



Stage Recherche Géophysique : Localisation des sources de bruit sismique

Master Recherche

Sebastien Duval
Encadré par Eléonore Stutzmann
Institut de Physique du Globe
7 Place Jussieu - 75005 Paris - France
sduval@ipgp.jussieu.fr

Février-Juin 2008

Résumé

La localisation des sources du bruit sismique apporte des informations importantes en sismologie. De nombreuses sources de bruits existent à des gammes de périodes pouvant être très différentes. Lors de l'étude du spectre du signal sismique, deux pics d'énergie importante sont observés. Ce sont les pics microsismiques.

Les sources associées à ces deux pics sont d'origine océanique. Lors de cette étude nous nous focaliserons sur le pic microsismique secondaire qui est celui d'amplitude maximale. Il se situe dans la gamme de période 4 à 8 secondes.

Longuet-Higgins en 1950 a émis l'hypothèse que le pic microsismique secondaire provient des microséismes dus à l'interaction constructive des vagues océaniques voyageant dans des directions opposées, qui induisent une variation de pression jusqu'au fond de l'océan. Cette variation de pression sur le fond de l'océan est la source d'ondes sismiques.

Les microséismes associés au pic microsismique secondaire sont composés principalement d'ondes de Rayleigh, leur polarisation est donc elliptique rétrograde. Connaissant cela, il est possible pour chaque station d'obtenir les azimuts des sources à partir de la polarisation des ondes arrivant à cette station.

L'utilisation de plusieurs stations autour d'une zone d'étude donnée permet alors d'obtenir les positions des différentes sources de bruit.

Lors de tempêtes, le niveau de bruit des pics microsismiques augmente. J'ai recherché les sources de bruit associées au pic microsismique secondaire dans l'océan Atlantique Nord. Puis j'ai comparé ces positions avec celles des tempêtes. À un instant donné plusieurs tempêtes peuvent avoir lieu à des positions différentes, il faut donc décomposer le signal pour ne s'intéresser qu'à une seule source de bruit.

Pour cela, des traitements préalables sont effectués. D'une part, les azimuts de polarisation conservés ne concernent que l'Atlantique Nord. Les dates choisies sont prises de telle manière qu'il n'y ait qu'une seule tempête. D'autre part, la gamme de période est choisie de manière précise pour ne garder que les azimuts associés aux pics microsismiques.

Les résultats obtenus montrent une similitude entre la localisation des sources de bruit et la position des tempêtes. Deux mécanismes semblent ressortir, une interaction entre les vagues à l'œil du cyclone et une interaction entre les vagues de la tempête et les vagues réfléchies sur les côtes.

Une dispersion du signal sismique similaire à celle qui est observée par les bouées océaniques est obtenue pour la gamme de période 4 à 8 secondes. Ce résultat permet de confirmer la relation entre les vagues océaniques et le second pic microsismique.

1 Introduction

La localisation des sources de bruit est un aspect important de la sismologie, mais la localisation de certaines des sources majeures du bruit microsismique sont encore mal connues.

Le bruit microsismique est caractérisé par son spectre. Dans la gamme de période 3 à 25 secondes sont observées, pour toutes les stations, deux maximum d'amplitudes qui sont appelés les pics microsismiques. Le pic primaire se situe dans la gamme de période 10 à 16 secondes. Il est le pic de plus faible amplitude. Il est dû aux vagues qui se brisent sur la côte. Le pic microsismique secondaire est celui de plus grande amplitude, il se situe dans la gamme de période 4 à 8 secondes. Ce dernier provient de l'interaction des vagues océaniques voyageant dans des directions opposées. Cette interaction implique l'apparition de vagues stationnaires qui provoquent des variations de pression qui elles-mêmes se propagent jusqu'au fond de l'océan [Longuet-Higgins, 1950]. C'est la source génératrice de bruit sismique la plus importante. La localisation précise de cette source demeure néanmoins mal connue.

On remarque une augmentation de l'amplitude du spectre du pic microsismique secondaire lors d'une tempête. La relation entre la position des sources de bruit et la position de la tempête n'est pas bien connue. De plus, la position de la source du pic microsismique secondaire en fonction de la profondeur d'eau est encore fortement débattue. Certains articles sont favorables à la génération des microséismes à proximité des côtes du fait de la faible profondeur [Friedrich et al., 1998, Kedar et al., 2007].

Le but de ce stage est de localiser précisément les sources des microséismes associés au pic microsismique secondaire à l'aide de la polarisation du signal sismique et de comparer le résultat à la position d'une tempête.

