

inclusions se situent le long des plans de clivage du diamant, leur analyse ne témoigne pas nécessairement de l'âge de sa formation, car les compositions isotopiques des inclusions peuvent aussi refléter l'âge de l'éruption volcanique qui a porté le diamant à la surface terrestre.

Le scénario de formation des diamants se dessine ainsi. Ils cristallisent à des profondeurs de 135 à 200 kilomètres et à des températures de 1 100 à 1 200 °C. La majorité provient de la lithosphère – la croûte rigide et le manteau supérieur de la Terre –, sous des parties anciennes et stables de la croûte continentale nommées cratons. Ces derniers sont éloignés des zones de subduction. Le diamant cristallise à la base (la quille) des cratons anciens, là où l'énergie géothermique est affaiblie par les masses plus froides constituées par la croûte. Pauvre en silice, ce milieu est dominé par des roches telles que la péridotite et l'éclogite, riches en magnésium et en fer. D'autres diamants se forment dans la sublithosphère – les couches profondes de la Terre, jusque dans le manteau inférieur.

Deux processus ont pu conduire à la formation des diamants. Le premier est la réduction (gain d'électrons) du carbonate (CO_3^{2-}) à l'état solide, ou dissout dans une roche fondue ou un fluide riche en éléments chimiques. Le carbonate, quant à lui, proviendrait de deux minéraux, la dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) ou la magnésite (MgCO_3). Il se formerait lorsque des substances chimiques volatiles, tel le dioxyde de carbone (CO_2), se sont échappées de la croûte océanique alors qu'elle glissait par subduction sous une autre plaque tectonique et pénétrait dans une région de roche fondue.

Le second processus est l'oxydation (perte d'électrons) de carbone réduit en méthane. D'où provient ce méthane ? Sans doute de fluides réduits présents dans le manteau supérieur. L'eau libérée par l'oxydation du méthane faciliterait la circulation de fluides réactifs riches en carbone dans la lithosphère subcratonique, lesquels enclencheraient une lente métamorphose (métasomatose) de la zone traversée où cristallisent les diamants.

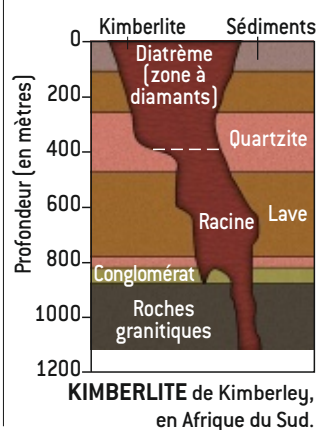
L'origine du carbone des diamants reste cependant ambiguë et fait en-

core l'objet de recherches. Les modèles d'évolution du manteau suggèrent que les diamants ayant plus de 2,5 milliards d'années résultent d'une oxydation de méthane, alors que ceux qui ont moins de 2,5 milliards d'années auraient été formés par réduction de carbonate.

Quelle que soit la profondeur de leur formation, les diamants sont transportés vers la surface par des masses de roche fondue en ascension rapide – des magmas de kimberlite (*ci-contre*) ou de lamproïte (selon leur composition) – qui proviennent des zones de croissance de la gemme ou de plus grandes profondeurs. Les kimberlites jaillissent à des vitesses moyennes de 10 à 30 kilomètres par heure grâce à la libération rapide de dioxyde de carbone et d'eau, qui engendre une poussée ascensionnelle. Pourquoi cette libération ? James Russell et ses collègues, de l'Université de Colombie-Britannique, aux États-Unis, viennent d'en élucider le mécanisme. Dans des expériences à haute température, ils ont montré qu'en montant, le magma quitte une région riche en carbone pour une région riche en silice. Il se charge en silice, ce

qui entraîne une chute rapide de la solubilité du dioxyde de carbone et, par conséquent, une expulsion continue et vigoureuse du gaz qui stimule l'ascension du magma kimberlitique.

Les kimberlites ont en général un âge de formation compris entre 65 à 135 millions d'années, mais atteignant pour certaines 1,1 milliard d'années. Elles sont en général plus jeunes que les diamants qu'elles transportent, lesquels se sont globalement formés de quelques centaines de millions à quelques milliards d'années plus tôt.



ris bleus : en fondant, les inclusions libèrent du fer et du titane, et le transfert de charge peut avoir lieu. Dans le saphir orangé-rose, nommé padparadscha (« couleur de la fleur de lotus » en sanskrit), l'aluminium est remplacé par une combinaison d'ions chrome (Cr^{3+}), qui crée une teinte rose, et d'ions fer (Fe^{3+}), dont le transfert de charge avec les ions oxygène (O^{2-}) produit une teinte jaune.

