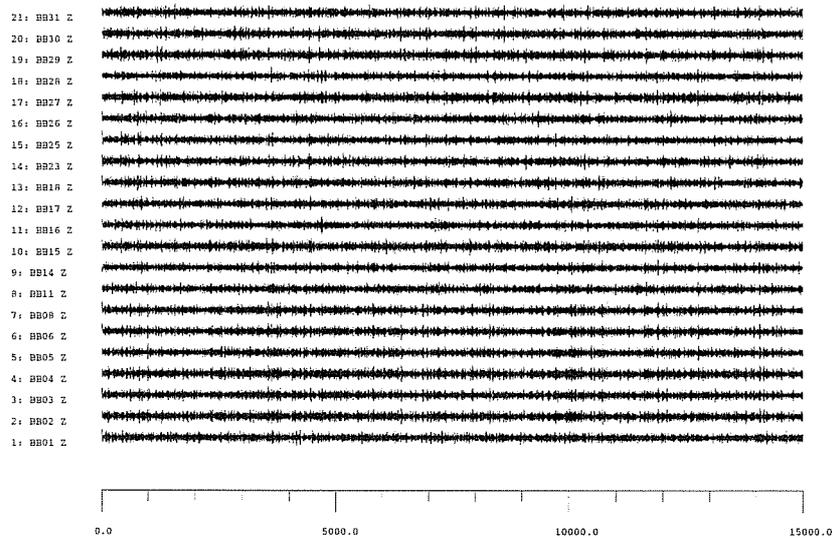


^

Franck Garestier
DEA Sciences de la Terre et Environnement
Filière 1 : Dynamique Terrestre et Planétaire
Université Paul Sabatier
Février-Juin 2002

Rapport de stage de DEA :

Etude du bruit microsismique généré par les vagues



Observatoire Midi Pyrénées
Laboratoire de Dynamique Terrestre et Planétaire (UMR 5562)
sous la direction de Sébastien Chevrot

Table des matières

1	Remerciements	2
2	Résumé	3
3	Introduction	4
3.1	La corrélation microséismes-climat	4
3.2	Microséismes primaires et secondaires	5
3.3	Les ondes de surface	6
3.4	Spectres de bruit	6
3.5	Analyse en fréquence-nombre d'onde	7
3.6	Investigation à partir du réseau de Kimberley	8
4	Présentation du réseau de Kimberley	8
5	Analyse des données	9
5.1	Prétraitement des données	9
5.2	Analyse spectrale	9
6	Analyse en réseau	12
6.1	La réponse du réseau	12
6.2	Le beamforming	14
6.3	La méthode de Bartlett	16
6.4	La méthode de Capon	16
6.5	La méthode des valeurs propres	17
6.6	Distribution des azimuths au cours du temps	19
6.7	Etude de la dispersion	21
7	Interprétation des résultats	23
8	Discussion et perspectives	24
9	Conclusion	28
	Références	29

1 Remerciements

Tout d'abord, je tiens à remercier Sébastien Chevrot pour m'avoir proposé un sujet aussi intéressant qui a eu l'avantage de me faire travailler des disciplines qui m'étaient peu familières, et d'avoir eu la patience de m'épauler lorsque j'en ai eu besoin.

Je tiens aussi à remercier MM. Pastor et Daydou pour leur disponibilité et pour m'avoir fait part de leurs connaissances très utiles en informatique, ainsi que Noémie et les "cornichons" du DEA, Sébastien, Bertrand et Raymond pour leurs nombreux coups de main.

Tout particulièrement, je souhaite remercier les membres du Laboratoire SSI Hervé, Loïc, Sébastien et Sylvie, qui continuent toujours ma formation en Traitement du Signal.

Enfin, je voudrais exprimer ma gratitude aux chercheurs du Legos qui m'ont aiguillé quant à l'interprétation océanographique de mes résultats.

2 Résumé

Les perturbations de pression des ondes océaniques provoquent des mouvements du fond marin qui donnent naissance aux microséismes. L'analyse spectrale du bruit microsismique enregistré par le réseau de Kimberley (Afrique du Sud) durant le mois d'avril 1999 met en évidence deux périodes dominantes de signaux cohérents à 16 s (microséismes primaires) et 6 s (microséismes secondaires), ainsi que d'autres périodes moins cohérentes (de 4 à 18 s). Après avoir été traités, ces signaux ont fait l'objet d'une analyse en fréquence-lentueur pour déterminer leur azimuth et leur vitesse de phase. Il apparaît que les microséismes secondaires ont un azimuth constant durant tout le mois alors que celui des microséismes primaires est très variable. Ces microséismes sont des ondes de Rayleigh qui proviennent principalement des côtes sud-africaines.

L'existence de vagues de très grande amplitude, la présence d'un plateau en bordure de côte, ainsi que la distribution des courants et des vents de cette zone géographique permettent de proposer des mécanismes de génération de ces signaux.

3 Introduction

Généralement, les plus gros tremblements de terre sont la source d'information privilégiée pour étudier la structure de la Terre et le traitement de ces signaux commence par l'élimination du bruit de fond présent sur les sismogrammes. Par contre, il est possible d'adopter la démarche inverse et de ne conserver que le bruit, qui, au contraire des données sismologiques "classiques", se trouve en abondance sur les enregistrements. L'intérêt d'étudier ce bruit de fond microsismique est qu'il présente une partie cohérente, qui peut être utilisée comme signal. Les microséismes ont été identifiés dès les débuts de la sismologie, et le peu d'études modernes qui ont été réalisées sur ce sujet montre que l'origine du bruit microsismique se trouve dans l'océan.

3.1 La corrélation microséismes-climat

La comparaison entre les données du climat des océans et du bruit microsismique n'est pas facilement réalisable dans la mesure où les comportements de l'océan résultent de l'interaction complexe entre l'atmosphère et l'hydrosphère. Cette démarche reste qualitative car les paramètres observables de l'océan tels que la houle, les vagues, le vent et la pression atmosphérique ne sont pas indépendants.

Dans le cas des enregistrements de l'Observatoire de Hambourg, durant les six hivers de 1992 à 1998, les périodes de forte activité microsismique sont toujours liées à l'affluence du vent marin et des vagues sur les côtes norvégiennes (Essen et al., 1999). L'investigation statistique a porté sur la hauteur des vagues et de la houle, leur vitesse, la vitesse du vent, ainsi que sur l'indice NAO (North Atlantic Oscillation) qui témoigne de la différence moyenne de pression atmosphérique entre l'Islande et les Açores, indicateur de l'intensité de la circulation atmosphérique dans l'Atlantique du nord.

Les coefficients de corrélation ont été calculés entre des paramètres relatifs aux microséismes, selon leur période, et au climat cités précédemment. Les meilleurs coefficients de corrélation correspondent à des zones privilégiées de génération de microséismes (les côtes norvégiennes). Ils sont de 0.7 entre la racine carrée de l'amplitude des microséismes de période égale à 6 s et la hauteur moyenne des vagues, et de 0.6 avec la vitesse du vent. La corrélation maximale, de 0.85, est mesurée entre l'énergie des vagues et celle des microséismes et est un peu moindre avec l'énergie du vent ou de la houle (égal à 0.7). La comparaison a aussi été faite avec le NAO moyenné sur les mois d'hiver, où le coefficient de corrélation est de 0.6 pour les microséismes à 6 s. D'autres travaux (Grevemeyer et al., 2000) montrent, sur une période de 40 ans, la dépendance du nombre de microséismes mensuels (indice microsismique).

mique) avec l'augmentation globale de la hauteur moyenne des vagues et de la température dans l'Atlantique du nord. L'allure générale de la variation des amplitudes des microséismes au cours des 70 dernières années montre une période de 10 ans qui correspond à l'évolution de l'activité solaire, de même période, dont l'influence sur le climat est maintenant bien établie (Bernard, 1988).

De ce fait, des application évidentes de l'analyse microsismique s'offrent à la météorologie : à l'observatoire de Bruxelles, en Belgique, le bruit microsismique est utilisé pour connaître l'état de la Mer du Nord et ainsi prévoir l'arrivée des tempêtes et orages sur les côtes (De Becker, 1989). Un système automatique relève les amplitudes des microséismes au cours du temps et déclenche l'alarme au delà d'un certain seuil. L'intercorrélation de cette série temporelle avec les enregistrements météorologiques de la vitesse du vent au cours du temps permet de déterminer le décalage temporel des maxima de ces deux séries, qui correspond à l'avance de la "prévision microsismique" sur la météorologie classique.

3.2 Microséismes primaires et secondaires

Le champ d'ondes de gravité de l'océan est généré par la houle et les vagues qui perturbent de manière non-linéaire le champ de pression appliqué sur le fond de l'océan en faisant varier la hauteur de la colonne d'eau sur leur passage. À proximité des côtes, les variations du champ de pression sur le fond ne dépendent pas de la profondeur locale de l'océan, mais sont seulement liées aux amplitudes de ces ondes océaniques. En conséquence, le fond océanique subit des mouvements verticaux, donnant naissance à des microséismes, de même fréquence que les perturbations de pression qui les induisent.