La polarisation du signal sismique permet d'obtenir pour chaque station sismique des azimuts correspondants aux directions des sources du bruit. L'utilisation d'un réseau de stations permet de trouver les localisations des sources des microséismes.

Pour cela ce rapport débutera sur des rappels théoriques sur le bruit microsismique et la polarisation. Dans une deuxième partie, je montrerai la méthode utilisée pour calculer la polarisation et la localisation des sources. Dans une dernière partie, nous verrons l'application de cette méthode sur deux tempêtes ayant eu lieu dans l'Atlantique Nord et, pour finir, nous étudierons la dispersion du signal sismique observée lors de tempêtes.

2 Théorie

2.1 Généralités sur le bruit

Les sismogrammes peuvent être décomposés en deux parties. D'une part les séismes, des événements ponctuels et d'amplitude sensiblement plus importante que du reste du sismogramme. D'autre part le bruit microsismique qui a longtemps été considéré comme un signal aléatoire, et qui masque les séismes de faible magnitude [Field and Jacob, 1993]. Une connaissance approfondie de ce dernier a donc été nécessaire afin d'avoir un rapport signal sur bruit maximum [Byrne, 1961].

Dans les faits, le bruit microsismique n'est pas un signal aléatoire mais la résultante de différentes sources de bruit qui peuvent être d'origines naturelles, anthropiques ou instrumentales. Depuis les années 50, de nombreuses études ont été effectuées afin de connaître les différentes

sources.

L'étude du bruit sismique passe principalement par l'étude de son spectre [Douze, 1967]. Le spectre est calculé en faisant la transformée de Fourier du signal sismique du domaine temporel vers le domaine fréquentiel afin d'obtenir l'intensité du bruit pour chaque fréquence. Cette intensité est appelée Densité de Puissance Spectrale (DSP) [McNamara and Buland, 2004] définie par

$$P_k = \frac{2\Delta t}{N} |Y_k|^2 \quad (1)$$

où Y_k est la valeur de la transformée de Fourier pour chaque valeur discrète de fréquence f_k , Δt est le pas d'échantillonnage et N le nombre d'échantillons.

Le spectre du bruit a une forme caractéristique : l'intensité diminue lorsque la fréquence augmente [Frantti et al., 1962, Murphy and Savino, 1975] à l'exception de deux pics, appelés pics microsismiques et situés à 7 et 12 s (voir FIG. 1).

Le bruit peut provenir de deux sources principales, le bruit instrumental et le bruit environnemental. Le bruit instrumental des sismomètres large bande modernes est toujours négligeable devant le bruit environnemental [Powell, 1992].

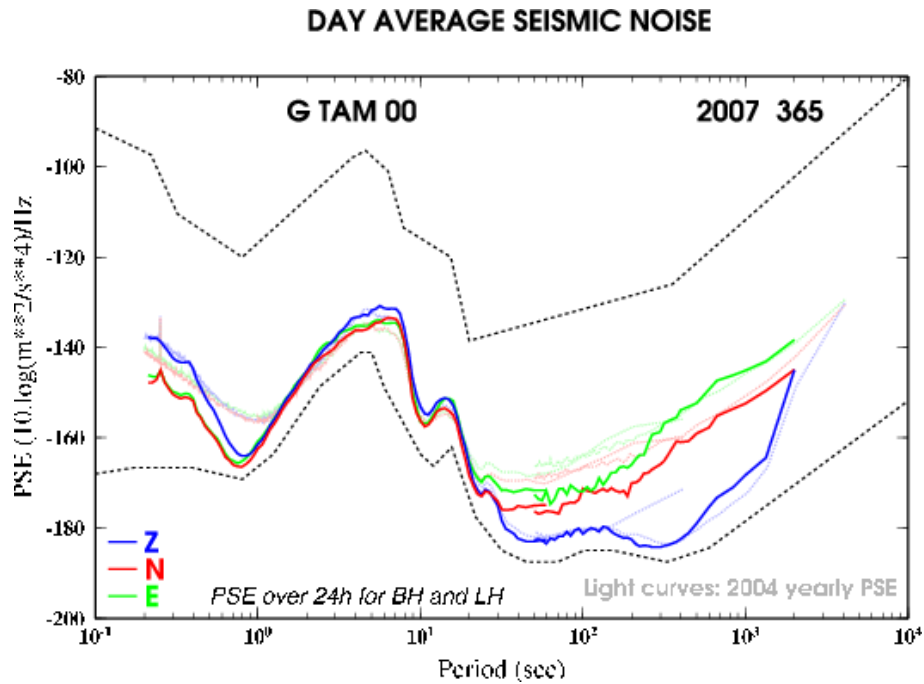


FIG. 1 – Exemple d'un spectre du bruit sur un jour le 31/12/2007 pour la station TAM (GEO-SCOPE). Sont représentés les spectres des composantes nord-sud, est-ouest et verticale (en trait plein) et les spectres de bruit maximum et minimum en pointillés [Stutzmann et al., 2000]. On remarquera les deux pics microsismiques à 7 et 12 secondes environ.

