

UNE NOUVELLE SAGA ISLANDAISE

Daniel Levert, membre de la Commission de volcanisme de la SAGA.



Le volcan EyjafollJökull pendant l'éruption qui a paralysé l'Europe en 2010.

Introduction

Islande pays de glaces ? Peut être, mais surtout pays de feu... et aussi de passions !

L'Islande n'existerait pas si les laves volcaniques n'avaient pas surgi là, en abondance, au milieu de l'océan Atlantique. Le feu est également présent dans les passions des hommes de ce pays extraordinaire.

Les premiers colons, arrivés en 874, étaient une élite de propriétaires de la société norvégienne. Ils fondèrent en 930, à Thingvellir, le premier parlement européen pour gérer une société nouvelle indépendante, ni république, ni démocratie. C'est pour garder leur mémoire, lors de l'arrivée au XII^e siècle d'évangélistes anglo-saxons qui apportaient de nouvelles

coutumes et de nouvelles façons de penser, qu'ils ont décidé d'écrire leurs sagas.

À cette époque, ce pays éloigné de tout, peuplé par seulement quelques milliers d'hommes vivant dans des conditions difficiles, ont développé une littérature qui dépasse de loin tout ce qui a pu être fait jusque-là en zone européenne.

Parmi l'ensemble des textes produits, les « sagas des Islandais » sont réputées les plus beaux et les plus populaires. Elles s'intéressent à la vie de certains individus dignes d'intérêt, fréquemment un descendant direct d'un grand colonisateur de l'Islande ayant vécu souvent au X^e siècle.

Consignés sur des parchemins entre le début du XII^e siècle et la fin du XIV^e siècle, les « sagas des Islandais », au nombre de plus de trente, sont des textes

écrits, réfléchis, qui visent essentiellement à raconter la vie d'un héros. Ces récits sont durs, bruts, révèlent la nature destructrice des querelles quotidiennes des Islandais et la façon qu'ils avaient de les résoudre : vengeance et trahison sont les moteurs de ces sagas !



Figures 1. Deux facettes des nouveaux venus Norvégiens.

La nouvelle saga qui vous est proposée ici, aujourd'hui, est tout aussi violente ; elle s'inscrit dans les temps géologiques beaucoup plus étendus que celui des Islandais, mais la violence de la nature surpasse celle des hommes pour construire non pas une civilisation mais une nouvelle terre surgie, comme eux, des eaux ! Alors que penser de cette violence créatrice à la fois de civilisation et de terres nouvelles ? ... Mais cela est une autre histoire.

Un phénomène géologique unique sur Terre

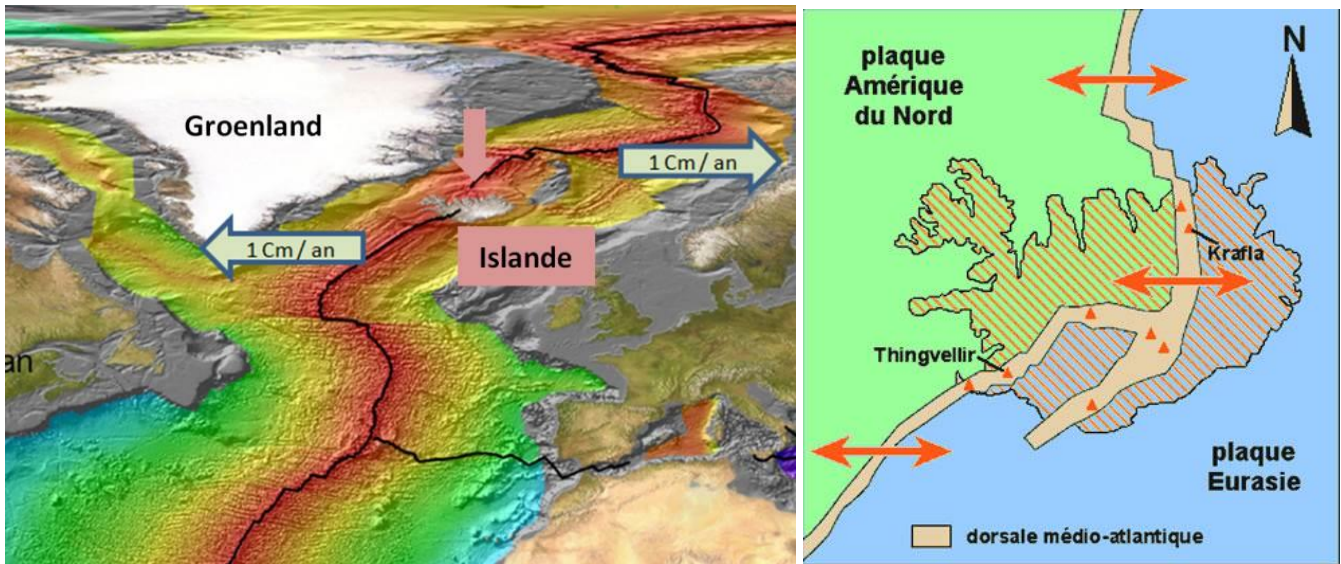
L'Islande a surgi de l'océan il y a moins de 20 millions d'années (Ma), probablement ancrée sur la dorsale océanique nord-atlantique, lieu de divergence des plaques nord-américaine et européenne. Son âge serait de 24 Ma (figures 2), bien que les plus vieilles roches visibles n'ont que 14 à 16 Ma. C'est aujourd'hui une île volcanique de 103 125 km², le cinquième de la France, et d'environ 500 km ouest-est sur 300 km nord-sud.

Partout sur la planète Terre, les dorsales océaniques restent sous-marines et les laves de basalte des dorsales s'expriment sous la forme de laves coussinées, aussi appelés pillow lavas, qui tapissent et construisent progressivement le plancher océanique, mais ne forment pas d'île : l'Islande est donc une étonnante exception.

L'Islande fait partie d'un imposant plateau basaltique et se situe au croisement de deux structures sous-marines : la dorsale médio-atlantique et la crête Groenland-Islande-Féroé. Ce colossal plateau sous-marin de basalte s'est élevé à plus de 3 000 mètres au-dessus des fonds océaniques environnants et couvre une surface de 350 000 km² dont seulement 30 % forment l'île (figure 3).

L'épanchement du basalte de ce plateau résulterait principalement de l'interaction de la dorsale océanique médio-atlantique avec un point chaud (Vink, 1984 ; White et al. 1995 ; Bjarnason et al. 1996 ; Wolfe et al. 1997 ; Allen et al. 1999). La position d'un point chaud, qui semble bien repérée depuis 70 Ma, ne coïncide cependant que depuis peu avec la dorsale médio-atlantique.





Figures 2. L'Islande placée sur la dorsale nord-atlantique, lieu de divergence des plaques Amérique du Nord et Eurasie.

Curieusement, l'épaisseur crustale sous l'Islande est de 40 km, donc « d'ordre continental », alors que la croûte océanique immédiatement environnante possède une épaisseur classique d'environ 10 km. Cette épaisseur importante de la croûte est souvent attribuée à la présence d'un point chaud.

Cependant, cette interprétation reste encore discutée, entre autres par R. G. Foulger, de l'université de Durham (2002), qui constate que l'hypothèse d'un point chaud sous l'Islande n'est pas en cohérence avec des observations de premier ordre.

