GéolVal

Excursion "Pays Basque Espagnol"
31 mars - 1er avril 2012

Le flysch crétacé-tertiaire de la côte basque espagnole, et le volcanisme sous-marin du synclinal de Bilbao

Excursion préparée par Thierry Juteau, professeur émérite de l'Université de Brest, vice-président du CPIE Littoral Basque.

Avec la collaboration de Fernando Sarronandia, enseignant-chercheur à la Universidad del Pais Vasco (UPV) de Bilbao, et Asier Hilario, directeur scientifique du Biotope Littoral Deba-Zumaia (Diputación Foral de Guipuzcoa)

Programme de l'excursion

Samedi 31 mars 2012 - Le flysch de Zumaia

10h30 - Arrivée du bus sur la place de Zumaia.

10h45 -11h45 - Observation des falaises de flysch de Zumaia le long de la plage d'Itzurun. Examen des limites ***Paléocène/Éocène*** (ou limite P/E: -56 Ma),***Thanétien/Sélandien*** (ou limite S/T: -58,7 Ma), et ***Danien/Sélandien*** (ou limite D/S: -60,5 Ma).

12h00-14h00 - Excursion en bateau de Zumaia à Deva et retour, qui permet d'observer l'ensemble des falaises du flysch de Zumaia depuis la mer.

14h00-15h30 - Repas tiré des sacs sur la plage d'Itzurun.

15h30-19h00 - Examen des *cycles de Milankovitch* près de la chapelle de San Telmo. Puis descente au pied de la falaise d'Algorri pour voir de près, à marée basse (vers 17h30), la ***limite Crétacé/Tertiaire*** (ou limite K/T: -65 Ma).

19h00 - Le bus nous amène à la pension Goiko et au gîte rural de Santa Klara pour y déposer nos bagages et occuper les chambres.

20h30 - Le bus nous conduit au restaurant Marinaberri, sur le port de plaisance de Zumaia, pour le dîner commandé à 21h00.

23h00 - Le bus nous ramène à la Pension Goiko et à Santa Klara.

Dimanche 1er avril 2012
Le volcanisme sous-marin du synclinal de Bilbao

08h00 - Départ en bus de Zumaia

08h30-10h30 - Arrêt nº1 à Soraluce. Coupe de la colline de Karakate.

11h00 - 1h30 - Arrêt nº2, près de Guernica. Contact entre une coulée à pillow lavas et les sédiments du flysch crétacé.

12h00-13h00 - Arrêt nº3, près du village de Fruniz. La grande carrière de basalte prismé.

14h00-15h30 - Repas tiré des sacs sur la plage de Meñacoz.

15h30-18h30 - Arrêt nº4. Visite de la coulée composite de Meñacoz et des roches encaissantes. A voir à maréee basse, prévue à 18h30.

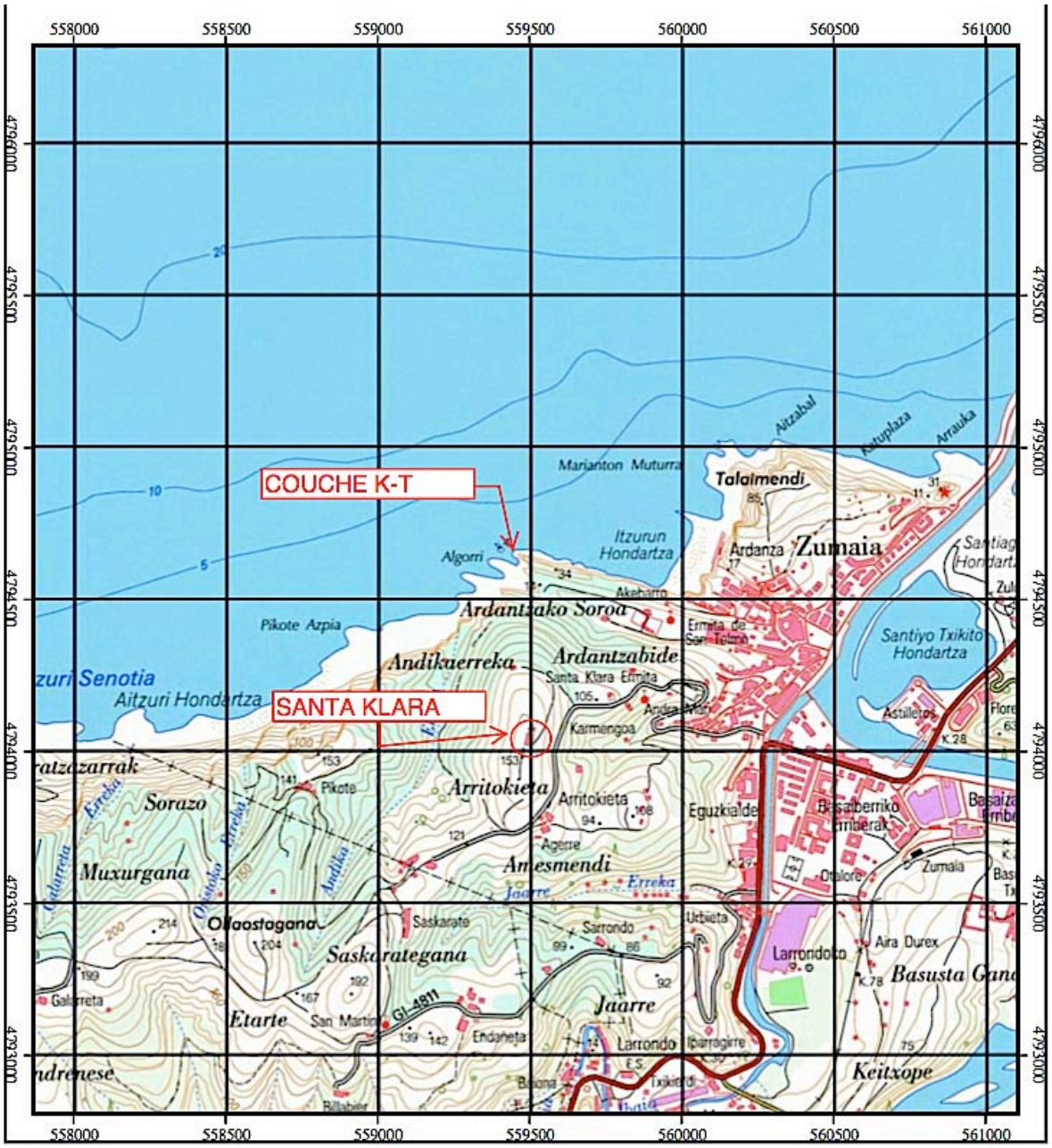
19h00. Retour au bus et rentrée directe à Pau.

GOLFO DE Vasca
Costa
DONOSTIA/
SAN SEBASTIÁN
Cabo Machichaco
Cabo Ogoño
Cabo Villano
Bermeo
Lekeitio
Ondarroa
Gernika-Lumo
Durango
Eibar
Bergara
Zumarraga
Tolosa
Azpeitia
Azkoitia
Zarautz
Zumaia
Hernani
Renteria
Errenteria
Pasaia/Pasaje
Beasain
Oñati
Arrasate / Mondragón
Amorebieta
Markina-Xemein
Balcón de Vizcaya
Laudio/
Llodio
Amurrio
Getxo
Plentzia
Mungia
Muxika
Lekeitio
Ondarroa
Zestoa
Aizarnazabal
Alzola
Mendaro
Deba
Mutriku
Saturrarán
Ispaster
Mendexa
Bedarona
Elantxobe
Ibarranguelua
Kanala
Lalda
Mundaka
Bakio
Sukarrieta
Busturia
Gautegiz de Arteaga
Ereño
Santimamiñe
Cortézubi
Gabica
Guizaburuaga
Nabarniz
Amoroto
Urberuaga de Ubilla
Berriatúa
Olatz
Larruscain
Etxebarria
Iruzubi
Barinaga
Elgoibar
Mallabia
Ermua
Malzaga
Solaruze-Placencia
Eibar
Abadiño
Elorrio
Elgeta
Anguiozar
Atzondo
Axpe
Arrazola
Urculeta
Ceánuri
Dima
Mañaria
Oba
Izurza
Orózqueta
Bernagoitia
Garay
Goiuria
Iurreta
Zaldibar
Igorre
Arantzazu
Zeberio
Castillo y Elejabeitia
Areatza
Gallartu
Ibarra
Urigoiti
Undurraga
Zubi Isabal
Otxandio
Aretxabaleta
Legazpi
Ormaiztegi
Gabiria
Ezkio
Itsasondo
Ordizia
Legorreta
Icaztegueta
Alegia
Amezketa
Abaltzisketa
Azkarate
Gaintza
Zaldivia
Beizama
Nuarbe
Urretxu
Antzuola
Elosua
Aratz-Erreka
Urnieta
Andoain
Hernialde
Anoeta
Alkiza
Larraul
Asteasu
Sanatorio
Aduna
Zizurkil
Villabona
Amasa
Berrobi
Ibarra
Belauntza
Gaztelu
Lizartza
Altzo
Orexa
Areso
Leitza
Gorriti
Alto
Uitzi
Betelu
Irura
Hernialde
Tolosa
Albiztur
Ikaztegieta
Legorreta
Ordizia
Beasain
Zumarraga
Azpeitia
Azkoitia
Zestoa
Zarautz
Zumaia
Deba
Mutriku
Ondarroa
Lekeitio
Bermeo
Durango
Amorebieta
Gernika-Lumo
Mungia
Getxo
Plentzia
Laudio/
Llodio
Amurrio
Bilbao
Galdakao
Usansolo
Lemoa
Zaratamo
Bedia
Igorre
Arrankudiaga
Zollo
Ugalde
Okondo
Aracaldo
Zeberio
Castillo y Elejabeitia
Areatza
Gallartu
Ibarra
Urigoiti
Undurraga
Berganza
Barambio

Samedi 31 mars 2012

1. Le flysch crétacé - paléocène des falaises de Zumaia

Un stratotype mondialement reconnu autour de la couche K-T



Carte de Zumaia et des falaises autour de la pointe d'Algorri
et de la plage d'Itzurun.

1. La sédimentation du flysch de la côte basque

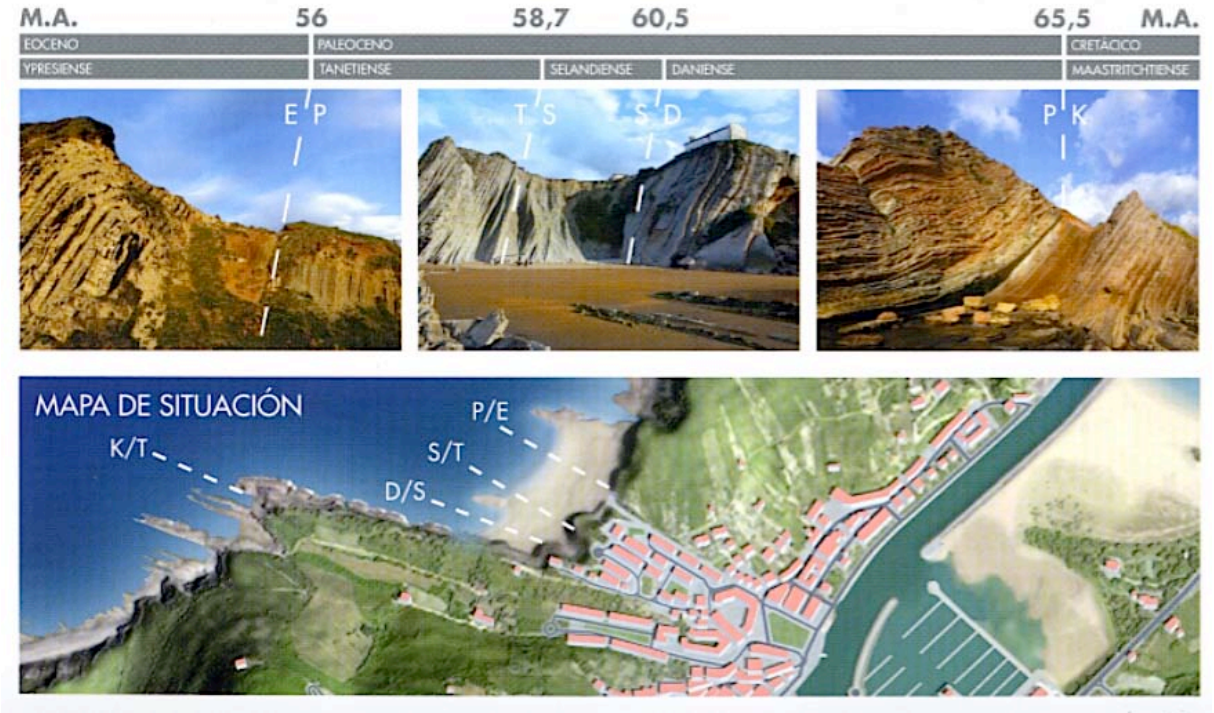
Asier Hilario, en premier plan, explique la formation du flysch de Zumaia à un groupe d'excursionistes français.

Le flysch de la côte basque, formé de sédiments marins d'âge crétacé et tertiaire, affleure tout au long de la côte basque franco-espagnole, de Biarritz à Deva.

Ces sédiments se sont déposés sur le talus continental de la plaque ibérique, à des profondeurs de l'ordre de 1.000 m ou plus. Ils ont été ensuite plissés et surélevés à l'Eocène, lors du plissement pyrénéen. Souvent redressées à la verticale, ces couches constituent un gigantesque livre ouvert couvrant un laps de temps géologique de plus de 40 millions d'années.
Riches en macrofaunes (Ammonites) et en microfaunes (plancton fossile), ces sédiments racontent l'évolution du monde vivant marin pendant cette période.

