

PROGRÈS RÉCENTS EN GÉODYNAMIQUE

PREMIÈRE PARTIE

Dominique Rossier,
animateur de la Commission de volcanisme de la SAGA.

Le premier hors-série de *Géochronique* nous donne l'occasion d'actualiser nos connaissances en géodynamique.

Introduction



La géodynamique est l'étude du fonctionnement du globe terrestre : c'est la « géologie dynamique » de la Terre, science neuve en pleine évolution, qui met en œuvre des outils d'acquisition et de modélisation des données géophysiques de plus en plus puissants.

En parler n'est pas simplement par goût pour les grandes fresques de description de notre planète. Pour tous ceux qui pratiquent la géologie, professionnels ou amateurs, la géodynamique est aussi un passage obligé dans l'interprétation et la compréhension des phénomènes et des objets géologiques de toute nature que nous observons. Ne soyons pas intimidés par cette

science pourtant impressionnante. Elle nous est nécessaire.

La Société géologique de France nous y aide puissamment cette année. En effet, elle a publié en décembre dernier le premier hors-série de sa revue *Géochronique*, qui vaut de l'or pour nous.

Il est entièrement consacré à la géodynamique, en partant d'un excellent prétexte : « *Les sciences de la Terre... au lycée !* »

En effet, la SGF a depuis plusieurs années un accord de partenariat avec l'APBG, l'Association des professeurs de biologie et de géologie. Selon cet accord, elle se doit d'apporter au congrès annuel de l'APBG un aliment survitaminé pour nos chers professeurs de SVT. L'Éducation nationale ayant établi de nouveaux programmes pour les classes de 1^{ère} et de terminale, la SGF a mis au travail des spécialistes de haut niveau à qui nous devons ce « bain de jouvence » en matière de géologie. Ou comment mettre à la disposition de gens ordinaires comme nous une série d'articles au fait des derniers développements de la recherche, mais présentés de façon accessible pour nous. Un magnifique travail de vulgarisation, au sens noble du terme.

Mettons-nous maintenant à la place des enseignants... et des lycéens.

Nous avons lu pour vous la totalité de ce numéro afin tout d'abord d'en donner un aperçu d'ensemble. Puis nous avons choisi deux chapitres et les avons approfondis, afin d'être en mesure de vous les présenter, en développant les points un peu difficiles. En effet la rédaction et l'illustration des articles de ce hors-série sont très denses. Aussi notre travail a consisté à simplifier puis reformuler en espérant clarifier les concepts les moins évidents. Nous avons fait le même travail sur les illustrations en les sélectionnant et en éclaircissant la présentation. La lecture complète du hors-série procure une grande satisfaction au fur et à mesure que l'on découvre les très fortes relations entre les différents sujets traités.

Enfin, nous nous sommes autorisés dans quelques cas à faire le lien avec les observations faites dans le

cadre des voyages d'étude et des séminaires de pétrographie de la SAGA.

Le plan du hors-série de *Géochronique* se présente en sept articles. À quoi il faut ajouter, en pages intercalaires, un remarquable itinéraire et voyage sur le terrain, dans les Alpes, illustrant plusieurs aspects évoqués dans les chapitres : « *De l'extension à la compression, une excursion géologique dans les Alpes occidentales au plus près des principaux processus géologiques* ».

Après une brève présentation sous forme de résumé de chacun des sept articles dans la deuxième partie de notre compte rendu, la troisième partie est consacrée au développement particulier du sujet des « **marges passives** ». C'est le sujet traité dans le premier article du hors-série. Nous l'avons présenté sous la forme d'un exposé lors de la Commission de volcanisme de la SAGA du 6 mai 2021.

Ultérieurement, un second article sera consacré au chapitre 5, « *Subduction et obduction, le destin de la lithosphère océanique vu à travers ses reliques (schistes bleus, éclogites, ophiolites)* ». Il a aussi fait l'objet d'un exposé, cette fois lors de la Commission de volcanisme du 2 juin 2021.

Deuxième partie : brève présentation des sept articles du hors-série n°1 de *Géochronique*

1. Enseigner les marges passives. Un aperçu des innovations scientifiques des deux dernières décennies, par Pauline Chenin, Quentin Boesch, Gianreto Manatschal et Sophie Tomasi. Développement dans la troisième partie de notre article.

2. Flux de chaleur et transferts de matière dans le manteau terrestre. Panaches, slabs et géoressources, par Laurent Guillou-Frottier.

L'auteur fait le point sur les dernières mesures et les modèles récents. La carte globale du flux de chaleur terrestre est maintenant établie en détail et publiée. On sait aujourd'hui que les transferts de chaleur verticaux par les continents sont très faibles, et que ce sont les transports (dits horizontaux) par les dorsales et les bordures qui déterminent la dynamique du manteau asthénosphérique. L'auteur évoque les progrès en tomographie sismique : ceux-ci font apparaître la grande variété de comportement des **plaques plongeantes (slabs en anglais)**. Soit qu'elles se déchirent, se brisent puis reculent (cas du manteau supérieur dans la Méditerranée), soit que, atteignant la zone de transition vers 670 km de profondeur, elles s'étalent ou s'empilent... L'auteur développe ensuite les conséquences pour la géothermie et la mise en

place de ressources minérales économiquement utilisables, ainsi que les gisements géothermaux.

3. Dorsales océaniques : magmatisme et déformation, par Sylvie Leroy et Javier Escartin.

Les auteurs exposent comment le modèle de Penrose de structure de la lithosphère océanique a évolué dans les deux dernières décennies. On dispose maintenant de cartes et d'imagerie à haute résolution, grâce aux progrès apportés dans les deux dernières décennies par les nouveaux outils d'exploration sous-marine : bathymétriques, sismiques, gravitationnels et magnétiques, sans oublier les prélèvements pétrographiques par forage. Ces recherches ont fait comprendre le rôle essentiel de la **vitesse d'expansion** au niveau de la dorsale dans le contrôle de la structure et de la composition de la lithosphère formée. Le cas le plus remarquable et nouveau est celui des dorsales lentes, avec la création des « **oceanic core complexes¹** ».

En dernière partie, l'article traite des derniers modèles d'interaction entre panaches et dorsales, situations rares que l'on rencontre avec l'Islande, ainsi que les Afars et le golfe d'Aden. Comment l'écoulement du magma à partir de sa source (le panache), quand elle est à proximité d'une dorsale, influence la vitesse d'accrétion, la morphologie et la bathymétrie de celle-ci ?

