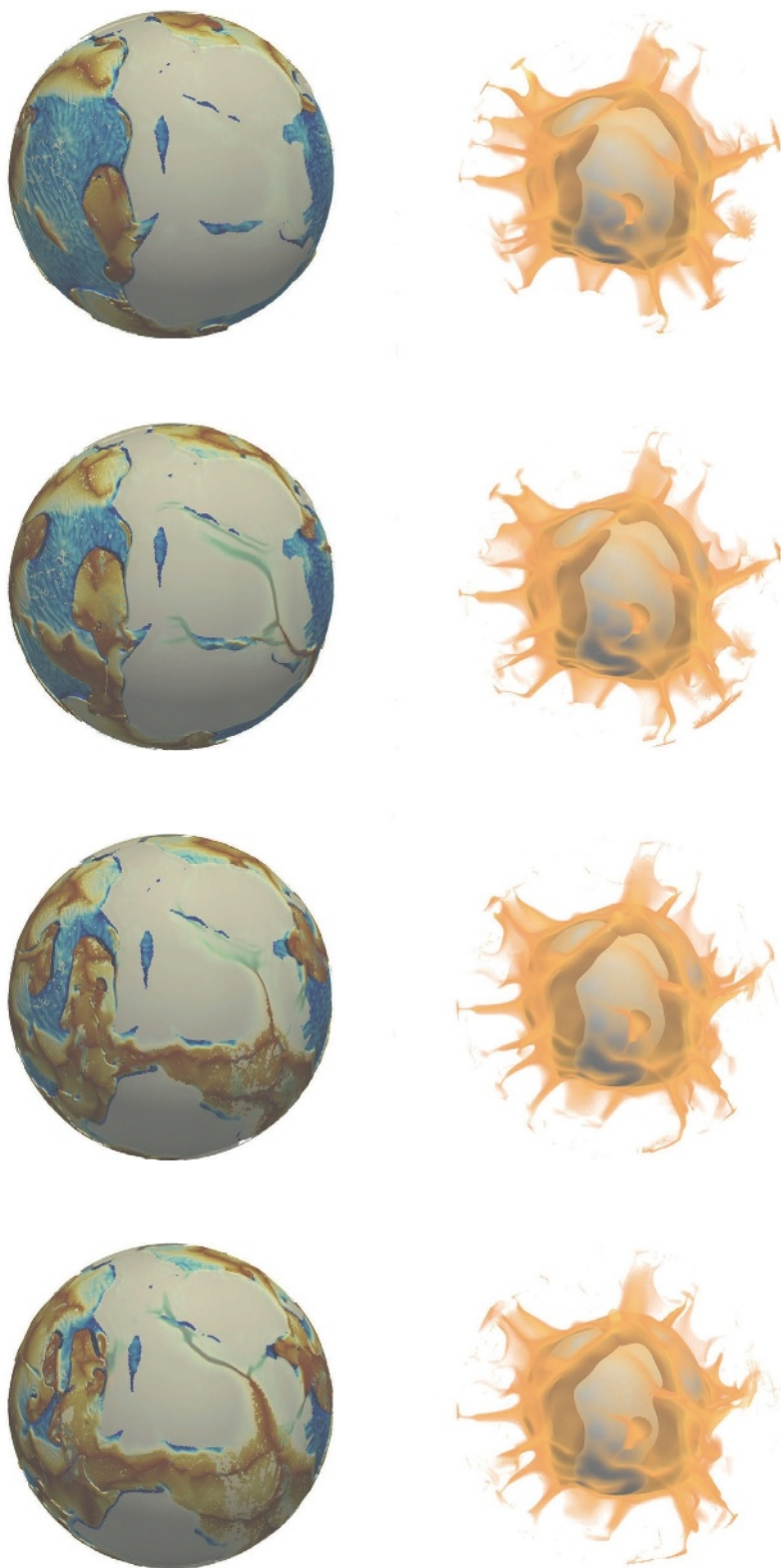




Avec la doctorante Maëlis Arnould et d'autres collègues, nous avons développé une simulation géophysique d'une planète tellurique entière décrivant à la fois ce qui se produit à sa surface (colonne de gauche) et les profonds mouvements convectifs en son intérieur (colonne de droite). Les plaques se rencontrent et interagissent dans les régions colorées, comme les dorsales médio-océaniques (marron) et les zones de subduction (bleues), là où une plaque plonge sous une autre. Les mouvements ascensionnels de roches au sein du manteau sont aussi représentés (colonne de droite), qui dirigent vers la surface des panaches de roches amollies par la chaleur interne de la Terre.

d'une flottabilité négative et de contraintes résistant au mouvement.

Soumises à ces forces, les roches et les plaques peuvent-elles accélérer ou décélérer? Oui, mais leurs vitesses sont extrêmement faibles: la plaque pacifique, par exemple, qui se déplace de 10 centimètres par an, a une énergie cinétique équivalente à celle d'une voiture lancée à 40 kilomètres par heure. Cette énergie est donc si limitée à l'échelle de cette immense plaque que ses variations sont extrêmement faibles. Cela implique que l'accélération de la plaque – proportionnelle à ces variations – est presque négligeable. L'accélération étant quasi nulle, la vitesse d'une plaque tectonique ne dépend en aucun instant de sa valeur initiale.

ESTIMER LES CONTRAINTES SUR LES ROCHES

Cette dépendance étant inexistante, les modélisateurs affrontent la question de l'estimation des contraintes présentes au sein de chacune des millions de cellules rocheuses définies pour décrire le système manteau-croûte et de la force de flottabilité s'exerçant sur elles. Contrairement à l'atmosphère ou l'océan, le manteau est un milieu solide, de sorte que la prise en compte des contraintes implique de comprendre comment les roches leur résistent. Cela varie en fonction des conditions de température, de pression et... de l'intensité des contraintes elles-mêmes. Pour sa part, la flottabilité varie en fonction de la température (un volume qui chauffe se dilate), mais aussi de différences chimiques affectant la densité des roches mantelliques profondes.

