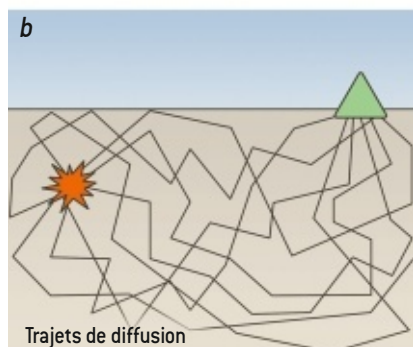
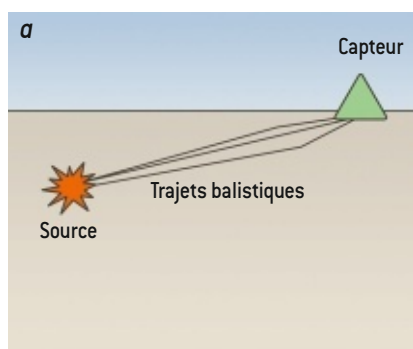




3. LE PARCOURS DES ONDES SISMQUES est très variable. La plus grande partie de l'énergie d'un séisme se propage par la trajectoire balistique (la plus courte) de la source jusqu'à une station de mesure (a). Mais une fraction du signal est diffusée de très nombreuses fois par les interfaces et autres discontinuités de la densité à l'intérieur de la Terre (b). En pratique, chaque centre de diffusion joue le même rôle qu'une source secondaire émettant de l'énergie, faiblement et de façon aléatoire, directement vers la station sismique.

nomme la coda), ma collègue Anne Paul et moi avons pour la première fois reconstitué par corrélation le signal d'une expérience de sismique active entre deux stations.

Pour récapituler, la méthode de corrélation permet d'extraire du bruit sismique, avec une bonne approximation, les sismogrammes qui seraient mesurés en des points choisis si l'on déclenchait à volonté des séismes en une série d'autres points.

Une méthode puissante et répétable

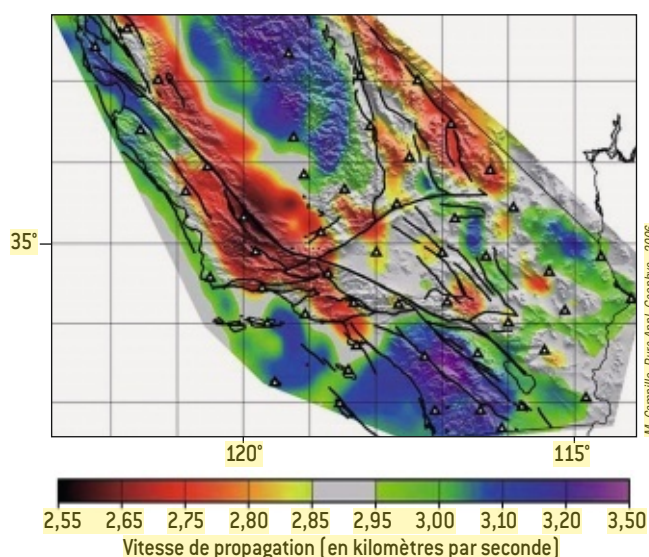
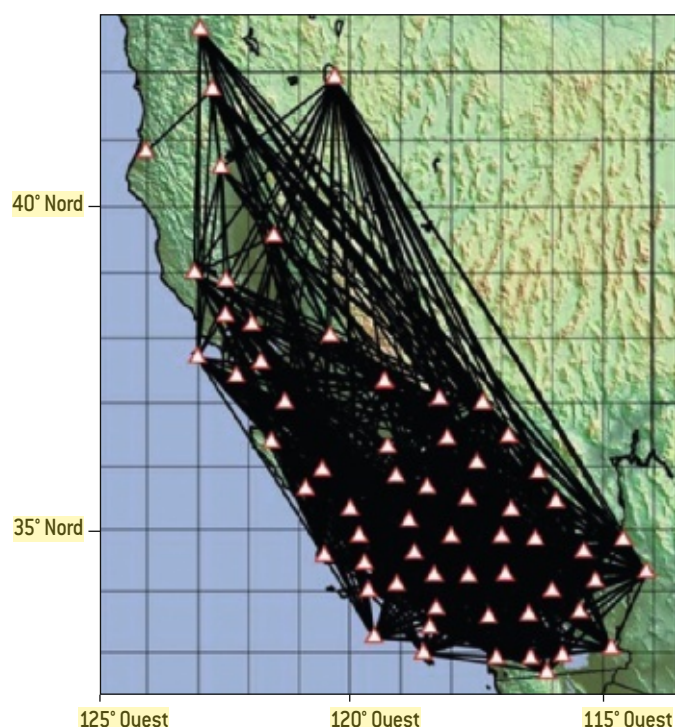
Chose remarquable, on voit qu'en imagerie sismique passive, la géométrie du dispositif (l'emplacement des sources fictives et des stations de mesure) est maîtrisable à volonté. L'exploitation du bruit sismique offre donc la possibilité de mener des expériences sismiques directes entre des paires de points choisis comme on le souhaite, ce qui rend possible l'étude de régions où les séismes sont très rares. Pour appliquer la méthode, on exploite les signaux recueillis par des stations sismologiques sur une durée assez longue pour accumuler les effets des tempêtes et autres effets de houle sur tout le globe, soit typiquement pendant plusieurs mois.