4. Rôle des serpentinites dans la tectonique active, par Stéphane Gillot.

L'auteur explique le rôle clé que cette roche fortement hydratée joue dans les déformations accompagnant divergence et convergence des plaques, et de surcroît dans les cas de préservation des ophiolites exhumées.

La serpentinite est beaucoup moins visqueuse, plus ductile que les roches mantelliques *sensu stricto*. Elle intervient massivement dans les « OCC » (voir ci-dessus) et crée une zone horizontale qui accélère le glissement et l'ouverture à l'interface océan-continent (marges pauvres en magma). Mais elle intervient aussi comme couche limite lubrifiante entre un panneau plongeant (le *slab*) et le coin mantellique, atténuant la sismicité et facilitant l'exhumation des fragments de

¹ Les « OCC » sont associés à des failles dites **failles de détachement** (voir troisième partie du présent compte rendu). Ces failles ont des rejeux énormes de plusieurs kilomètres agissant sur une même unité pendant plusieurs millions d'années. Elles produisent des structures à morphologie spectaculaire, à **corrugations** allongées dans le sens de l'extension. Leur composition est celle de péridotite remontée du manteau et serpentinisée (voir figure en 4^e de couverture).

panneau métamorphisés à très hautes pressions (voir article 5).

5. Subduction et obduction : le destin de la lithosphère océanique vu à travers ses reliques (schistes bleus, éclogites, ophiolites), par Philippe Agard et Alexis Plunder.

Comment des lambeaux entiers de lithosphère peuvent être mécaniquement extraits d'une plaque en subduction (c'est l'obduction) et apparaître sur les chaînes de montagne, comme les ophiolites et les roches du métamorphisme de haute pression (exemple les éclogites).

Il sera rendu compte plus en détail de cet article dans un prochain bulletin de la SAGA.

6. Origine des mouvements verticaux à la surface du globe terrestre, par Dominique Frizon de Lamotte et Pascale Letourmy.

Les auteurs dressent le bilan de l'origine des mouvements verticaux à la surface du globe. Le cadre de la tectonique des plaques rend évident les mouvements irréversibles, qui modifient profondément le bâti structural : mouvements descendants liés au rifting et à la flexuration des plaques, ainsi que mouvements ascendants dus aux collisions entre plaques.

Mais la tectonique des plaques n'explique pas tout, et en particulier certains mouvements ne modifiant pas le bâti structural profond : ce sont tous ceux dus à des effets thermiques, comme les rééquilibrages thermiques, les subsidences thermiques post-rift avec création de bassins non limités par des failles, dits bassins SAG. Ils sont théoriquement réversibles, mais en réalité masqués par la complexité des phénomènes d'érosion et de sédimentation.

7. Altérations supergènes et la géodynamique de la lithosphère, par Robert Wyns.

Une altération supergène est une altération par l'eau de pluie. L'article donne les derniers développements sur l'origine des différents types d'altération : bauxite, latérite, et altérations « ménagées » à smectiques et vermiculites. Ces développements remettent en cause l'idée que la distribution géographique de ces types d'altération serait expliquée simplement par la zonation des climats. Jusque dans les années 90, on considérait que les profils d'altération étaient des sols, témoins des paléoclimats. Les progrès récents des datations et du paléomagnétisme ont conduit à complètement réviser les processus chimiques de formation des altérites, ainsi que les échelles de temps qui les contrôlent. Celles-ci peuvent être très longues (jusqu'à des centaines de millions d'années !), et liées aux déformations lithosphériques.

Troisième partie : développement du sujet « marges passives »

1. Qu'est-ce qu'une marge passive ?

Les marges passives sont formées lors d'un rifting, qui est le processus de base d'ouverture d'un continent, et de sa séparation en deux parties qui s'éloignent jusqu'à l'océanisation. Ce sont donc les deux zones conjuguées de transition entre les zones émergées des deux continents qui s'éloignent, d'une part, et la croûte océanique en formation, d'autre part (figure 1). Dans le cas inverse de fermeture d'un océan, avec subduction de la croûte océanique, on définit les « **marges actives** », qui feront l'objet d'un second compte rendu dans un prochain article.

D'un point de vue géomorphologique rigoureux, la définition d'une **marge passive** est la suivante :

« zone de transition entre croûte émergée quartzofeldspathique et croûte océanique mafique/basique (basaltes et gabbros). Une marge passive comprend la plate-forme continentale et le talus continental, avec son extension distale de plusieurs dizaines de kilomètres. »

Attention : toute la présentation des marges passives dans le hors-série de *Géochronique* porte sur la phase de création des marges, qui coïncide bien sûr avec celle de l'ouverture d'un **rift** et du début d'un nouvel océan : c'est le processus d'**océanisation**. Le destin d'un océan étant inéluctablement d'être refermé, celui des marges sera de même d'être détruites au moment de la **fermeture**, lorsque la croûte océanique disparaît par subduction sous les plaques, et que la collision des deux plaques s'accompagne de la création d'une chaîne de montagne (voir article n° 5 du hors-série). Or, on sait que des fragments de croûte océanique peuvent se trouver bloqués, puis encastrés dans le prisme d'accrétion, puis exhumés à la surface de la chaîne : ce sont par exemple des ophiolites, reliques de l'océanisation, le plus souvent métamorphisées par un début de subduction (ce sera l'objet du second compte-rendu). Des fragments des marges elles-mêmes peuvent subir une sauvegarde similaire : un cas de ces véritables « archives » est illustré dans le hors-série, voir plus loin.

Le sujet des marges passives reste assez déroutant. La vision qu'on en avait jusqu'à récemment était simpliste, décrivant ces marges comme des zones de failles normales exercées en « domino » sur la bordure du continent. Or, les « **marges passives** » sont des objets invisibles pour l'observation usuelle, puisqu'elles sont sous-marines ! Cette vision a été boule-

versée par les découvertes des grandes campagnes océanographiques. À vrai dire, les premiers indices avaient été donnés par les campagnes de draguage, puis de forage au large de la péninsule Ibérique (figure 1). Elles avaient beaucoup surpris par la mise en évidence de roches mantelliques (péridotites, serpentinites...) à des profondeurs modestes.

La figure 1 illustre le cas de la dorsale lente de l'Atlantique, issue de la séparation des Amériques du continent Europe, à partir du Crétacé. Les marges passives des deux côtés sont de deux types principaux, suivant la présence ou non d'« *additions magmatiques* ».