Sur le plan stratigraphique, les splendides falaises de Zumaia exposent une sédimentation continue de l'Albien à l'Eocène. 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 de Stratigraphie de l'IUGS (International Union of Geological Sciences) en 2010, et sont marquées d'un "clou d'or" ("Golden Spike"). Ces quatre limites sont les suivantes, en allant de la plus jeune à la plus ancienne (figure ci-dessous):
1º) ***La limite Paléocène/Éocène*** (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 ^{13}C et ^{18}O, ainsi que par un renouvellement complet des associations planctoniques, est interprété par les spécialistes comme le résultat d'un réchauffement considérable de l'atmosphère et des océans.
2º) ***La limite Thanétien/Sélandien*** (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).
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.
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 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. Les limites D/S et S/T ont reçu un "Golden Spike" (stratotypes mondiaux reconnus par l'IUGS). D'après J. Carballo et A. Hilario, 2010.

2. L'enregistrement dans les sédiments des variations climatiques liées aux cycles astronomiques de la Terre (cycles de Milankovitch)

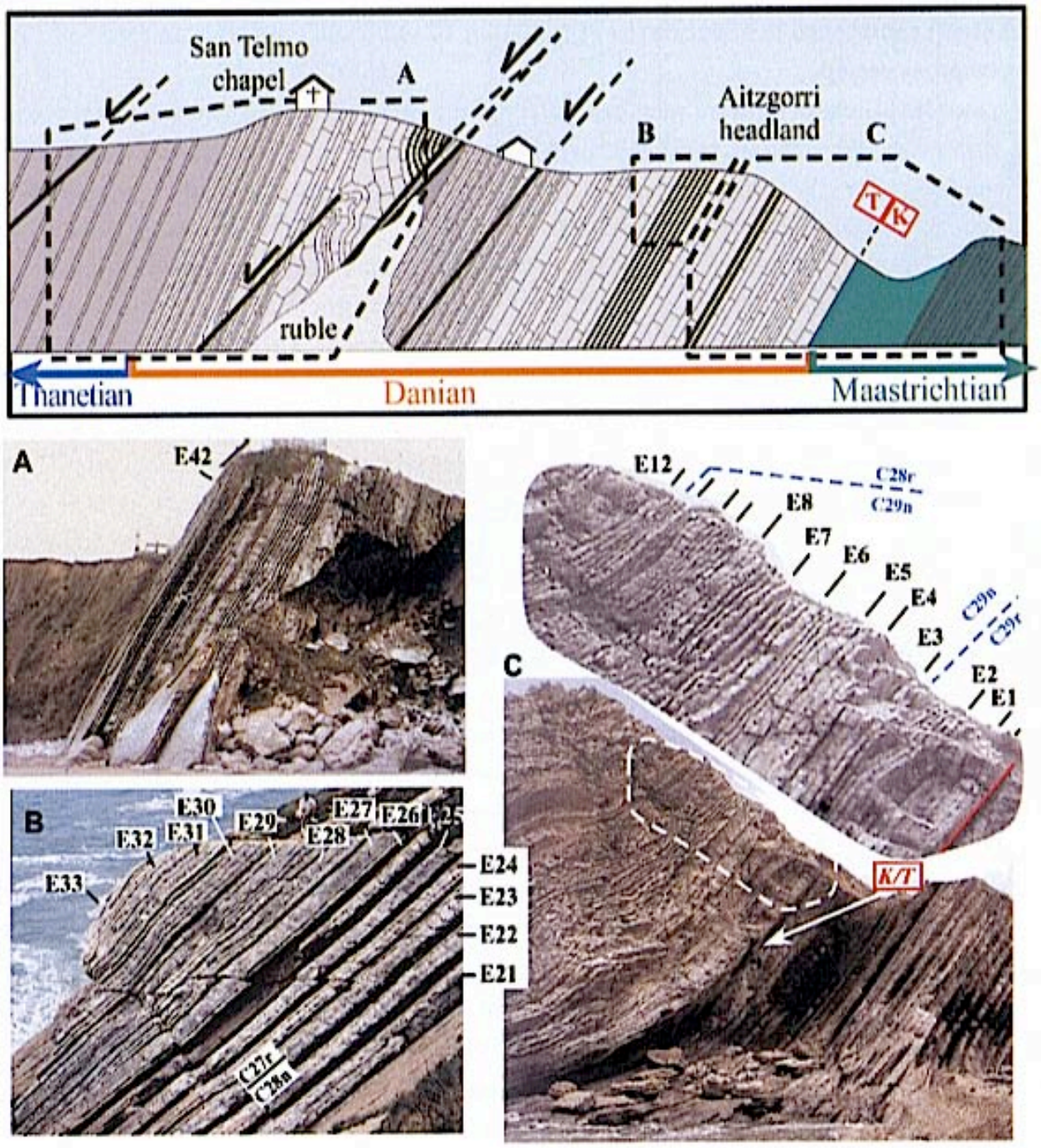
Grâce à des affleurements de qualité exceptionnelle, les spécialistes ont pu déchiffrer, sur les falaises de Zumaia, les variations climatiques enregistrés dans les sédiments, et liés aux cycles des paramètres astronomiques contrôlant le mouvement de la Terre (précession des équinoxes, excentricité et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

Asier Hilario explique les cycles climatiques enregistrés dans les sédiments.

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) reçue à la surface de la Terre, ces variations pouvant entraîner des changements climatiques dont la trace est parfois enregistrée ou gravée dans certains indicateurs paléoclimatiques et séquences géologiques, en particulier dans les sédiments marins.

En effet, si aucun autre astre que le Soleil ne venait perturber la révolution de la Terre, son mouvement elliptique resterait inchangé au cours du temps. 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 changent. 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! 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.



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.

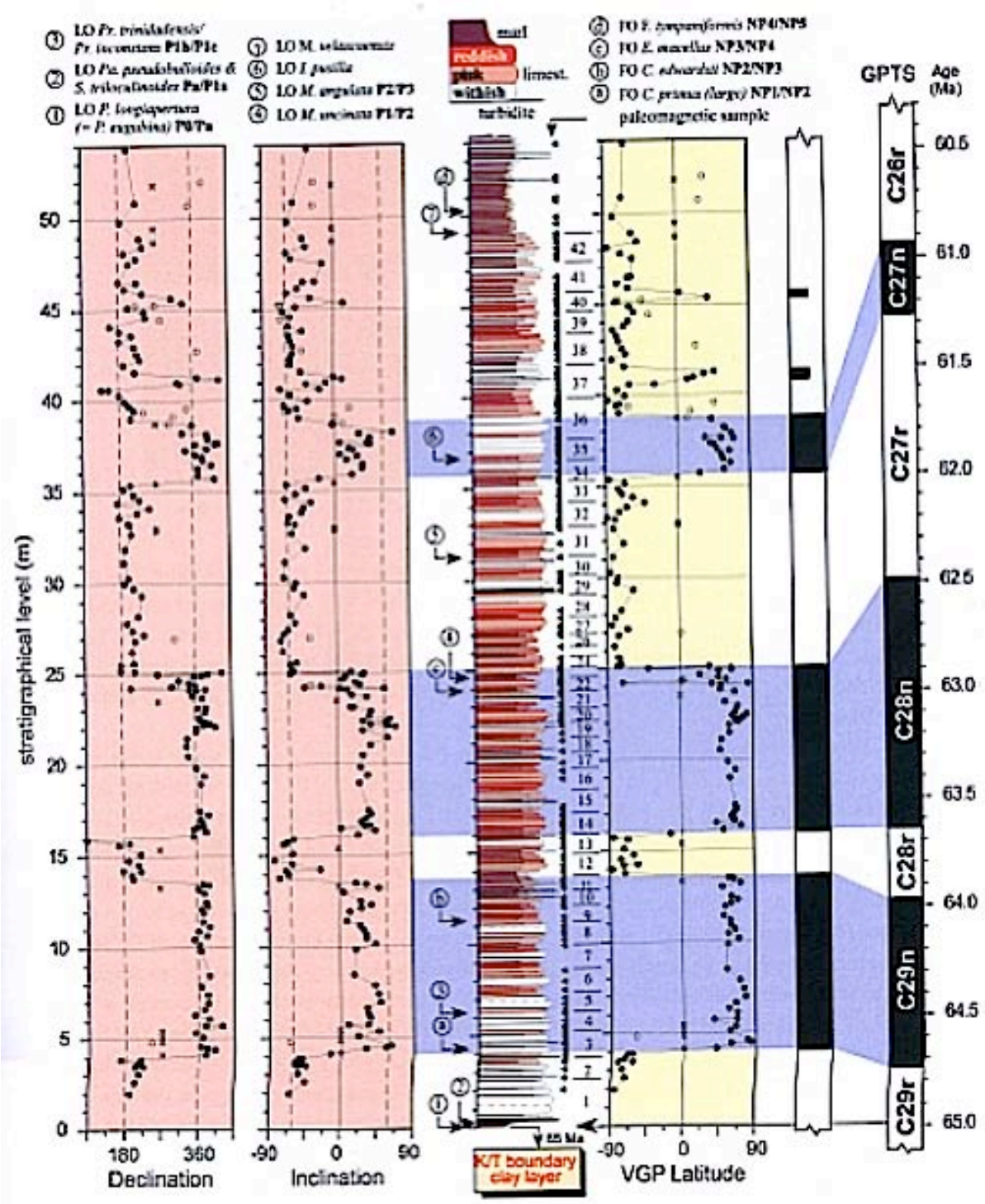
3. La magnéto-stratigraphie

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. Ces inversions du champ sont parfaitement enregistrés dans les sédiments de la coupe de Zumaia.
En vous promenant sur la plage d'Itzurun ou sur le promontoire d'Algori, 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 aimamtation 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. 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:



Variations stratigraphiques de la déclinaison et de l'inclinaison des vecteurs du magnétisme rémanent fossilisés dans les sédiments du Danien de Zumaia. On observe six inversions du champ magnétique en 4,5 Ma, en corrélation avec l'échelle internationale des inversions magnétiques (GPTS). D'après J.Carballo et Asier Hilario, 2010.

4. La couche K-T et la grande extinction en masse du Crétacé supérieur.

La limite entre l'ère secondaire et l'ère tertiaire est marquée par un très important renouvellement des faunes marines et terrestres. Elles est datée à 65 millions d'années. C'est aussi la limite Crétacé - Tertiaire, le Crétacé étant le dernier étage de l'ère secondaire. 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 trois endroits sur la côte basque franco-espagnole: à Bidart, à Hendaye (dans la Baie de Loya) et à Zumaia. 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 pures de 20 cm d'épaisseur, la célèbre couche K-T.

La couche K-T, au pied des falaises de Zumaia

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. Nous aurons l'occasion de discuter, au cours de cette journée, des hypothèse avancés pour expliquer la couche K-T et l'extinction en masse du monde vivant qui lui est liée: refroidissement climatique général, volcanisme gigantesque en Inde (les "trapps" du Deccan), ou chute d'une météorite géante à Chicxulub au Mexique? La mort est-elle venue des profondeurs de la Terre ou de l'espace interplanétaire? Venez en discuter avec nous!

Bibliographie sommaire

Bernaola G., Baceta J.I., Payros A., Orue-Etxebarria X., Apellaniz E. (eds). (2006) - The Paleocene and lower Eocene of the Zumaia section (Basque Basin). *Climate & Biota of the early Paleogene 2006. Post-conference Field Trip Guidebook.* Bilbao, 82 p.

Carballo J. et Hilario A. (2010) - Flysch Algorri mendata - Un viaje a través del tiempo. Diputación Foral de Guipuzcoa. 271 p.

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.

Castañares L.M., Robles S., Vicente Bravo J.C. (1997) - Distribución estratigráfica de los episodios volcánicos del Albiense-Santoniense en la Cuenca Vasca (sector Gernika-Plentzia, Bizkaia), *Geogaceta* 22, p. 43 - 46.

Montigny R., Azambre B., Rossy M., Thuizat R. (1986) - K-Ar study of Cretaceous magmatism and metamorphism in the Pyrenees: age and length of rotation of the Iberain oeninsula. *Tectonophysics*, 129, p. 257-273.

Rossy M. (1988) - Contribution à l'étude du magmatisme mésozoïque du domaine pyrénéen.I. le Trias dans l'enemble du domaine. II. Le Crétacé dans les Provinces Basques d'Espagne. Thèse d'Etat, Université de Besançon.

Rossy M. Azambre B., Albarède F. (1992) - REE and Sr-Nd isotope geochemistry of the alkaline magmatism from the Cretaceous North Pyrenean Rift Zone (France - Spain). *Chemical Geology*, 97, p. 33-46.

