



HAL
open science

Terre de granite

Philippe Boulvais

► **To cite this version:**

Philippe Boulvais. Terre de granite. Editions Les Oeuvres vives, 127 p., 2019, 978-2-9544664-5-3.
insu-02303226

HAL Id: insu-02303226

<https://insu.hal.science/insu-02303226>

Submitted on 10 Apr 2020

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

© Éditions les Œuvres vives, 2019
ISBN 978-2-9544664-5-3

Terre de granite

Philippe BOULVAIS

Les Œuvres vives

Granite ou granit ? Les deux orthographes existent. Mais chacune correspond à une définition propre. Granit, sans « e », réfère au matériau exploité en carrière. Granite, avec « e », est le terme que les géologues emploient pour identifier, pétrologiquement, la roche correspondante. Je suis géologue, et même si je m'intéresse à l'exploitation des matériaux naturels, j'emploie naturellement l'orthographe « granite ». Vous lirez donc « granite » tout le long de ce livre.

Le granite est une des roches les plus communes et les plus connues. Le calcaire lui fait concurrence, le schiste peut-être. Le granite a le privilège de l'antériorité. Il s'est formé dès les temps

les plus anciens de la Terre. Notre planète est née il y a 4,56 milliards d'années. Les premiers granites se sont formés vers 4,4 milliards d'années. On n'en trouve plus maintenant que des traces subtiles, et encore, sous forme de minéraux. Et aujourd'hui, on connaît des sites géologiques, géodynamiques dit-on, où des granites sont en train de se former. C'est dire si cette roche, typique de la planète Terre, a une longue histoire.

Le granite entre dans la classe des roches magmatiques. Avant d'être la roche dure, froide, solide que nous connaissons, ce fut un magma. Et pour faire un magma, il faut qu'une autre roche fonde, forme un liquide, un liquide magmatique donc. Lorsque ce liquide magmatique apparaît à la surface de la Terre, à la faveur d'une éruption volcanique, ce liquide magmatique est appelé une lave. Si ce liquide n'atteint pas la surface, qu'il est stocké en profondeur, à quelques kilomètres sous la surface, il refroidit lentement, et il cristallise en formant de beaux minéraux. C'est le cas du granite : liquide magmatique généré dans les profondeurs terrestres, à quelques dizaines de kilomètres en l'occurrence, il migre au sein de la croûte continentale, puis se solidifie sous forme de cristaux de quartz, de feldspath ou de micas.

Mais si les granites cristallisent en profondeur, pourquoi et comment en observe-t-on à la surface des continents? Les effets de l'érosion ! La surface des continents est continûment soumise aux outrages du temps et du climat. Il pleut, il neige, il vente, les roches sont altérées. Et si des pentes existent, les ruisseaux et rivières qui drainent ces pentes entraînent avec eux des particules fines, résultat de l'altération des roches. La surface des continents s'érode ainsi, et les roches situées en profondeur viennent à l'affleurement, après quelques dizaines de millions d'années. Les granites du sud de la Bretagne ont cristallisé en profondeur il y a 300 millions d'années, et depuis, grâce à l'érosion, on peut les observer de Ouessant à Fougères, du Huelgoat à Quiberon.

Le granite a été exploité de tous temps. En Bretagne Sud, les menhirs de Carnac furent taillés dans du granite, les jolies maisons de la Roche Bernard sont construites de granite, beaucoup des croix de chemin sont en granite. Le granite sert à tout ! Et les éléments chimiques présents dans le granite constituent aussi une ressource économique. Une part importante du lithium utile à nos batteries électriques provient du granite ; l'uranium, qu'on utilise encore et toujours dans nos centrales

nucléaires, a été exploité dans des gisements associés à des granites ; l'étain, métal d'usage quotidien, est exploité depuis des millénaires, depuis l'âge du bronze. Dans le passé comme dans le futur, les ressources associées au granite ont été et seront exploitées par l'homme.

Les processus magmatiques qui donnent naissance aux granites, l'érosion qui aboutit aux paysages caractéristiques des régions granitiques, les ressources économiques que nous tirons des granites sont autant d'aspects détaillés dans ce livre. Parce que je suis breton, géologue à l'Université de Rennes 1, beaucoup des exemples que je prendrai viennent du Massif armoricain. Non pas par chauvinisme exacerbé - quoique - mais parce que c'est la région géologique que je connais le mieux, pour y avoir fait mes classes, et pour continuer d'y travailler, notamment sur des questions scientifiques portant sur les granites, toujours d'actualité. Le lecteur breton, de naissance ou de cœur, y trouvera un intérêt supplémentaire peut-être, le lecteur autre y connaîtra un peu mieux les particularismes de notre région, terre de granite.

Une roche magmatique

La Terre est magmatique

Le granite est une roche magmatique, formée par des processus dits magmatiques justement. La Terre elle-même peut être considérée comme une roche magmatique. On ne le sait pas toujours, mais à son origine, la Terre fut en effet entièrement fondue, gigantesque boule de magma. Le système solaire s'est formé à partir d'un nuage interstellaire constitué de gaz et de micropoussières, le nuage protosolaire. Il y a environ 4,6 milliards d'années, quelque part dans la Voie Lactée, une étoile géante arrivée en fin de vie a explosé, ce qu'on appelle une supernova. Les ondes fabuleuses émises par cet

événement incommensurable se sont propagées dans l'espace, jusqu'à venir interférer avec le nuage protosolaire. Ce nuage s'est alors déstabilisé, a commencé à s'effondrer sur lui-même, s'est mis en rotation autour d'un point central, qui deviendra le Soleil. Près de 99% de la masse originelle du nuage protosolaire et des éléments apportés par les ondes émises depuis la Supernova, se retrouve au sein du Soleil. Les planètes que nous connaissons, leurs satellites, les astéroïdes ne constituent à eux seuls qu'à peine 1% de la masse du système solaire. Et avec ça, la Terre est considérée comme une petite planète, comparée aux géantes que sont Jupiter ou Saturne. C'est dire si nous sommes peu de chose...

Le nuage protosolaire s'effondre donc, s'aplatit comme un disque, et si l'essentiel de la matière se ramasse au sein du Soleil, quelques constituants restent en orbite autour du Soleil, dans un plan connu sous le nom de plan de l'écliptique. Je ne parle pas là de constituants sous forme de particules solides, car à ce stade d'effondrement, ce sont des gaz. Les températures mises en jeu sont telles que tous les éléments chimiques, même les plus réfractaires comme le titane ou l'aluminium, sont volatilisés, sous forme de gaz donc. Progressivement, la température dans

le disque autour du Soleil diminue. Les éléments gazeux se condensent alors, s'agglomèrent les uns aux autres, et commencent à former des particules. Certaines de ces particules sont solides, d'autres sont liquides. Difficile à imaginer sans doute... Mais c'est un processus que nous expérimentons au fil des ans. En hiver, lorsque l'eau atmosphérique (autrement connue comme l'humidité de l'air) condense sur une surface froide, le pare-brise de votre voiture par exemple, du givre se forme. Et le givre n'est autre que de l'eau solide, des microglaçons. En revanche, à l'automne ou au printemps, lorsque cette même eau atmosphérique condense, elle forme une jolie rosée, microgouttelettes d'eau liquide drapant les toiles d'araignées qui barrent les chemins forestiers. Au cours du refroidissement du disque solaire, les microparticules formées par condensation sont donc liquides ou solides. L'étude de certaines météorites, les chondrites, apporte des éléments clés à la compréhension de cette histoire. En effet, parmi les 30 000 tonnes de météorites qui tombent encore aujourd'hui par an sur Terre, certaines se sont formées par l'agglomération des particules au moment du refroidissement du disque solaire. On y observe par exemple de petites billes, de quelques millimètres de diamètre, constituées

pour partie de verre magmatique, donc d'anciennes microgouttelettes de magma, aujourd'hui figées. Ces météorites formées il y a 4,56 milliards d'années ont depuis erré dans le système solaire, dans la ceinture d'astéroïde en l'occurrence, et à la faveur de chocs qui s'y déroulent, en sortent et par le hasard des choses, viennent heurter la surface de la Terre.

Les particules s'agglomèrent dans le disque solaire. Certaines deviennent rapidement plus grosses que d'autres, et gloutonnes, grossissent encore plus vite. Plus elles sont grosses, plus la chance d'attraper une autre particule augmente. Puis à partir d'une certaine masse, ces particules, devenues maintenant des bolides, des météores, voire des planétésimaux (petites planètes), développent un champ de gravité suffisant pour attirer les particules plus petites.

La proto-Terre, de même que les sept autres planètes, est l'une de ces particules anciennes qui a grossi plus vite que les autres. Dans la séquence de refroidissement du disque solaire, les chocs entre particules deviennent de plus en plus violents, tout simplement parce que les tailles des corps impliqués augmentent. Les énergies augmentent d'autant, $E=mc^2$ comme a dit Albert. Au moment du choc,

cette énergie, liée à la masse et au carré de la vitesse, est transformée en grande partie en chaleur. Frappez dans vos mains. Plusieurs fois. Encore. Vous constatez qu'elles chauffent. Eh bien vous êtes en train de vérifier qu'une partie de l'énergie associée au déplacement de vos avant-bras se transforme en chaleur lors du choc entre vos paumes. Vous noterez également, à moins d'une surdité malheureuse, que ce choc émet du bruit. Une autre part de l'énergie est dissipée sous formes d'ondes, sonores.

La proto-Terre est donc sujette à de multiples collisions, et d'autant plus qu'elle grossit en amalgamant les bolides qui la percutent. À chaque collision, une importante chaleur se dégage. Rapidement, en quelques centaines de milliers d'années, la Terre est tellement chauffée par ces collisions multiples qu'elle fond, entièrement encore. Pour tout dire, une autre source de chaleur aide à fondre la Terre. Elle provient de la radioactivité de certains éléments, formés dans la supernova qui a inséminé le nuage protosolaire, et dont la période de demi-vie radioactive est courte. Ces éléments, tel l'aluminium 26 (^{26}Al), se désintègrent donc vite, et chaque désintégration d'atome libère un peu de chaleur, qui s'accumule dans les roches. Et de l'aluminium 26, beaucoup s'en est formé dans la

supernova. Donc beaucoup de chaleur radioactive s'est accumulée dans les protoplanètes, comme la proto-Terre.

La Terre a fondu. Partant, on peut dire que la Terre est une roche magmatique : à partir de constituants gazeux, puis solides et liquides, elle s'est transformée en un liquide magmatique. Quelques millions d'années à peine après l'effondrement du nuage protosolaire, la Terre primitive est une boule de magma errant autour du Soleil, dans un environnement hostile, plein de bolides interplanétaires, qui participent néanmoins à la croissance de notre planète. Un de ces bolides, gros comme la planète Mars, est venu heurter la Terre environ soixante millions d'années après sa naissance. L'immense nuage de particules soulevé par cette collision dantesque s'est mis en orbite autour de la Terre, et s'est progressivement aggloméré pour donner naissance à la Lune.

Aujourd'hui, la Terre est solide. Toute ? Non ! Au cœur de notre planète, il existe un réservoir entièrement liquide... Là encore, difficile à imaginer. Héritiers d'une longue histoire scientifique, nous connaissons assez bien maintenant la composition chimique, la constitution, de notre planète. Les géophysiciens étudient les ondes émises par les

séismes (une partie de l'énergie libérée dans un séisme se dissipe sous forme de chaleur, une autre partie sous forme d'ondes, un peu comme vos mains tout à l'heure...). Ces géophysiciens ont observé que certaines ondes ne parvenaient pas à traverser une couche interne de la terre, sise entre 2 900 et 5 100 kilomètres de profondeur, le centre de la Terre se trouvant à 6 370 kilomètres. Et ces ondes, dites de type « S », ont pour particularité de ne pas se propager dans les liquides. CQFD : entre 2 900 et 5 100 kilomètres, la Terre est liquide. D'autres géophysiciens, collègues des premiers, ont alors calculé que cette couche liquide a globalement la même composition que le noyau solide, qui se trouve à l'exact centre de la planète : alliage de fer et de soufre, il contient aussi du nickel, et tout autre élément qui s'allie facilement au fer ou au soufre, comme l'or (vous déduirez ainsi que la plus grande réserve d'or sur Terre se trouve au centre de la planète, ressource inaccessible...). Et les pétrologues, collègues des géophysiciens, ont alors proposé sur la base d'expériences en laboratoire et d'observations sur le terrain que le noyau métallique terrestre s'était formé en se séparant du reste de la planète quand celle-ci était entièrement liquide, au tout début de son histoire : si on fond un composé

de même constitution que la Terre, on obtient deux liquides magmatiques qui ne se mélangent pas (un peu comme l'huile et l'eau). L'un de ces liquides est ferreux et sulfuré, l'autre est silicaté, riche en silicium et oxygène. Le premier étant deux fois plus dense que le premier, il coule. Le noyau terrestre s'est formé parce que la Terre, entièrement fondue, a vu l'un de ces constituants, le liquide magmatique ferreux et sulfuré, couler en son centre. Et cela s'est fait au cours des trente premiers millions d'années de l'histoire de la planète.

Depuis la Terre s'est refroidie. Le liquide silicaté a cristallisé en masse, devenant le manteau terrestre. Le liquide central, ferreux et sulfuré, n'a en revanche pas encore complètement cristallisé. Le noyau central, graine solide, croît aux dépens du noyau externe liquide, lentement d'ailleurs car le refroidissement est nécessairement lent au centre de la Terre, isolé du froid interplanétaire par le manteau terrestre, justement. La cristallisation incomplète du noyau nous laisse en tout cas un océan magmatique ferreux et sulfuré, plusieurs milliers de kilomètres sous nos pieds, témoin de l'état magmatique liquide que fut celui de la Terre à ses débuts.

Les premiers granites

Trente millions d'années après sa naissance, le noyau métallique et le manteau rocheux de la Terre se sont individualisés. Quelques dizaines de millions d'années plus tard, le manteau terrestre est cristallisé. S'il n'est pas liquide, il est visqueux parce qu'encore très chaud, et ce malgré sa densité élevée, d'environ cinq. Un mètre cube de ce manteau « pèse » cinq tonnes. Sa composition est celle d'une roche connue comme une péridotite. Riche en silicium, magnésium et oxygène, avec aussi un peu de fer (tout le fer terrestre n'est pas descendu au centre de la planète, dans le noyau), une péridotite est très différente d'un granite, constitué de silicium et d'oxygène certes, mais aussi d'aluminium, de calcium et d'éléments alcalins (sodium et potassium). Comment alors ont pu se former des granites dès 4,4 milliards d'années, soit à peine cent cinquante millions d'années après la naissance de la planète ? Et puis, comment sait-on que des granites se sont formés à cette période, puisque seules des traces infimes subsistent, sous formes de cristaux isolés ? Voilà des questions bien difficiles...

Si le manteau terrestre a cristallisé entièrement au début de l'histoire de la planète, peu après l'épisode de fusion totale, il est resté chaud. Aujourd'hui encore, la température au centre de la planète est d'environ 5000°C. À la base du manteau, vers 2 900 kilomètres de profondeur, la température est de l'ordre de 3 000°C. Les règles de la thermodynamique, les « principes », nous informent que si un corps est chaud, il perd sa chaleur au profit de son environnement plus froid. La Terre perd ainsi progressivement sa chaleur interne. C'est la raison pour laquelle le manteau a cristallisé. Mais la Terre n'a pas perdu toute sa chaleur. Et aujourd'hui, la température augmente avec la profondeur selon un gradient de 30° par kilomètre. À dix kilomètres de profondeur au sein de la croûte continentale, il fait 3 00°C.

Une partie de la chaleur accumulée lors des chocs qui ont prévalu à la naissance et la croissance de la Terre n'a pas encore été dissipée. Autre source de chaleur interne, la radioactivité de certains éléments, comme le potassium. Sa longue période de demi-vie implique qu'il reste beaucoup de cet élément dans la Terre, donc beaucoup de chaleur d'origine radioactive associée. Enfin, le noyau central, la graine, cristallise progressivement

aux dépens du noyau externe liquide. Cette transformation de l'état liquide en état solide s'accompagne d'une libération de chaleur, dite chaleur latente de cristallisation. Coulez une dalle de ciment ; lorsque ce ciment cristallise, ça chauffe : une chaleur latente de cristallisation se dégage, magie de la thermodynamique. La Terre continue donc d'évacuer sa chaleur aujourd'hui. Et à ses débuts, elle en évacuait encore plus.