L'analyse spectrale du bruit microsismique révèle deux pics dominants : l'un au voisinage de 12-16 s, correspondant aux microséismes primaires, et l'autre au voisinage de 6-8 s, correspondant aux microséismes secondaires. Par contre, à grande profondeur, le fond ne vibre que si les vagues sont en condition d'ondes stationnaires (seiche).

D'après Friedrich et al. (1998), les microséismes primaires résultent du déferlement des vagues sur les côtes. La profondeur diminuant, la trajectoire quasi-circulaire des particules d'eau impliquées dans les vagues tend à devenir de plus en plus elliptique, ce qui a pour effet de produire une force de friction horizontale sur le fond. La force verticale est à l'origine des ondes de Rayleigh, alors que la force horizontale donne naissance à des ondes de Love qui se propagent perpendiculairement à l'axe des côtes.

Les microséismes secondaires sont des ondes dont la fréquence est le double de celle des microséismes primaires. Ils sont générés par une onde stationnaire

résultant de l'interaction de deux ondes océaniques de même fréquence et en opposition de phase (Friedrich et al., 1998). En effet, la fréquence d'une onde stationnaire est le double de la fréquence des ondes qui en sont à l'origine et l'amplitude est égale au double produit des amplitudes de ces dernières. Ceci explique la prépondérance de ces signaux dans les spectres de bruit. L'origine de la rencontre de deux fronts d'onde océaniques de même fréquence est diverse : des phénomènes climatiques tels que des orages ou des tornades induisent des tourbillons locaux en plein océan, la réflexion des vagues sur les côtes peut avoir la même conséquence à proximité du point de réflexion (là où la dispersion et l'atténuation des ondes est négligeable), dans les canaux (par exemple en Angleterre, le Canal de Bristol), dans les fjords (Norvège)...

3.3 Les ondes de surface

Les ondes de surface sont des ondes progressives qui se propagent le long de la surface et dont l'amplitude décroît avec la profondeur. Elles doivent leur existence aux ondes de gravité de l'océan qui transmettent leur énergie à la surface libre constituée par le fond de l'océan. Les ondes de surface sont des ondes dispersées, c'est-à-dire que leur vitesse de phase dépend de la période. Une autre propriété des ondes de surface est que leur profondeur de pénétration augmente avec la période.

Il existe deux types d'ondes de surface : les ondes de Rayleigh, polarisées dans le plan vertical et de mouvement elliptique et rétrograde par rapport à la direction de propagation, et les ondes de Love, qui sont polarisées dans le plan horizontal, perpendiculairement à la direction de propagation.

3.4 Spectres de bruit

Des stations sismologiques d'Europe et d'Asie, entre 1979 et 1983, ont enregistré des signaux dans une bande de fréquences moyennes comprise entre 0.1 Hz et 1 Hz (Tabulevich et al., 1998). Ces stations installées sur le territoire russe permettent d'observer des microséismes provenant de plusieurs océans : l'Atlantique, le Pacifique et l'Antarctique. A partir de 4 séries quotidiennes mesurées, les spectres fréquentiels montrent une faible corrélation positive entre l'amplitude et la période des microséismes secondaires au cours du temps. Ces corrélations s'observent durant quelques dizaines d'heures et sont très ponctuelles à l'échelle du mois.

3.5 Analyse en fréquence-nombre d'onde

En analysant les signaux du réseau permanent sismologique de Gräfenberg (Allemagne) en fréquence-nombre d'onde (Friedrich et al., 1998), il a été possible de déterminer leur vitesse de phase et leur direction de propagation, c'est-à-dire leur azimuth. Pour déterminer les azimuths, cette manière de procéder apporte une meilleure résolution que l'analyse de la polarisation à partir des trois composantes (Longitudinale, Transversale et Verticale) d'une seule station. Les azimuths mesurés se répartissent, avec une précision allant de 15 à 30 degrés, en trois familles dans le cas des microséismes primaires et cinq dans celui des microséismes secondaires. Les vitesses de phase sont obtenues avec une bien moins bonne précision.

Du point de vue pratique, l'analyse en fréquence-nombre d'onde (beam-forming) s'effectue sur les traces temporelles préfiltrées de manière à ne considérer que les bandes passantes des microséismes primaires (12-20 s) et secondaires (6-11 s). Seules les traces cohérentes, c'est à dire celles de même fréquence et dont la différence de phase est constante dans le temps, sont conservées et leur densité spectrale moyenne est représentée dans l'espace des nombres d'onde. La densité spectrale moyenne est obtenue dans le domaine de Fourier en faisant la somme des traces fréquentielles (beam), dont l'avantage est d'annuler partiellement la partie incohérente des signaux par interférences destructives et donc d'augmenter le rapport signal sur bruit. Dans l'espace des nombres d'onde, la densité spectrale maximale (DSM) correspond au vecteur d'onde pour lequel le signal a le plus d'énergie. La direction de ce vecteur d'onde fournit l'azimuth de l'onde plane et sa norme est inversement proportionnelle à la vitesse de phase. La décomposition en fréquence-nombre d'onde est réalisée sur toute la durée de la trace par le biais d'une fenêtre temporelle glissante de 240 s se décalant avec un pas de 60 s. Ainsi, les azimuths et vitesses de phase sont représentés en fonction du temps, à raison d'un point par minute sur quatre mois. Comme la densité spectrale de puissance maximale seule est retenue, les azimuths peuvent varier subitement si plusieurs sources microsismiques de puissance variable au cours du temps sont actives en même temps.

Pour être sûr de ne conserver que les ondes de surface, et d'améliorer la précision, les données avec des vitesses de phase supérieures à 4.3 km/s et inférieures à 2.5 km/s ont été supprimées, permettant ainsi d'avoir une distribution des azimuths plus précise durant les 4 mois analysés. Un autre moyen d'affiner la précision azimuthale est d'opérer un tri secondaire en fonction d'une estimation du rapport signal sur interférence signal-bruit (Lorenz et Boyd, 2001), même si ce critère est très sensible à la réponse du réseau, qui dépend elle-même de la fréquence du signal.

3.6 Investigation à partir du réseau de Kimberley

Lors de cette étude, nous utiliserons le réseau d'Afrique du Sud pour étudier le bruit microsismique. Ce réseau étant temporaire, la qualité de ses enregistrements n'équivaut pas celle du réseau permanent de Gräfenberg. L'accent sera donc porté sur le traitement des données et l'amélioration de la précision des méthodes.

Dans un premier temps, le but sera d'identifier les microséismes primaires et secondaires en fréquence. Ensuite, il s'agira de les étudier en fréquence-lentueur en fonction de leur période pour déterminer leur direction d'arrivée et leur vitesse de phase, qui permettra l'étude de leur dispersion, et de comparer ces résultats avec les données océanographiques.

4 Présentation du réseau de Kimberley

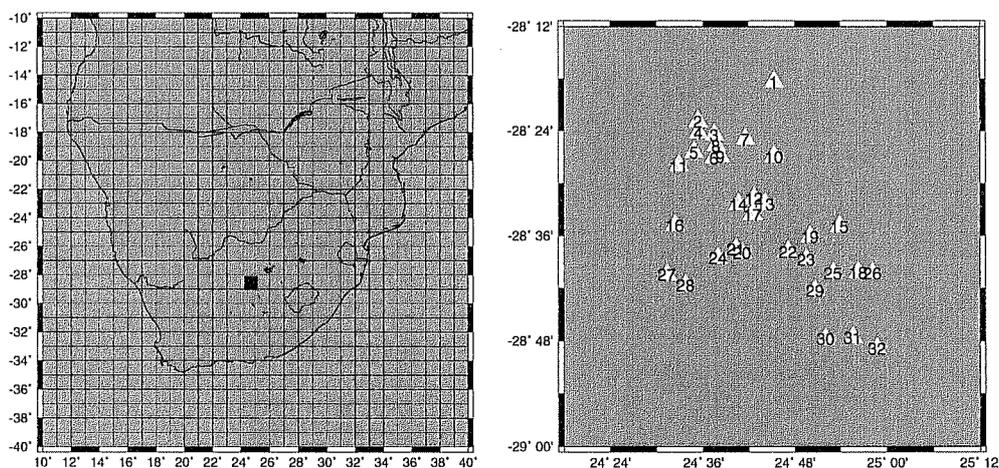


FIG. 1: Situation géographique du réseau temporaire de Kimberley en Afrique du Sud (à gauche), et disposition des 32 stations large-bande numérotées (à droite) selon un axe NW/SE de 65 km environ. La distance inter-station est de 5 km en moyenne.

Dans la présente étude, 32 stations large-bande ont été déployées de Janvier à Juin 1999 sur une aire de 40x60 km au Nord-Ouest de Kimberley (approximativement -28.5 degrés de latitude et 24.7 degrés de longitude), suivant un axe Nord-Ouest / Sud-Est.

