



Nouveaux développements de l'imagerie et du suivi temporel à partir du bruit sismique

New developments on imaging and monitoring with seismic noise

Avant-propos

Les méthodes d'imagerie sismique qui reposent sur les enregistrements des séismes seulement souffrent de diverses limitations. D'abord leur résolution tend à se dégrader dans les régions de faible sismicité, loin des limites de plaques ou d'autres zones tectoniquement actives. Ensuite, les formes d'ondes de séismes distants sont pauvres en hautes fréquences, du fait de l'atténuation et de la diffusion des ondes le long des trajets entre sources et stations. Cela se traduit, par exemple, par une faible résolution de la tomographie traditionnelle avec des ondes de surface. Une limitation tient à ce que les séismes ne se reproduisent que rarement aux mêmes endroits, avec un même mécanisme au foyer. Cette absence de répétabilité empêche de réaliser un suivi continu des changements de propriétés élastiques qui se produiraient durant le cycle sismique ou associés à l'activité volcanique.

Pour la prospection sismique, les limitations sur la puissance et le nombre de sources activées contraignent la résolution spatiale des images et rendent difficile l'imagerie d'objectifs étendus ou profonds. De la même façon, le suivi temporel avec des sources répétées demande des opérations de longue durée, en pratique coûteuses et délicates à réaliser.

Aujourd'hui, la plupart des réseaux sismologiques produisent des enregistrements continus du mouvement du sol. D'énormes quantités de données sont constituées de ce que l'on appelle improprement le bruit sismique, et qui correspondent aux ondes sismiques produites par des processus naturels ou par l'activité humaine. L'imagerie passive est basée sur la possibilité d'extraire une information cohérente sur la propagation entre deux capteurs à partir des enregistrements du bruit ambiant. L'existence de corrélation entre des signaux apparemment aléatoires enregistrés à des stations distantes a été d'abord montrée

Foreword

Seismic imaging methods that rely entirely on observations of the ground motion produced by earthquakes have several limitations. First, resolution is generally poor in regions of low seismicity, that is, away from plate boundaries and other geologically active areas. Second, waveform data from distant earthquakes are deficient in high frequencies because of scattering and intrinsic attenuation along source-station paths. This results, for instance, in poor resolution of crustal structures with traditional surface wave tomography. Another limitation is that earthquakes do not, commonly, occur repeatedly in the same location and with the same focal mechanism. This lack of reproducible sources prohibits the monitoring of continuous changes in medium properties during seismic cycles and within active volcanoes.

In the context of geophysics prospecting, limits on the number and strength of active sources influence spatial resolution and make it difficult to image large areas and/or deep structures. Similarly, controlled-source time-lapse monitoring requires long-duration surveys, which are costly and difficult to achieve.

Nowadays, most seismic networks are routinely producing continuous recordings of ground motion. These huge data volumes consist mostly of so-called seismic noise, including permanent vibrations of the Earth due to natural processes or human activity. Passive seismic tomography is based on the ability to extract from this continuous ambient signal the coherent contribution to the seismic field between pairs of stations. The existence of correlation between apparently random signals recorded at distant stations in the form of the Green function has been shown initially for multiply scattered coda waves (Campillo and Paul, 2003). Shapiro and Campillo (2004) applied the same

avec les ondes multiples diffractées de la coda (Campillo et Paul, 2003), pour lesquelles la corrélation a été assimilée à la fonction de Green (c'est-à-dire la réponse de la Terre entre deux points, à partir de laquelle on peut mesurer les temps de trajets). Shapiro et Campillo (2004) ont appliqué avec succès la même approche à des enregistrements de bruit ambiant, ouvrant la voie à de nombreuses applications.

Dans les nombreuses études récentes où le bruit a été utilisé pour obtenir la réponse sismique entre deux points, des ondes cohérentes ont été extraites du bruit même si, en première analyse, ces signaux cohérents sont profondément cachés dans un bruit incohérent. Ces études se sont focalisées vers deux types d'applications. La première concerne l'imagerie des structures à différentes échelles. Ici le bruit a réduit le *gap* de résolution spatiale entre méthodes basées sur des séismes et des sources actives. D'une part, les méthodes de corrélations en sismologie permettent d'utiliser entre stations proches des ondes de plus hautes fréquences que ce qui est possible avec des séismes distants. La croûte et le manteau supérieur sont maintenant couramment imagés, principalement avec des ondes de surface, à des échelles qui vont de milliers de kilomètres à quelques dizaines de mètres. D'autre part pour la prospection, les corrélations permettent d'étendre l'analyse vers les basses fréquences par rapport aux méthodes actives classiques.

Une deuxième classe d'applications concerne la détection et le suivi continu des changements de propriétés élastiques dans des structures actives comme failles et volcans, à partir des ondes diffuses extraites des corrélations, même quand la fonction de Green n'est pas parfaitement reconstruite à partir du bruit.

Les bases théoriques de l'interprétation des enregistrements de bruit à deux stations

La sismologie passive est donc une manière d'explorer la Terre avec seulement le bruit ambiant. L'idée de base est de considérer que le bruit est le champ d'onde produit par une distribution aléatoire de sources, quand on le moyenne sur des durées très longues. Dans le cas d'une distribution uniforme de sources non corrélées, la corrélation à deux points converge exactement vers la fonction de Green entre ces deux points, incluant tous les modes de réflexion, de diffraction et de propagation (e.g. Colin de Verdière, 2011, ce numéro ; Weaver et Lobkis, 2001). Des représentations intégrales de surface ont aussi été démontrées (e.g. Wapenaar et Fokkema, 2006). Il faut néanmoins noter que, dans la réalité, l'essentiel du bruit est engendré à la surface par le forçage atmosphérique et océanique. Ceci résulte d'une domination des ondes de surface dans le bruit, et en conséquence dans les corrélations.

L'idée d'utiliser le bruit pour retrouver des informations déterministes date d'avant le développement des réseaux numériques continus. Aki (1957) ou Claerbout (1968) avaient proposé des stratégies pour retrouver des éléments de la structure à partir de corrélations. L'héliosismologie a été le premier domaine où des corrélations des mouve-

ment à des enregistrements de bruit ambiant, ouvrant la voie à de nombreuses applications.

approach to noise records, opening the way to numerous applications of the concept.