La plupart des corindons gemmes sont extraits à partir de dépôts de sédiments (placers) alluviaux (transport par l'eau), colluviaux (transport par la gravité) et éluviaux (érosion), ou de sédiments compactés et solidifiés (paléoplacers). Les gisements se sont formés dans des régions ayant subi des événements géodynamiques tels des collisions, des rifts et des phénomènes de subduction. Trois périodes de formation ont été identifiées : l'orogénèse panafricaine (entre 750 et 450 millions d'années), qui a produit des gi-

sements primaires de corindon gemme en Afrique, en Inde, à Madagascar et au Sri Lanka ; l'orogénèse himalayenne avec ses marbres à rubis en Asie (entre 45 et 5 millions d'années) ; et les extrusions de basalte alcalin au Cénozoïque (entre 65 et 1 million d'années).

La formation des rubis et saphirs rosés les plus fins, provenant des marbres de l'Asie centrale et du Sud-Est, vient d'être élucidée. Voici plus de 250 millions d'années, les régions étaient occupées par des lagons peu profonds et des deltas alimentés par la mer et les rivières. Peu à peu, les sédiments charriés s'accumulaient sur le fond, se mêlant aux dépôts calcaires d'origine marine. Ces lagons étaient partiellement isolés et riches en saumures (sels et sulfates). Lors de l'orogénèse himalayenne, les empilements sédimentaires – où alternent calcaires, grès et sels – ont été chauffés par le métamorphisme régional (la transformation chimique des roches à l'état

solide). Les grès se sont transformés en quartzites et les calcaires en marbres – formés de calcite (CaCO_3). Entre 600 et 650 °C et à des pressions de l'ordre de 3×10^8 pascals, les sels ont fondu et ont réagi avec le marbre environnant, qui contenait de l'aluminium (environ 0,1 pour cent d' Al_2O_3), du chrome et du vanadium pour former du rubis. Une étude comparable est réalisée actuellement sur du saphir rose dans des marbres de la Colombie-Britannique.



L.-D. Bayle / Le Règne Minéral

■ LES AUTEURS



Lee GROAT est professeur de sciences de la Terre et des océans à l'Université de Colombie-Britannique, où il dirige le programme de sciences intégrées.

Gaston GIULIANI est directeur de recherche à l'Institut de recherche pour le développement (GET / IRD) et au CRPG/CNRS, à Vandœuvre-lès-Nancy, où il dirige des programmes sur la géologie des gemmes avec les pays du Sud.

Article publié avec l'aimable autorisation de *American Scientist*.

L'Émeraude

L'éméraude, une des gemmes les plus recherchées (en 2000, une émeraude colombienne de 10,11 carats a été achetée 916 000 euros), est la variété verte et riche en chrome et en vanadium de la famille du béryl – constitué de béryllium, de formule générale $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$. La Colombie fournit environ 60 pour cent de la production mondiale; la Zambie est la deuxième source en valeur monétaire. La production planétaire officielle en 2001 était de 5,5 millions de carats, pour une valeur supérieure à 400 millions d'euros.

Comme le corindon (rubis, saphir), le béryl cristallise dans le système hexagonal. La couleur de l'éméraude est due à des traces de chrome ou de vanadium qui remplacent l'aluminium dans la structure du minéral. Une caractéristique du béryl est qu'il contient de l'eau (jusqu'à trois pour cent de son poids): celle-ci ou d'autres constituants moléculaires et gazeux se situent au cœur d'un empilement atomique hexagonal formé d'anneaux de silicium et d'oxygène. Lors du chauffage d'une émeraude, à plus de 400 °C, l'eau piégée se fragmente en molécules gazeuses qui restent confinées dans les canaux. Elle est libérée à des tempé-

ratures d'environ 800 °C. Ainsi, l'eau des canaux reflète la composition du fluide au moment de la formation du cristal, et la mesure du rapport des isotopes de l'hydrogène de l'eau libérée par le béryl permet de déterminer la source des fluides à partir desquels le béryl s'est constitué.

Des conditions géologiques et géochimiques inhabituelles sont requises pour que le béryllium soit associé au chrome ou au vanadium. Le béryllium se trouve essentiellement dans des roches crustales (formées à l'intérieur des continents) et il est rare dans la croûte continentale supérieure. Il se concentre dans des roches telles que les granites riches en eau, les pegmatites (granites filoniens à gros cristaux) et les schistes noirs (une roche sédimentaire). Le chrome et le vanadium, quant à eux, sont concentrés dans les roches volcaniques associées aux dorsales océaniques, plus précisément dans des roches ignées dites roches ultramafiques ou mafiques telles que les péridotites (riches en magnésium et en fer), les dunites (un type de péridotite) et les basaltes (du magma basique rapidement refroidi) de la croûte océanique et du manteau supérieur et leurs

équivalents métamorphiques. On rencontre aussi parfois de fortes concentrations de chrome et de vanadium dans les roches sédimentaires, en particulier les schistes noirs. Ces derniers contiennent de trois à cinq parties par million de béryllium.