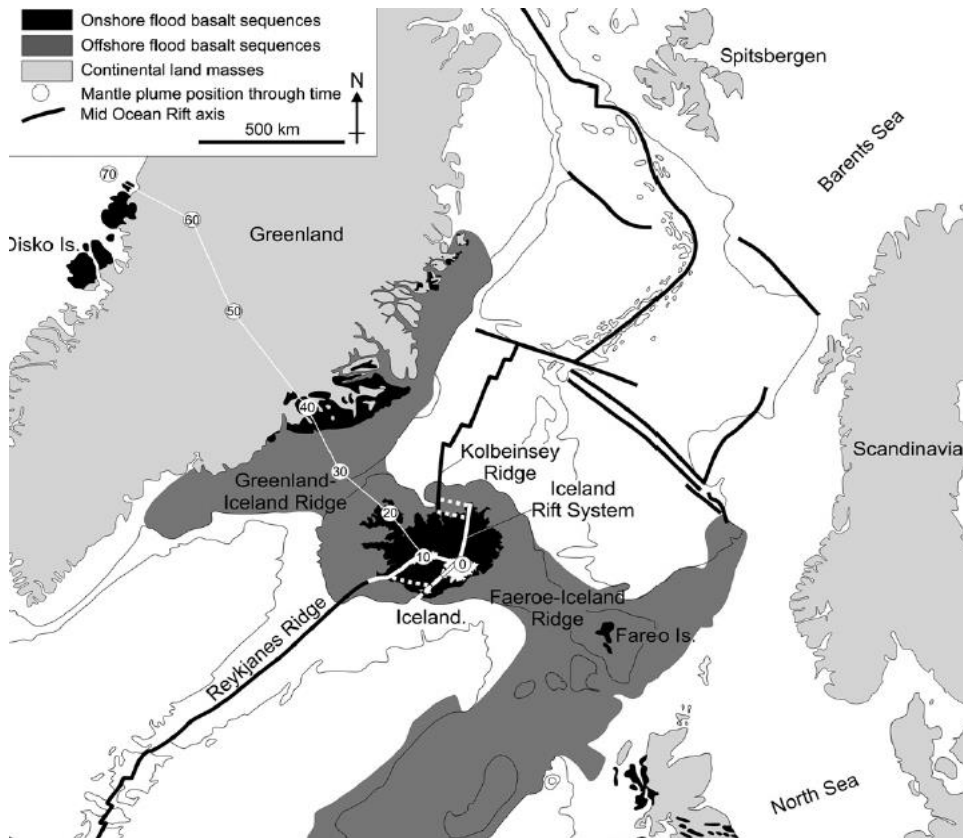


Figure 3. Le plateau basaltique de 3 000 mètres d'épaisseur (en gris) et les deux structures sous-marines : la dorsale médio-atlantique et la crête (ridge) Groenland-Islande-Féroé.

Le rifting tectonique et son aspect paradoxal

L'activité sismique et volcanique de l'île est directement organisée par le rifting tectonique, au droit de la dorsale médio-atlantique. Sur l'île, les très abondantes failles d'extension se scindent actuellement en deux zones de rifting associées, l'une à l'ouest, l'autre à l'est (figure 4). Ces failles d'extension, souvent listriques, provoquent, outre des glissements de terrain d'importants, des épanchements basaltiques ou du volcanisme effusif qui concourent ainsi directement au développement de l'île par accréation crustale.

Un rifting tectonique paradoxal a été mis récemment en évidence par des mesures GPS : si le rifting tectonique des plaques fait qu'elles s'éloignent actuellement l'une de l'autre d'environ de 2 cm par an sur la dorsale, par contre l'Islande elle-même est en extension de 3,4 cm par an (Árni Hjartarson, 2003). En effet, sur l'île islandaise, la plaque eurasiennne se construit à raison de 1,4 cm par an vers l'est, et la

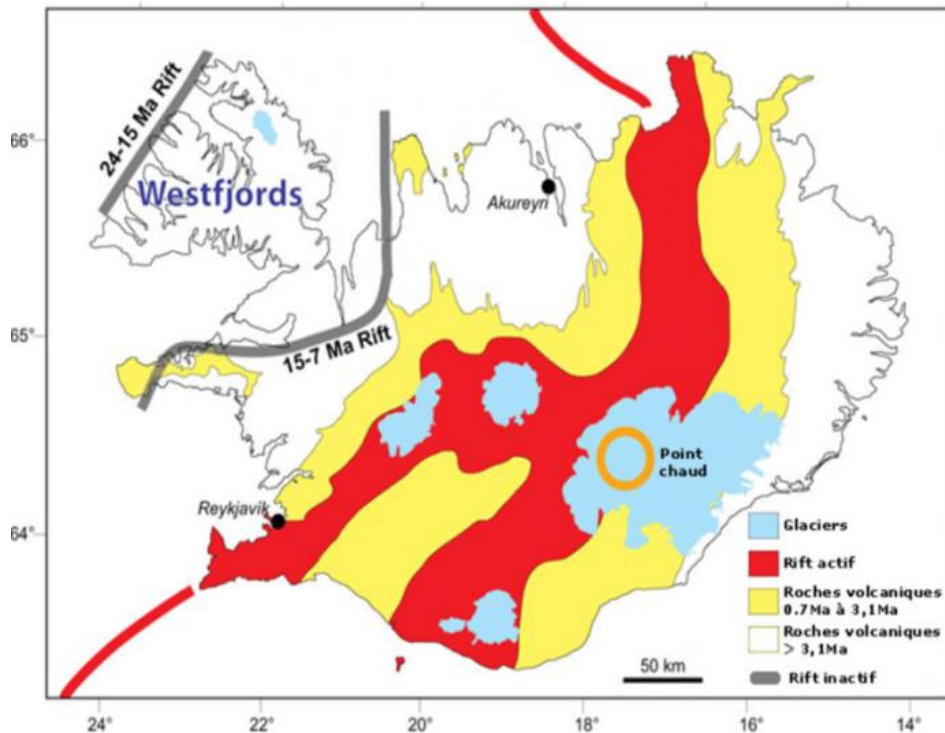


Figure 4. Le rift actif (en rouge) se scinde actuellement au sud de l'Islande en deux zones, l'une à l'ouest, l'autre à l'est.

plaque nord-américaine se construit de 2,7 cm par an vers l'ouest, donc une extension de 4,1 cm par an bien supérieure aux 2 cm par an sur la dorsale. Sur l'île, l'expansion tectonique se déplace en conséquence à l'ouest. Ce phénomène semble actif depuis au moins 15 Ma... et n'est pas expliqué !

On constate que l'accrétion crustale, qui est « rectiligne » dans l'océan, est « fléchi » sur l'Islande comme pour tenter de rester dans une zone de formation plus facile, peut-être associée à un point chaud qui, lui, serait fixe. Ceci entraîne la relocalisation et la propagation vers l'ouest de la ride de la zone de rift islandaise.

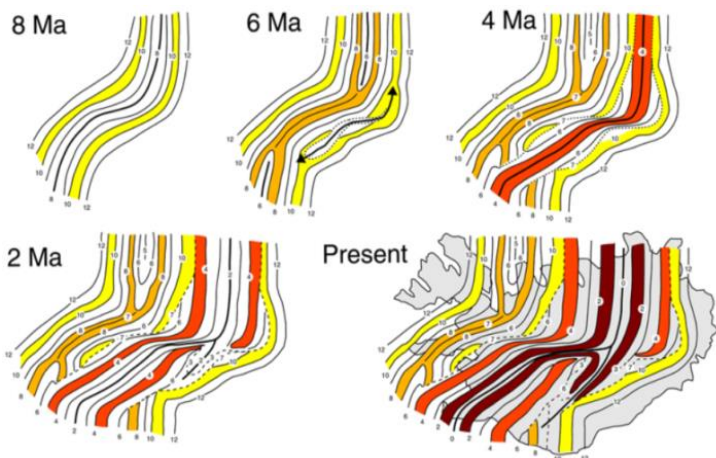


Figure 5. Apparition de nouveaux systèmes de failles d'extension depuis 8 Ma mis en évidence par le paléomagnétisme. Saemundsson (1979), J'hannesson (1980), Vvarsson (1992).

L'apport thermique d'un point chaud serait le facteur de ce fléchissement. Le paléomagnétisme sur les laves permet de tracer la propagation de l'accrétion. Cette déformation constante est cependant très évolutive dans les temps géologiques récents depuis 8 Ma (figure 5).

Exemple typique d'une faille d'extension, ici à Thingvellir, à 40 km à l'ouest de la capitale Reykjavik (figure 6, page suivante).

Cette faille normale, qui montre aujourd'hui un « miroir » d'une hauteur sub-hectométrique, s'aménagea ensuite en glissement listrique du terrain, à l'est, qui s'est effondré de quelque 110 m pour créer une zone marécageuse dans le demi-graben eurasien.