Tout d'abord, aux latitudes moyennes de chaque côté de l'Atlantique (Péninsule ibérique, à l'est et Brésil à l'ouest), les marges passives sont « **pauvres en magma** » et présentent un aspect dual : une croûte amincie bordée d'un manteau dénudé et exhumé (en vert sur la figure) qui fait transition avec la croûte océanique. Les dimensions transversales des marges ainsi définies sont importantes : elles s'étendent sur plusieurs dizaines, voire centaines de kilomètres.

Aux latitudes nord, les marges respectivement du Groenland et des Iles Britanniques sont également des marges passives, puisqu'il n'y a pas subduction, mais de type « **riches en magma** », dites encore marges volcaniques. Les marges passives pauvres en magma jouent aussi un rôle essentiel dans l'océan Indien.

Les auteurs développent particulièrement le premier type de marges passives, celui des **marges pauvres en magma**. C'est aussi sur ce scénario que porte notre compte-rendu, à cause des progrès récents des recherches dans ce domaine. L'importance des failles de détachement (voir plus loin) et l'existence fréquente d'un manteau exhumé sur ces marges ont constitué une surprise dans le monde scientifique de la géodynamique. La première découverte a été faite au large des côtes de la péninsule ibérique par draguage (Boillot *et al.*, 1980), puis par forage (Boillot *et al.*, 1987). Ces procédés classiques ont mis en évidence la présence de roches mantelliques (péridotite serpentinisée), ce qui remettait en question le modèle simpliste, admis jusque-là, d'une transition brusque entre croûte continentale et croûte océanique. Mais c'est l'essor des techniques de sismique réflexion, surtout dans les deux dernières décennies, qui a permis une véritable imagerie en coupe de la transition continent/croûte océanique, et l'article illustre le cas de la marge ibérique par la reproduction des enregistrements de coupe sismique. Un très bel exemple récent est également donné dans le hors-série de *Géochronique* : la coupe sismique de la marge passive sud-est indienne.

C'est cet exemple que nous reproduisons en figure 2, avec des ajouts pour faciliter la compréhension.

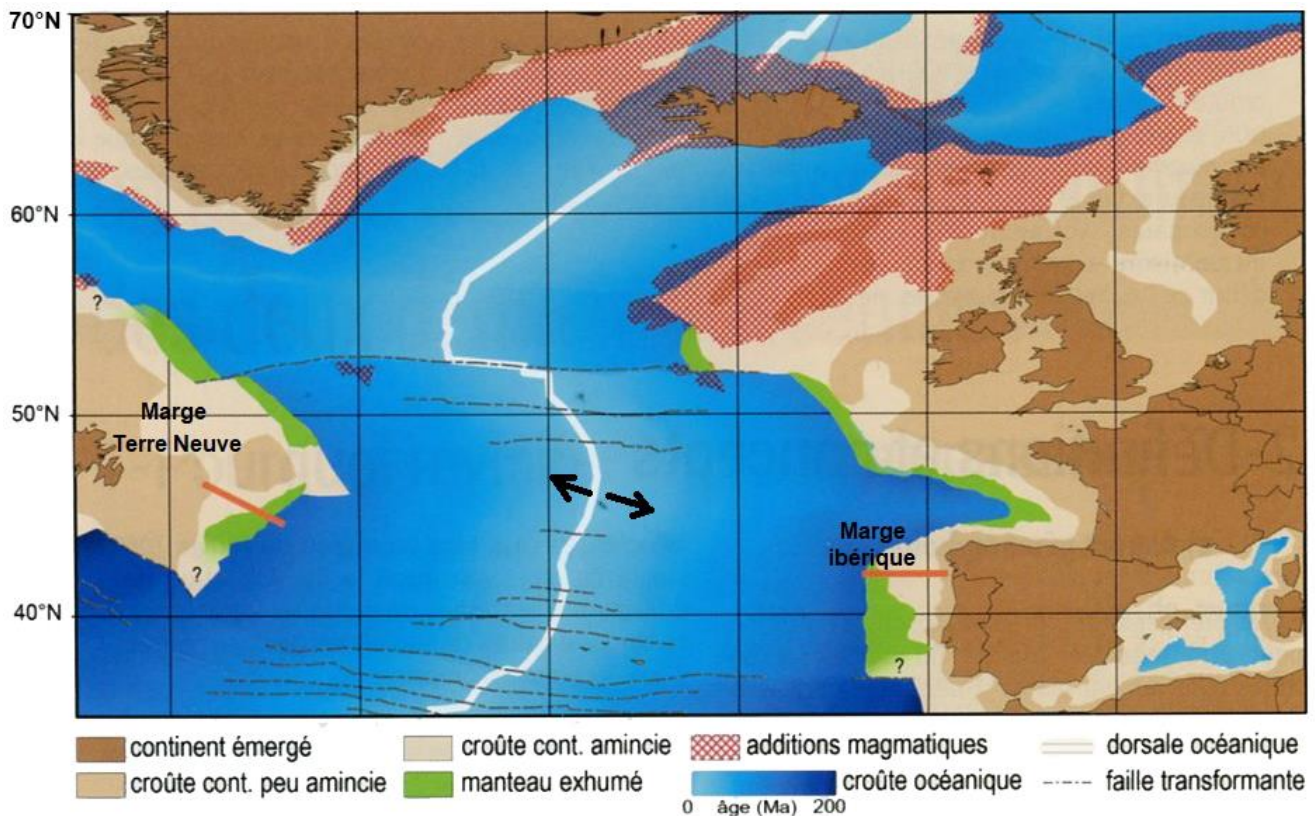


Figure 1. Dorsale et marges passives de l'océan Atlantique.
D'après Chenin et al., in *Géochronique* 2020, figure 2 modifiée.