Dans le modèle classique, les pegmatites contenant du béryllium réagissent à l'état de magma avec des roches ultramafiques ou mafiques plus anciennes et refroidies – à teneur élevée en magnésium et en fer, mais contenant aussi du chrome et du vanadium (voir la figure page ci-contre). La pegmatite et la roche ultramafique ou mafique sont altérées par la circulation d'un fluide soit d'origine granitique, soit métamorphique. Les deux roches sont alors transformées en un schiste à biotite (un mica) et une roche riche en feldspath (albite) qui contiennent des émeraudes. Néanmoins, d'autres événements géologiques impliquant la tectonique ont pu jouer un rôle important dans la formation de certains gisements d'éméraude.

En Colombie, notamment, où il n'y a pas trace d'activité magmatique, un modèle unique a été mis en évidence en 1994. Les gisements colom-

biens d'éméraude (plus de 200) se situent dans deux bandes étroites de part et d'autre du bassin sédimentaire de la Cordillère orientale. Les émeraudes se sont formées par croissance hydrothermale associée à une activité tectonique: des fluides du fond du bassin sédimentaire, riches en calcium et sodium, ont interagi avec des lits de sel (évacuaires) intercalés dans des schistes noirs du Crétacé inférieur (de 140 à 100 millions d'années), à des profondeurs voisines de sept kilomètres. À une température voisine de 300 °C, ces fluides saumâtres et alcalins ont migré vers les parties supérieures du bassin sédimentaire, le long de failles de décollement acti-



© Shutterstock/Muellek Josef

LES AUTRES BÉRYLS

D'autres béryls sont utilisés en joaillerie: l'aigue-marine (ci-dessous, b) et le maxixe (bleues), le béryl doré (jaune), l'héliodore (a, jaune verdâtre), la goshénite (incolor), la morganite (c, rose), le béryl rouge...



Leurs couleurs sont dues à la présence d'impuretés. Nos travaux suggèrent que la couleur de l'aigue-marine est due à un transfert de charge entre des ions fer qui ont remplacé l'aluminium du cristal: les cations ferreux (Fe^{2+}) échangent des électrons avec quelques cations ferriques (Fe^{3+}). Le bleu foncé du maxixe résulte de l'inclusion de nitrate (NO_3^-) et de carbonate (CO_3^{2-}) dans les canaux du cristal situés au centre des anneaux structuraux du béryl. La couleur s'atté-

nue avec l'exposition prolongée à la lumière, par déstructuration des atomes d'hydrogène dans le cristal. Une étude récente a suggéré que le nitrate est créé par un processus naturel, alors que le carbonate est dû à l'irradiation par la roche environnante. Les cations ferriques sont responsables de la couleur du béryl doré et de l'héliodore, et les ions manganèse, de celles de la morganite (Mn^{2+}) et du béryl rouge (Mn^{3+}).

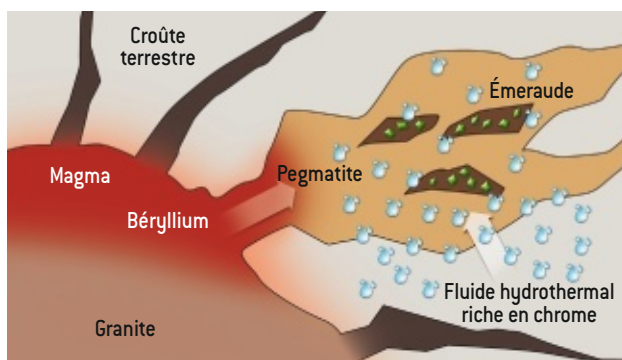
À l'exception du béryl rouge, on trouve ces gemmes dans des pegmatites et certaines roches métamorphiques. Le béryl rouge, en revanche, n'a été observé que dans des rhyolites à topaze, une roche volcanique riche en silicium et pauvre en fer et en magnésium, au Mexique, au Nouveau-Mexique et dans l'Utah. Le béryllium du béryl rouge proviendrait de la rhyolite hôte. Sa mobilisation

sous la forme de complexes fluorés aurait été favorisée par la très faible teneur en calcium de la rhyolite hôte, qui a inhibé la formation de la fluorite (CaF_2). Ce phénomène a eu lieu quand les gaz riches en fluor issus de la rhyolite en cours de refroidissement se sont mélangés avec des vapeurs provenant d'une eau hydrothermale souterraine, chaude, produisant un fluide supercritique; la température et la pression d'un tel fluide sont si élevées qu'il s'infiltre à travers les solides comme un gaz tout en dissolvant le matériau comme un liquide. L'absence d'inclusions minérales d'argile dans le béryl rouge suggère qu'il s'est formé à des températures inférieures à celle nécessaire pour la cristallisation du magma rhyolitique (environ 650 °C) et supérieures à celles qui entraînent l'altération de l'argile (200 à 300 °C).