Dimanche 1er avril 2012

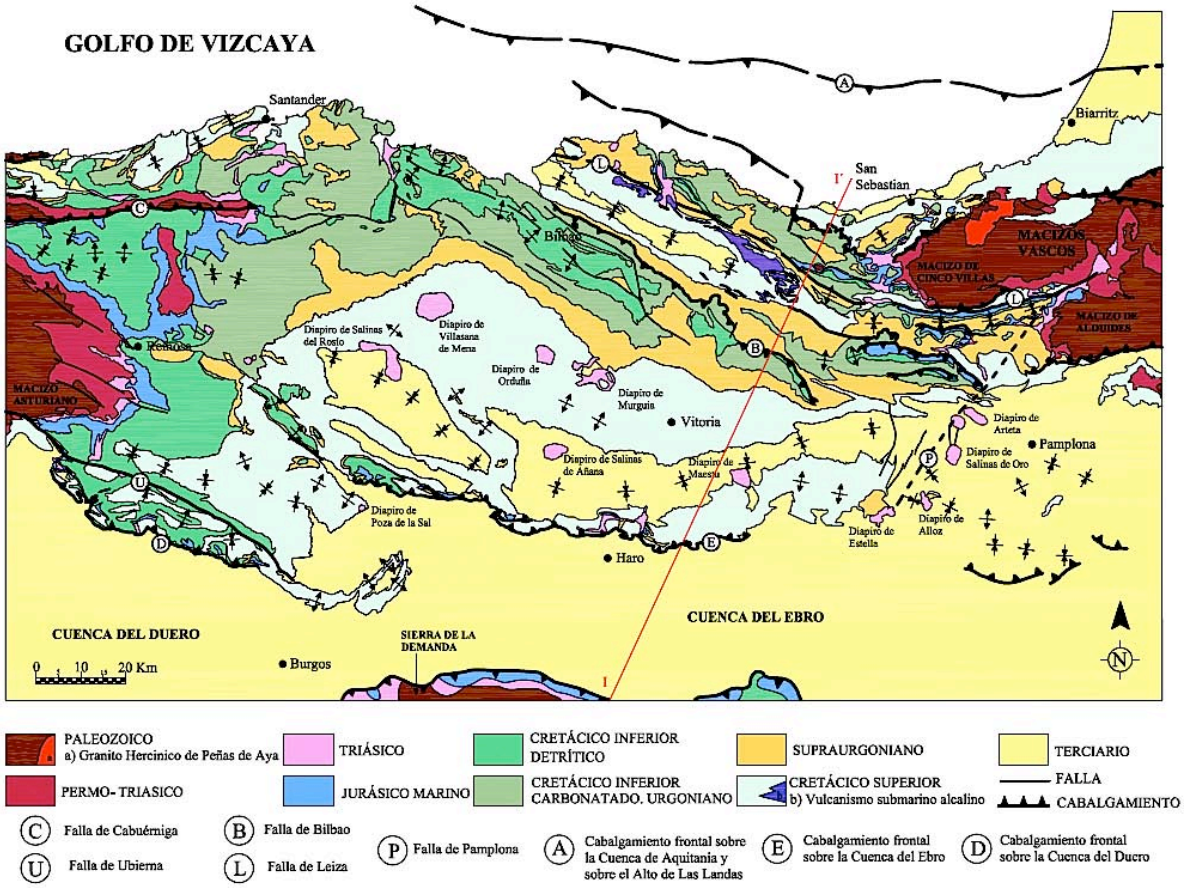
2. Le volcanisme basaltique sous-marin à "pillow lavas" du synclinal de Bilbao

Cette journée est consacrée au spectaculaire volcanisme basaltique sous-marin qui s'intercale dans les sédiments marno-calcaires du Crétacé du synclinal de Bilbao.

Carte routière du pays basque espagnol, avec localisation des quatre arrêts prévus.

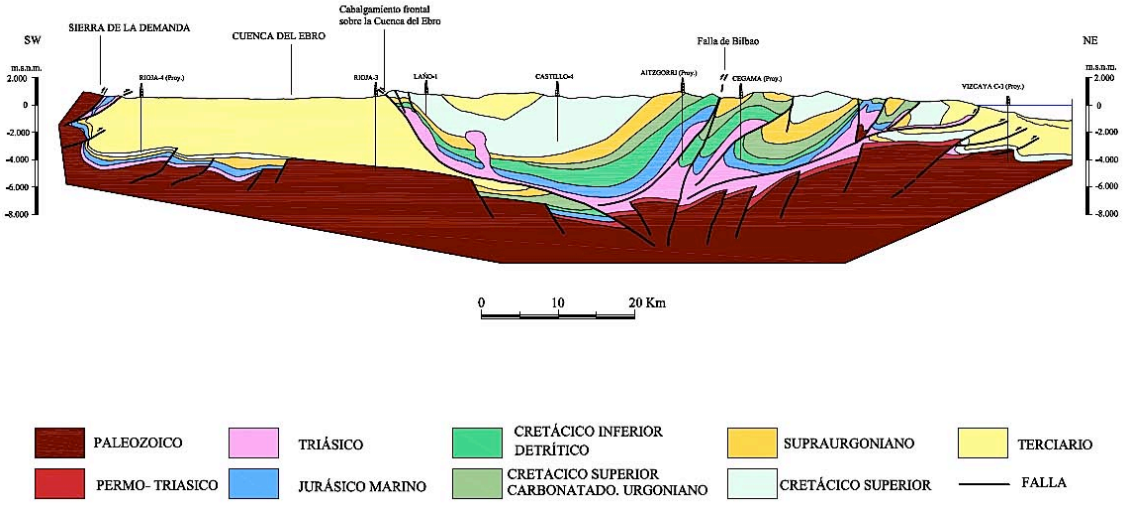
Informations générales sur la géologie de la région:

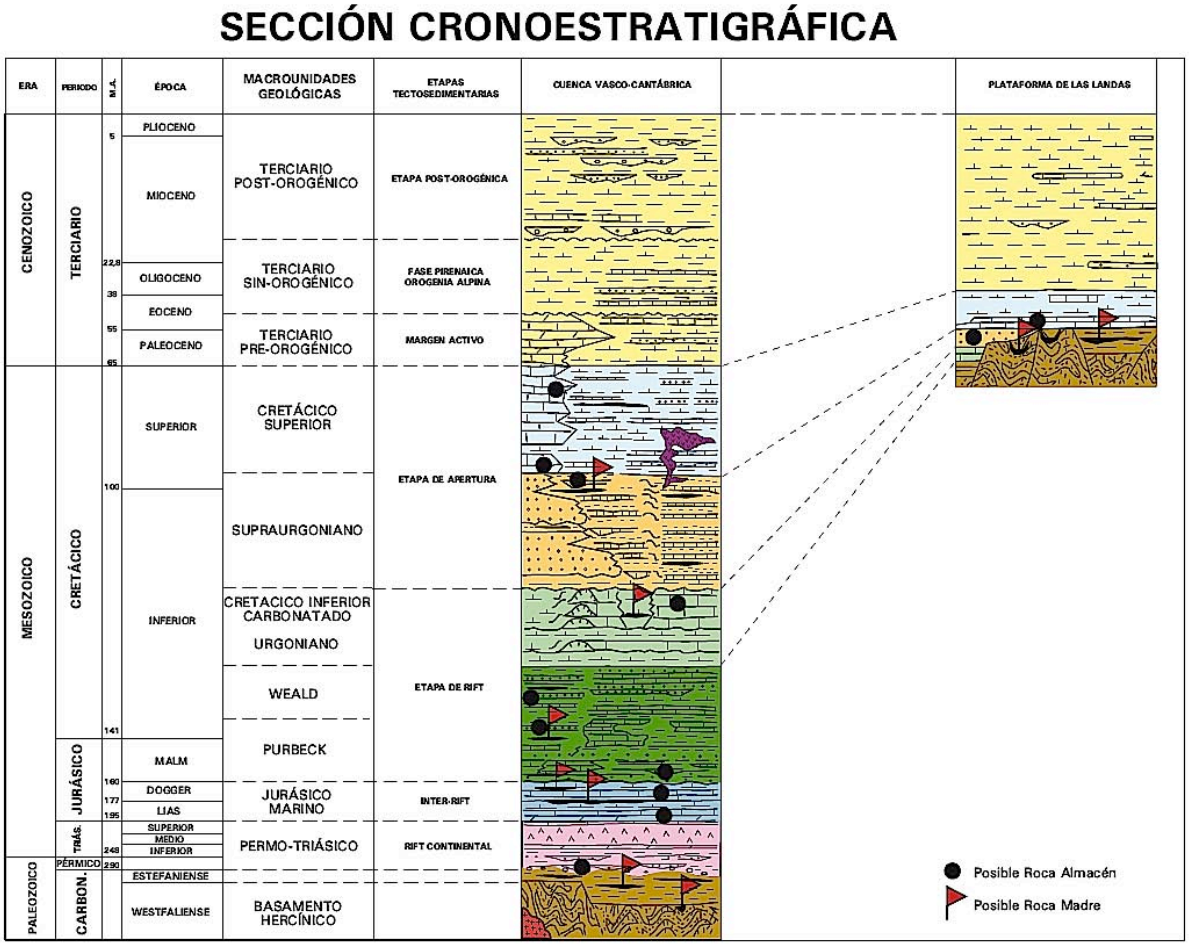
MAPA GEOLÓGICO



Carte géologique et coupe générale du pays basque espagnol

CORTE GEOLOGICO I-I`

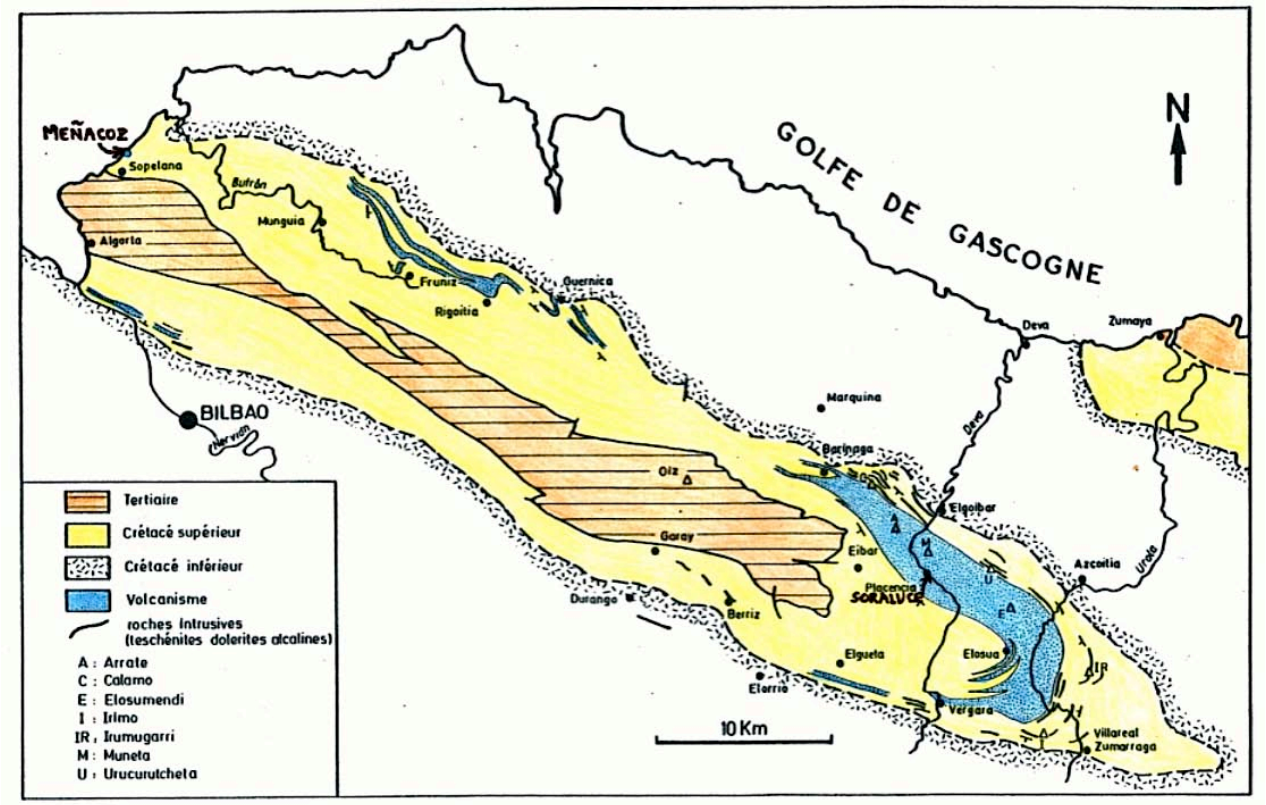




Colonne chrono-stratigraphique du pays basque espagnol, et comparaison avec la colonne chrono-stratigraphique de la plateforme des Landes. Les petits drapeaux rouges représentent les roches-mères possibles pour les hydrocarbures, et les ronds noirs représentent les roches-réservoirs possibles.

La carte géologique simplifiée et la coupe générale nord-sud présentées ci-dessus montrent que le pays basque espagnol est essentiellement constitué par *deux vastes structures synclinales* orientées NW - SE, le synclinal de Vitoria au sud et le synclinal de Bilbao au nord, séparées par la faille chevauchante de Bilbao.
Les couches sédimentaires impliquées dans ces structures synclinales comprennent l'ensemble des terrains secondaires (du Trias au Crétacé terminal), et le début du Tertiaire. Cette épaisse série sédimentaire repose sur le vieux socle hercynien, et contraste avec la minceur de la série sédimentaire de la plateforme des Landes, émergée jusqu'au Crétacé inférieur. Ces sédiments, à certaines époques, sont riches en débris organiques qui ont pu évoluer en hydrocarbures liquides ou gazeux (roches-mères), lesquels ont pu migrer ultérieurement vers des roches-réservoirs.
La colonne chrono-stratigraphique indique que le flysch du pays basque commence à se déposer à la fin du Crétacé inférieur (Albo - Aptien). C'est également à cette époque qu'un *important épisode volcanique sous-marin* s'intercale dans les sédiments du flysch. Ce volcanisme est contemporain de l'ouverture du golfe de Gascogne.
Ce volcanisme basaltique alcalin et sous-marin est localisé. Du côté espagnol, on ne le trouve que dans le synclinal de Bilbao. Du côté français, il se manifeste dans certains bassins de flysch pyrénéens, par exemple dans le Béarn.