Cela finit par représenter d'énormes masses de données. Le développement de l'imagerie sismique passive doit donc beaucoup aux nouvelles possibilités

de stockage de données et de calculs apparues au cours des années 1990. Lorsque nous avons voulu appliquer la méthode de corrélation pour la première fois, les masses de données que nous avons demandées à nos collègues américains du centre de données IRIS étaient si énormes qu'ils en furent surpris. Le résultat obtenu les rassura sur l'utilité de leurs efforts...

Une fois obtenus à partir des corrélations du bruit sismique, les signaux associés à des paires de points peuvent être exploités par les méthodes habituelles de façon à produire la carte des vitesses de propagation, dont on déduit la carte géologique. Dans la plupart des cas, ce sont les ondes de Rayleigh (voir la figure 2) que l'on exploite. Ces ondes se propagent en surface et sont évanescentes en profondeur, c'est-à-dire que leur intensité décroît exponentiellement à partir de la surface. Toutefois, à chaque longueur d'onde correspond une profondeur caractéristique de pénétration (typiquement le tiers de la longueur d'onde) où l'intensité de l'onde est divisée par deux. Par exemple, les ondes de Rayleigh d'une vitesse de l'ordre de trois kilomètres par seconde et ayant une période de 20 secondes pénètrent sur une vingtaine de kilomètres. Elles portent donc l'information sur les propriétés des couches jusqu'à cette profondeur.

En accumulant les résultats pour toute une série de périodes, on explore ainsi les



4. CETTE CARTE GÉOLOGIQUE DE LA CALIFORNIE a été obtenue en exploitant le bruit sismique. À gauche, les 1891 trajets balistiques reliant les 62 stations sismiques californiennes utilisées. À droite, la carte des vitesses de propagation dans la région. Établie deux fois à un mois d'intervalle, cette carte a révélé à quel rythme les tensions provoquées (en rouge) par un grand séisme se dissipent.

structures souterraines en profondeur. Des calculs d'optimisation permettent d'obtenir des cartes des vitesses établies période par période. De cet ensemble de données on déduit, en chaque point de la zone étudiée, la courbe des vitesses en fonction de la longueur d'onde; en d'autres termes, on cartographie la dispersion. De nouveaux calculs d'optimisation conduisent alors à un modèle tridimensionnel des vitesses de propagation en profondeur, qui indique la géométrie des interfaces géologiques, l'épaisseur de la croûte et les variations des propriétés physiques dans ces unités géologiques.

Prenons l'exemple de la Californie, où les premières tomographies fondées sur le bruit sismique ont été obtenues en 2005 par deux équipes franco-américaines. On disposait sur place d'un réseau de 62 stations sismologiques enregistrant en permanence le mouvement du sol. Nous avons utilisé ces données pour calculer, par la méthode de corrélation, les temps de trajet correspondant aux 1891 paires possibles de stations. À partir de ces temps de trajets virtuels, nous avons cartographié la vitesse des ondes de Rayleigh et ainsi déterminé l'extension en profondeur des structures géologiques de surface (voir la figure 4).

