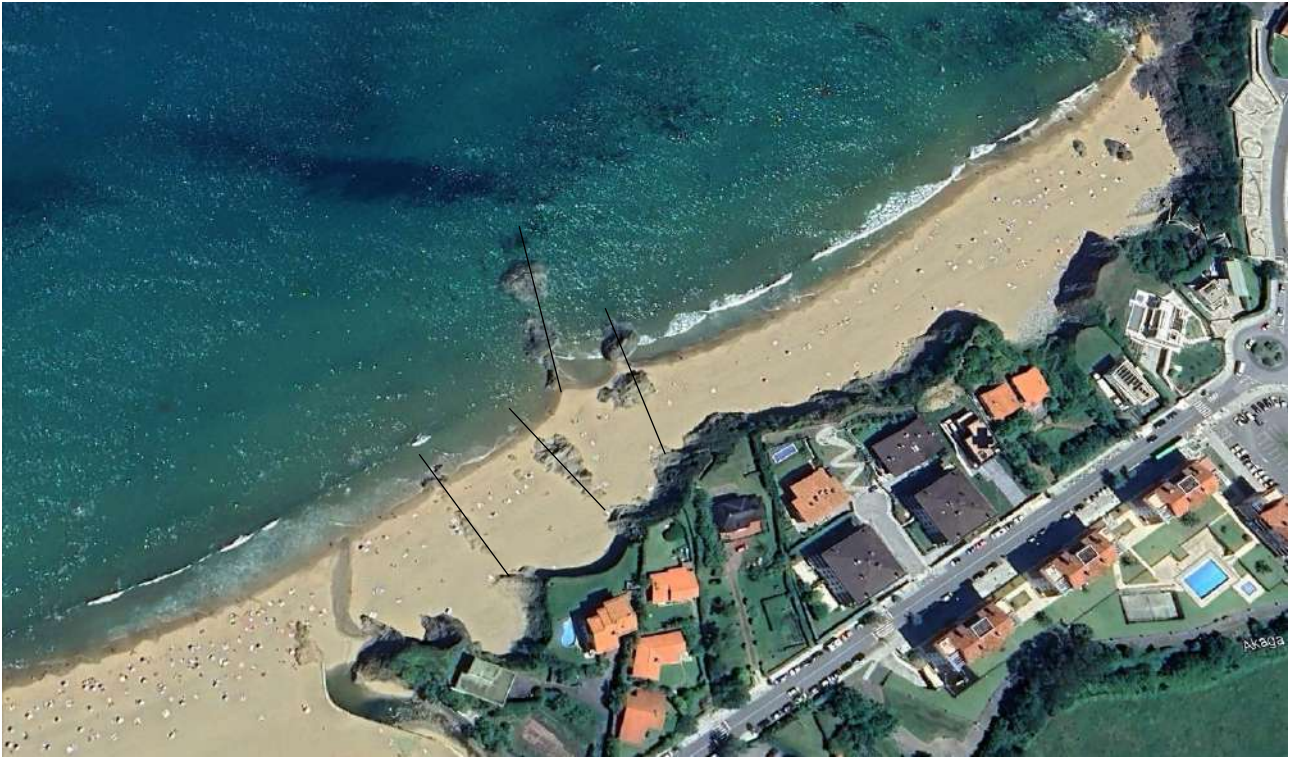


Figure 77 : *Alignement des blocs d'ophite.*

Image Google Earth

Ces blocs étaient au départ inclus dans le Trias supérieur (Keuper) puisqu'on peut en retrouver, de toutes les tailles, ailleurs dans le Pays Basque espagnol, englobés dans ce Trias évaporitique. Ici, le Trias a donc disparu au niveau de la plage. Il a disparu par érosion et dissolution. Non seulement le sel a une faible densité, un comportement plastique mais il est aussi très soluble dans l'eau.

Ces ophites ont été datées. Des datations radiogéniques : K-Ar sur roche totale, K-Ar sur plagioclase et U/Pb sur zircon leur donnent en effet un âge de -198 à -195 Ma. Elles sont donc en grande partie d'âge Trias supérieur (Keuper) mais aussi Jurassique tout-à-fait inférieur.

Des ophites peuvent également renfermer des enclaves de dolomies du Muschelkalk. Celles-là se sont donc mises en place dès le Trias moyen.

Toutes sont contemporaines de l'ouverture de l'Océan Atlantique Central et appartiennent à la Province Magmatique Centre-Atlantique (CAMP) (voir figure 6 page 8).

Quant à leur mode de gisement, contrairement aux dolérites de la croûte océanique qui se présentent sous la forme de filons, on suppose, dans le Pays Basque espagnol, qu'ils se sont mis en place sous la forme de sills plus ou moins horizontaux, parallèles aux dépôts sédimentaires du Trias.

a) Évidence de l'existence du diapir de sel

Le fait qu'aujourd'hui sur la plage de Bakio, les blocs d'ophite soient alignés selon des directions parallèles les unes aux autres laisse alors supposer qu'ils ont été verticalisés. Et cette verticalisation ne peut s'expliquer que par celle concomitante de leur encaissant triasique. Il y a donc eu migration vers le haut des argiles rouges et du gypse du Trias, migration qui s'est faite calmement, en douceur ! sans que l'ensemble n'ait subi de déformations tectoniques importantes puisque la continuité des masses d'ophite a été conservée.

Par conséquent, à Bakio, il y a bien eu formation d'un diapir selon la définition donnée page 81. Et les blocs d'ophite ont été emportés passivement lors de la croissance du diapir.

Et c'est l'ascension de ce diapir qui a redressé toutes les formations marneuses et de flysch du flanc Est de la plage, constituant son encaissant et beaucoup plus jeunes (âge Albien pour l'essentiel).

Tout cela a été confirmé par des profils sismiques réalisés au travers de la baie de Bakio (figure 78).

