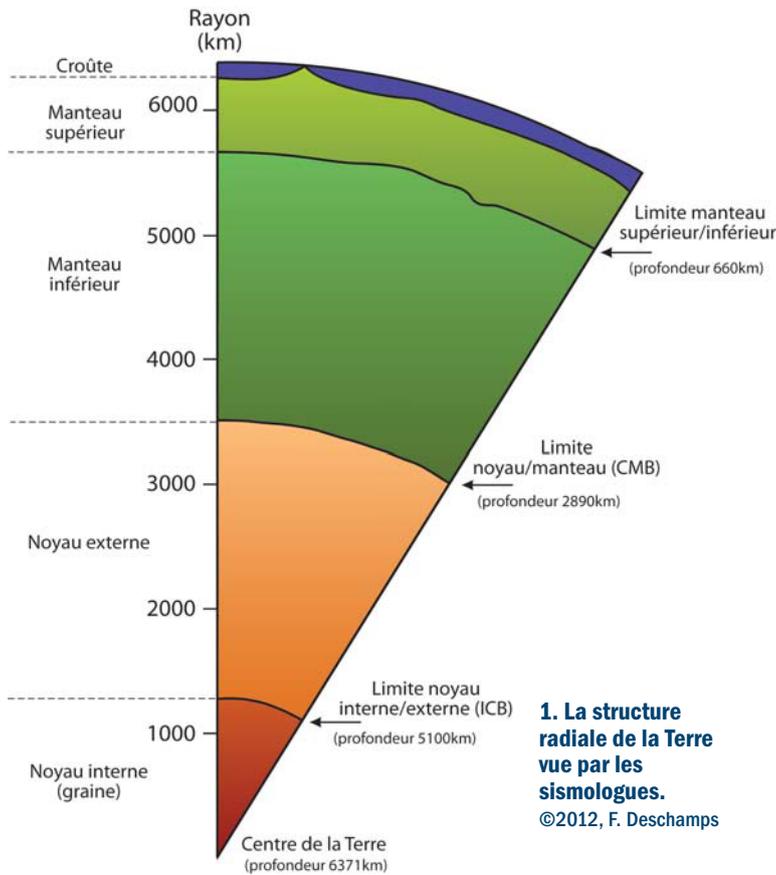




# QUELQUES NOUVELLES DES **PROFONDEURS DE LA TERRE**

Que se passe-t-il sous nos pieds, à quelque 2 000 km de profondeur ? Les observations sismologiques indiquent que le manteau terrestre – l'enveloppe rocheuse située entre 50 et 2 900 km de profondeur – est très hétérogène. En combinant ces observations avec des données de physique des minéraux et avec des modèles de convection thermo-chimiques, les géophysiciens commencent à mieux comprendre la nature et l'origine de ces hétérogénéités. En particulier, les zones de faibles vitesses sismiques observées à la base du manteau semblent être générées par de fortes anomalies de température et de composition. Faute de données sismologiques, les structures internes des autres planètes telluriques sont moins bien connues que celles de la Terre. Les méthodes développées pour modéliser la dynamique du manteau terrestre peuvent toutefois être transposées à ces planètes (ainsi qu'aux exoplanètes) pour mieux en comprendre la dynamique interne.

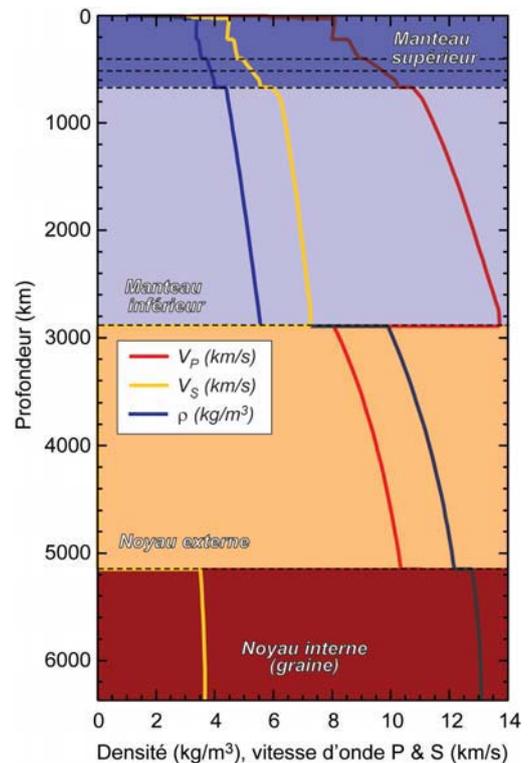


conséquence de réduire localement le flux de matière (ascendant ou descendant) lié à la convection du manteau. Les géophysiciens ont donc pris l'habitude de séparer le manteau en deux parties, le manteau supérieur au-dessus de 660 km de profondeur, et le manteau inférieur en dessous. Par ailleurs, la région située entre 410 et 660 km de profondeur est souvent appelée *zone de transition*. Vers le milieu des années 1970, ce modèle radial en 5 couches (le manteau comptant pour deux) était communément accepté, et seuls étaient discutés quelques détails, comme la présence d'une enveloppe distincte sous la surface du noyau externe<sup>2</sup>.

Les informations déduites de la propagation des ondes sismiques (encadré 2) constituent jusqu'à présent les indices les plus précis dont disposent les géophysiciens pour imaginer et comprendre la structure du manteau terrestre. Au début des années 1980, un modèle sismique de référence, PREM<sup>3</sup>, a été obtenu. Celui-ci inclut notamment des profils moyens de densité (ou, plus exactement, de masse volumique) et de vitesses d'onde de compression ( $V_p$ ) et de cisaillement ( $V_s$ ) en fonction de la profondeur (figure 2). Les principales discontinuités y sont bien visibles. L'augmentation régulière de la densité et des vitesses sismiques avec la profondeur entre deux discontinuités successives est liée à l'augmentation progressive de la pression. Fait notable, la vitesse des ondes de cisaillement s'annule dans le noyau externe, preuve que cette partie du noyau est bien liquide.

## Retour sur la structure radiale de la Terre

Grâce aux observations sismologiques, et notamment aux travaux de Beno Gutenberg au début du XX<sup>e</sup> siècle et, dans les années 1930, d'Inge Lehmann et d'Andrija Mohorovičić, la structure radiale de notre planète est bien contrainte. Ces travaux ont mis en évidence des discontinuités de vitesses sismiques très marquées à des profondeurs bien définies. Les discontinuités de vitesses sismiques résultent de transitions brutales entre des enveloppes constituées de matériaux de composition chimique et/ou de phase<sup>1</sup> physique très différentes. Suivant cette approche, la structure radiale de la Terre se compose de quatre enveloppes principales, chaque transition s'accompagnant d'un changement chimique ou d'une transition de phase majeure (figure 1). En partant du centre de la Terre, on trouve un noyau solide (ou graine) composé d'un alliage de fer, puis, à un rayon de 1 220 km, une enveloppe de fer liquide, le noyau externe, où subsistent aussi des éléments plus légers, notamment du soufre et de l'oxygène. Viennent ensuite le manteau, entre 3 480 et 6 320 km de rayon (ce qui représente plus de 80 % de la Terre en volume), et enfin, sous la surface et avec une épaisseur moyenne de 50 km, la croûte terrestre. Chimiquement, le manteau et la croûte sont tous deux dominés par des roches silicatées, mais les minéraux de la croûte sont plus légers que ceux du manteau (une distinction doit aussi être faite entre la croûte océanique et la croûte continentale, plus légère). Une analyse plus détaillée montre que trois discontinuités supplémentaires sont présentes dans le manteau, à des profondeurs de 410, 520 et 660 km. Les transitions à 410 et 520 km correspondent à des changements de phase des principaux minéraux du manteau terrestre, dont l'olivine ( $Mg, Fe)_2SiO_4$ . En effet, sous l'effet de la pression, les minéraux adoptent une structure cristalline plus compacte, mais ne changent pas de formule chimique (encadré 1). La transition à 660 km correspond à un changement plus radical, durant lequel la phase haute pression de l'olivine (aussi appelée ringwoodite) se transforme en perovskite ( $Mg, Fe)SiO_3$ , et en periclase/wüstite, ( $Mg, Fe)O$ . Cette transition est endothermique, ce qui a pour