Trois sources de bruit environnemental peuvent être citées [Murphy and Savino, 1975, Crawford et al., 2006, Field and Jacob, 1993] :

– **Activités humaines :**

Les activités humaines provoquent des vibrations du sol de hautes fréquences. Le bruit sismique provient essentiellement des activités industrielles, des vibrations dues aux travaux ainsi que de la circulation automobile. Cette source s'atténue très rapidement en fonction de l'éloignement à la source. C'est un signal courte période qui ne dépasse jamais une seconde. Une seconde est la période où l'on atteint minimum de bruit [Stutzmann et al., 2000].

– **Bruit provenant de l'environnement direct :**

Le bruit sismique est aussi dépendant de l'environnement directement à proximité du sismomètre. Toutes ces sources sont généralement hautes fréquences. Les sources principales sont :

- le vent : c'est une source indirecte, l'action du vent sur les arbres provoque la création de vibrations. Il peut devenir une source importante quand la vitesse du vent dépasse 4 à 5 km/h [Powell, 1992] ;
- l'eau : l'eau qui coule dans les rivières ainsi que la présence de cascades à proximité est une source de bruit importante mais, comme les activités humaines, qui s'atténue très rapidement avec la distance ;
- les sources géologiques : l'activité géologique de la Terre, hors séismes, (mouvements de magmas, éruptions volcaniques...) est une source de bruit permanente ;

– **Pics microsismiques :**

Il existe deux pics microsismiques caractéristiques dans le domaine spectral. Le pic microsismique primaire se situe à 10-16 s et provient de la transformation de l'énergie de l'eau en énergie sismique. L'énergie des vagues qui se brisent aux abords des terres provoque ce premier pic microsismique [Hasselmann, 1963]. Le pic microsismique secondaire, situé à 4-8 s de période, est le plus important en amplitude. Il est dû à l'interaction des vagues voyageant dans des directions opposées, ce qui crée une onde de gravité de périodes deux fois plus petite que celle des vagues [Longuet-Higgins, 1950]. Ce dernier nous intéresse particulièrement du fait de son amplitude importante. Ces deux pics peuvent s'observer facilement sur la FIG. 1

– **Perturbations atmosphériques :**

Les changements atmosphériques provoquent du bruit basse fréquence (de 20 à plusieurs centaines secondes). La modification locale de pression atmosphérique provoque une variation de pression sur le sol qui crée une source de bruit [Stutzmann et al., 2000].

2.2 Génération des microséismes

Les variations de pression provoquées par les vagues océaniques s'atténuent rapidement avec la profondeur. Les vagues océaniques ne peuvent créer des sources de bruit que pour des faibles profondeurs d'eau. Il faut donc un processus différent pour propager les variations de pression jusqu'au fond de l'océan.

Les microséismes d'origines océaniques sont étudiés depuis les débuts de la sismologie.

Wiechert en 1904 fut le premier à proposer une relation entre les microséismes et l'interaction des vagues avec les côtes [Friedrich et al., 1998]. La principale avancée date de 1950 où Longuet-Higgins énonce une théorie pour expliquer le pic double fréquence : l'interaction de vagues océaniques de même période se propageant dans des directions opposées provoque l'apparition de vagues stationnaires de période deux fois plus petite que celle des vagues océaniques. Les vagues stationnaires vont provoquer une perturbation non-linéaire de pression qui va se propager sans atténuation jusqu'au fond de l'océan [Longuet-Higgins, 1950].

2.3 Polarisation

Les ondes sismiques sont des ondes vectorielles polarisées. La polarisation du signal sismique est différente en fonction de l'onde considérée [Aki and Richards, 1980] :

- les ondes P sont polarisées dans la même direction que la propagation de l'onde.
- les ondes SV sont polarisées perpendiculairement à la direction de propagation dans le plan vertical. Ce sont des ondes longitudinales.
- les ondes SH et les ondes de Love sont polarisées perpendiculairement à la direction de propagation dans la direction horizontale. Ce sont des ondes transversales.
- les ondes de Rayleigh proviennent de l'interaction complexe des ondes P et SV. Il en résulte une polarisation elliptique rétrograde.

Les microséismes secondaires sont composés principalement d'ondes de Rayleigh, le mouvement des particules est donc elliptique rétrograde. Pour la suite du rapport, je n'étudierai que les ondes des Rayleigh associées au pic microsismique secondaire.

