



Michel CAMPILLO, sismologue, est professeur à l'Université Joseph Fourier, à Grenoble, où il effectue ses recherches à l'Institut des sciences de la Terre. Il est aussi membre de l'Institut universitaire de France.

Ces limites liées à l'homme pourront sans doute être dépassées un jour, mais il existe un obstacle géologique infranchissable : les séismes ne sont pas répartis partout, mais sont concentrés sur quelques grandes failles et dans les zones de subduction, ces régions où des plaques océaniques plongent dans le manteau. Et disposer des sources artificielles d'énergies comparables à celles de séismes n'est pas envisageable, car il faudrait déclencher des explosions thermonucléaires pour atteindre les énergies nécessaires...

Les limites de l'imagerie sismique active poussent les sismologues à rechercher une autre façon d'obtenir les temps de parcours des ondes sismiques au sein des terrains géologiques : c'est pour cette raison qu'est née l'imagerie sismique passive. De quoi s'agit-il ?

Mesurer la corrélation entre deux points

À la base des méthodes d'imagerie sismique passive se trouve l'idée que les vibrations observées en deux points distants ne sont pas indépendantes. Au sein de la Terre, tout phénomène à l'origine d'ondes élastiques émet de l'énergie vibratoire dans toutes les directions. Ainsi, de même que l'on parvient à détecter les vibrations du sol lorsqu'un séisme se produit à des milliers de kilomètres, une petite vibration produit des microsignaux sismiques partout au sein de la Terre. Mesurés en deux points différents, ces signaux seront décalés temporellement, mais liés au même événement.

En calculant une certaine fonction $C(\tau)$ de leur décalage temporel τ , on peut faire apparaître ce lien. Cette fonction – la fonction de corrélation – est définie comme la moyenne temporelle du produit des deux signaux, l'un pris en un instant t et l'autre en cet instant décalé de τ , c'est-à-dire pris à l'instant $t - \tau$ (voir l'encadré page 67). En l'absence de lien entre deux signaux et un même événement, la fonction de corrélation est nulle ; en présence d'un lien, elle sera non nulle pour tous les décalages τ pour lesquels ce lien existe. C'est cette corrélation entre les signaux provenant d'une même source – même microscopique – que l'on exploite en imagerie sismique passive, méthode qui fut introduite en héliosismologie et en acoustique ultrasonore.

Comment ? Pour le saisir, le mieux est de se pencher sur un théorème démon-

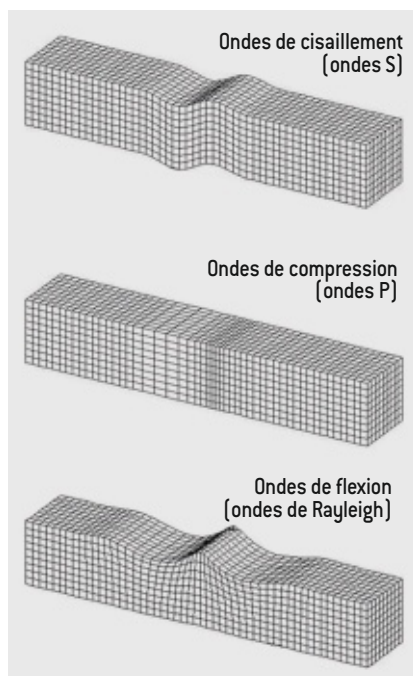
tré par Yves Colin de Verdière pour expliquer le succès de la méthode. Ce mathématicien de l'Université de Grenoble s'est intéressé à la fonction de corrélation des signaux parvenus en deux points A et B depuis une infinité de sources sismiques aléatoires réparties de façon homogène au sein d'un solide élastique de géométrie quelconque. Il a montré que la fonction de corrélation est égale au signal reçu directement en B si une seule source ponctuelle se trouve en A. Un résultat étonnant, qui explique la généralité de la méthode de corrélation de bruit.

A priori, ce théorème semble peu utile, car il faudrait avoir dans la Terre une infinité de microsources sismiques. Pourtant, nous allons voir qu'il s'applique approximativement. Avec Nicolas Shapiro, aujourd'hui à l'Institut de physique du Globe de Paris, nous avons démontré en 2004 que des signaux enregistrés par des capteurs séparés de plusieurs milliers de kilomètres sont corrélés. Cela nous a permis de mesurer le temps que durerait le trajet d'une onde sismique émise en l'une des stations. À partir de là, il devenait clair que le résultat purement mathématique de Y. Colin de Verdière peut s'appliquer même si ses prérequis ne sont pas parfaitement réalisés. Examinons pourquoi.