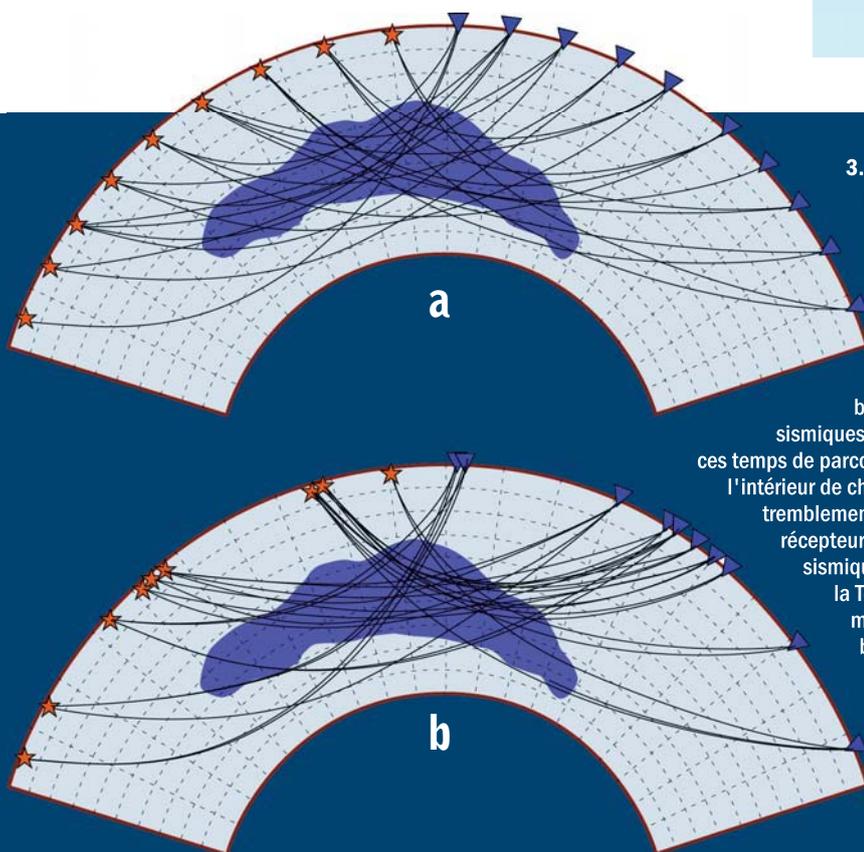
**2. Profils de vitesses sismiques et de densités selon PREM<sup>3</sup>.** ©2012, F. Deschamps pour la figure

## Tomographie sismique et structure 3D du manteau

PREM donne une idée précise mais 1D des variations de vitesses sismiques dans le manteau. Pour déterminer les variations latérales de vitesses sismiques, qui donnent une image de la structure 3D du manteau, les géophysiciens utilisent des techniques de tomographie sismique. Dans son principe, la tomographie sismique consiste à mesurer le temps de parcours des ondes sismiques le long du plus grand nombre possible de trajets (ou rais sismiques) (figure 3). On découpe ensuite la Terre en grands blocs de quelques centaines de kilomètres de côté, chaque bloc étant traversé (on dit parfois *éclairé*) par un certain nombre de rais sismiques. L'inversion des temps de parcours permet de déduire la vitesse des ondes sismiques dans chacun de ces blocs. Pour finir, on retranscrit à ces vitesses une vitesse de référence qui dépend de la profondeur. Les modèles tomographiques représentent donc des anomalies de vitesses sismiques (le plus souvent d'onde S ou P), par rapport à un modèle de référence (par exemple, PREM). Les anomalies de vitesses sont négatives dans les régions où les ondes sismiques se propagent plus lentement qu'à la vitesse de référence, et positives dans les régions où elles se propagent plus rapidement. La mise en pratique de la tomographie sismique est plus délicate qu'il n'y paraît, car on ne dispose pas d'une répartition homogène des sources (les tremblements de terre) et des récepteurs (les sismographes)<sup>4</sup>. Cela limite *de facto* le nombre de trajets possibles, et donc la résolution des modèles tomographiques : certains blocs ne sont pas ou peu éclairés par les rais sismiques, alors que d'autres sont suréchantillonnés. Pour compenser ces imperfections, les sismologues imposent de l'information *a priori* qui, comme son nom l'indique, est parfaitement subjective, et qui consiste le plus souvent à lisser les modèles<sup>5</sup>. Depuis quelques années, de nouvelles techniques basées sur des méthodes de Monte-Carlo intelligentes permettent de réduire considérablement l'information *a priori*. Ces modèles fournissent également des incertitudes sous forme de fonctions de densité de probabilité<sup>6</sup>, ce que les modèles tomographiques classiques ont du mal à faire. Le prix à payer pour cela est un temps de calcul élevé, ce qui limite pour le moment la résolution des modèles tomographiques probabilistes.

## 1 Composition minéralogique des manteaux planétaires

Les principaux minéraux présents dans les manteaux des planètes rocheuses sont construits à partir de 5 oxydes, CaO, FeO, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et SiO<sub>2</sub>. Dans les basaltes océaniques (MORB), un sixième oxyde, Na<sub>2</sub>O est également présent en quantité non négligeable (> 1%). Chaque minéral a un domaine de stabilité propre, qui dépend de la pression (donc de la profondeur), et de la température. La composition minéralogique d'un assemblage est telle que l'énergie de Gibbs de cet assemblage atteint un minimum pour cette composition minéralogique. Au total, la composition minéralogique en un point du manteau dépend de la pression, de la température et de la composition molaire en oxydes. La composition en oxydes des MORB, par exemple, est très différente de la composition en oxydes du manteau moyen (cette composition supposée est appelée pyrolite). Il s'ensuit que la composition minéralogique des MORB est aussi très différente de celle du manteau moyen. Par exemple, le manteau moyen (supposé pyrolitique) est dominé par l'olivine, dont les pôles magnésien et ferreux sont Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> et Fe<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>, tandis que les MORB en sont dépourvus. En revanche, les MORB sont très riches en grenats (Fe, Mg, Ca)<sub>3</sub>Al<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub>, et en