Origine de la sismicité islandaise

Les secousses sismiques relativement faibles, souvent inférieures à la magnitude 4, très fréquemment enregistrées, se situent sur l'axe de la dorsale (figure 7) ; elles sont le fait de la tectonique des plaques et du jeu des failles.

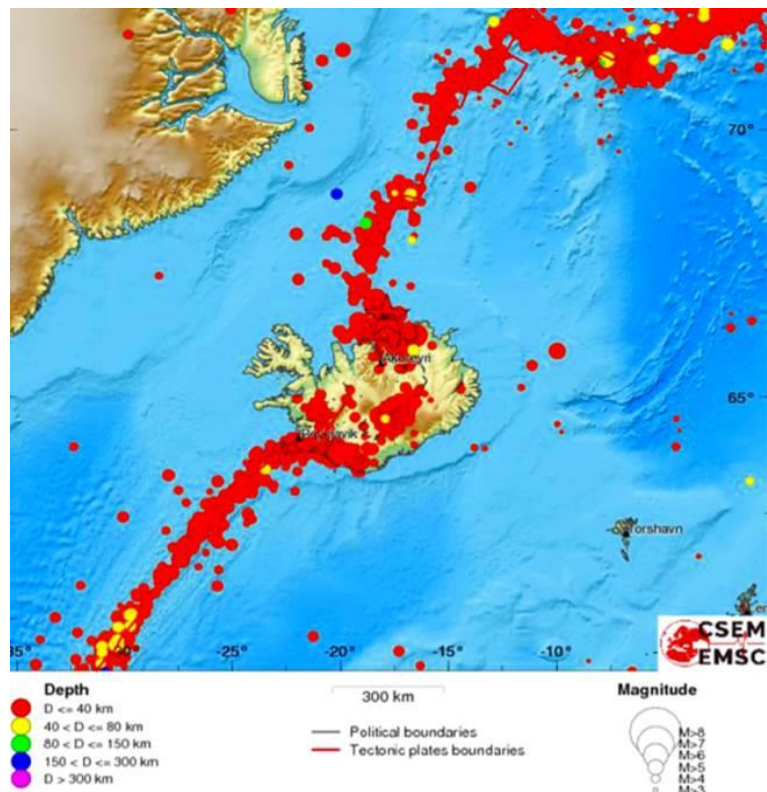


Figure 7. Essaim sismique tectonique le long de la dorsale.



Figure 6. Ouverture d'une faille majeure à Thingvellir (lieu du Parlement historique) suivi de l'effondrement de 110 mètres du demi-graben eurasien.

La contribution du volcanisme éruptif à la production d'ondes sismiques est très minoritaire car, alors que 30 % du basalte terrestre mondial surgit en Islande, cette production basaltique est essentiellement sous forme d'épanchements, sans sismicité propre.

Le volcanisme aérien fissural récent

Le volcanisme fissural sur la faille d'Eldgjá, longue de près de 40 km, a émis à partir de l'an 936 et pendant six années, alors que les nouveaux Islandais venaient



Figure 8. La faille effusive d'Eldgjá, de 40 km de long, est le lieu de départ d'une coulée de magma basaltique de plus de 50 km vers la mer.

d'arriver, une coulée de 18 km³ de basalte très fluide qui a parcouru plus de 50 km jusqu'à la mer (en gris sur l'image de la figure 10), comme pour saluer l'arrivée des nouveaux venus ! Aujourd'hui, c'est une vaste gorge de 40 km de long, d'une profondeur maximum de 270 mètres et d'une largeur de 600 mètres (figure 8).

Cette faille émissive est en relation avec le volcan Katla, qui n'est pas à l'origine des épanchements de basalte ; c'est bien la faille elle-même qui a libéré le magma qui aujourd'hui tapisse encore le fond de la gorge, comme un plancher parfaitement horizontal où court une petite rivière alimentée par des cascades d'eau de fonte des glaces qui tombent dans la gorge éruptive d'Eldgjá.

Près de la cascade Ófærufoss, nous avons découvert plusieurs curieux petits pseudo-cratères (figure 9). Ces mini cratères, d'environ 8 m de haut, ont fonctionné comme les grands, formés par l'empilement de projections massives et pâteuses de basalte, sauf que leur adduction magmatique leur arrivait horizontalement ! Ils sont sans exception associés à des coulées de lave très fluide de type *pāhoehoe*. Le cône repose directement sur la coulée précédente. La nouvelle coulée à l'origine du pseudo-cratère avait développé pour sa progression un petit tunnel de lave, et lorsqu'elle est arrivée sur le fond plat de la gorge, lui-même recouvert d'eau, une petite éruption superficielle de type

phréato-magmatique s'est produit et a formé le pseudo-cratère.

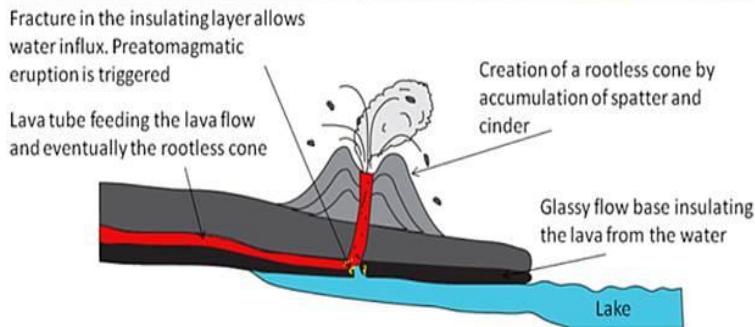


Figure 9. Un des pseudo-cratères observé au fond de la faille d'Eldgja. Schéma de principe.

Le volcanisme fissural sur la faille du Laki

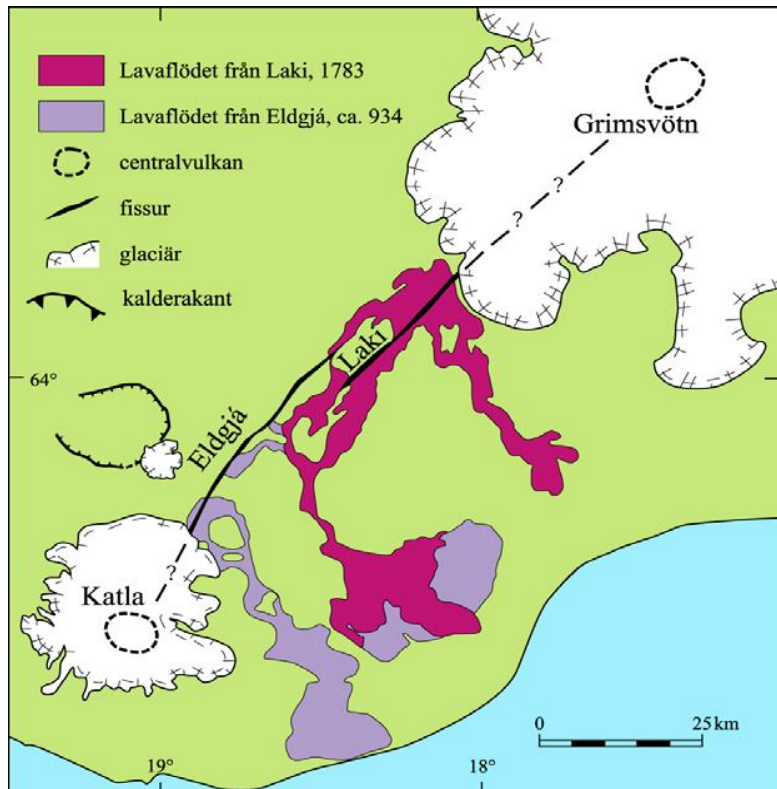
L'éruption du Laki commencée le 8 juin 1783 et dura huit mois ; c'est la plus connue car la plus récente des éruptions historiques majeures d'Islande. Elle a eu des retentissements puissants dans toute l'Europe, car outre l'aspect toxique des nuages de cendres émises, l'ensoleillement a été gravement perturbé et fut à l'origine d'hivers plus froids et de récoltes désastreuses qui ont causé des dizaines de milliers de morts par famine... peu avant la Révolution française de 1789 !