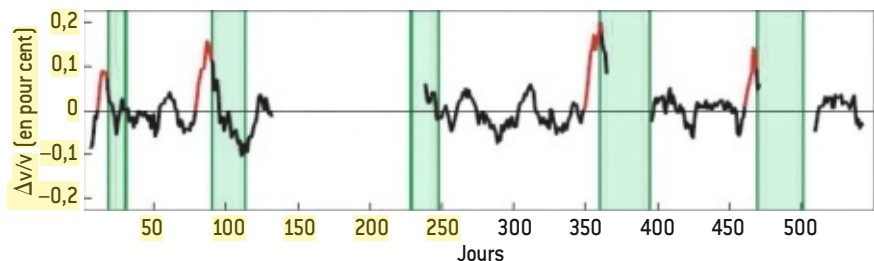
Du bruit sismique enfin rendu utile

Jusqu'à l'avènement de l'imagerie sismique passive, les enregistrements de bruit utilisés dans cet exemple étaient disponibles dans les bases de données, mais inutilisés. Aujourd'hui, tant de confrères se sont mis à exploiter la méthode de corrélation que le statut du bruit sismique a changé: de nuisible qu'il était, ce signal ténu est devenu un moyen précieux pour obtenir des informations sur les structures profondes. L'imagerie par le bruit sismique ambiant a connu un si grand essor ces dernières années, qu'une grande partie du globe a déjà fait l'objet de travaux analogues à l'étude pionnière sur la Californie. Ainsi, les cartes géologiques de nombre d'endroits de la planète mal explorés ont été précisées, et des nouvelles structures géologiques découvertes.

Ces avancées de la tomographie passive constituent un grand succès. Nous allons voir que l'imagerie sismique passive offre en plus la possibilité inédite de suivre l'évolution des structures géologiques au fil du temps. Nous l'avons déjà évoqué,



Maurice Mithail



5. LE PITON DE LA FOURNAISE est un volcan assez prévisible pour y tester le pouvoir prédictif de l'imagerie sismique passive. Les variations relatives de la vitesse (v) de propagation des ondes sismiques dans ce grand édifice volcanique ont été suivies pendant plusieurs mois. On remarque des augmentations d'environ 0,1 pour cent de cette vitesse avant chaque épisode d'éruption (*bandes vertes*), et les diminutions qui suivent ces sauts de vitesse ont clairement un aspect prédictif. Pourra-t-on adapter cette méthode d'observation aux volcans difficiles, ceux qui explosent ou qui entrent en éruption rarement, tous les 1 000 ou 100 000 ans ? La question reste posée.

la vitesse des ondes sismiques –souvent la seule grandeur observable directement – est le principal indicateur de l'état des roches. Ainsi, beaucoup de descriptions de l'état physique des roches en profondeur (température, teneur en eau, etc.) sont en fait déduites des cartographies des vitesses sismiques. Or les conditions en profondeur changent, parfois de façon drastique, comme lors du dramatique mégaséisme du Japon le 11 mars 2011, où le déplacement relatif des plaques tectoniques a atteint plus de 25 mètres en quelques secondes.

De tels événements nous rappellent que la Terre se déforme continûment, à la faveur des mouvements tectoniques, des éruptions volcaniques, des séismes, etc. Peut-on détecter les petits changements de la propagation des ondes sismiques accompagnant ces déformations, de préférence avant leurs dangereux climax ? Pour cela, il importe de disposer d'une technique facile à mettre en œuvre de façon répétée et assez précise, ce qui est le cas de la méthode de corrélation.

Pour mesurer les très petits changements de la vitesse de propagation des ondes sismiques, il est nécessaire d'analy-

ser des trajets très longs, où les retards s'accumulent. On s'appuie pour cela sur les ondes de la coda. Ce mot, qui signifie «queue» en latin, désigne la fin des sismogrammes, c'est-à-dire la fin ténue de l'enregistrement d'un séisme. Ces ondes parcourent la région autour des capteurs en suivant des trajets beaucoup plus longs que les ondes directes, de sorte qu'elles sont plus sensibles aux changements du milieu.

En collaboration avec les chercheurs de l'Institut des sciences de la Terre de Grenoble et de l'Institut de physique du Globe de Paris, nous avons utilisé en 2008 les ondes de la coda pour détecter un signal avant-coureur des éruptions du piton de la Fournaise, sur l'île de la Réunion. Les mesures de la vitesse de propagation des ondes sismiques sous cet édifice volcanique (voir la figure 5) montrent des variations relatives de vitesse en fonction de la date sur une durée de plusieurs mois. Or chaque chute de vitesse est suivie d'une éruption, ce qui s'explique par la déformation de l'édifice volcanique lors de la montée des matériaux éruptifs. Ce gonflement met sous tension les couches superficielles, ce qui se traduit par une chute