La chaleur interne est évacuée par la surface de la planète, en contact avec l'espace interplanétaire plus froid. Deux processus physiques sont à l'œuvre pour obéir à ces lois de la thermodynamique, dont on notera au passage l'étymologie : thermo (chaleur), dynamique (mouvement). Tout est dit. Le mouvement de chaleur du centre vers l'extérieur de la planète se fait d'abord par diffusion. Si vous chauffez l'extrémité d'une tige métallique que vous tenez par l'autre extrémité, au bout d'un certain temps, comme dirait l'autre, vous sentez la température augmenter à l'extrémité que vous tenez. Cette augmentation de température est due à la diffusion de chaleur au travers de la tige. L'autre processus à l'œuvre est le déplacement de matière des zones chaudes vers des zones plus froides. Prenez une casserole et faites y chauffer de l'eau (vous

pouvez attendre la fin de la lecture de ce chapitre...).

Si vous êtes équipé normalement, vous chauffez par en-dessous. La température augmentant dans la casserole, vous voyez apparaître des mouvements d'eau, des courants. Et avant l'ébullition, vous voyez que ces mouvements s'accélèrent. Une observation fine du processus vous permettra de constater que ces courants sont cohérents, qu'il y a des zones de montée d'eau, et des zones de descente. À vrai dire, ce sont les eaux chaudes du fond de la casserole qui remontent, et ce mouvement est balancé par le mouvement descendant des eaux de la surface de la casserole, plus froides et plus denses. Ces courants de convection permettent ainsi de refroidir l'eau de votre casserole, pour satisfaire aux principes de la thermodynamique. En passant, si vous voulez faire bouillir votre eau plus vite, posez un couvercle sur votre casserole, l'évacuation de la chaleur dans l'espace froid de votre cuisine sera plus difficile, et l'eau chauffera plus efficacement. L'expérience est encore plus spectaculaire à la cuisson des confitures. Observer les mûres ou les fraises monter en grappes à la surface de la bassine en cuivre, puis descendre par paquets sous la mousse rosée de surface est un ravissement. Ou comment la thermodynamique s'applique à la cuisson des pâtes ou de la confiture.

À l'échelle de la Terre, énorme chaudron où la chaleur est concentrée vers le cœur de la planète, le mécanisme le plus efficace n'est pas la diffusion, mais le mouvement de matière, par l'instauration de courants de convection d'échelle planétaire. Le manteau terrestre, après sa cristallisation en masse, reste très chaud et visqueux. Chauffé à sa base par la chaleur latente de cristallisation dégagée par la cristallisation progressive du noyau terrestre, il est animé de courants mantelliques de convection, comme dans la casserole. Les zones mantelliques profondes, chaudes, montent vers la surface ; les zones de surface, plus froides s'enfoncent dans le manteau.

Ce sont les zones ascendantes qui nous intéressent d'abord pour la genèse de roches magmatiques. Lorsque le matériel mantellique monte, la pression exercée par les roches qui sont au-dessus diminue. Pour peu que cette montée soit rapide, aux échelles de temps géologiques il en va de quelques centimètres par an, la pression diminue rapidement, mais la température de ce corps chaud diminue peu : on assiste à une décompression adiabatique, sans perte importante de chaleur. En arrivant près de la surface, ce manteau toujours chaud donc, n'est plus soumis qu'à des pressions faibles.

Vers cent à deux cents kilomètres de profondeur, ce relâchement de pression à température élevée est tel que la roche mantellique commence à fondre, partiellement, et donne naissance à des liquides magmatiques. À ces profondeurs, la péridotite a une densité d'environ 3,3 (valeur plus faible qu'à des profondeurs plus élevées, chose qu'on comprend en considérant qu'en diminuant la pression le matériel se détend). Les liquides magmatiques formés ont, eux, une densité de 2,7, significativement plus faible (20% plus faible environ). Ces liquides ont alors tendance à s'extraire de leur source solide, le résidu de la fusion partielle, poussés vers le haut par Archimède. Un glaçon est moins dense que l'eau à partir de laquelle il prend naissance, et il flotte. Les liquides formés par fusion partielle sont moins denses que la roche dont ils sont issus, et ils remontent. Et si la production de liquide est importante, peut-être parce que la remontée de matériel mantellique est rapide ou parce que la quantité de matériel mantellique est importante, les liquides magmatiques peuvent atteindre la surface pour donner naissance à des éruptions volcaniques. Il faut aussi bien sûr que le magma soit suffisamment fluide pour circuler rapidement dans les roches sus-jacentes, sinon il cristalliserait en profondeur, perdant sa chaleur rapidement au contact de ces

roches, peu profondes et donc plus froides. C'est exactement ce qui arrivera au granite, magma très visqueux qui se figera dans les profondeurs de la croûte terrestre.

Aujourd'hui, ce processus de remontée mantellique est à l'œuvre sous Hawaï, archipel formé par l'empilement de laves sur près de dix kilomètres d'épaisseur ! On estime que pour former les laves d'Hawaï le manteau sous-jacent subit une fusion partielle de l'ordre de 20% : pour une tonne de péridotite chaude et visqueuse qui remonte depuis la base du manteau terrestre, on forme deux cents kilogrammes de lave. Ces laves sont des basaltes, et ce furent les premières laves émises à la surface de la Terre primitive, après que celle-ci se fut solidifiée. Hawaï donne une idée du processus de formation des laves basaltiques au début de l'histoire de la Terre.

Comment se forment alors les granites primitifs, ceux datés à 4,4 milliards d'années, dans ce cadre où il n'est question que de basaltes ? Lorsque les laves basaltiques anciennes se sont émises à la surface de la Terre, celle-ci était recouverte d'un océan, assez proche de celui qu'on connaît aujourd'hui. Il était simplement un peu plus chaud.

La terre était plus chaude, l'océan aussi. Logique. Des températures de près de 80°C sont estimées. Les crevettes, qui n'existaient pas encore à l'époque, auraient cuit... Les laves basaltiques s'épanchent donc à la base de cet océan primitif. Forcément, ces laves interagissent avec l'eau et s'en trouvent altérées. Les transformations minéralogiques associées sont fort complexes, et je ne les décrirai pas ici. Simplement, le résultat principal est que les minéraux formés lors de cette interaction entre eau et basaltes sont des minéraux hydratés, proches en nature des argiles.

Les laves désormais refroidies, figées sous forme de coulées massives, sont des roches dures, contenant une quantité d'eau importante, contenue dans la structure des argiles. On peut estimer que cent kilogrammes de roche altérée contiennent environ dix kilogrammes d'eau. Il en va ainsi pour tous ces basaltes primitifs. Si vous avez bien suivi le processus de convection décrit plus haut, vous comprenez alors que le devenir de ces roches de surface est de s'enfouir vers les profondeurs, pour compenser la remontée de roches chaudes du manteau (les fraises refroidies en surface de votre baignoire en cuivre descendent par paquets). Au cours de leur descente, selon des modalités

physiques encore débattues dans la communauté scientifique, au moins pour les temps très anciens où la Tectonique des plaques n'était pas le cadre de ces mouvements géologiques de montée et de descente à l'échelle du manteau terrestre, les roches basaltiques hydratées s'échauffent. La température étant plus élevée vers le centre de la Terre, si une roche descend dans le manteau, elle rencontre des températures plus élevées, et donc, elle chauffe. Assez vite, c'est-à-dire à quelques dizaines de kilomètres de profondeur, les roches basaltiques hydratées atteignent des températures de plusieurs centaines de degrés Celsius. Et vers 800 - 1000°C, elles commencent à fondre, d'autant plus facilement d'ailleurs que leur teneur en eau (10%) facilite cette fusion. À nouveau, cette fusion n'est pas totale, il s'agit encore d'une fusion partielle. Et là, le liquide magmatique produit est de composition granitique ! La densité de ces liquides granitiques (2,4) est, la nature est bien faite, inférieure de 20% encore environ à celle des fractions de basaltes non fondus et des péridotites environnant le tout (densité globale proche de trois). Ces liquides granitiques migrent ainsi vers la surface de la terre, poussés par les principes d'Archimède encore. Parce que plus visqueux que les basaltes, les liquides

granitiques atteignent rarement la surface de la terre. Ces granites primitifs ont alors, comme les équivalents modernes, cristallisé en profondeur, à quelques kilomètres sous la surface terrestre. Les jalons des premiers continents étaient posés. L'accumulation progressive de liquides granitiques, selon des modalités toujours discutées au sein de la communauté scientifique, a donné naissance à des continents émergés. L'action conjuguée des vents et de la pluie sur ces terres émergées a alors contribué à leur érosion, et à la mise à l'affleurement des premiers granites.

La datation des granites

Des premiers granites, il ne reste rien. Ou si peu, quelques grains isolés. Ces minéraux parvenus jusqu'à nous, minéraux parmi les plus résistants, sont des zircons. Le zircon est un silicate de zirconium. En tant que tel, il est constitué principalement de silicium et d'oxygène, ces deux atomes formant l'armature cristallographique des minéraux que sont les silicates ; le zirconium complète l'assemblage. Certains minéraux sont des

carbonates, à armature de carbone et d'oxygène, d'autres encore sont des phosphates, à charpente de phosphore et d'oxygène ; la liste des familles de minéraux est longue... Le zircon, donc, est un silicate, où des atomes de zirconium se sont insérés dans la charpente de silicium et d'oxygène. Ponctuellement, parce que leur taille le leur permet, autant que leur potentiel électrique, des atomes d'uranium remplacent des atomes de zirconium. La structure du minéral n'en est que très peu modifiée, et le tout reste très stable, très dur, très résistant. Or, l'uranium est un atome radioactif. À vrai dire, il existe plusieurs sortes d'atomes d'uranium, appelés isotopes (iso « même », tope « lieu » ; les isotopes occupent la même case, le même lieu, dans la classification périodique des éléments, initiée par Mendeleïev à la fin du XIXe siècle), ne se distinguant les uns des autres que par le nombre de neutrons que l'on trouve dans leur noyau. Les deux espèces les plus fréquentes sont l'uranium 235 (^{235}U) et l'uranium 238 (^{238}U). Il s'avère que chacun de ces deux isotopes est radioactif. Les atomes d'uranium sont instables et se désintègrent en d'autres atomes, qui eux-mêmes sont radioactifs, et les descendants de ces derniers le sont aussi. On a là une véritable chaîne de désintégrations radioactives.

En fin de chaîne, on trouve du plomb, qui lui est non radioactif. Ainsi, l'uranium 235 se transforme, le temps passant, en plomb 207 ; l'uranium 238 se transforme en plomb 206. Lorsqu'un zircon cristallise dans un magma granitique, s'il incorpore un peu d'uranium par substitution au zirconium, il ne contient pas de plomb : les atomes de plomb sont trop gros pour être acceptés par la structure du zircon. Le plomb s'insère en revanche assez facilement dans la structure des feldspaths, minéral le plus abondant des granites. La situation est assez simple : au moment de sa cristallisation, un zircon contient de l'uranium et aucun atome de plomb. Avec le temps, des atomes d'uranium se désintègrent et se transforment en atomes de plomb. Donc, plus le temps passe, plus il y a de plomb, et moins il y a d'uranium. Les règles de la radioactivité étant ce qu'elles sont, établies par les physiciens nucléaires, il faut 4,47 milliards d'années pour que la moitié des atomes d'uranium 238 présents dans un zircon se désintègre en plomb 206. Si d'une roche, vous extrayez des cristaux de zircon, il vous suffit alors de mesurer l'abondance des atomes d'uranium, l'abondance des atomes de plomb, et vous pouvez déduire le temps écoulé depuis la cristallisation du dit zircon. Et comme

le zircon a cristallisé dans un magma granitique, l'âge du zircon est aussi l'âge de cristallisation du magma granitique. Le granite est daté ! Simple à dire, le faire l'est moins ; c'est une affaire de spécialistes, les géochronologues, qui n'ont de cesse d'améliorer les techniques dédiées à cette ambition qu'est la datation des roches et des événements géologiques, tels que la cristallisation d'un granite.

En Australie, dans les Jack Hills (les collines de Jack, vraisemblablement un vieux chercheur d'or), des géologues ont extrait des zircons de grès très anciens. Les grès sont des roches sédimentaires, principalement constituées de quartz, et qui contiennent localement des grains plus rares comme des zircons justement.

Les géochronologues ont appliqué la méthode de datation dite uranium-plomb exposée ci-dessus, à ces grains de zircon. Le zircon étant dur et résistant, l'érosion du granite dont il est issu, la sédimentation au sein de la masse sableuse, le durcissement de ces sables sous forme de grès n'ont aucun effet sur l'uranium et le plomb contenus dans le zircon. Ils ont ainsi obtenu un âge de 4,4 milliards d'années. Cet âge est donc interprété comme l'âge de la cristallisation de ces minéraux

; le liquide granitique à partir duquel ces zircons ont cristallisé a donc lui-même cristallisé à cet âge. Les plus vieux granites connus sur Terre sont donc vieux de 4,4 milliards d'années. Ceci dit, la course est lancée : plus d'un géochronologue espère trouver un jour des zircons encore plus vieux ; il en repousserait d'autant l'âge des premiers granites, l'âge des premiers continents. Peut-être l'âge des premiers océans également. C'est en effet par des analyses chimiques très fines de ces zircons de 4,4 milliards d'années qu'on a réussi à identifier les premières traces d'eau liquide sur Terre.

La tectonique des plaques, cadre des granites modernes

Aujourd'hui, la géologie du monde se comprend dans le cadre de la Tectonique des plaques. La surface de la Terre est constituée d'une couche rigide, dure, qui isole de l'extérieur les grands mouvements de montée et de descente du manteau terrestre visqueux, mouvements de convection qui permettent à la Terre d'évacuer sa chaleur

interne. Cette couche rigide, la lithosphère, est un peu la pellicule de crème qui se forme à la surface d'une casserole de lait chaud en train de refroidir. La lithosphère comprend la croûte terrestre, de nature continentale sur les continents et de nature océanique sous les océans, et la partie supérieure, rigide, du manteau sous-jacent. La lithosphère, donc, n'est pas une couche uniforme ; elle est fragmentée en grandes plaques lithosphériques, qui bougent les unes par rapport aux autres. C'est la tectonique des plaques. Comme la surface de la Terre est constante, l'écartement de deux plaques, comme au centre de l'Atlantique, est compensé ailleurs par le rapprochement d'autres plaques : c'est le cas à l'ouest du Pacifique où la plaque pacifique plonge sous les plaques australienne et eurasienne (dans les zones de subduction du Pacifique ouest), ou bien en Himalaya et au Tibet où la plaque eurasienne et la plaque indienne entrent en collision. Les granites modernes, par opposition aux plus vieux granites dont il fut question plus haut, se forment à certaines limites de plaques lithosphériques, les zones de subduction et les zones de collision.

À son origine, la Terre a été liquide. Par refroidissement, son manteau a cristallisé rapidement, son noyau ne l'est pas encore totalement.

L'instauration d'une couche lithosphérique est aussi le résultat de ce refroidissement séculaire : cette couche rigide de surface, épaisse de cent à trois cents kilomètres suivant les endroits, se développe à mesure que la Terre se refroidit. Les travaux scientifiques les plus récents positionnent l'instauration d'une tectonique des plaques, selon des modalités proches de celle qu'on connaît aujourd'hui, vers -3 milliards d'années, soit 1,5 milliards d'années après la naissance de la Terre. Les granites modernes font leur apparition sur Terre il y a donc trois milliards d'années environ.

Les conditions de la fusion partielle à l'origine des magmas granitiques se rencontrent dans deux sites géodynamiques particuliers, tous deux correspondant à des limites de plaques lithosphériques en convergence. Dans les zones de subduction, une plaque d'affinité océanique plonge sous une autre plaque, d'affinité océanique ou continentale. Dans les zones de collision, deux plaques continentales s'affrontent. À chaque fois, des reliefs sont créés, ce sont respectivement et par exemple les Andes et l'Himalaya. L'érosion y est donc très active, par d'intenses glissements de terrains et par les puissants torrents montagneux. Les roches profondes apparaissent en surface par

le jeu de cette érosion. Les chaînes de montagne laissent apparaître leur cœur granitique.