Les formations volcaniques sous-marines du synclinal de Bilbao:



Carte géologique schématique du synclinal de Bilbao

Les formations volcaniques sous-marines sont en bleu sur cette carte géologique simplifiée du synclinal de Bilbao. Nous les observerons en trois endroits : 1) dans le secteur de *Soraluce - Eibar*, là où la formation volcanique est la plus épaisse; 2) sur la *plage de Meñacoz*, le long de la falaise côtière, près de Bilbao; 3) dans la région de *Guernica - Fruniz*, sur le flanc nord du synclinal de Bilbao.

Un puissant 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'intercale dans le flysch crétacé du synclinal de Bilbao, s'accumulant parfois sur plus de 1.000 m d'épaisseur.

D'après Castañares et al. (2001), on peut distinguer quatre types de formations volcaniques:

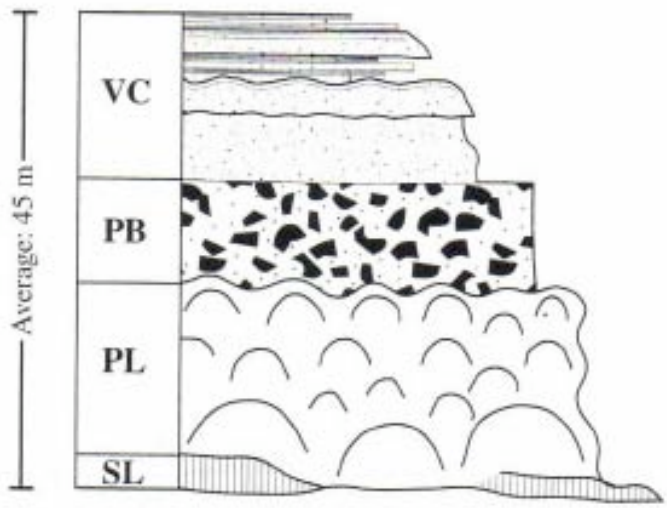
1. Les ***coulées massives planaires*** (ou*"sheet flows"* en anglais), très semblables aux coulées basaltiques aériennes. Elles correspondent à de grands volumes de lave émis instantanément: dans ce cas, la trempe thermique brutale subie par la lave n'arrive pas à contenir la coulée, qui s'étale largement et s'écoule vers le bas. Ces coulées, comme les coulées basaltiques à l'air libre, sont souvent *prismées* (orgues basaltiques). Les prismes hexagonaux se forment au cours du refroidissement de la coulée, vers 600ºC, par contraction thermique.

2. Les ***coulées de lave en coussins*** (ou *"pillow lavas"* en anglais). Ce sont les plus fréquentes. Elles correspondent à des volumes de lave modérés, sur lesquels la trempe thermique a un effet maximum: une couche de verre emprisonne la lave, qui forme des tubes anastomosés et enchevêtrés, progressant vers le bas par éclatements successifs de leur croûte vitreuse..

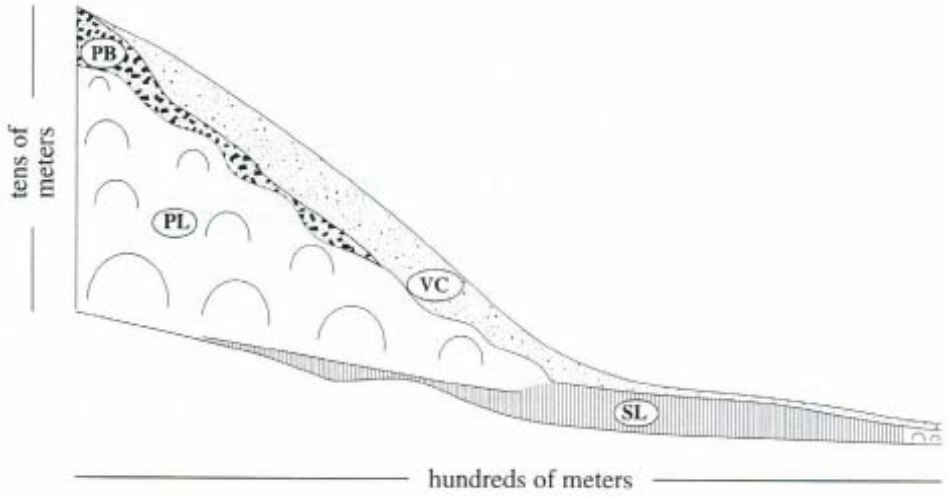
3. ***Les brèches de pillow lavas***. Au front des coulées ou sur les flancs des volcans, les tubes se bréchifient et forment des brèches de pillow lavas. La bréchification peut se faire soit à chaud (fragments à contours lobés), soit à froid (fragments à contours anguleux).

4. Les ***brèches volcaniques stratifiées***. Elles résultent soit d'explosions volcaniques sous-marines, soit de transports en masse de débris sur les flancs des volcans sous-marins.

Castañares et al. ont observé que ces quatre types de formations volcaniques se présentent dans un certain ordre sur le terrain: les coulées massives se situent à la base des édifices volcaniques, et sont le plus souvent surmontées par des coulées à pillow lavas édifiant des édifices volcaniques de forme plus ou moins conique. Les flancs de ces édifices sont recouverts de brèches de pillow lavas, puis de brèches volcaniques stratifiées.

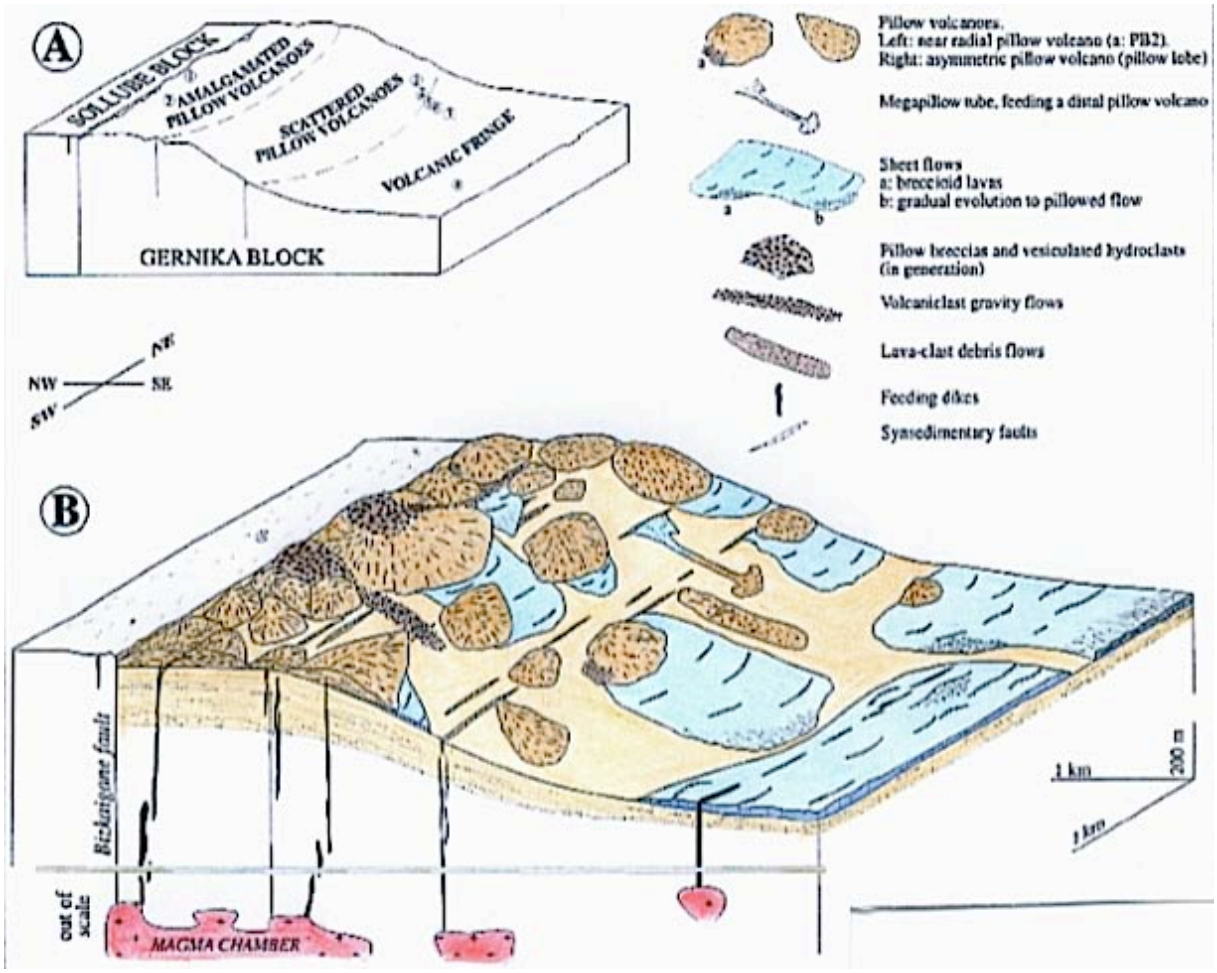


La séquence verticale typique d'un volcan sous.marin de la zone de Guernica. SL (Sheet lavas): coulées massives planaires. PL: pillow lavas. PB: (Pillow breccias): brèches de pillow lavas. VC: brèches volcaniques stratifiées. D'après Castañares et al. (2001).



Répartition verticale et latérale des quatre faciès volcaniques constituant un édifice volcanique-type de la zone de Guernica. D'après Castañares et al. (2001).

Cela signifie que les éruptions volcaniques sous-marines suivent le schéma général suivant: lorsque le magma débouche sur le plancher océanique, de puissants volumes de lave se mettent en place sous la forme de coulées massives planaires. 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.. Ensuite, des écroulements et des transports en masse, ainsi que des explosions volcaniques, déposent des brèches volcaniques stratifiées.



Bloc-diagramme schématique représentant la répartition et la structure des édifices volcaniques dans la région de Guernica. D'après Castañares et al. (2001).

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

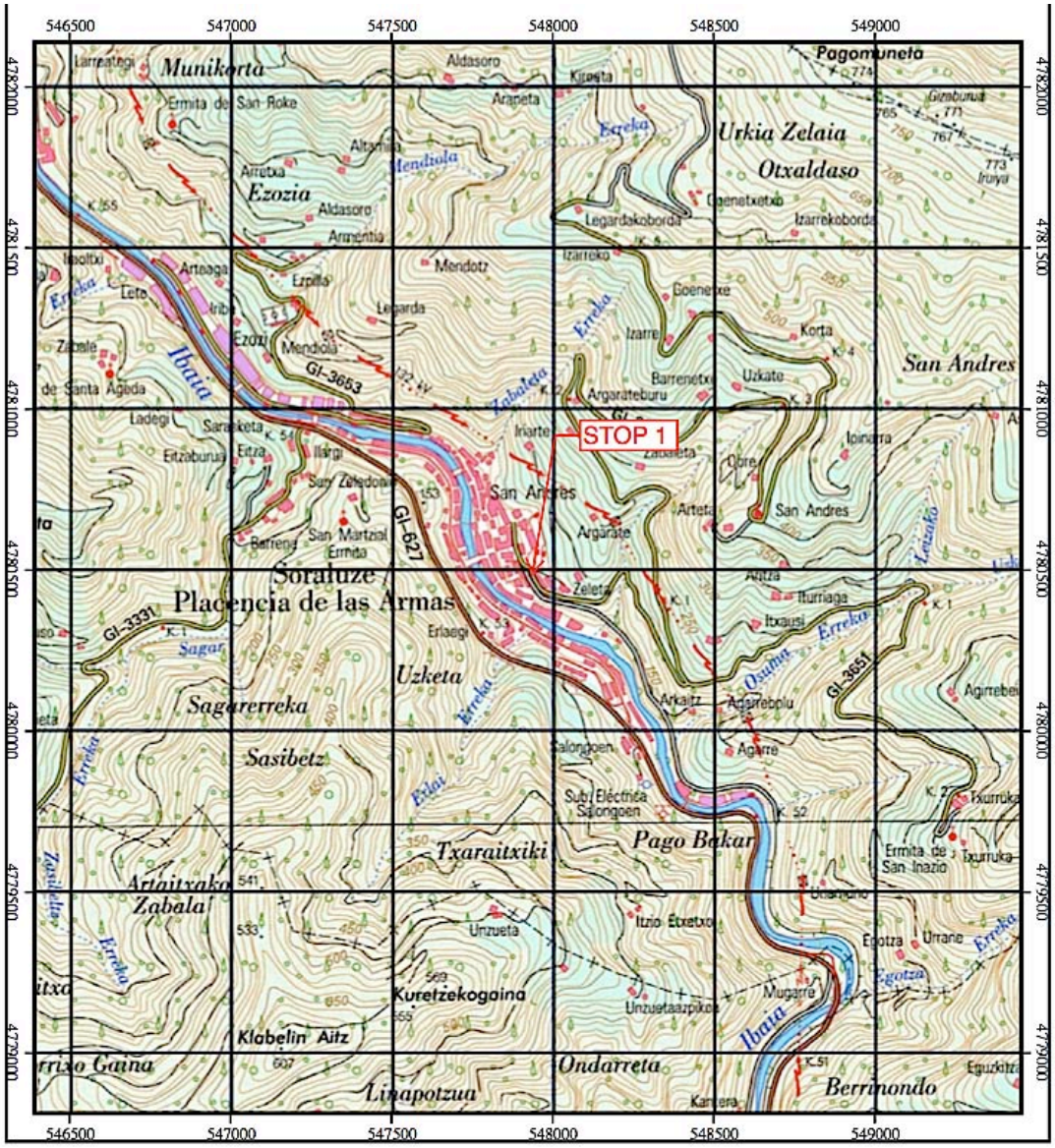
Les caractéristiques géochimiques et minéralogiques de ces laves indiquent une *série basaltique alcaline* et ses termes de différenciation jusqu'aux *trachytes*. Les

faciès pétrographiques comprennent, en allant des moins siliceuses aux pus siliceuses: des picrites alcalines, des ankaramites, des basaltes alcalins, des teschénites, des trachy-andésites et des trachytes.