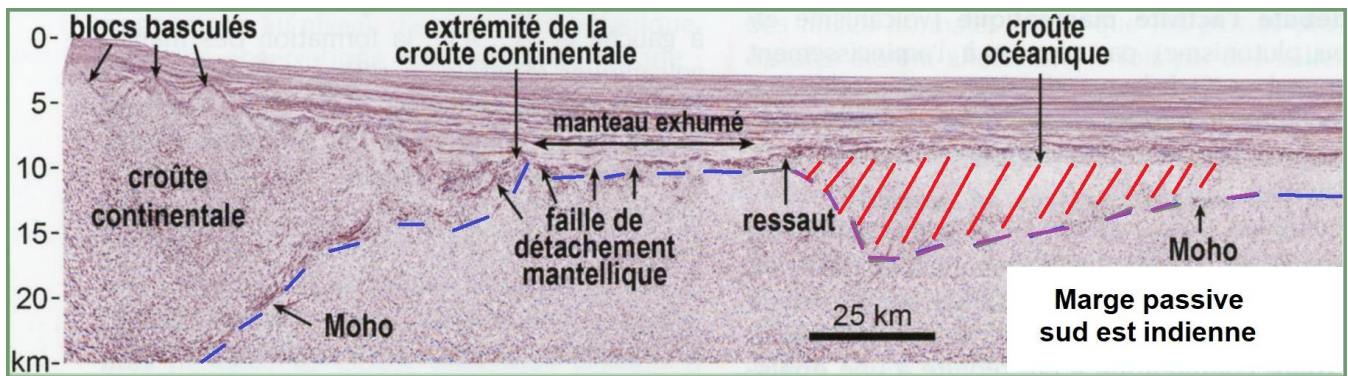


Figure 2. Coupe sismique de la marge passive sud-est indienne. Modifiée d'après Haupert et al., 2016.
À gauche, la croûte continentale amincit vers la transition. Cette dernière est entièrement constituée par un intervalle de 50 km de manteau exhumé serpentinisé, présent directement sous les sédiments marins. Comme il n'y a pas de passage brusque de la croûte continentale à la croûte océanique, le Moho au sens propre (moho sismique) est interrompu sur cet intervalle et remplacé par un « moho pétrologique ».
À droite, la croûte océanique (hachures rouges) succède au manteau exhumé.
À nouveau, le moho sismique reparait, séparant croûte du manteau.
D'après Chenin et al., in Géochronique 2020, figure 5 modifiée.

2. Failles de détachement, dénudation du manteau et début de l'océanisation

La coupe sismique de la figure 2 dévoile les concepts importants pour construire le modèle type de la **marge passive pauvre en magma**. Commençons par la faille de détachement. Pour comprendre son fonctionnement, observons les schémas de la figure 3.

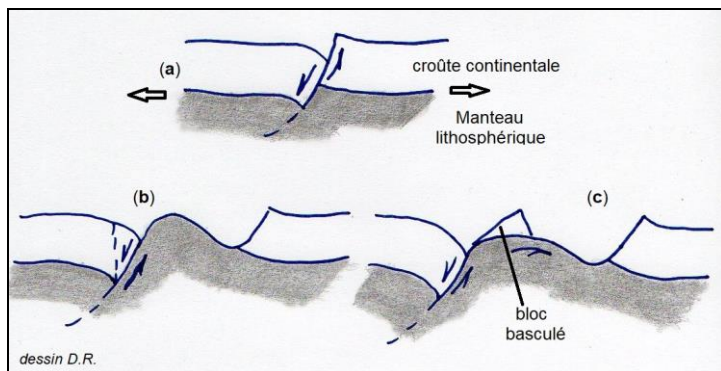


Figure 3. Le processus de création d'une faille de détachement. Au départ la faille normale créée par les contraintes d'éloignement, exercées sur les deux plaques continentales, s'étend en profondeur jusqu'au manteau lithosphérique. Ce dernier est repoussé vers la surface et exhumé à l'état dénudé, dessinant la faille de détachement proprement dite. Celle-ci est progressivement aplatie. Dans le cours du détachement, des fragments de la croûte sont basculés et emportés par la faille de détachement.
D'après Chenin et al., in Géochronique 2020, figure 4 modifiée.

Nous nous plaçons au tout début de l'ouverture d'un rift, c'est-à-dire de la séparation entre deux plaques. La faille de détachement commence comme une faille

normale ou listrique, type de faille que l'on s'attend bien à rencontrer lorsque deux plaques s'éloignent l'une de l'autre. Comme l'indique le nom, la contrainte tectonique responsable du rift parvient à « détacher » suffisamment la portion de lithosphère à droite de la faille, jusqu'à extraire petit à petit le manteau lithosphérique et le tirer vers l'extérieur, comme un tapis qui s'aplatit progressivement. Le détachement s'accompagne d'arrachement de portions de croûte continentale, entraînés sur le tapis de manteau lithosphérique : ils deviennent des blocs allochtones, désignés par le terme de « **blocs basculés** ».

En résumé, il y a bien détachement de la lithosphère, suivant une faille qui devient horizontale (aplatissement de la faille de détachement), et qui expose le « manteau dénudé » à la surface. Le moho sismique, qui marque la discontinuité des vitesses de propagation des ondes sismiques entre la croûte et le manteau lithosphérique, perd son sens sur la zone de dénudation. L'unité géologique nouvelle ainsi créée est dénommée dans la littérature « **oceanic core complexe** », **OCC** en abrégé (voir ci-dessus, le compte rendu résumé de l'article n° 3). Ils ont été découverts en premier au niveau des dorsales lentes.

À lui seul, ce modèle n'est pas suffisant pour expliquer la suite du détachement, la création de la dorsale et de la croûte océanique. Pour modéliser la coupe de la figure 2, il faut d'abord compléter par l'amincissement de la croûte continentale, simultanément au détachement. Puis surtout, tenir compte du comportement du manteau sous le détachement. En effet, la limite entre le manteau lithosphérique rigide et l'asthénosphère ductile est une zone d'instabilité

(température à 1 300 °C), à cause du différentiel de densité entre les deux types de roches mantelliques, et parce que la péridotite peut se trouver dans les conditions de pression et de température conduisant au début de fusion.

Les quatre étapes de ce processus complexe sont illustrées sur les figures 4a, 4b, 4c et 4d ci-dessous. Nous les avons extraites d'une des figures de l'article de *Géochronique*, pour aérer la présentation et faciliter les explications.