ves. Les fluides riches en chlorure de sodium et sulfates ont alors interagi avec les schistes noirs sédimentaires contenant béryllium, chrome et vanadium. Ainsi, l'émeraude a précipité dans des veines et des cavités à remplissage de calcite (CaCO_3) et de pyrite (sulfure de fer, FeS_2). La matière organique et le soufre dérivé interviennent dans la formation de ces gisements par un mécanisme de thermoréduction des sulfates (oxydation de la matière organique des schistes noirs et réduction du sulfate d'origine évaporitique).

D'autres processus interviennent dans la formation des émeraudes. À Habachtal, en Autriche, le gisement d'émeraude exploité dès l'époque gallo-romaine est associé à une zone de cisaillement qui était contemporaine du métamorphisme régional : les émeraudes et leur gangue présentent des indices de croissance à plusieurs étapes, des textures liées à la variation de la pression et des traînées d'inclusions incurvées.

Ces émeraudes sont d'origine métamorphique, c'est-à-dire liées à la transformation chimique des roches à l'état solide provoquée par leur enfouissement lors de mouvements tectoniques. Cer-



LES PEGMATITES sont une source majeure d'émeraudes. Du magma enrichi en béryllium s'écoule dans une fissure, la dilate et forme une pegmatite en refroidissant. Un fluide hydrothermal lié à cette formation extrait du chrome de la roche environnante, lequel s'associe au béryllium, à l'aluminium et au silicium du fluide pour former des émeraudes dans des poches de la pegmatite.

tains objectent que le modèle classique de la pegmatite pourrait encore s'appliquer : des pegmatites ayant été décelées par ailleurs dans la région, des fluides pegmatitiques auraient pu migrer, en particulier le long de roches cisailées, et former des émeraudes distantes des pegmatites. Néanmoins, l'étude récente des isotopes du bore des tourmalines coexistants avec les émeraudes de Habachtal n'est pas en faveur de cette hypothèse : elle suggère que deux fluides séparés

ont circulé dans la zone de cisaillement, mais qu'aucun de ces fluides n'est d'origine pegmatitique. Un fluide issu du métamorphisme régional a transporté l'isotope léger du bore, comme cela a été observé dans la gangue des émeraudes. L'autre fluide, dérivé de serpentinites (des roches mafiques oxydées par l'eau) intercalées dans la série métamorphique, contient un isotope plus lourd du bore typique des basaltes des dorsales océaniques ou de la croûte océanique altérée.

■ BIBLIOGRAPHIE

J. K. Russell, *Kimberlite ascent by assimilation-fuelled buoyancy*, *Nature*, vol. 481, pp. 352-356, 2012.

L. A. Groat *et al.*, *Crystal chemistry of dark blue aquamarine from the True Blue showing, Yukon Territory, Canada*, *Canadian Mineralogist*, vol. 48, pp. 597-613, 2010.

T. Stachel et J. W. Harris, *Formation of diamond in the Earth's mantle*, *Journal of Physics: Condensed Matter*, vol. 21, 364206, 2009.

L. A. Groat *et al.*, *Emerald deposits and occurrences : a review*, *Ore Geology Reviews*, vol. 34, pp. 87-112, 2008.

L. A. Groat [éd.], *The Geology of Gem Deposits*, Mineralogical Association of Canada, Short Course, vol. 37, 2007.

E. Kievelenko, *Geology of Gems*, Ocean pictures, 2003.

G. Giuliani *et al.*, *La route des émeraudes*, *Pour la Science*, n° 277, pp. 58-65, 2000.

LE CHRYSOBÉRYL

De formule générale BeAl_2O_4 , le chrysobéryl est une autre gemme à base de béryllium, mais il s'agit d'un oxyde distinct des béryls. Sa couleur – du jaune d'or au jaune verdâtre ou brunâtre – est liée aux cations ferriques (Fe^{3+}) qui se substituent à l'aluminium dans la structure cristalline. L'essentiel du chrysobéryl gemme disponible ces dernières années provient de dépôts alluviaux dans les États brésiliens de Bahia, Espírito Santo et Minas Gerais.