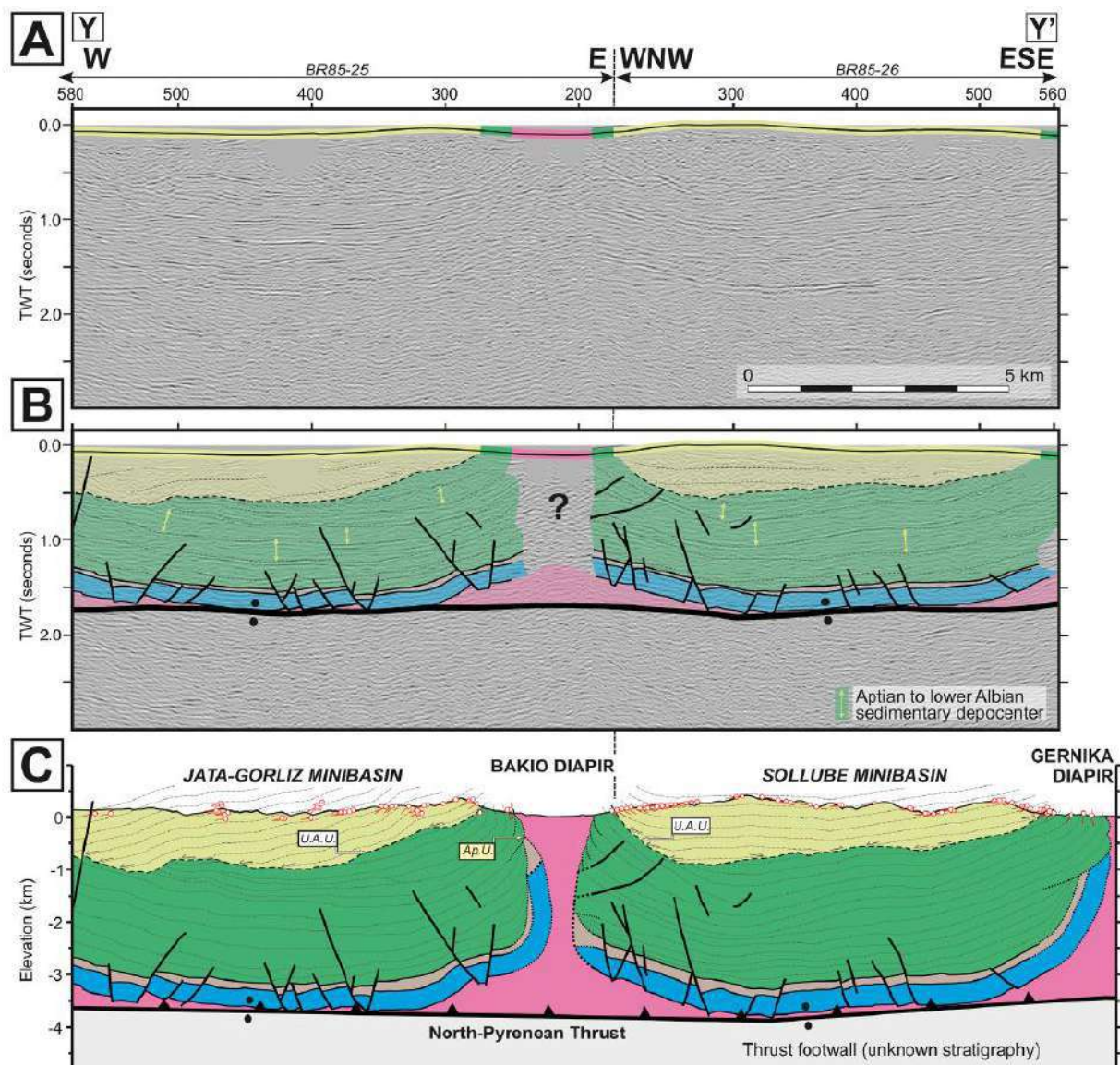


Figure 78 : *Interprétation des profils sismiques de la Baie de Bakio.*

D'après R. Roca et al. (2021)

b) *Description et composition minéralogique*









Figure 79 : Blocs d'ophite (vue d'ensemble et de détail)

L'ophite présente un aspect bréchique. Elle apparaît très diaclasée et semble débitée en petites masses arrondies. Le débit en boules est d'ailleurs caractéristique de la dolérite. Sa couleur est légèrement verdâtre et une texture plutôt grenue, grossière même. Elle a été profondément altérée.

L'étude de cette roche au microscope montre qu'elle est composée principalement de pyroxène et de plagioclase. On peut y trouver aussi de l'olivine.

Les pyroxènes sont sous forme de phénocristaux xénomorphes souvent bordés par des plagioclases, ou quelquefois regroupés en ensembles de plusieurs individus. Leurs bordures peuvent être déstabilisées en amphibole. Ils présentent alors sur leur pourtour une auréole brun-vert.

les pyroxènes ont une composition d'augite riche en magnésium.

Les plagioclases sont automorphes, de taille millimétrique, et se présentent soit sous forme de lattes constituant la phase intersertale où les cristaux sont imbriqués les uns dans les autres, soit en microlites de plus petite taille, englobés par les pyroxènes.

Ils ont des compositions allant de la labradorite à la bytownite. Ils sont donc riches en calcium.

Ils peuvent être plus ou moins séricitisés ou épidotisés ou albitisés selon les échantillons.

c) Caractéristiques chimiques et géochimiques des ophites du Pays Basque espagnol

Le diagramme TAS (figure 80) des ophites échantillonnées dans la région des Massifs de Cinco Villas et des Alduides montre une série assez homogène sub-alkaline.

Leur teneur en SiO_2 est comprise entre 50 et 52%. Elles ont donc une composition basique voisine de celle des basaltes des rides océaniques normales (N-MORB).

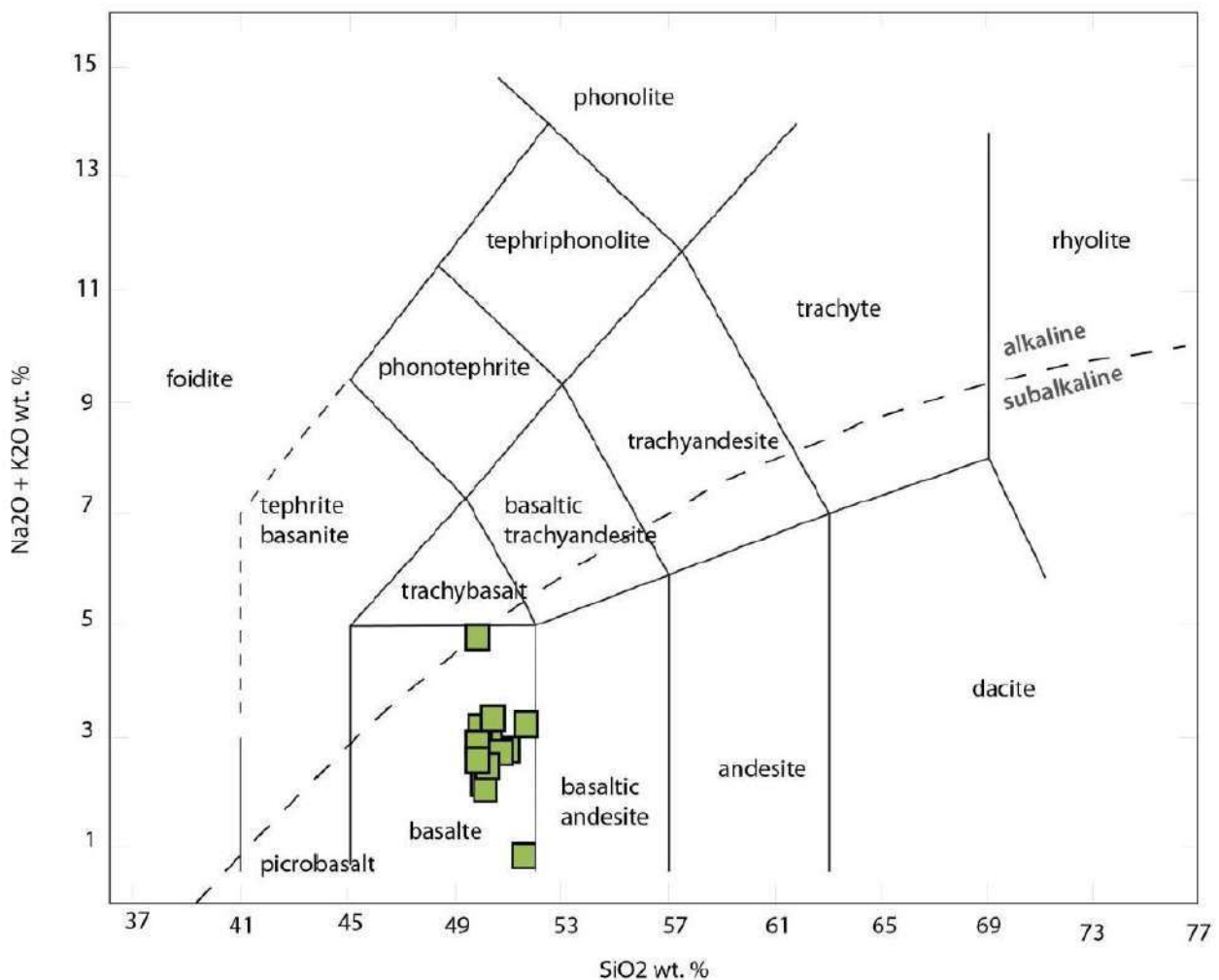


Figure 80 : Diagramme TAS - Géochimie des ophites du Pays Basque espagnol (région des Massifs de Cinco Villas et des Alduides).