In many recent studies where noise has been used to obtain the Earth's response between receivers, coherent waves are extracted from noise signals even if, at first sight, this coherent signal appears deeply buried in the local incoherent seismic noise. Recent studies on passive seismic processing have focused on two types of application. The first concerns the imaging of the Earth's elastic properties on a range of length scales. Here, the use of ambient noise has narrowed the (frequency and, hence, spatial resolution) gap between traditional earthquake and exploration studies. On the one hand, reconstruction of the Earth response between two nearby sensors allows for the use of waves at higher frequencies compared to what is possible with records from distant earthquakes. Indeed, the Earth's crust and mantle are now routinely imaged, mostly with surface waves, on scales ranging from thousands of kilometres to tens of meters. On the other hand, in exploration seismology, noise correlation permits the extension of the frequency range towards lower frequencies than those considered in standard active source applications. The second type of application concerns the detection and characterization of continuous changes in the elastic medium properties within active structures such as volcanoes or faults. It has been shown that seismic monitoring is feasible using the scattered waves emerging in the noise-correlation function, even when the Green's function is not correctly reconstructed from ambient seismic noise.

Theoretical basis for the interpretation of noise records at two stations

Passive seismology is a way of probing the Earth's interior with noise records only. The main idea is to consider seismic noise as wave fields produced by randomly distributed sources when averaged over long time series. In the particular case of a uniform spatial distribution of uncorrelated noise sources, the cross-correlation of noise records between two stations converges to the complete Green's function of the medium, including all reflection, scattering and propagation modes (e.g., Colin de Verdière, 2011 this issue, Weaver and Lobkis, 2001). Surface integral representations of the correlations were also demonstrated (Wapenaar and Fokkema, 2006). However, in the case of the Earth, atmospheric and oceanic forcing at the surface generates most of the ambient seismic noise. Therefore, it is the surface wave part of the Green's function that is most easily extracted from noise cross-correlations.

The idea of using the ambient noise to retrieve deterministic information about the medium was proposed well before the development of digital continuous networks. Aki (1957) and Claerbout (1968) proposed strategies to decipher structure from cross correlation of signals recorded at distinct points. Helioseismology was the first field where ambient-noise cross-correlation performed from recordings of the Sun's surface random motion was identified as the medium response and was used to retrieve time-distance information on the solar

ments aléatoires de la surface ont été identifiées comme la réponse du milieu, en l'occurrence le soleil (Duval et al., 1993). Plus récemment, Weaver et Lobkis, 2001 ont montré dans des expériences d'acoustique en laboratoire, que des corrélations de bruit thermique permettaient de retrouver la réponse d'un bloc d'aluminium. Ce résultat s'applique aussi au cas où le caractère apparemment aléatoire du champ n'est pas produit par une distribution de source, mais par la diffusion multiple dans un milieu hétérogène. Pour des temps de trajet longs, la diffraction multiple produit un processus de mélange aléatoire, dans lequel les diffracteurs peuvent être vus comme des pseudo-sources qui illuminent les récepteurs (e.g. Snieder, 2004).

Pour les milieux hétérogènes, une théorie de la diffraction est utile pour décrire la coda des corrélations de bruit, laquelle est caractéristique de la complexité du milieu. Pour de faibles hétérogénéités, l'approximation de Born est valide (Sato, 2010) mais pour de fortes hétérogénéités, des termes incorrects apparaissent dans les séries formelles décrivant la diffraction multiple. Des travaux théoriques récents ont montré qu'une forme générale du théorème optique garantit la disparition des termes non physiques (e.g. Margerin et Sato, 2011 ; Snieder et Fleury, 2010).

La fonction de corrélation est définie pour les temps positifs et négatifs, et contient les réponses causale et acausale. Derode et al. (2003) ont interprété la reconstruction de la fonction de Green en termes de renversement temporel, alors que Snieder (2004) expliquait cette reconstruction par l'invocation du théorème de phase stationnaire pour les ondes diffractées. Avec ces représentations, il est clair que les parties causale et acausale de la fonction de corrélation sont associées avec des sources, ou des diffracteurs, situés dans des régions alignées avec les deux points d'observation, et situées de part et d'autre de ces derniers.

Pour le problème général de l'élasticité, il apparaît que la reconstruction exacte de la fonction de Green dépend de la condition d'équipartition entre les différents modes de propagation, comme les ondes P, S et de Rayleigh (e.g. Hennino et al., 2001). Une excitation statistiquement équivalente de tous les modes peut être réalisée par l'existence d'une distribution uniforme de sources non corrélées ou par la diffraction multiple (e.g. Garnier et Papanicolaou, 2011, ce volume ; Gouédard et al., 2008). Dans la bande de période microsismique (1–30 s), ce sont les modes fondamentaux des ondes de surface de Love et de Rayleigh qui émergent le plus facilement des corrélations de bruit. Ces dernières années, ces ondes ont été largement utilisées pour la tomographie. Les modes supérieurs et les ondes de volume peuvent aussi être extraits comme Ruigrok et al. (2011, ce volume) le montrent expérimentalement. Une analyse théorique de la reconstruction des ondes réfléchies est présentée par de Hoop et al. (2011, ce volume).

Les applications en sismologie

Shapiro et Campillo (2004) ont montré la reconstruction de la partie ondes de surface de la réponse élastique de

surface (Duval et al., 1993). More recently, Weaver and Lobkis (2001) showed how, at the laboratory scale, diffuse thermal noise recorded and cross-correlated at two transducers attached to one face of an aluminium sample yielded the complete Green's function between these two points. This result was generalized to the case where randomization is not produced by the distribution of sources but by multiple scattering that takes place in heterogeneous media. As lapse time increases, multiple scattering works as a randomization process and produces a uniform distribution of wave amplitude in space in the vicinity of the source. The associated scattering points can be treated as the distribution of uncorrelated pseudo-noise sources, which illuminate receivers (Snieder, 2004).

For a heterogeneous medium, the scattering approach is useful for the interpretation of the coda portion of the ambient noise cross-correlation function (CCF), which reflects the complex structure of the medium. The Born approximation is appropriate for the case of weak heterogeneity (Sato, 2010), but in case of strong heterogeneity, spurious terms appear in multiple scattering terms of the formal series expansion. Recent theoretical studies revealed the equivalence between the retrieval of Green's function having a coda tail and the generalized optical theorem for the scattering amplitude, which cancels out those spurious terms (e.g., Margerin and Sato, 2011 ; Snieder and Fleury, 2010).