L'utilisation de la polarisation nécessite un enregistrement du signal sismique sur trois directions perpendiculaires afin de pouvoir recomposer le mouvement des particules. C'est le cas des stations sismiques qui enregistrent généralement le signal sismique sur les axes nord-sud, est-ouest et vertical.

3 Méthode

3.1 Calcul du signal polarisé pour chaque station

À partir de données sismologiques brutes provenant de plusieurs stations, la polarisation du signal va être calculée pour chaque station. Plusieurs étapes sont nécessaires avant d'avoir un signal utilisable. La méthode est basée sur l'étude des valeurs propres et des vecteurs propres de la matrice de covariance du signal. Celle-ci est obtenue en faisant glisser une fenêtre temporelle sur le signal afin de décomposer les données en composantes d'énergies principales fournies par chaque couple valeur propre/vecteur propre. Les valeurs propres correspondent à l'énergie et les vecteurs propres aux directions de la polarisation [Schimmel and Gallart, 2003]. Le mouvement elliptique des ondes de Rayleigh est projeté sur les deux axes principaux.

Lors du calcul de la polarisation, plusieurs paramètres sont à prendre en compte, dont voici les principaux :

- le domaine de période : il faut définir un domaine de période dans lequel est effectué le calcul de polarisation. Le but étant d'étudier le pic microsismique secondaire, le domaine de période utilisé est inclus dans le domaine 4 à 8 secondes.
- le nombre de cycles : une fenêtre temporelle est utilisée pour chaque fréquence lors du calcul du spectre du signal sismique. La fenêtre temporelle qui sera utilisée pour filtrer le signal dépend de la fréquence. Elle contient un certain nombre d'oscillations appelées ici cycles. Plus on augmente le nombre de cycles, plus la résolution en fréquence augmente. Mais en contrepartie la résolution temporelle diminue. J'ai utilisé 3 comme valeur pour le nombre de cycles dans toute la suite de cette étude, ce qui est un bon compromis.
- temps de polarisation : la polarisation n'est gardée que si celle-ci est stable sur une durée suffisante pour être significative. Cette durée est fixée par le temps de polarisation.
- degré de polarisation seuil : le degré de polarisation est calculé en sommant chaque vecteur représentant le mouvement de la particule. Si tous les azimuts sont identiques la somme des vecteurs associés aux azimuts est constructive. Le degré de polarisation sera fort. Au contraire si les azimuts pointent vers des directions différentes la somme des vecteurs tend vers zéro. Ce paramètre permet d'évincer les données trop faiblement polarisées. Un seuil limite en dessous duquel les valeurs d'azimuts ne seront pas prises en compte est donc fixé. Le degré de polarisation minimum utilisé lors du stage est de 0,75 pour ne garder que le signal fortement polarisé.

À la fin du traitement, un fichier contenant, pour chaque tranche horaire de deux heures, des trio de fréquences, azimuts et degrés de polarisation est obtenu. Chaque tranche de deux heures contient alors une grande quantité de données.

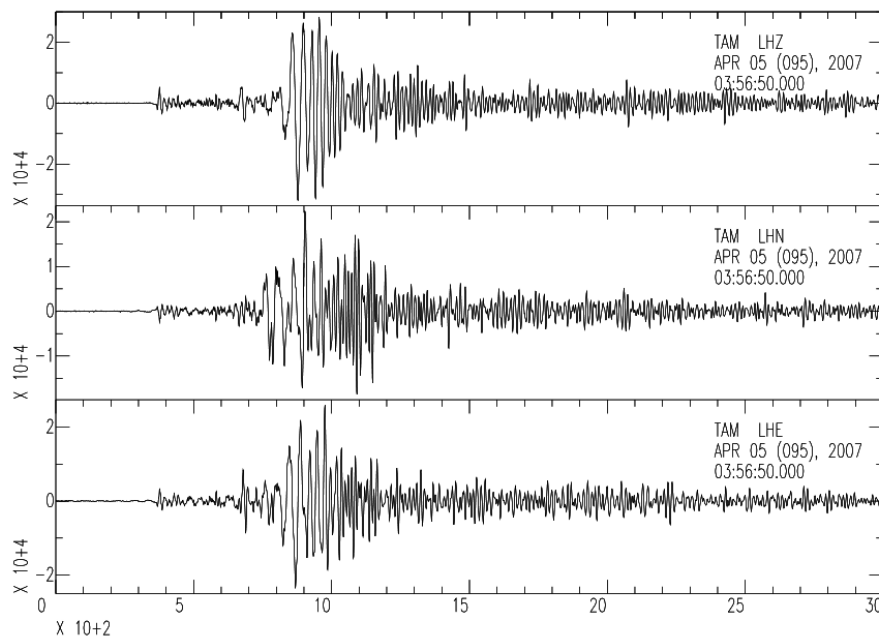


FIG. 2 – Sismogramme du séisme du 5 avril 2007 3h56min50s ayant eu lieu aux Acores (37.3841°N, -24.6177°E) enregistré à la station TAM.