D'après E. Homonnay (2014-2015)

Le diagramme multiélémentaire normalisé au manteau primitif (figure 81) montre pour la plupart des échantillons analysés des anomalies négatives en Tantale (Ta) et Niobium (Nb) et une anomalie positive en Plomb (Pb) et Strontium (Sr).

Ces caractéristiques sont également celles de la grande majorité des ophites pyrénéennes, et des basaltes tholéiitiques continentaux typiques de la Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP).

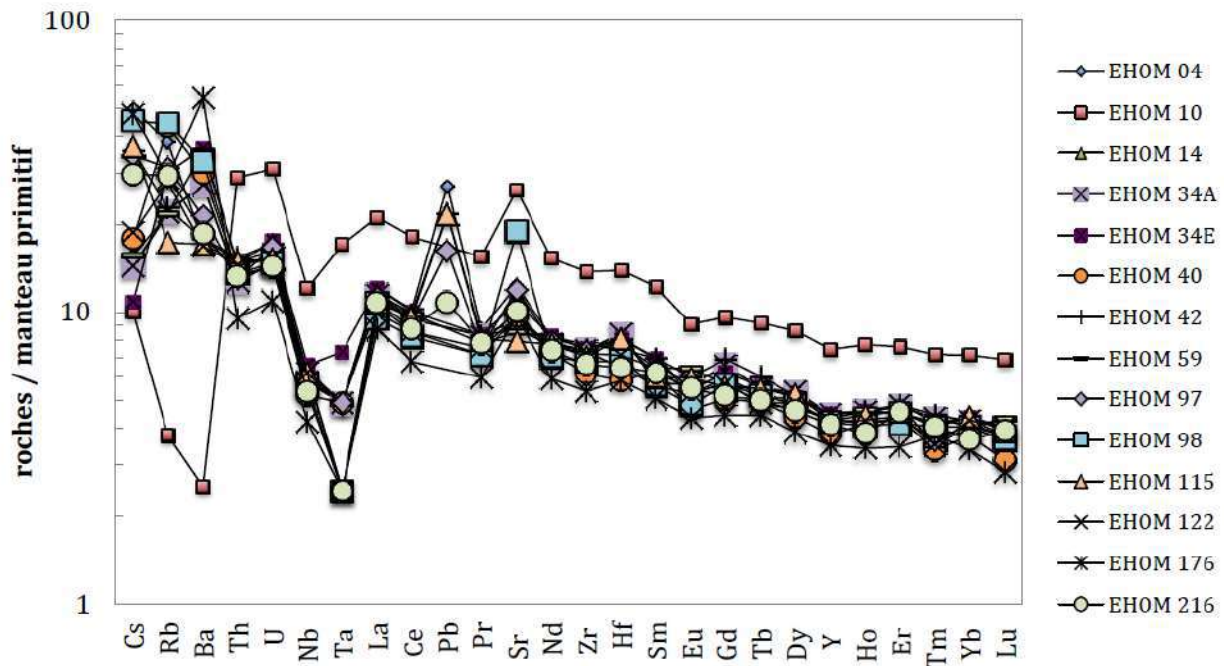


Figure 81 : Diagramme multi-élémentaire des ophites normalisé au manteau primitif.

D'après E. Homonnay (2014-2015)

Mais par rapport à des basaltes de rides océaniques normales (N-MORB), les ophites pyrénéennes présentent un enrichissement en éléments incompatibles et surtout une forte anomalie négative en Tantale, plus importante que celle de Niobium.

E. Homonnay fait alors l'hypothèse que le magma à l'origine des ophites du Pays Basque espagnol aurait été obtenu par mélange d'un magma mantellique avec des roches basiques présentes en base de croûte et dérivant de la fusion de roches éclogitiques à rutile et titanite. Cette fusion serait intervenue lors d'un épisode de subduction paléozoïque.

B- Description du flanc Sud du diapir de Bakio



Figure 82 : Vues sur la plage de Bakio

a) Disposition en éventail des différentes formations sédimentaires de l'Albien

Du milieu de la plage, on observe très bien, sur son flanc Ouest, un éventail sédimentaire (figure 83). On peut clairement identifier les pendages des couches, qui sont verticales au voisinage des immeubles donc à proximité du contact avec le diapir puis qui deviennent de moins en moins pentues lorsque l'on se déplace vers le N. Elles deviennent horizontales à environ 700 m du diapir.





Figure 83 : *Vue du flanc Ouest du diapir.*

Document J-M. Flament et T. Juteau

L'éventail sédimentaire est constitué à la base par les brèches de Bakio (à gauche, en bleu) et au sommet par le Flysch Noir (au centre en orange et marron).

La Formation des brèches de Bakio (Albien moyen) constitue la partie basale de cet éventail et présente des pendages allant de 90° à environ 45° vers le NO, puis vient l'unité inférieure et grossière du Flysch Noir (Albien supérieur) avec des pendages allant d'environ 45° à 0° vers le NO (figure 83).

L'unité représentée en orange correspond à une unité de transition avec des sédiments mixtes incluant des turbidites détritiques intercalées avec des brèches à débris carbonatés.