The correlation function, defined for positive and negative times, contains the causal and acausal Green's function of the medium. Derode et al. (2003) interpreted Green's function reconstruction in terms of time-reversal, and Snieder (2004) explained the convergence of the correlation function towards the Green's function with a stationary phase theorem for scattered waves. With these representations, it is clear that the causal and acausal signals in the CCF are associated with sources, or scatterers, located in opposite regions along the line defined by the two stations under consideration.

For the more general problem of elastic waves, one could summarize that the Green's function reconstruction depends on the equipartition condition of the different modes of the elastic wave field, such as P and S, and Rayleigh waves (e.g. Hennino et al., 2001). An equal excitation of all types of waves can be achieved by a homogeneous distribution of sources or through multiple scattering (e.g. Garnier and Papanicolaou, 2011 this issue ; Gouédard et al. 2008 and references therein). When dealing with seismic records in the microseismic period band (1–30 s), the parts of the Green function that emerge easily from the cross-correlation are the Love and Rayleigh fundamental modes. In recent years, they have been used extensively for tomography. Higher modes and body can be extracted too (see for example Ruigrok et al., 2011, this issue, and de Hoop et al., 2011, this issue, for experimental and theoretical reports).

Applications in seismology

Shapiro and Campillo (2004) showed the first reconstruction of the surface wave part of the Earth's response

la Terre, entre deux stations séparées par des centaines ou de milliers de kilomètres, à partir du bruit. Ils ont mesuré des courbes de dispersion pour des périodes entre 5 et environ 150 s. Les premières applications à l'imagerie ont été faites en Californie (Sabra et al., 2005 ; Shapiro et al., 2005) et ont montré le potentiel de cette approche pour obtenir une résolution spatiale meilleure que les techniques traditionnelles. Utiliser à la fois le bruit et les séismes permet d'agrandir la bande de fréquence disponible et donc la profondeur d'investigation (e.g. Yang et al., 2008a,b ; Yao et al., 2006, 2009). La faisabilité d'analyser le bruit pour suivre des variations temporelles des vitesses sismiques a été montrée (e.g., Brenguier et al., 2008a,b ; Sens-Schönfelder et Wegler, 2006 ; Wegler et Sens-Schönfelder, 2007).

Les résultats obtenus ont montré les possibilités d'usage du bruit ambiant à différentes échelles spatiales et temporelles. Ces succès dépendent néanmoins des propriétés du bruit ambiant. Il est donc nécessaire d'analyser en détail ces propriétés et l'impact qu'elles auront sur les mesures. Il est à noter que la connaissance des sources de bruit sismique apporte des informations importantes sur les interactions entre la Terre solide et ses enveloppes fluides.

On peut donc identifier trois domaines de recherche liés à l'utilisation du bruit ambiant : (1) les études de la localisation spatio-temporelle des sources de bruit, (2) l'imagerie sismique basée sur le bruit ambiant et (3) le suivi temporel des propriétés élastiques à partir des enregistrements de bruit. En utilisant des concepts et des méthodologies proches, l'imagerie et le suivi passif ont été développés en acoustique sous-marine (Roux et al., 2011, ce volume).

Origine et localisation des sources de bruit microsismique

L'origine du bruit dépend fortement de la bande de fréquence considérée. Dans le domaine des hautes fréquences (> 1 Hz), le bruit enregistré est dominé par des sources locales, le plus souvent anthropiques. Dans ces conditions, il est nécessaire d'étudier spécifiquement l'origine du bruit dans chaque situation. Quand l'on considère des périodes plus longues, il est largement accepté que les deux pics principaux du spectre du bruit dans la bande de période microsismique (1–30 s) sont associés aux ondes de gravités océaniques (la houle). À des périodes plus longues que 30 s, les ondes infragravitaires jouent probablement un rôle dans l'excitation du bruit sismique (e.g., Rhie and Romanowicz, 2004). L'interaction entre les ondes de gravité et la Terre solide dans la bande microsismique est gouvernée par un mécanisme non linéaire complexe (Longuet-Higgins, 1950). Il en résulte que l'excitation du bruit dépend de différents facteurs comme l'amplitude des ondes océaniques, mais surtout l'intensité de leurs interférences et la profondeur d'eau (e.g. ; Kedar, 2011, ce volume ; Kedar et al., 2008). Au final, le bruit sismique va être sensible aux tempêtes océaniques, et, en conséquence, va présenter des caractéristiques saisonnières et déterministes.

Le bruit microsismique est généralement dominé par les modes fondamentaux des ondes de surface, bien que

by correlating seismic noise at stations separated by distances of hundreds to thousands of kilometres, and measured their dispersion curves at periods ranging from 5 to about 150 s. The first applications of passive seismic imaging in California (e.g., Sabra et al., 2005; Shapiro et al., 2005) demonstrated the ability to obtain much greater spatial accuracy than with usual active techniques. Merging information from noise correlation and earthquake records allows to extend the frequency band, and hence the range of depth of investigation (e.g. Yang et al., 2008a,b; Yao et al., 2006, 2009). More recently, the feasibility of using the noise cross-correlations to monitor continuous changes in medium properties within volcanoes and active faults was demonstrated (e.g., Brenguier et al., 2008a,b; Sens-Schönfelder and Wegler, 2006; Wegler and Sens-Schönfelder, 2007).

These results demonstrated the potential of using seismic noise to study the Earth interior at different scales in space and time. In recognition of the fact that in each application the success of both noise-based seismic imaging and monitoring depends on spatio-temporal properties of the available noise wavefield, a logical initial step for most noise-based studies was to characterize the distribution of noise sources and to evaluate the effects of this distribution for the velocity measurements. Also, in many cases, knowledge of the distribution of the noise sources can bring important information about the coupling between the solid Earth and the ocean and the atmosphere. So far, we can identify three main types of existing seismological applications related to noise correlations: (1) studies of spatio-temporal distribution of seismic noise sources; (2) noise-based seismic imaging, and (3) noise-based seismic monitoring. Using similar concepts and methodologies, noise imaging and monitoring are also applied in marine acoustics (Roux et al., 2011, this issue).