Les deux variétés gemmes les plus connues sont l'alexandrite et la cymophane. Bleu-vert en lumière naturelle (a, *Tanzanie, largeur 1,5 centimètre*), l'alexandrite vire au rouge profond en lumière incandescente (b) – un effet dû à la présence de chrome. La cymophane est un chrysobéryl translucide chatoyant surnommé « œil-de-chat », car des inclusions d'aiguil-

les de rutile parallèles produisent une bande brillante qui se déplace quand on fait tourner la pierre.

Dans les monts Oural en Russie et à Franqueira en Espagne, l'alexandrite est associée à l'émeraude et à la phénakite (un autre silicate de béryllium). Son processus de formation est identique à celui de l'émeraude associée aux pegmatites. Si la plupart des chrysobéryls sont trouvés dans des pegmatites, dans de nombreux cas, la pierre est associée à des minéraux riches en aluminium en général absents des pegmatites. Plusieurs hypothèses ont été avancées sur la formation de ces gemmes. Certaines études ont conclu qu'à hautes températures et pressions, l'assemblage de béryl et de silicate d'aluminium est instable et se décompose en un assemblage de chrysobéryl et de quartz. Selon une au-



tre hypothèse, le chrysobéryl se formerait par accumulation de minces couches sur des cristaux d'olivine préexistants (un silicate de magnésium et de fer), car le chrysobéryl présente une structure de type olivine.

L'étude d'échantillons supplémentaires a conduit à une autre conclusion : le chrysobéryl se formerait à partir de la décomposition d'un autre minéral, la saphirine (un silicate de magnésium et d'aluminium riche en bé-

ryllium, de couleur similaire à celle du saphir) au cours du métamorphisme.

La texture et la composition du chrysobéryl, quant à elles, suggèrent que la pierre s'est formée lorsque des masses de roches métamorphiques à grain moyen ou grossier ont subi des changements de pression et de température intenses. Ce processus, nommé métamorphisme régional de faciès granulite, aurait libéré du béryllium de la roche sédimentaire hôte.

David Weinberg / Wikimedia (CC BY-SA 3.0)

LA TANZANITE ET LA TSAVORITE

La tanzanite (*ci-dessous*) est la variété vanadifère, de couleur bleu foncé, du minéral zoïsite, de formule générale $\text{Ca}_2\text{Al}_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$: sa couleur est due au vanadium qui se substitue à l'aluminium dans la structure cristalline. En général, la tanzanite non traitée est de couleur marron grisâtre, violet grisâtre, violet brunâtre, bleuâtre et marron verdâtre ; on la chauffe à basse température pour modifier les impuretés et éliminer les nuances indésirables, mais surtout pour obtenir la couleur bleue. La tsavorite (*page ci-contre*), quant à elle, est la variété verte,

de qualité gemme, du grenat calcique alumineux, le grossulaire (du nom de la groseille à maquereaux, de couleur similaire), de formule générale $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$. Sa couleur est due à la présence de petites quantités de vanadium qui remplacent l'aluminium (grossulaire vanadifère).

La tanzanite et la tsavorite ont toutes deux été découvertes en 1967 en Tanzanie. La plupart des mines et des gisements importants de tsavorite se trouvent en Afrique de l'Est, dans l'Est et le Sud de la Tanzanie, et dans le Sud-Est du Kenya, à proximité

du parc national du Tsavo, et dans le Sud de Madagascar. Tous ces gisements se situent dans des gneiss graphiteux riches en vanadium qui sont associés à des marbres et des niveaux d'évaporite (sels et sulfates).

Les gisements du district de Merelani, en Tanzanie, au pied du Kilimandjaro, restent la seule source connue de tanzanite. C'est aussi dans ce district que l'on trouve les meilleurs cristaux de tsavorite, associés à de la tanzanite et de la tourmaline chromifère. Ces gisements sont situés sur le flanc Ouest d'une série de roches sédimentaires (schistes noirs, calcaires, sels et sulfates) plissées, déformées et « métamorphisées » à une température d'environ 700 °C, nommée la ceinture plissée de Lelatema. La tanzanite et la tsavorite de qualité gemme sont en général concentrées soit dans des veines et filons de quartz dévelop-

pés à la charnière des plis, soit dans des nodules dispersés dans les schistes noirs métamorphiques (gneiss graphiteux) et des calcaires transformés en marbres. Les mécanismes de formation des deux gemmes semblent toutefois distincts.

La tsavorite s'est formée au cours de la phase de réchauffement du métamorphisme régional (métamorphisme prograde), suivant deux types de minéralisation : dans les nodules, la tsavorite a remplacé des sels et des sulfates impurs qui contenaient des argiles à vanadium et chrome. Cette transformation s'est effectuée à une température de 580 à 690 °C et une pression de 5×10^8 à 704×10^8 pascals ; dans les veines de quartz, la circulation du fluide métamorphique calcique et sulfuré a provoqué le dépôt de la tsavorite à une température comprise entre 500 et 590 °C et une pression de $3,6 \times 10^8$ à 5×10^8 pascals.