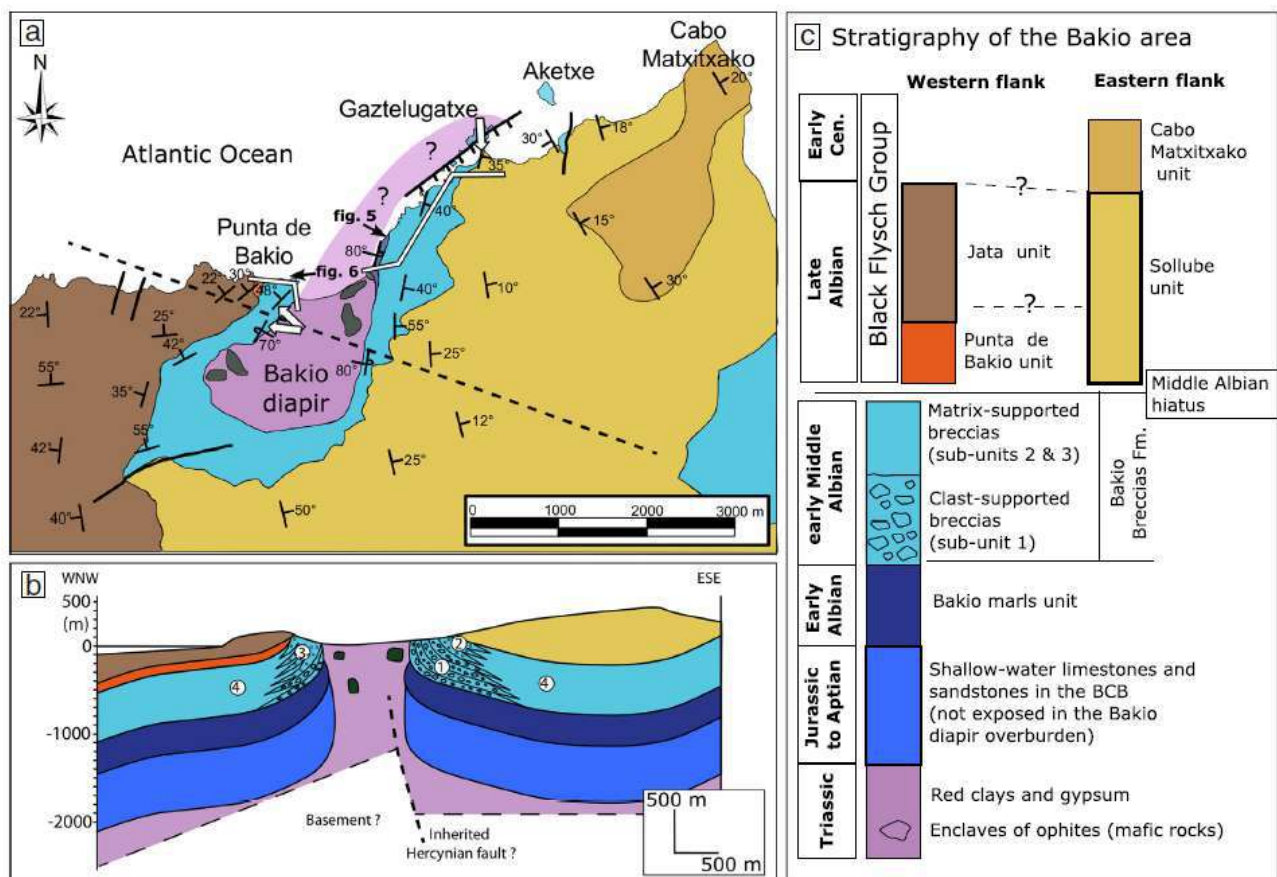


Figure 84 : Géologie du secteur de Bakio (même code de couleur que sur la figure précédente).

D'après Y. Poprawski et al. (2016)

b) Observation de la Formation des brèches de Bakio

On est ici à une cinquantaine de mètres de la bordure du diapir de Bakio, dans la Formation des brèches de Bakio que l'on va parcourir et qui se présente comme une alternance de bancs marneux et de calcarénites avec de nombreux niveaux bréchiques intercalés.



Figure 85 : L'AVG sur le flanc Ouest du diapir.





Figure 86 : *Bancs marneux et de calcarénites pentés à la verticale.*

Mais on peut aussi remarquer que les couches vont en se dilatant vers le bas et que par conséquent, elles deviennent plus obliques.





Figure 87 : *Différences de pendages entre deux séquences sédimentaires (traits jaunes).*