Noise source origin and distribution

The origin of noise strongly depends on the spectral range under consideration. At high frequencies (> 1 Hz) seismic noise is strongly dominated by local sources that may have very different origins and are often anthropogenic. At this frequency range, the properties of the noise wavefield should be studied separately for every particular case and no reasonable generalisation can be done. Considering longer periods, it is well established that two main peaks in the seismic noise spectra in so-called microseismic band (1–30 s) are related to forcing from oceanic gravity waves. At periods longer than 30 s, the oceanic gravity and infragravity waves probably play a major role in the seismic noise excitation (e.g., Rhie and Romanowicz, 2004). The interaction between the oceanic gravity waves and the solid Earth in the microseismic band is governed by a complex non-linear mechanism (Longuet-Higgins, 1950) and, as a result, the noise excitation depends on many factors such as the intensity of the oceanic waves but also the intensity of their interferences as well as the topography of the seafloor (e.g. Kedar, 2011, this issue; Kedar et al., 2008). Overall, the generation of

des ondes téléseismiques soient détectables. Un sujet de controverse est la part relative du bruit engendré dans les bassins océaniques profonds d'une part et les zones côtières d'autre part. Le caractère saisonnier et hétérogène de la distribution de sources de bruit est attesté par les amplitudes des ondes de Rayleigh reconstruites par corrélation (e.g. Stehly et al., 2006 ; Yang et Ritzwoller, 2008 ; Yao et al., 2006). Les ondes de volume permettent de localiser des sources associées à des tempêtes (e.g. Gerstoft et al., 2006) et de montrer les contributions saisonnières des océans profonds (Landes et al., 2010). Kedar (2011, ce volume) analyse l'excitation du bruit à partir de données sismologiques et océanographiques et conclut que des sources côtières et en eaux profondes sont présentes et en accord avec la théorie de couplage.

Imagerie sismique à partir du bruit

De nombreuses études ont montré que, considérées sur des temps suffisamment longs, les sources de bruit étaient suffisamment bien distribuées pour que des courbes de dispersion des ondes de surface puissent être extraites avec précision, au moins entre 5 et 50 s de période dans la plupart des cas. Ceci a conduit au rapide développement de la tomographie de bruit. Après de premières applications en Californie (Sabra et al., 2005 ; Shapiro et al., 2005), cette méthode a été employée dans différentes régions du monde (e.g., Lin et al., 2007 ; Yang et al., 2008a ; Yao et al., 2006, 2009 ; Ritzwoller et al., 2011, ce volume, et les références citées). Cette technique consiste dans le calcul des fonctions de corrélations entre les différentes composantes des enregistrements de bruit pour toutes les paires de stations d'un réseau, suivi de la mesure de courbes de dispersion des ondes de Rayleigh et de Love (voir, par exemple, Bensen et al., 2007 pour une discussion détaillée du traitement). Les mesures de dispersion sont ensuite régionalisées avant inversion pour construire un modèle tridimensionnel de la croûte et du manteau supérieur. À plus petites échelles, la tomographie de bruit a été utilisée pour des édifices volcaniques (e.g. Brenguier et al., 2007), des bassins sédimentaires (Huang et al., 2010), des structures superficielles au-dessus d'objectifs d'exploration (e.g., Gouédard et al., 2008, 2011) ou la structure de failles transformantes (Yao et al., 2011, ce volume). Cette méthode est particulièrement adaptée dans le contexte des grands déploiements de stations large bande à l'échelle continentale, comme par exemple aux États Unis (e.g., Moschetti et al., 2007 ; Yang et al., 2008b, Ritzwoller et al., 2011, ce volume), en Europe (e.g., Stehly et al., 2009), et en Chine (e.g., Yao et al., 2006, 2009, 2010 ; Sun et al., 2010). À cette échelle, il est possible d'obtenir des images haute résolution en incluant l'anisotropie (e.g. Moschetti et al., 2010 ; Ritzwoller et al., 2011, ce volume) et d'adjoindre des données de séismes pour étendre l'étude à des plus grandes profondeurs (e.g. Yang et al., 2008b ; Yao et al., 2006, 2009, 2010). Les méthodes de tomographie citées ici sont essentiellement asymptotiques, dans la mesure où elles sont basées sur la théorie des rais et qu'elles procèdent à la construction d'un modèle 3D pour l'inversion séparée de modèles 1D, à partir de courbes de

seismic noise is expected to be modulated by strong oceanic storms and, therefore, to have a clear seasonal and non-random pattern.

Seismic noise in the microseismic spectral band is dominated by fundamental mode surface waves, although teleseismic body waves are also present. It is currently debated whether the surface wave component of microseisms is generated primarily along coastlines or if it is also generated in deep-sea areas. Inhomogeneous distribution and seasonality of microseismic noise sources is clearly revealed by the amplitude of the Rayleigh wave reconstructed in noise cross-correlations (e.g., Stehly et al., 2006; Yang and Ritzwoller, 2008; Yao et al., 2006). At the same time, body waves were detected in the secondary microseismic band and can be sometimes associated with specific storms (e.g., Gerstoft et al., 2006). Sources of microseismic P-waves are located in specific areas in the deep ocean and exhibit strong seasonality as determined from the analysis of records by dense seismic networks (e.g. Landes et al., 2010). Kedar (2011, this issue) analyzes the excitation of microseisms from both the oceanographic and seismic observations and concludes that the microseisms can be generated both in deep seas and in coastal areas.

Noise-based seismic imaging

Numerous studies have demonstrated that, when considered over sufficiently long times, the noise sources become sufficiently well distributed over the Earth's surface and that dispersion curves of fundamental mode surface waves can be reliably measured from correlations of seismic noise at periods between 5 and 50 s for most of interstation directions. This led to the fast development during recent years of the ambient noise surface wave tomography. After first results obtained in southern California (Sabra et al., 2005; Shapiro et al., 2005), this method has been applied with many regional seismological networks (e.g., Lin et al., 2007; Yang et al., 2008a; Yao et al., 2006, 2009; Ritzwoller et al., 2011, this issue, and references therein). It consists of computing cross-correlations between vertical and horizontal components for all available station pairs followed by measuring group and phase velocity dispersion curves of Rayleigh and Love waves (e.g., Bensen et al., 2007 for the details of processing). These dispersion curves are then regionalized (e.g., Lin et al., 2009) and inverted to obtain three-dimensional distribution of shear velocities in the crust and the uppermost mantle. At smaller scales, it can be used to study shallow parts of volcanic complexes (e.g., Brenguier et al., 2007), sedimentary basins (Huang et al., 2010), the overburden of subsurface hydrocarbon reservoirs (e.g., Gouédard et al., 2008, 2011), or seismic structure of the oceanic transform faults (Yao et al., 2011, this issue). Ambient noise surface wave tomography is especially advantageous in the context of dense continent-scale broadband seismic networks such as available in US (e.g., Moschetti et al., 2007; Ritzwoller et al., 2011, this issue; Yang et al., 2008b), Europe (e.g., Stehly et al., 2009), and China (e.g., Sun et al., 2010; Yao

dispersion déduites point par point de cartes de vitesses. L'objectif sera de réaliser une imagerie directement basée sur les fonctions de corrélation, sans passer par les courbes de dispersion.