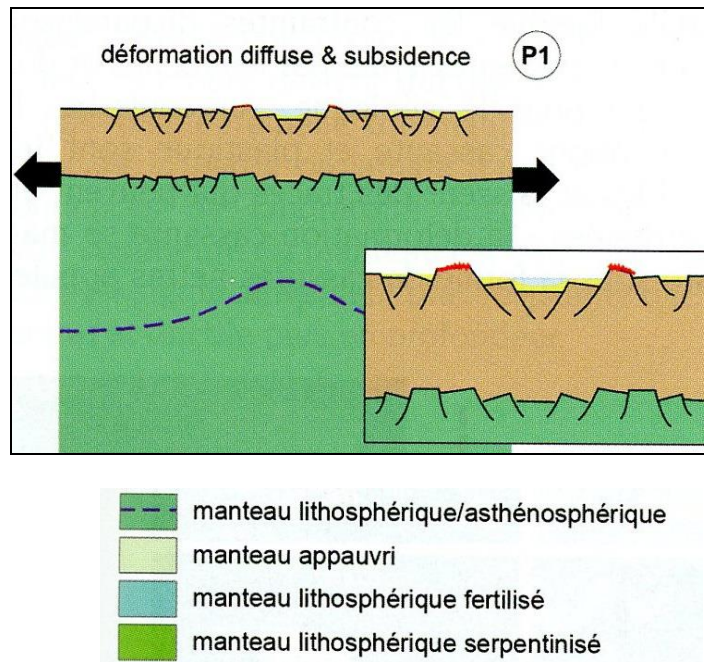


Figure 4a. Étape 1, centrée sur le domaine proximal du rift. Elle se traduit simplement par un « domino » de horsts et de grabens des failles normales et un début de subsidence, permettant à la mer son entrée. Les horsts subissent l'érosion accélérée du fait de leur position haute : indiqué par les petits panaches de couleur rouge sur la figure. La diminution de la pression isostatique causée par le rift provoque un début de décompression adiabatique² et de remontée de l'asthénosphère, moins dense que le manteau lithosphérique sus-jacent : ligne foncée en tiretés. La légende des codes de couleur pour les différents états physiques et compositions du manteau est commune à toutes les étapes. La limite entre le manteau lithosphérique rigide et le manteau asthénosphérique ductile est marqué par la ligne foncée en tiretés. D'après Chenin et al., in *Géochronique* 2020, figure 6 modifiée.

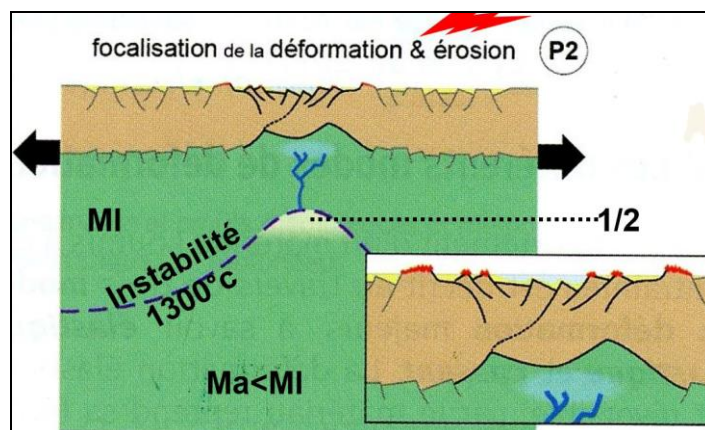


Figure 4b. Étape 2, étendue au domaine distal du rift. C'est la phase de « focalisation », avec amincissement de la croûte. Lorsque la limite d'instabilité de la péridotite du manteau asthénosphérique (**Ma**) remonte à la moitié du manteau lithosphérique (**MI**), la fusion s'amorce et le liquide commence à percoler : représenté en filets bleus.

² Décompression adiabatique : qui se fait à température à peu près constante, la conductivité thermique du manteau étant très faible.

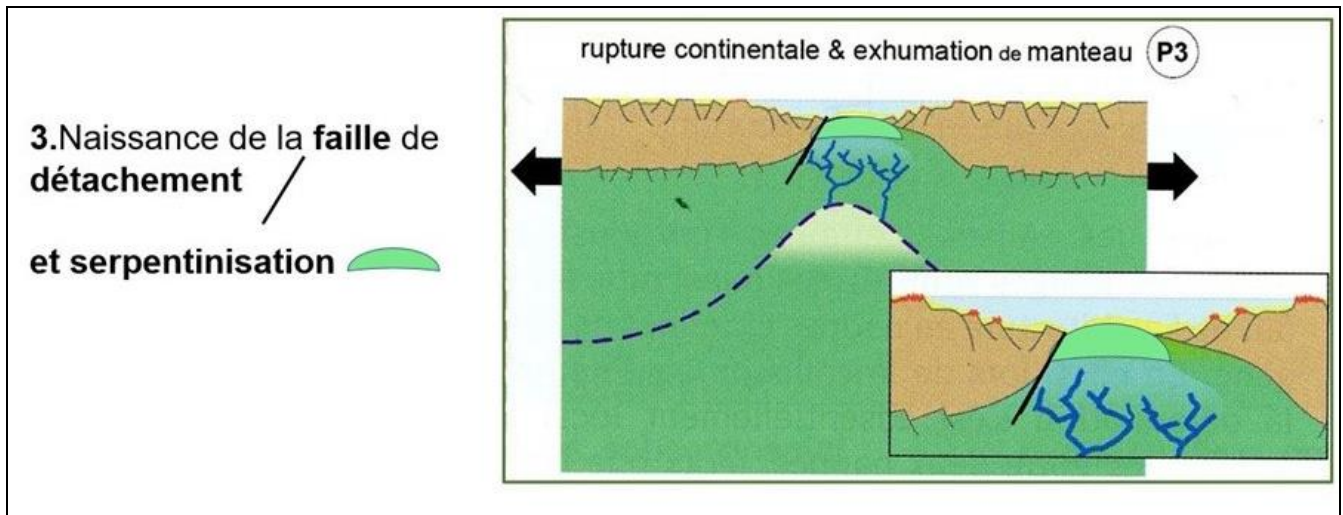


Figure 4c. Étape 3. Elle marque la naissance de la faille de détachement, amorcée par une faille normale et la rupture continentale. La croûte ductile est amincie, puis disparaît. Le manteau lithosphérique affleure, dénudé au fond de l'océan naissant. Il est serpentinitisé par la circulation intense des fluides chauds. Simultanément, le **panache mantellique** se crée : la fusion de l'asthénosphère s'accompagne d'un appauvrissement de la péridotite (teinte claire), progressivement vidée d'une fraction du liquide de composition basaltique, aspiré vers le manteau lithosphérique. Dans ce dernier, la péridotite est au contraire « fertilisée » par la percolation du magma, qui lui restitue une composition lherzolitique (voir plus loin). L'étape 3 de création du panache mantellique est complexe, car elle s'accompagne d'un changement de composition dans le manteau asthénosphérique ascendant : sa péridotite s'appauvrit et se transforme en harzburgite. Cette dernière nous a été rendue familière à la SAGA, par les nombreux types de nodules de péridotite que nous avons récoltés et étudiés dans les complexes volcaniques du Massif central : voir plus loin, paragraphe 4.