La fréquence d'échantillonnage des stations est de 1 Hz, ce qui permet d'étudier les signaux de période supérieure à 2 s d'après le critère de Shannon.

La position des stations, donc les caractéristiques spatiales du réseau, sont

déterminantes pour l'analyse en réseau. De même que dans le domaine temporel, un mauvais échantillonnage spatial d'un signal peut produire de l'aliasing. Pour un signal d'une longueur d'onde donnée, il y a aliasing si la distance entre les stations est trop grande.

La distance inter-station moyenne du réseau de Kimberley est de l'ordre de 5 km, donc les longueurs d'onde supérieures à 10 km sont bien échantillonnées.

5 Analyse des données

5.1 Prétraitement des données

Sur les six mois durant lesquels le réseau temporaire a fonctionné (de Janvier à Juillet 1999), une partie seulement des données a pu être stockée dans la base de données IRIS. Pour des raisons de temps et de continuité des enregistrements, seul le mois d'Avril de 1999 a pu être collecté sur presque toute sa totalité. On s'intéresse uniquement à la composante verticale (Z) des enregistrements et la première étape du traitement consiste à éliminer les intervalles de temps correspondant aux ondes de volume et de surface des séismes, reconnaissables par leur plus grande amplitude. Ensuite, les traces subissent une chaîne de traitement effectuée avec les logiciels SH et Matlab. Les traces sont tout d'abord intégrées en temps pour récupérer le déplacement du sol, puis filtrées avec un filtre passe-haut à 50 s afin d'éliminer les très basses fréquences. Ensuite, l'utilisation des outils propres à ces deux logiciels permet d'enlever la dérive des stations, d'enlever la moyenne et de normaliser les différentes traces à la même amplitude pour chaque fenêtre temporelle étudiée. Afin d'analyser les signaux de différentes périodes, on procède ensuite à un filtrage des traces avec un filtre passe-bande de type Butterworth. Ce type de filtre appartient à la classe des filtres à réponse impulsionnelle infinie. Sa fonction de transfert est donc une fraction rationnelle de polynômes et son ordre est le degré du polynôme du dénominateur. Les traces ont été filtrées avec un filtre d'ordre 2, et les fréquences de coupure sont redéfinies pour chaque période considérée.

5.2 Analyse spectrale

Par définition, la densité de puissance spectrale (DPS) d'un signal est la Transformée de Fourier de la fonction de corrélation de celui-ci. La puissance de densité spectrale représente l'énergie contenue dans un signal en fonction des fréquences f qui le constituent. Si $X(f)$ est la Transformée de Fourier de la trace en déplacement, $|X(f)|$ son module en m.s et N le nombre

d'échantillons en fréquence, la densité de puissance spectrale $P(f)$, homogène à des $\text{m}^2 \cdot \text{Hz}^{-2}$, est :

$$P(f) = \frac{|X(f)|^2}{N} \quad (1)$$

Dans cette étude, l'estimation de la densité de puissance spectrale est réalisée par une méthode de fenêtres multiples qui consiste à calculer la DPS sur plusieurs fenêtres d'un signal temporel, puis de calculer leur moyenne. Cette méthode présente l'avantage de réduire le bruit aléatoire. L'utilisation de longues fenêtres temporelles confère une meilleure résolution en fréquence, mais diminue le nombre de fenêtres. Inversement, plusieurs petites fenêtres sont plus adéquates pour faire la moyenne et diminuer la variance de l'estimation spectrale. Différents tests ont permis de déterminer les paramètres optimaux pour l'analyse spectrale.

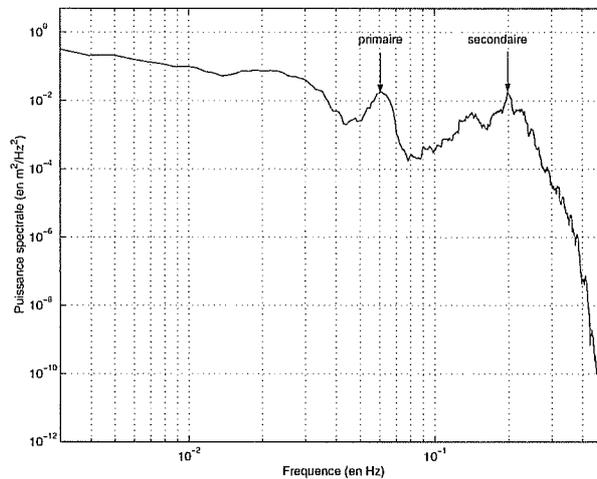


FIG. 2: Exemple de Spectre de Densité de Puissance Spectrale moyen de traces en déplacement avec une échelle logarithmique. L'utilisation de traces en déplacement permet de faire ressortir les deux pics à 6-7 s et à 15-16 s correspondant aux microséismes.

Dans le but de caractériser l'évolution de la période dominante des microséismes primaires et secondaires en fonction du temps, les spectres de densité de puissance ont été calculés (exemple sur la figure 2) sur une fenêtre temporelle glissante se décalant de la moitié de sa longueur à chaque mesure, sur tout le mois d'Avril 1999. Les pics maximums sur les intervalles de fréquence 0.09 – 0.25 Hz (4 s à 11 s) et 0.05 – 0.09 Hz (11 s à 20 s), en fonction du temps sont représentés sur la figure 3. Sur plusieurs longueurs de fenêtre testées, nous avons retenu une longueur de 248 s :

L'analyse spectrale du bruit microsismique révèle une période moyenne de $15,9 \pm 2,3$ s pour les microséismes primaires et une période moyenne de $5,7 \pm 0,8$ s pour les microséismes secondaires. Ces périodes sont variables au cours du temps dans les deux cas, avec une décroissance dans le cas des microséismes primaires.

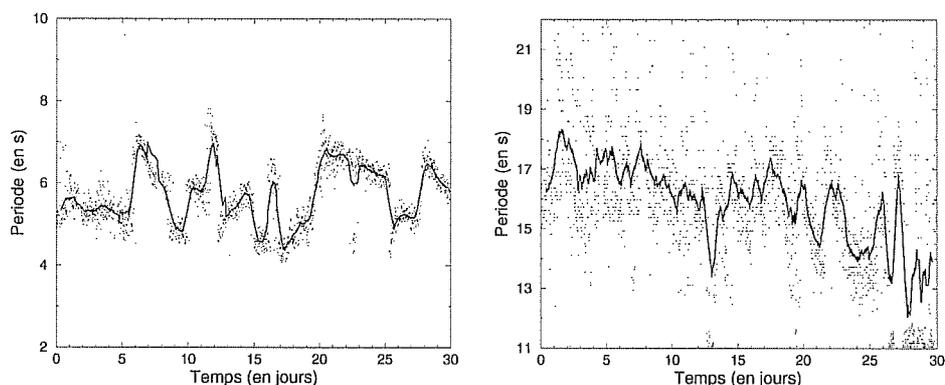


FIG. 3: Période des microséismes secondaires (à gauche) et des microséismes primaires (à droite) en fonction du temps, durant tout le mois d'avril 1999. La courbe en gras représente la moyenne sur 15 heures.

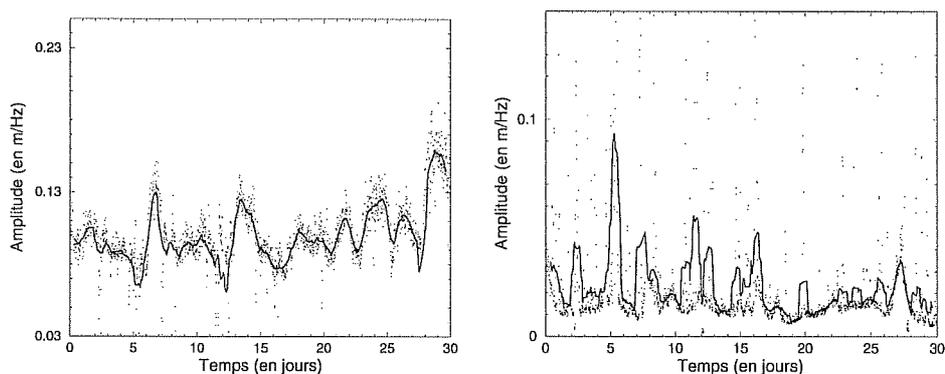


FIG. 4: Amplitude des microséismes secondaires (à gauche) et des microséismes primaires (à droite) en fonction du temps, durant tout le mois d'avril 1999. La courbe en gras représente la moyenne sur 15 heures.