Pour préciser leurs idées, les scientifiques qui travaillent sur ce sujet ont mené des expériences de laboratoire afin d'évaluer de quelle façon les contraintes et la température déforment de petits cylindres de roches (voir l'image page 27). Ils les ont d'abord placés dans une presse à moins de 400 °C – soit une faible température pour un géologue – puis ont observé à quel seuil de contrainte cisailante les cylindres se brisaient. Ces expériences montrent que les contraintes limites mesurées varient peu d'un matériau rocheux à l'autre. Ensuite, lorsque les scientifiques ont mis les cylindres sous pression à plus de 500 °C, ils ont observé que la roche les constituant commençait à «s'écouler», c'est-à-dire à se déformer plastiquement avant de céder à certaines contraintes extrêmes. Les scientifiques ont affiné encore ces essais en changeant les tailles des échantillons et leurs formes. Ils ont poussé leurs expériences aussi à très haute pression afin d'appréhender la structure adoptée par les matériaux en les observant à travers de puissants microscopes.

Il ressort de ces expériences qu'aux pressions de l'intérieur de la Terre les mécanismes physiques à l'œuvre pendant la déformation des

roches et les lois les décrivant ne sont clairs qu'au-dessus de 1500°C. Aux températures intermédiaires, en revanche, la façon dont les roches «s'écoulent» est difficile à appréhender. Plusieurs mécanismes de déformation concourent. Leur point commun est que, au-dessus de certains seuils de contrainte, l'écoulement, c'est-à-dire la déformation irréversible de la roche – on dit le «fluage» –, se produit d'abord au sein de toutes petites bandes que cela rend très faibles mécaniquement. En ces zones restreintes affaiblies, la roche se déforme plus facilement. Ainsi, cette rétroaction positive rend la déformation très locale. Nous nous sommes donc inspirés de ces observations pour écrire des lois effectives décrivant la déformation des roches, en quelque sorte leur façon de «s'écouler».