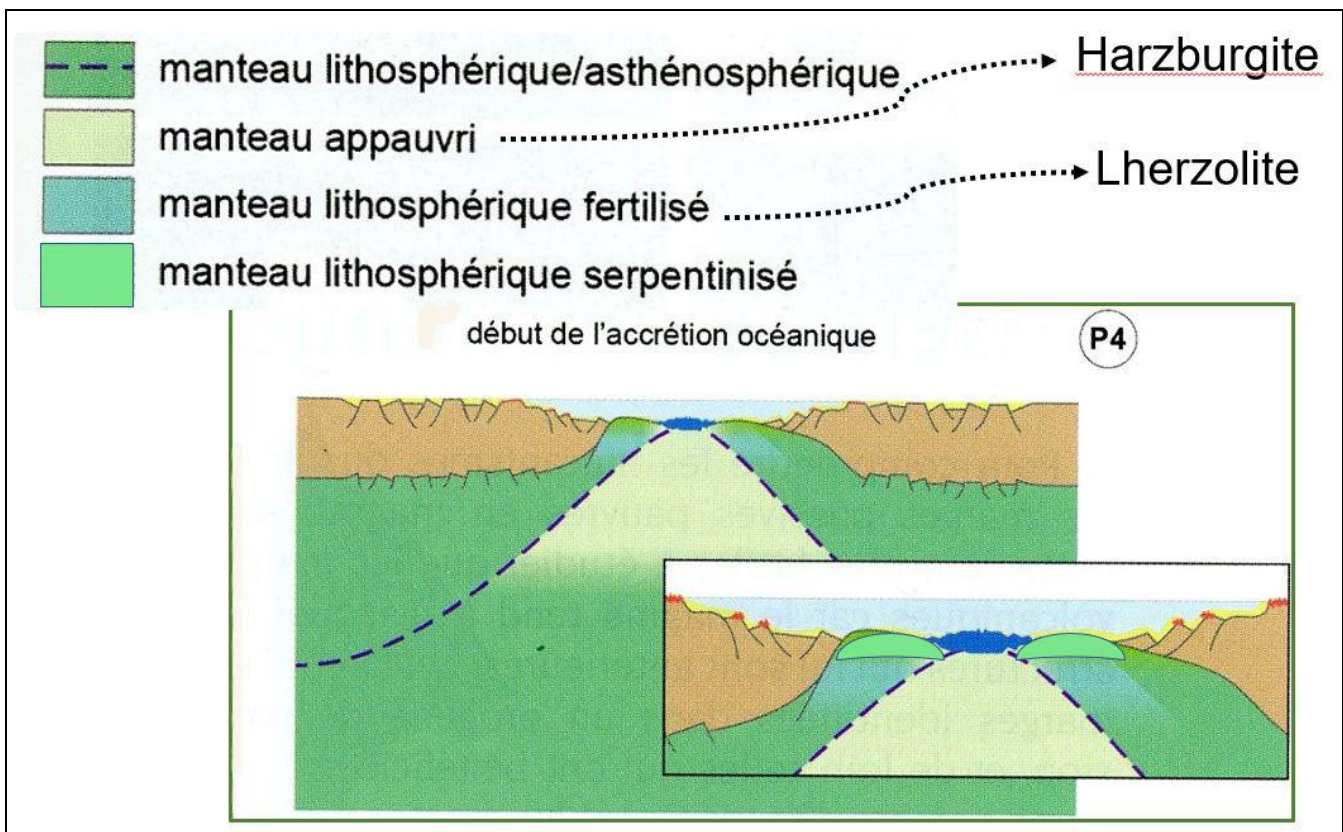


Figure 4d. Étape 4. Début de l'activité proprement magmatique et de la création de la croûte océanique ; l'accrétion se stabilise. La croûte océanique naissante est figurée en bleu. Elle est séparée des deux croûtes continentales par les failles de détachement, avec éventuellement formation de véritables OCC.

3. Budget magmatique et décalage temporel

Le **budget magmatique** est la quantité de magma produit pendant le rifting. Il est très variable suivant le type de marge, mais dans le cas présent d'une marge passive pauvre en magma, il est bien sûr faible comme le montrent toutes les étapes 2, 3 et 4. Il y a aussi **décalage temporel** entre l'amorce du rifting et le début de l'accrétion au niveau de la croûte océanique. La cause profonde de ces deux effets conjugués est dans l'origine même du rifting : dans la majorité des cas de marges pauvres en magma, il s'agit d'un **rifting passif** ; c'est-à-dire d'un rifting dont la cause est externe et lointaine, comme la traction exercée sur une des plaques, elle-même « entraînée par la plaque plongeante lors de la subduction d'un océan mature, à l'écart de la future zone de rifting » - nous citons les propres termes des auteurs de l'article de *Géochronique* -. Alors, il a décalage temporel, car le magmatisme est la conséquence de l'extension et non l'inverse.

Ce n'est pas toujours le cas pour les marges passives, et Chenin *et al.* présentent aussi un développement sur les **marges dites volcaniques**, pour lesquelles le décalage temporel n'existe pas ; où le magmatisme est élevé dès l'amincissement crustal et où le budget magmatique est élevé (voir tableau 1). Un bel exemple de coupe sismique est donné pour la marge volcanique brésilienne, avec des différences bien marquées par rapport à la coupe de la marge pauvre en magma indienne : l'activité magmatique démarre dès le début de l'amincissement crustal. Le rifting est actif, et c'est la remontée du manteau asthénosphérique qui déclenche l'extension lithosphérique. Et non l'inverse comme pour une marge passive pauvre en magma.

Comme dit dans l'introduction, les « **marges passives** » sont des objets invisibles pour l'observation usuelle. Pas tout à fait ! En effet, lors de la fermeture de l'océan créé par le rift, et de l'orogénèse qui en résulte par collision des plaques continentales réunies, les marges ne sont pas toujours définitivement perdues. En principe, elles devraient être enfouies par la subduction ou détruites. Mais il arrive qu'elles échappent à cette destruction et constituent alors de précieuses archives. Les mécanismes de préservation par obduction, écaillage etc... feront l'objet d'un prochain compte rendu de l'article n° 5 du hors-série de *Géochronique* (figure 9.3, page 17).