La faible corrélation positive observée entre la période et l'amplitude des microséismes par les stations sismologiques russes de 1979 à 1983 (Tabulevich et al., 1998) n'est observable que du 1 au 5, le 6, le 24 et à partir du 28 avril 1999 pour les microséismes secondaires, et le 2, le 5, le 7 et le 27 avril 1999

pour les microséismes primaires (figures 3 et 4). Cependant, cette corrélation, illustrée par la figure 5 reste effectivement très faible :

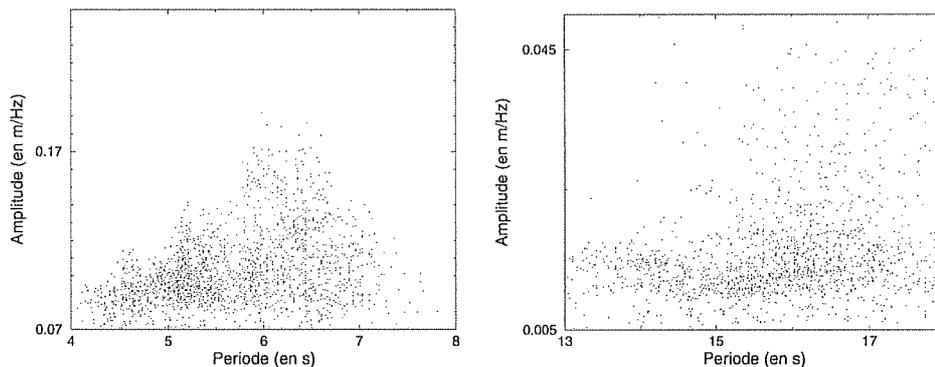


FIG. 5: Amplitude des microséismes secondaires (à gauche) et des microséismes primaires moyennée sur une heure (à droite), en fonction de la période. Cette représentation montre une très faible corrélation positive amplitude-période dans les deux cas.

6 Analyse en réseau

6.1 La réponse du réseau

Un réseau sismologique se comporte comme un filtre spatial, et le filtrage dépend, en dehors des caractéristiques spatiales du réseau, de la direction d'arrivée de l'onde et de sa lenteur s qui est l'inverse de la vitesse de phase c :

$$s = |\mathbf{s}| = \frac{1}{c} \quad (2)$$

La réponse du réseau $R(\mathbf{s})$ (figure 6) traduit les effets de ses caractéristiques spatiales dans l'espace des lenteurs, et va donc "déformer" la représentation d'un signal dans le diagramme en fréquence-lenteur (figure 7).

L'analyse en fréquence-lenteur (f-s) équivaut à une analyse en fréquence-nombre d'onde (f-k), car $k = \omega s$, ω étant la pulsation. Si \mathbf{s} est le vecteur lenteur, r_i les coordonnées de la station i et \mathbf{r} le vecteur coordonnées des stations, la réponse du réseau composé de 32 stations exprimée dans l'espace des lenteurs est :

$$R(\mathbf{s}) = \sum_{j=1}^{32} e^{i\mathbf{s}\mathbf{r}_j} \quad (3)$$

L'utilisation des lenteurs présente l'avantage de ne considérer que l'intervalle des vitesses de phase propre aux ondes de surfaces, c'est-à-dire que pour s_{\max} égal à 0.5 s/km, la vitesse de phase minimale analysée sera de 2 km/s.

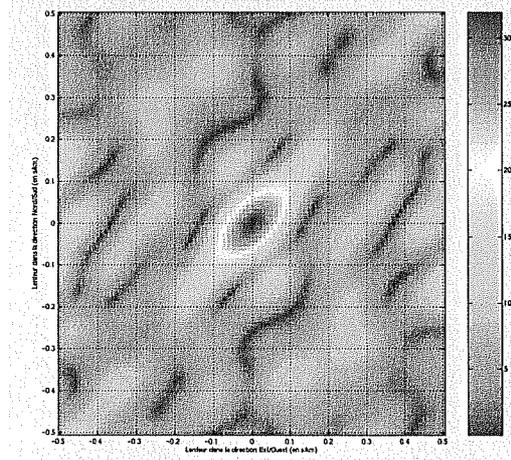


FIG. 6: Diagramme dans l'espace des lenteurs de la réponse du réseau. La direction principale des stations (NW/SE) offre une bien meilleure résolution que la direction perpendiculaire.

On remarque que la résolution en lenteur est meilleure dans l'axe du réseau (NW/SE), car c'est la direction où les stations enregistrent la plus grande différence de phase entre elles. Inversement, la direction perpendiculaire est beaucoup moins bien résolue puisque les temps d'arrivée d'une onde plane à chaque station sont plus proches. Quelle que soit la direction, la réponse, et donc la résolution du réseau, dépend essentiellement de la longueur de celui-ci dans cette direction. Par exemple, dans l'espace des lenteurs, la réponse d'un réseau linéaire infini serait un Dirac (résolution parfaite) dans sa direction et une fonction porte infinie dans la direction perpendiculaire (résolution nulle). Dans un diagramme f - s , la réponse serait une droite passant par l'origine et de direction perpendiculaire à l'axe de ce réseau infini. En résumé, pour un signal de longueur d'onde donnée, plus la distance interstation est courte, mieux il est échantillonné, et plus la longueur du réseau est grande dans la direction d'arrivée du signal, meilleure est la résolution dans l'espace des lenteurs. La réponse du réseau à une onde plane est donc une Transformée de Fourier spatiale en deux dimensions, qui permet le passage du domaine spatial au domaine des lenteurs.

Dans cette étude, l'espace bidimensionnel des lenteurs est discretisé avec un pas Δs égal à $0.01 \text{ s} \cdot \text{km}^{-1}$.

La réponse du réseau représente l'enveloppe du pic de densité spectrale obtenu dans le diagramme en lenteurs à partir du signal originel $\delta(s_0)$. La figure 7 montre que la représentation de la réponse du réseau à une onde plane dans l'espace des lenteurs est semblable à celle de la réponse du réseau décalée du vecteur de lenteur de cette onde.

Le signal obtenu en sortie du réseau (figure 7) résulte du produit de convolution de l'onde plane avec la réponse du réseau :

$$\psi(\mathbf{s}) = R(\mathbf{s} - s_0) * \delta(s_0) \quad (4)$$

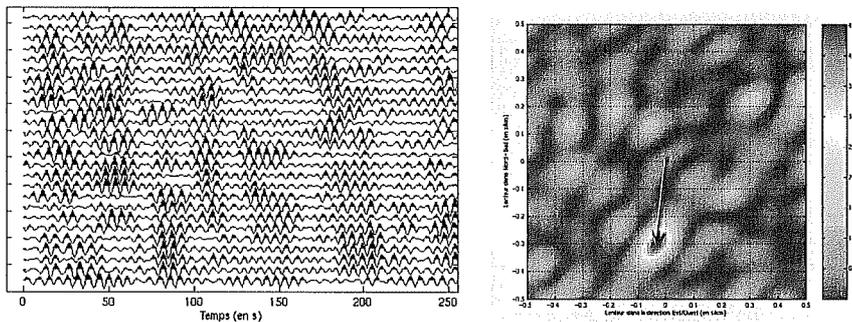


FIG. 7: Exemple de traces, filtrées à 6 s, en fonction du temps et par station de numéro croissant de bas en haut (à gauche). Représentation de leur vecteur de lenteur, qui relie l'origine du diagramme f-s au pic de densité spectrale (à droite).

La figure 7 représente quelques traces d'une fenêtre temporelle, filtrées à 6 s. Dans son diagramme en fréquence-lenteur correspondant, le vecteur de lenteur est représenté en noir. Sa direction donne l'azimuth (ici égal à 190°) et l'inverse de sa norme est égal à la vitesse de phase (3.4 km/s pour cet exemple). La validité de ces azimuths a été vérifiée par l'observation des temps d'arrivée des ondes à toutes les stations. D'après la figure 1, il apparaît clairement que l'onde de surface atteint les stations situées plus au sud en premier.

6.2 Le beamforming

L'objectif de l'analyse en réseau des microséismes est de déterminer leur direction de provenance et leur vitesse de phase à partir de l'information contenue dans la phase de ces signaux à chaque station. Pour ce faire, on utilise une méthode de filtrage spatial, le beamforming, utilisant une fonction de transfert qui décrit la réponse en fréquence-lenteur du réseau à un

signal de pulsation $\omega_0 = 2\pi f_0$ et de vecteur de lenteur \mathbf{s}_0 en exploitant ses caractéristiques spatiales. Le beamforming revient ainsi à décomposer un signal en ondes planes (figure 7).