**3. Tomographie sismique.** Les ondes sismiques se propagent à l'intérieur de la Terre le long de rais sismiques. Les vitesses sismiques varient le long de chaque rai, car les conditions physiques (température, pression, composition chimique) changent le long de ce rai. Le manteau terrestre est découpé en grands blocs (ici délimités par la grille en pointillés), et la vitesse est supposée constante à l'intérieur de chaque bloc. La mesure du temps de parcours des ondes sismiques le long d'un grand nombre de rais et l'inversion de ces temps de parcours permettent de déterminer la vitesse sismique à l'intérieur de chaque bloc. Dans le cas idéal (a), les sources (les tremblements de terre, représentés par les étoiles) et les récepteurs (les sismographes, représentés par les triangles) sismiques sont répartis de façon homogène à la surface de la Terre, ce qui fournit un échantillonnage homogène du manteau (par exemple de la structure représentée en bleu). Dans le cas de la Terre (b), les sources et les récepteurs sismiques sont répartis inégalement. Certaines régions du manteau sont peu ou pas échantillonnées, ce qui complique le calcul des vitesses sismiques dans chaque bloc. Les sismologues doivent ajouter de l'information *a priori* pour obtenir un modèle complet. ©2012, F. Deschamps



coesite (phase de la silice,  $\text{SiO}_2$ , stable jusque vers 350 km), qui est, elle, absente de la pyrolite. Cela vient du fait que, par rapport à un assemblage pyrolitique, les MORB sont enrichis en  $\text{SiO}_2$ , en  $\text{CaO}$  et en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , mais très appauvris en  $\text{MgO}$ . À 410 km et 520 km, l'olivine se transforme en wadsleyite puis en ringwoodite, sans changer de formule chimique. Vers 660 km, la ringwoodite se transforme en perovskite ( $\text{Mg, Fe}\text{SiO}_3$ , et en periclase/wüstite ( $\text{Mg, Fe}\text{O}$ ). Les grenats restent stables jusque vers 750 km, profondeur à laquelle ils se transforment aussi en perovskite et en periclase/wüstite. Dans les MORB, riches en  $\text{CaO}$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , les pôles calcique et aluminium de la pérovskite sont présents en proportion importante. La silice y reste présente jusqu'à la base du manteau, mais sous des phases plus haute pression (stishovite et seifertite). Les mêmes règles s'appliquent pour les manteaux des autres planètes rocheuses, en particulier pour le manteau martien. Ce dernier est enrichi en oxyde de fer,  $\text{FeO}$ , ce qui modifie sensiblement les équilibres minéralogiques. L'autre différence majeure, dans le manteau martien, est que la pression y augmente moins vite que dans le manteau terrestre car l'accélération de la gravité y est plus faible ( $3,7 \text{ m/s}^2$  vs  $9,81 \text{ m/s}^2$ ). Les transitions de phase observées dans le manteau terrestre se produisent donc à des profondeurs plus élevées dans le manteau martien. Si l'on admet que la densité du manteau martien est semblable à celle du manteau terrestre, l'olivine s'y transforme en wadsleyite vers 1 100 km, et l'apparition de la pérovskite, qui marque le passage dans le manteau inférieur, se produit vers 1 750 km. Compte tenu de l'incertitude sur la taille du noyau martien, il n'est donc pas certain que Mars ait un manteau inférieur. ●

La plupart des modèles tomographiques globaux publiés récemment résolvent des structures de l'ordre de 500 km de côté et s'accordent sur la structure du manteau, au moins dans ses grandes lignes. Des différences notables persistent pour les structures plus fines. L'image qui ressort de ces études est celle d'un manteau terrestre fortement hétérogène, l'amplitude des hétérogénéités variant avec la profondeur. La figure 4, qui représente un modèle tomographique d'ondes S et P', en donne une bonne idée. Jusque vers 300-400 km de profondeur, les anomalies de vitesses sismiques sont élevées, avec des amplitudes de 5 à 6 % par rapport aux vitesses de référence, et leur distribution est corrélée avec la tectonique des plaques, notamment avec la répartition océans/continents. La zone de transition (410-660 km) et le sommet du manteau inférieur (660-1 000 km), où les grenats restent stables jusque vers 750 km de profondeur, sont modérément hétérogènes. Entre 1 000 et 2 000 km, les anomalies de vitesses sismiques sont faibles, moins de 1 %, signe que le manteau est relativement homogène à ces profondeurs. Enfin, la base du manteau, entre 2 000 et 2 890 km est de nouveau très hétérogène, avec des anomalies de vitesses de 2 à 3 % en amplitude. Un examen plus détaillé de cette partie du manteau révèle la

## 2 Ondes et vitesses sismiques

À l'échelle de temps des périodes des ondes sismiques (de quelques secondes à quelques heures), le manteau terrestre est, avec une bonne approximation, élastique. Les ondes sismiques générées lors des tremblements de terre peuvent donc s'y propager. On distingue deux principaux types d'onde (figure ci-dessous). Les ondes de compression, ou P (pour première, car ce sont les plus rapides, et donc celles qui sont observées en premier), correspondent à une compression du milieu le long de la direction de propagation de l'onde. Les ondes de cisaillement, ou S (pour seconde), correspondent à un déplacement transverse à la direction de propagation, sans changement de volume. Cette distinction revient à décomposer la déformation du milieu en un terme de compression pur et un terme de cisaillement pur. On peut montrer, à partir de la conservation de la quantité de mouvement, que ces deux modes de déformation se propagent à des vitesses différentes, qui dépendent des paramètres élastiques du milieu (l'incompressibilité  $K$ , et le module de cisaillement  $\mu$  ou rigidité) et de sa densité  $\rho$ . Les vitesses des ondes P et S sont alors

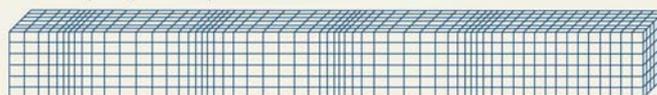
$$V_P = [(K+4\mu/3)/\rho]^{0.5} \text{ et } V_S = (\mu/\rho)^{0.5}$$

Les sismologues définissent parfois une vitesse du son en combinant  $V_P$  et  $V_S$  selon

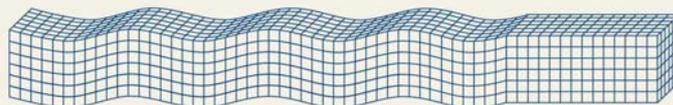
$$V_\Phi = [V_P^2 - (4V_S^2/3)]^{0.5}$$

Cette vitesse n'est associée à aucune onde observée sur les sismogrammes, mais elle a l'avantage de ne faire intervenir que le module d'incompressibilité et la densité.