La fissure du Laki, très voisine de celle d'Eldgjá, est longue de 100 km, dont 20 km sont toujours sous-glaciaires (figure 10). Elle continue de subir le rifting sur toute sa longueur. Le segment émissif de cette faille est long de 27 km, il a produit 15 km³ de lave par 115 cratères (« les cratères du Laki ») ; cette lave s'est répandue sur 600 km² en coulée de type aa, sur plusieurs dizaines de kilomètres vers la mer.

L'éruption fut accompagnée de l'émission de 8 millions de tonnes de fluor et 120 millions de tonnes de dioxyde de soufre rejetés dans l'atmosphère. Le « brouillard du Laki » frappa l'Islande puis l'Europe. Les étés furent plus chauds, avec orages dévastateurs et hivers glacés (-19 °C à Paris).

Simultanément avec les émissions fissurales du Laki, le volcan associé Grímsvötn entra en éruption et son

activité se prolongea jusqu'à mai 1785 ; il reprit même une activité modérée en 2011 !



Figures 10. Quelques « cratères du Laki » parmi 115 autres. Les deux fissures sont distinctes et voisines ; par leur activité très rapprochée, elles illustrent incontestablement que les mouvements tectoniques sont toujours actifs et très intenses, car elles s'expriment dans des temps géologiques très courts. Notez leur volcan associé.

Le Jökulhlaup de la caldera du Grimsvötn

Entre temps, en 1996, la caldera du Grimsvötn reçut la vidange d'un grand lac sous-glaciaire voisin correspondant à la fissure éruptive sous glaciaire Gjálp, située à 15 km, ce qui a créé un bol de subsidence à la verticale de Gjálp et une surrection importante de la glace du grand glacier Vatnajökull, à la verticale du Grimsvötn. Les choses n'en restèrent pas là quand, brutalement, la caldera du Grimsvötn en surcapacité se vidangea, le 6 novembre 1996 au matin.

Les débits, habituellement modestes, d'eau de fonte du glacier, augmentèrent considérablement, très rapidement, pour atteindre 45 000 m³/seconde, soit deux fois le débit du Mississippi, entraînant quatre piles du pont de la route nationale N 1 et beaucoup d'icebergs vers la mer (figure 11). Ce genre de débâcle n'est pas à proprement parler un lahar car formé exclusivement d'eau : il est appelé Jökulhlaup (prononcer : youkuolfec) en Islande.



Figure 11. Le Jökulhlaup de la caldera du Grimsvötn a emporté, le 6 novembre 1996 au matin, peu après cette photo, quatre piles du pont de la nationale N°1, coupant la route principale de l'Islande.

Les systèmes volcaniques autonomes

Ce qui est remarquable en Islande est que les failles sont partout très fréquentes et de toutes tailles. Elles s'ouvrent fréquemment dans des nappes de basalte prismée, comme à Gullfoss (figure 12) où la rivière Hvítá, de 70 mètres de large, fait une chute de 32 mètres dans le plan de faille. (Voir la photo de couverture et le texte en page 2).

Elles s'associent en faisceaux de failles qui appartiennent ainsi toutes à un même système volcanique autonome doté d'un imposant volcan central. Les nombreux faisceaux de failles, regroupés en systèmes volcaniques, sont larges de 10 à 20 km et longs de 50

à 100 km. Ces systèmes volcaniques autonomes sont des lieux privilégiés d'accrétion de la nouvelle et étonnante croûte de « nature continentale » islandaise.



Figure 12. La rivière Hvítá dans sa faille et sa chute à Gullfoss.

Les systèmes volcaniques autonomes comportent généralement aussi une caldera et produisent un volcanisme fissural de nature effusive, associé au volcanisme souvent éruptif du volcan central (figure 13).

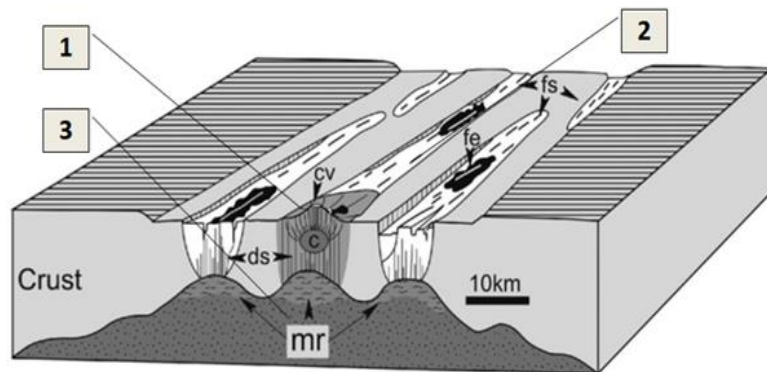


Figure 13. Schéma d'organisation du volcanisme autonome fissural, au voisinage d'un volcan central 1, dans un système de failles normales en expansion permanente 2 ; en 3, les réservoirs de magma.

Une trentaine de systèmes volcaniques autonomes sont répertoriés (figure 14, page suivante). En raison de la dynamique d'expansion de l'île, ces systèmes autonomes ont une durée d'activité limitée, entre 300 000 et un million d'années.

L'Islande compte ainsi environ une centaine de volcans dormants ou éteints. Cependant, tous les volcans n'étant pas associés à un système autonome, c'est bien 130 volcans actifs qui parsèment l'ensemble du pays, ce qui illustre l'extraordinaire puissance volcanique de cette petite île.

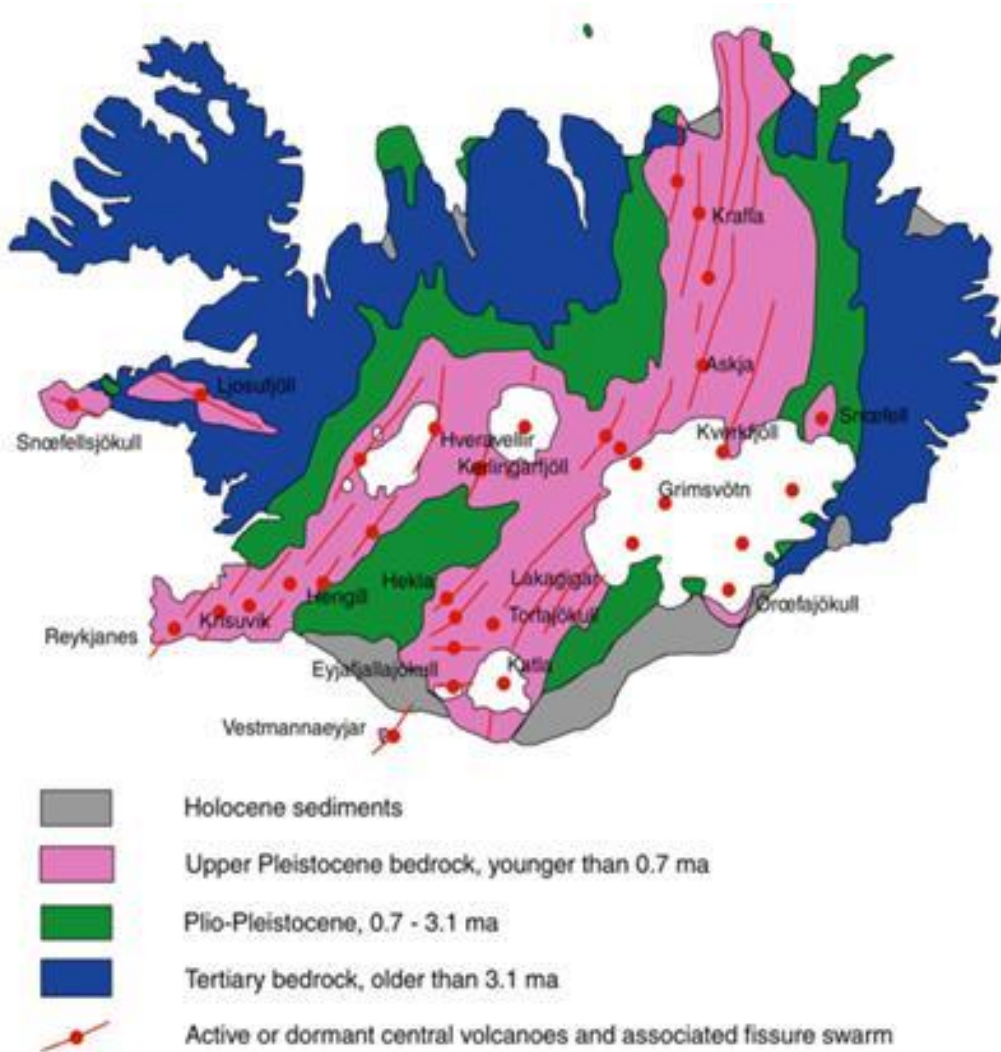


Figure 14. Emplacement des principaux systèmes volcaniques autonomes composés de faisceaux de failles associées à leur volcan central.