Dans les zones de subduction, la plaque d'affinité océanique plonge sous une autre plaque, simplement parce qu'elle est plus dense. La différence de densité entre la lithosphère océanique et la lithosphère continentale est visible grâce au relief de la Terre : les continents sont émergés, la croûte océanique sous l'eau. La croûte continentale, essentiellement granitique est moins dense que la croûte océanique, essentiellement basaltique. La lithosphère continentale qui contient dans sa partie supérieure la croûte continentale flotte donc plus et mieux sur le manteau que la lithosphère océanique. Lorsqu'une plaque lithosphérique océanique se rapproche d'une plaque continentale, elle plonge sous celle-ci (à des vitesses géologiques, quelques centimètres par an), et s'enfonce dans le manteau sous-jacent, sur plusieurs centaines de kilomètres de profondeur. Ce faisant, elle garde son intégrité physique. Les roches qui la constituent sont néanmoins soumises à des augmentations de pression et à des augmentations de température (vous l'avez compris, plus on s'enfonce dans la Terre, plus la température est élevée). Les roches de la croûte océanique sont des basaltes, qui, au moment

de leur épanchement au fond des océans, au niveau des dorsales océaniques, ont interagi avec l'eau de mer. Ils ont donc subi une altération, comme leurs congénères des temps primitifs, et s'en trouvent hydratés. Au cours de la subduction, ces roches basaltiques hydratées sont chauffées, et localement, subissent une fusion partielle, générant des liquides granitiques, lesquels montent vers la surface selon les forces d'Archimède. Un autre devenir de ces roches basaltiques est de se déshydrater simplement au cours de leur chauffage dans la subduction ; les minéraux hydratés des basaltes se transforment en d'autres minéraux, anhydres, comme le grenat. L'eau ainsi libérée des minéraux qui la contenaient, les argiles notamment, monte alors vers la surface, et vient hydrater le coin de manteau situé entre la plaque qui subducte et la plaque qui chevauche. Figurez-vous ce coin de manteau : en positionnant vos mains l'une face à l'autre, horizontalement à hauteur de regard, faites glisser la main droite sous la main gauche, avec un plongement de 45° environ. Les doigts de votre main gauche glissent sur le dos de la main droite, et entre vos deux mains se dessine un triangle, c'est le coin de manteau, constitué donc de matériel initialement sis sous votre main gauche. C'est ce manteau, de composition

péridotitique, qui est infiltré par les eaux de déshydratation de la plaque qui subducte, votre main droite. Et là, les pétrologues nous apprennent que la température de fusion de la péridotite est abaissée si on lui ajoute de l'eau. Cette péridotite fond alors partiellement, et génère des liquides magmatiques, intermédiaires en composition entre des liquides basaltiques et des liquides granitiques. Dans tous les cas, fusion partielle de la croûte basaltique hydratée ou fusion partielle du coin de manteau, des liquides granitiques se forment. Bien sûr, dans le détail, ces liquides diffèrent les uns des autres ; c'est l'une des raisons pour lesquelles les granites que nous connaissons présentent autant de différences d'aspect et de couleur.

Dans les zones de collision continentale, de grandes failles permettent à l'une des plaques de s'enfoncer sous l'autre. Mais comme il s'agit d'une plaque continentale peu dense par rapport au manteau, elle ne s'y enfonce pas, elle se plaque sous l'autre. Imaginez alors ce qui va se passer lorsque la plaque africaine entrera en collision avec la plaque eurasiennne, dans quelques millions d'années. Disons que la première se plaquera sous la seconde. Les roches de la surface africaine vont donc s'enfouir sous la plaque eurasiennne. Et beaucoup

de ces roches sont des sédiments, riches en argiles, en sables, en débris variés. Même sans s'enfoncer dans les profondeurs mantelliques, simplement en se plaquant sous la plaque eurasienne, ces roches vont se réchauffer, elles qui pendant des millions d'années ont été à la surface des continents. Là encore, parce qu'elles contiennent des minéraux hydratés, ces ensembles rocheux peuvent monter suffisamment en température pour commencer à fondre. Et je vous le donne en plein, la nature de ces liquides magmatiques sera granitique ! Ces liquides granitiques ont une composition différente de ceux formés dans les zones de subduction. Ils participent ainsi à la grande variété de granites reconnue aujourd'hui à la surface de la Terre.

En Bretagne, ou dans le Massif Armoricaïn plus exactement - mon chauvinisme accepte l'extension -, nous avons deux ensembles de granites formés chacun dans les cas décrits précédemment. Les granites du triangle Dinan – Vitré – Vire, en passant par le Mont St Michel, se sont formés il y a 580 à 540 millions d'années, alors qu'une large zone de subduction régissait la dynamique de la région. Une chaîne de montagne, dite cadomienne, était associée à cette zone de subduction. Du nord-ouest du Finistère au sud-est du Morbihan, et jusqu'en

Loire-Atlantique, puis par extension jusque dans le Massif Central, d'autres granites se sont formés il y a 330 à 300 millions d'années, dans un contexte de collision continentale, correspondant à l'orogène dit varisque (ou hercynien). Deux chaînes de montagnes se sont donc succédé en Bretagne. Si l'on en garde encore la trace par quelques structures géologiques accessibles aux spécialistes, les granites forment l'élément le plus tangible de cette histoire ancienne. La Bretagne est Terre de granites, depuis bien longtemps.

Des paysages somptueux

Les côtes bretonnes sont célèbres pour leurs paysages granitiques. Côte de granite rose à Perros-Guirec, côte sauvage de Quiberon, côte des légendes dans le Léhon. Couleurs et formes rocheuses sont variables. L'intérieur des terres n'est pas en reste. Les chaos granitiques du Huelgoat donnent à rêver au promeneur. Ces apparences variées sont les héritières de l'histoire même du magma granitique depuis sa formation, par fusion partielle, jusqu'à sa cristallisation, sur son lieu de mise en place dans la croûte terrestre, puis par les conditions de sa mise à l'affleurement, jeu de l'érosion séculaire. Les paysages qui s'offrent à nous sont le résultat d'une longue histoire géologique, histoire en cours, et qui se poursuivra bien après notre passage sur terre.

Les intrusions granitiques

Les magmas granitiques cristallisent à l'intérieur de la croûte terrestre, à quelques kilomètres de profondeur. Ils forment des intrusions, des plutons. Le vocable roche plutonique vient de là. La taille et la forme de ces intrusions est remarquable. Sur plusieurs kilomètres, des dizaines de kilomètres parfois, le long de la côte ou d'une route de campagne on rencontre parfois des affleurements de granite de même nature. La surface couverte par ces granites atteint donc des dizaines, voire des centaines de kilomètres carrés. Mais ce faisant, nous ne voyons qu'une partie des intrusions. Creusons sous un affleurement de granite, nous trouverons encore ce granite, sur des kilomètres. Il existe des forages un peu partout sur le territoire national. Le bureau de recherches géologiques et minières (BRGM) en fait le recensement dans une banque de données du sous-sol. Un des plus profonds forages se trouve en Alsace, et a été mis en place à des fins d'exploitation géothermique. L'usine géothermique de Soultz-sous-Fôrets, Bas-Rhin, est en activité depuis une dizaine d'années. Les forages ont permis de reconnaître des granites jusqu'à plus de cinq kilomètres de profondeur. Les géophysiciens également ont développé des

techniques qui imagent, photographient en quelque sorte, la géométrie du sous-sol. Leurs données ont ainsi permis d'identifier la base des intrusions granitiques de Bretagne centrale (Lizio, Guéhenno par exemple), qui ressemble à un large entonnoir. À l'opposé, ces mêmes géophysiciens ont réussi à identifier la surface supérieure de granites non visibles à l'affleurement, encore cachés en profondeur. Cette surface correspond à une coupole évasée, convexe vers le haut (ou concave vers le bas si vous préférez...). L'image en trois dimensions des intrusions granitiques est donc celle, simpliste, d'un ballon de baudruche qui s'envolerait, non pas dans le ciel, mais à l'intérieur de la croûte. La façon dont ce ballon gonfle, c'est-à-dire la façon dont l'intrusion granitique se construit est encore débattue dans la communauté scientifique, car plusieurs mécanismes sont proposés. Certains parlent d'abord de ballooning (ballonnement en français, mais c'est moins poétique). Les magmas produits à grande profondeur par fusion partielle s'injecteraient par le bas dans un volume qui enflerait progressivement, espèce de grande chambre magmatique en expansion. La chambre est alimentée en magma par sa base, puis à la fin de l'approvisionnement, le volume de magma

cristallise en refroidissant. D'autres envisagent que les intrusions se construisent par injections successives de filons granitiques, qui agglomérés les uns aux autres constituent un volume homogène de granite. Le pluton prend alors la forme d'une pile d'assiettes, plus large que haute. Quel que soit le mode de construction, le résultat final est qu'un pluton est un volume de roche magmatique de quelques dizaines à plusieurs centaines de kilomètres cubes sis à l'intérieur de la croûte. L'érosion aidant, les kilomètres qui séparent les plutons de la surface sont décapés (il faut un certain temps...). Nous avons donc à l'affleurement aujourd'hui l'intersection entre un volume (ballon de baudruche ou pile d'assiettes) et la surface de la Terre. Le résultat est que beaucoup des intrusions granitiques présentent en carte une forme circulaire, arrondie à tout le moins. Prenez une image satellite de la Bretagne (sur internet, il vous en coûte vingt secondes). Visez la région au sud de Guingamp. Vous voyez cette structure arrondie, marquée par les forêts ? C'est la trace en carte du Granite de Quintin, large de près de trente kilomètres ! Imaginez le volume qu'occupait ce granite au sein de la croûte terrestre, aujourd'hui décapée pour faire apparaître ce géant granitique. Le lecteur le plus

curieux s'essaiera à l'exercice cartographique, non pas sur l'image satellite, mais sur la carte géologique de Bretagne (moyennant à nouveau vingt secondes de temps de recherche sur internet). Les granites y figurent en rouge, orange. Cela saute aux yeux, la vaste majorité des granites présente une forme arrondie en carte, intersection entre la surface topographique actuelle et la pile d'assiette ou le ballon de baudruche. Détail qui n'en est pas un, les granites du Morbihan ont bien cette forme arrondie, mais uniquement dans leur extrémité nord. Au sud, ils sont bordés et limités par un trait noir, le long duquel les granites laissent un appendice. Ce trait noir est la trace cartographique d'une grande faille, verticale, équivalent ancien de la Faille de San Andreas en Californie, rien que ça. Cette faille, le Cisaillement sud armoricain, a été active pendant la collision varisque, entre 330 et 300 millions d'années, c'est-à-dire exactement au moment où les granites eux aussi varisques se sont mis en place dans la croûte. Le Cisaillement sud armoricain est une faille verticale de décrochement. Positionnez vos deux mains verticalement sur la table, main droite derrière main gauche, regardez par-dessus, la paume de votre main gauche est face à votre poitrine. Faites glisser votre main gauche vers la gauche :

vous êtes en train de reproduire le fonctionnement du Cisaillement sud Armoricaïn, qui a permis le déplacement de la Bretagne sud vers l'Ouest par rapport à la Bretagne centrale, à une vitesse de quelques centimètres par an. Le déplacement total atteint plus de deux cents kilomètres ! Imaginez maintenant que vous tenez une petite boule de pâte à modeler dans votre main droite, entre l'index et le majeur. Cette boule sera déformée par le frottement occasionné par le glissement de votre main gauche vers la gauche, entraînant la bordure de la pâte vers la gauche. Eh bien cette boule de pâte à modeler est l'analogue des granites du Morbihan (Lizio, Bignan, Pontivy) qui sont déformés à leur bordure sud par le Cisaillement sud armoricaïn, actif au moment de leur mise en place plutonique, déformation à l'origine de leur forme particulière à leur bordure sud. À Plumelec, au sommet de la côte de Cadoudal, célèbre parmi les amateurs de cyclisme, il y a une ancienne petite carrière de granite. On est là à la bordure sud du Granite de Lizio. Le granite qu'on peut y observer présente une texture orientée, en débit. Ce débit intime de la roche a été acquis exactement au moment de la construction du pluton de Lizio, il y a 320 millions d'années, par le frottement des minéraux les uns sur les autres,

frottement occasionné le long du Cisaillement sud armoricain. Les structures millimétriques au sein du granite sont typiques de ce processus ; et ce sont mes anciens professeurs de l'Université de Rennes 1 qui, à la fin des années 1970, ont compris comment elles se formaient. Leurs travaux ont fait le tour du monde ; le Granite de Lizio est une célébrité dans le monde des géologues. Aujourd'hui, des structures équivalentes sont exceptionnellement bien exposées dans la carrière de Lescastel, sur la route entre Elven et Questembert. La famille Conan, exploitante du site, autorise toujours les géologues à visiter ce site exceptionnel du Granite de Questembert ; merci à eux !

Générer des milliers de kilomètres cubes de magmas granitiques pose question. Nous avons vu que les magmas granitiques sont générés par fusion partielle. Les roches qui constituent la source de ces gigantesques plutons granitiques ne fondent que partiellement. Il faut donc envisager que cette source soit encore plus grande que les plutons eux-mêmes. Si on envisage un taux de fusion partielle de 20%, il faut une source cinq fois plus grande que le volume (ou la masse) de pluton granitique. On se souvient alors que ces magmas sont générés dans des contextes particuliers de la Tectonique de plaques :

les zones de subduction et les zones de collision. Les dimensions de ces limites de plaques sont de plusieurs milliers de kilomètres (en longueur) sur plusieurs dizaines à centaines de kilomètres (en largeur), presque autant en profondeur. Des millions de kilomètres cubes de roches sont impliqués dans ces structures. Voyez les Andes ou le Tibet ! Ayant ces dimensions géodynamiques en tête, le problème de la taille des intrusions granitiques n'en est plus vraiment un : les granites sont assez peu de choses au regard des chaînes de montagne que l'on connaît aujourd'hui ou de celles, varisques ou cadomiennes, qui ont prévalu à la genèse de nos granites bretons notamment.

*La constitution minéralogique des granites :
de l'origine de la coloration*

Les magmas granitiques sont générés dans des contextes géodynamiques variés, en contexte de subduction et en contexte de collision. Les matériaux qui fondent partiellement sont propres à chacun de ces contextes. Basaltes hydratés subductés et coin de manteau pour l'une, matériaux argileux

et sableux d'anciennes surfaces continentales pour l'autre. La composition des magmas générés par fusion partielle de matériaux différents est donc également différente. Quand je parle de composition, j'entends composition chimique. Et cette composition chimique conditionne la constitution minéralogique acquise lors de la cristallisation des magmas.

Sur Terre, il y a 92 éléments chimiques, de l'hydrogène, le plus léger (numéro atomique 1, c'est-à-dire qu'il y a un proton dans un noyau d'atome d'hydrogène) jusqu'à l'uranium, le plus lourd (numéro atomique 92, soit 92 protons ; notez qu'avec 143 et 146 neutrons, on atteint les masses de 235 et 238, pour former les isotopes ^{235}U et ^{238}U qu'on a vus plus haut). La composition chimique donne la concentration en chacun des éléments dans une roche, ou dans la Terre même. Les éléments les plus abondants sur Terre sont le fer et l'oxygène, qui représentent chacun un tiers de la masse de la planète. Le fer est essentiellement concentré dans le noyau terrestre, dont il représente 85% de la masse, l'oxygène est le composant essentiel du manteau et de la croûte. Le silicium vient en troisième position, avec 15% de la masse de la Terre. Les minéraux les plus abondants dans

le manteau et la croûte sont bien des silicates, charpentés de silicium et d'oxygène. À eux trois, fer, oxygène et silicium représentent 80% de la masse de la Terre. Viennent ensuite des éléments comme le magnésium, l'aluminium, le calcium, puis le sodium, le potassium, le titane. Là, nous en sommes à plus de 95% de la masse de la Terre. Reste à ajouter quelques éléments volatiles, comme le carbone, le soufre, l'hydrogène, et nous connaissons la douzaine d'éléments chimiques majeurs de la planète. Les 80 autres éléments chimiques présents sur Terre le sont à l'état de trace, en concentration faible (quelques centaines de grammes par tonne, ou parties par million, ppm, pour utiliser un vocable de chimiste) à très faible (moins de 1 gramme par tonne, moins de 1 ppm). Au rang de ces éléments à très faible teneur se tiennent les Éléments de Terres Rares, un groupe de quinze éléments connus pour leur utilisation dans les énergies nouvelles ou les nouvelles technologies. Ces éléments, des plus abondants aux plus rares, sont également ceux qui constituent le cortège chimique des magmas granitiques. On peut imaginer un magma comme une soupe constituée de 92 ingrédients, où certains sont très abondants, comme le silicium et l'oxygène qui à eux deux constituent 70% en moyenne

des magmas granitiques, d'autres beaucoup plus rares, comme les Éléments de Terres Rares qui ne représentent qu'une pincée.