Comme évoqué plus haut, les forces de flottabilité s'exerçant au sein du manteau terrestre découlent des différences de densité existant entre des volumes de roches adjacents. Lorsque la température augmente, la densité diminue, car les roches se dilatent. Les régions chaudes

d'écoulements dans le manteau, il faut les intégrer au sein de simulations de l'évolution du système manteau-croûte entier.

À la fin des années 1990, une poignée de géodynamiciens a mis au point des simulations dont le principe était de traduire l'équilibre existant entre les contraintes et la flottabilité dans un volume comparable à celui du manteau terrestre, en tenant compte de la complexité mécanique des roches. Comme nous l'avons évoqué plus haut, ils ont pour cela modélisé de façon simplifiée la façon dont les roches «s'écoulent» à basse température, mais en préservant les caractéristiques essentielles du phénomène. Cette logique fonctionne bien dans le manteau, où les roches se contraignent les unes les autres, de sorte qu'elles se déplacent lentement ensemble et en grandes masses. Il en va autrement sur la surface terrestre, puisque des roches séparées par de faibles distances peuvent s'y déplacer à des vitesses différentes. Les déformations que subissent les plaques se produisent en effet quasi totalement à leurs frontières, parfois sur seulement dix kilomètres de large. Les modélisateurs ont donc dû construire des algorithmes capables de décrire sur toute la planète des changements importants à ce type d'échelle aussi.

Autre difficulté : il s'est avéré que la modélisation des lois d'«écoulement» de la roche issue des expériences de laboratoire à toute petite échelle ne produisait pas à grande échelle des mouvements ressemblant à ceux des plaques tectoniques. Nous avons donc dû prendre en compte ces effets d'échelles en réglant les paramètres de cette modélisation afin d'obtenir des solutions décrivant l'expansion des fonds océaniques et la subduction. Cette optimisation des paramètres n'empêche toutefois pas les simulations de l'évolution du système manteau-croûte d'exiger de très grandes ressources calculatoires, soit des mois de temps de calcul sur des superordinateurs massivement parallèles.

En 1995, ces machines sont devenues assez performantes pour que plusieurs équipes abandonnent leurs approches partielles de la convection mantellique en faveur de simulations d'un manteau sphérique complet. Mais ce n'est qu'en 2010 que les grands calculateurs sont devenus assez abordables pour qu'il soit possible de se lancer dans les simulations bien plus complexes de la Terre entière en trois dimensions. C'est aussi à peu près à ce moment que Paul Tackley est parvenu à rendre son code capable de résoudre les équations de transport et de conservation de l'énergie dans des matériaux dont les propriétés varient fortement. Mon équipe a donc pu utiliser dans les simulations les lois empiriques de la déformation caractérisées par des contraintes-seuil découvertes en laboratoire et adaptées aux grandes échelles pour simuler simultanément la convection dans le manteau et la tectonique en surface.

Les forces de flottabilité découlent des différences de densité entre roches

internes à la Terre ont donc tendance à s'élever, tandis que les régions froides, plus denses, s'enfoncent. Des différences chimiques affectent ces mouvements : par exemple les roches riches en fer tendent à être plus denses que les roches riches en magnésium. Des études sismologiques suggèrent par ailleurs que des régions du manteau de la taille de continents, posées sur la surface du noyau, sont caractérisées par une composition chimique particulière. Pour comprendre ce que cela change en matière de densité, les scientifiques ont placé des échantillons de roches à températures et pressions extrêmes. Ces échantillons de laboratoire sont toutefois très petits comparativement aux régions de tailles continentales posées sur la surface du noyau en question, et les durées pendant lesquelles ils subissent des contraintes sont très courtes par rapport à celles qui caractérisent la déformation des roches à l'échelle des temps géologiques. Dès lors, pour pouvoir correctement prendre en compte ces effets microscopiques à l'échelle de plaques tectoniques, de montagnes ou encore