L'article sur les marges passives donne un exemple remarquable et rare d'archive de l'exhumation d'une marge pauvre en magma, sauvée de la disparition par écaillage, puis charriage : un vaste panorama montrant la transition entre le continent et le manteau exhumé, dans la région de Tasna (nord de l'Engadine, Alpes suisses).

4. Composition de la péridotite du manteau. Manteau fertile, manteau appauvri...

Les figures 4 et la légende des codes couleur font apparaître la distinction essentielle de composition à faire entre les trois différentes unités mantelliques intervenant dans une marge passive pauvre en magma. On sait depuis les décennies 70 et 80 que le manteau supérieur n'a rien d'uniforme. Sa composition locale varie en fonction de son histoire à l'échelle des temps géologiques, par les mouvements de convection qui l'animent et les remontées adiabatiques suivies de fusion. Ces changements sont donc prévisibles dans le « panache mantellique » des dorsales (voir figure 4c, étape 3).

La figure 5 représente le classique diagramme ternaire du système olivine-clinopyroxène-orthopyroxène des péridotites.

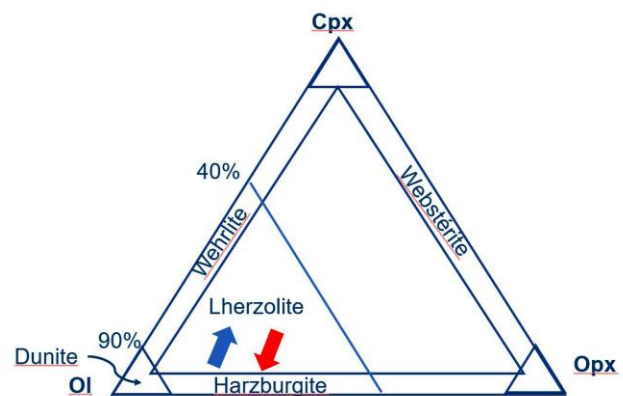


Figure 5. Diagramme ternaire, avec les trois minéraux de base de la péridotite : **Ol** = olivine. **Cpx** = clinopyroxène. **Opx** = orthopyroxène. La péridotite a une composition moyenne dite lherzolitique (60 % **Ol**, 20 % **Cpx**, 20 % **Opx**). Sa fusion partielle l'appauvrit en clinopyroxène qui fournit la fraction majoritaire du liquide basaltique : c'est la flèche rouge, qui indique que la composition tend vers celle d'une harzburgite, qui est la variété **Ol-Opx** de péridotite complètement appauvrie. Mais cette transformation est réversible. Un nouvel apport de magma peut « fertiliser » à nouveau la péridotite appauvrie et lui restituer la composition standard de lherzolite. Schéma D. Rossier, adapté de celui de Chenin *et al.*, 2020.

Ces transformations interviennent aussi dès que se produit un rift avec volcanisme, comme dans le Massif central ou l'Eifel... Cette diversité est facilement observable grâce aux nodules de péridotite (xénolites) remontés lors des éruptions.

À la SAGA, nous l'avons souvent observé à l'occasion de nos voyages d'étude. Un bon exemple est donné, au nord de la chaîne des Puys, par le site du puy Gonnard, près du maar de Beaunit (Mahéault et Fromont, 2016).

Tableau1. Quelques exemples de marges passives.

Marges pauvres en magma	Marges riches en magma, dites volcaniques
Marges conjuguées Ibérie/Terre-neuve	Marges conjuguées Norvège/Groenland
Fossé rhénan (rift avorté)	Rift de l'Afar
Ancienne Téthys alpine	Brésil

Le site est un véritable laboratoire de xénolites ultramafiques, montrant la nature véritablement métamorphique du manteau supérieur : nous avons pu récolter aussi bien les classiques lherzolites, que des harzburgites, des dunites à spinelle, des webstérites... La figure 6 montre la composition et la structure rubannée d'une harzburgite du puy Gonnard.

La fertilité relative du manteau traversé par le magma joue un rôle essentiel dans la cinétique et l'efficacité d'extraction de ce dernier. Si le manteau est appauvri, de type harzburgite, il va devoir d'abord s'imprégner du liquide ascendant et se refertiliser. Mais la conséquence en est un retard dans l'apparition en surface du magma : la marge passive est pauvre en magma et la création d'un OCC devient possible. Si, au contraire, la composition initiale du manteau est lherzolitique, la percolation se fait immédiatement et il n'y a pas de retard à l'apparition de volcanisme au début du rifting. La naissance d'une marge volcanique riche en magma devient possible.

l'accumulation de sédiments, grâce aux vastes zones de subsidence qui s'y développent. En effet, l'étude de cette stratigraphie se révèle utile parce qu'elle enregistre les trois étapes pré-, syn- et post-tectoniques, ainsi toutes les étapes de déformation décrites auparavant (figures 4).

L'aspect tridimensionnel des marges passives est brièvement évoqué. À cause de la rotondité de la Terre, la géométrie des marges est affectée et segmentée par les failles transformantes. Celles-ci permettent le coulisement de plaques contiguës, l'une par rapport à l'autre.

Un dernier paragraphe très court mentionne les perspectives, retombées scientifiques et économiques à long terme, liées à la serpentinisation des péridotites. Celle-ci s'accompagne de production notable d'hydrogène et d'oxyde de fer, ce dernier favorisant le dépôt de cuivre et de nickel (voir aussi l'article n° 4 du hors-série). Les marges passives sont souvent riches en gisements d'hydrocarbures, comme les côtes brésiliennes. C'est la raison du regain d'intérêt et de l'intensité renouvelée des campagnes d'exploration, mettant en œuvre les méthodes géophysiques, dont les méthodes sismiques de grande ampleur (voir McKay et Hammerstein, 2020).

Bibliographie

Mahéroult R. et Fromont J.-L., 2016. Le couple maar de Beaunit et puy Gonnard, un ménage à trois ! *Saga Information*, n° 354, p. 8-18.
McClay K. R. et Hammerstein J. A., 2020. Passive margins : Tectonics, Sedimentation and magmatism. The Geological Society, London, *Special publication*, n° 476, 447 pages.