Par fusion partielle, cette soupe, ce magma, se forme. Par contraste de densité avec les roches résiduelles, non fondues, le magma migre vers le haut. Ce faisant il rencontre des roches plus froides : si la température augmente vers le centre de la planète, elle diminue vers la surface. Le magma remonte et refroidit donc d'autant. La masse de magma conditionne sa vitesse de refroidissement. Prenez une théière et une tasse de thé. C'est le même liquide (avec la même composition chimique, buvable n'ayez crainte du vocable) avec la même température. Tous les buveurs de thé, ça marche aussi avec le café, savent que le thé refroidit plus vite dans la tasse que dans la théière. C'est physique. La quantité de chaleur dans un volume est fonction du cube du rayon de ce volume (sphérique en première approximation) : si le rayon du volume augmente d'un facteur trois (la théière est trois fois plus large que la tasse), la quantité de chaleur augmente d'un facteur 27 (3 au cube, $3 \times 3 \times 3$). Il y a donc beaucoup plus de chaleur dans le volume de théière que dans le volume de tasse. Et comme théière et tasse sont dans un environnement froid, votre cuisine, la

chaleur s'en dissipe vers l'atmosphère de la cuisine, satisfaisant aux principes de la thermodynamique. Pour s'évacuer de la théière ou de la tasse, la chaleur passe par la surface extérieure des deux récipients. Il s'agit bien d'une surface, laquelle se mesure en fonction du carré du rayon du volume. Augmenter le rayon d'un facteur 3 implique l'augmentation de la surface du volume d'un facteur 9 (3 au carré, 3×3). La théière contient vingt-sept fois plus de chaleur que la tasse, et elle perd cette chaleur neuf fois plus vite que la tasse. Posez-vous, pincez-vous l'arête du nez, fermez les yeux : après quelques secondes de réflexion, vous venez de comprendre pourquoi la théière refroidit moins vite que la tasse ! La théière perd certes plus de chaleur que la tasse par minute (9 fois plus), mais elle a tellement plus de chaleur à évacuer (27 fois plus) que son refroidissement global est plus lent.

Un magma, c'est pareil. Un grand volume de magma refroidit lentement ; un petit magma refroidit rapidement. Ce faisant, le magma cristallise. Et pas n'importe comment s'il vous plait ! D'abord, des noyaux de cristaux, des nuclei dit-on, apparaissent, constitués de quelques éléments chimiques qui s'agencent géométriquement. Cet agencement suit des règles de bons sens. Les noyaux

n'ont pas tous la même taille ni la même charge électrique, certains sont chargés positivement, tel le silicium chargé +4, ou négativement, tel l'oxygène chargé -2. À vrai dire, l'oxygène est l'atome le plus abondant et l'un des rares chargés négativement. Tous les autres établissent donc des liaisons avec cet oxygène, de façon à construire des cristaux neutres électriquement. Par exemple, le quartz a pour formule SiO_2 , c'est-à-dire qu'il contient deux atomes d'oxygène pour un atome de silicium. Comptez : deux oxygènes chargés -2 chacun, un atome de silicium chargé +4, ça donne une molécule chargée 0, neutre électriquement, donc stable.

Des noyaux apparaissent donc, baignent dans la soupe. Pour que les cristaux grandissent, il faut que les éléments chimiques disséminés dans la soupe migrent vers le noyau qui vient d'apparaître. Eh bien cette migration se fait selon un processus de diffusion. Prenez un noyau constitué de fer, de titane et d'oxygène ; le minéral est l'ilménite, de formule FeTiO_3 , avec Fe^{2+} , Ti^{4+} , O^{2-} (comptez : $2 + 4 - (3 \times 2) = 6 - 6 = 0$: minéral neutre électriquement, donc stable). Le magma est très riche en oxygène ; il y en a partout. L'oxygène ne limite pas la croissance de l'ilménite. En revanche, il y a peu de titane et de fer. Le noyau est apparu là où, par hasard, se

trouvaient plusieurs atomes de fer et titane. Une fois ce noyau apparu, son voisinage immédiat dans le magma (on parle ici de quelques millièmes de millimètres...) est appauvri en ces deux éléments, intégrés dans le cristal. Plus loin, en revanche, il y a toujours du fer et du titane. Ceux-là, qui baignent encore dans la soupe, sont donc attirés vers la zone appauvrie en fer et titane, autour du cristal d'ilménite qui vient d'apparaître (ce mouvement d'atomes par diffusion au sein du magma résulte du gradient de potentiel chimique en fer et en titane vers le cristal d'ilménite). Attirés dans la zone voisine du cristal donc, fer et titane s'incorporent alors au cristal, le faisant de facto croître un peu plus. C'est la croissance cristalline.

Ailleurs dans le magma, d'autres noyaux d'ilménite sont apparus bien sûr ; chacun croît de la même manière. Seulement, le titane et le fer diffusent très lentement, et la croissance d'ilménite est lente. Dans le magma nous avons donc beaucoup de noyaux d'ilménite qui grandissent lentement. Et lorsque tout le stock disponible de titane est incorporé dans l'ilménite, nous avons plein de petits cristaux d'ilménite.

Le zircon (ZrSiO_4 : Zr^{4+} , Si^{4+} , O^{2-} : 4 +

$4 - (4 \times 2) = 0$, électriquement neutre), dont nous avons parlé plus haut pour sa capacité à incorporer un peu d'uranium (U^{4+}), suit la même logique : le zirconium est peu abondant au contraire du silicium et de l'oxygène. C'est donc l'atome de zirconium qui limite la croissance de zircon. Et comme le zirconium diffuse très lentement dans le magma, on se retrouve avec beaucoup de petits grains de zircons dans les granites.

Zircon et ilménite sont parmi les premiers minéraux à cristalliser dans les magmas granitiques. La raison principale en est que leurs éléments constitutifs diagnostiques, le fer, le titane, le zirconium, sont des éléments réfractaires, stables sous forme solide à haute température, à la différence des éléments volatiles qui restent gazeux. Le calcium et l'aluminium également sont très réfractaires. Le feldspath plagioclase, constitué de ces deux éléments, avec toujours du silicium et de l'oxygène bien sûr (et donc de formule $CaAl_2Si_2O_8$, neutre électriquement à nouveau), apparaît ensuite. Mais cette fois, calcium et aluminium, plus abondants que fer et titane dans les magmas granitiques, diffusent également plus vite : le feldspath plagioclase croît rapidement et atteint de belles tailles, centimétriques. Son cousin

le feldspath alcalin, où le sodium et le potassium remplacent le calcium dans la structure, croît encore plus vite. Ce feldspath peut atteindre plusieurs centimètres dans certains granites, comme dans les très beaux Granites de St Renan ou de Rostrenen par exemple. Le mica noir, la biotite, est un minéral complexe, et contient notamment du titane, du fer, de l'aluminium. Si vous avez bien suivi, vous comprenez pourquoi la biotite forme beaucoup de petits minéraux, lesquels sont apparus tôt dans la séquence de cristallisation des magmas granitiques. Le mica blanc, la muscovite, est dépourvu de fer et de titane. La muscovite apparaît donc plus tardivement et forme des cristaux plus gros que la biotite. Enfin, lorsque tous les éléments autres que le silicium et l'oxygène sont consommés, c'est-à-dire incorporés dans la structure de cristaux, silicium et oxygène s'associent entre eux pour former du quartz, minéral caractéristique des granites. Ainsi s'établit la séquence de cristallisation des magmas granitiques, où des minéraux de nature et de taille variées apparaissent successivement, en réponse au refroidissement du granite et sous les conditions imposées par les propriétés diffusives intrinsèques des éléments chimiques qui constituaient initialement la soupe granitique.

Nous avons présenté ici le lien existant entre les éléments chimiques les plus abondants (une dizaine) et la nature des cristaux qui apparaissent : la chimie contrôle la minéralogie des granites ! Le devenir des 80 autres éléments chimiques les moins abondants n'est pas encore établi. Dans la grande majorité des cas, ces éléments rares, traces, sont incorporés dans les cristaux définis ci-dessus en se logeant dans des défauts cristallins, un peu comme des cailloux qui peuvent se loger dans les interstices d'un mur de pierre sèche. Une autre possibilité est qu'un élément trace se substitue à un élément majeur dans la structure même du cristal. Prenez l'uranium, chargé +4. Les atomes d'uranium ont la même charge et à peu près la même taille que les atomes de zirconium. Si un atome d'uranium est présent dans la soupe au voisinage immédiat d'un grain de zircon en train de croître, alors le hasard aidant, cet atome pourra s'intégrer au cristal en lieu et place d'un atome de zirconium sans altérer la structure géométrique du minéral. Il en est de même pour le germanium (Ge^{4+}), qui se substitue facilement au silicium (Si^{4+}), au galium (Ga^{3+}) qui se substitue à l'aluminium (Al^{3+}), au strontium (Sr^{2+}) qui se substitue au calcium (Ca^{2+}). Arrêtons là...

La cristallisation des magmas granitiques se fait donc selon une séquence progressive, en réponse au refroidissement du magma. Revenons à notre uranium. Si quelques atomes d'uranium incorporent le zircon par substitution aux atomes de zirconium, certains granites contiennent suffisamment d'uranium pour que tout le stock ne soit pas inclus dans le zircon. Beaucoup d'uranium reste dans la soupe. Et à mesure que les principaux cristaux apparaissent, l'uranium se trouve donc de plus en plus concentré dans cette soupe résiduelle. Il arrive alors un stade dans la séquence de cristallisation où l'uranium devient suffisamment concentré pour se lier à l'oxygène sous forme d'oxyde d'uranium et former des cristaux d'uraninite (UO_2 , U^{4+} , O^{2-} , cristal neutre). Certains granites contiennent donc des oxydes d'uranium disséminés. C'est le cas des granites de Bretagne sud. Nous y reviendrons.

L'incorporation des éléments traces n'est pas anodine. En effet, ce processus joue un rôle déterminant dans la couleur des minéraux, et partant, dans l'aspect des granites de nos paysages. Les cristaux sont des agencements géométriques d'atomes. Et ces agencements ont la capacité d'absorber certaines longueurs d'onde de la lumière naturelle, qui se décompose en plusieurs longueurs

d'ondes de couleurs différentes. L'arc-en-ciel aux sept couleurs nous en fait la démonstration. Lorsqu'un cristal absorbe le jaune, il nous apparaît violacé ; le violet est la couleur complémentaire du jaune. C'est exactement le cas du quartz. Pur, il est limpide à blanc. Si un peu de titane remplace des atomes de silicium, le cristal absorbe le jaune, et le quartz apparaît violacé ; c'est l'améthyste. À des doses de titane moindres, le quartz prend une couleur qui tire légèrement sur le gris-bleu. Les granites cadomiens du nord-est du Massif armoricain ont cette propriété. Les carrières de la région de Dinan ont d'ailleurs une appellation commerciale dédiée : le Bleu de Lanhélin.

Une autre cause des variations de couleur est l'incorporation non pas d'éléments traces, mais la présence d'inclusions de minuscules minéraux dans d'autres minéraux plus gros. Par sa composition et sa richesse en oxygène, la cristallisation du Granite de Ploumanac'h a permis la cristallisation précoce de minuscules oxydes de fer, lesquels ont été incorporés ensuite dans les gros feldspaths. Le fer oxydé est rouge, la rouille en est l'exemple typique. Nous trouvons là la raison de la couleur rose-rouge de ce granite, qui non seulement donne lieu à une appellation commerciale, le Rose de la Clarté,

mais qui est aussi à l'origine de notre fameuse côte de granite rose. Ce phénomène n'est pas unique. L'obélisque de la Concorde, arrivée en France par les bons soins des missions napoléoniennes en Égypte, est taillée dans le Granite d'Assouan, aussi rouge que celui de Ploumanac'h.

Enfin, les granites de Bretagne sud sont très clairs, blancs à jaunâtre (le Jaune de Bignan est une autre appellation commerciale). Les cristaux de quartz y sont couleur gros sel ; ce sont les cristaux de feldspath qui colorent, ou justement, qui ne colorent pas, ces granites. Cette absence de coloration particulière vient de la pauvreté de ces granites en éléments tels que le fer, le titane ou le magnésium, de leur pureté en quelque sorte. Bien typiques que ces granites « blancs », « gwenn » en Breton. Gwenn Granite sera peut-être un jour une appellation commerciale...

Le statut de l'eau

Que ce soit en contexte de subduction ou de collision, les matériaux à l'origine de la production

de magmas contiennent de l'eau. A vrai dire, en contexte de subduction, les choses sont un peu plus compliquées que celles que j'ai décrites plus haut. Accrochez-vous...

Lorsque les matériaux sont subductés, soit ils fondent soit ils se déshydratent, ce qui dans ce dernier cas induit la fusion partielle du coin de manteau situé au-dessus de la plaque plongeante. Seuls certains des magmas générés sont assez proches de magmas granitiques, ce sont les magmas andésitiques, typiques des Andes. Mais on peut également générer des magmas plus basaltiques. On a en fait toute une gamme de compositions magmatiques. Les magmas les plus basaltiques sont formés par la fusion partielle de péridotite (la roche mantellique) à plus haute température que les magmas granitiques ; les premiers sont donc plus chauds que les seconds. Si l'on retient 1200°C pour les magmas basaltiques, 700°C pour les magmas granitiques, on a les bons ordres de grandeur. Les magmas basaltiques formés par la fusion partielle du coin de manteau ont une densité de 2,7 (un mètre cube de ces magmas pèse 2,7 tonnes). Ils sont moins denses que le manteau environnant, d'une densité de 3,3. Ils remontent, poussés selon les principes d'Archimède. Si la plaque qui

chevauche est de nature continentale, comme c'est le cas dans la subduction andine où une plaque océanique pacifique s'enfile sous l'Amérique du sud (plaque de nature continentale), alors sa partie supérieure est constituée de croûte continentale. La croûte continentale a une épaisseur moyenne de 30 kilomètres. Et sa densité est en moyenne de 2,7, c'est-à-dire identique à celle des magmas basaltiques générés dans le manteau sous-jacent... Vous me voyez venir ? Les magmas basaltiques migrent dans le manteau vers le haut car ils sont moins denses que celui-ci. Lorsqu'ils arrivent à l'interface entre le manteau et la croûte (vers trente kilomètres de profondeur), ils rencontrent donc un matériau qui a la même densité qu'eux. Le moteur de leur migration verticale qu'est la poussée d'Archimède n'existe plus ; certains magmas basaltiques continuent de monter néanmoins car ils sont poussés par leurs congénères qui continuent d'arriver par en-dessous. Reste qu'une bonne part des magmas basaltiques stagne en base de croûte continentale. C'est le phénomène de sous-placage continental. Indépendamment, la température normale en base de croûte continentale est de l'ordre de 600°C. Vous voyez le tableau. De grandes quantités de magmas basaltiques, à 1200°C,

s'accumulent dans une croûte originellement à 600°C. La croûte est donc chauffée à 800 - 900°C, à une température supérieure à la température des magmas granitiques, 700°C. La conséquence du sous-placage continental est ainsi de faire fondre partiellement les matériaux de la base de la croûte inférieure. Et les magmas formés par ce processus sont de nature granitique. Si je résume, dans une zone de subduction, trois matériaux peuvent fondre : la croûte océanique basaltique hydratée, le coin de manteau péridotitique au-dessus de la plaque plongeante, la croûte continentale inférieure. C'est bien compliqué ; je vous avais prévenu...

Le point commun entre tous les magmas générés en zone de subduction est leur richesse en eau. Les laves du Mont Fujiyama, au Japon, contiennent 4% d'eau. À l'approche de la surface, ces magmas riches en eau sont soumis à des pressions plus faibles, car ils ont moins d'épaisseur de roche au-dessus d'eux. La pression exercée sur les magmas étant plus faible, l'eau s'y dissout moins. Ouvrez doucement une bouteille d'eau gazeuse. Ce faisant, vous diminuez la pression au sein de la bouteille. Du gaz s'échappe de la bouteille et des bulles de gaz apparaissent dans l'eau. Ces bulles sont le CO₂ (gaz carbonique) dissout dans l'eau, mais qui s'y

dissout moins si la pression diminue. L'expérience fonctionne encore mieux avec du champagne... Au cœur des magmas sous les volcans des zones de subduction, de véritables bulles de gaz (de la vapeur d'eau) se forment donc. Le gaz de ces bulles a une densité très faible, extrêmement plus faible que celle du magma où elles se forment. Ces bulles de gaz migrent donc très rapidement vers le haut. Si rien n'empêche leur migration, elles atteignent la surface, et on assiste alors à l'émission de fumerolles. Les panaches de fumerolles que vous connaissez au-dessus des volcans sont essentiellement de la vapeur d'eau. En revanche, si la migration verticale est difficile, par exemple parce que ces vapeurs rencontrent une couche géologique étanche (le contact entre deux roches de nature différentes par exemple), la vapeur d'eau s'accumule sous cette barrière d'étanchéité. Et à force de s'accumuler, la pression monte fortement, jusqu'à... Oui, jusqu'à ce que le poids des roches situées au-dessus ne supporte plus la pression de gaz, et que donc ces roches se fracturent. À faible profondeur, quelques centaines de mètres, ce relâchement de pression est une véritable explosion. Ce sont les volcans explosifs connus à travers le monde, du Vésuve en Italie au Pinatubo aux Philippines, en passant par le Mont Fuji au Japon et les volcans de la

cordillère des Andes. Tous ont en commun de se situer au-dessus d'une zone de subduction. Tous ont en commun de cracher des laves initialement hydratées. Tous ont en commun leur dangerosité. Cette propriété d'explosivité volcanique vient du fait que les matériaux qui ont fondu pour donner les laves contenaient de l'eau, beaucoup d'eau. Je vous fais grâce ici des perturbations climatiques, parfois tragiques, associées à la libération instantanée d'énormes quantités de vapeur d'eau dans l'atmosphère terrestre, eau mêlée à des masses considérables de particules fines, lesquelles résident dans l'atmosphère pendant des semaines à des mois. L'éruption du Pinatubo en 1991 est célèbre à ce titre.