Pour tester la méthode, le cas d'un séisme sera étudié. Les gammes de périodes étudiées ne sont pas les mêmes que pour les microséismes secondaires, le domaine de périodes utilisé ici est 20 à 200 secondes qui correspond à la gamme classique d'un séisme. Le séisme étudié a eu lieu le 5 avril 2007 à 3h56min50s aux Açores (37.3841°N, -24.6177°E). Le sismogramme est montré sur la FIG. 2. On peut également voir la polarisation elliptique rétrograde du même séisme sur la FIG. 3. Cette figure est obtenue en effectuant une rotation des axes nord-sud et est-ouest afin de se placer sur le sens de propagation de l'onde. Le mouvement des particules est alors affiché en fonction de la direction de propagation et l'axe vertical.

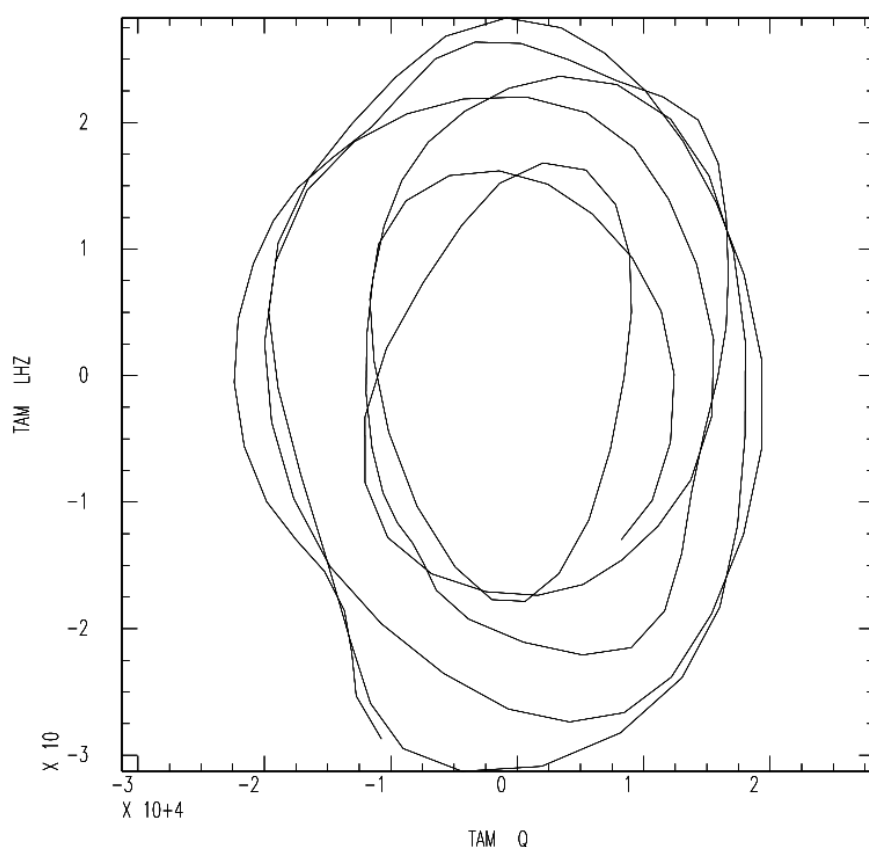


FIG. 3 – Mouvement des particules provoqué par les ondes de Rayleigh pour le séisme du 5 avril 2007. L'axe Q représente la direction de propagation des ondes de Rayleigh calculée en fonction de la position du séisme et de la position de la station. LHZ est l'axe vertical. La polarisation elliptique (et rétrograde quand on regarde l'évolution du graphique en fonction du temps) apparaît clairement sur cette figure.