Les édifices du volcanisme sous-glaciaire antéhistorique

Le cercle polaire tangente l'Islande par 66° Nord, ce qui la pousse à être un pays de glace mais, heureusement pour l'économie islandaise, tout comme pour l'économie du pays vert voisin le « Greenland », le dernier réchauffement du climat interglaciaire, commencé il y a 15 000 ans, a été progressivement des plus bénéfique et propice à l'installation des Norvégiens dès l'an 874, mais ce ne fut pas toujours ainsi. Pendant les quinze derniers millions d'années de l'histoire de ses roches terrestres exclusivement volcaniques, l'Islande a connu des périodes glaciaires, nombreuses, totales et souvent durables sur des périodes de plusieurs dizaines à centaines de milliers d'années.

La conséquence imparable fut le développement d'un volcanisme essentiellement sous-glaciaire car l'inlandsis islandais pouvait avoir une épaisseur de glace pluri-hectométrique voire, à certaines époques, pluri-kilométrique.

C'est donc une chance pour les géologues d'aujourd'hui de pouvoir examiner, dans des conditions idéales, les différents volcans aujourd'hui découverts mais qui se sont formés, pendant des millénaires, sous d'imposantes épaisseurs de glace. Aujourd'hui, seulement quatre systèmes glaciaires résiduels subsistent l'été : le très grand glacier aux multiples langues, le Vanajökull (150 km x 100 km) et trois autres : Hofsjökull, Langiökull et Myrdalsjökull d'environ 150 km² chacun. Le recul important de ces glaciers nous a ouvert la vue sur des monuments volcanologiques quasi uniques au monde et donc extrêmement intéressants.

Lorsque l'épaisseur de glace est telle qu'elle a toujours recouvert le volcan, ses laves s'organisent en tindar : ce qui au premier abord est très étonnant car ces laves sont coussinées, en pillow lavas, que l'on aurait pu croire réservés aux profondeurs des fonds océaniques. Autre aspect surprenant, ces pillow lavas se sont formées au-dessus du niveau de la mer !

Pour comprendre cette réalité, il faut invoquer bien entendu la présence d'une importante hauteur d'eau de fonte de la glace, mais aussi l'épaisseur de la carapace de glace qui, en résistant, a empêché le développement d'une éruption phréatomagmatique et rendu possible une solidification calme du magma en coussins... sous pression hydrostatique élevée. Les volcanologues estiment que si l'épaisseur d'eau est inférieure à 150 mètres, c'est le style éruptif phréatomagmatique surtseyen qui prédomine, avec production de tuf hyaloclastique. Si l'épaisseur d'eau est supérieure à 150 mètres, alors la lave coussinée, enrobée de brèches basaltiques, est produite au fond des lacs sous-glaciaires !

La plupart des édifices volcaniques de formation sous-glaciaire islandais possèdent donc un cœur de



Figures 15. Cœur de laves coussinées basaltiques à olivine, surmontées de tuf hyaloclastique, au centre d'un tindar de la dernière glaciation (Würm), observable à Stapafell.

laves coussinées recouvert de tuf hyaloclastique (figures 15) (Trönnnes, 2002).

Lorsque l'épaisseur de glace est plus faible, après une période initiale « tindar », la pression hydrostatique tombe jusqu'à la pression atmosphérique lors de la formation d'un lac aérien. L'éruption devient violente, à caractère phréatomagmatique surtseyen ; le

magma souvent basaltique, mais possiblement rhyolitique, forme des écharde vitrifiées qui réagissent en s'altérant immédiatement par l'eau pour former des hyaloclastites.

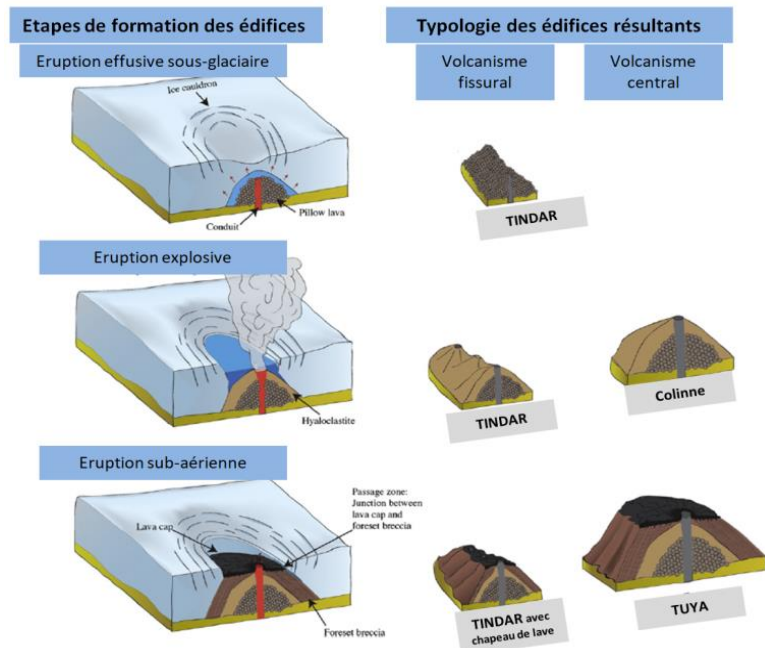


Figure 16. Cinq types de structure de volcans sous-glaciaires, selon qu'ils sont issus d'une fissure ou d'un cratère central.

Les hyaloclastites sont ainsi très fréquentes en Islande. Les édifices volcaniques résultants, de taille moyenne, sont soit des « tindars recouverts de hyaloclastites » lorsque tout le cycle éruptif s'est déroulé dans l'eau au long d'une fissure, soit des « collines recouvertes de hyaloclastites » lorsque c'est une seule cheminée sous-glaciaire qui a fonctionné.

Les volcans sous-glaciaires ont produit des structures volcaniques qui peuvent alors être classées en cinq types (figure 16). Ces types structuraux dépendent directement de l'épaisseur de glace recouvrant le volcan au cours de son histoire.

Lorsque la présence d'eau accumulée ne devient plus possible, en raison de pertes importantes au travers de la glace, l'éruption passe du style phréatomagmatique à un style strombolien avec rejet de brèches et de scories qui recouvrent le tindar déjà couvert de hyaloclastites, puis un chapeau horizontal de lave pâteuse se forme. En fonction de la dynamique variable du volcan, à partir de ce stade, un grand nombre de strates basaltiques prismées peuvent ainsi se former. Ces strates basaltiques sont contenues par les scories et la glace, elles peuvent alors s'empiler verticalement sur des hauteurs souvent supérieures à 100 mètres, selon une forme caractéristique appelée « tuya ». Nombreux aujourd'hui sont les volcans tabulaires de type « tuya » observables en Islande (figure 17).



Figure 17. Le Hjoerleifshofdi est un volcan tabulaire tuya typique. Il laisse imaginer l'épaisseur de glace qui a permis son édification verticale et tabulaire.

Volcanisme sous-glaciaire et volcanisme fissural récent

L'exemple de la coulée du Laugahraun (figure 18), issue d'une fissure, est saisissant car il montre clairement comment les dômes de hyaloclastites des tindars, formés il y a quelques dizaines de milliers d'années sous les glaces, peuvent émettre une éruption fissurale. L'éruption fissurale du Laugahraun, d'ailleurs situé dans une caldera, s'est produite en 1477 puis s'est arrêtée au lieu dit Landmanalaugar. C'est une coulée de type aa de rhyolite, ici épaisse d'une vingtaine de mètres.