Didier Descouens / Wikimedia (CC-BY-SA-3.0)

LA TOPAZE

De formule générale $\text{Al}_2\text{SiO}_4(\text{F},\text{OH})_2$, la topaze est majoritairement incolore, mais certaines sont jaune pâle, roses, orange, marron, bleues, vertes ou grises. Les teintes roses et rougeâtres résultent de la substitution de chrome, de manganèse et de fer à la place de l'aluminium. Les couleurs brunâtres et bleues sont dues à une variété de défauts nommés centres de couleur au sein des pierres et sont accentuées par le chauffage. La topaze bleu ciel est apparue sur les marchés au milieu des années 1980 : elle est obtenue en irradiant la topaze incolore à l'aide de neutrons ou de rayons gamma ; l'irradiation entraînerait le déplacement des hydroxyles (OH) dans la structure cristalline. Les défauts ainsi créés absorberaient la lumière à certaines longueurs d'onde, révélant une dominante bleue.

On connaît plus de 80 gisements de topaze bien cristallisée dans le monde. La plupart des topazes de qualité gemme sont produites dans des pegmatites en général peu profondes et enrichies en terres rares, telles celles du Minas Gerais, au Brésil. La région d'Ouro Preto, dans le Minas Gerais, dont sont issues nombre de topazes gemmes, en particulier la variété « impériale » rouge à rose orangé, riche

en chrome, ferait toutefois exception : la topaze contenant des concentrations élevées d'hydroxyle, ses gisements se sont formés dans des veines hydrothermales de quartz issues de la mise en place d'un granite dans des formations mafiques métamorphisées porteuses de chrome. Des gisements similaires sont connus au Pakistan et en Russie.

On trouve aussi des topazes dans des coulées de rhyolite, une roche volcanique riche en silicium et pauvre en fer et en magnésium ; dans l'Ouest des États-Unis et au Mexique, notamment, une ceinture d'unités de rhyolite du Cénozoïque (65 millions d'années) enrichie en fluor est grande

productrice de gemmes. Les textures pétrographiques observées sur les roches indiquent que la topaze s'est formée à plusieurs stades à partir du début de la sortie de la lave (extrusion) et à des températures de 650 à 850 °C. À Cerro El Gato (San Luis Potosi, Mexique), cependant, d'autres mécanismes sont invoqués : la topaze incolore aurait cristallisé à plus de 500 °C à partir de fluides enrichis en éléments extraits de la lave par lessivage, tandis que la topaze ambrée se serait formée à moins de 500 °C à partir de fluides plus riches en éléments volatils, dont l'arsenic.



Didier Descouens / Wikimedia (CC-BY-SA-3.0)

LE JADE

Le jade désigne deux types de roches : la jadéite, composée en majorité de jadéite ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$), et la néphrite, une variété de trémolite-actinolite ($\text{Ca}_2(\text{Mg},\text{Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$) avec de minuscules cristaux. La jadéite est plus dure que la néphrite, mais la ténacité (résistance à la fracture) et l'énergie de surface de la néphrite sont environ le double de celles de la jadéite. Moins courante et plus précieuse que la néphrite, la jadéite est davantage utilisée en bijouterie qu'en sculpture.

La jadéite pure est blanche. Les teintes verte et bleue sont attribuées au remplacement de l'aluminium par du fer, ou par quelques atomes de chrome pour la couleur « impériale » vert émeraude. La couleur mauve serait due à du manganèse dans une jadéite pauvre en fer. Rarement, la néphrite présente une couleur vert émeraude intense par substitution de chrome.

On ne recense que 14 gisements de jadéite. Le principal district producteur est le Jade Tract dans l'État de Kachin, au Nord du Myanmar, où la jadéite se présente sous forme d'intrusions ou de fragments dans des agrégats rocheux à dominante de serpentinite (une roche métamorphique de silicates de magnésium), et dans des gisements alluviaux. Une autre source importante de jadéite est la vallée du Motagua au Guatemala, où deux ceintures de jade associé à de la serpentinite sont les té-

John Hill / Wikimedia (CC-BY-SA-3.0)

TSAVORITE
de Merelani,
en Tanzanie.



La tanzanite, quant à elle, s'est formée à partir de fluides hydrothermaux lors de la phase de refroidissement du métamorphisme régional (métamorphisme rétrograde). La formation a eu lieu à des températures comprises entre 390 et 450 °C et des pressions de 2×10^8 à 3×10^8 pascals, soit dans des veines de quartz, soit par transformation de la tsavorite par hydratation du grenat. D'après la datation par traces de fission sur la tanzanite – une technique qui examine les traces laissées par la désintégration spontanée de certains éléments radioactifs –, elle aurait cristallisé il y a environ 585 millions d'années.