3.2 Recherche des sources

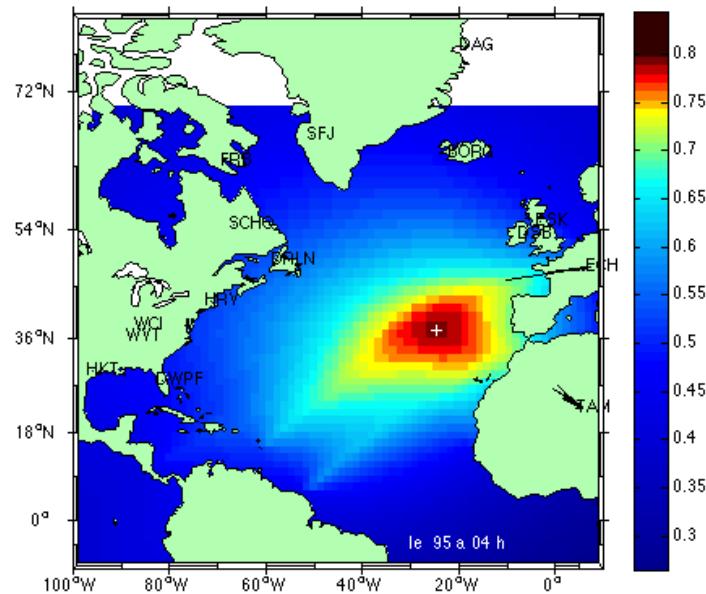


FIG. 4 – Localisation du séisme des Açores à l'aide des directions de polarisation. La fonction de probabilité montre un foyer identique à celui attendu.

Le calcul de la position des sources à partir des données de polarisation est effectué de la manière suivante. La Terre est divisée en cellules de taille fixée ayant comme valeur initiale zéro. Chaque azimuth est associé à un grand cercle. Chaque recoupement d'un grand cercle et d'une cellule augmente la valeur contenue dans cette dernière. On introduit également un coefficient d'ouverture qui permet un lissage du grand cercle sur plusieurs cellules. La cellule coupant directement le grand cercle obtient la valeur maximum et les cellules à proximité du grand cercle voient diminuer leur valeur en fonction de leur distance au grand cercle. Cette méthode permet alors d'obtenir une fonction de probabilité sur l'intégralité de la surface du globe appelée aussi "likelihood".

En reprenant le cas du séisme étudié dans la partie 3.1, la fonction de probabilité obtenue est dessinée sur la FIG. 4.

La position du séisme obtenue par le calcul de la polarisation est très semblable à la position du séisme officielle (37.3841°N , -24.6177°E).

Le cas du séisme permet de valider la méthode en vérifiant que celle-ci retrouve la position du séisme.

4 Résultats

Dans cette partie, nous allons étudier la relation entre la source du pic microsismique secondaire avec des tempêtes. Cette étude comparative va permettre de distinguer les différences entre la position des sources avec celle de la tempête.

4.1 Tempête de novembre 2003

La tempête ayant eu lieu au mois de novembre 2003 possède un double avantage. Le premier est la présence d'une unique tempête dans l'Atlantique Nord. Cela permet d'avoir une localisation des microséismes non influencée par plusieurs tempêtes et donc d'interpréter les résultats plus facilement. Le second avantage est la disponibilité d'un modèle de direction des vagues pour cette tempête ainsi qu'une position estimée des vagues stationnaires pour début novembre 2003. Cette position fut calculée en prenant en compte la direction des vagues modélisée ainsi que la profondeur des fonds océaniques dans l'article de Kedar et al. [2007]. Dans le restant de ce rapport, un cercle blanc représentera la position des vagues stationnaires calculée par ce modèle. Le calcul de la polarisation a été réalisé sur plusieurs stations réparties autour de l'Atlantique. Dans un premier temps, j'ai utilisé un grand nombre de stations sismiques qui, par la suite, à été réduit pour ne garder que les stations qui sont influencées par la tempête. Ce sont en grande partie les stations les plus proches de la source. Les stations les plus proches de la tempête ont une généralement une atténuation moins importante que les stations lointaines, mais il existe des exceptions. Sur un grand nombre de stations éloignées de la source, certaines sont influencées par la tempête. Cela justifie la prospection au niveau de stations qui ne sont pas à proximité de la source.

Les stations peuvent également être influencées par des tempêtes de grande amplitude ayant lieu hors de l'Atlantique Nord. Par exemple, des tempêtes de grande amplitude prennent souvent place au-delà du quarantième parallèle dans l'hémisphère sud. Le signal engendré par ces tempêtes peut interférer avec celui de la tempête étudiée, et peut avoir une influence sur la localisation des sources. Les tempêtes prenant place dans l'hémisphère sud rencontrent peu de continents pouvant empêcher leur progression et donc durent plus longtemps et sont de plus grande importance.

