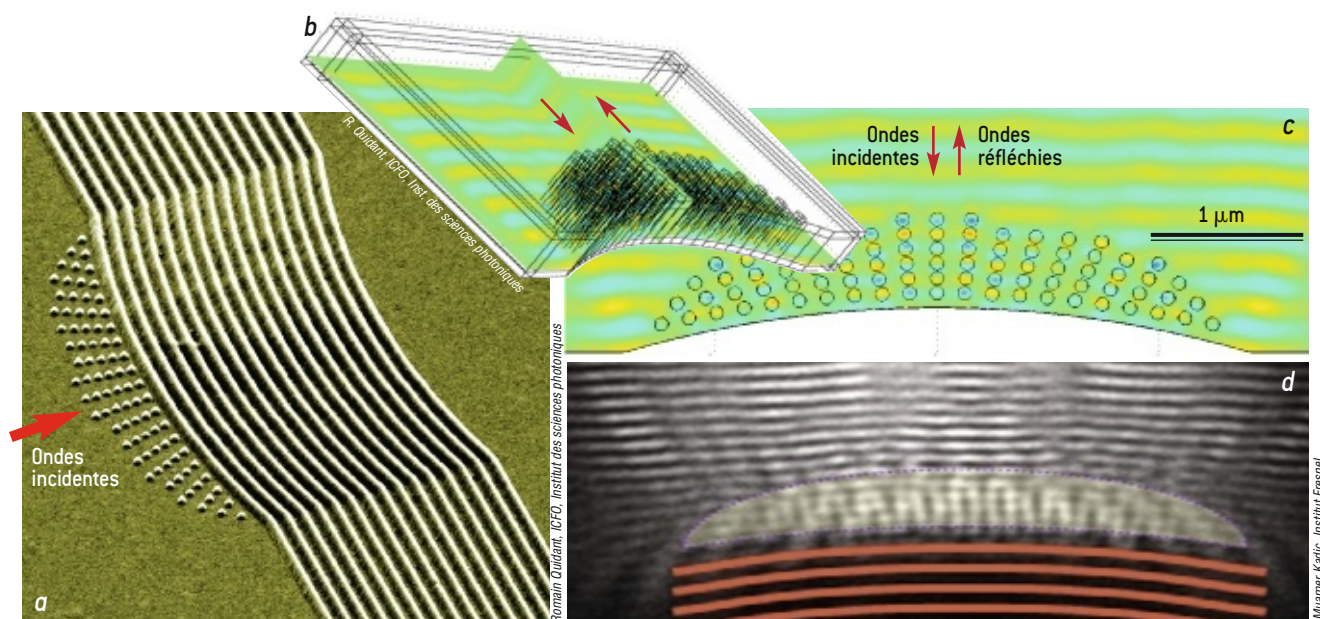




8. UN RÉSEAU PLASMONIQUE constitué de points gravés sur une surface métallique (a) fournit un autre exemple d'invisibilité par réaction. L'arrivée d'ondes électromagnétiques [flèche rouge] crée des ondes électroniques de surface nommées plasmons. Comme le montrent la

simulation numérique (b et c) et les mesures (d), ces plasmons absorbent l'onde incidente et, grâce aux stries gravées à l'arrière qui font office de miroir, la restituent intacte – malgré la courbure du miroir qui, en l'absence du réseau plasmonique, l'aurait déformée.

est dû à sa courbure : comme avec une lentille convexe, une image virtuelle agrandie est créée en avant de la lentille. Et elle a montré que le dispositif fonctionne aussi comme une cape d'invisibilité : sous certaines conditions (pour certaines longueurs d'onde), il réagit à la présence des champs magnétiques et des dipôles électriques atomiques d'un objet et efface ainsi le champ électromagnétique associé à ce dernier (voir la figure 7). Le principe fonctionne aussi avec tout grand ensemble de dipôles atomiques, mais à une longueur d'onde précise et pour une cape homogène de permittivité négative ou d'indice de réfraction égal à -1 .

Invisibilité par réaction

Pour comprendre cette forme d'invisibilité, on peut là encore utiliser la méthode géométrique de J. Pendry. Comme ce dernier l'a fait remarquer, considérer un indice négatif revient à replier une portion de l'espace pour la faire disparaître. Dans le cas présent, le repliement se fait vers l'extérieur, de sorte que le dipôle électrique ou la myriade de dipôles atomiques dont est formé un objet disparaissent non pas derrière cette cape d'invisibilité, mais devant... Le dispositif n'a pas encore été réalisé, mais il pourrait en principe rendre presque invisible tout objet dont la réponse électromagnétique serait analogue à celle d'un ensemble de dipôles. Sa réalisation, qui

demande un indice de réfraction proche de -1 , reste pour le moment un défi technique.