De nouvelles approches sont proposées pour améliorer la convergence des corrélations vers la réponse réelle de la Terre (e.g. Stehly et al., 2011, ce volume). Une des questions importantes est l'utilisation des informations d'amplitude des corrélations qui permettraient d'étudier les propriétés d'atténuation des ondes et les phénomènes d'amplification locale dus aux couches superficielles (Prieto et al., 2009, 2011, ce volume ; Weaver, 2011, ce volume).

Suivi temporel à partir du bruit sismique

Un des avantages de l'utilisation du bruit sismique ambiant est que les mesures peuvent être aisément reproduites à intervalles rapprochés. Cela a conduit au projet de suivre temporellement l'évolution de la vitesse sismique dans la croûte. Il s'agit de réaliser des mesures différentielles de temps de trajet entre fonctions de corrélation mesurées à différentes dates. Des approches initialement développées pour des répétitions de séismes (Poupinet et al., 1984) peuvent s'appliquer aux mesures répétées de corrélation. Lorsque le milieu subit un changement de vitesse, les écarts de temps de trajet grandissent avec le temps de trajet. Il est donc intéressant, et souvent nécessaire, de considérer des parties tardives des sismogrammes ou des fonctions de corrélation pour mesurer de petites variations. Une telle approche a été appliquée à des fonctions de corrélation ou d'auto corrélation (e.g., Brenguier et al., 2011, ce volume, 2008a,b, Chen et al., 2010, Sens-Schönfelder et Wegler, 2006, Sens-Schönfelder et Wegler, 2011, ce volume). Quand un réseau est disponible, l'utilisation de corrélations permet de profiter d'un nombre de paires de stations plus grand que le nombre de stations.

Il est important de noter que l'utilisation de la 'coda' des corrélations est aussi justifiée par le fait que ces ondes diffractées sont moins sensibles aux variations des sources de bruit que les ondes directes. Des distributions anisotropes de sources de bruit peuvent conduire à des erreurs des temps d'arrivée estimés, erreurs qui peuvent être évaluées quantitativement (e.g. Froment et al., 2010, Weaver et al., 2009 ; Yao et van der Hilst, 2009). Bien que généralement acceptables pour l'imagerie, ces erreurs sur les ondes directes sont grandes par rapport au niveau recherché en suivi temporel. Les questions de la signification physique de la partie tardive des corrélations, et son identification à la coda physique, sont donc fondamentales. Elles ont été étudiées par Stehly et al. (2008) et Froment et al. (2011, ce volume). Ces auteurs ont montré que les corrélations contiennent au moins partiellement la coda de la fonction de Green avec ses ondes diffractées, à savoir des signaux physiques dont la cinématique est contrôlée par les vitesses des ondes du milieu (Hadziioannou et al., 2009). La partie tardive des corrélations peut donc être utilisée pour le suivi temporel (Brenguier et al., 2011, ce volume ; Sens-Schönfelder et Wegler, 2011, ce volume).

et al., 2006, 2009, 2010). At these scales, noise-based imaging can be used to obtain high-resolution information about the crustal and the upper mantle structure including seismic anisotropy (e.g., Moschetti et al., 2010; Ritzwoller et al., 2011, this issue) and can be combined with earthquake-based measurements to extend the resolution to larger depths (e.g., Yang et al., 2008b; Yao et al., 2006, 2009, 2010). The tomography studies cited here are essentially asymptotic, in that they are based on ray theory and involve the construction of 3D models for shear wavespeed from the 1-D profiles obtained from point-wise inversions of dispersion curves obtained from the phase velocity maps at different frequencies. Finite frequency sensitivity kernels for surface wave propagation can be used to improve the accuracy of phase velocity maps (e.g., Lin and Ritzwoller, 2010; Nishida, 2011, this issue), but construction of 3D velocity models from these maps would still require point-wise inversion. Further research is needed to achieve a more direct mapping between the observed CCFs and 3D model parameters (that is, bypassing the intermediate step of phase or group velocity maps).

Improving the processing of the noise time series leads to better convergence towards the expected Earth response. New approaches are proposed (e.g. Stehly et al., 2011, this issue). One of the important issues is the use of amplitude measurements in the correlation that can provide useful information about the attenuation properties of the Earth and the local amplification of de-amplification due to the shallow structures (Prieto et al., 2009, 2011, this issue; Weaver, 2011, this issue).

Noise-based monitoring

A distinct advantage of using continuous noise records to characterize the earth materials is that a measurement can easily be repeated. This led recently to the idea of a continuous monitoring of the crust based on the measurements of wave speed variations. The principle is to apply a differential measurement to correlation functions, considered as virtual seismograms. The technique developed for repeated earthquakes (doublets), proposed by Poupinet et al. (1984), can be used with correlation functions. When the medium undergoes a homogeneous wave speed change, a time shift accumulates linearly with lapse time in a seismogram, or in a correlation function, so that medium changes can be detected more easily when considering late arrivals. It is, therefore, reasonable (and often necessary) to use coda waves for the measurements of temporal changes. Noise based monitoring relies on the autocorrelation or cross-correlation of seismic noise records (e.g., Brenguier et al., 2008a,b, 2011, this issue; Chen et al., 2010; Sens-Schönfelder and Wegler, 2006; Sens-Schönfelder and Wegler, 2011, this issue). When data from a network are available, using cross-correlation takes advantage of the number of pairs with respect to the number of individual stations.

It is worth noting that the use of the late part (coda) of the correlation functions is also justified by the fact that its sensitivity to changes in the origin of the seismic noise is much smaller than the sensitivity of the direct waves.