Soit une onde plane $y_i(\mathbf{s})$ enregistrée à la station i , avec \mathbf{s} l'espace des lenteurs et r_i les coordonnées de cette station. Le déphasage à la station est donné par ωsr_i . Le facteur de phase de la station i est défini de la sorte :

$$w_i(\mathbf{s}) = e^{i\omega sr_i} \quad (5)$$

Le vecteur de phase \mathbf{w} contient les facteurs de phase de toutes les stations.

$$\mathbf{w} = \begin{bmatrix} w_1 \\ \vdots \\ w_{32} \end{bmatrix} \quad (6)$$

L'information fréquentielle concernant cette onde plane enregistrée à la station i apparaît dans la Transformée de Fourier $Y(\omega)_i$ et $d(\omega_0)_i$ est l'échantillon fréquentiel correspondant à $\omega_0 = 2\pi f_0$. On appelle le vecteur de données \mathbf{d} le vecteur constitué des éléments $d(\omega_0)$ des 32 stations.

$$\mathbf{d} = \begin{bmatrix} d(\omega_0)_1 \\ \vdots \\ d(\omega_0)_{32} \end{bmatrix} \quad (7)$$

La matrice des densités spectrales \mathbf{K} est donnée par le produit du vecteur de données \mathbf{d} par sa transposée complexe (transposé et conjugué) \mathbf{d}^\dagger . C'est une matrice Hermitienne :

$$\mathbf{K} = \mathbf{d}\mathbf{d}^\dagger = \mathbf{K}^\dagger \quad (8)$$

La matrice des densités spectrales est constituée d'une composante de signal et d'une composante de bruit, $K_{ij} = s_{ij} + b_{ij}$, qui sont supposés indépendants. L'élément diagonal i de cette matrice est la norme au carré de l'élément $d(\omega_0)_i$ correspondant à la station i . Chacun contient alors l'information du module et de la phase de l'onde plane de pulsation ω_0 analysée, soit l'information de l'énergie et du déphasage (car les signaux enregistrés à chaque station sont identiques à un déphasage près). Les autres éléments, de position i et j dans la matrice, sont des éléments croisés contenant l'information du module et de la phase des stations i et j .

6.3 La méthode de Bartlett

Ce beamforming linéaire conduit à une forme quadratique obtenue par sommation des composantes de signal et de bruit à chaque station :

$$B_{Bartlett}(s) = \mathbf{w}^\dagger \mathbf{K} \mathbf{w} \quad (9)$$

La partie incohérente, par définition le bruit, est en partie annulée par interférences destructives et le rapport signal sur bruit est augmenté. De plus, même si on suppose un front d'onde plan, une courbure de celui-ci ne détériore pas significativement les performances de cette méthode. Par contre, la réponse en fréquence-lentueur est altérée par la présence de lobes secondaires dûs à la longueur finie du réseau.

6.4 La méthode de Capon

Cette méthode de beamforming adaptatif est aussi appelée méthode de Variance Minimale ou de Ressemblance Maximale. Elle est dite adaptative car le vecteur de phase \mathbf{w}_{MV} est construit en fonction des données elles-mêmes. Ce nouveau vecteur de phase \mathbf{w}_{MV} appliqué à la matrice des densités spectrales permet de ne considérer que la réponse du réseau à une onde plane dans une direction donnée et de minimiser celle-ci pour les signaux et le bruit non-corrélé provenant des autres directions.

Ce vecteur est choisi pour minimiser la fonction suivante par la méthode de Lagrange, en utilisant l'hermiticité de la matrice des densités spectrales \mathbf{K} :

$$F = \mathbf{w}_{MV}^\dagger \mathbf{K} \mathbf{w}_{MV} - \gamma (\mathbf{w}_{MV}^\dagger \mathbf{w} - 1) \quad (10)$$

Le premier terme représente la réponse quadratique moyenne du réseau à une onde plane et le second terme est la contrainte d'unité imposée au nouveau vecteur de facteur de phase \mathbf{w}_{MV} , γ étant le coefficient de Lagrange. Cette fonction atteint son minimum lorsque sa dérivée par rapport aux deux variables \mathbf{w}_{MV} et \mathbf{w}_{MV}^\dagger (conjuguées complexes l'une de l'autre) est nulle :

$$2\mathbf{K}\mathbf{w}_{MV} + \gamma\mathbf{w} = 0 \quad (11)$$

d'où,

$$\mathbf{w}_{MV} = -\frac{\gamma}{2}\mathbf{K}^{-1}\mathbf{w} \quad (12)$$

et sa transposée complexe,

$$\mathbf{w}_{MV}^\dagger = -\frac{\gamma}{2}(\mathbf{K}^{-1}\mathbf{w})^\dagger \quad (13)$$

le minimum de F est atteint lorsque la dérivée de F par rapport à γ est nulle, ce qui donne la condition :

$$\frac{\partial F}{\partial \gamma} = \mathbf{w}_{MV}^\dagger \mathbf{w}_{MV} - 1 = 0 \quad (14)$$

La transposée complexe du membre de droite de (13) devient, sachant que l'inverse d'une matrice Hermitienne est également Hermitienne :

$$\mathbf{w}_{MV}^\dagger = -\frac{\gamma}{2} \mathbf{w}^\dagger \mathbf{K}^{-1} \quad (15)$$

Considérant (14), l'expression du coefficient de Lagrange devient :

$$\gamma = -2(\mathbf{w}^\dagger \mathbf{K}^{-1} \mathbf{w})^{-1} \quad (16)$$

\mathbf{w}_{MV} est calculé en combinant (13) et (16) :

$$\mathbf{w}_{MV} = \frac{\mathbf{K}^{-1} \mathbf{w}}{\mathbf{w}^\dagger \mathbf{K}^{-1} \mathbf{w}} \quad (17)$$

En introduisant ces nouveaux vecteurs de phase dans la forme quadratique (9), on obtient la méthode de variance minimale de Capon :

$$B_{MV} = [\mathbf{w}_{MV}^\dagger \mathbf{K}^{-1} \mathbf{w}_{MV}]^{-1} \quad (18)$$

On obtient le même pic en lenteur, donc le même azimuth et la même vitesse de phase, que dans le cas de la méthode de Bartlett, mais avec une plus grande résolution car deux sources proches peuvent être distinguées, alors qu'elles ne le sont pas dans le cas de la méthode de Bartlett. Un autre avantage est la diminution de l'amplitude des lobes secondaires.

6.5 La méthode des valeurs propres

On considère que les signaux des différentes sources ainsi que le bruit incohérent ne sont pas corrélés, donc que l'espace du bruit est orthogonal à celui du signal. Pour ne considérer que le signal, on décompose la matrice des densités spectrales selon ses M vecteurs propres \mathbf{v}_i et valeurs propres λ_i correspondant chacune à une source ou au bruit incohérent, les sources entre elles et le bruit n'étant pas corrélés :

$$\mathbf{K} = \sum_{i=1}^M \lambda_i \mathbf{v}_i \mathbf{v}_i^\dagger \quad (19)$$

La matrice inverse des densités spectrales possède les mêmes valeurs et vecteurs propres :

$$\mathbf{K}^{-1} = \sum_{i=1}^M \lambda_i^{-1} \mathbf{v}_i \mathbf{v}_i^\dagger \quad (20)$$

L'application de la nouvelle matrice des densités spectrales à la méthode de Capon (18) est un moyen de minimiser l'effet du bruit. Cette analyse n'a utilisé que la première valeur propre qui contient l'information du signal cohérent ayant le plus d'énergie.

Le test des différentes méthodes révèle que la méthode des valeurs propres est la plus efficace car c'est avec celle-ci que le pic fréquentiel dans l'espace des lenteurs est le mieux résolu.

La méthode des valeurs propres est donc appliquée sur tout le mois d'avril 1999 avec une fenêtre glissante de 256 s, se décalant de 128 s à chaque itération, pour les périodes de 4, 6, 8, 10, 12, 14, 16 et 18 s. La longueur de cette fenêtre est déterminante car le but est de recueillir assez d'échantillons temporels de signaux à la période analysée, tout en permettant de distinguer les signaux de différentes provenances, sachant que plus la fenêtre est longue, plus on risque d'analyser plusieurs sources à la fois. D'autre part, l'utilisation de traces en déplacement apporte une résolution sensiblement meilleure au fur et à mesure que la période considérée augmente.

Pour limiter les effets de la discrétisation de l'espace des lenteurs sur la détermination des azimuths et des vitesses de phase, la lenteur correspondant à la densité spectrale maximale $B(\mathbf{s})$ est interpolée sur une aire délimitée par les lenteurs voisines. L'interpolation a porté sur la valeur de la densité spectrale des premières lenteurs voisines, au nombre de 9 dans un espace bidimensionnel des lenteurs. Le vecteur de lenteur interpolé est :

$$\mathbf{s}_{interpol} = \frac{\sum_{i=1}^9 B(\mathbf{s}_i) \mathbf{s}_i}{\sum_{i=1}^9 B(\mathbf{s}_i)} \quad (21)$$

On cherche à ne considérer que les ondes de surface cohérentes. Pour ce faire, on procède à un tri des résultats en deux étapes :

La première consiste à éliminer les vitesses de phase inférieures à 3.2 km/s et supérieures à 5.5 km/s qui ne correspondent pas aux ondes de surface.