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. Il s'agit donc d'un *volcanisme de marge continentale* s'étant mis en place au pied de la marge continentale du bloc ibérique, à la faveur de grandes failles contemporaines de l'ouverture du golfe de Gascogne.

1. Le secteur de Soraluce - Eibar

Arrêt nº 1. Les affleurements de la vallée de la Deva (Soraluce - Eibar) et de la colline de Karakate



STOP 1. Carte de la route forestière montant au sommet de la colline de Karakate.

L'empilement de coulées le plus épais se situe à l'extrémité orientale du synclinal de Bilbao, dans le bassin-versant de la rivière Deva et de ses affluents.

Nous sommes ici dans la partie la plus épaisse de cette formation volcanique sous-marine. De nombreuses coulées à pillow lavas s'accumulent les unes sur les autres sur plus de 1.000 mètres d'épaisseur, avec leur cortège de brèches volcaniques et de filons. Les conditions d'observation sont moins bonnes que sur la côte, mais les affleurements en bordures de chemins ou de routes permettent de faire de nombreuses observations de détail intéressantes.

C'est ainsi que l'on peut observer, le long de la coupe de Soraluce (ascension de la colline de Karakate, par une petite route forestière partant de Soraluce), ou de la coupe d'Eibar, des affleurements de plusieurs centaines de mètres de longueur, montrant:

- Des pillow lavas moulés les uns sur les autres, avec leurs critères de polarité (les fameux ˝pédoncules˝).

- Des pillow lavas creux avec leurs planchers internes.

- Des pillow lavas contenant de nombreuses enclaves de sédiments calcaires fins : certaines coulées semblent s'être mises en place dans des sédiments encore gorgés d'eau, ce qui expliquerait la très forte vésicularité de ces laves (le carbonate de calcium $CaCO_3$ se dissocie vers 900ºC en chaux CaO et en gaz carbonique CO_2).

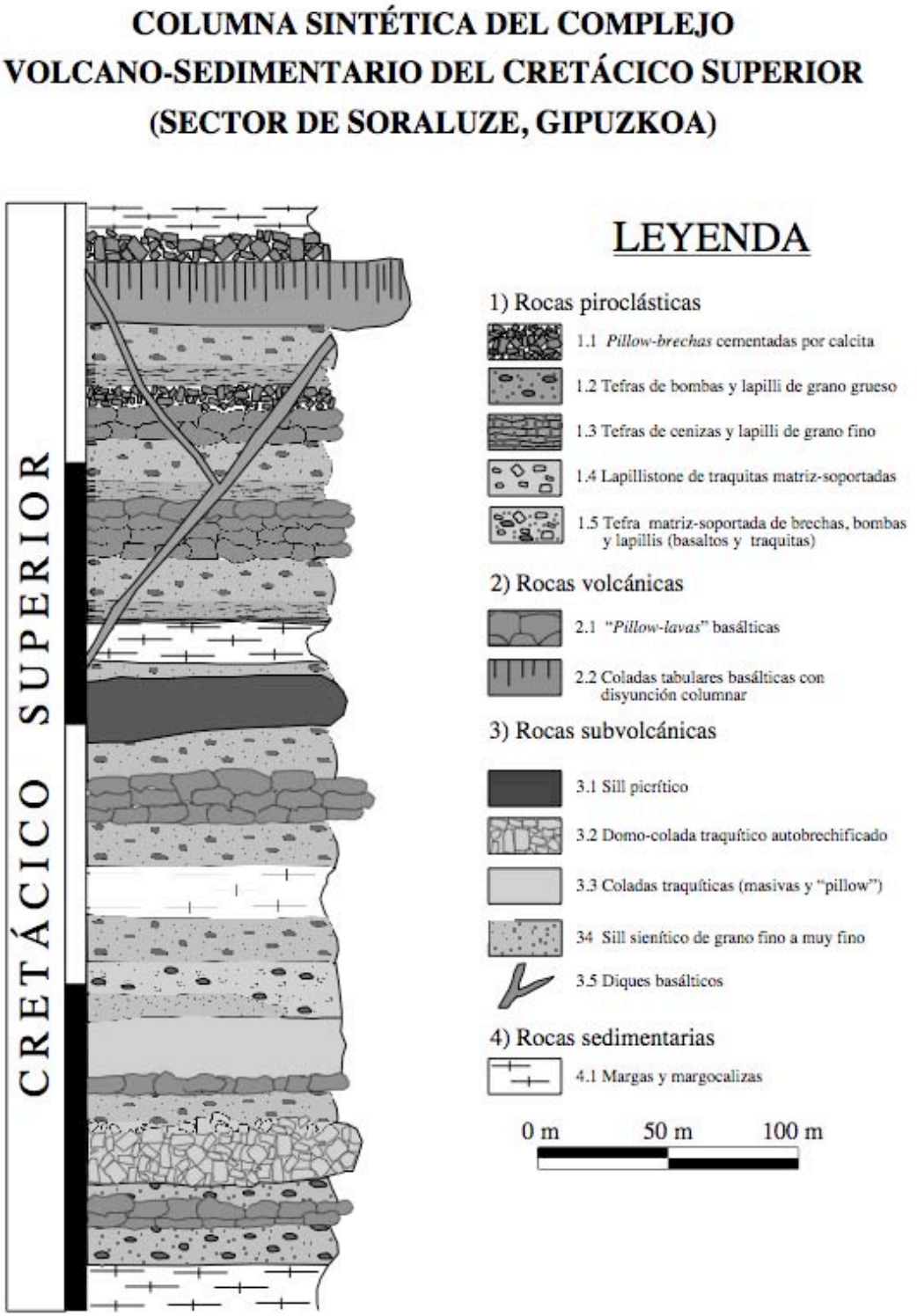
- Des brèches de pillow lavas fragmentées soit à chaud (contours lobés des fragments encore pâteux), soit à froid (contours anguleux et rectilignes des fragments).

- Des couches de brèches d'explosion finement stratifiées.

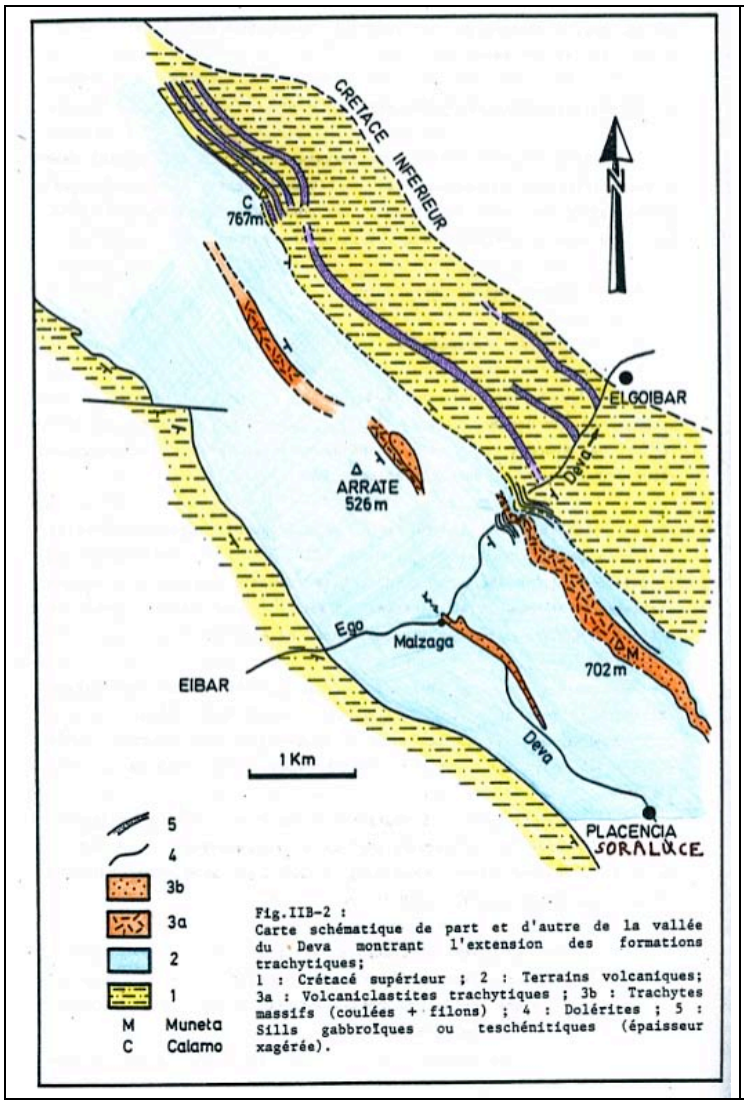
- Des intrusions de filons concordants avec les coulées (on les appelle des sills), ou discordants et sub-verticaux (on les appelle des dykes).

On peut voir aussi, par endroits, des coulées massives et claires de *trachytes*, dont la lave beaucoup plus visqueuse (car plus riche en silice) ne se débite pas en pillow lavas, en particulier au sommet de la colline de Karakate, d'où l'on jouit d'un panorama général sur le pays basque espagnol absolument exceptionnel....

Autour de la grande antenne de télévision qui coiffe le monte Karakate, on peut observer un chaos de gros blocs de ces *trachytes clairs*, épanchés en courtes coulées très visqueuses. On peut voir à l'oeil nu , sur cassure fraîche, la texture fluidale de ces roches, marquée par les baguettes rectangulaires de feldspaths, statistiquement orientées selon une même direction.



Colonne stratigraphique simplifiée de la coupe de Karakate.



Pillow lavas de la coupe de Soraluce-Karakate.

Pillow lavas moulés les uns sur les autres avec pédoncules et un pillow creux à planchers internes (coupe de Soraluce-Karakate)

Carte géologique schématique des formations volcaniques de la vallée de la Deva et du monte Karakate, et photos des pillow lavas du monte Karakate.

Tubes de pillow lavas enchevêtrés le long de la route forestière de Soraluce au sommet de la colline de Karakate.

Route du mont Karakate. Sections transversales de tubes de pillow lavas, avec leur ciment sédimentaire calcaire.

Route du mont Karakate. Contact entre une coulée à pillow lavas et une coulée basaltique massive. Route du monte Karakate.

Route du mont Karakate. Pillow lavas cimentés par des sédiments carbonatés (calcaires). La grande vésicularité du basalte est due en partie à l'inclusion de fragments de sédiments calcaires, comme ceux que l'on voit sur la partie supérieure droite de la photo.

Brèche de pillow lavas formée à chaud (fragments à contours lobés), par friction, dans un ciment sédimentaire carbonaté.

Brèche de pillow lavas formée à chaud (fragments aux contours lobés).

Brèche volcanique stratifiée. Dépôt de cendres volcaniques finement stratifiées.

Bloc de coulée trachytique claire, au sommet du monte Karakate,
près de la grande antenne de télévision.

2. Le secteur de Guernica - Fruniz

Arrêt nº 2. Le contact des coulées à pillow lavas et des couches de flysch marno-calcaires d'âge crétacé.