JADE MAYA en jadéite
(hauteur 20 cm).



moins d'une zone de subduction entre les plaques américaine et caraïbes. Tous les gisements de jadéite (et beaucoup de néphrite) se forment à la périphérie des plaques, où des fluides interagissent avec des péridotites (roches riches en magnésium et en fer) et avec les roches environnantes, à une profondeur atteignant 50 kilomètres.

L'essentiel de la néphrite est un produit de la transformation chimique de roches par la circulation de fluides au contact d'une intrusion siliceuse ou d'une extrusion magmatique (métasomatisme de contact), et ce de deux façons : le remplacement de la serpentinite par du calcium au contact de la roche siliceuse, et le remplacement de la dolomite par des fluides riches en silice associés aux magmas granitiques. Les principaux gisements de la première catégorie sont situés dans des mines du Nord de la Colombie-Britannique et dans le massif du Saïan oriental en Sibérie. Moins étendues et abondantes, les mines de la seconde catégorie se trouvent dans les monts Kunlan en Chine et la province de Co-well dans le Sud de l'Australie.

Si de nombreuses gemmes sont encore extraites par des exploitants isolés dans des endroits difficiles d'accès, l'industrie des gemmes s'est modernisée en systématisant ses méthodes de prospection de nouveaux gisements. Depuis que, dans les années 1980, les images du satellite d'observation de la surface terrestre *Landsat* ont été mises à disposition pour un coût faible, les prospecteurs possédant une technologie de pointe cartographient directement les gîtes minéraux à l'aide de ces clichés dans le domaine visible, voire d'autres bandes spectrales dans des zones dépourvues de végétation. Et les satellites plus récents ont encore amélioré la résolution des images.

Quand la technologie s'en mêle

Au Canada, les images satellites et aériennes ont été utilisées pour rechercher des sites potentiels de kimberlite diamantifère, car les mesures chimiques et magnétiques sur ces formations sont différentes de celles des roches environnantes. La recherche des signatures magnétiques est particulièrement utile pour la découverte de kimberlites sous couverture ou sous l'eau. En 2002, au Canada, 150 millions d'hectares de zones potentielles de kimberlite ont été identifiées, parmi lesquels 4 millions d'hectares se sont révélés diamantifères par échantillonnage direct (dont 22 kimberlites qui devraient avoir un rendement important).

D'autres propriétés physico-chimiques des roches sont utilisées pour l'exploration. Cédric Simonet et ses collègues, de la Société *Akili Mineral Services*, au Kenya, ont trouvé que les roches associées aux gisements de rubis dans ce pays ont une résistance électrique et une radioactivité inférieures à celles des roches hôtes environnantes.

Une autre approche est la géochimie, la recherche de compositions minérales comme signature de certains gisements de gemmes. En Colombie, les roches hôtes à forte teneur en sodium, mais appauvries en lithium, potassium, béryllium et molybdène, se sont révélées de bons indicateurs pour la prospection des émeraude. Il en est de même pour les cours d'eau et les sédiments : des relevés ont montré que, lorsque les cours d'eau et les sédiments s'écoulent de gisements d'émeraude connus, leur composition est différente. Un contenu en sodium anormal dans les sédiments a aussi été utilisé avec succès pour trouver plusieurs nouvelles sources d'émeraude.

Les bérylomètres sont des instruments utiles pour rechercher les émeraude et autres béryls. Ces appareils projettent un rayonnement gamma qui excite les atomes de béryllium, de telle sorte que sa teneur peut être mesurée dans les roches hôtes. Deux modèles sont disponibles, l'un léger (2 kilogrammes), mais lent et peu sensible, l'autre assez lourd (17 kilogrammes), mais plus rapide et sensible. Leurs inconvénients respectifs limitent leur utilisation sur le terrain.

Notre groupe étudie des approches pour explorer des gisements d'émeraude susceptibles d'appartenir au type colombien, telles les vastes étendues de schistes noirs du Nord-Ouest canadien. D'une part, nous effectuons des analyses géochimiques d'échantillons afin de rechercher les régions riches en sodium et pauvres en béryllium et en potassium. D'autre part, nous examinons la géologie structurale à la recherche de régions propices : présence de failles de déchirement, de charriages reliés à des plans de décollement régionaux (où une unité géologique glisse par rapport à une autre).

D'autres études ont montré que les magmas des pegmatites à émeraude sont fractionnés : leurs éléments constitutifs sont séparés selon leur solubilité. Ce processus enrichit le fluide en béryllium, qui atteint son seuil de saturation – une condition nécessaire à la formation des émeraude. De telles pegmatites sont décelées par leurs signatures géochimiques, telles que les rapports potassium-rubidium ou rubidium-strontium. Quant aux zones à pegmatites encore non repérées – des massifs cristallins formés de roches issues du refroidissement d'un magma en profondeur (plutons) –, elles sont identifiées à l'aide de l'imagerie satellitaire.

