

différentes se rencontrent en mer. Leurs interactions produisent une agitation de forme indistincte, mais qui se caractérise par une fréquence double, donc une période de l'ordre de sept à huit secondes. Ce clapot a pour effet de mettre en vibration toute la colonne d'eau au-dessus de laquelle il se produit. En fonction de la hauteur de celle-ci, il arrive fréquemment que s'installe en outre un phénomène de résonance, qui transforme la colonne d'eau en une sorte de « trompette sismique » émettant dans le sol marin un bruit océanique caractéristique.

On dispose ainsi de sources sismiques susceptibles d'apparaître aléatoirement sur la plus grande partie de la planète

(les océans). Pour autant, les tempêtes ou les affrontements de houles ne sont pas assez fréquents pour couvrir complètement et efficacement la Terre. Heureusement, notre planète multiplie l'efficacité de ces sources microsismiques grâce aux propriétés diffusives de sa structure interne.

La Terre, et surtout sa croûte, est loin d'être homogène. Comme le suggère l'observation en montagne de grandes tranches de terrain, elle est faite de mélanges plus ou moins fins de roches et de sédiments, souvent disposés en couches disloquées par des failles, plissées et décalées, traversées de cheminées volcaniques, etc. Bref, la croûte est très hétérogène. Toutes ces sous-structures diffractent les ondes

élastiques et leur font parcourir des chemins si longs et si complexes (voir la figure 3) qu'une partie du champ d'onde devient diffus.

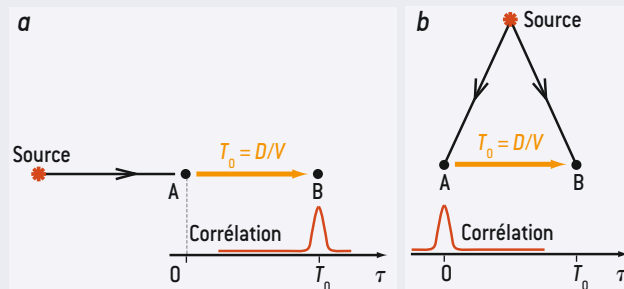
Ce caractère diffusif du sous-sol est un atout pour la méthode des corrélations, puisqu'il crée l'équivalent d'une multitude de sources sismiques secondaires aléatoires (émettant erratiquement) et réparties de façon grossièrement homogène. Ainsi, même si les conditions du théorème de Y. Colin de Verdière ne sont pas parfaitement réalisées, l'expérience montre que les résultats obtenus en l'appliquant quand même sont bons. C'est ce que nous avons montré dès 2001 : en utilisant la partie tardive des sismogrammes (ce que l'on

L'EXPLOITATION DU BRUIT SISMIQUE PAR CORRÉLATION

L'exploitation du bruit sismique repose sur la corrélation des signaux vibratoires $u(t)$ et $v(t)$ reçus en deux points A et B. La fonction de corrélation entre u et v dépend d'une variable τ qui s'interprète comme le décalage temporel entre les deux signaux. Cette fonction $C_{u,v}(\tau)$ est définie par la moyenne temporelle du produit $u(t)v(t-\tau)$:

$$C_{u,v}(\tau) = \lim_{T \rightarrow +\infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^T u(t)v(t-\tau) dt$$

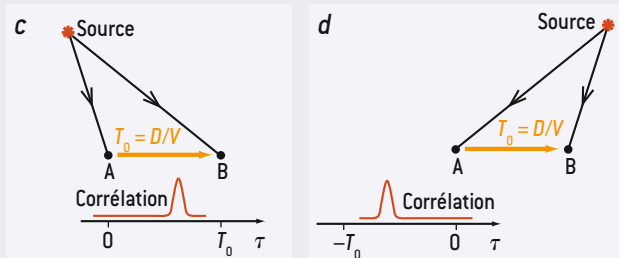
Afin de saisir la signification de cette fonction, traçons-la (en orange) dans quelques cas. On convient ici que l'origine $\tau = 0$ de l'axe des τ est l'instant d'arrivée du signal en A et qu'elle sera donc placée sous ce point, tandis que la valeur de τ correspondant au temps de propagation de A à B, qui vaut $T_0 = D/V$ (D étant la distance AB et V la vitesse des ondes, ici constante), sera placée sous B. Commençons par le cas (a) où une unique source émettant pendant un temps bref mais supérieur à T_0 se trouve dans l'alignement de A et B, puis par le cas (b) où la source est sur leur médiane.



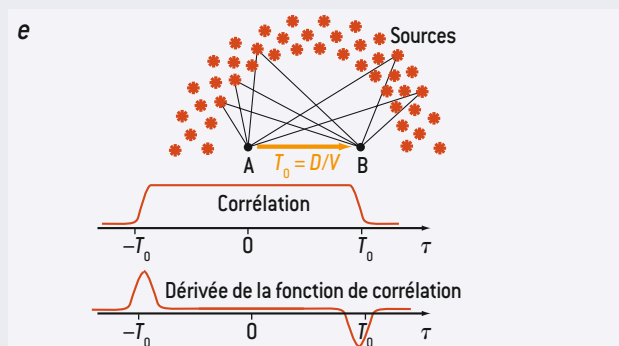
Dans le premier cas (a), la corrélation entre les deux signaux est centrée sur le décalage τ égal à T_0 , ce décalage étant le temps nécessaire pour que les signaux aillent de A à B. Dans le second cas, l'arrivée des signaux est simultanée en A et B, de sorte que la corrélation est centrée sur $\tau = 0$.