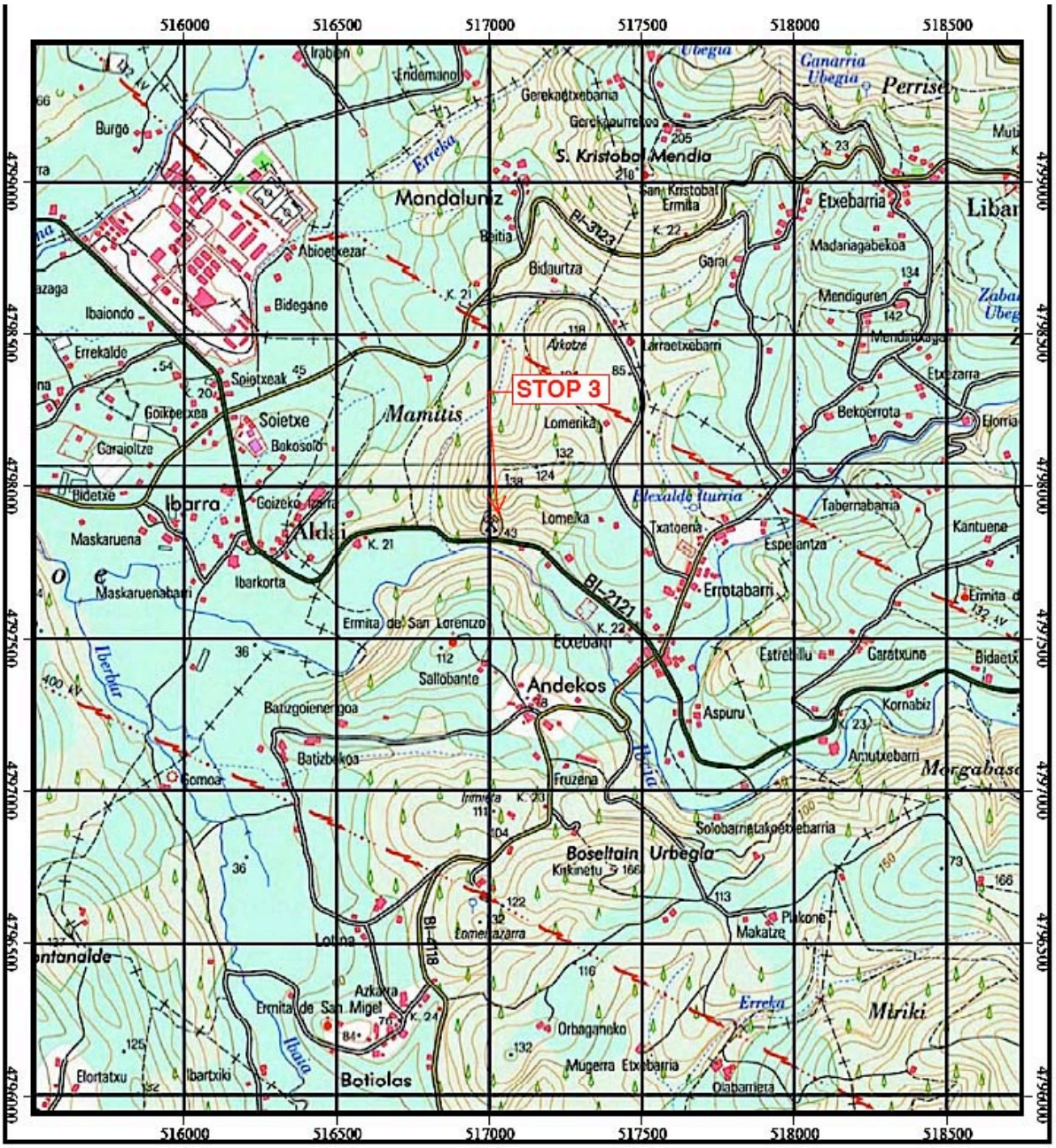
Cet affleurement permet d'observer de près le contact primaire entre une coulée à pillow lavas et les couches de flysch marno-calcaire.
Les critères de polarité (pédoncules des pillow lavas, convexité des dos de pillow lavas...) indiquent que la série est localement à l'envers. Le grano-classement des couches sédimentaires du flysch indiquent eux aussi une série à l'envers.
Les pillows se présentent comme des tubes à sections circulaires et fracturations radiales caractéristiques.
Sur la gauche de la petite prairie affleurent des pillow lavas de morphologie différente: ils sont plus gros (diamètre supérieur à un mètre) et montrent une section transversale aplatie, très ellipsoïdale, avec des surfaces externes toutes lisses. C'est ce que l'on appelle en anglais des "lava lobes", ou laves lobées.

STOP 2. Contact primaire entre une coulée à pillow lavas et les couches marno-calcaires du flysch crétacé. Les critères de polarité indiquent que la série serait ici à l'envers: les basaltes reposent *sur* les sédiments.

STOP 2. Les pillows lobés sur la gauche de l'affleurement.

Arrêt nº 3. Le "sill intrusif" (ou lac de lave effusif?) prismé de Fruniz

Sur le flanc nord du synclinal de Bilbao affleure un remarquable ensemble de coulées et d'intrusions basaltiques intercalées dans le flysch.
Une grande carrière abandonnée se situe en bordure de la petite route goudronnée qui va de Mungia à Fruniz (route de Guernica), à quelques centaines de mètres à l'ouest de l'entrée de ce village.
Cette carrière est entièrement taillée dans une formation massive de basalte noir, qui se débite en prismes spectaculaires visibles de loin, et qui évoquent des "orgues basaltiques".
Nous pouvons donc examiner ici une manifestation volcanique basaltique très différente des coulées à pillow lavas qui forment la grande majorité des coulées volcaniques sous-marines de cet ensemble. Cette lave massive pose un problème très intéressant : s'agit-il d'une *intrusion magmatique* au sein des sédiments du flysch, ou bien s'agit-il d'une *épaisse coulée massive* de basalte épanchéee sur le fond de la mer?
Ce basalte est-il intrusif ou effusif? Examinons cela de plus près!...



STOP 3. Localisation de la carrière du grand "sill prismé" de Fruniz.

La carrière est taillée dans ce qui semble être un puissant "sill intrusif" verticalisé de 60 mètres d'épaisseur, entièrement prismé. Le terme de "sill" indique que cette intrusion basaltique est *concordante* avec les couches sédimentaires du flysch dans lesquelles elle s'est mise en place à chaud et "au rouge vif", à une température de 1200ºC environ.

Ses deux bordures sont visibles, montrant le contact du basalte avec les couches du flysch marno-calcaire, redressées à la verticale par les mouvements tectoniques. La bordure orientale en particulier peut être étudiée facilement de près. Elle montre une *bordure figée fine*, affectée sur environ 5 m d'épaisseur par un clivage régulier et serré parallèle au contact. Les sédiments au contact ne sont pas particulièrement déformés ou bréchifiés par l'intrusion, et ne présentent pas de recristallisations indiquant un métamorphisme de contact.

STOP 3. Vue générale du sill prismé de la carrière de Fruniz.

Les prismes hexagonaux et pentagonaux se sont développés au cours du refroidissement de l'intrusion, symétriquement à partir des deux bordures, et se rencontrent au centre du sill, formant de spectaculaire gerbes de prismes venant s'affronter dans la partie médiane du sill. Ces prismes, originellement verticaux, sont aujourd'hui dans une position proche de l'horizontale, après redressement à la verticale de la série, durant les plissements pyrénéens.
La lave est *porphyrique*, montrant des phénocristaux pluri-millimétriques de pyroxène noir et de plagioclase blanc. 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...).

Présence de "pipes" (conduits de dégazage)
Des conduits cylindriques (ou "pipes" en anglais), de 5-10 cm de diamètre, la plupart riches en phénocristaux de pyroxènes et en bulles de gaz, sont visibles en de nombreux endroits sur les blocs éboulés, indiquant 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 nombeux "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 du lac de 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...

Un "pipe" riche en bulles de gaz rondes (remplies de calcite blanche) et en cristaux de pyroxène (noirs) - Section longitudinale.

Un "pipe" vu en section transversale ovale, inclus dans un prisme basaltique pentagonal (section transversale). Les prismes étaient originellement verticaux, et donc les "pipes" l'étaient aussi, ce qui accrédite l'idée d'un dégazage vertical, par remontée de cohortes de bulles de gaz... Les "pipes" (développés dans une lave encore liquide) sont bien antérieurs aux prismes (fracturation par contraction thermique de la coulée solidifiée, vers 600ºC).

A 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 600ºC que la contraction thermique due au refroidissement provoque une fracturation générale et simultanée dans l'ensemble d'une coulée de basalte.

"Sill" intrusif ou coulée effusive?
On peut se poser la question du caractère *intrusif* (sill) ou *effusif* (coulée basaltique) de cette épaisse lame de basalte, parfaitement concordante avec les sédiments encaissants. La texture microlitique fine du basalte, ainsi que les nombreux "pipes" indiquant un dégazage vigoureux incitent à penser qu'il s'agit plutôt d'une *coulée* (et non d'une intrusion) mise en place sur le plancher océanique sédimentaire. *L'absence de brèche de friction* au contact avec le sédiment, et *l'absence de métamorphisme de contact* plaident également pour une mise en place effusive. Dans cette hypothèse, l'épaisseur de 60 mètres, beaucoup trop importante pour une coulée basaltique normale, suggèrerait la mise en place d'un *lac de lave*, encaissé dans un creux topographique (un petit graben tectonique par exemple)...

Détail de la grande falaise prismée du "sill intrusif" de la carrière de Fruniz.

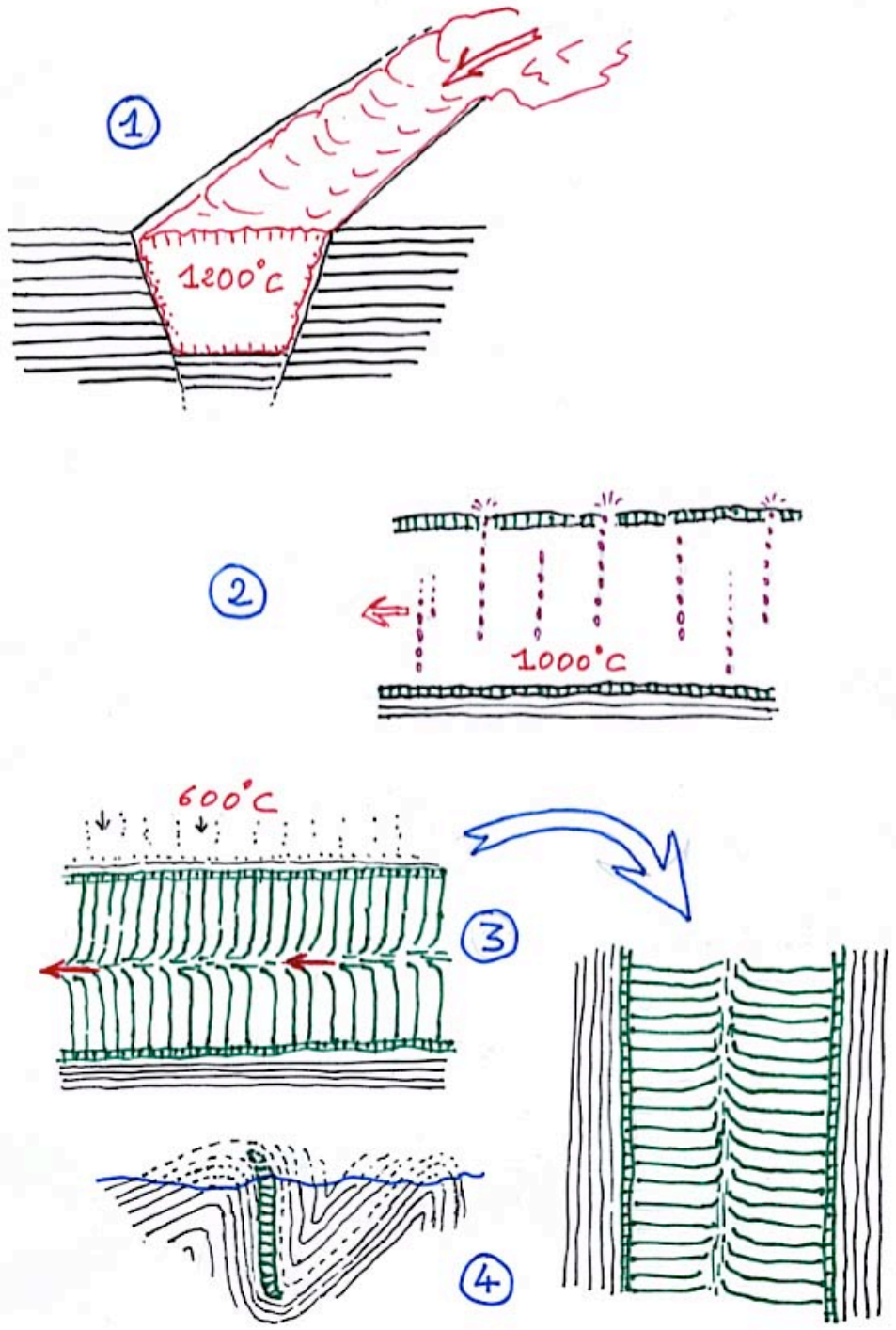
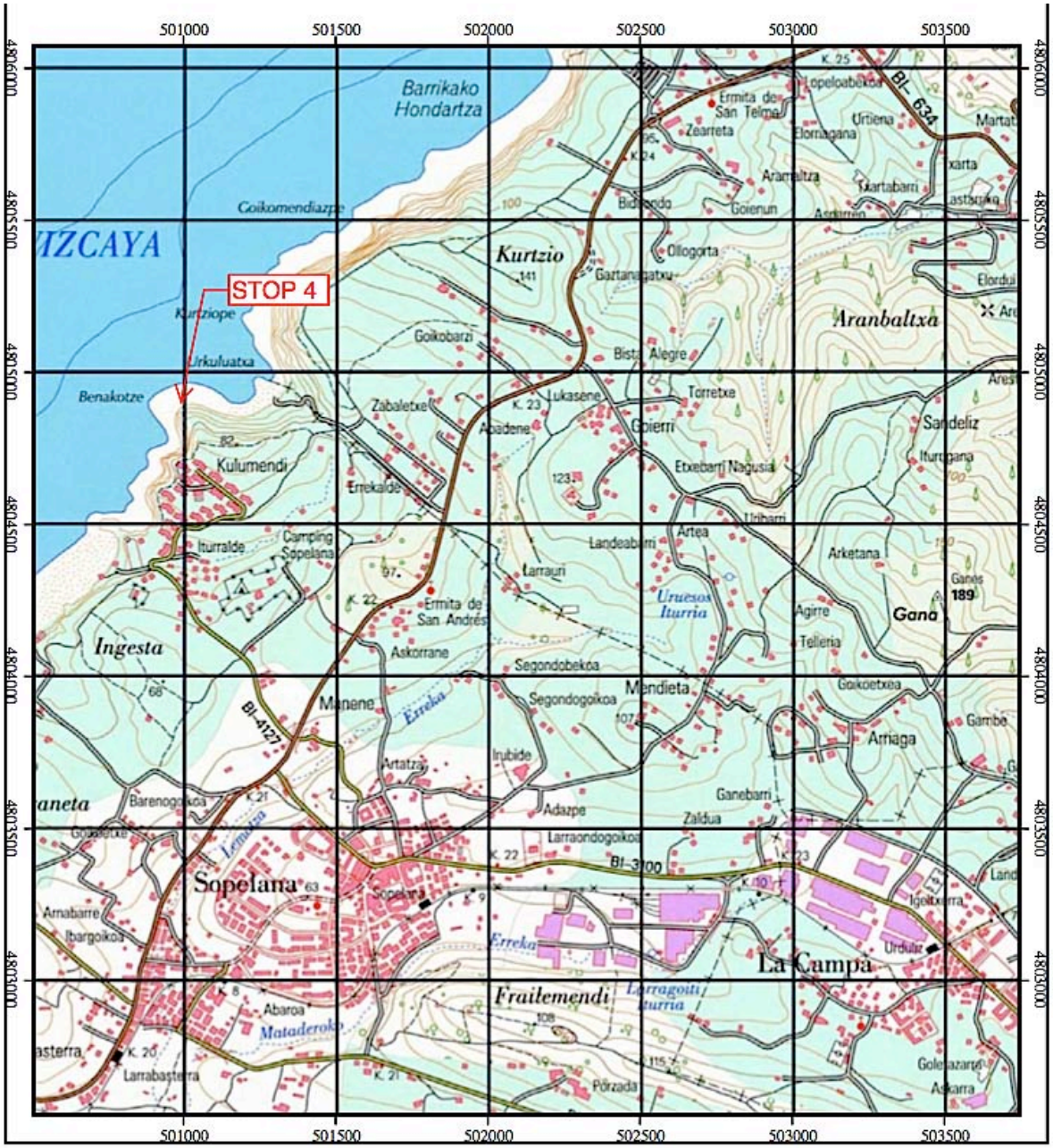