Ces outils sont bien sûr à utiliser avec prudence, car ils ne sont pas infailibles. Les analyses géochimiques dépendent de la dissolution correcte des phases minérales qui contiennent les éléments recherchés, et la spectrométrie de masse, qui permet d'étudier la composition chimique d'un échantillon, présente des limites de sensibilité en fonction des éléments en présence.

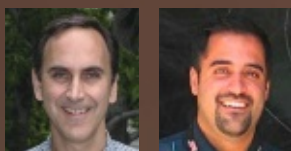
À mesure que la technologie progresse, il est probable que la localisation des régions recelant des gemmes sera facilitée. Deviendront-elles alors moins rares et, de ce fait, moins précieuses ? Pas pour les géologues en tout cas, qui y verront autant de sources d'informations sur les rouages internes de la Terre. ■

Déchiffrer la planète rouge

Le 6 août à 7 h 31, heure de Paris, le robot *Curiosity* de la NASA se posera sur Mars et entamera pour la première fois la recherche directe de traces d'un environnement propice à la vie.

John Grotzinger et Ashwin Vasavada

■ LES AUTEURS



John GROTZINGER est directeur scientifique de la mission *Mars Science Laboratory*.

Ashwin VASAVADA est directeur scientifique adjoint du projet.

■ BIBLIOGRAPHIE

P. Smith, On a creusé sur Mars, *Pour la Science* n° 411, janvier 2012. http://bit.ly/411_smith

J. Bell, Mars : un passé humide, *Pour la Science* n° 352, février 2007. http://bit.ly/352_bell

P. Christensen, Histoires d'eau sur Mars, *Pour la Science* n° 333, juillet 2005. http://bit.ly/333_christensen

Le site de la NASA sur la mission *Curiosity* : www.nasa.gov/mission_pages/msl/index.html#471

F. Forget, F. Costard et Ph. Lognonné, La planète Mars, histoire d'un autre monde, Belin-Pour la Science, 2007.

En science, tout commence souvent comme dans la série *Star Trek* : on explore des territoires encore vierges et on découvre des choses que l'on n'avait pas imaginées auparavant. Mais une fois les premières analyses terminées et une longue liste de questions dressée, on se retrouve plutôt dans *Sherlock Holmes* : il s'agit de formuler des hypothèses précises et d'imaginer des moyens de les vérifier. L'exploration de Mars est à la veille de cette transition. Les sondes en orbite ont établi des cartes topographiques et minéralogiques globales de la surface, et les atterrisseurs ont permis de reconstituer les grandes lignes de son histoire géologique. Il est temps de passer à des recherches plus pointues.

Notre équipe a construit le véhicule d'exploration *Mars Science Laboratory*, surnommé *Curiosity*, en supposant que Mars a jadis été une planète habitable. Ce « rover » embarque un laboratoire d'analyses pour tester cette hypothèse et déterminer ce qu'il est advenu des conditions propices à la vie qu'aurait connues la planète dans sa jeunesse. Pour l'essentiel, un environnement habitable comprend de l'eau, de l'énergie et du carbone. Les missions précédentes ont confirmé que de l'eau liquide était présente sur Mars par le passé. Elles ont également détecté des signes de gradients géochimiques sus-

ceptibles de fournir de l'énergie. Mais aucune trace de carbone sous une forme exploitable par des organismes vivants n'a été décelée.

Comme les missions *Viking* des années 1970, *Curiosity* est doté d'un chromatographe en phase gazeuse couplé à un spectrographe de masse capable d'identifier les composés organiques, qu'ils soient d'origine biologique ou non. Mais contrairement aux sondes *Viking*, *Curiosity* peut se déplacer, et il se posera dans un site bien plus prometteur.

Et, plus que de trouver le carbone lui-même, la mission vise à comprendre comment chercher des traces de vie. Même sur Terre, nous ne savons pas exactement comment explorer les enregistrements géologiques pour dénicher de telles traces. Les caractéristiques qui font un environnement habitable (eau, oxydants, gradients chimiques et de température, etc.) tendent aussi à dégrader les composés organiques. Les paléontologues ont appris à rechercher les conditions qui facilitent la préservation, par exemple la minéralisation précoce. On sait que la silice, le phosphate, l'argile, le sulfate ou le carbonate séquestrent les substances organiques en précipitant. Les cartes minéralogiques établies par les sondes orbitales pour certains de ces minéraux autour du site d'atterrissage de *Curiosity* permettront de guider son exploration...