Quels types d'invisibilité avons-nous présenté à ce stade ? La cape d'invisibilité de J. Pendry et la lentille de V. Veselago sont deux cas d'invisibilité par réfraction. La première a pour effet de créer un indice de réfraction anisotrope positif (produit de la permittivité et de la perméabilité, qui sont ici deux ensembles de neuf nombres positifs) et la seconde un indice de réfraction isotrope négatif. Quant à la lentille parfaite cylindrique, supposée être caractérisée par un indice de réfraction proche de -1 , elle crée une invisibilité par réaction. Ce type d'invisibilité par réaction peut aussi être réalisé par des structures en échiquier dont les cases alternent des indices positifs et négatifs : la réaction consiste alors en la création de plasmons (des ondes électroniques de surface) qui vont absorber l'onde électromagnétique incidente, puis la restituer en arrière du dispositif, les cases d'indice négatif permettant un repliement de l'espace sur lui-même.

Nous voyons que les types d'invisibilité tendent à se multiplier et s'étendent à tous les types d'ondes. D'une manière générale, c'est l'art de la conformation à volonté du champ électromagnétique qui ne cesse de s'enrichir d'année en année. Il se fonde sur l'invariance de forme des équations fondamentales de la physique, et définit un nouveau modèle en physique des ondes : celui de la physique transformationnelle. ■

✓ BIBLIOGRAPHIE

A. Nicolet, *Les capes d'invisibilité et l'optique transformationnelle*, Images de la Physique 2010, CNRS, 2010.

S. Guenneau *et al.*, *Negative refraction in 2-D checkerboards by mirror anti-symmetry and 3-D corner lenses*, *New Journal of Physics*, vol. 7, p. 164, 2005.

F. Zolla *et al.*, *Electromagnetic analysis of cylindrical invisibility cloaks and the mirage effect*, *Optics Letters*, vol. 32, pp. 1069-1072, 2007.

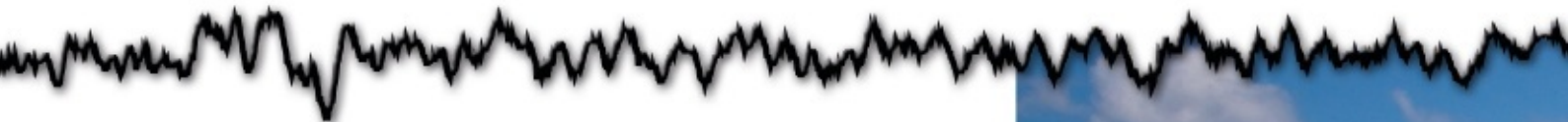
J. Pendry *et al.*, *Controlling electromagnetic fields*, *Science*, vol. 312, pp. 1780-1782, 2006.

Ulf Leonhardt et Thomas Philbin, *Geometry and Light : The Science of Invisibility*, Dover publication, 2010.

A. Alu et N. Engheta, *Achieving transparency with plasmonic and metamaterial coatings*, *Physical Review E*, vol. 72, 016623, 2005.

Michel Campillo

Ce bruit sismique qui sonde la Terre



L'analyse mathématique du simple bruit sismique améliore la cartographie des structures géologiques souterraines et permet, pour la première fois, d'étudier l'évolution de ces structures au cours du temps.

Une « lumière » éclaire l'intérieur de la Terre : les ondes sismiques. Les sismologues savent mettre en images la structure du monde souterrain à partir de ces vibrations qui se propagent dans les profondeurs du sol. Ils exploitent pour cela les ondes émises par les tremblements de terre ou des sources artificielles comme des explosions. Toutefois, cette imagerie sismique active ne se pratique que dans certaines zones, ou seulement à petite échelle et à certains moments.

C'est pourquoi les géophysiciens cherchent à utiliser aussi le « bruit » sismique qui agite faiblement, mais sans cesse, l'intérieur de la Terre. Il provient pour l'essentiel des microséismes dus aux interactions des mers avec la croûte terrestre (voir la figure 1). Judicieusement exploités, des enregistrements assez longs de ce bruit révèlent la structure souterraine. Après avoir expliqué comment, nous présenterons quelques-unes des premières applications géologiques de

cette méthode, notamment la recherche de signes avant-coureurs des séismes et des éruptions.

Les ondes sismiques sont un cas particulier d'ondes élastiques au sein des solides (voir la figure 2). Il en existe deux principaux types : les ondes P qui sont des ondes de compression, et les ondes S qui sont des ondes de cisaillement (la vibration est transversale à la propagation). Ces ondes dites de volume se combinent pour donner en surface des ondes, qui peuvent être soit des ondes de Love ou L (des ondes S guidées dans les couches superficielles) ou des ondes de Rayleigh ou R (dont les caractéristiques évoquent celles des vagues sur la mer).