Figure 18. Au lieu dit Landmanalaugar, la coulée aa de rhyolite (à droite) s'est arrêtée en un front de lave de 20 m de hauteur et 300 m de large.

La coulée est partie, en 1477, d'une fissure qui a déchiré les dômes de hyaloclastites des tindars de 125 000 ans (Würm) (figure 19) qui s'étaient mis en place sous une carapace de glace. La lave pâteuse a été extrudée par une longue fissure puis s'est écoulée en nappe de coulée aa sur plusieurs kilomètres pour atteindre Landmanalaugar et s'arrêter avec un front de coulée de 20 mètres de haut.



Figure 19. La coulée pâteuse aa de rhyolite de 1477 est partie des hauteurs de Landmanalaugar, dans les tindars würmiens fracturés par la tectonique.

Le Snæfellsjökull, ancien volcan central et imposant stratovolcan

Situé à l'extrémité de la péninsule de Snæfellsness (figure 20) et d'une hauteur totale de 1 446 m, c'est un puissant strato-volcan couvert en permanence de glace qui comporte une caldera-cratère de près de 2,5 kilomètres de diamètre.

Sa période d'activité la plus intense se déroula il y a environ 800 000 ans lorsque le faisceau de failles transformantes qui lui est associé était très actif.

Cependant, à la période de l'Holocène, de 20 à 25 éruptions importantes se sont encore produites, dont trois de style plinien ; la plus récente a eu lieu il y a environ 1 800 ans, puis il y a 4 000 ans, et entre 8 000 et 9 000 ans. Son magma, essentiellement de composition basaltique à l'origine, est devenu rhyolitique à l'Holocène.



Figure 20. Le Snæfellsjökull, un ancien volcan central sur la péninsule Snæfellsness.

***Eyjafjoll, éruption sous le glacier
Eyjafjallajökull
indépendante du rifting tectonique***

Situé au sud de l'Islande, d'une hauteur de 1 651 mètres, le volcan Eyjafjoll ne procède pas du rifting tectonique car aucune fissure ne lui correspond.

Ce volcan couvre une surface de 25 km sur 15 km et conserve 200 mètres de glace dans sa caldera.

Le 20 mars 2010, débuta l'éruption, continuée par une série de dix explosions violentes (figure 22) qui ont atteint leur paroxysme, le 19 avril 2010, en expulsant 0,27 km³ de téphras basaltiques pulvérulents de couleur noire et 0,023 km³ de lave. Les cendres

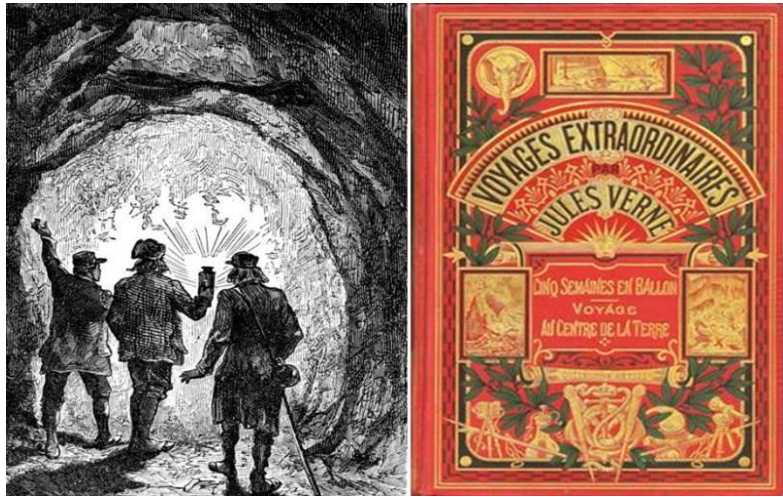


Figure 21. Le Snæfellsjökull nous est aussi connu par Jules Vernes qui a fait partir par ce volcan, le 25 novembre 1864, son équipe de valeureux découvreurs du centre de la Terre.

ont sérieusement gêné les vols aériens, car l'espace aérien a été en conséquence fermé (rouge) et partiellement fermé (orange) (figure 22).

Eyjafjoll ne possède pas de chambre magmatique unique connue. L'étude des laves de l'éruption de 2010 semble indiquer que des poches basaltiques intracrustales, situées à quelques kilomètres de profondeur, ont été reprises par des basaltes venant directement du manteau, entraînant une remobilisation des magmas et par conséquent un mélange de plusieurs magmas (voir illustrations ci-après en pétrologie). Ses magmas de l'Holocène se situent dans une suite continue depuis les basaltes jusqu'aux rhyolites.



Figure 22. Les éruptions de 2010 d'Eyjafjoll et la clôture totale (rouge) ou partielle (orange) de l'espace aérien européen.

Le volcan Eyjafjöll est couvert en permanence du glacier Eyjafjallajökull ce qui a entraîné quatre jökulhlaups, à l'occasion des cinq éruptions des 1 500 dernières années.

L'original magmatisme islandais soumis à la subsidence de l'île

Le magma généré par la dorsale nord-atlantique en Islande est le même que sur toutes les dorsales, soit un basalte tholéiitique primaire (MORB) issu de la fusion partielle (25 %), par décompression, du manteau supérieur lherzolitique à faible profondeur, inférieure à 30 km. Ce basalte MORB est caractérisé par une teneur en $K_2O < 0,2 \%$ (très bas) et $TiO_2 < 2 \%$. Il est généralement expulsé en Islande et sur les dorsales, assez rapidement en surface via les nombreuses failles, pour s'y exprimer sous forme d'éruptions fissurales qui concourent à l'accrétion de la croûte terrestre. En Islande, en raison de la fracturation partout présente de ces nappes basaltiques, l'eau de fonte des glaces pénètre profondément le basalte. Cette hydratation intense de la croûte en zone volcanique se manifeste par une activité géothermale importante sous forme de nombreuses sources chaudes et de geysers.

Rappelons-nous que l'épaisseur crustale en Islande est, avec ses 40 km, « d'ordre continental » ; cela s'est produit par la superposition répétée de nappes de basalte sur la croûte océanique épaisse à l'origine de 10 km seulement. Les 30 km de dépôt basaltique supplémentaires entraînent inévitablement une subsidence par effet d'équilibre hydrostatique de la pile des nappes de basalte hydraté. Le basalte hydraté redescendu peut commencer à fondre partiellement à partir de 5 km de profondeur (R. G. Trønnes) (figure 23), et créer des poches magmatiques de taille variable dans lesquelles le magma peut entrer en différenciation et former une suite magmatique :

basalte, andésite (islandite), dacite, rhyolite, qui aboutit donc aux rhyolites, quelquefois trempées en obsidiennes, que l'on observe fréquemment en Islande dans certaines coulées et en surface des tindars rhyolitiques,

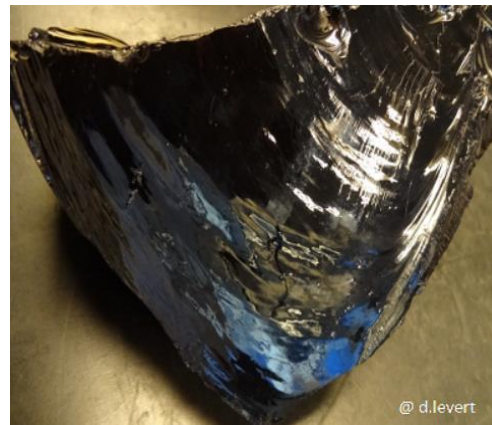
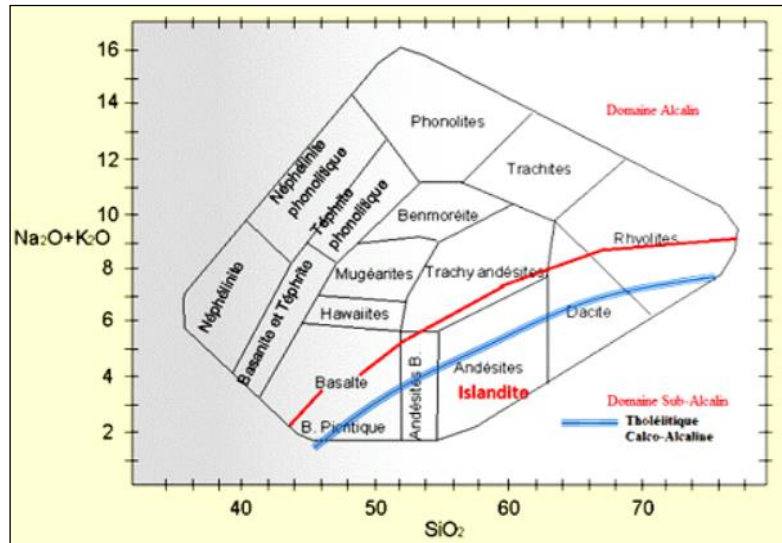


Figure 23. Diagramme TAS (Total Alcalins Silice) qui positionne la série tholéiitique des magmas d'Islande et indique le domaine de l'islandite-rhyolite sous forme d'obsidienne.