### Onde P (compression)



Direction de propagation →



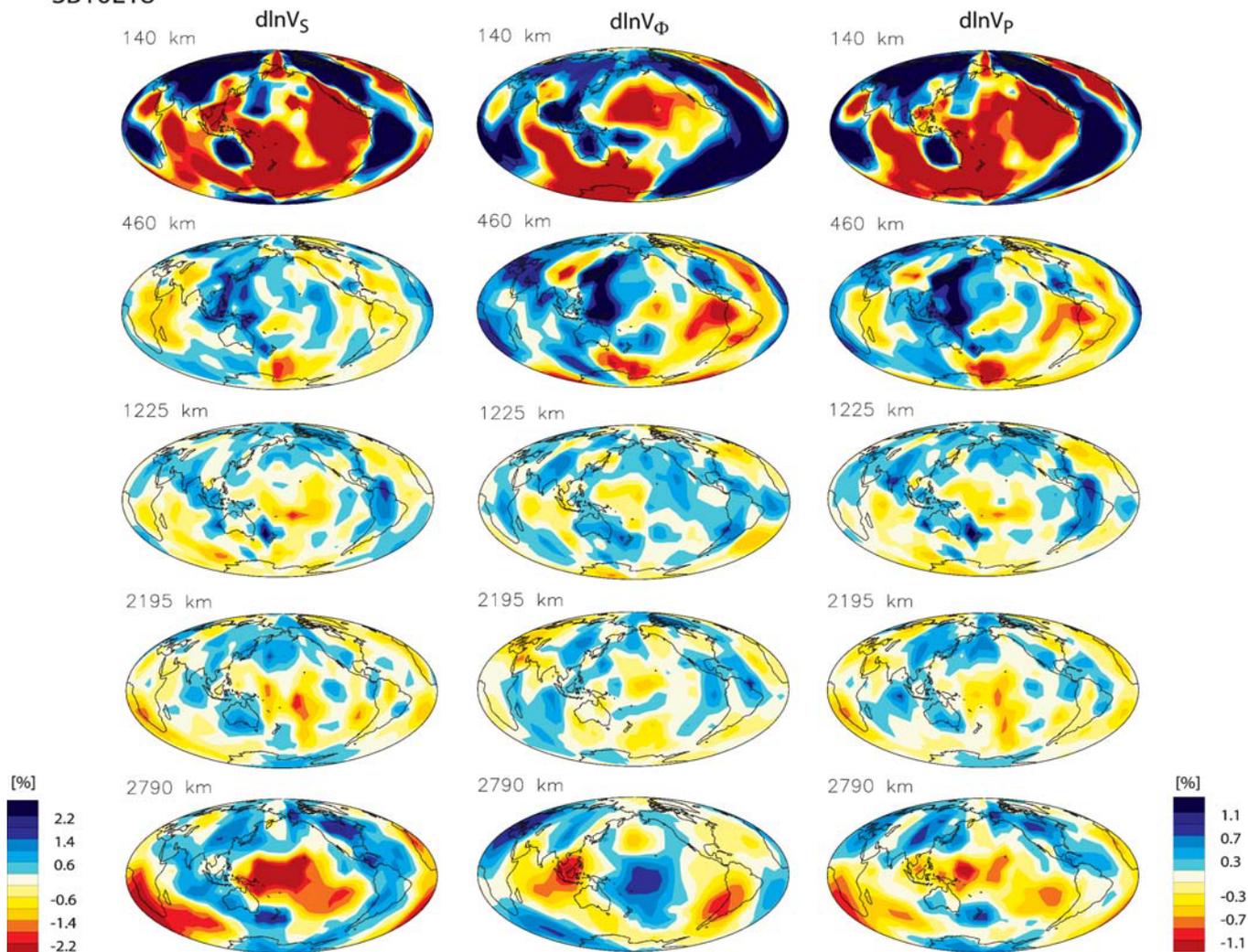
### Onde S (cisaillement)

#### Ondes de compression (en haut) et de cisaillement (en bas).

© 2003 by S.Stein et W. Wyession

Les paramètres élastiques et la densité diminuent fortement lorsque la température augmente, mais, à l'inverse de l'air, les paramètres élastiques des roches du manteau terrestre diminuent plus vite que leur densité. En conséquence, les vitesses sismiques diminuent avec la température. À l'inverse, les paramètres élastiques et la densité augmentent avec la pression. Mais de nouveau, ce sont les changements des paramètres élastiques qui dominent. À température et composition fixes, les vitesses sismiques augmentent donc avec la profondeur. Le passage d'un milieu solide vers un milieu liquide, où la rigidité  $\mu$  s'annule, se traduit par une forte diminution de  $V_P$  et une annulation de  $V_S$ . Enfin, les vitesses sismiques dépendent de la composition minéralogique des roches du manteau. En particulier, les ondes sismiques se propagent moins rapidement dans les pôles ferreux ( $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ ,  $\text{FeSiO}_3$ ,  $\text{FeO}$ ) que dans les pôles magnésiens ( $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ,  $\text{MgSiO}_3$ ,  $\text{MgO}$ ) des minéraux du manteau.

SB10L18



**4. Le modèle de tomographie sismique SB10L18'.** De gauche à droite, les colonnes montrent les anomalies relatives de vitesse de cisaillement, de vitesse du son, et de vitesse de compression pour 5 profondeurs. Ce modèle indique clairement que les anomalies de vitesse sismique les plus importantes se concentrent au sommet et à la base du manteau. À la base du manteau (rangée du bas), l'anti-corrélation entre les anomalies relatives de vitesse d'onde de cisaillement ( $d\ln V_s$ ) et de vitesse du son ( $d\ln V_p$ ) suggèrent que la cause de ces anomalies n'est pas purement thermique, mais également chimique. ©2000 by the American Geophysical Union

présence de deux grandes provinces situées le long de l'équateur à l'aplomb du Pacifique et de l'Afrique, où les vitesses de cisaillement sont de 2 à 3 % inférieures aux vitesses moyennes à ces profondeurs. La nature et l'origine de ces structures, appelées LLSVP (Large Low Shear-wave Velocity Provinces), font actuellement l'objet d'un débat parmi les géophysiciens. Quoi qu'il en soit, les images tomographiques apportent une réponse très claire quant à la structure du manteau terrestre : celui-ci est très hétérogène, et les anomalies les plus fortes se concentrent à son sommet et à sa base.

### Variations thermiques et chimiques

Les quantités représentées par les modèles tomographiques, c'est-à-dire les anomalies de vitesses sismiques, ont peu d'intérêt en soi. Ce qui intéresse plus les géophysiciens, ce sont les causes physiques de ces anomalies. L'idée qui vient immédiatement à

l'esprit est qu'elles sont induites par des variations de température. On sait en effet que les vitesses sismiques diminuent fortement avec la température. On sait aussi que le manteau est animé de grands courants de convection. Or la convection thermique repose sur de fortes variations latérales de température à la base et au sommet du fluide (ici, le manteau), où se situent les couches limites thermiques. L'affaire semble donc entendue : les images tomographiques cartographient les couches limites thermiques et autres variations de température liées à la convection du manteau. Encore une fois, les choses ne sont pas si simples. Une première difficulté est de déterminer aussi précisément que possible la sensibilité

des vitesses sismiques à la température et à la pression. Cela nécessite une bonne connaissance de l'équation d'état des différents minéraux du manteau terrestre ainsi que de leurs propriétés

thermo-élastiques (les modules de cisaillement et d'incompressibilité) et thermodynamiques (notamment de l'expansion thermique). Ces propriétés sont assez bien connues, malgré des incertitudes qui restent élevées pour les minéraux du manteau inférieur. L'accroissement des capacités de calcul permet aujourd'hui de tenir compte de ces incertitudes en utilisant des méthodes de Monte-Carlo. À chaque température et profondeur, et pour une composition minéralogique donnée, on peut donc calculer des vitesses sismiques théoriques et, mieux, des incertitudes sur ces valeurs. Il ressort qu'une diminution de vitesse de 2 % à la base du manteau peut s'expliquer par des variations de température de plusieurs centaines à un ou



deux milliers de degrés, ce qui, au regard des modèles numériques de convection thermique, est faisable mais plutôt élevé. Plus ennuyeux, les vitesses sismiques sont aussi sensibles à la composition minéralogique des roches du manteau. Les calculs montrent que l'amplitude des anomalies de vitesses sismiques induites par des variations de composition sont du même ordre de grandeur que les effets thermiques. Un bel exemple d'indétermination rencontrée par les géophysiciens : un même effet peut avoir plusieurs causes indépendantes les unes des autres et difficiles à départager ! Près de la surface, les effets thermiques semblent toutefois dominants. Des variations de compositions peuvent exister, mais leurs effets sont étouffés par ceux, plus forts, de la température. Le manteau semble donc plus chaud (car sismiquement plus lent) sous les océans que sous les continents, en particulier au niveau des dorsales où de nouvelles portions de croûte sont créées en continu. À la base du manteau, cependant, les effets thermiques sont fortement amortis par les effets de la pression. Si des variations chimiques sont présentes à ces profondeurs, elles devraient pouvoir s'exprimer et laisser une signature nette dans les signaux sismiques.