Les enregistrements continus des mouvements du sol par les réseaux modernes contiennent une masse d'information très riche sur la structure de notre planète et son évolution temporelle. Les développements récents, présentés dans ce volume thématique, permettent d'imager la lithosphère et de mesurer des changements de vitesse dus aux déformations internes, seulement avec le bruit sismique ambiant. Bien entendu, l'information extraite du bruit est complémentaire de celle extraite de sources plus conventionnelles comme séismes ou sources artificielles.

Remerciements

Le contenu de ce numéro thématique a été discuté lors d'un colloque tenu à Cargèse en mai 2011 : « Passive Imaging in wave physics: from seismology to ultrasound ». Nous remercions les auteurs du numéro thématique et les participants au colloque. Le colloque et l'organisation de ce numéro ont été rendus possibles grâce aux soutiens du CNRS et de l'Université Joseph-Fourier. Les auteurs ont bénéficié de soutiens de l'European Research Council (Advanced Grant WHISPER) (MC, NS) et de Shell Research (RvdH, MC).

Michel Campillo*

*Institut des sciences de la terre, Université Joseph-Fourier and
CNRS, 38041 Grenoble, France*

Haruo Sato

*Department of Geophysics, Graduate School of Science,
Tohoku University, Sendai, 980-8578 Japon*

Nikolai M. Shapiro

*Institut de physique du globe, CNRS, 1, rue Jussieu,
75238 Paris cedex 05, France*

Robert D. van der Hilst

*Massachusetts Institute of Technology, Department of Earth,
Atmospheric and Planetary Sciences, 77 Massachusetts Ave.,
Cambridge, MA 02139-4307 États-Unis*

*Auteur correspondant

Adresse e-mail : michel.campillo@ujf-grenoble.fr
(M. Campillo)

Several authors noted that an anisotropic distribution of sources leads to small errors in the arrival time of the direct waves, which can be evaluated quantitatively (e.g. Froment et al., 2010; Weaver et al., 2009; Yao and van der Hilst, 2009). While in most of the cases they are acceptable for imaging, the effects can be larger than the level of precision required when investigating temporal changes. The issue of the nature of the tail (coda) of the CCF is therefore fundamental and was analyzed by Stehly et al. (2008) and Froment et al. (2011, this issue). These authors showed that it contains at least partially the coda of the Green function and its scattered waves, i.e. physical arrivals whose kinematics is controlled by the wave speeds of the medium (Hadziioannou et al., 2009). It can therefore be used for monitoring temporal changes (Brenguier et al., 2011, this issue; Sens-Schonfelder and Wegler, 2011, this issue).

Continuous recordings of the Earth surface motion by modern seismological networks contain a wealth of information on the structure of the planet and on its temporal evolution. Recent developments, shown in this special volume, make it possible to image the lithosphere with noise only and to detect temporal changes related to inner deformations. Indeed, the information extracted from noise records is complementary to that obtained with more conventional techniques based on earthquake or active sources.

Acknowledgements

The content of the present thematic Issue was discussed during the Workshop "Passive Imaging in wave physics: from seismology to ultrasound", held in Cargèse, Corsica in May 2011. We thank the contributors of the special issue and the participants to the workshop. The workshop and the organization of this issue were made possible by the support of CNRS (France), and Université Joseph Fourier (Grenoble, France). The authors acknowledge support from the ERC Advanced Grant Whisper (MC; NS) and a Shell research grant (RvdH, MC).

Michel Campillo*

*Institut des sciences de la terre, Université Joseph-Fourier and
CNRS, 38041 Grenoble, France*

Haruo Sato

*Department of Geophysics, Graduate School of Science,
Tohoku University, Sendai, 980-8578 Japon*

Nikolai M. Shapiro

*Institut de physique du globe, CNRS, 1, rue Jussieu,
75238 Paris cedex 05, France*

Robert D. van der Hilst

*Massachusetts Institute of Technology, Department of Earth,
Atmospheric and Planetary Sciences, 77 Massachusetts Ave.,
Cambridge, MA 02139-4307 USA*

*Corresponding author

E-mail address: michel.campillo@ujf-grenoble.fr
(M. Campillo)