Bien sûr, ce processus spectaculaire ne vaut que pour les magmas suffisamment fluides pour atteindre la surface terrestre. Pour les magmas granitiques, c'est rare. Les obsidiennes sont des roches volcaniques de composition granitique. Elles ont refroidi tellement rapidement, à la surface de la terre, comme toute roche volcanique, que les cristaux qui y ont germé n'ont pas eu le temps de croître. La diffusion de leurs nutriments, les éléments chimiques dissouts dans la soupe, s'est stoppée nette lors du refroidissement brutal de la

lave. Parfois, des bulles de gaz ont néanmoins eu le temps de se former, mais le gaz n'a pas réussi à s'échapper. La roche ainsi formée est une pierre ponce, roche légère car pleine de bulles de gaz. Étonnant d'envisager que la pierre légère que vous utilisez parfois pour vous gratter le dos est une roche magmatique de composition granitique dans laquelle sont apparues des bulles de gaz mais qui n'ont pas eu le temps de s'en extraire. En général, les magmas granitiques sont visqueux et ont du mal à migrer dans la croûte terrestre. Leur viscosité élevée tient d'ailleurs à leur richesse en silicium et oxygène, qui avant de former de véritables cristaux, s'associent entre eux pour former de fines chaînes de molécules, tels des filaments de quelques millièmes de micromètres qui rigidifient le magma. Une soupe au vermicelle est plus visqueuse qu'un bouillon.

Les magmas granitiques contiennent de l'eau. Cette eau, originellement contenue dans les matériaux qui ont fondu pour donner le magma, s'y est dissoute. Suivant leur nature, cela peut aller jusqu'à 8% d'eau ! Ce fut le cas par exemple des granites du sud de la Bretagne. Prenons aujourd'hui un échantillon d'un de ces granites, comme l'ont fait Romain Tartèse ou Christophe Ballouard, naguère thésards au laboratoire de géologie de

l'Université de Rennes 1. L'analyse chimique de ces échantillons révèle une teneur en eau de l'ordre de 0,5%. Le magma granitique a donc perdu l'essentiel de son eau en passant de l'état liquide à l'état solide. Un mètre cube de magma granitique pèse environ 2,5 tonnes ; il contient donc 200 kilos d'eau (8% de 2,5 tonnes). Solide, il n'en contient plus que 12,5 kilogrammes (0,5% de 2,5 tonnes). Chaque mètre cube de granite a donc libéré près de 190 kilogrammes d'eau ! Eau qui d'une manière ou d'une autre a rejoint l'atmosphère de l'époque. Quand on pense aux milliers de kilomètres cubes des plutons granitiques, cela fait vraiment beaucoup d'eau à rejoindre l'atmosphère (je vous laisse faire le calcul).

Lorsque les magmas remontent, ils perdent déjà une part de leur eau : c'est le principe évoqué plus haut selon lequel la dissolution de l'eau dans le magma diminue lorsque la pression diminue, c'est-à-dire lorsque le magma remonte dans la croûte. Mais le mécanisme principal de perte en eau reste lié à la cristallisation du magma. Parmi les minéraux qui apparaissent dans la séquence de cristallisation, seuls les micas, biotite et muscovite, mica noir et mica blanc, contiennent un peu d'eau dans leur structure (c'est cette eau qui représente les

0,5% mesurés à l'analyse chimique). À l'apparition des minéraux lors de la cristallisation du magma, l'eau qui n'entre pas dans les minéraux se concentre dans le liquide résiduel. À mesure que la quantité de cristaux augmente, la concentration en eau augmente dans ce liquide résiduel, et on l'a vu plus haut, à un certain stade, des bulles de vapeur d'eau y apparaissent. Ces bulles de gaz migrent vers le haut, au sein du magma en cours de cristallisation. Pour un granite, qu'il ait la forme d'un ballon de baudruche ou d'une pile d'assiette, le sommet de l'intrusion est relativement plat, voire même concave vers le bas. L'eau libérée par le magma s'accumule donc au sommet de l'intrusion granitique, au contact avec les roches de la croûte continentale encaissant l'intrusion. Ce sommet d'intrusion, qu'on appelle apex granitique, est une barrière imperméable que les gaz ont du mal à franchir. La pression monte alors continûment, jusqu'à atteindre le seuil de rupture des roches environnantes. Comme il y a plusieurs kilomètres de roches crustales au-dessus de l'intrusion granitique, on n'assiste pas à une explosion grandiose. Non, le relâchement de pression se fait par le développement de fractures, dans lesquelles s'injecte un mélange de magma et de gaz. Il est d'ailleurs vraisemblable qu'une fois la

fracture créée, l'injection de ce mélange magma-gaz sous pression amplifie la fracturation, et élargit et propage la fracture dans les roches encaissantes. Le magma qui s'injecte alors se trouve en contact avec des roches plus froides. Vous vous souviendrez que le magma granitique est à 700°C, alors que les roches situées à dix kilomètres de profondeur sont normalement vers 300°C. Le magma filonien refroidit alors très vite, et les cristaux qui apparaissent ont peu de temps pour croître. Le résultat en est une texture granuleuse de petite taille, dite microgrenue (les géologues parlent de filon d'aplite). Néanmoins, le mélange injecté dans la fracture est riche en vapeur d'eau. Cela change beaucoup de choses au niveau de la cristallisation des minéraux. En effet, les cristaux croissent parce que les éléments chimiques diffusent vers le germe minéral, le nucleus. Lorsque le magma est riche en eau comme ici, la diffusion des éléments chimiques est augmentée de deux à trois ordres de grandeur, c'est-à-dire multipliée par cent ou mille ! La vitesse de croissance des cristaux est augmentée d'autant, et pour les filons les plus gros, de quelques mètres de large, les tailles des cristaux peuvent atteindre plusieurs dizaines de centimètres. On parle alors de filons de pegmatite. Remarquables textures minérales que celles des filons de pegmatite où

les cristaux sont de forme géométrique, de grande taille, de teintes limpides ! Ce sont parmi les roches les plus spectaculaires qui soient.

Les filons de pegmatite sont un peu comme les champignons : quand il y a en a un, il y a d'autres pas loin. Et ça se comprend bien. Un filon de pegmatite résulte de la fracturation induite par la pression de gaz. À l'échelle d'un pluton granitique, large de plusieurs kilomètres, les filons de pegmatite se comptent par centaines ! Sur la côte sud du Morbihan, le long de la D152 au sud-ouest de Ploemeur, vous découvrirez de remarquables affleurements granitiques, zébrés de filons de pegmatite avec de magnifiques cristaux de feldspath et de quartz. Pour les voyageurs, le site du Cap de Creus, terminaison orientale des Pyrénées, au nord de Barcelone, non loin de Cadaquès (où Salvador Dali passa une grande partie de sa vie tumultueuse) est réputé mondialement pour la beauté de ses filons de pegmatite. En Cornouaille anglaise, entre Penzance et Porthleven, le site de Megilligar Rocks, que mon collègue Robin Shail de l'École des Mines de Camborne me fit visiter un jour à l'occasion d'un camp de terrain avec des étudiants rennais (et où probablement S. Dali n'a jamais mis les pieds), les filons de pegmatites sont encore plus

beaux ! Et ce n'est pas qu'un jugement subjectif. Là, les filons de pegmatite sont larges de deux à trois mètres, et sont presque horizontaux. La fracture s'est donc ouverte horizontalement, un peu comme si vous souleviez une assiette dans la pile d'assiettes constituant un pluton. À l'intérieur du filon, les grands minéraux jusqu'à trente centimètres de long sont superbes, tous avec leurs formes cristallines propres. Mais surtout ils sont localisés à la partie supérieure du filon. La base du filon est constituée des mêmes minéraux, mais leur taille n'excède pas quelques millimètres (texture d'aplite). Mystère ? Pas vraiment : lorsque le mélange de magma et gaz s'injecte dans la fracture, laquelle est horizontale, le gaz se concentre dans la partie supérieure car il est moins dense que le magma et il monte. Lorsque le tout cristallise, assez vite car le refroidissement est rapide au contact des schistes encaissants, les cristaux de la partie supérieure croissent très vite car les éléments diffusent très vite dans ce milieu riche en vapeur d'eau ; alors que ceux de la base du filon croissent beaucoup moins car la diffusion des éléments se fait dans un magma pauvre en vapeur d'eau. Une seule structure géologique (le filon granitique), deux textures radicalement différentes (aplitique en base, pegmatitique en sommet) : vraiment, ce site de Megilligar Rocks

vaut le voyage. Un paysage granitique magnifique.

Les formes dans le paysage

Quand on pense aux paysages granitiques, on est sans doute loin de structures géologiques visibles sur l'estran, aussi belles soient-elles. On pense plutôt aux décors cyclopéens des côtes granitiques ou aux chaos romantiques des forêts bretonnes. Ces paysages sont le résultat de processus naturels, propres à l'histoire géologique des intrusions granitiques.

D'abord, dans le paysage de nos campagnes, les massifs granitiques constituent souvent des zones en relief. Du bourg de Lizio situé au cœur du Granite du même nom, dans le Morbihan, que vous alliez au nord, au sud, à l'est, vous descendez en altitude : le granite est en relief par rapport aux schistes alentour, schistes dans lesquels le magma s'est injecté pour former le pluton granitique de Lizio, à quelques kilomètres de profondeur il y a 320 millions d'années. On constate par le paysage que le granite est plus résistant à l'érosion que les schistes.

Néanmoins, il s'en faut de peu. Par érosion, on a retiré environ six à dix kilomètres d'épaisseur de croûte continentale dans cette région du Morbihan ; plus à l'ouest, vers Baud-Pontivy c'est plutôt douze à quinze kilomètres. Et pourtant aujourd'hui, la différence d'altitude, le relief donc, entre le cœur du granite (Lizio) et les bourgs alentour (Josselin, Le Roc St André, Sérent) n'est que de soixante-dix mètres. En Cornouaille anglaise, célèbre avant Megillgar pour ses vastes plutons granitiques, celui de Dartmoor surplombe les alentours de plusieurs centaines de mètres. Le plateau ainsi constitué, un moor en langue locale, sert de décor aux aventures du Chien des Baskerville, enquête célèbre et brumeuse de Sherlock Holmes. Ouessant, île en forme de pince de crabe, présente en son centre une bande de schistes cernée de deux massifs granitiques. Cette bande est en dépression, au fond de laquelle niche le bourg de Lampaul. Enfin bien sûr, le Mont St Michel granitique, trône dans sa baie sableuse, dont le soubassement est constitué de schistes. Le Mont a résisté à toutes les invasions, aux outrages du temps aussi. Oui, le granite fait partie des roches résistantes à l'érosion.

Néanmoins, le granite s'altère. Les minéraux qui constituent le granite ont cristallisé à des centaines de degrés Celsius, et ne sont donc pas en équilibre (thermodynamique) avec les conditions qui règnent à la surface de la planète (température, eaux froides, végétation...). Les feldspaths et le mica noir (la biotite) sont les plus sensibles à l'hydratation (et en Bretagne, la pluie, on connaît...). Ces minéraux se transforment assez facilement en argiles ; et sous l'action conjuguée de la végétation et des micro-organismes, se développe facilement un sol argileux, constituant des terres agricoles.

Cette hydratation commence à la surface du sol, puis se propage per descensum sur quelques mètres dans les roches du sous-sol granitique. Mais elle ne se propage pas de façon homogène. L'altération argileuse se concentre là où l'eau peut s'infiltrer, à savoir les fractures. Et des fractures, dans des granites il y a en a une foultitude, que ce soit des granites en forme de ballon, en pile d'assiette, mis en place à proximité d'une faille où au cœur d'une zone de calme tectonique.

L'histoire de la fracturation des granites commence dès la cristallisation du pluton. A

l'apex des plutons, c'est-à-dire dans leur partie sommitale, l'accumulation de vapeur d'eau génère des fractures dans lesquelles s'injecte un mélange de magma et de vapeur. Les fractures principales, celles que l'on voit aujourd'hui remplies de filons de granite ou de pegmatite, s'accompagnent de tout un réseau de fractures secondaires, plus ou moins bien organisées. Sur l'estran de Ploemeur, de jolis filons de pegmatites sont visibles. Mes collègues hydrogéologues de l'Université de Rennes 1 se sont amusés à mesurer la densité de fractures au mètre carré. Je ne connais pas la statistique exacte, mais ils en ont identifié plusieurs dizaines ! Bien sûr, ces fractures se forment dans des roches encore bien chaudes, et sont parfois bien cicatrisées. Il n'empêche, ce sont des zones favorables où l'eau de pluie s'infiltrera préférentiellement, et débutera son travail d'altération des feldspaths.

En revanche, au cœur des plutons, il n'y a pas d'accumulation de vapeur d'eau. L'eau libérée par le magma ne fait qu'y passer, ne laissant que d'infimes traces, chimiques, de son passage. Certains éléments chimiques rares, comme le niobium ou le tantale sont sensibles à cette étape. Ce fut l'objet d'un travail remarqué de Christophe Ballouard, déjà cité. Le cœur des plutons est donc homogène.

Reste que par nature, le magma cristallise pour devenir une roche solide. Et cette cristallisation, dont nous avons vu les détails minéralogiques plus haut, s'accompagne d'une transformation physique de la roche. En effet, le granite solide est plus dense que le magma granitique. C'est l'inverse pour l'eau : l'eau liquide est plus dense que l'eau solide ; les icebergs flottent sur les océans car ils sont moins denses. Tous les magmas sont moins denses que leur équivalent cristallisé. Une manifestation spectaculaire de ce phénomène est celui des orgues basaltiques. Dans le Massif Central, région volcanique s'il en est, d'épaisses coulées volcaniques basaltiques ont déferlé dans le paysage depuis 100 000 ans (les dernières coulées ne datent que de quelques milliers d'années). Dans plusieurs localités (Roches Tuilière et Sanadoire, village de St Flour), les orgues basaltiques sont très beaux. Ce sont des figures géométriques, polygones allongés, formées pendant le refroidissement de la lave basaltique, et qui accompagnent l'augmentation de densité, la contraction donc, de la lave qui cristallise. Plus près de chez nous, et en dehors du contexte de roches magmatiques, une telle contraction est visible dans les mares de boue qui s'assèchent, au cœur des chemins creux. L'argile se contracte en séchant (elle

se déshydrate un peu), et les figures de rétraction dessinent des crevasses dans un réseau polygonal. Pour les granites, le même processus existe. Seulement, cela se passe à plusieurs kilomètres de profondeur, sous de fortes pressions. Il y a donc bien une contraction, une rétraction de la roche quand elle cristallise, mais cela ne se traduit que par des plans orthogonaux, dans les trois directions de l'espace, sans qu'une crevasse n'apparaisse. Ces plans constituent néanmoins des zones de faiblesse. Les ouvriers granitiers de la région de Fougères, que j'ai vus à l'œuvre grâce à mon collègue Sylvain Blais dans les années 1990, connaissaient très bien ces plans de débit préférentiel des granites, qu'on appelle la feuille, ou le fil. D'un coup de maillet bien ajusté, ils levaient des pavés d'une régularité remarquable, limités par trois plans orthogonaux. Ces trois plans sont ceux qui furent définis lors de la cristallisation et de la contraction du magma granitique.