La seconde nécessite la définition d'un critère de cohérence qui quantifie l'énergie de la partie cohérente des ondes de même lenteur captées par toutes les stations par rapport à l'énergie totale. Ce critère est primordial pour éliminer les mesures contaminées par la partie incohérente des signaux. Soit $\mathbf{Y}_m(f)$ le module de la Transformée de Fourier du signal recueilli à la station m et définit sur un intervalle discret de fréquences f et $Y_m(f_n)$ son échantillon

à la fréquence f_n . Considérant 256 échantillons fréquentiels par station et 32 stations, ce critère de cohérence ζ est donné par :

$$\zeta = \frac{\sum_{n=1}^{256} \sum_{m=1}^{32} Y_m(f_n)^2}{32 \cdot \sum_{m=1}^{32} \sum_{n=1}^{256} Y_m(f_n)^2} \quad (22)$$

Des ondes cohérentes sont donc caractérisées par une même fréquence et un même vecteur de lenteur.

6.6 Distribution des azimuths au cours du temps

Les azimuths obtenus ont été triés par coefficient de cohérence ζ variable selon la période et par vitesse de phase (on conserve celles qui sont comprises entre 3,2 et 5,5 km/s). Pour chaque période, on fait varier ζ pour ne garder que les azimuth constants et faire disparaître les points éparpillés sur la représentation des azimuths en fonction du temps, qui ne fournissent aucune information. Les azimuths constants font donc apparaître les ondes les plus cohérentes pour une période donnée.

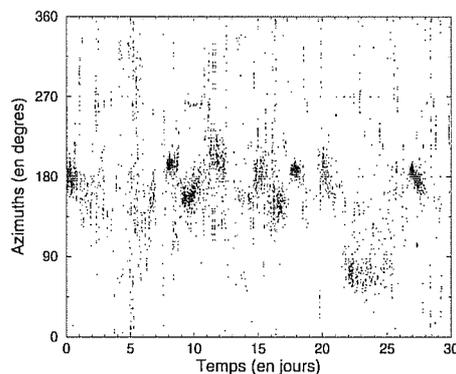


FIG. 8: Azimuths des microséismes primaires ($T=16$ s) en fonction du temps, au cours du mois d'avril 1999. Ces azimuths ont été triés par vitesses de phase et par coefficient de cohérence.

Les microséismes primaires proviennent de trois directions principales (figure 8) : $177^\circ \pm 12$, $156^\circ \pm 9$ et à $56^\circ \pm 9$. L'énergie la plus cohérente de ces signaux est issue de sources stables durant une période de l'ordre du jour seulement.

Par contre, les signaux à 6 s les plus cohérents, correspondant aux microséismes secondaires, ont un azimuth de $188^\circ \pm 9$ constant à l'échelle du mois, avec de très faibles fluctuations (figure 9).

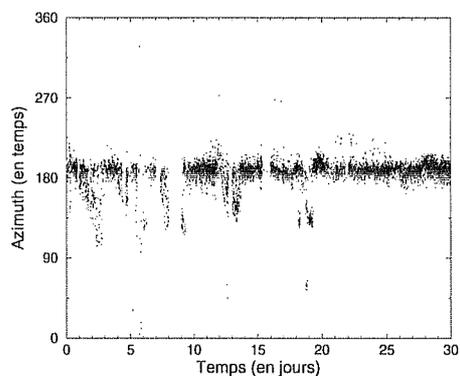


FIG. 9: Azimuts des microséismes secondaires ($T=6$ s) en fonction du temps, au cours du mois d'avril 1999.

Les microséismes à 4 s et à 8 s présentent un azimuth principal à $191^\circ \pm 7$ et des azimuths secondaires peu représentés. Par contre, les signaux les plus cohérents de période égale à 10 s proviennent majoritairement de la direction d'azimuth égale à $43^\circ \pm 6$ (figure 10).

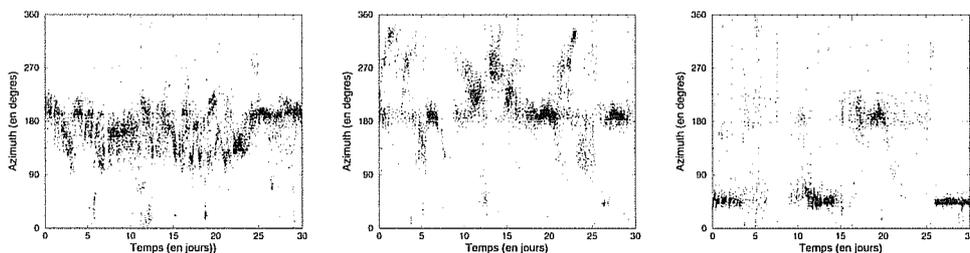


FIG. 10: Distribution des azimuths au cours du temps des signaux de 4 s (à gauche), de 8 s (au centre) et de 10 s (à droite), au cours du mois d'avril 1999.

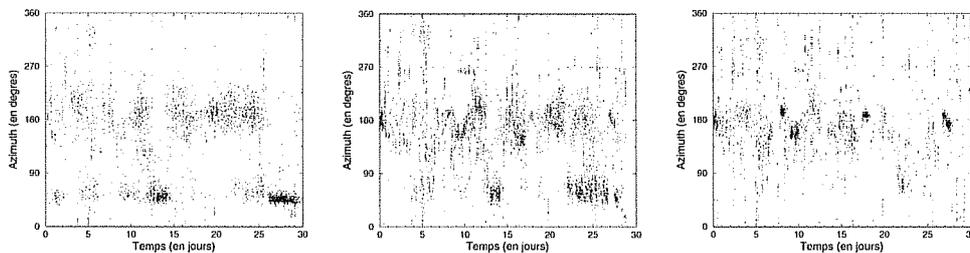


FIG. 11: Distribution des azimuths au cours du temps des signaux de 12 s (à gauche), de 14 s (au centre) et de 18 s (à droite), durant avril 1999.

On remarque que les signaux à 12 s proviennent de la même direction qu'à 10 s. Les signaux à 14 s et 18 s les plus cohérents ont des azimuths dispersés (figure 11) semblables à ceux que l'on observe pour les microséismes primaires : $188^\circ \pm 9$, $157^\circ \pm 10$ et $56^\circ \pm 13$.

Globalement, toutes les périodes analysées se répartissent en trois azimuths : $190^\circ \pm 10$, $157^\circ \pm 10$ et $43^\circ - 56^\circ \pm 8$ en moyenne. Pour la plupart des périodes, les azimuths sont très variables au cours du temps et ces variations s'effectuent à l'échelle du jour. Par contre, la partie cohérente des périodes égales à 6 s surtout, mais aussi à 4, 8, 10 voire 12 s conservent un azimuth constant plusieurs jours.

6.7 Etude de la dispersion

Suivant le même principe que précédemment, seules les vitesses de phase correspondant aux ondes de surface sont retenues et aux signaux présentant un coefficient ζ au moins égal à 0,6. Ce critère est très important, car les vitesses de phase étant bien moins résolues que les azimuths, il serait aberrant de calculer celles-ci pour des signaux bruités caractérisés par une forte énergie incohérente. Par contre, à la suite de ces deux sélections, il est nécessaire d'avoir suffisamment de données pour effectuer la moyenne pour qu'elle soit significative. C'est pour cette raison que les vitesses de phase moyennées sur 200 points des microséismes primaires et secondaires seulement sont représentées au cours du temps (figure 12), alors que seule la moyenne et l'écart-type sur le mois entier de celle des signaux d'autres périodes est considérée (figure 13).

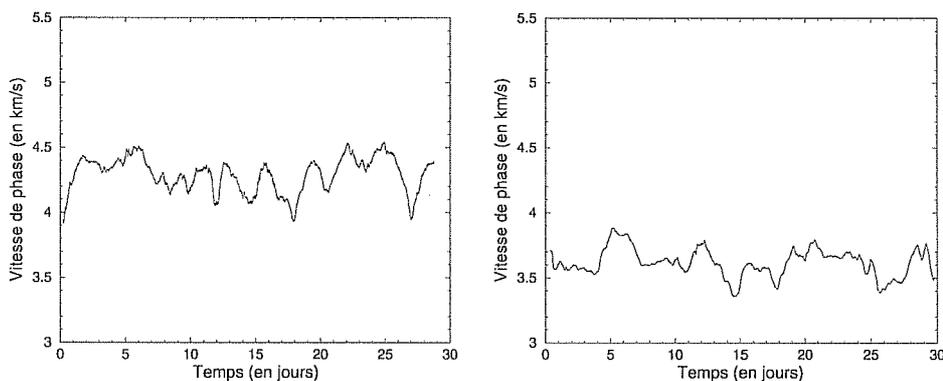


FIG. 12: Vitesse de phase des microséismes primaires (à gauche) et des microséismes secondaires (à droite) moyennée sur 200 points obtenus après un tri par valeur de vitesse de phase et de coefficient de cohérence.

Les vitesses de phase des microséismes primaires et secondaires sont moyennées sur 200 points conservés après les deux phases de tri. Ces 200 points sont donc disséminés irrégulièrement sur l'axe temporel. La figure 12 ne représente alors qu'une estimation des variations de la vitesse de phase au cours du temps. Les vitesses de phases des microséismes primaires oscillent autour de 4,3 km/s et celles des microséismes secondaires autour de 3,6 km/s.