C'est précisément ce qu'observent les sismologues ! Un ensemble d'indices montre que la partie la plus profonde du manteau, entre 2 000 et 2 890 km, est chimiquement hétérogène. L'indice sans doute le plus convaincant est que les anomalies de vitesse de cisaillement ( $V_S$ ) et de vitesse du son ( $V_\Phi$ ) sont anti-corrélées : aux zones de faibles  $V_S$  (les LLSVP) correspondent des  $V_\Phi$  plus élevées que la moyenne (figure 4)<sup>8</sup>. De même, les modèles qui cartographient la densité à partir des modes propres d'oscillation de la Terre montrent que les anomalies de densité sont dé-corrélées des anomalies de vitesses sismiques. Ces observations sont incompatibles avec une origine purement thermique des anomalies sismiques, même en tenant compte des incertitudes sur les données sismiques et minéralogiques. Elles ne s'expliquent que si des variations de composition sont également présentes. La base du manteau apparaît donc chimiquement hétérogène. En particulier, il semble bien que les LLSVP soient chimiquement distinctes du reste du manteau.

### Croûte océanique recyclée ou matériau primitif ?

Ce résultat ne fait pas encore l'unanimité, mais il est robuste. Il implique que la convection du manteau terrestre est contrôlée par des anomalies de densité d'origine thermique, mais aussi par des anomalies de densité d'origine chimique. Pour expliquer correctement la dynamique du manteau terrestre, il est

indispensable d'inclure des termes chimiques dans les modèles de convection. C'est ce que font les modèles numériques et expérimentaux développés depuis une dizaine d'années. Les structures prédites par ces modèles peuvent ensuite être comparées aux structures observées par tomographie sismique. Les questions auxquelles les géophysiciens tentent maintenant de répondre concernent la nature et l'origine des LLSVP. Deux hypothèses principales sont envisagées : le recyclage de croûte océanique et la présence de réservoirs de matériau primitif.

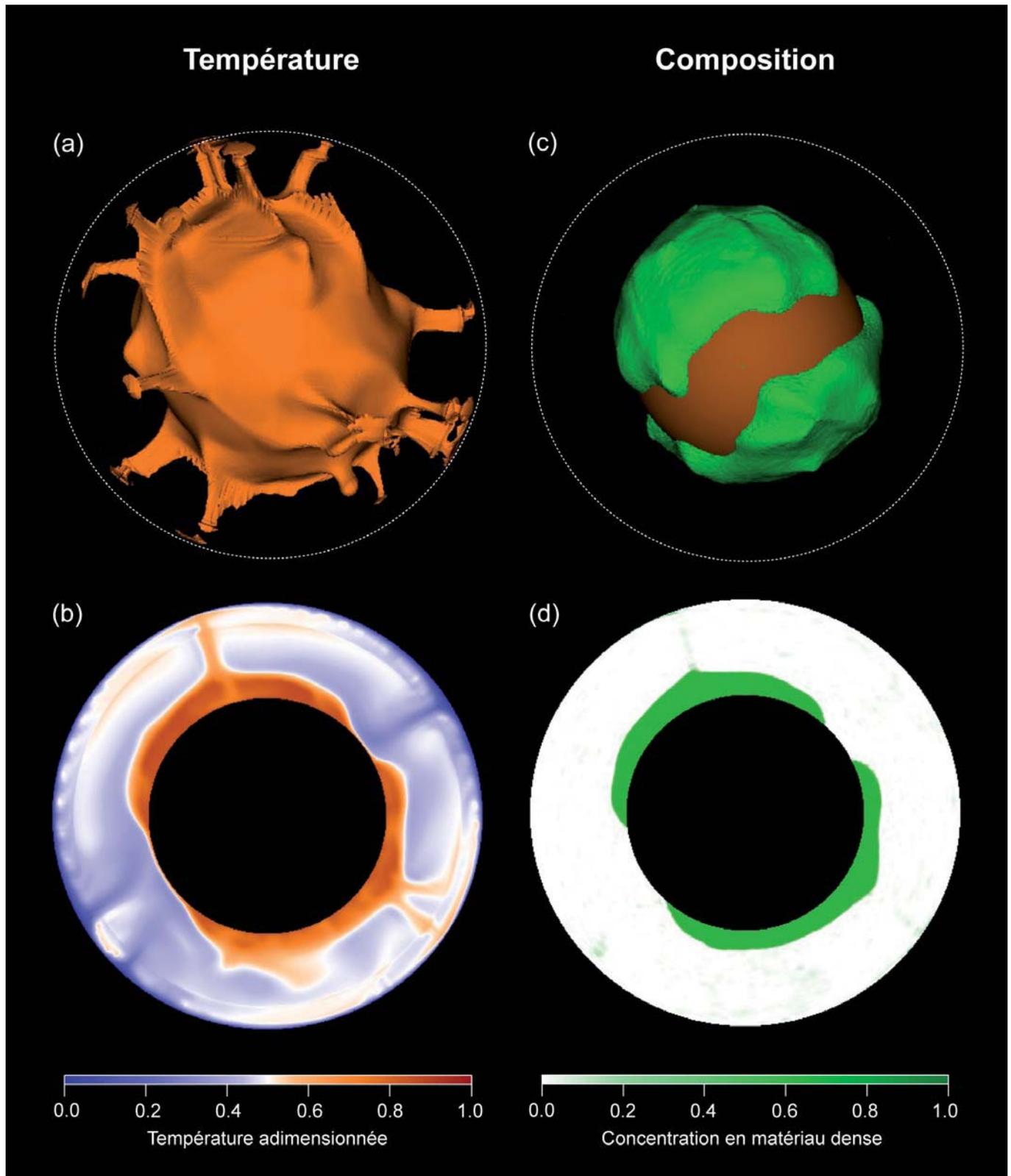
La première hypothèse est la plus simple à concevoir. Au niveau des zones de subduction, des morceaux entiers de plancher océanique, dont la composition (appelée MORB, pour *Mid Ocean Ridge Basalt*) est différente de celle du manteau moyen, sont entraînés vers l'intérieur de la Terre. On utilise l'anglicisme *slab* pour désigner ces planchers océaniques subductés. Les modèles de convection thermo-chimiques indiquent que les slabs franchissent sans trop de problème la transition des 660 km, hypothèse confirmée par des images

**Les anomalies sismiques ne s'expliquent que si des variations de composition sont présentes en plus des variations thermiques.**