Les très nombreux articles cités dans le hors-série le sont de façon abrégée et l'éditeur n'a pas jugé nécessaire de les lister de façon complète. L'éditeur renvoie le lecteur au site de la Société géologique de France par la note suivante : « la bibliographie des articles peut être consultée sur le site de la SGF à l'adresse suivante :

<https://www.geosoc.fr/publication/geochronique/complements-et-bibliographies.html> ».

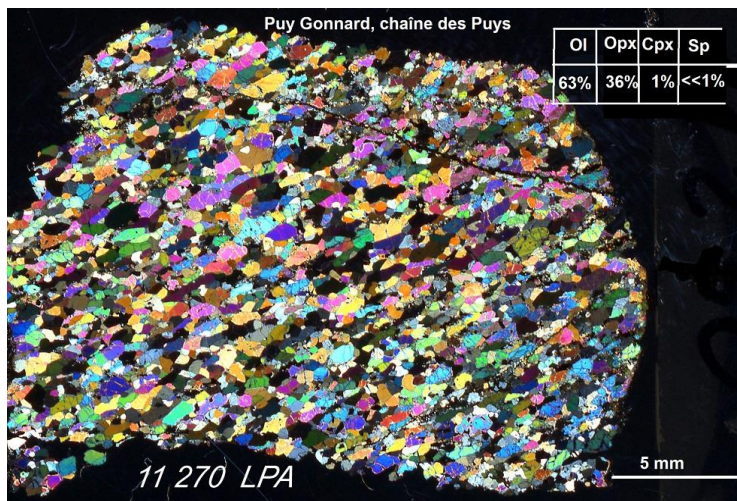
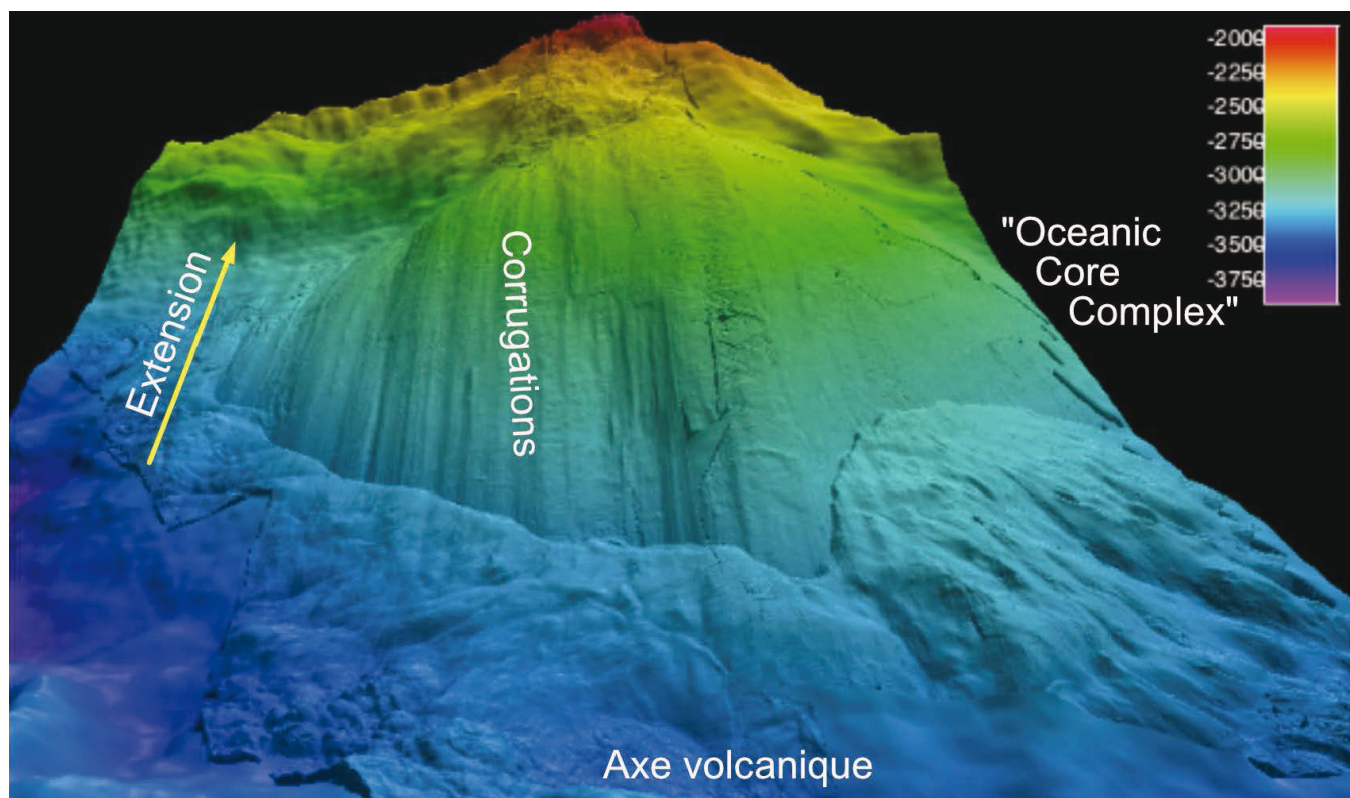


Figure 6. Lame mince taillée dans une harzburgite du puy Gonnard, montrant la composition particulière de cette péridotite appauvrie et sa structure de type roche métamorphique ayant subi une déformation par contrainte tectonique. Cliché D. Rossier.

5. Paragraphes complémentaires de l'article

Un paragraphe est consacré à l'architecture stratigraphique d'une marge, les zones de rift étant propices à

PROGRÈS RÉCENTS EN GÉODYNAMIQUE : «OCEANIC CORE COMPLEXES (OCC)»



Vue 3D d'un détachement de la dorsale médio-atlantique (à la latitude 13°20'N), depuis l'axe et dans la direction d'extension. La faille de détachement, clairement visible par sa surface corrugée, a une largeur d'environ 5 km et une hauteur de plus de 800 m.

Données de bathymétrie de très haute résolution, acquises avec un robot autonome, lors de la campagne ODEMAR (doi : 10.17600/13030070).

*D'après Escartin et al. (2017), in Géochronique, hors-série 1,
« Les sciences de la Terre au lycée », décembre 2020.*

Saga PARIS

Société Amicale des Géologues Amateurs

Muséum national d'Histoire naturelle

61 rue Buffon. 75005 Paris

Adresse postale : 43 rue Buffon. CP 48. 75005 Paris