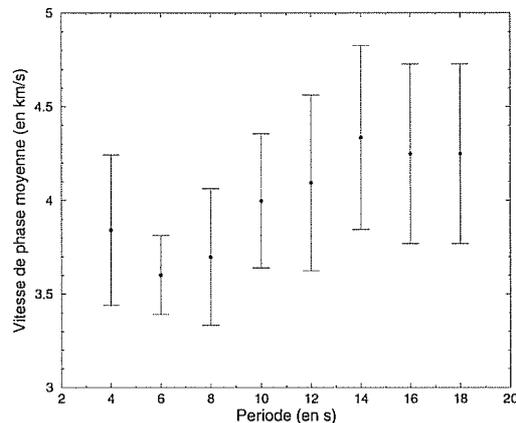


FIG. 13: Dispersion du bruit microsismique durant avril 1999 (Vitesse de phase en fonction de la période). Les vitesses de phase sont moyennées sur tout le mois et la barre d'erreur représente leur écart-type.

La courbe de dispersion (figure 13) du bruit microsismique, qui représente la moyenne et les écart-types de la vitesse de phase sur tout le mois d'avril 1999 en fonction de la période, est globalement croissante. Les écart-types de l'ordre de 0,5 km/s montrent que les vitesses de phase calculées sont très variables pour toutes les périodes du bruit microsismique en dehors des microséismes secondaires (à 6 s). La vitesse de phase, égale à l'inverse de la norme du vecteur des lenteurs, est plus dépendante de la résolution du pic de densité spectrale dans l'espace des lenteurs que l'azimuth. Le coefficient de cohérence est moyenné sur tout le mois par période (figure 14). Il atteint deux valeurs minimales pour 4 et 12 s, et deux valeurs maximales pour 6 s et 16 s. On remarque qu'il évolue de manière relativement continue avec la période.

Le calcul des valeurs propres à chaque période permet théoriquement de distinguer les sources non corrélées, donc représentées par un vecteur de lenteur différent. En règle générale, pour toutes les périodes analysées, il n'y a pas plus de trois valeurs propres significatives, sauf pour les signaux à 6 s où

la première est prédominante devant les autres qui sont très faibles, ce qui confirme leur grande cohérence.

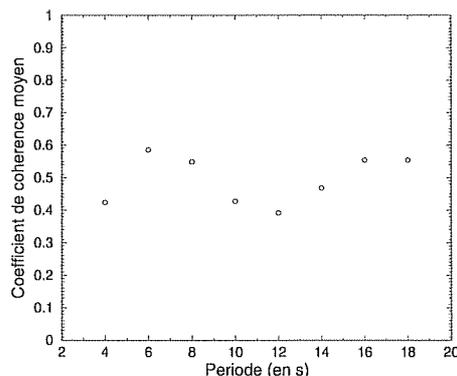


FIG. 14: Coefficient de cohérence ζ moyenné sur tout le mois d'avril 1999 en fonction de la période.

7 Interprétation des résultats

L'analyse spectrale montre deux périodes dominantes dans le bruit de fond microsismique à 6 s et 16 s de vitesses de phase moyennes respectives égales à 3,6 et 4,3 km/s.

Il apparaît que les microséismes secondaires (à 6 s) sont des ondes très cohérentes (figure 14) provenant d'une même source durant tout le mois d'avril 1999 (figure 9), alors que les sources générant les microséismes primaires, tout aussi cohérents (figure 14), sont variables dans le temps, ce qui rend impossible la détermination d'une direction d'arrivée stable (figure 8).

Considérant l'ensemble des périodes du bruit microsismique, on remarque que les périodes voisines des microséismes secondaires, 4 et 8 s et des microséismes primaires 14 et 18 s, ont des azimuths semblables à ces derniers, donc il semblerait que les sources dans ces deux cas génèrent des ondes moins cohérentes de périodes variant autour des périodes dominantes. Cependant, ces signaux, à part pour 18 s, présentent bien moins d'énergie cohérente. En revanche, les autres périodes (10 et 12 s) ont un azimuth radicalement différent et sont beaucoup moins cohérentes (figures 10, 11 et 14).

La courbe de dispersion (figure 13) montre que le bruit microsismique est effectivement constitué d'ondes de surface, car elles se propagent plus profondément et atteignent des milieux de plus grande vitesse à mesure que leur période augmente. Comme cette analyse a porté sur la composante verticale

(Z), on déduit qu'il s'agit d'ondes de Rayleigh.

La figure 5 confirme les observations de Tabulevich et al. (1998), mais n'apporte pas plus d'information, il reste donc délicat de tenter une interprétation.

8 Discussion et perspectives

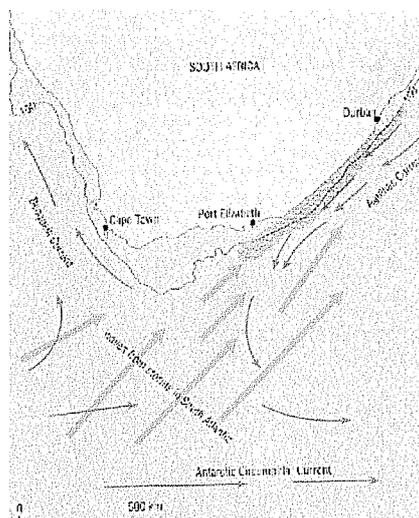


FIG. 15: Extrait de *Waves, tides and shallow-water processes*, (Brown et al., 1997) représentant la direction des courants et des vagues au large de l'Afrique du Sud. Les larges flèches bleues symbolisent la direction des vagues et leur longueur est proportionnelle à la vitesse de celles-ci. Les fines flèches bleues représentent la direction des courants. La zone mauve localise les "vagues géantes" typiques de cette côte de l'Afrique du Sud et les traits bleus ondulés matérialisent la crête de ces vagues. La ligne noire entourant la côte relie les points de même profondeur. Celle-ci est indiquée à 100 brasses, ce qui équivaut à 183 m.

L'océan situé entre l'Antarctique et l'Afrique du Sud est traversé par plusieurs courants marins d'origines diverses (figure 15) : le courant circumpolaire Antarctique, et deux courants côtiers (Benguela et Agulhas). Les vagues que l'on trouve dans cette portion d'océan sont issues de tempêtes dans la partie sud de l'Océan Atlantique et arrivent à la rencontre du courant côtier Agulhas au niveau de Port Elisabeth. La rencontre de vagues avec un courant côtier de sens contraire est une singularité qui est propre à cette région océanique. La période de ces vagues est de l'ordre de 15 s et leur longueur d'onde de 300 m. À mesure que les vagues progressent dans le courant

de sens contraire, elles sont réfractées (terme "océanographique" qui signifie que leur direction de propagation change) sur les côtes africaines, leur longueur d'onde et leur vitesse diminuent. En raison du gain d'énergie apporté par le courant, les vagues deviennent plus hautes et plus étroites jusqu'à ce qu'elles deviennent instables et cassent (Brown et al., 1997). C'est ainsi que la présence de "vagues géantes", dont la hauteur est de l'ordre de 30 m, sur la côte Est sud-africaine est expliquée. L'azimuth constant des microséismes secondaires (figure 16) coupe la zone de rencontre entre les vagues arrivant du Sud-Ouest (flèches bleues larges) et le courant Agulhas (flèches bleues fines) venant du Nord-Est (figure 15).

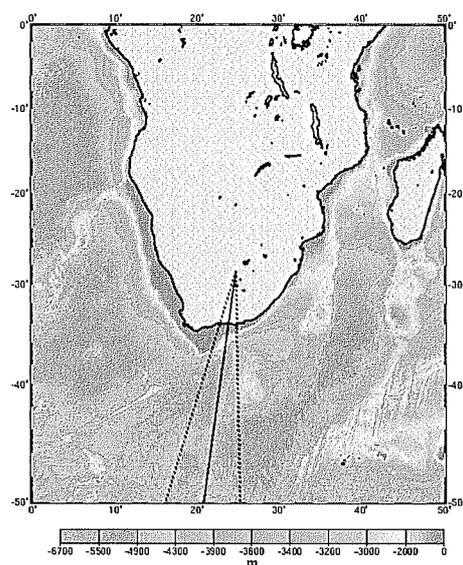


FIG. 16: Carte de bathymétrie du fond de l'océan entourant l'Afrique du Sud et superposition de l'azimuth constant des microséismes secondaires en trait plein et les barres d'erreur sont en pointillés. Il s'agit d'une projection de Mercator qui conserve les angles et fait apparaître les azimuths constant par des droites.