References

- Aki, K., 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors. *Bull. Earthq. Res. Inst.* 35, 415–456.
- Bensen, G.D., Ritzwoller, M.H., Barmin, M.P., Levshin, A.L., Lin, F., Moschetti, M.P., Shapiro, N.M., Yang, Y., 2007. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophys. J. Int.* 169, 1239–1260, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x.
- Brenguier, F., Shapiro, N.M., Campillo, M., Nercessian, A., Ferrazzini, V., 2007. 3-D surface wave tomography of the Piton-de-la-Fournaise volcano using seismic noise correlations. *Geophys. Res. Lett.* 34, L02305, doi:10.1029/2006GL028586.
- Brenguier, F., Shapiro, N., Campillo, M., Ferrazzini, V., Duputel, Z., Coutant, O., Nercessian, A., 2008a. Toward forecasting volcanic eruptions using seismic noise. *Nat. Geoscience* 1 (2), 126–130.
- Brenguier, F., Campillo, M., Hadziioannou, C., Shapiro, N.M., Nadeau, R.M., Larose, E., 2008b. Postseismic relaxation along the San Andreas fault in the Parkfield area investigated with continuous seismological observations. *Science* 321 (5895), 1478–1481.
- Brenguier, F., Clarke, D., Aoki, Y., Shapiro, N.M., Campillo, M., Ferrazzini, V., 2011. Monitoring volcanoes using seismic noise correlations. *C. R. Geoscience* 343 this issue; doi:10.1016/j.crte.2010.12.010.
- Campillo, M., Paul, A., 2003. Long range correlations in the seismic coda. *Science* 299, 547–549.
- Chen, J.H., Froment, B., Liu, Q.Y., Campillo, M., 2010. Distribution of seismic wave speed changes associated with the 12 May 2008 Mw 7.9 Wenchuan earthquake. *Geophys. Res. Lett.* 37, L18302, doi:10.1029/2010GL044582.
- Claerbout, J.F., 1968. Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response. *Geophysics* 33, 264–269.
- Colin de Verdière, Y., 2011. A semi-classical calculus of correlations. *C. R. Geoscience* 343 this issue; DOI:10.1016/j.crte.2011.03.002.
- De Hoop, M., Garnier, J., Holman, S., Solna, K., 2011. Scattering enabled retrieval of green's functions from remotely incident wave packets using cross correlations. *C. R. Geoscience* 343 this issue; doi:10.1016/j.crte.2011.06.001.
- Derode, A., Larose, E., Tanter, M., de Rosny, J., Tourin, A., Campillo, M., Fink, M., 2003. Recovering the Green's function from field-field correlations in an open scattering medium. *J. Acoust. Soc. Am.* 113, 2973–2976.
- Duval, T.L., Jefferies, S.M., Harvey, J.W., Pomerantz, M.A., 1993. Time-distance helioseismology. *Nature* 362, 430–432.
- Froment, B., Campillo, M., Roux, P., Gouédard, P., Verdel, A., Weaver, R.L., 2010. Estimation of the effect of non-isotropically distributed energy on the apparent arrival time in correlations. *Geophysics* 75 (5), SA85–SA93, doi:10.1190/1.3483102.
- Froment, B., Campillo, M., Roux, P., 2011. Reconstructing the Green's function through iteration of correlations. *C. R. Geoscience* 343 this issue; DOI:10.1016/j.crte.2011.03.001.
- Garnier, J., Papanicolaou, G., 2011. Statistical stability analysis of ambient noise imaging. *C. R. Geoscience* 343 this issue; DOI:10.1016/j.crte.2011.01.004.
- Gerstoft, P., Fehler, M.C., Sabra, K.G., 2006. When Katrina hit California. *Geophys. Res. Lett.* 33, L17308, doi:10.1029/2006GL027270.
- Gouédard, P., Stehly, L., Brenguier, F., Campillo, M., Colin de Verdière, Y., Larose, E., Margerin, L., Roux, P., Sanchez-Sesma, F.J., Shapiro, N.M., Weaver, R.L., 2008. Cross-correlation of random fields: mathematical approach and applications. *Geophys. Prospect.* 56, 375–393.
- Gouédard, P., Roux, P., Campillo, M., Verdel, A.R., Yao, H., Van der Hilst, R.D., 2011. Source (and receiver) depopulation potential and surface wave tomography using correlation method in a scattering medium. *Geophysics* 76 (2), doi:10.1190/1.3535443.
- Hadziioannou, C., Larose, E., Coutant, O., et al., 2009. Stability of monitoring weak changes in multiply scattering media with ambient noise correlation: laboratory experiments. *J. Acoust. Soc. Am.* 125 (6), 3688–3695.
- Hennino, R., Tregoures, N., Shapiro, N.M., Margerin, L., Campillo, M., van Tiggelen, B.A., Weaver, R.L., 2001. Observation of equipartition of seismic waves. *Phys. Rev. Lett.* 86, 3447–3450.
- Huang, Y.-C., Yao, H., Huang, B.-S., Wen, K.-L., Huang, W.-G., Van der Hilst, R.D., 2010. Phase velocity variation at very short periods in the Taipei Basin, Taiwan, from correlation of ambient seismic noise. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 100 , doi:10.1785/0120090319.
- Kedar, S., 2011. Source distribution of ocean microseisms and implications for time dependent noise tomography. *C. R. Geoscience* 343 this issue; doi:10.1016/j.crte.2011.04.005.
- Kedar, S., Longuet-Higgins, M., Webb, F., Graham, N., Clayton, R., Jones, C., 2008. The origin of deep ocean microseisms in the North Atlantic Ocean. *R. Soc. Lond. Proc. Series A* 464, 777–793, doi:10.1098/rspa.2007.0277.
- Landes, M., F. Hubans, N.M. Shapiro, A. Paul, M. Campillo, Origin of deep ocean microseisms by using teleseismic body waves. *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2009JB006918, 2010.
- Lin, F., M.H. Ritzwoller, J. Townend, M. Savage, S. Bannister, Ambient noise Rayleigh wave tomography of New Zealand, *Geophys. J. Int.*, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03414.x, 2007.
- Lin, F.-C., Ritzwoller, M.H., 2010. Empirically determined finite frequency sensitivity kernels for surface waves. *Geophys. J. Int.* 182, 923–932, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04643.x.
- Lin, F.-C., Ritzwoller, M.H., Snieder, R., 2009. Eikonal tomography: surface wave tomography by phase-front tracking across a regional broad-band seismic array. *Geophys. J. Int.* 177 (3), 1091–1110.
- Longuet-Higgins, M.S., 1950. A theory of the origin of microseisms. *R. Soc. Lond. Philos. Trans. Series A* 243, 1–35.
- Margerin, L., Sato, H., 2011. Reconstruction of multiply-scattered arrivals from the crosscorrelation of waves excited by random noise sources in a heterogeneous dissipative medium. *Wave Motion* 48, 146–160, doi:10.1016/j.wavemoti.2010.10.001.
- Moschetti, M.P., Ritzwoller, M.H., Shapiro, N.M., 2007. Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh wave group velocity maps. *Geochem., Geophys., Geosys.* 8, Q08010, doi:10.1029/2007GC001655.
- Moschetti, M.P., Ritzwoller, M.H., Lin, F.C., 2010. Seismic evidence for widespread crustal deformation caused by extension in the western USA. *Nature* 464 (7290), 885–889.
- Nishida, K., 2011. Two-dimensional sensitivity kernels for cross-correlation functions of background surface waves. *C. R. Geoscience* 343 this issue; doi:10.1016/j.crte.2011.02.004.
- Poupinet, G., Ellsworth, W.L., Frechet, J., 1984. Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: an application to the Calaveras Fault, California. *J. Geophys. Res.* 89, 5719–5731.
- Prieto, G.A., Denolle, M., Lawrence, J.F., 2011. G. C. Beroza on amplitude information carried by the ambient seismic field. *C. R. Geoscience* 343 this issue; doi:10.1016/j.crte.2011.03.006.
- Prieto, G.A., Lawrence, J.F., Beroza, G.C., 2009. Anelastic earth structure from the coherency of the ambient seismic field. *J. Geophys. Res.* 114, B07303, doi:10.1029/2008JB006067.
- Rhie, J., Romanowicz, B., 2004. Excitation of earth's continuous free oscillations by atmosphere-ocean-seafloor coupling. *Nature* 431, 552–554.
- Ritzwoller, M.H., Lin, F.-C., Shen, W., 2011. Ambient noise tomography with a large continental seismic array. *C. R. Geoscience* 343 this issue; doi:10.1016/j.crte.2011.03.007.
- Roux, P., Kuperman, W.A., Sabra, K.G., 2011. Ocean acoustic noise and passive coherent array processing. *C. R. Geoscience* 343 this issue; doi:10.1016/j.crte.2011.02.003.
- Ruigrok, E., Campman, X., Wapenaar, F., 2011. Noise analysis for body-wave seismic interferometry. *C. R. Geoscience* 343 this issue; doi:10.1016/j.crte.2011.02.006.
- Sabra, K.G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W.A., Fehler, M.C., 2005. Extracting time domain Green's function estimates from ambient seismic noise. *Geophys. Res. Lett.* 32, L03310.
- Sato, H., 2010. Retrieval of Green's function having coda waves from the cross-correlation function in a scattering medium illuminated by a randomly homogeneous distribution of noise sources on the basis of the first order Born approximation. *Geophys. J. Int.* 180, 759–764, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04432.x.
- Sens-Schönfelder, C., Wegler, U., 2006. Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano. Indonesia. *Geophys. Res. Lett.* 33, L21302.
- Sens-Schönfelder, C., Wegler, U., 2011. Passive Image Interferometry for monitoring crustal changes with ambient seismic noise. *C. R. Geoscience* 343 this issue; doi:10.1016/j.crte.2011.02.005.
- Shapiro, N.M., Campillo, M., 2004. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophys. Res. Lett.* 31, L07614, doi:10.1029/2004GL019491.
- Shapiro, N.M., Campillo, M., Stehly, L., Ritzwoller, M., 2005. High resolution surface wave tomography from ambient seismic noise. *Science* 307, 1615–1618.
- Snieder, R., 2004. Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: a derivation based on stationary phase. *Phys. Rev. E* 69, 046610, doi:10.1103/PhysRevE.69.046610.
- Snieder, R., Fleury, C., 2010. Cancellation of spurious arrivals in the Green's function retrieval of multiple scattered waves. *J. Acoust. Soc. Am.* 128, 1598–1605, doi:10.1121/1.348372.
- Stehly, L., Campillo, M., Shapiro, N. M. A study of the seismic noise from its long-range correlation properties, *J. Geophys. Res.*, 111, B10306, doi:10.1029/2005JB004237, 2006.