Schéma reconstituant l'histoire du lac de lave fossile de Fruniz:
1. Accumulation, sur 60 m d'épaisseur, d'une volumineuse coulée de basalte dans un creux topographique (ici, un petit "graben" tectonique).
2. Un vigoureux dégazage se produit à haute température: des chapelets de bulles de gaz remontent 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 600ºC, 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.
4. Beaucoup plus tard, le flysch se plisse et le lac de lave se retrouve à la verticale, avec les sédiments marno-calcaires encaissants.

3. Le secteur de Sopelana - Meñacoz

Arrêt nº4. La coulée basaltique isolée à pillow lavas de la plage de Meñacoz (près du village de Sopelana)

Il s'agit d'une *coulée unique* intercalée dans le flysch de la falaise côtière, précédée par quelques mètres de brèches d'explosion bien stratifiées en cendres fines, avec des bombes volcaniques éparses. La coulée basaltique et les sédiments encaissants ont été *basculés à la verticale* par les plissements pyrénéens postérieurs à leur mise en place (début du Tertiaire).



STOP 4. Localisation de la coulée de la plage de Meñacoz.

Cette coulée forme un promontoire s'avançant dans la mer. Elle présente un grand intérêt théorique, car elle se compose de trois parties bien différentes:

1) une partie à pillow lavas tubulaires enchevêtrés, de tailles normales, bien visibles dans la falaise côtière (partie C du schéma ci-dessous);

2) une partie à "méga-pillow lavas" de plusieurs mètres de diamètre constituant l'essentiel du promontoire s'avançant dans la mer (partie B);

3) une partie massive et magnifiquement prismée, en bout de promontoire et en chaos de blocs dans la mer (partie A).

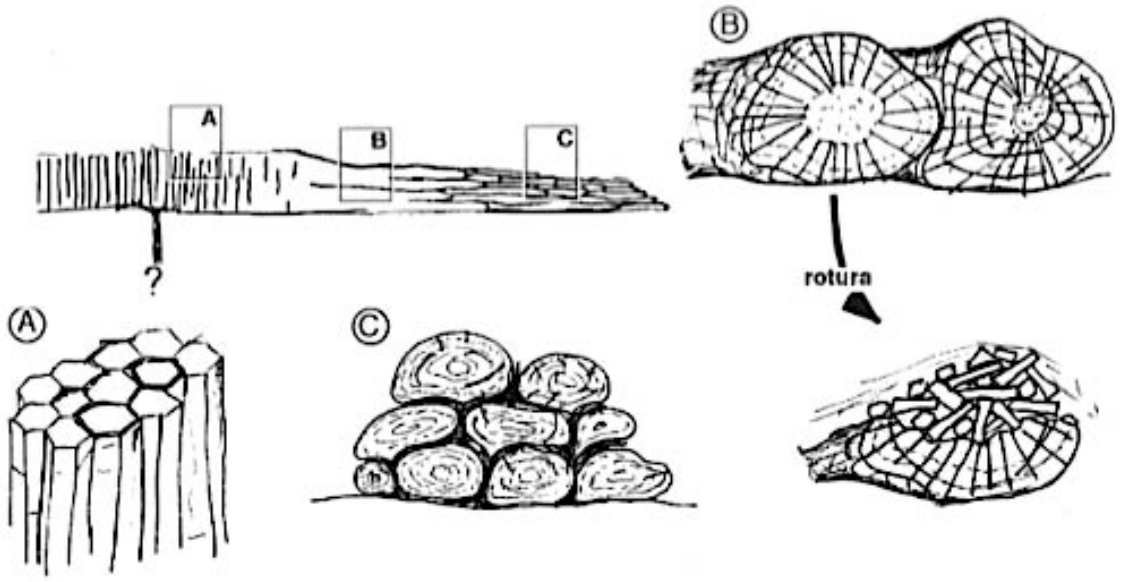


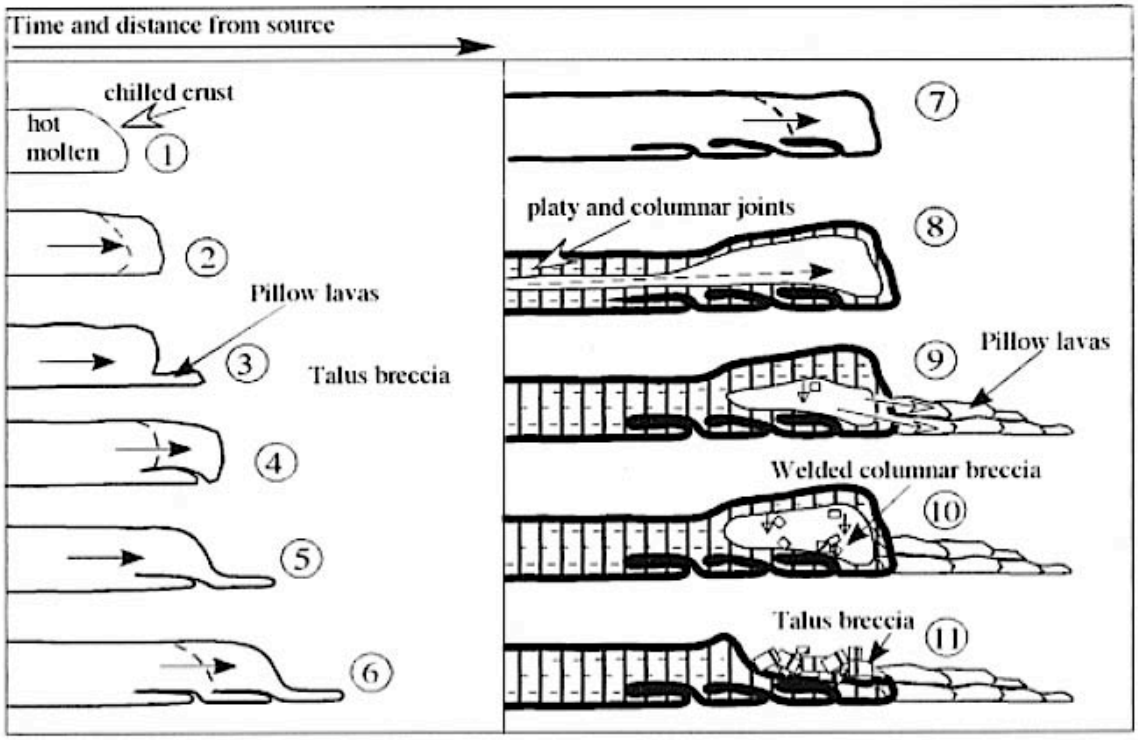
Schéma de la coulée de la plage de Meñacoz remise à plat,
montrant ses trois parties constitutives. D'après Carracedo et al. (1999).

La partie prismée s'est effondrée en un chaos d'énormes blocs, qui ne peuvent être foulés aux pieds qu'à marée basse!... On observe alors des blocs présentant les prismes en longueur, et d'autres montrant les prismes en belles sections hexagonales ou pentagonales, comme le montre la photographie ci-dessous.

Comment expliquer le caractète composite de cette puissante coulée basaltique sous-marine, se débitant en pillow lavas d'un côté, et en prismes massifs de l'autre?

Manuel Carracedo, Fernando Sarrionandia et leur équipe (Université du Pays Basque de Bilbao) ont reconstitué minutieusement la géométrie d'ensemble de la coulée, et proposé un modèle explicatif. Dans ce modèle il faut, comme à Fruniz, commencer par replacer les unités géologiques (sédiments du flysch et coulée basaltique) à l'horizontale. On réalise ensuite que la coulée s'est écoulée depuis l'extrémité du promontoire vers la falaise actuelle, c'est-à-dire depuis la partie prismée jusqu'aux pillow lavas de la falaise.

Le scénario serait alors le suivant:



Une coulée massive et volumineuse se serait avancée sous faible tranche d'eau. En avançant, elle aurait chevauché les méga-pilows formés en avant du front de la coulée. Pendant le refroidissement et alors qu'une belle prismation verticale se serait développée, une dernière et forte poussée de magma aurait crevé le front de la coulée et provoqué la mise en place d'une coulée secondaire à pillow lavas normaux. D'après Carracedo et al. (1999).

Le chaos de gros blocs de lave basaltique prismée, exposant les prismes soit dans leur longueur (bloc en premier plan), soit en coupe transversale (prismes à sections hexagonales du bloc juste derrière)

La falaise de pillow lavas de Meñacoz, partie C de la coulée intercalée dans le flysch crétacé, l'ensemble ayant été redressé à la verticale par les plissements pyrénéens.

Méga-pillow fracturé radialement (Meñacoz), partie B de la coulée. Les bulles de gaz se sont concentrées dans le secteur en haut et à gauche du pillow, c'est un bon critère de polarité.

Pillow lava creux, hyper bulleux (Meñacoz), partie B de la coulée.

Chaos de blocs de lave prismés (Meñacoz), partie A de la coulée, à l'extrémité du promontoire.

Brèche de pillow lavas (Meñacoz).

Cinérites stratifiées avec bombes volcaniques dispersées à la base de la coulée (Meñacoz).

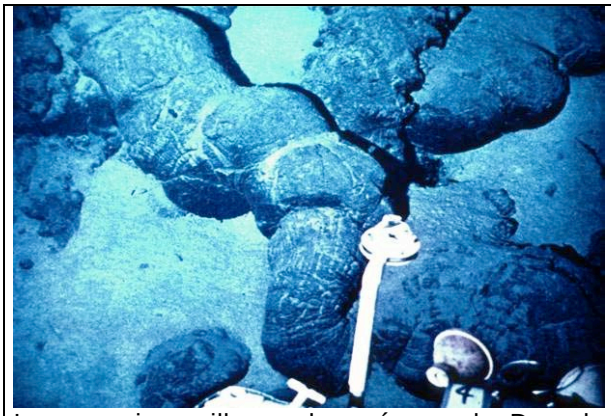
Quelques aspects de la coulée basaltique sous-marine de la plage de Meñacoz.

Un tube de lave, évidé au coeur, serpente entre les pillow lavas de la coulée de Meñacoz (partie B de la coulée). A noter la très grande vésicularité du basalte. Les anciennes bulles de gaz sont remplies de calcite secondaire d'origine hydrothermale.

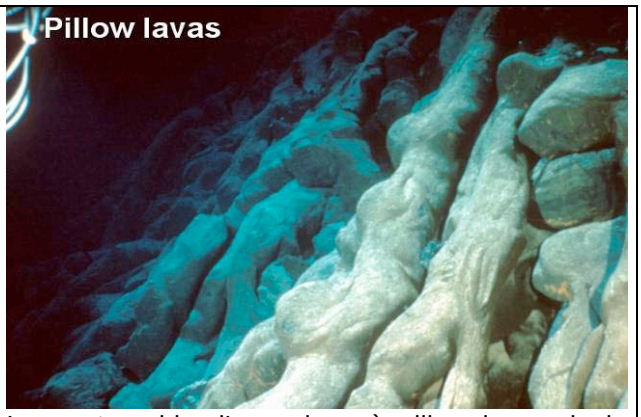
Généralités concernant les pillow lavas: Définitions et descriptions

Le volcanisme sous-aquatique en général, qu'il soit sous-marin, sous-lacustre ou sous-glaciaire, se caractérise le plus souvent par des *coulées basaltiques en forme de tubes interconnectés* que l'on appelle des *laves en coussins (˝pillow lavas˝* en anglais), en raison de leur morphologie évoquant des traversins. Le terme de *˝pillow lavas˝* s'est imposé, même dans les articles et ouvrages en français, et donc je l'emploierai ici sans les guillemets.