Quand un granite est entièrement cristallisé, il ne lui arrive plus rien. Seule l'érosion des roches opère à la surface de la Terre. Avec le temps, avec les millions d'années qui passent, la pression exercée sur ce granite diminue progressivement. De même, la pression exercée sur les trois plans orthogonaux

diminue également, et un infime espace commence à s'ouvrir le long de ces plans. Lorsqu'on a décapé les parties sommitales du pluton, l'altération par l'eau qui s'infiltré attaque donc le cœur homogène du pluton. La circulation des eaux se fait dans les zones les plus perméables, qui sont bien nos trois plans orthogonaux. Prenez un tas de cubes de bois, versez-y de l'eau, il est évident que l'eau s'infiltré entre les cubes, et humecte chacun des contacts entre les cubes. Mais l'eau est agressive sur les feldspaths. Donc, l'eau qui s'infiltré altère les feldspaths qui sont en contact avec les plans orthogonaux, et l'argilisation progresse ainsi entre les volumes de granites isolés par les plans de circulation. Ces volumes sont initialement des cubes, ou des parallélépipèdes rectangles si vous préférez, comme des morceaux de sucre. Prenons justement un kilo de sucre en morceaux. Si vous faites couler de l'eau sur ce tas de sucre, l'eau s'infiltré rapidement entre les morceaux, puis les dissout. La dissolution commence sur les bords des morceaux de sucre et gagne vers leur cœur. Pour l'altération des granites, il en va de même, les blocs de granites sont altérés par leurs arêtes, par leurs faces. Les coins s'arrondissent, les arêtes s'émoussent. Un bloc de granite initialement cubique devient progressivement un bloc émoussé, arrondi, pour

finir sous la forme d'une grosse boule. Les roches tremblantes, ou branlantes, légion en Bretagne, du Huelgoat à Trégunc, se sont formées ainsi. Les blocs cubiques émoussés de l'Île de Bréhat se sont formés ainsi. Le long de la côte nord d'Ouessant, les empilements plus ou moins réguliers de blocs de granite arrondis qui semblent posés les uns sur les autres résultent du même processus.

Les boules de granites se forment à quelques dizaines de mètres de profondeur, lorsque les eaux de pluie s'infiltrent dans le sol. Ces boules n'apparaissent à la surface que si l'enveloppe supérieure, le sol végétal et l'arène granitique (qui correspond à une altération incomplète du granite) sont déblayés par l'érosion, par le ruissellement des eaux de surface. Pourquoi et comment l'érosion s'intensifie à certaines périodes géologiques pour dégager ces blocs remarquables, c'est une question de géomorphologie dynamique, liée à l'évolution tectonique et climatique d'une région. En un mot, un problème compliqué, distinct de celui que nous traitons ici, et que j'aurais bien de la peine à expliquer. Je n'en dirai rien.

Les beaux paysages granitiques des côtes ou des campagnes sont le résultat ultime de la longue

histoire d'un granite, depuis la cristallisation du liquide magmatique jusqu'à l'altération des feldspaths et des micas noirs par les eaux de pluie. On se demande alors ce que deviennent les cristaux de quartz et de mica blanc, minéraux moins sensibles à l'altération. Promenez-vous sur une des belles plages bretonnes, et vous aurez la réponse. Le sable de plage est essentiellement constitué de grains de quartz, émoussés certes par l'action continue des vagues, mais qui proviennent des granites altérés en arrière de la côte. De même, souvent les enfants se demandent ce que sont les paillettes brillantes, éparses dans le sable. Trésor des Abysses échoué ? Non, micas blancs, résidus de l'altération des granites, et déposés là au gré des courants.

Une ressource exploitée

La construction

Bien sûr, le granite a été et est toujours un noble matériau de construction. Les mégalithes de Bretagne, les villes historiques de Dinan ou Auray, le Parlement de Bretagne à Rennes sont de granite. Pour ce dernier, seule la base l'est ; elle est surmontée de Tuffeau de Touraine, sous une imposante couverture d'ardoise. En cela, le granite n'est pas original. Toutes les roches ont été utilisées pour la construction. Le Château de Saumur doit son élégance au Tuffeau de Touraine encore, le château du Haut-Koenigsbourg en Alsace s'impose au paysage grâce au Grès rouge des Vosges, la

cathédrale de Clermont-Ferrand est faite de basalte noir. La Bretagne regorge de carrières de granite, granit pourrais-je écrire ici. Quelques dizaines sont encore en activité, laquelle activité est menacée par les importations. Le problème est loin d'être réglé. Aujourd'hui, pour transporter une tonne de minerai de fer depuis le Brésil jusqu'en Chine, par des cargos géants, il en coûte 1,5 dollars. Je ne connais pas précisément le coût de transport de blocs granitiques depuis la Chine vers l'Europe, mais ces 1,5 dollars nous en donnent une idée approximative ; cela ne doit pas être bien cher. La concurrence internationale sur le marché des roches de construction est féroce.

Les granites de Bretagne sont dotés depuis peu d'une indication géographique protégée (IGP). À l'Université de Rennes 1, Claudine Malfilatre a développé dans sa thèse de doctorat, soutenue en 2012, une stratégie de caractérisation de l'origine des roches de construction, y compris les granites. Quand nous visitons les carrières en activité en Bretagne, nous expliquions aux exploitants que nous voulions mettre en place une AOC pour les granites bretons ; c'est presque chose faite ! J'espère surtout que cette démarche participera de la survie d'abord, du développement ensuite des entreprises

locales exploitant le granit.

En tout cas, nombre de constructions, au premier rang desquelles bien sûr les maisons individuelles, sont de granite. Il est peut-être intéressant de présenter ici le problème du radon, qu'on associe aux environnements granitiques. On en entend parler, des mesures sont prises dans les collèges et les lycées. Mais qu'en est-il ? Certains granites, on l'a vu plus haut, on le reverra plus bas, contiennent des teneurs significatives en uranium. Ne nous alarmons pas ! La concentration moyenne en uranium de la croûte continentale est de 2,5 grammes par tonne (2,5 ppm). Les granites bretons les plus riches en uranium contiennent dix grammes par tonne ; nos cousins cornouaillais flirtent avec les vingt grammes par tonne. Il s'agit là de la radioactivité naturelle des roches ; on vit très bien avec ! L'uranium est de plusieurs types, avec deux isotopes principaux (^{238}U et ^{235}U) tous deux radioactifs. L'uranium 238 par exemple se désintègre en uranium 234 (la troisième espèce d'uranium, peu abondante), qui se désintègre rapidement en thorium 234, lui-même se désintègre, etc. La chaîne de désintégration se termine avec le plomb 206. Au milieu de cette chaîne, se forme le radon 222, qui, en quelques jours, se désintègre en polonium

222. Le bismuth et le polonium font également partie des intermédiaires de la chaîne jusqu'au plomb 206. Or le radon est un gaz, contrairement aux autres éléments de la chaîne qui sont des métaux. Dans un volume de roche qui contient originellement de l'uranium, comme certains de nos granites, se forme continûment du radon. Et en tant que gaz, ce radon a une réelle facilité à s'échapper de la roche. Première possibilité, votre maison est construite en granite, ou bien construite sur du granite. Le radon formé dans votre sous-sol ou dans vos murs s'échappe dans l'atmosphère, et si vous êtes chez vous, vous respirez un peu de ce gaz. Lequel se fixe dans vos poumons et après quelques jours, se désintègre en polonium, bismuth, plomb. Et vos poumons n'apprécient ni les désintégrations radioactives successives (qui se traduisent par exemple par l'émission de particules alpha) ni la présence de métaux, à la durée de vie réduite certes, tels que le polonium ou le bismuth, mais fameux poisons. Autre possibilité, le radon s'échappe des granites dans le sous-sol, mais là, pas de possibilité facile d'échappement vers l'atmosphère. Le radon se dissout dans la nappe phréatique. Si celle-ci est exploitée et que l'eau est acheminée rapidement à votre domicile par le réseau de distribution

d'eau, une part du radon qu'elle contient peut s'en libérer lorsque vous faites couler l'eau chez vous, notamment sous la douche qui pulvérise l'eau en fines gouttelettes, facilitant le dégazage. Vous respirez alors une belle dose de radon, dans l'enceinte fermée qu'est la salle de bain. À cela, un seul remède. Ouvrez les fenêtres ! Renouveler un air qui se charge petit à petit en radon puis en poison est LA solution, simple et pas chère. Je ne veux pas paraître léger face à un problème de santé publique, vraisemblablement sous-estimé. Mais je ne veux pas être alarmiste non plus. Ouvrez les fenêtres, c'est tout...

À l'air libre, dans les carrières, pas de problème de radon bien sûr. Ce ne serait pas le cas en exploitation souterraine, inenvisageable pour exploiter le matériau lui-même. En revanche, pour exploiter certains métaux, l'étain ou le tungstène par exemple, cette hypothèse est crédible. Car plus que le granite lui-même, ce sont ses sous-produits qui constituent une ressource originale, que je voudrais détailler maintenant. Ce sont les minéraux industriels et certains métaux donc, concentrés par les processus géologiques accompagnant l'histoire d'un granite.

Les minéraux industriels

- L'andalousite

L'histoire géologique d'un granite débute par la fusion partielle d'une roche source, la migration dans la croûte de magmas granitiques et leur cristallisation en profondeur sur le lieu de construction du pluton, puis se poursuit par l'érosion qui met à l'affleurement les plutons, et enfin se termine par sa destruction sous les effets de l'altération par les eaux de surface.

Le premier des minéraux industriels générés dans l'histoire géologique d'un granite n'appartient pas au granite lui-même, mais aux roches qui encaissent la construction du pluton granitique. Les magmas granitiques migrent dans la croûte et s'accumulent dans un volume important, le pluton granitique. Plus le volume est grand, plus la quantité de chaleur accumulée dans le pluton est importante ; souvenez-vous de la théière. Le massif granitique de Pontivy-Rostrenen est l'un des plus gros massifs granitiques de Bretagne. Il est complexe

car constitué de plusieurs types de granites ; il contient même des magmas plus basiques, basaltiques, générés à plus haute température. On peut estimer que la température moyenne de mise en place du pluton de Pontivy-Rostrenen était de 800°C environ. Notez que ce pluton s'est construit il y a 320 millions d'années, comme la majorité des plutons de Bretagne sud, et que vous ne vous brûlerez pas les pieds à vous promener en Forêt de Quénécan ou sur les bords du Lac de Guerlédan. Car oui, le pluton est maintenant froid. Et pour être précis, il s'est refroidi au moment même de sa construction, vers dix à quinze kilomètres de profondeur. Avant que les magmas ne migrent vers cette profondeur, une température de l'ordre de 300 à 400 degrés Celsius y régnait. Les roches sont des sédiments paléozoïques de l'Ordovicien, du Silurien, du Dévonien (quelques-uns des étages de l'ère primaire) enfouis à ces profondeurs par le jeu de grandes failles générées dans la chaîne de collision varisque. Donc, tout va bien pour ces sédiments : enfouis à dix à quinze kilomètres de profondeur, ils ont été schistosités (beaucoup sont devenus des schistes), ils ont recristallisé pour devenir très durs (c'est le cas par exemple du Grès Armoricaïn, constitué essentiellement de grains de quartz, qui se sont soudés encore plus pendant

l'enfouissement). Vers 320 millions d'années, une masse importante de magma à 800°C pénètre ces roches. Non seulement cet événement est soudain, soudain car il ne dure vraisemblablement pas plus de quelques millions d'années, mais il ajoute à la déformation des schistes et des grès, et surtout il induit une augmentation brutale de la température de ces roches. De 300-400°C, elles sont chauffées à 600°C au voisinage des magmas. En effet, le magma chaud se refroidit au contact des schistes et grès plus froids, mais ceux-ci, en retour sont chauffés, la chaleur est échangée entre ces deux groupes de roches, l'intrusion magmatique et les roches encaissantes. Plus les roches encaissantes sont proches de l'intrusion, plus elles sont chauffées. La distance augmentant, l'augmentation de la température se fait moins sentir. L'intrusion magmatique ayant une forme globalement circulaire sur la carte, les roches encaissantes surchauffées dessinent une auréole autour de l'intrusion, une auréole de métamorphisme ; la chaleur diffuse dans toutes les directions autour de l'intrusion.

Minéralogiquement, les roches sont transformées par ce surcroît de température ; leur minéralogie évolue, elles se métamorphosent, changent de forme, comme dans Kafka. La

conséquence la plus spectaculaire de l'augmentation de température dans les schistes noirs de l'Ordovicien est l'apparition de baguettes géantes d'andalousite, silicate d'aluminium (de composition Al_2SiO_5). Dans certaines localités, comme à l'Étang des Salles de Rohan, au sud du Lac de Guerlédan, les cristaux d'andalousite atteignent la dizaine de centimètres. Proche de là, à Glomel, la société Imerys exploite ces schistes à andalousite, pour l'andalousite elle-même, minerais d'aluminium, qui entre dans l'industrie des matériaux réfractaires. L'andalousite de Glomel est un minéral industriel. Ce gisement constitue, avec le gisement de talc de Trimouns, près d'Ax-les-Thermes en Ariège, le seul gisement de classe mondiale que l'on recense sur le territoire métropolitain. Naturellement, outre ses applications industrielles, l'andalousite de Rohan est très prisée des collectionneurs. J'ai vu un échantillon de schistes noirs, taille du poignet, où un superbe cristal d'andalousite côtoie un trilobite, fossile d'âge ordovicien, préservé dans le schiste. J'ai plusieurs fois cherché, au pied du Château des Salles, ruine sur les berges de l'étang des Salles, un échantillon dans lequel une andalousite transpercerait un trilobite. Jamais trouvé...

Les auréoles de métamorphisme

accompagnent systématiquement la mise en place des plutons granitiques. Souvent, les minéraux nouvellement formés dans la roche encaissante par le surcroît de température sont remarquables. Il faut seulement que la composition originelle de la roche encaissante soit favorable à leur apparition. Aussi est-ce parce que les schistes sont riches en aluminium et en silicium que l'andalousite apparaît. Dans les grès voisins, riches en silicium mais dépourvus d'aluminium, pas d'andalousite.

- L'albite

Une fois refroidi, le pluton granitique attend que ça se passe. Et ce qui se passe, c'est une érosion à la surface, quelques kilomètres au-dessus de lui. Néanmoins, la géologie est toujours plus compliquée. Il est arrivé, notamment en Europe de l'Ouest, que des événements autres surviennent, perturbant le repos de nos granites varisques, âgés de 320 millions d'années. Un de ces événements importants a été l'ouverture de l'Océan Atlantique ; événement perturbateur s'il en est... Je ne détaillerai pas ici les modalités de ce grand

événement géodynamique ; j'en ai dit un mot dans le Trésor des abysses. Retenons simplement que pendant que la lithosphère européenne craquait pour laisser place à un océan entre l'Europe et l'Amérique du nord, l'altitude diminuait. Un peu comme en Afrique de l'Est où les roches du Rift s'enfoncent au cœur d'une grande dépression. En Europe, cet événement a eu lieu il y a deux cents à cent millions d'années (entre le Trias et le Crétacé). La surface du continent a alors été immergée ; les roches sédimentaires du Bassin parisien et du Bassin aquitain se sont déposées durant cette période. L'eau de mer recouvrait donc des surfaces continentales en train de se fracturer (l'ouverture de l'Atlantique ne s'est pas faite sans quelques failles et fractures, pensez donc). L'eau de mer avait alors loisir de s'infiltrer dans les failles des socles continentaux, lesquels contiennent des plutons granitiques à foison, notamment suite à l'orogénèse varisque. L'eau de mer s'infiltrer, se réchauffe pendant sa descente (la température augmente vers le centre de la planète), puis devenue chaude, vers 250-350°C, remonte par d'autres fractures et retourne à l'océan. Un tel circuit, dit hydrothermal, est observable aujourd'hui au niveau des dorsales océaniques, où il est très actif. Il en fut question également

dans le Trésor des abysses. Lorsqu'en profondeur l'eau de mer atteint ces températures élevées, vers 300°C, elle est très agressive chimiquement sur les granites, d'autant que ce n'est pas de l'eau douce. C'est de l'eau salée, riche en chlorure de sodium. Il y a 1,5% de sodium dans l'eau de mer (et 2% de chlore ; soit une salinité totale de 3,5%, vous comptez bien). Le quartz est dissout, les micas sont détruits, le feldspath est transformé. Seulement transformé, oui. Le feldspath contient du calcium (ce sont les feldspaths plagioclases décrits plus hauts) et aussi du sodium et du potassium (ce sont les feldspaths alcalins). Le feldspath accepte donc le sodium dans sa structure. Quand les feldspaths du granite interagissent avec l'eau de mer riche en sodium, tout le calcium et le potassium qu'ils contiennent est remplacé par le sodium marin. Le feldspath devient alors un feldspath sodique pur, qu'on appelle l'albite.

En Bretagne, on a quelques traces de ce processus d'albitisation. Dans les Pyrénées, où sont reconnus de larges massifs granitiques d'âge varisque, soit largement antérieurs à la formation même des Pyrénées, ce processus d'albitisation a été poussé à l'extrême. Près de Perpignan, dans le Massif des Albères ou celui de l'Agly, des masses

entières de granite sont transformées en albite. Il y a là de véritables gisements d'albite, exploités aujourd'hui par la société Imerys, l'albite entrant dans la constitution des céramiques par exemple. D'immenses gisements d'albite sont connus partout dans le monde, de la Turquie à l'Ukraine, menaçant d'ailleurs la survie économique des exploitations pyrénéennes. L'albitisation est un phénomène d'altération des granites très commun : les granites sont ubiquistes dans la croûte continentale, les déchirures continentales donnant naissance à des océans se font au gré de la tectonique des plaques, l'océan contient toujours du sel, et l'eau qui s'infiltré albitise les granites.