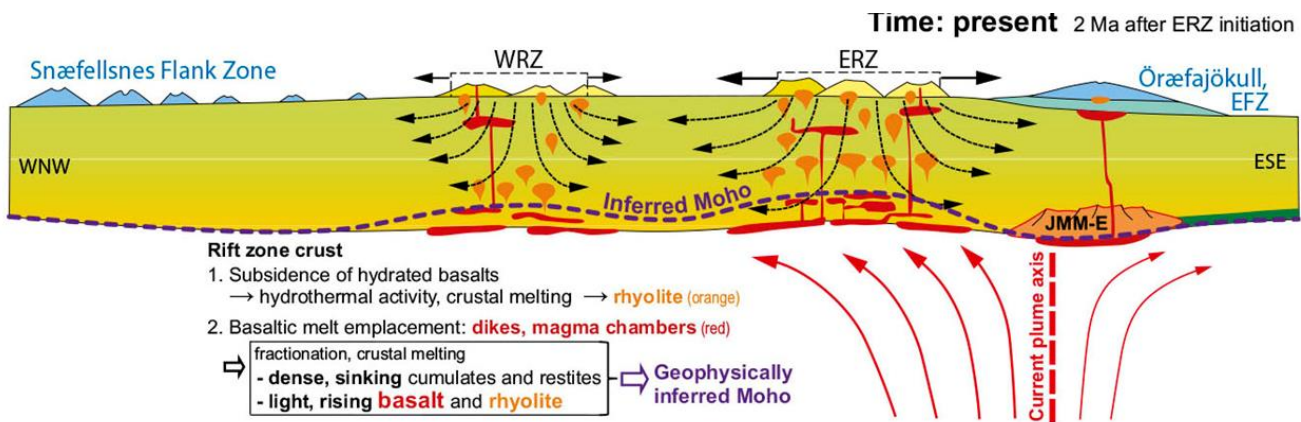


Figure 23. L'importante subsidence (flèches noires), provoquée par le très abondant apport magmatique dans les zones de rift intense, entraîne une forte subsidence des premiers magmas déjà soumis à l'hydratation. Le basalte hydraté ainsi redescendu peut alors commencer à refondre partiellement à partir de 5 km de profondeur et former des poches de différenciation magmatique pouvant conduire aux rhyolites (R. G. Trønnes).

L'islandite, découverte par Ian Carmichael (professeur à Berkeley, Californie), est une andésite tholéiitique à plagioclases, riche en fer et pauvre en calcium, montrant des labradors en lame mince qui, contrairement aux « andésites extra-islandaises », voit son taux de fer augmenter alors que sa concentration en silice augmente.

Pétrographie : rapide tour d'horizon

L'examen au microscope pétrographique de quelques laves des volcans visités et évoqués ci-dessus a été possible grâce à l'atelier de pétrologie de la SAGA, animé par notre collègue Dominique Rossier.

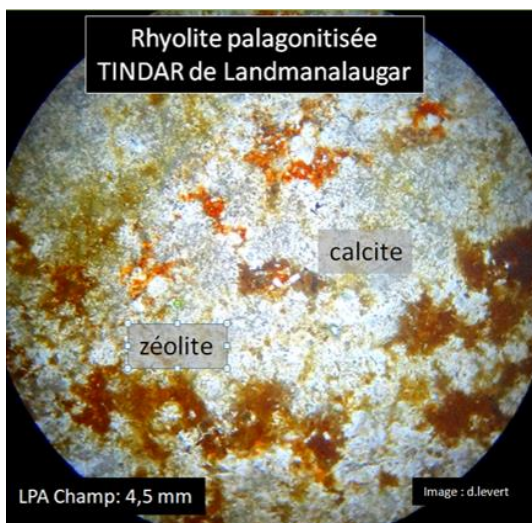
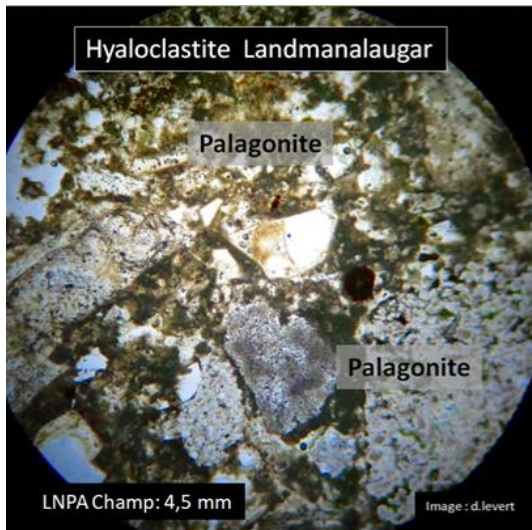
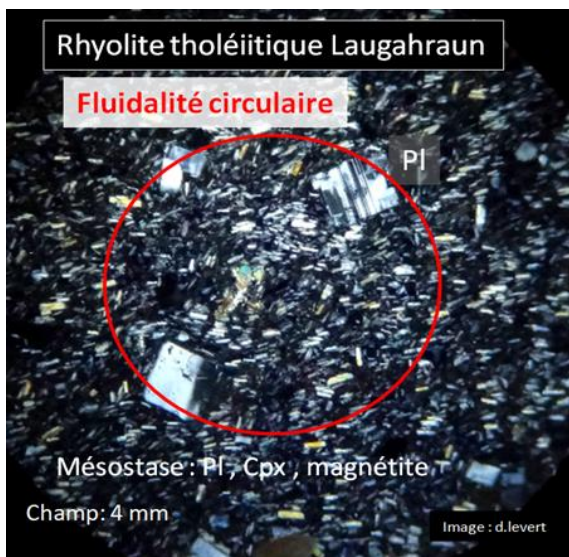


Figure 24. Basalte tholéiitique du Laki. Pas de fluidité apparente en raison de la faible viscosité de la lave. Mésostase vitrifiée ponctuée de très petits cristaux de plagioclase formés lors de la silicification rapide du magma. Phénocristaux de clinopyroxène/augite. Présence de vacuoles gazeuses et de magnétite.

Figure 26. Les très nombreux tindars couverts de hyaloclastites palagonitisées de Landmanalaugar montrent des belles couleurs pastel variant de l'orange au vert selon les degrés d'oxydation de la palagonite.



Figures 25. L'écoulement pâteux de la lave a provoqué une fluidité circulaire dans l'agencement des plagioclases.