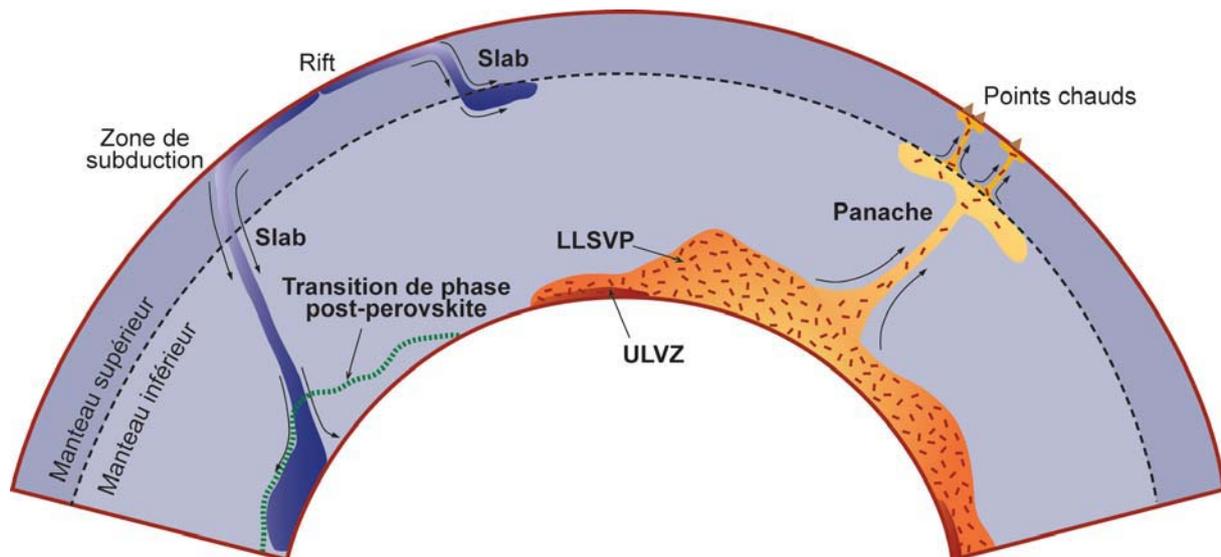
tomographiques régionales<sup>9</sup>. La transition de phase influence tout de même la progression des slabs. Ceux-ci peuvent stagner temporairement vers 700 km de profondeur, avant de plonger plus profondément dans le manteau sous forme d'avalanche. Les modèles de convection montrent aussi que les basaltes océaniques, plus denses que le manteau, peuvent s'accumuler à la base de celui-ci. La structure thermo-chimique qui en résulte dépend de la densité supposée des basaltes recyclés. Si ces basaltes sont trop denses par rapport au manteau environnant, ils vont avoir tendance à s'étaler tout autour du noyau pour former une couche de quelques centaines de kilomètres d'épaisseur, incompatible avec les observations. En effet, les sismologues n'observent pas de stratification à la base du manteau.

La présence d'un réservoir de matériau primitif, ou plus exactement non dégazé, est moins

évidente *a priori*. Elle a été formulée dans les années 1980 par les géochimistes qui tentaient d'expliquer les signaux bien particuliers des basaltes intra-océaniques, ou OIB (pour *Ocean Island Basalt*), qui composent les points chauds. L'origine des points chauds est controversée. Selon l'hypothèse la plus acceptée, ceux-ci sont la manifestation à la surface du globe de panaches issus du manteau profond<sup>10</sup>. Quoi qu'il en soit, le rapport isotopique de l'hélium  $^4\text{He}/^3\text{He}$  dans les OIB est très dispersé, avec des valeurs comprises entre 15 000 et 200 000. Les faibles valeurs (< 50 000) impliquent une forte teneur en  $^3\text{He}$ , signe qu'un ou plusieurs réservoirs formés tôt dans l'histoire de la Terre sont restés enfouis à l'intérieur du manteau, sans se mélanger (ou très peu) avec le reste du manteau. L'idée originale était que ce réservoir correspondait au manteau inférieur dans son ensemble, mais le fait que les slabs traversent la limite des 660 km (donc qu'il existe un flux de matière entre le manteau supérieur et le manteau inférieur) a invalidé ce scénario. En revanche, les LLSVP pourraient bien constituer les réservoirs recherchés par les géochimistes. Cette hypothèse est renforcée par des modèles de convection thermo-chimiques numériques (figure 5) et expérimentaux. Ceux-ci montrent qu'il est possible de maintenir des réservoirs de matériau primitif à la base du manteau, si ce matériau est plus dense que le manteau environnant. Comme dans le cas des basaltes recyclés, il n'est pas souhaitable que le contraste de densité entre le matériau primitif et le reste du manteau soit trop élevé, ce qui induirait une stratification (non observée) du manteau. D'un autre côté, si ce contraste est trop faible, le matériau primitif se mélange rapidement avec le reste du manteau. Pour obtenir des réservoirs stables mais localisés, le contraste de densité doit être de l'ordre de 1,0 à 2,0 % de la densité moyenne à la base du manteau (soit de 60 à 120 kg/m<sup>3</sup>), ce qui est compatible avec les anomalies latérales de densité observées par les sismologues. Fait important, les modèles de convection montrent que des panaches sont générés au sommet des réservoirs primitifs. Ces panaches entraînent une petite fraction de matériau dense vers la surface. Il est donc possible d'échantillonner des réservoirs de matériau primitif, tout en les maintenant sur des périodes de temps comparables à l'âge de la Terre. On notera que la transition de phase à 660 km joue de nouveau un rôle. À son passage, les panaches réduisent de taille et la quantité de matériau primitif qui pénètre dans le manteau supérieur est limitée. Ce scénario implique aussi que les points chauds (du moins, certains d'entre eux) ont une origine profonde. Reste à trouver un mécanisme de formation pour les réservoirs de matériau primitif. Plusieurs mécanismes conduisant à une différenciation chimique partielle du manteau, dont la cristallisation d'un océan magmatique basal<sup>11</sup>, ont été proposés. La cristallisation d'un océan magmatique basal explique également



**5. Modèle de convection thermochimique incluant une couche de matériau primitif à la base du manteau.** La colonne de gauche (a et b) représente une isosurface (pour  $T = 0,6$ ) et une coupe de la distribution de température ; la colonne de droite (c et d), une isosurface (pour  $C = 0,5$ ) et une coupe de la distribution de composition. Comme c'est souvent le cas dans ce type de modélisation, la température est adimensionnée avec le saut de température total (ou super-adiabatique). Le matériau primitif est modélisé par des particules plus denses que le matériau environnant. Le champ de composition, dont la nature n'est pas précisée, est calculé à partir de la concentration en particules denses en chaque point du modèle. Ce modèle fait apparaître des réservoirs de matériau dense à la base du système. Ces réservoirs sont plus chauds que le fluide environnant, et ils restent stables sur des périodes de temps équivalentes à l'âge de la Terre. ©2012, F. Deschamps



**6. Le manteau terrestre ?** Dans ce modèle, qui présente un manteau fortement hétérogène, une différenciation partielle du manteau s'est produite tôt dans l'histoire de la Terre, conduisant à la formation de réservoirs de matériau dense et chimiquement distinct à la base du manteau. Suffisamment denses par rapport au manteau environnant (en bleu clair sur ce schéma), ces réservoirs sont restés stables pendant plus de 4.5 milliards d'années. Ils correspondent aux zones de faibles vitesses sismiques (LLVSP) observées aujourd'hui par les sismologues. Ils ne sont échantillonnés que par des panaches qui se forment à leur sommet. Ces panaches parviennent en surface où ils induisent un volcanisme de points chauds. Des zones de très faibles vitesses sismiques induites par des poches de fusion partielle (ULVZ) sont présentes à la base du manteau. Les planchers océaniques, qui s'enfoncent dans le manteau sous forme de slabs, constituent une autre source d'hétérogénéité chimique. Certains slabs semblent stagner temporairement autour de la discontinuité des 660 km, tandis que d'autres plongent dans le manteau inférieur et s'accumulent à la base de celui-ci. Toujours à la base du manteau, la phase post-pérovskite est sans doute présente localement. La topographie de la transition de phase vers la post-pérovskite est très marquée car elle est très sensible à la température. ©2012, F. Deschamps

une autre observation sismologique importante: la présence de zones de très faibles vitesses sismiques (jusqu'à une dizaine de % plus faible que le milieu environnant), ou ULVZ (*Ultra Low Velocity Zone*)<sup>12</sup>. Ces structures très fines (quelques dizaines de kilomètres d'épaisseur au maximum) sont observées ponctuellement à la base du manteau et sont interprétées comme des poches de fusion partielle. Elles pourraient constituer les résidus de l'océan magmatique basal.