Curiosité minéralogique associée à l'albitisation. Certains éléments chimiques présents initialement dans le granite sont peu solubles dans l'eau de mer qui interagit avec celui-ci. Lors de la destruction des micas par exemple, le peu de titane, de phosphore ou d'Éléments de Terres Rares qui y sont contenus, sont mis en solution, mais re-précipitent très vite sous forme de minéraux nouveaux, notamment dans les vides laissés par la dissolution du quartz. Ces vides, véritables petites géodes, contiennent alors de magnifiques cristaux millimétriques (oxydes de titane, phosphates de

Terres Rares), bijoux prisés des collectionneurs. Pour l'anecdote scientifique, avec mes collègues géochronologues de l'Université de Rennes 1, Gilles Ruffet et Marc Poujol, nous avons daté la formation de ces petits minéraux, en utilisant la radioactivité de certains éléments qui y sont contenus (potassium, uranium, thorium). Dater ces minéraux revient à dater le processus d'albitisation. Et c'est ainsi que nous avons pu associer l'albitisation des Pyrénées à l'ouverture du golfe de Gascogne, événement associé aux stades tardifs de l'ouverture de l'Atlantique, il y a cent millions d'années (à ce moment-là, la chaîne pyrénéenne n'existait pas encore). Le gisement de talc de Luzenac s'est également formé dans ce contexte géologique particulier, mais là, il n'est pas question de granite ; laissons-le donc de côté.

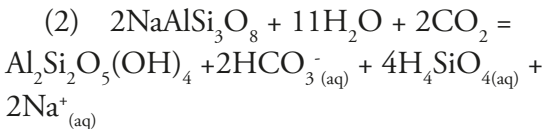
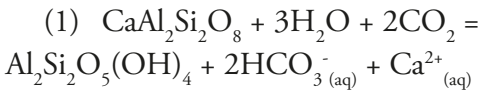
- Le kaolin

Le kaolin n'est pas un minéral, c'est un minerai, exploité. Le minéral de ce minerai est la kaolinite. Le kaolin est utilisé, historiquement, pour la confection de porcelaine ; il a maintenant une utilité multiple. Il y a de grands gisements

de kaolin en Chine (la porcelaine des empereurs chinois est célèbre), dans le Limousin (la porcelaine de Limoges est fameuse), en Bretagne sud (la porcelaine de Quimper est mise en valeur par les faïenceries HB-Henriot). Le mot kaolin lui-même est d'origine chinoise (kao « haut », ling « colline ») : les gisements de kaolins chinois devaient se trouver en haut des collines. C'est d'ailleurs le cas en Cornouaille anglaise, où l'on recense parmi les plus grands gisements de kaolins au monde, et qui sont souvent au sommet des collines granitiques. Pour finir avec ces anecdotes, les Anglais désignent le kaolin par China Clay, « argile chinoise ». Tout se tient.

Les principaux gisements de kaolin se sont formés sur substrat granitique. Pas n'importe quel granite, seulement ceux qui étaient les plus clairs à l'origine, un peu comme ceux de Bretagne sud, dépourvus le plus souvent de biotite, le mica noir. Après la construction des plutons granitiques varisques en Bretagne, l'érosion a fait son œuvre, décapant le toit de ces granites. Et pour éroder, rien de tel que d'altérer d'abord : il est plus facile aux rivières de véhiculer des argiles, produit de l'altération, que des blocs de granite intact. En montagne, ce n'est pas vrai, les rivières transportent de gros blocs. Mais

en Bretagne, depuis la période varisque, il n'y eut point de montagne. Une période particulièrement propice à l'altération des granites a été l'ère tertiaire, la période Paléocène en particulier, il y a soixante millions d'années. Un climat chaud et humide était alors installé sur l'Europe de l'Ouest. Et les granites proches de la surface ont été fortement altérés par les abondantes infiltrations d'eaux de pluie dans le sol et le sous-sol. L'eau de pluie est douce ; pas de sodium à disposition. Les feldspaths, les minéraux les plus facilement altérables des granites, ont été transformés en argile, la kaolinite. Je ne résiste pas au plaisir d'écrire les réactions de formation de la kaolinite ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$), à partir de l'altération du feldspath calcique (1) et du feldspath sodique (2) :



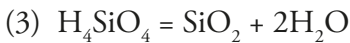
À la lecture de ces équations, où les réactants sont à gauche de l'égalité et les produits

à droite, l'attribut (aq) signifiant que ces produits sont dissouts dans l'eau, vous constatez d'abord que les feldspaths sont entièrement transformés en kaolinite. Il n'y a pas de résidu. Dans les gisements de kaolinite, ne subsistent que les grains de quartz et de mica blanc, résistants à cette altération. Les industriels développent alors des procédés pour séparer la kaolinite de ses impuretés quartzueuses et micacées. Un débouché industriel de ces concentrés de quartz et de mica, inutiles a priori, a été identifié il y a peu : la reconstitution des plages par trop érodées par la montée des eaux en réponse au changement climatique actuel. Les jeunes baigneurs de la plage de la Nourriguel à Larmor-Plage, dans le Morbihan, en bénéficient chaque été ; l'exploitation des kaolins de Ploemeur est toute proche faut-il préciser.

L'altération se développe grâce à l'eau, avec la participation du dioxyde de carbone. Pas de souci de ce point de vue, l'atmosphère terrestre contient ce gaz (et même de plus en plus ces dernières décennies...). Vous noterez également que le sodium, le calcium, et même le silicium sont libérés comme produits des réactions. En fait, ces éléments sont dissouts dans les eaux d'altération, et évacués hors de la zone d'altération par ces mêmes eaux. Une

bonne altération doit donc se faire avec beaucoup d'eau, une température climatique élevée, et dans un substrat granitique drainant. Rien de tel que ce substrat soit donc en relief surélevé par rapport aux roches environnantes ; et l'on revient à l'étymologie chinoise de la colline élevée.

Le silicium est évacué sous la forme H_4SiO_4 , l'acide silicique. Une partie de ce silicium est recyclé proche du site même d'altération pour former du quartz (réaction 3 ci-dessous) :



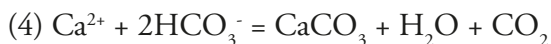
C'est la raison pour laquelle dans l'environnement immédiat des gisements de kaolin on peut trouver de magnifiques cristaux de quartz, de plusieurs centimètres de long, avec de belles formes cristallines, parmi les plus beaux quartz de Bretagne. Je tairai ici les endroits les plus propices à leur découverte... Une partie du silicium reste dissoute dans l'eau. Et comme le devenir ultime des eaux de surface continentale est d'aller à la mer, une partie de ce silicium est utilisé par certains organismes marins pour développer tout ou partie de leur squelette ou coquille. C'est le cas des radiolaires ou des éponges.

Le sodium est évacué dans les eaux d'infiltration également. Si les eaux d'infiltrations gagnent de grandes profondeurs dans la croûte terrestre, vous le savez déjà, ce sodium peut déclencher un processus d'albitisation dans les roches infiltrées. Mais pour le cas qui nous occupe ici, celui d'une kaolinisation en surface, la grande majorité des eaux d'altération va à la mer bien vite. Là, le sodium s'associe au chlore qu'on y trouve en abondance ; et vous le savez, l'eau de mer est salée. À vrai dire, il n'y a pas que les feldspaths sodiques des granites qui subissent une telle altération. Les feldspaths sont abondants aussi dans les roches basaltiques. Dans la Terre primitive, les basaltes étaient plus abondants que les granites, et de loin. Et ces feldspaths étaient altérés alors, transformés en argile. Depuis que l'eau existe sur Terre, depuis au moins 4,4 milliards d'années, elle altère les feldspaths, et donc, elle s'enrichit en sodium. Depuis que les océans existent, ils sont salés.

Quant au calcium, transporté lui aussi jusqu'à l'océan, il est utilisé par une multitude d'organismes qui vivent à l'abri, dans leur coquille de carbonate de calcium.

La réaction de cristallisation du carbonate de calcium à partir du calcium et du bicarbonate

dissouts s'écrit :



encore, un petit commentaire s'impose. Vous voyez que cette réaction produit du gaz carbonique (CO_2). Et en l'occurrence, pour une mole de carbonate de calcium fabriquée, on libère une mole de gaz carbonique. Retournez à la réaction (1) ci-dessus. Vous y observez que l'altération du plagioclase calcique consomme deux moles de CO_2 , tout en libérant une mole de calcium, celle qui est utilisée dans la réaction (4). Ainsi, l'altération soustrait du CO_2 à l'atmosphère (deux moles), et la formation des carbonates marins libère du CO_2 dans l'océan (une mole), qui retourne à l'atmosphère. Le bilan global de ce cycle est qu'on soustrait une mole de CO_2 à l'atmosphère. Or le CO_2 est un gaz à effet de serre. L'augmentation de la concentration en CO_2 de l'atmosphère augmente la température moyenne à la surface de la Terre ; c'est la période de réchauffement climatique que nous connaissons. Si on retire du CO_2 à l'atmosphère à l'inverse, l'effet de serre diminue, et la température moyenne diminue. Imaginez maintenant que la Terre ait connu une période où beaucoup de roches étaient altérées en même temps, et que

les roches en question étaient riches en feldspath calcique... Oui, vous comprenez bien : on aurait retiré beaucoup de CO₂ à l'atmosphère terrestre, et il aurait fait plus froid. Eh bien cet événement a bien eu lieu, il y a 700 millions d'années. Je ne détaillerai pas ici les modalités de sa survenue, on est un peu loin des granites, mais la conséquence fut un refroidissement général du climat terrestre, à tel point que les océans furent gelés. Parmi la communauté des géologues, cet événement est connu comme le Snow Ball Earth, (« Terre Boule de neige »). Je vous laisse imaginer...

Les ressources métalliques

Un magma granitique est une soupe dans laquelle baignent quatre-vingt-douze espèces d'éléments chimiques, tous ceux qu'on connaît sur Terre. Les processus qui gouvernent à l'histoire géologique d'un granite donnent souvent lieu à la concentration de certains de ces éléments. Je ne parle pas ici du silicium ou de l'aluminium, mais des éléments qui, peu abondants dans le magma initial, les éléments dilués, traces, se trouvent concentrés

au sein de gisements métalliques au hasard de processus remarquables, suffisamment concentrés parfois pour avoir donné lieu à leur exploitation économique, ancienne ou récente, ou pour qu'on envisage de le faire bientôt. Difficile d'en faire l'inventaire exhaustif. Je me concentrerai, c'est le cas de le dire, sur l'étain, le lithium et l'uranium.

- L'étain

L'étain est un métal historique. Constituant du bronze avec le cuivre, il est connu et exploité depuis la haute antiquité. Les Phéniciens, rois des mers en leur temps, auraient doublé la Bretagne pour s'en aller exploiter l'étain de Cornouaille anglaise il y a 3 000 ans. Je cite là Cheikh Anta Diop, intellectuel sénégalais, qui a donné son nom à l'Université de Dakar. Ce même Anta Diop propose d'ailleurs que ces mêmes Phéniciens, faisant halte aux douceurs de Bretagne sud, auraient planté verticalement quelques blocs de granite ça et là, pour des raisons mal identifiées. Cette hypothèse originale de l'origine des alignements de Carnac me plaît beaucoup. Passons. L'étain donc,

est aujourd'hui encore d'emploi commun : on en recouvre par exemple les surfaces de fer blanc de nos boîtes de conserve.

Dans le magma granitique, on ne trouve l'étain qu'à quelques grammes par tonne. Les premiers minéraux qui cristallisent dans le magma n'incorporent pas l'étain dans leur structure. L'étain reste donc dans la partie liquide résiduelle. Lorsque la vapeur d'eau s'exsolvole de ce magma, lorsqu'apparaissent des bulles de vapeur d'eau, une grande partie de cet étain se concentre dans cette vapeur plutôt qu'il ne reste baigner dans la soupe magmatique. On imagine là que la vapeur d'eau granitique est bien chargée... À l'apex du pluton granitique, la pression de vapeur d'eau monte, jusqu'à la fracturation. S'en suit l'injection de magma et de vapeur dans la fracture nouvellement créée. Le relâchement de pression provoque la cristallisation de minéraux, pour former les belles textures pegmatitiques dont il fut question plus haut. Mais la vapeur d'eau elle, continue de s'infiltrer le long de la fracture ; et cette eau contient toujours une quantité importante d'étain, encore plus de silicium bien sûr, cet élément étant tellement abondant dans les magmas granitiques qu'il est à la base des cristaux qui apparaissent tout en restant à

haute teneur dans les magmas et vapeurs résiduelles. Au sein de la fracture, l'eau continue donc de circuler, et lors de son éloignement progressif du pluton granitique, la température diminuant, des cristaux de quartz cristallisent en masse, formant de larges veines de quartz. Beaucoup des roches blanches que vous trouvez éparses dans les champs cultivés en région granitique sont des fragments de ces quartz hydrothermaux. L'étain cristallise alors avec ce quartz, sous forme d'oxyde d'étain (SnO_2), la cassitérite. Les cristaux de cassitérite atteignent de belles tailles, plusieurs centimètres, et font le bonheur des collectionneurs. C'est aussi le principal minerai d'étain. En Bretagne, beaucoup de granites ont donné lieu à des concentrations en étain, localement accompagné de tungstène (cet élément, l'ancien wolfram, se comporte globalement comme l'étain dans l'évolution de cristallisation des granites). C'est le cas par exemple pour le gisement de Montbelleux, au nord de Rennes, encore exploité au XXe siècle. À Piriac-sur-mer, les traces d'anciennes exploitations d'étain sont encore visibles sur l'estran près du Rocher d'Almanzor, au sud du sémaphore de la Pointe du Castelli. En vous y promenant, à marée moyenne, vous pourrez observer une belle quantité

de veines de quartz, immanquables. L'une de ces veines, horizontale, a été décapée partiellement ; on y a exploité l'étain jadis. Au Roc St André, au pourtour géologique du Granite de Lizio (situation géologique normale pour les filons riches en vapeur et magmas qui s'injectent dans les fractures radiales autour du pluton granitique), les installations d'une ancienne mine sont encore visibles (on peut y acheter de la cervoise Lancelot maintenant). L'étain y fut exploité dès l'âge du bronze probablement, il y a 3000 ans (les Phéniciens à nouveau ?). Les installations encore visibles datent du XIXe siècle. J'ai eu la chance de descendre dans le puits St Michel, guidé par Christian Chardola (qu'il soit remercié ici), qui maintient en l'état les installations de descente. Plusieurs étudiants de Master ont alors réalisé de petits projets de fin d'étude sur ces observations sous-terraines. Avec les collègues du BRGM, Eric Gloaguen et Mathieu Chevillard en tête, nous avons en projet d'écrire un article scientifique sur les conditions de formation de ce gisement métallique dans le contexte géologique de mise en place du pluton granitique de Lizio, il y a 320 millions d'années. Nous avons les mesures de terrain, nous avons les résultats d'analyses minéralogiques et chimiques, mais nous n'avons

pas le temps... L'affaire suit son cours néanmoins.

- Le lithium

En contexte granitique, la minéralisation en lithium suit une logique assez similaire à la minéralisation en étain. Le lithium reste concentré dans les vapeurs d'eau. Quand la fracturation intervient, le lithium est, contrairement à l'étain néanmoins, assez rapidement incorporé dans certains cristaux des filons de pegmatites. Ces cristaux sont de la pétalite par exemple, minéral très proche du feldspath. Il est difficile de les distinguer à l'œil nu. Des recherches récentes proposent une hypothèse alternative pour la formation des pegmatites à lithium. Des magmas granitiques très riches en eau se formeraient en contexte de zone de collision, au cœur de la croûte continentale. Peu visqueux, car riches en fluor et en lithium justement, ces magmas s'injecteraient vers les niveaux supérieurs de la croûte, sous forme de filons de pegmatites. J'adhère à cette idée.

En Europe de l'ouest, il existe de vastes

étendues de terrains géologiques riches en pegmatites à lithium. De la Bohême au Portugal, en passant par le Massif Central, ces champs filoniens constituent une véritable ressource stratégique. Un projet scientifique d'envergure mené par mes collègues d'Orléans tâche d'en préciser les caractéristiques géométriques et minéralogiques. Eric Gloaguen par exemple m'a fait visiter il y a quelques années les pegmatites d'Ambazac, non loin de Limoges. Incroyables roches ! Minéraux géants et couleurs chatoyantes, rose, jaune ou vert, dont profitent surtout maintenant les chauves-souris qui trouvent un abri utile aux anciennes excavations. La question est de savoir si ces pegmatites lithinifères seront exploitées un jour ; c'est bien possible pour le Portugal, moins probable en France (les débats houleux entourant l'exploration minière sur le territoire ne rendent pas le futur exploitant optimiste quant à son projet). Car bien sûr, à ce jour, le lithium dont nous avons besoin pour accompagner le développement des moteurs électriques de nos voitures, provient d'une autre ressource : celle des salars andins, boliviens notamment. Là, le lithium est dissout dans les eaux saumâtres de lacs asséchés d'altitude. Et ce lithium a été lessivé des montagnes alentour par les eaux de ruissellement, lesquelles

montagnes sont constituées de laves et de roches granitiques riches en lithium. Toujours le granite !