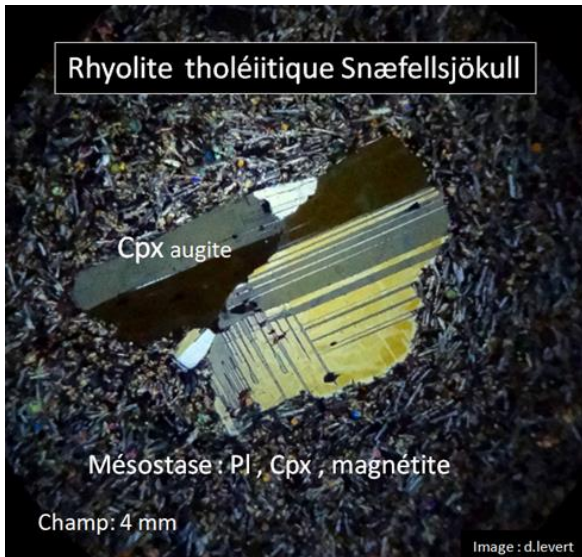
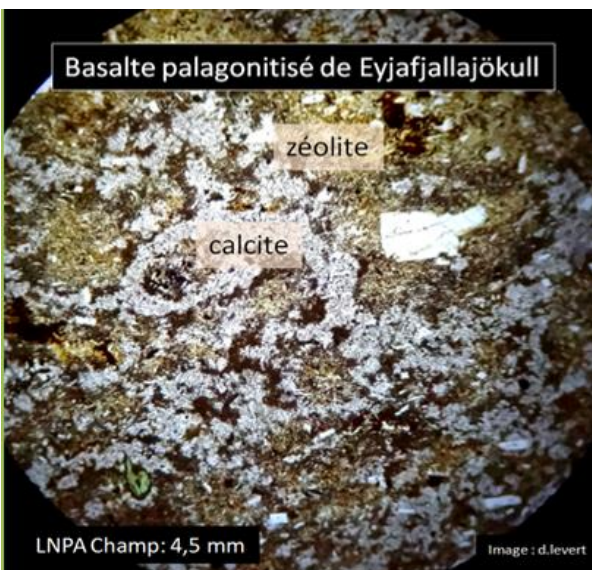


Figure 27. Phénocrystal de clinopyroxène/augite, accolé à un feldspath plagioclase montrant des macles polysynthétiques, provenant de la chambre magmatique. Matrice vitreuse saupoudrée de petits feldspaths plagioclases formés lors de la solidification de la coulée.



Conclusion

Les premiers colons norvégiens, en 874, n’ont pas attendu longtemps pour comprendre que leur nouvelle île de glace était aussi et surtout une île de feu car, en 936, le volcanisme de la faille d’Eldgjá a déversé massivement ses laves sur 50 km, jusqu’aux rivages qui les ont accueillis ; elle a libéré dans l’atmosphère des cendres agressives, certainement jusqu’en Norvège, comme a pu le faire quelque 847 ans plus tard la faille volcanique voisine du Laki. Leur effarement a certainement été total, eux qui provenaient d’un pays où le volcanisme est inexistant.

Aujourd’hui, l’Islande nous surprend encore par son étonnante originalité. Ce pays surgi au milieu des mers d’un endroit improbable, une dorsale, associé semble-t-il à un point chaud bien problématique à caractériser, se laisse déchirer en lambeaux par les innombrables failles de la tectonique des plaques planétaire depuis plus de vingt millions d’années. Les nombreux systèmes volcaniques autonomes islandais dotés d’un faisceau de failles, d’un volcan central et d’une caldera, sont une particularité rare.

L’Islande résiste et répare depuis toujours ses blessures par l’épanchement de nouvelles laves. Par sa subsidence de 30 km, elle recycle ses premiers basaltes hydratés pour les transformer par différenciation magmatique en islandite, ou même en rhyolites qui produisent de belles obsidiennes. Pendant des millions d’années, sous l’épaisse carapace de glace d’un inlandsis souvent total, l’Islande a produit des structures volcaniques extraordinaires, cachées, comme les tindars et les tuyas. Ces édifices nichent en leur cœur, là où on ne les attend pas, des laves coussinées, ces pillow lavas, qu’ils ont façonnées ici, au-dessus du niveau de la mer ! Cette activité cachée s’exprime aussi, de temps à autre, avec une puissance souvent ravageuse, en larguant les eaux diluviennes des Jökulhlaup, fils du feu volcanique et de la glace de ses glaciers gigantesques.

Voilà pourquoi l’Islande peut encore inspirer une « nouvelle saga » en 2019.

Remerciements à notre collègue Dominique Rossier, animateur de la Commission de volcanisme de la SAGA, pour ses très nombreux apports au développement de nos connaissances en géologie.

Figures 28. On note l’hétérogénéité magmatique, résultant de la reprise de poches intracrustales de basalte par des venues de basalte directement de la chambre magmatique sous-crustale (voir texte). Le basalte palagonitisé résulte de l’action prolongée de l’eau sur des tufs et échardes résultant de l’explosion du magma. En raison de la présence permanente des glaces, la palagonisation des cendres volcaniques et des brèches est très fréquente en Islande.

Cet article est tiré du compte rendu d'un voyage effectué en Islande, en 2017, que j'ai présenté lors de la réunion de la Commission de volcanisme de la SAGA en février 2018. *D.L.*

Ressources documentaires complémentaires aux observations de terrain

ZELLMER G.F., RUBIN K.H., GRÖNVOLD K., JURADO-CHICHAY Z. (2008) – On the recent bimodal magmatic processes and their rates in the Torfajökull-Veidivötn area, Iceland.
HEIER K.S., CHAPPELL B. W., ARRIENS P.A., & MORGAN J.W. (1966) – The geochemistry of four icelandic basalts (The Australian Nation. Univ., Canberra).
TUFFEN H., GILBERT J., MCGARVIE D. (1980) – Products of an effusive subglacial rhyolite eruption : Bláhnúkur, Torfajökull, Iceland.
RUSSELL J.K., EDWARDS B.R., PORRITT L., RYANE C. (2014) – Tuya : a descriptive genetic classification.
GUDMUNDSSON M.T., SIGMUNDSSON F., BJÖRNSSON H., HÖGNADOTTIR T. (2003) – The 1996 eruption at Gjalp, Vatnajökull ice cap, Iceland : efficiency of heat transfer, ice deformation and subglacial water pressure.
PEDERSEN G.B.M., GROSSE P. (2014) – Morphometry of subaerial shield volcanoes and glaciovolcanoes from Reykjanes Peninsula, Iceland: Effects of eruption environment.
FOULGER G.R. (2002) – Plumes, or plate tectonic processes? Dept of Geol. Sciences, Univ. of Durham.
FOULGER G.R., ANDERSON D.L. & NATLAND J.H. (2004) – An alternative model for Iceland and the North.

Atlantic Igneous Province.
LUNDIN E. & DORÉ T. (2018) – The Iceland “Anomaly”. An Outcome of Plate Tectonics. StatoilHydro ASA, Research Centre, 7005 Trondheim, Norway.
BOURGEOIS O., DUTEUILB O., HALLOT E. (2005) – Rifting above a mantle plume : structure and development of the Iceland Plateau.
THORDARSON T., LARSEN G. (2007) – Volcanism in Iceland in historical time : Volcano types, eruption styles and eruptive history.
STURKELL E. (1991) – Islands geologi från Tertiär till recent.
MAKIPAA H. (1978) – Petrological relations in some icelandic basaltic hyaloclastites.
BJÖRNSSON H. (2003) – Subglacial lakes and jökulhlaups in Iceland, Science Inst., Univ. of Iceland.
BRITT M., MØRK E. (1984) – Magma mixing in the post-glacial veidivjtn fissure eruption, south-east Iceland.
TRÖNNES R.G. (2015) – Geology and geodynamics of Iceland, Nordic volcanological Institute, Univ. of Iceland.
JAKOBSSON S.P. & GUDMUNDSSON M.T. (2008) – Subglacial and intraglacial volcanic formations in Iceland.
NORDDAHL H., INGOLFSSON Ó., ÍVARSSON G. (2008) – 33 IGC Excursion. Geology of Iceland.
HJARTARSON Á. (2003) – Crustal spreading in Iceland : the dilemma between spreading rate and rock age, Geological Museum, Copenhagen, and Grensásvegur 9, IS-108 Reykjavík.
TORSVIK T.H., AMUNDSEN H.E.F., TRÖNNES R.G. (2015) – Continental crust beneath southeast Iceland, PNAS.

• Les sagas islandaises :

<http://www.auboutdelaroute.fr/les-sagas-islandaises/>



Une des nombreuses langues glaciaires de la plus grande calotte de glace d'Islande, le Vatnajökull ; elle est quasiment aussi grande que la Corse et épaisse d'un kilomètre ! Cette langue est le Skaftafellsjökull, qui s'écoule vers la mer. Sous cette grande calotte de glace, cinq volcans centraux sont en activité dont le Bárðarbunga qui libère actuellement d'abondantes fontaines de lave, et le Grimsvötn actif sous la glace qui est associé aux récentes coulées du Laki.