Un nouvel acteur est récemment entré en scène: une phase haute pression de la pérovskite, appelée (pour le moment) post-pérovskite<sup>13</sup>. Cette phase n'est stable qu'à de grandes profondeurs, 2500 km et plus, selon la température. Sa pente de Clapeyron est très élevée, de l'ordre de 8-10 MPa/K, ce qui implique que son domaine de stabilité dépend fortement de la température. Autrement dit, elle peut, à une profondeur donnée, être présente ou absente selon que la température est basse ou élevée<sup>14</sup>. Ces transformations minéralogiques induiraient à leur tour des variations latérales de vitesse sismique de 1 à 2 %.

Pour l'heure, il est difficile de trancher entre ces différentes hypothèses. Des travaux en cours indiquent qu'il est plus facile d'expliquer les images tomographiques avec du matériau primitif si celui-ci est enrichi en fer et en silicate qu'avec des MORB haute pression. De plus, même si les LLSVP n'ont pas une origine purement thermique, la température doit y être plus élevée que dans le manteau environnant. Si les LLSVP sont enrichies en fer et en silicates, cet excès de température serait de l'ordre de 500 K. Si les LLSVP sont composés de MORB haute pression,

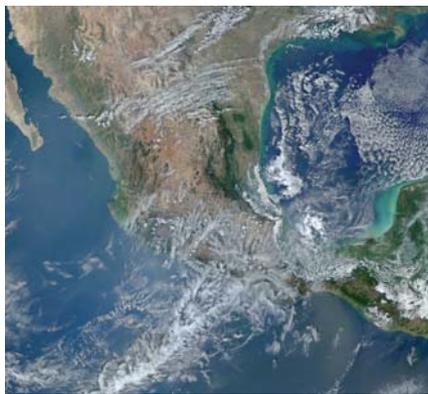
l'anomalie de température doit être plus forte, entre 1000 et 1500 K. Dans ces conditions, la phase post-pérovskite, qui n'est pas stable à haute température, ne peut pas entrer dans la composition des LLSVP. Par contre, rien n'empêche sa présence autour de ces structures, ce qui pourrait renforcer le contraste de vitesse sismique entre les zones lentes et les zones plus rapides. Les géochimistes sont toujours à la recherche de réservoirs non dégazés pour expliquer les signatures en gaz rare des OIB, et, comme on l'a vu, des LLSVP constituées de matériau primitif permettraient de résoudre ce problème. Mieux, une étude récente basée sur des modèles de convection thermochimique<sup>15</sup> a montré que le flux de matériau primitif dans les panaches issus des réservoirs de matériau dense est en excellent accord avec la valeur déduite des mesures géochimiques. Léger avantage, donc, pour une nature primitive des LLSVP. Cela n'interdit pas pour autant aux MORB d'atteindre la base du manteau et de s'y accumuler autour des LLSVP. Trois types de matériau coexisteraient donc à la base du manteau, sans oublier la présence probable de post-pérovskite (figure 6). Mais gageons que l'histoire ne s'arrêtera pas en si bon chemin.

### Ailleurs dans le Système solaire, et au-delà

La Terre, disait le Petit Prince, n'est pas une planète quelconque, car on y compte deux milliards de grandes personnes (estimation à mettre à jour). Les sept mille géographes qui s'y trouvent (toujours selon le Petit Prince) auraient pu mentionner une autre exclusivité terrestre: la tectonique des plaques. La Terre est en effet la seule planète du Système solaire (satellites et planètes naines compris) à la surface de laquelle des plaques rocheuses rigides sont créées en continu, se déplacent les unes par rapport aux autres, s'entrechoquent, et sont (pour certaines) englouties dans le manteau. L'absence de tectonique des plaques à la surface des autres planètes du Système solaire, ainsi que les observations géologiques de surface et les données gravimétriques et magnétiques lorsqu'elles sont disponibles, fournissent bien sûr quelques clés pour déchiffrer la dynamique interne et la structure profonde de ces planètes. Par exemple, combinée avec les anomalies du champ de gravité, la topographie permet d'estimer l'épaisseur de leur croûte. Pour Mars et Vénus, ce type d'études a montré que le poids de la croûte n'était pas totalement compensé en profondeur, signe qu'une partie de la topographie est d'origine dynamique (c'est-à-dire liée à la convection du manteau sous-jacent). De la même façon, les modèles de convection numériques développés par les géophysiciens sont applicables aux manteaux rocheux et aux enveloppes de glace d'autres planètes et satellites, moyennant quelques adaptations pour tenir compte des spécificités de chaque corps. Mais à défaut de données

sismologiques, les détails de leurs structures internes restent pour l'instant inaccessibles. Difficile de dire si, comme cela semble être le cas dans la Terre, les manteaux de Mars et de Vénus sont chimiquement hétérogènes. En fait, même les structures radiales des autres planètes sont mal contraintes. Par exemple, on ne connaît pas précisément la taille du noyau martien, l'estimation actuelle allant de 1 550 à 1 850 km. Cette incertitude est particulièrement mal venue, car selon la taille de ce noyau, la transformation de ringwoodite en perovskite et periclase/wüstite peut se produire ou pas dans le manteau martien<sup>16</sup>. S'il existe l'équivalent d'un manteau inférieur dans Mars, celui-ci doit être épais de 200 à 300 km au plus, ce qui pourrait avoir des conséquences importantes en termes de dynamique. Autre caractéristique martienne, la distribution du volcanisme en surface, qui se concentre au niveau du dôme de Tharsis. Cette distribution suggère que la dynamique du manteau martien est dominée par l'existence d'un panache unique, ce que les modèles de convection arrivent à expliquer de différentes façons<sup>17</sup>. Sur Vénus, c'est l'absence d'eau qui semble être le paramètre important. La viscosité des roches du manteau y serait plus élevée et plus sensible à la température, induisant un régime convectif dit de *couvercle rigide*, dans lequel le transfert de chaleur est plus faible que dans un régime de tectonique des plaques. En conséquence, le noyau de Vénus aurait du mal à

se refroidir, et serait en grande partie liquide. La chaleur extraite du noyau ne serait pas non plus suffisante pour entretenir une dynamo, expliquant ainsi l'absence de champ magnétique intrinsèque sur Vénus. Enfin, la découverte des super-Terre a suscité beaucoup d'intérêt chez les géophysiciens et les planétologues, notamment pour en modéliser la structure et la dynamique interne. Plusieurs