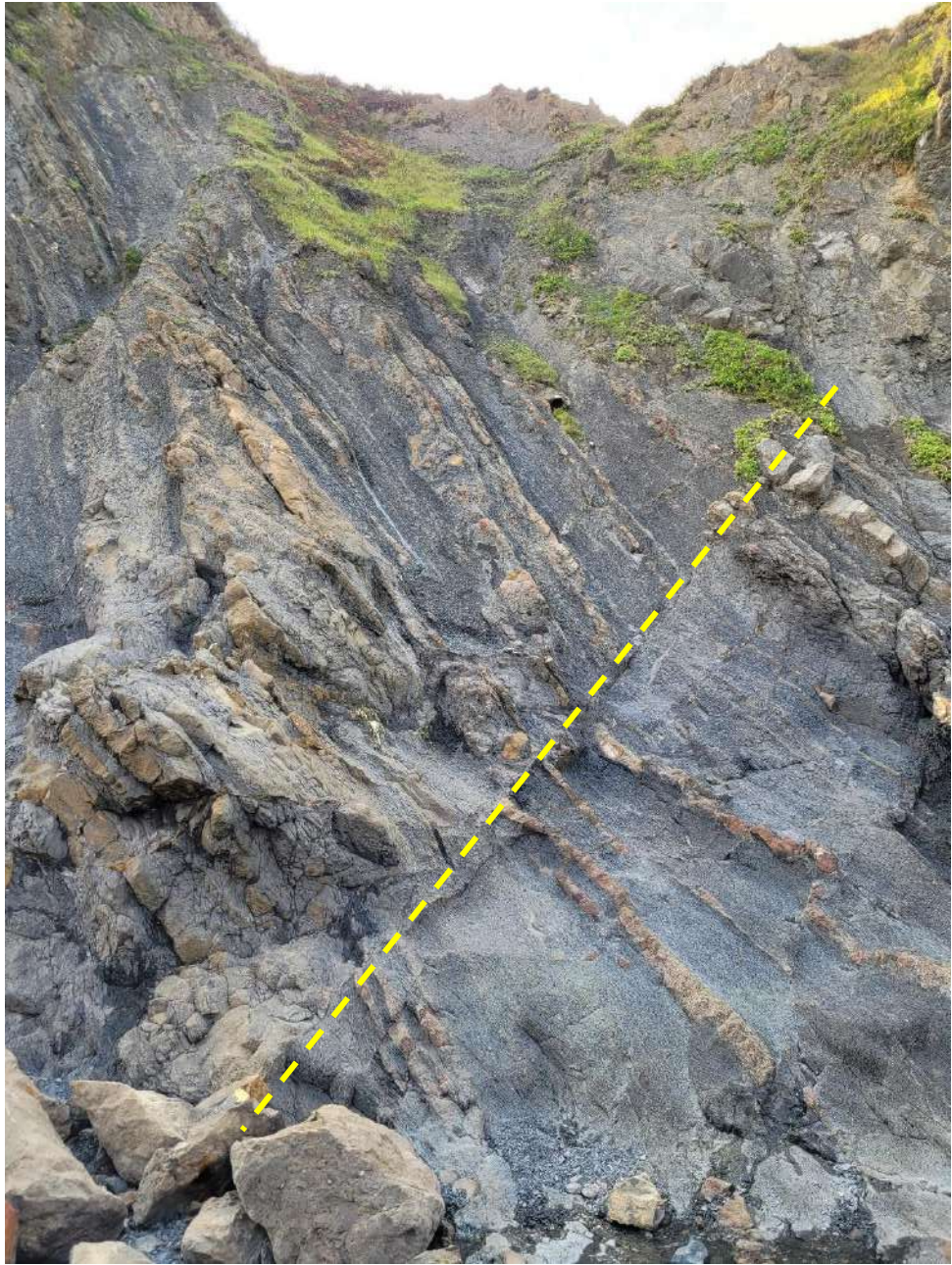




Figure 88 : *De nombreuses failles à toutes les échelles.*



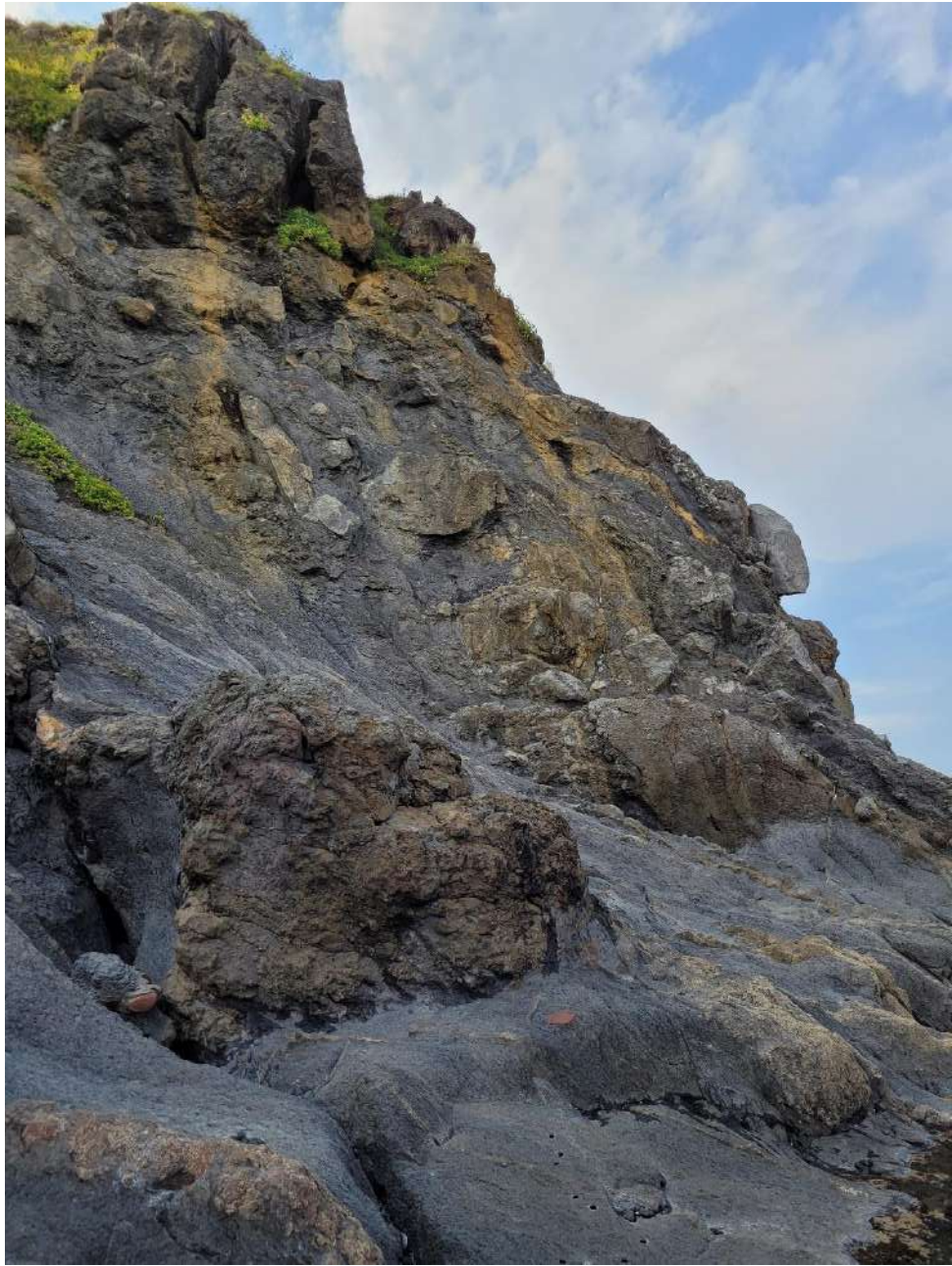




Figure 89 : Brèches.



c) Évidences d'une croissance synsédimentaire

En fait, on fait ici, sur le flanc Ouest du diapir de Bakio, mais de façon beaucoup plus nette, à peu près les mêmes observations que sur son flanc Est complétées par celles faites à l'Îlot de Gaztelugatxe.

Plus précisément, la disposition en éventail observée de loin, la présence de nombreuses discordances angulaires et de nombreux dépôts gravitaires ont permis de valider le modèle de la croissance synsédimentaire du diapir de Bakio à l'Albien, c'est-à-dire son ascension pendant la phase d'hyper-extension du Bassin Basco-Cantabrique en même temps que ce dernier s'enfonçait par subsidence et se remplissait de sédiments, essentiellement de flyschs noirs.

C'est bien l'ascension du diapir qui a déformé les sédiments encaissants.

L'étude des plis des slumps et des figures de courants (flute-casts, grove-casts,...) sur les semelles des turbidites comme celles d'Armintza par exemple ont permis en outre de montrer que les sédiments qui ont rempli le bassin provenaient du Nord-Est, plus précisément du Massif Landais (voir figure 12 page 15) et se déplaçaient vers le Sud-Ouest. On peut rappeler que l'on est ici sur la marge européenne.

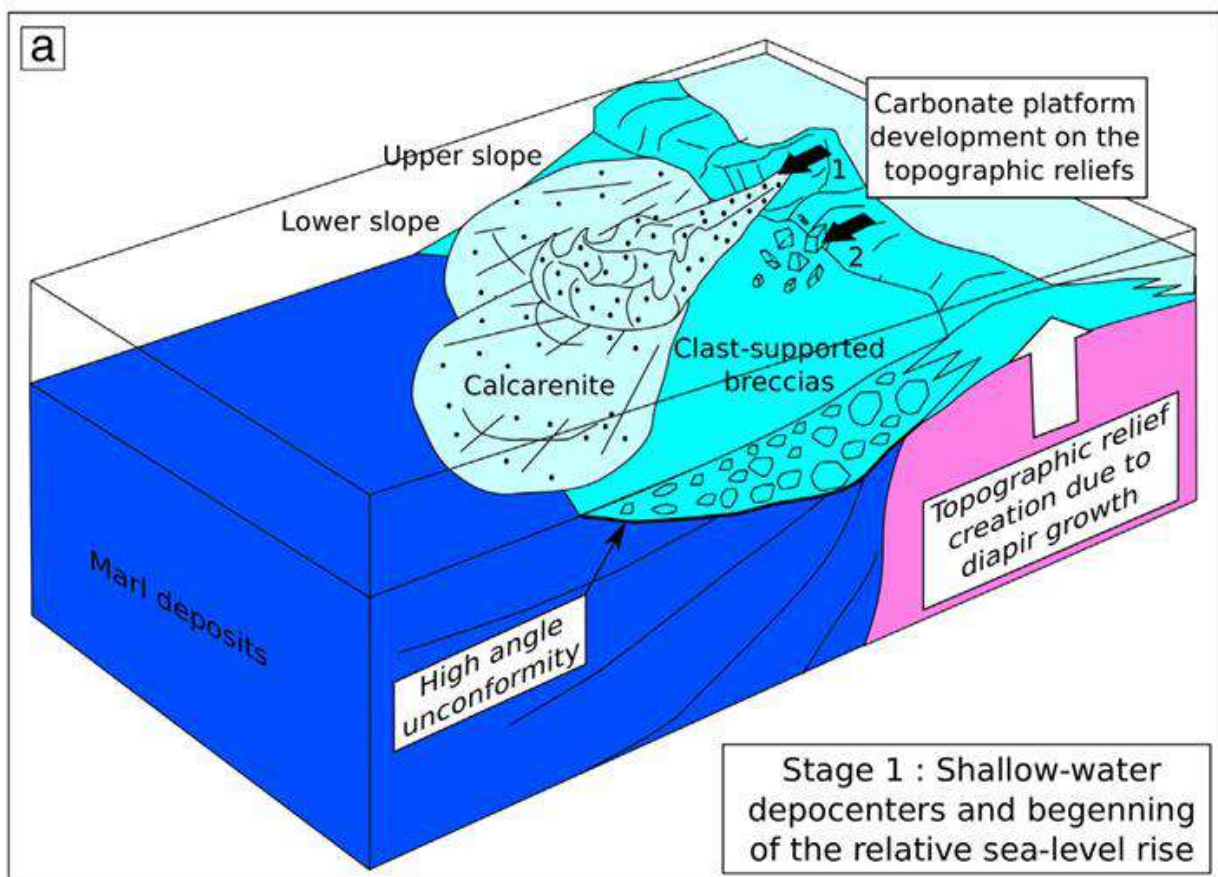
d) Mode de formation des Brèches de Bakio - Mécanismes mis en jeu

Au fur et à mesure de son ascension dans le Bassin Basco-Cantabrique, le diapir a déformé, redressé les formations sédimentaires détritiques du bassin qui se sont alors disloquées à son contact (Formation des Brèches de Bakio).

Mais se rapprochant en même temps de la surface, une plateforme carbonatée pouvait s'installer à son sommet, une fois la zone photique atteinte, avec développement de récifs par exemple (*figure 90 A*).