Considérons maintenant les cas plus généraux où la source se trouve à gauche de A ou à droite de B. Dans le premier cas (c), la corrélation est centrée sur un instant compris entre 0 et T_0 , car le signal, une fois parvenu en A, n'est pas encore arrivé en B, point qu'il atteindra en un temps inférieur à T_0 . À l'inverse, dans le second cas (d), le signal atteint B avant d'avoir atteint A, donc pour un τ négatif supérieur à $-T_0$.

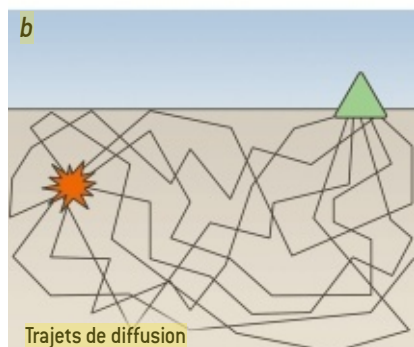
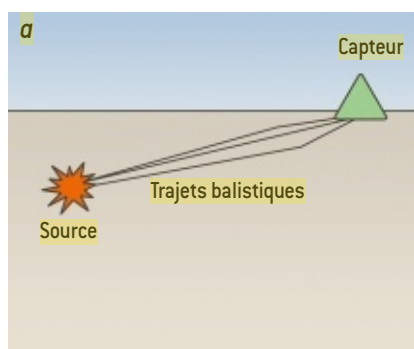
À partir de ces cas particuliers, on peut comprendre que si l'on a une infinité de sources distribuées de façon uniforme (e), chacune va



contribuer à la fonction de corrélation selon les schémas indiqués, ce qui, au total, construit une fonction qui présente un plateau entre les valeurs $-T_0$ et T_0 de τ . En dérivant cette fonction de corrélation, on obtient alors une fonction qui a deux pics : l'un en $-T_0$, l'autre en T_0 . Cela détermine T_0 et, connaissant la distance AB, on en déduit aisément la vitesse de propagation entre A et B, qui est bien la grandeur que l'on veut mesurer dans une expérience de sismique active.



C'est le sismologue grenoblois Philippe Roux qui a montré que dans ce cas simple (répartition uniforme des sources, vitesse constante), la fonction de corrélation donne exactement le résultat que l'on mesurerait en B si une source ponctuelle se trouvait en A. Pour sa part, Yves Colin de Verdière a généralisé à des milieux complexes quelconques ce résultat simple. Son théorème explique pourquoi la méthode de corrélation de bruit livre une très bonne approximation du signal d'expériences de sismique active (séisme en A, mesuré en B), que l'on réalisera virtuellement en autant de points A et B que l'on voudra, placés aux endroits souhaités.



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

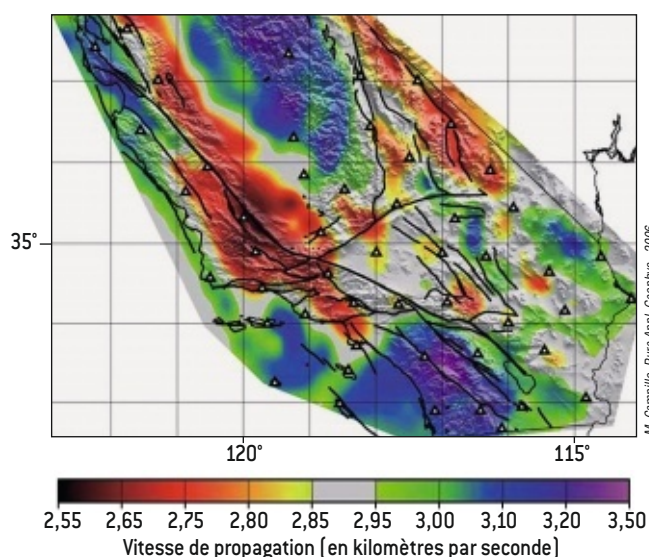
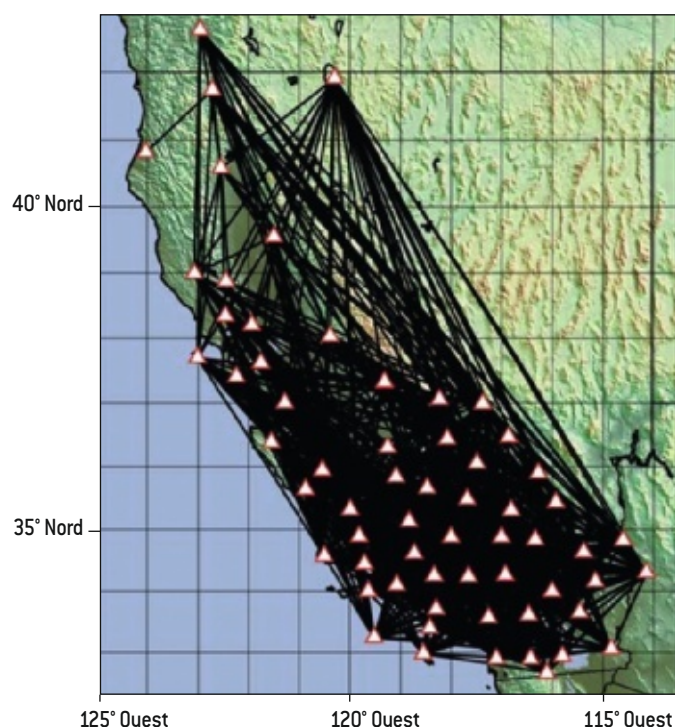
Chose remarquable, on voit qu'en imagerie sismique passive, la géométrie du dispositif (l'emplacement des sources fictives et des stations de mesure) est maîtrisable à volonté. L'exploitation du bruit sismique offre donc la possibilité de mener des expériences sismiques directes entre des paires de points 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.