Les séismes peuvent aussi influencer la polarisation du signal sismique des stations. Afin de minimiser ces phénomènes, j'ai filtré les azimuts obtenus par le calcul de polarisation pour ne garder que les azimuts concernant l'Atlantique Nord à partir de l'équateur jusqu'au Pole Nord. L'article de Friedrich et al. [1998] montre un complément d'information sur l'influence de différentes sources sur la polarisation et la multiplicité des directions. Il indique, par exemple, qu'il est parfois possible de distinguer plusieurs azimuts dominants correspondants à des tempêtes localisées à différents endroits du monde.

La FIG. 5 montre les stations utilisées après choix des stations.

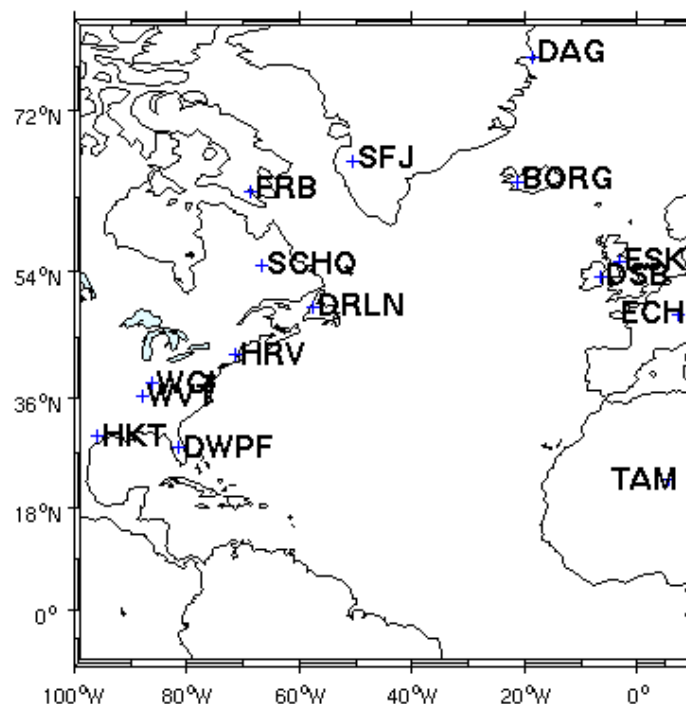


FIG. 5 – Carte des stations utilisées pour le traitement de la polarisation.

Le calcul des directions de polarisation est alors effectué pour chaque station et pour une durée de 11 jours (du 30 septembre 2003 au 9 novembre 2003). Le jour le plus intéressant est le 2 novembre car c'est celui où l'on possède, en plus des hauteurs de vagues, un modèle de direction des vagues avec une conjecture des localisations des vagues stationnaires.

La gamme de période est choisie pour que l'azimut sur cette direction soit le plus stable possible. Pour cela, on utilise les FIG. 6 et 7. La première figure représente le degré de polarisation en fonction de la période. L'échelle de couleur indique l'azimut. La seconde figure permet de connaître le nombre de signaux polarisés en fonction de la période. On remarque que la première figure indique la présence de différentes directions. Chaque direction semble stable sur une plage de période donnée. Le signal est fortement polarisé dans la gamme de période 4 à 9 secondes. Cela correspond à la gamme de période du pic microsismique secondaire. On peut distinguer au moins quatre azimuts différents à l'aide de ces deux figures dans la bande de périodes 6 à 9 secondes. Entre 6 et 6.6 secondes l'azimut dominant est 0° . Entre 6.6 et 7.5, deux azimuts sont confondus, un vers 75° et un second plus important vers 30° . Enfin dans la bande de périodes 7.5 à 9 secondes, l'azimut dominant est dirigé à 85° environ. Le choix de la bande de périodes utilisée doit donc ne contenir que l'azimut associée à la tempête. Le choix réalisé ici est de prendre en compte deux paramètres :

- la proximité de la période du second pic microsismique qui est de 7 secondes environ,
- la tempête étant relativement proche des stations, elle devrait correspondre au nombre de signaux polarisés le plus important.

Le choix pour cette station est donc de prendre la direction entre 6 et 7 secondes.