Lorsque le bassin ensuite s'approfondissait et s'enfonçait du fait de sa subsidence (le bassin est en hyper-extension), la plateforme calcaire se disloquait à son tour. Les produits de son érosion venaient recouvrir les dépôts flyschoides redressés d'où la formation des nombreuses discordances angulaires observées. Puis ils étaient eux-mêmes immédiatement recouverts en on-laps par de nouveaux dépôts flyschoides (*figure 90 B*) et ainsi de suite à chaque pulsion vers le haut du diapir.

Il semblerait que le diapir de Bakio n'ait jamais émergé, dans lequel cas il y aurait eu développement à la surface de la plateforme carbonatée d'un relief karstique.



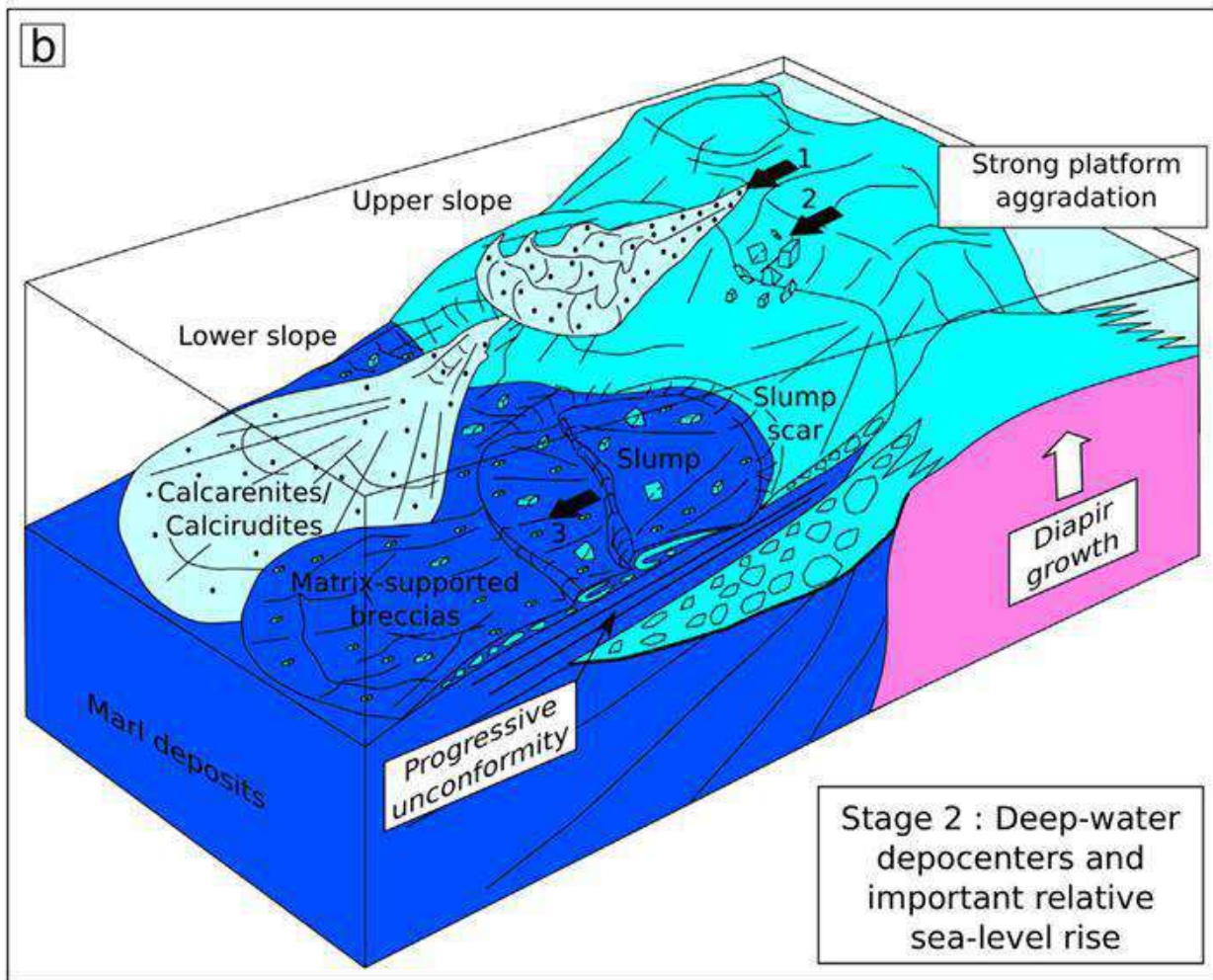


Figure 90 : Mode de formation des Brèches de Bakio.

D'après Y. Poprawski et al. (2016)

Synthèse : Histoire géologique racontée par les arrêts de la journée

1- Initiation du diapir de Bakio

Dislocation de la Pangée

Rifting entre l'Ibérie et le Massif Armoricaïn (Europe)

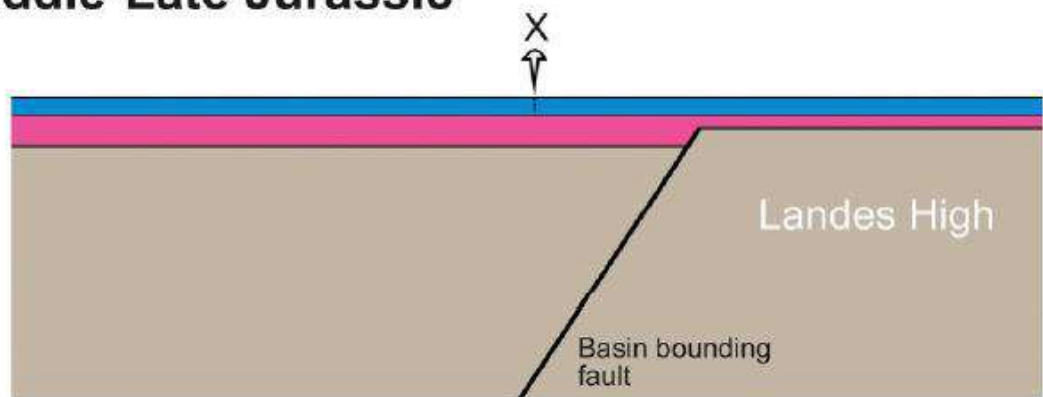
Dépôt du Trias dont le Keuper salifère

Dépôt du Jurassique et du Crétacé inférieur, tous les deux peu développés. Le rifting se poursuit et du fait de mouvements en transtension senestre entre Europe et Ibérie, se forment des bassins en pull-

apart (Parentis, Mirande, Adour-Arzacq-Tarbes, Mauléon-Saint-Jean-de-Luz et Bassin Basco-Cantabrique) limités par des failles en gros Est-Ouest et Nord-Sud et séparés par des hauts-fonds dont le Massif Landais entre le Bassin de Mauléon-Saint-Jean-de-Luz et le Bassin Basco-Cantabrique.

Ce serait au début de l'Aptien que se serait initié le diapir de Bakio en profitant d'une faille, peut-être d'une faille transverse de direction Nord-Sud décalant la faille Est-Ouest Armintza-Bermeo (figures 91, 92 et 93 ci-dessous). Cela expliquerait la morphologie du diapir de Bakio qui n'est pas une montgolfière mais un mur de sel !