La Terre n'est certes pas remplie uniformément de microsources sismiques s'activant aléatoirement. Pour autant, si l'on exploite la gamme des périodes vibratoires allant de 5 à 50 secondes, que les sismologues qualifient de microsismiques, on peut se rapprocher de la situation imaginée par Y. Colin de Verdière. Comme tous les bruits, le bruit microsismique est un signal constitué d'un mélange incohérent d'ondes sismiques de longueurs d'onde différentes.

Aux hautes fréquences, de nombreuses sources produisent du bruit. C'est particulièrement le cas des activités humaines, mais elles ont un caractère très local. Deux sources régulières de bruit microsismique existent toutefois, toutes les deux ressenties à grande distance et toutes les deux d'origine maritime.

Depuis plus d'un siècle, en effet, les sismologues se sont aperçus qu'ils enregistraient les impacts successifs de la houle sur le plateau continental et les côtes. Particulièrement fort durant les tempêtes, le bruit ainsi émis dans le sol est caractérisé par une période d'environ 15 secondes. Outre ce phénomène, il arrive que des trains de houle produits dans des régions



2. LES ONDES SISMIQUES apparaissent sous quatre formes. Les ondes S et les ondes P, qui se propagent en profondeur, se combinent pour former en surface des ondes de flexion nommées ondes de Rayleigh et des ondes de cisaillement, les ondes de Love. Pour faire de l'imagerie, les sismologues enregistrent les ondes S, les ondes P et les ondes de Rayleigh.

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.

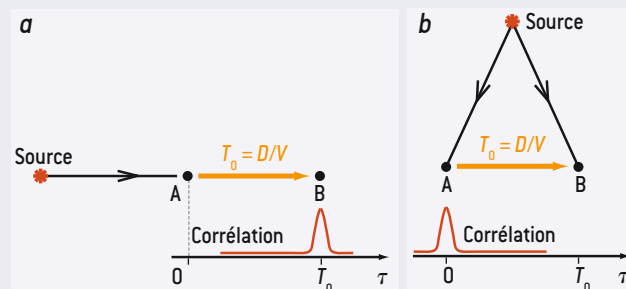
Ce caractère diffusif du sous-sol est un atout pour la méthode des corrélations, puisqu'il crée l'équivalent d'une multitude de sources sismiques secondaires aléatoires (émettant erratiquement) et réparties de façon grossièrement homogène. Ainsi, même si les conditions du théorème de Y. Colin de Verdière 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 $u(t)v(t-\tau)$:

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

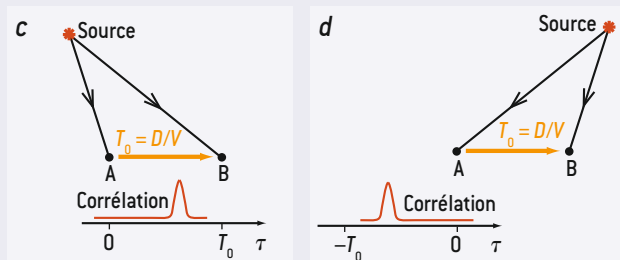
Afin de saisir la signification de cette fonction, traçons-la (en orange) dans quelques cas. On convient ici que l'origine $\tau = 0$ de l'axe des τ est l'instant d'arrivée du signal en A et qu'elle sera donc placée sous ce point, tandis que la valeur de τ correspondant au temps de propagation de A à 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.



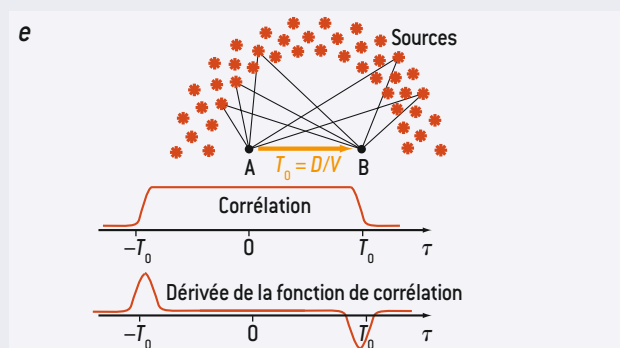
Dans le premier cas (a), la corrélation entre les deux signaux est centrée sur le décalage τ égal à T_0 , ce décalage étant le temps nécessaire pour que les signaux aillent de A à B. Dans le second cas, l'arrivée des signaux est simultanée en A et B, de sorte que la corrélation est centrée sur $\tau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

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.