- Stehly, L., Campillo, M., Froment, B., Weaver, R.L., 2008. Reconstructing Green's function by correlation of the coda of the correlation (C3) of ambient seismic noise. *J. Geophys. Res.* 113, B11306.
- Stehly, L., Fry, B., Campillo, M., Shapiro, N.M., Guilbert, J., Boschi, L., Giardini, D., 2009. Tomography of the Alpine region from observations of seismic ambient noise. *Geophys. J. Int.* 178, 338–350.
- Stehly, L., Cupillard, P., Romanowicz, B., 2011. Towards improving ambient noise tomography using simultaneously curvelet denoising and SEM simulations of seismic ambient noise. *C. R. Geoscience* 343 this issue; doi:10.1016/j.crte.2011.03.005.
- Sun, X., Song, X., Zheng, S., Yang, Y., Ritzwoller, M., 2010. Three dimensional shear velocity structure of the crust and upper mantle beneath China from ambient noise surface wave tomography. *Earthquake Sci.* 23, 449–463, doi:10.1007/s11589-010-0744-3.
- Wapenaar, K., Fokkema, J., 2006. Green's function representations for seismic interferometry. *Geophysics* 71, S133–S146, doi:10.1190/1.2213955.
- Weaver, R.L., 2011. On the amplitudes of correlations and the inference of attenuations, specific intensities and site factors from ambient noise. *C. R. Geoscience* 343 this issue; doi:10.1016/j.crte.2011.07.001.
- Weaver, R.L., Lobkis, O.I., 2001. Ultrasonics without a source: thermal fluctuation correlations at MHz frequencies. *Phys. Rev. Lett.* 87 (13), 134301, doi:10.1103/PhysRevLett.87.134301.
- Weaver, R.L., Froment, B., Campillo, M., 2009. On the correlation of non-isotropically distributed ballistic scalar diffuse waves. *J. Acoust. Soc. Am.* 1817–1826.
- Wegler, U., Sens-Schönfelder, C., 2007. Fault zone monitoring with passive image interferometry. *Geophys. J. Int.* 168, 1029–1033.
- Yang, Y., Ritzwoller, M.H., 2008. Characteristics of ambient seismic noise as a source for surface wave tomography. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 9, Q02008, doi:10.1029/2007GC001814.
- Yang, Y., Li, A., Ritzwoller, M.H., 2008a. Crustal and uppermost mantle structure in southern Africa revealed from ambient noise and teleseismic tomography. *Geophys. J. Int.*, doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03779.x.
- Yang, Y., Ritzwoller, M.H., Lin, F.-C., Moschetti, M.P., Shapiro, N.M., 2008b. The structure of the crust and uppermost mantle beneath the western US revealed by ambient noise and earthquake tomography. *J. Geophys. Res.* 113 (B12310), doi:10.1029/2008JB005833.
- Yao, H., van der Hilst, R.D., de Hoop, M.V., 2006. Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis—I. Phase velocity maps. *Geophys. J. Int.* 166, 732–744.
- Yao, H., Campman, X., de Hoop, M.V., van der Hilst, R.D., 2009. Estimation of surface wave Green's function from correlations of direct waves, coda waves, and ambient noise in SE Tibet. *Phys. Earth Planet. Inter.* 177, 1–11, doi:10.1016/j.pepi.2009.07.002.
- Yao, H., van der Hilst, R.D., 2009. Analysis of ambient noise energy distribution and phase velocity bias in ambient noise tomography, with application to SE Tibet. *Geophys. J. Int.* 179, 1113–1132, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04329.x.
- Yao, H., Van der Hilst, R.D., Montagner, J.-P., Structure and deformation of crust and upper mantle beneath SE Tibet from surface-wave array tomography. *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2009JB007142, 2010.
- Yao, H., Gouédard, P., Collins, J.A., McGuire, J.J., van der Hilst, R.D., 2011. Structure of young East Pacific Rise lithosphere from ambient noise correlation analysis of fundamental- and higher-mode Scholte waves. *C. R. Geoscience* 343 this issue; DOI:10.1016/j.crte.2011.04.004.