A) Middle-Late Jurassic



B) Earliest Aptian

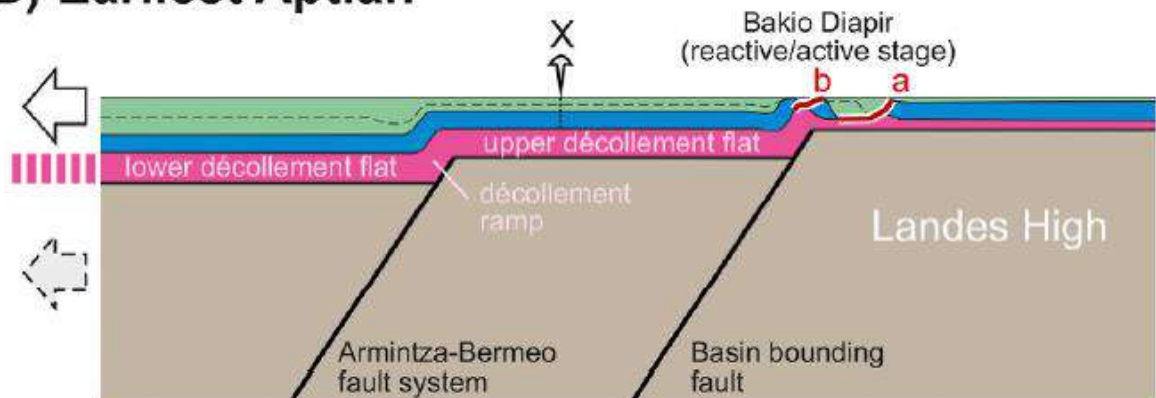


Figure 91 : Initiation du diapir de Bakio - Vue en coupe.

D'après R. Roca et al. (2021)

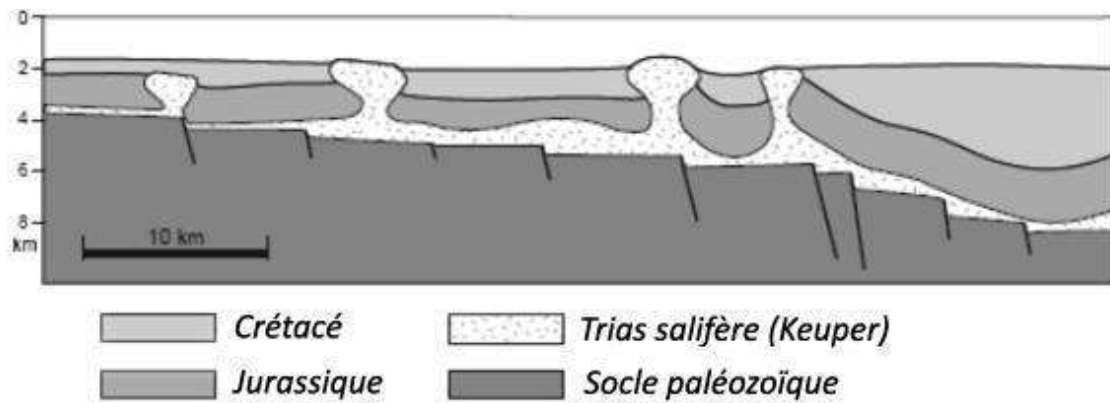


Figure 92 : Initiation du diapir de Bakio - Vue en coupe.

D'après R. Roca et al. (2021)

Un graben d'échelle crustale se développe dans la croûte imposant à la base de la couche de sel des étirements localisés au voisinage des failles bordières. Aux fortes vitesses d'extension, l'étirement de la couverture qui donne naissance à des diapirs de sel.

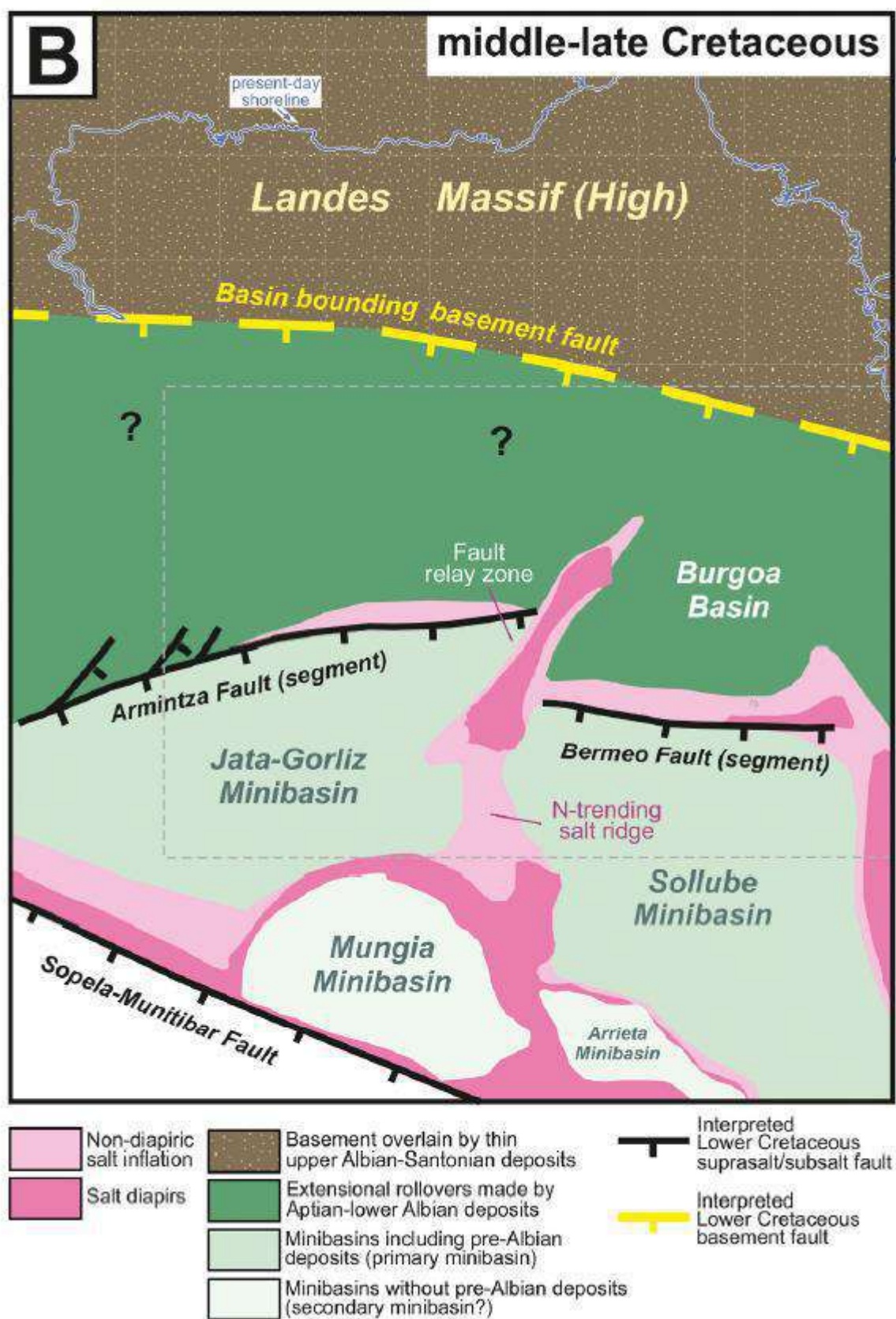


Figure 93 : Initiation du diapir de Bakio - Vue en plan.

D'après R. Roca et al. (2021)

Au cours de l'Aptien supérieur (de -120 à -113 Ma), le Bassin Basco-Basque est en hyper-extension du fait de l'ouverture « en ciseaux » du Golfe de Gascogne suite au mouvement de rotation antihoraire de l'Ibérie par rapport à l'Europe.

Il s'élargit en même temps qu'il s'approfondit et reçoit tous les détritiques provenant du Massif Landais. Parallèlement, le diapir de Bakio s'en éloigne et devient « actif », migre vers le haut (figure 94).