Les ondes sismiques ont d'abord été utilisées pour faire de l'imagerie sismique active. Comparables à celles de l'imagerie médicale, les méthodes pour ce faire se fondent sur la mesure des temps de parcours d'ondes dans le terrain étudié. Ainsi, on parle de tomographie sis-



mique lorsqu'on utilise des ondes ayant traversé un volume souterrain pour reconstruire et cartographier les zones de propagation à forte ou à faible vitesse.

L'imagerie active a ses limites

Pour sa part, la « sismique réflexion » est le pendant de l'échographie: on y exploite les échos dus aux interfaces des couches géologiques pour reconstruire précisément leurs formes. On doit à ces méthodes la découverte de la structure de la Terre en couches concentriques, puis celle des variations latérales de vitesses de propagation au sein de ces couches, qui trahissent les mouvements de convection à l'origine de la tectonique des plaques.

À plus petite échelle, les ondes sismiques sont aussi au service de la prospec-

tion d'hydrocarbures. La mise en évidence de lits de rivières ayant coulé il y a plusieurs dizaines de millions d'années, ou encore celle de cratères d'impacts enterrés sous plusieurs kilomètres de sédiments marins, est un spectaculaire sous-produit de la sismique réflexion pétrolière. Ces prouesses ne sont pas sans prix ni peines: il faut mettre en œuvre des centaines, voire des milliers, de sources et de capteurs. Seuls des objectifs économiques rendent possibles pareilles explorations, et tant leurs résultats que leurs retombées se limitent donc à des cibles particulières. Il est en outre difficile de les répéter, de sorte qu'elles ne permettent d'étudier l'évolution du sous-sol dans le temps qu'à grands coûts.

À ces limitations pratiques de l'imagerie sismique active s'ajoutent celles qui pèsent sur le recueil des données associées aux séismes. Les mesures utiles à l'étude

de la structure profonde de la planète sont les enregistrements des séismes de magnitude 5 ou plus. La compilation des temps d'arrivée des ondes a produit des modèles moyens des régions géologiques du globe, qui ont ensuite été précisés. Ce travail de précision a été rendu possible par le développement des réseaux de stations sismologiques, mais souffre de limites indépassables: rareté des mesures sur l'océan, qui couvre pourtant la plus grande partie du globe, limitations imposées sur le déroulement du travail à terre par les guerres et les conflits intérieurs, etc.

1. LES CHOCS DES VAGUES sur la côte ou le plateau océanique sont à l'origine d'un bruit sismique permanent. À cela s'ajoute le bruit engendré par les affrontements de trains de houles océaniques qui, en mettant toute la colonne d'eau en vibration, font aussi trembler le fond.

L'ESSENTIEL

- ✓ Les océans émettent sans cesse des signaux sismiques, non seulement près des continents, mais aussi en profondeur.
- ✓ Comparable à une lueur qui éclaire l'intérieur de la Terre, ce bruit sismique peut être traduit en images des structures géologiques n'importe où sur le globe.
- ✓ Pour la première fois, il devient aussi possible de suivre dans le temps les phénomènes géologiques, voire de les prévoir.

L'AUTEUR



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-

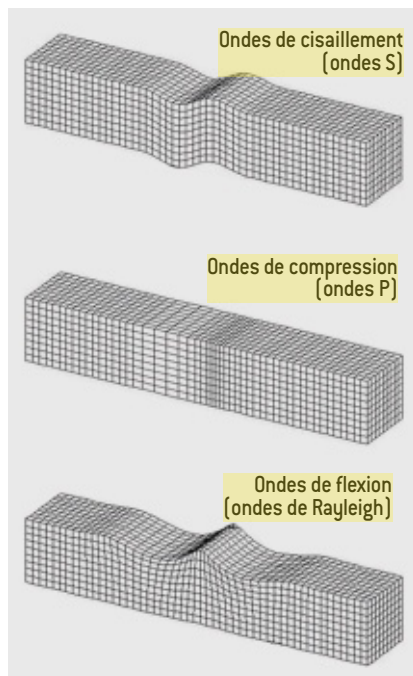
tré par Yves Colin de Verdière pour expliquer le succès de la méthode. Ce mathématicien de l'Université de Grenoble s'est intéressé à la fonction de corrélation des signaux parvenus en deux points A et B depuis une infinité de sources sismiques aléatoires réparties de façon homogène au sein d'un solide 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.