L'observation des dorsales océaniques par submersibles, et les nombreux forages océaniques profonds ayant atteint la couche basaltique, indiquent que les coulées de lave basaltique en *pillow lavas* constituent de loin la forme volcanique la plus abondante en volume dans les océans, et par conséquent à la surface de la Terre. Les premiers *pillow lavas* directement observés par submersible à grande profondeur et à l'axe d'une dorsale océanique on été décrits lors de l'opération franco-américaine Famous (1973-74, ci-dessous à gauche) sur la dorsale médio-Atlantique. L'aspect tubulaire et interconnecté des pillow lavas, à l'échelle de volcans entiers, est alors apparu immédiatement.

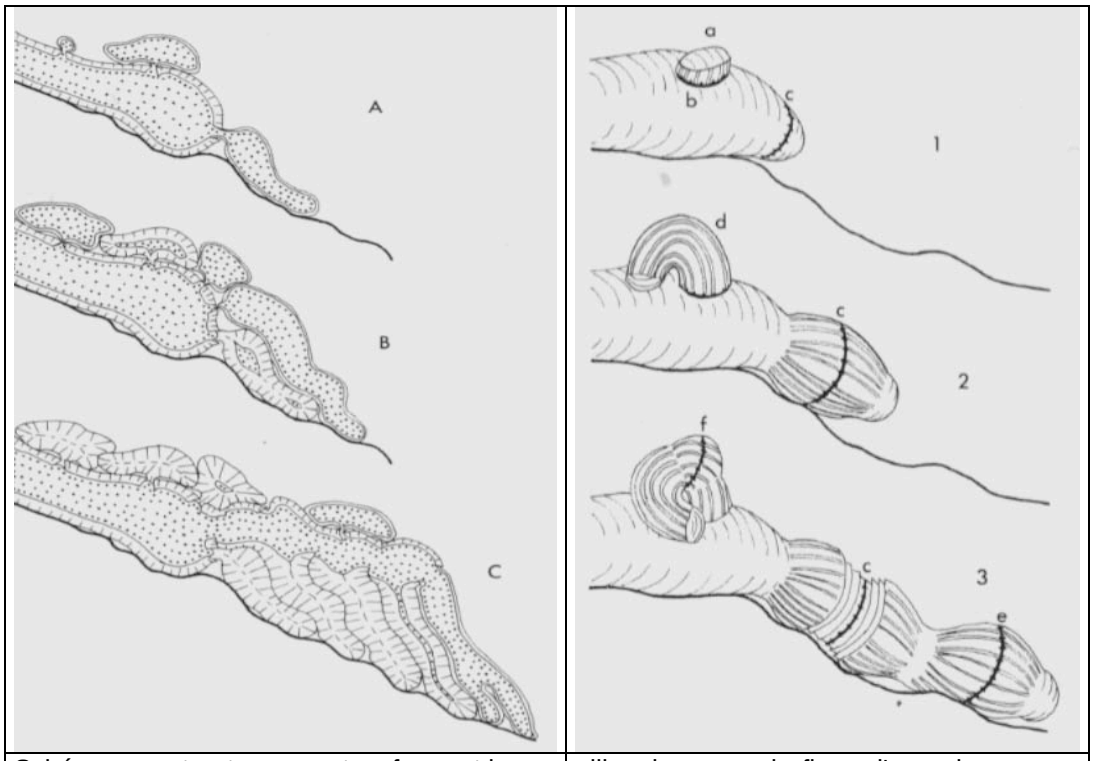


Les premiers pillows observés sur la Dorsale Médio-Atlantique en 1973 (campagne FAMOUS).



La pente raide d'un volcan à pillow lavas de la dorsale Est-Pacifique (profondeur: -3.000 m).

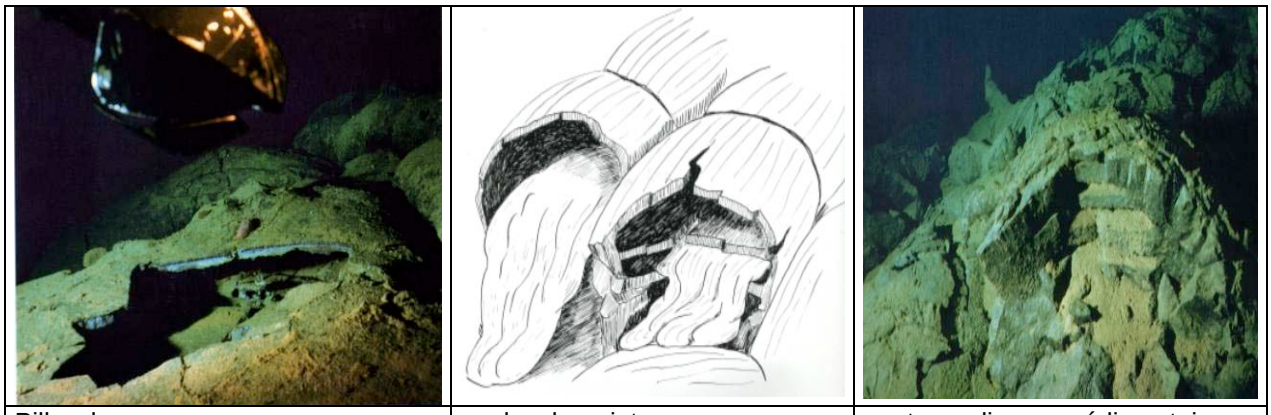
Le mécanisme de formation des pillow lavas est clair : il est la conséquence de la *trempe thermique brutale* subie par le magma : la lave basaltique débouchant au rouge vif (1200ºC) dans une eau de mer glaciale (2ºC à 3000 m de profondeur) se vitrifie instantanément en surface, et cette couche de verre épaisse de 2 à 3 cm empêche la coulée de s'étaler en surface, l'obligeant à s'écouler en doigts de gants. Elle forme des tubes qui se chevauchent les uns les autres, et avancent vers le bas de la pente *par éclatements successifs de la croûte vitreuse frontale*. La pression interne de la lave en fusion dans les tubes fait par ailleurs craquer la croûte vitreuse en de nombreux endroits, ce qui entraîne la formation de nombreuses protubérances vitreuses et petites coulées secondaires.



Schémas montrant comment se forment les	pillow lavas sur le flanc d'un volcan sous-marin.

Schémas montrant comment les tubes de pillow lavas progressent vers le bas,par éclatements successifs de leur croûte vitreuse.

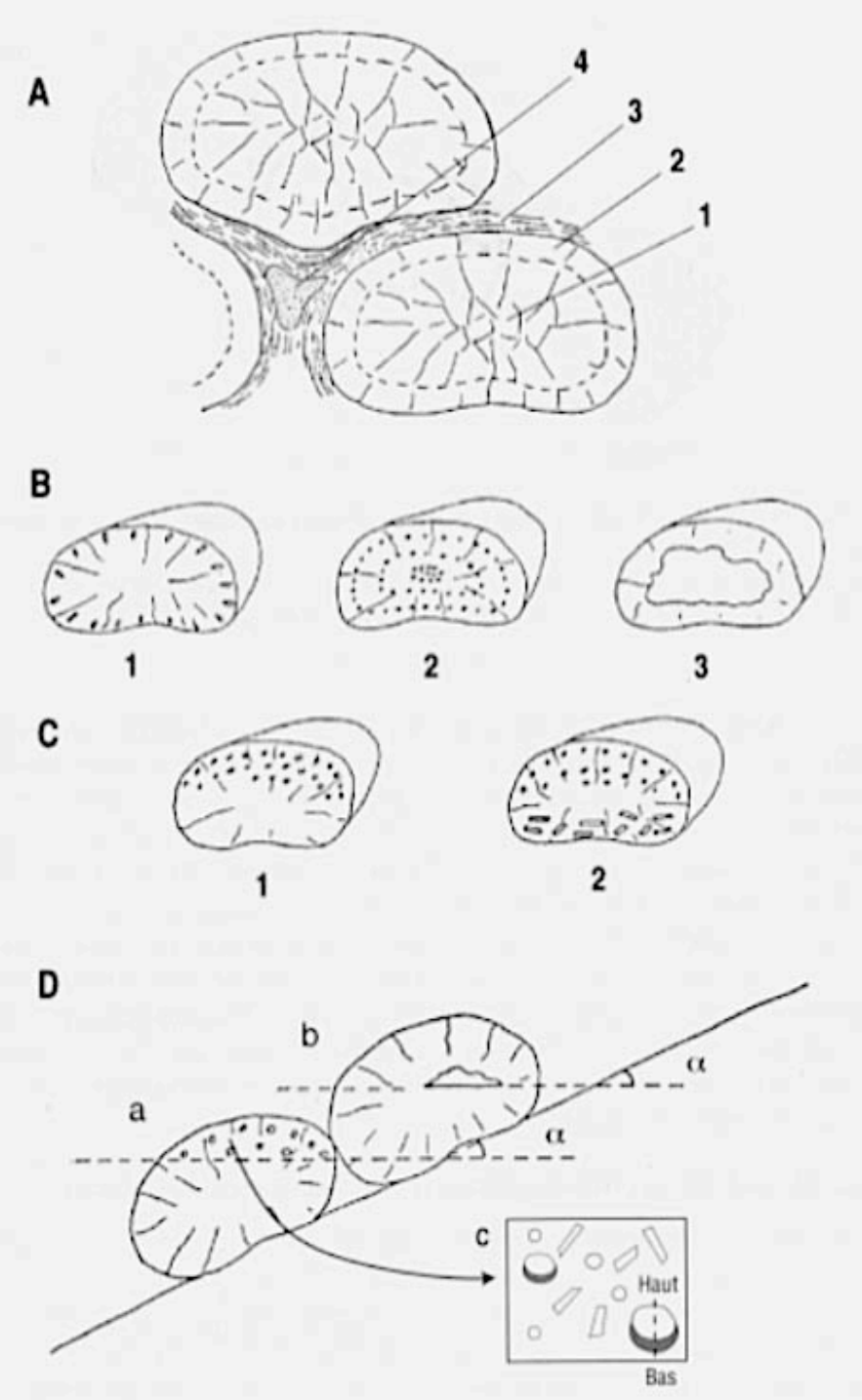
Les pillow lavas sont souvent creux. On les reconnaît lorsqu'ils sont cassés ou effondrés. Les pillow creux montrent parfois des *planchers internes* sub-horizontaux, lorsqu'ils se sont vidés par saccades. A chaque arrêt temporaire de l'écoulement, un nouveau plancher se forme, tandis que l'eau de mer pénètre par les fractures de la croûte de la partie supérieure du pillow lava. Jusqu'à six ou huit cloisons parallèles peuvent ainsi se développer au sein d'un pillow creux.



Pillow lavas creux...	... planchers internes...	... et remplissage sédimentaire.

Photos prises par submersible sur la dorsale océanique Est-Pacifique, par 3000 m de fond, montrant des pillow lavas creux, à planchers internes, pouvant ensuite être remplis de sédiments carbonatés.

A l'échelle d'un pillow lava, les éléments à distinguer sont (fig. A ci-dessous) : le *cœur* (1) du pillow, son *écorce vitreuse* (2*)*, sa *matrice de fragments de verre émiettés* (3*)* et son *ciment sédimentaire (4)*. Par ailleurs un pillow en coupe montre une *fracturation radiale* (B1) caractéristique, et souvent une *différenciation verticale* (les bulles en haut, les cristaux en bas, C1-2). Les bulles de gaz peuvent aussi se disposer concentriquement à chaque arrêt du front de cristallisation (B2), et si le dégazage est abondant, les gaz repoussés par le front de cristallisation peuvent former une géode centrale (B3). Enfin les bulles ou les géodes permettent de retrouver la *paléo-horizontale* (D) :



Structures remarquables visibles à l'échelle des pillow lavas.

Bibliographie sommaire

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.

Castañares L.M., Robles S., Vicente Bravo J.C. (1997) - Distribución estratigráfica de los episodios volcánicos del Albiense-Santoniense en la Cuenca Vasca (sector Gernika-Plentzia, Bizkaia), *Geogaceta* 22, p. 43 - 46.

Castañares L.M., Robles S., Gimeno D., et Vicente Bravo J.C. (2001) - The submarine volcanic system of the Errigoiti Formation (Albian-Santonian of the basque-cantabrian basin, northern Spain); stratigraphic framework, facies and sequemces. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 71, nº2, p. 318-333.

Juteau T. (1993) - Le volcanisme des dorsales océaniques. *Mémoire Soc. Géologique de France*, nº163, p. 81-98.

Juteau T. et Maury R. (2008). La crooûte océanique. Vuibert, 470 p.

Montigny R., Azambre B., Rossy M., Thuizat R. (1986) - K-Ar study of Cretaceous magmatism and metamorphism in the Pyrenees: age and length of rotation of the Iberian peninsula. *Tectonophysics*, 129, p. 257-273.

Rossy M. (1988) - Contribution à l'étude du magmatisme mésozoïque du domaine pyrénéen. I. Le Trias dans l'enemble du domaine. II. Le Crétacé dans les Provinces Basques d'Espagne. Thèse d'Etat, Université de Besançon.

Rossy M. Azambre B., Albarède F. (1992) - REE and Sr-Nd isotope geochemistry of the alkaline magmatism from the Cretaceous North Pyrenean Rift Zone (France - Spain). *Chemical Geology*, 97, p. 33-46.