

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.

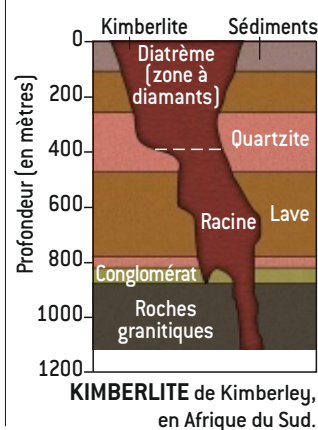
L'origine du carbone des diamants reste cependant ambiguë et fait en-

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).