Les filons de pegmatite, lithinifères en particulier, recèlent une autre richesse : une formidable collection de minéraux. Dans les conditions de formation des filons de pegmatite, les minéraux atteignent de grandes tailles (l'eau facilite la diffusion des éléments chimiques, ce qui accélère donc la croissance des minéraux). Le béryl, par exemple, est familier dans ces roches, le topaze aussi, l'apatite... Beaucoup de ces minéraux présentent des limpides remarquables dans les pegmatites, ce qui en fait des pierres gemmes communes en joaillerie.

Le coltan, oxyde de niobium et de tantale, abréviation de columbo-tantalite, n'est pas limpide, ni brillant. C'est le minerai principal de ces deux métaux, niobium et tantale. L'une des ressources mondiales les plus importantes est localisée au Rwanda, en Afrique centrale, où les collègues belges, Philippe Muchez par exemple, travaillent à la caractérisation géologique des pegmatites tantalifères depuis de nombreuses années. En République Démocratique du Congo voisine, l'exploitation de ce coltan est anarchique, source

d'exactions quotidiennes envers les populations. Maintenir l'anarchie et la terreur permet d'organiser le trafic du coltan. Non, pas brillant le coltan...

- L'uranium

Qu'on le veuille ou non, l'uranium est une ressource aujourd'hui exploitée. L'uranium est même à mettre au rang des énergies plutôt. On utilise en effet ses propriétés de fission nucléaire pour chauffer l'eau de nos centrales, eau qui fait tourner des turbines, lesquelles génèrent de l'électricité, de l'énergie donc. Pour encore de nombreuses années, en France au moins, nous maintiendrons notre capacité à produire de l'énergie nucléaire. Nous aurons donc besoin d'uranium, avant que le procédé de fusion nucléaire, plus sûr, ne soit à l'œuvre (dans un siècle peut-être ?).

Les géologues français ont depuis de nombreuses années développé une expertise sur la géologie de l'uranium. Je rends ici hommage à Michel Cuney, de Nancy, éminent spécialiste de ce métal, et fin connaisseur des granites de surcroît.

J'ai déjà mentionné l'uranium dans cet ouvrage, pour ses propriétés radioactives qui permettent de dater la formation de certains minéraux, comme le zircon. Je me contenterai d'exposer ici les modalités par lesquelles, en environnement granitique, les processus à l'œuvre ont permis la formation de gisements d'uranium, en Bretagne notamment. Dans les magmas granitiques, l'uranium n'est présent qu'à l'état de trace, dix à vingt grammes par tonne pour des granites « riches » en ce métal. Pour quelques-uns de ces granites, et en fonction de paramètres variés tels que la température, l'activité d'oxygène ou d'autres éléments, des cristaux d'uraninite (UO_2) peuvent se former au cours de la séquence de cristallisation. Sous cette forme d'uraninite, l'uranium est à l'état +4. L'oxygène étant chargé -2, deux oxygènes pour un uranium se neutralisent. Il s'avère que l'uranium présente cette spécificité de pouvoir changer d'état électrique, en étant plus oxydé, à l'état +6. L'uranium n'est pas unique. Le fer est un métal qui peut se présenter sous plusieurs états également : le fer métal n'est pas chargé, mais en présence d'oxygène, ce fer métal s'oxyde, sous forme +3, et il forme des liaisons avec cet oxygène pour former des oxydes de fer. Hydratés, ces oxydes forment la rouille, que

tout le monde connaît. Le carbone également : en conditions oxydantes le carbone est à l'état +4, et il forme le CO_2 . En conditions réductrices, c'est-à-dire en l'absence d'oxygène, il est présent à l'état natif, comme dans le graphite (celui de nos mines de crayons), ou mieux le diamant, carbone pur joliment cristallisé. En présence d'hydrogène et sous atmosphère réductrice, il forme du méthane (CH_4) ; comme dans l'intestin des vaches... Le soufre aussi, sous forme de sulfates (SO_4^{2-}) dans nos bouteilles d'eau minérale ou d'hydrogène sulfuré (H_2S), à la forte odeur d'œuf pourri, au sortir de certaines émanations volcaniques. Dans certaines conditions donc, oxydantes en l'occurrence, l'uranium est stable à l'état +6, et non pas +4 comme il l'est dans l'uraninite cristallisée dans les magmas.

Les granites se mettent en place sous forme de pluton à quelques kilomètres de profondeur dans la croûte. Le long du Cisaillement sud armoricain, grande faille verticale, leur mise en place a été perturbée. C'est le cas aussi lorsque les granites se mettent en place sous des failles inclinées, pentées. Lorsque les chaînes de montagne associées à la collision de deux plaques lithosphériques continentales se forment, d'importants reliefs se créent. L'Himalaya en témoigne. À l'époque

varisque, une telle chaîne de montagne existait en Europe de l'ouest. La Bretagne du sud était à 4 000 mètres d'altitude ! Ces reliefs ne sont en réalité que la manifestation de surface de l'épaississement de la croûte continentale, lequel épaississement résulte du chevauchement de roches sous d'autres roches. Positionnez vos mains à plat devant vous, paumes vers le bas, écartées de 10 centimètres, à hauteur d'yeux. Chacune de ces mains, deux normalement, figure un fragment de croûte continentale, de 30 kilomètres d'épaisseur. En les rapprochant, elles entrent en collision (collision continentale donc). Lorsque vos majeurs se touchent, faites en sorte que la main gauche passe sous la main droite, puis faites glisser la main gauche sous la main droite. Lorsque votre majeur gauche atteint le dessous de votre poignet droit, l'épaisseur de l'ensemble de vos mains est doublée ; ainsi l'est l'épaisseur de la croûte continentale dans la collision lithosphérique. Notez d'ailleurs que le plan séparant vos deux mains, toujours en position, plan le long duquel vos deux mains ont glissé l'une contre l'autre est un grand plan de faille : votre main gauche s'enfonce sous la main droite, la main droite chevauche donc la main gauche. Cette faille est un chevauchement. Imaginez maintenant que vos mains ne soient pas aussi douces qu'elles le sont. Le glissement sera

plus difficile, et ne se fera que par à-coups. Eh bien chacun de ces à-coups correspond à un séisme, un tremblement de terre. De telles failles existent en vérité, en Himalaya, dans les Alpes ; elles sont longues de plusieurs dizaines de kilomètres ! Ce sont les failles qui génèrent les séismes parmi les plus intenses sur Terre.

Lorsque la croûte continentale n'est soumise à aucune contrainte, telle celle, dantesque, qui engendre le doublement de son épaisseur par les chevauchements, son épaisseur normale est de trente kilomètres. Pendant la collision continentale, son épaisseur doublée, à soixante kilomètres donc (bravo à vous !) n'est pas une situation stable. Dès lors que les plaques cesseront d'être entraînées dans la collision par les contraintes profondes nées dans le manteau, la croûte tâchera de revenir à son épaisseur stable, trente kilomètres. Et pour ce faire, la nature a inventé d'autres failles, qui fonctionnent dans le sens opposé des chevauchements. Reprenez la position ! Main droite sur la main gauche, mains horizontales. Cette fois, écartez vos deux bras. Vos deux mains glissent à nouveau l'une sur l'autre, et quand vos deux majeurs sont face à face, vous avez retrouvé une épaisseur d'une main, une croûte de trente kilomètres. Le glissement de vos mains

s'est fait cette fois sur un plan permettant leur écartement, c'est un plan de détachement. Et les granites dans tout ça ? Eh bien, votre main gauche est remontée vers la surface. Votre paume gauche était auparavant sous deux épaisseurs de main (la main gauche et la main droite superposées). Cette paume gauche a donc eu le temps de monter en température ; il fait plus chaud à 30 kilomètres de profondeur qu'à la surface. Maintenant que vous faites remonter votre main gauche, la pression exercée par les trente kilomètres représentés par la main droite diminue rapidement. Le matériel profond, chaud, subit une décompression rapide, sans perte de beaucoup de chaleur (décompression adiabatique) : comme on l'a vu plus haut, cela entraîne une fusion partielle, et dans le cas présent la formation de granites. Des magmas granitiques sont donc produits au sein de votre main gauche quand celle-ci remonte grâce au fonctionnement du détachement. Ces magmas, moins denses que leur source, viennent s'agglutiner exactement sous le plan de glissement entre vos mains, le plan de détachement. Le granite de Quiberon et celui de Guérande sont de ceux-là. Sur la côte sauvage de Quiberon, vous pourrez constater que le granite semble plonger vers la mer. Ce débit intime du

granite n'a rien à voir avec l'action des vagues aujourd'hui, mais est héritier de la mise en place du pluton de Quiberon sous un plan de détachement. Le mouvement le long de ce plan n'est pas continu, et se fait par à-coups lui aussi, comme pour les chevauchements. Chaque à-coup génère donc un séisme, qui se traduit par la fracturation des roches alentour, notamment votre main droite, la croûte continentale de surface, au-dessus du détachement. La croûte de surface se fracture donc, comme si les doigts de votre main droite s'écartaient. L'eau de surface peut alors s'infiltrer au travers de cette croûte, entre vos doigts, et descendre jusqu'au plan de détachement, le contact entre vos mains.

Les granites qui cristallisent sous le plan de détachement, et qui contiennent donc de l'uraninite UO_2 , où l'uranium est à l'état +4, se voient donc infiltrés par des eaux de surface, oxydantes car elles contiennent de l'oxygène de l'atmosphère. L'uraninite est alors déstabilisée, l'uranium passe à l'état oxydé +6, et là, il est solubilisé dans les eaux d'infiltration sous forme uranyle (UO_2^{2+}), puis exporté hors de la zone d'interaction. Il faudra que ces eaux rencontrent d'autres roches le long de leur trajet de circulation, par exemple de vieux schistes noirs riches en graphite (composé de carbone

métallique, à fort pouvoir réducteur), pour que le caractère oxydant des eaux d'infiltration soit annihilé. L'uranium est alors réduit à l'état +4, et il cristallise sous forme d'uraninite, au sein même de la masse schisteuse. C'est exactement ce qui s'est passé pour les gisements d'uranium de la côte sud bretonne, lorsque le granite de Guérande par exemple s'est mis en place sous le détachement de Piriac-sur-mer, il y a 310 millions d'années. Aujourd'hui, les schistes noirs sont visibles à la Grotte à Madame (je n'invente rien...), au sud du sémaphore de la Pointe du Castelli en Piriac. Lorsque vous êtes dans cette grotte, accessible à marée basse sans problème, sachez que quelque part sous vos pieds se situe un important gisement d'uranium, qui a donné la production de plusieurs milliers de tonnes d'uranium ! Dans la grotte même, j'ai mesuré la radioactivité ; rien d'anormal, tout l'uranium a été piégé plus bas, cinquante mètres sous la plage.

Toute cette histoire géologique, riche et complexe, s'est déroulée il y a 300 millions d'années, en fin d'orogène varisque, lorsque la chaîne de montagne d'alors s'est effondrée, c'est-à-dire lorsque les détachements ont permis le retour à l'équilibre, à trente kilomètres d'épaisseur, de la

croûte continentale, et à l'eau de surface de s'infiltrer dans cette croûte. Beaucoup d'analyses, beaucoup de mesures sur le terrain, beaucoup de réflexion ont été nécessaires pour reconstituer cette histoire. Le tout a été rendu public dans des articles écrits par Christophe Ballouard, déjà mentionné, en 2015 et 2017. Aujourd'hui, nous continuons à travailler sur ce sujet géologique : mise en place de pluton granitique, fonctionnement des failles, mise en circulation d'eau depuis la surface des continents ou de vapeur d'eau hors des plutons granitiques. Mais maintenant, place à la modélisation numérique ! Mes collègues rennais Thibault Duretz et Yannick Branquet, spécialistes de ce puissant outil, s'attachent à préciser les conditions géologiques du système granitique de Bretagne sud, pour qu'il nous révèle encore plus ses secrets les mieux cachés.

« No water, no granite ; no ocean, no continent ». J'emploie souvent cette citation. Depuis longtemps. Je ne sais même plus à qui je la dois... Ici, elle illustre parfaitement les liens intimes entre les granites et l'eau. Pour que des matériaux géologiques fondent partiellement, pour donner naissance aux magmas granitiques, il faut

bien souvent de l'eau. Ces magmas contiennent d'importantes masses d'eau dissoute. Celle-ci s'exsolvait au gré de la remontée et de la cristallisation du magma. Mélangée au magma résiduel, elle s'injecte dans des fractures pour donner naissance à des roches fabuleuses, les pegmatites aux minéraux géants. Les pegmatites se prolongent en veines de quartz, minéral ubiquiste de ces systèmes. L'eau n'est pas pure : elle est chargée en une masse d'éléments variés, qui de place en place, se déposent chimiquement sous forme de minéraux rares, minerais de métaux essentiels à notre développement, passé à l'âge du bronze, présent à l'âge des nouvelles technologies.

Après la fin de l'histoire magmatique, le mariage de l'eau et du granite engendre de belles réalisations. La transformation des feldspaths par hydrolyse donne naissance à la plus belle argile qui soit, la plus blanche, la kaolinite, celle qui par transformation deviendra porcelaine, presque ivoire. Les paysages granitiques eux-mêmes résultent de la sculpture inventée par les eaux. On croit qu'elle détruit le granite, en l'altérant ; l'eau au contraire lui redonne vie, vie puissante par les blocs cyclopéens maintenus en équilibre instable dans nos forêts, vie poétique par les formes presque hasardeuses qu'elle

invente le long des côtes bretonnes.

Tout n'a pas été dit sur le mariage entre l'eau et le granite. L'eau des nappes phréatiques des socles continentaux n'a de cesse de circuler au travers des fractures des granites. Elle y gagne sa douce minéralité d'eau de source. Et tant d'autres aspects.

La recherche scientifique sur les granites est toujours active et nombre de questions se posent encore: les conditions de formation des pegmatites, les échanges chimiques entre les magmas, entre les magmas et leur encaissant. Que de réactions chimiques violentes lorsque qu'un pluton granitique se met en place, comme un ballon ou une pile d'assiette, dans un encaissant de calcaires, lithologie si différente du granite ! Je n'ai mentionné également que quelques métaux, symptomatiques certes, mais n'offrant qu'une vision réduite de ce que les granites ont à fournir.

Et puis surtout, j'ai parlé beaucoup de la Bretagne, terre de granite. Les granites y sont fréquents, typiques, instructifs certes. Mais quoi en comparaison des ensembles magmatiques des cordillères américaines, dans le nord canadien ou dans le sud argentin, quoi en comparaison des

plutons remarquables d'Afrique du Sud ou de Namibie, quoi en comparaison des roches australiennes, si vieilles et si variées, et dont beaucoup ont servi à la définition même des lithologies granitiques ?

Peu de chose à vrai dire. Mais je suis breton, né à Lizio, géologue à Rennes. Depuis près de vingt ans, je consacre une partie de ma recherche scientifique aux granites et aux eaux avec lesquelles ils ne cessent d'interagir. Le plus souvent, les granites bretons varisques, et encore, ceux du sud, ont été le sujet de mon attention. Quand je serai vieux, j'irai en Argentine, en Australie, en Alaska (ce sera un voyage AAA !). Et là, j'écrirai peut-être un autre livre, Les granites de la Terre.

Table

Introduction	p.07
Chapitre 1 :	
Une roche magmatique.....	p.13
La Terre est magmatique.....	p.15
Les premiers granites	p.23
La datation des granites	p.32
La tectonique des plaques, cadre des granites modernes	p.36
Chapitre 2 :	
Des paysages somptueux	p.45
Les intrusions granitiques	p.48
La constitution minéralogique des granites :	
de l'origine de la coloration	p.54
Le statut de l'eau	p.66
Les formes dans le paysage.....	p.78
Chapitre 3 :	
Une ressource exploitée	p.89
La construction	p.91
Les minéraux industriels.....	p.96
- L'andalousite	p.96
- L'albite	p.100
- Le kaolin.....	p.104
Les ressources métalliques.....	p.111
- L'étain	p.112
- Le lithium	p.116
- L'uranium	p.119
Conclusion.....	p.127

Achévé d'imprimer en octobre 2019
par l'imprimerie IDENTIC à Rennes, France
Dépôt légal octobre 2019