études se sont penchées sur la relation entre la taille d'une planète et la présence d'une tectonique des plaques à sa surface. Selon certaines études, les contraintes de cisaillement au sommet du manteau augmentent avec la taille de la planète, ce qui favoriserait l'apparition de la tectonique des plaques. D'autres études arrivent à la conclusion exactement opposée,

arguant du fait que l'augmentation de la taille favorise plutôt une convection de type *couvercle rigide*<sup>18</sup>. Des conséquences sont aussi attendues pour la structure profonde. Par exemple, puisque le manteau des super-Terre est (sans doute) plus épais que le manteau terrestre et que l'accélération de la gravité y est plus forte, une couche de post-perovskite de plusieurs centaines de kilomètres pourrait exister à la base de ce manteau. En l'absence d'observables géophysiques, il est évidemment difficile de tester la validité de ces modèles. Mais l'intérêt de ces études est aussi de tester les limites physiques des modèles de structure et de dynamique internes développés pour le manteau terrestre. Les principes physiques de base ne changeant *a priori* pas d'un corps à l'autre, chaque planète et chaque satellite constituent un cas particulier d'un problème plus général. Et pour des raisons évidentes, c'est de la Terre que l'on a, pour l'instant, la description la plus détaillée.

Qu'elles soient liées à une meilleure compréhension de la structure et de la dynamique internes de la Terre, où beaucoup reste à faire, ou bien à l'exploration de nouveaux mondes dans le Système solaire et au-delà, de nombreuses questions restent posées aux géophysiciens et aux planétologues. On ne s'en plaindra pas!

F. Deschamps ■

1. Ici, le terme *phase* doit être compris dans son sens minéralogique, qui ne se limite pas aux 3 phases habituelles solide-liquide-gaz. Pour un minéral de composition chimique donnée, chaque structure cristalline correspond à une phase dont la stabilité dépend de la pression et de la température. Cela n'exclut pas la présence dans la Terre de phases liquides, comme par exemple dans le noyau externe.

2. Une étude sismologique récente (Helfrich et Kaneshima, *Nature*, 468, 807-810, 2010) suggère la présence d'une enveloppe épaisse d'environ 300 km au sommet du noyau externe. Celle-ci pourrait concentrer les éléments légers (soufre et oxygène) rejetés lors de la cristallisation du noyau externe, principalement ferreux.

3. *Preliminary Reference Earth Model* (Dziewonski et Anderson, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 25, 297-356, 1981). D'autres modèles ont été publiés depuis, mais ne diffèrent pas fondamentalement de PREM.

4. Cette situation pourrait changer rapidement. Des techniques, dont se sont inspirés les projets de sismographes martiens, permettent aujourd'hui de déployer des sismographes au fond des océans. En revanche, il semble bien difficile de modifier la distribution des sources sismiques, c'est-à-dire les séismes.

5. Les méthodes de lissage et l'amplitude de ce lissage sont en grande partie responsables des différences observées entre les différents modèles tomographiques.

6. La tomographie probabiliste, introduite par Trampert *et al.*, *Science*, 306, 853-856 (2004) utilise un algorithme de voisinage pour déterminer des densités de probabilité pour les vitesses sismiques et la densité en chaque point d'un modèle paramétré en blocs de 15° de côté. Une mise à jour de ce modèle est en cours de publication.

7. Masters *et al.*, *AGU Monograph*, 117, 63-87 (2000). Voir aussi <http://igpp-web.ucsd.edu/~gabi/3dmodels.html>

8. À l'inverse, dans le manteau peu profond, les anomalies de vitesse de cisaillement et de vitesse du son sont bien corrélées, ce qui conforte l'hypothèse d'une origine purement thermique à ces profondeurs.

9. van der Hilst *et al.*, *Nature*, 386, 578-584 (1997). Une étude plus détaillée (Fukao *et al.*, *Rev. Geophys.*, 39, 291-323, 2001) montre que certains slabs plongent dans le manteau profond, tandis que d'autres restent bloqués autour de 700-1000 km de profondeur. Cette observation conforte les modèles numériques de convection qui indiquent que les slabs peuvent stagner temporairement sous la transition de phase avant de plonger plus profondément.

10. La tectonique des plaques suppose que le volcanisme se concentre aux frontières de plaques. Les points chauds échappent à cette règle, puisqu'on les trouve à l'intérieur des plaques par rapport auxquelles ils semblent fixes

(la Réunion, les Kerguelen, Hawaï, et le Cap-Vert en sont des exemples). D'où l'hypothèse qu'ils proviennent du manteau profond. Une autre hypothèse est que les points chauds trouvent leur origine à la base de la croûte, donc à des profondeurs beaucoup plus faibles. Malheureusement, il est pour le moment très difficile de cartographier les points chauds en profondeur, car ces structures sont très fines, de l'ordre d'une centaine de kilomètres de diamètre, et les modèles tomographiques ont du mal à les résoudre. Les rares études à ce sujet (p.e., Montelli *et al.*, *Science*, 303, 338-343, 2004) indiquent que les différents points chauds observés à la surface de la Terre proviennent de différentes profondeurs, donc que l'origine des points chauds n'est pas unique.

11. Labrosse *et al.*, *Nature*, 450, 886-869 (2007). Voir aussi Lee *et al.*, *Nature*, 463, 93-933 (2010).

12. Trop fines, ces zones n'apparaissent pas sur les modèles tomographiques globaux. Leur détection est basée sur d'autres techniques sismologiques qui consistent à comparer les temps d'arrivée d'ondes sismiques ayant emprunté des chemins sensiblement différents. Depuis leur première détection au milieu des années 90 (p.e., Williams et Garnero, *Science*, 273, 1528-1530, 1996), des ULVZ ont été imagées dans plusieurs régions.

13. Cette phase a été prédite par des calculs théoriques *ab initio* (Oganov et Ono, *Nature*, 430, 445-448, 2004), et découverte par des expériences haute pression (Murakami *et al.*, *Science*, 304, 855-858, 2004) presque simultanément.

14. Un autre phénomène intéressant est que, dans les régions où le gradient vertical de température est élevé, des lentilles de post-pérovskite pourraient être prises en sandwich entre deux couches de pérovskite (Hernlund *et al.*, *Nature*, 434, 882-886, 2005).

15. Deschamps *et al.*, *Nature Geoscience*, 4, 879-882 (2011).

16. Puisque l'accélération de la gravité dans le manteau martien ( $3,7 \text{ m/s}^2$ ) est plus faible que dans le manteau terrestre ( $9,81 \text{ m/s}^2$ ), la pression y augmente moins vite avec la profondeur. La transition vers la pérovskite qui, sur Terre, se situe à 660 km de profondeur, devrait, sur Mars, se situer vers 1750 km de profondeur, c'est-à-dire à l'intérieur de la barre d'erreur sur la profondeur de la limite noyau/manteau.

17. Selon une étude récente (Golabek *et al.*, *Icarus*, 215, 346-357, 2011), ce type de dynamique interne aurait été favorisé par un impact géant qui se serait produit dans la phase finale de la formation de Mars. Cet événement aurait induit une condition initiale de température conduisant au développement d'un super-panache à l'aplomb de l'hémisphère impacté.

18. O'Neill et Lenardic, *Geophys. Res. Lett.*, 34, doi:10.1029/2007GL030598 (2007). Parmi les études concluant à la présence de tectonique des plaques à la surface des super-Terre, voir Van Heck et Tackley, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 310, 252-261 (2011).