D'après Friedrich et al. (1998), la génération d'ondes stationnaires ne s'effectue que dans un milieu confiné de faible profondeur (de l'ordre de quelques dizaines de m), comme les fjords et les canaux, ou bien, à proximité des côtes, lorsqu'une onde réfléchiée et une onde incidente de même période entrent en contact. La carte bathymétrique du fond marin (figure 16) ne révèle aucune des deux premières conditions sur les côtes africaines. Elle fait seulement apparaître un plateau continental de profondeur inférieure à 1000 m. On peut noter que l'intersection de ce plateau continental et de la zone de formation

de “vagues géantes” correspond à l’azimut constant des microséismes secondaires. Pour connaître l’origine de ces microséismes, il faudrait savoir si des vagues de telle puissance sont capables de se réfléchir sur les côtes et générer des ondes stationnaires, étant donné que cette zone présente la caractéristique d’avoir l’axe des crêtes de ces vagues parallèle à celui de la côte (figure 15). Une autre information utile serait de connaître l’évolution de la période de ces vagues lorsqu’elles gagnent le rivage. Quel qu’il soit, le phénomène qui est à l’origine des microséismes secondaires doit nécessairement être stable et permanent à l’échelle du mois car on a démontré précédemment que ces signaux sont très cohérents et d’azimut constant.

Les microséismes secondaires (de période égale à 16 s) sont de même période que les vagues de l’océan. D’après Fiedrich et al. (1998), ils résultent du déferlement des vagues sur les côtes car on ne les observe que dans le cas de faible profondeur. D’après la figure 18, la direction des vents, qui donne généralement la direction des vagues car le vent exerce une contrainte par frottement sur celles-ci, est perpendiculaire aux côtes sud-africaines. Nous avons remarqué que les signaux à 16 s étaient très cohérents en moyenne, mais d’azimut orientés vers le sud très variable (les azimuths constants à l’échelle du jour sont représentés sur la figure 17).

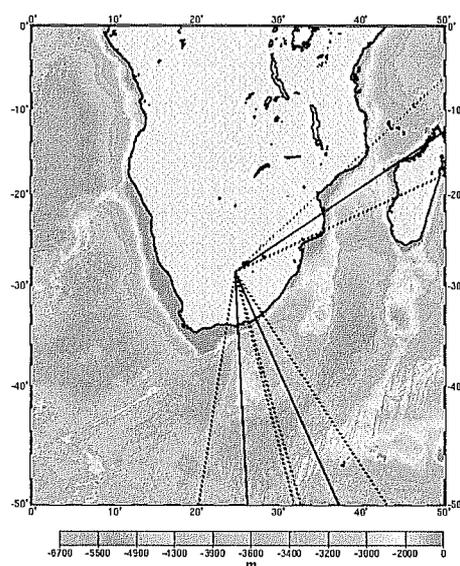


FIG. 17: Carte de bathymétrie du fond de l’océan entourant l’Afrique du Sud en projection de Mercator et superposition de l’azimut constant des microséismes primaires en trait plein et les barres d’erreur sont en pointillés.

L’Afrique du Sud ne possède pas de large plateau dans cette direction, donc

pas de grande surface à faible profondeur qui serait sujette aux variations de pression induites par les vagues. Cependant, le réseau de Kimberley, du fait de sa proximité, pourrait enregistrer des signaux de même période que les vagues, ce qui expliquerait la cohérence des signaux à 16 s. La figure 18 montre que la configuration des vents est très complexe au niveau des côtes sud-africaines et c'est peut-être la cause de la variation permanente des azimuths des microséismes primaires.

Le point commun de l'azimuths à 56° est qu'il correspond à une direction du vent perpendiculaire à la côte (figure 18), mais la topographie complexe de cette zone géographique conjuguée à l'incertitude de cet azimuth ne permettent pas d'aller plus loin.

L'étude des autres périodes qui constituent le bruit de fond microsismique montre qu'elles proviennent des mêmes sources que les microséismes primaires et secondaires, donc doivent être associées aux mêmes phénomènes, mais comme on en recueille moins d'ondes cohérentes, il est difficile de les associer à un mécanisme particulier. Elles ont cependant permis d'établir une courbe de dispersion qui montre que la partie cohérente du bruit microsismique est constituée d'ondes de surface, les ondes de Rayleigh (seules observables puisqu'on n'utilise que la composante verticale (Z) des enregistrements.).

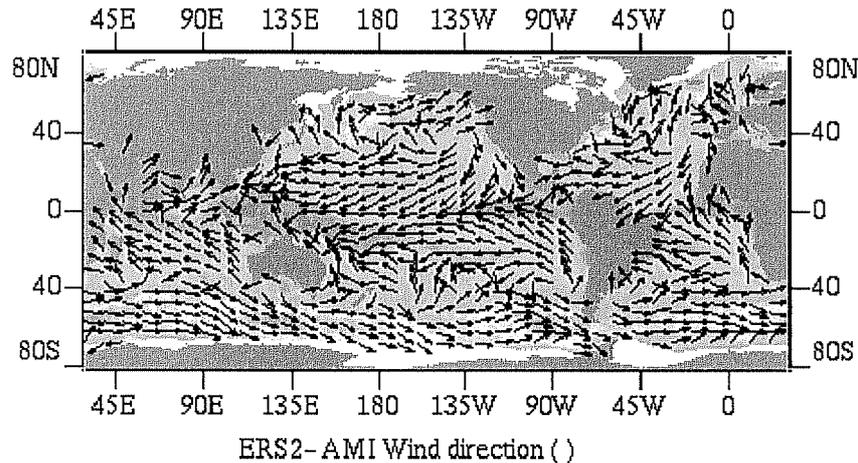


FIG. 18: Carte mensuelle de la direction des vents obtenue par le satellite ERS1.

L'analyse en composante verticale du bruit microsismique avec la méthode des valeurs propres peut être améliorée, d'une part en l'appliquant sur les six mois d'enregistrement, et d'autre part en prenant la première ou les deux premières valeurs propres de la matrice des densités spectrales, selon la fenêtre temporelle, pour améliorer la résolution. Comme une partie du

bruit microsismique à 16 s est constitué d'ondes de Love (Friedrich et al., 1998). L'analyse en fréquence-lentueur de la composante longitudinale (L) des enregistrements devrait mieux contraindre les azimuths des microséismes primaires et ainsi apporter de l'information sur le mécanisme de la source qui les génère. Plusieurs méthodes peuvent être utilisées pour localiser la source des microséismes primaires et secondaires : triangulation avec un autre réseau, analyse de l'atténuation de l'amplitude, utilisation de la dispersion des ondes océaniques. La compréhension du mécanisme de la source nécessite la quantification des paramètres propres au climat, tels que le vent, les vagues et les courants.

9 Conclusion

Les microséismes primaires et secondaires analysés par le réseau temporaire de Kimberley sont des signaux très cohérents dans le bruit de fond microsismique. La direction de provenance des microséismes primaires, ondes de Rayleigh de période égale à 16 s, est très variable, la durée de sa stabilité est de l'ordre du jour, ce qui montre qu'ils sont générés par plusieurs sources. En revanche, les microséismes secondaires, ondes de Rayleigh plus cohérentes, gardent le même azimuth à l'échelle du mois et proviennent d'une seule source permanente.

Les microséismes sont principalement générés dans la portion d'océan située au sud de l'Afrique. Les signaux à 6 s semblent être liés à la présence des "vagues géantes" typiques de la côte Sud-Est de l'Afrique, alors que les signaux à 16 s pourraient être dûs à la présence d'un plateau bordant les côtes sud-africaines.

Références

- Bernard, P., *Historical sketch of microseisms from past to future*, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 63, 145-150, 1988.
- Brown, E., Colling, A., Park, D., Phillips, J., Rothery, D., Wright, J., *Waves, tides and shallow-water processes*, Buitenworth-Heinman, Milton Keynes, 1997.
- Cara, M., Minster, B., *Multimode analysis of Rayleigh-Type Lg*, Bulletin of the Seismological Society of America, 71, 973-984, 1981.
- De Becker, M., *Continuous monitoring and analysis of microseisms in Belgium to forecast storm surges along the North Sea coast*, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 63, 219-228, 1989.
- Essen, H.-H., Klussman, J., Herber, R., Grevemeyer, I., *Does microseisms in Hamburg (Germany) reflect the wave climate in the North Atlantic ?*, German Journal of Hydrography, 51, 1999.
- Friedrich, A., Krüger, F., Klinge, K., *Ocean-generated microseismic noise located with the Gräfenberg array*, Journal of seismology, 2, 47-64, 1998.
- Grevemeyer, I., Herber, R., Essen, H.-H., *Microseismological evidence for a changing wave climate in the northeast Atlantic Ocean*, Nature, 408, 349-351, 2000.
- Lorenz, R., Boyd, S.P., *Robust Minimum Variance Beamforming*, IEEE Transactions on Signal Processing, 2001.
- Tabulevich, V.N., Drugova, L.A., Troshina, G.M., *On observations of storm microseismic vibrations by seismic stations of the U.S.S.R.*, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 63, 209-218, 1998.
- Udias, A., *Principles of Seismology*, Cambridge University Press, 1999.