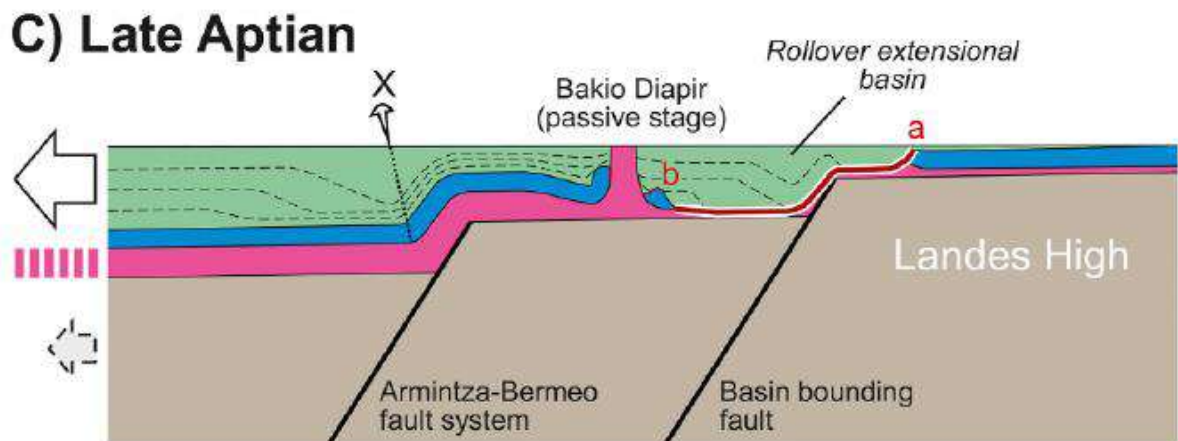


Figure 94 : Migration relative vers le centre du bassin en hyper-extension du « mur » de sel de Bakio.

D'après R. Roca et al. (2021)

Le diapir de Bakio constitue alors un relief dans le bassin qui fait qu'il dévie les directions de courants de turbidites et devient source de slumps.

Puis l'étirement du bassin devient si important que le manteau se rapproche de la surface (figure 95) et fond partiellement. Se met alors en place le volcanisme alcalin du Synclinal de Bilbao qui va se poursuivre jusqu'au Cénomanién.

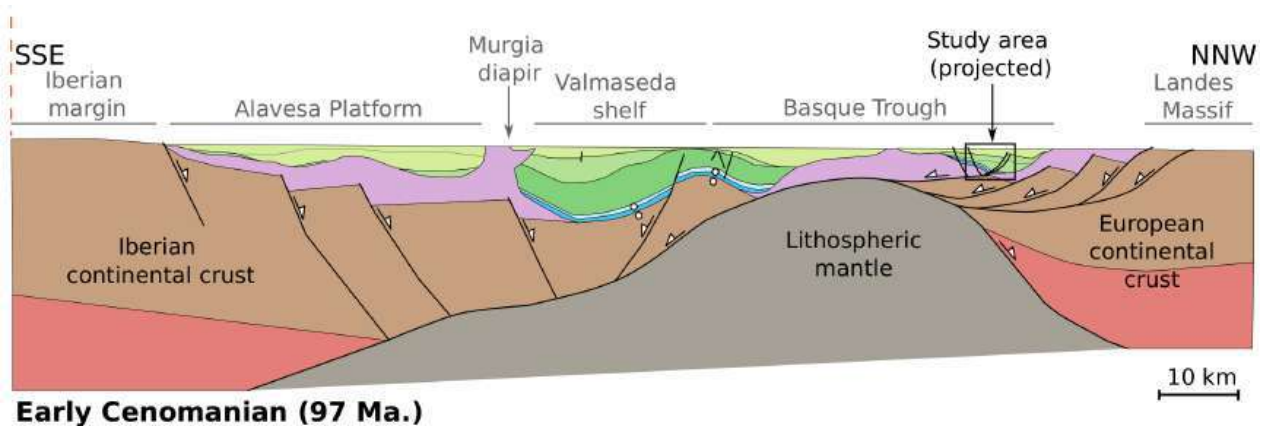


Figure 95 : Coupe géologique du Bassin Basco-Cantabrique au Cénomanién inférieur

D'après Y. Poprawski et al. (2021)

Article de Hendrik VREKEN

**Photographies de Jean CHAUVET,
Dominique LOIZEAU et Josiane VREKEN**

**Un grand merci à Jean-Marie FLAMENT et Thierry JUTEAU
pour les documents préparatoires fournis à l'occasion de cette sortie.**

Bibliographie

Références bibliographiques pour la partie Volcanisme Crétacé

Azambre B, Rossy M, Albarède F. (1992) - Petrology of the alkaline magmatism from the cretaceous north-pyrenean rift zone (France and Spain). *Eur. J. Mineral.*, 4, p. 813–834.

Carracedo M., Larrea F.J., Alonso A. (1999) - Estructura y organización de las coladas submarinas: características de las lavas almohadilladas de edad cretácica que afloran en la cordillera vasco-cantábrica. *Estudios Geológicos*, 55, p. 209-222.

Carracedo Sanchez M., Jarrea F.J., Sarrionandía F., Jiménez R. (2000) - Estructura y organización de las coladas volcánip. 45-53.cas submarinas : relación entre las coladas tabulares y las lavas almohadilladas cretácicas en la Cordillera Vasco- Cantábrica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13 (1),

Carracedo M., Sarrionandía F., Juteau T., Gil Ibarguchi J. I. (2012) - Structure and organization of submarine basaltic flows : sheet flow transformation into pillow lavas in shallow submarine environments. *International Journal of Earth Science*, Vol. 101, p : 2201-2214.

Carracedo M., Mendia, M., Sarrionandia, F. et Juteau T. (2014) - Vulcanismo submarino de edad cretácica en la Cuenca Vascp-Cantábrica. *Geología de campo : 12 Excursiones Geológicas por la Cuenca Vsco-Cantábrica*. Eds: Bodego.

Castanares L.M., Robles S., Bravo V. (1997) - Distribución estratigráfica de los episodios volcánicos submarinos del Albiense-Santonense en la Cuenca Vasca (sector Gernika-Plentzia, Bizkaia).

Pesquera A., Gil-Crespo P. (2024) - Deciphering magmatic processes from plagioclase, clinopyroxene and amphibole chemistry and textures : A case study of a basaltic lava flow in the Basque-Cantabrian Basin (Northern Spain).

Références bibliographiques pour la zone de Bakio (Ophites et Trias salifère)

Béziat D., Joron J.L., Monchoux P., Treuil M. et Walgenwitz F. (2020) - Geodynamic implications of geochemical data for the Pyrenean ophites (Spain-France).

Homonnay E. (2014-2015) - Caractérisation pétrologique, géochimique et structurale des ophites du Pays Basque Espagnol. Master Sciences de la Terre et environnement, Université d'Orléans.

Rodolphe Lescoutre R., Manatschal G. (2020) - Role of rift-inheritance and segmentation for orogenic evolution : example from the Pyrenean-Cantabrian system.

Poprawski, Y., Basile C., Agirrezabala, L- M., Jaillard E., Gaudin M., Jacquin T. (2014) - Sedimentary and structural record of the Albian growth of the Bakio salt diapir (the Basque Country, northern Spain). *Basin Res.* 26, 746–766.

Poprawski, Y., Basile C., Jaillard, E., Gaudin M., Lopez M. (2016) - Halokinetic sequences in carbonate systems: an example from the Middle albian Bakio breccias formation (Basque country, Spain). *Sediment. Geol.* 334, 34–52.

Poprawski, Y., Basile, C., Cumberpatch, Z., Eude, A. (2021) - Mass transport deposits in deep-water minibasins : Outcropping examples from the minibasins adjacent to the Bakio salt wall (Basque Country, Northern Spain), *Marine and Petroleum Geology*, Volume 132.

Carte géologique du Pays Basque espagnol

<https://www.ehu.eus/es/web/geologia/mapa-geologikoen-galeria>