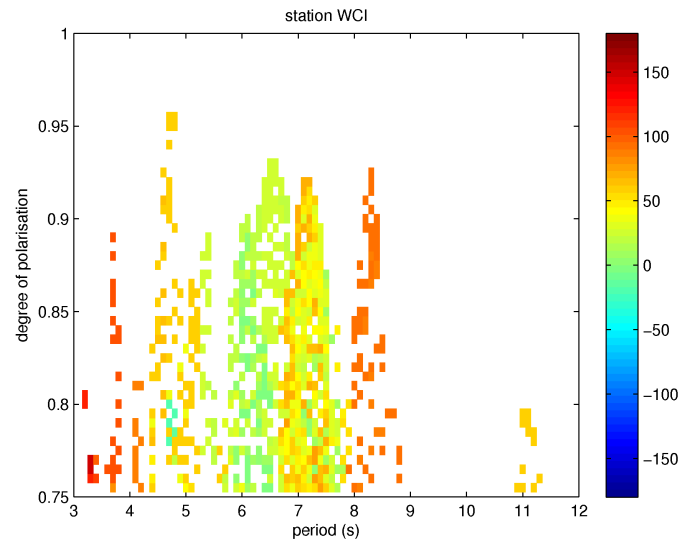


FIG. 6 – Degré de polarisation en fonction de la période pour la station WCI. L'échelle de couleur indique la direction moyenne pour chaque pixel (0.1 s de largeur et 0.005 unité de degré de polarisation). Les différentes directions en fonction de la période sont bien marquées.

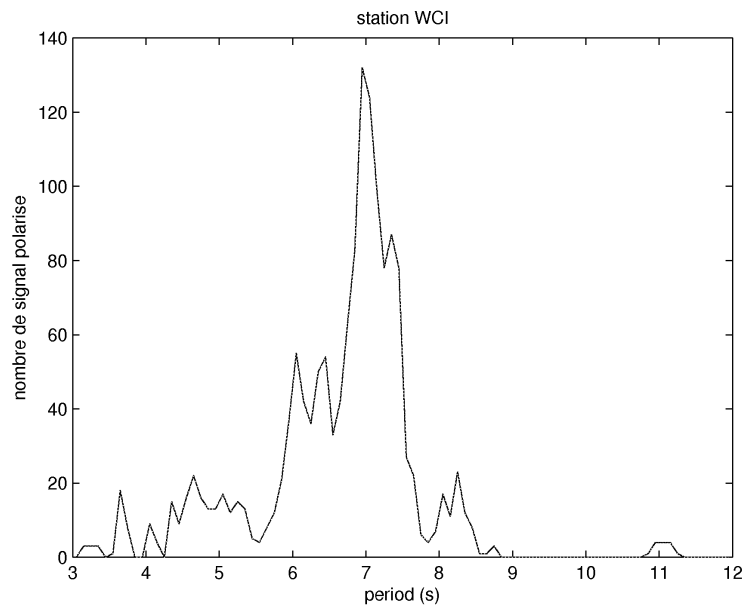


FIG. 7 – Nombre de données polarisées en fonction de la période. Les domaines de période ayant le plus de données polarisés ne correspondent pas systématiquement aux domaines où le signal est le plus polarisé (degré de polarisation fort).

Le mouvement des particules associé de la station WCI est montré sur la figure FIG. 8. Une polarisation elliptique rétrograde est observée, comme lors du séisme étudié en 3.1. Le pic microsismique secondaire est donc dû à des ondes de Rayleigh.

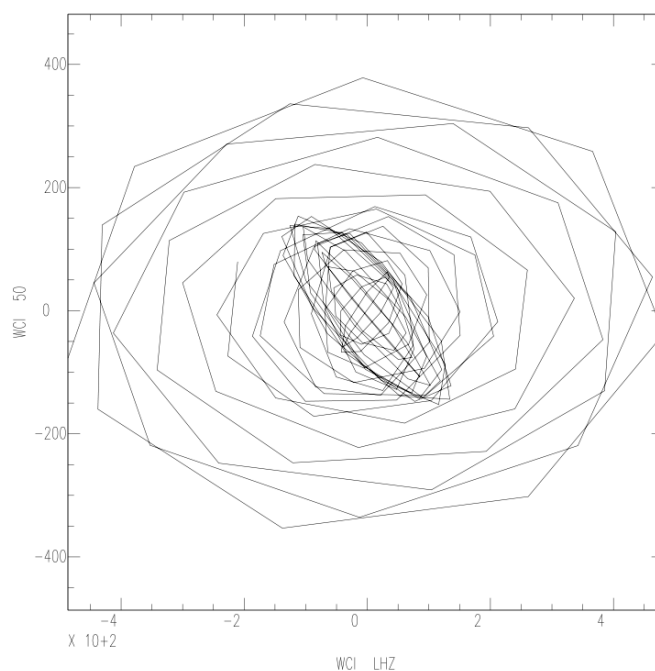


FIG. 8 – Mouvement des particules enregistré pour la station WCI le 2 novembre 2003 entre 00h41 et 00h45 dans le domaine de période 7 à 8 secondes. Le même mouvement que pour les ondes de Rayleigh du séisme est visible.

La FIG. 9 montre la position des différentes sources que l'on obtient en fonction de l'azimut choisi à l'aide de la FIG. 6. On remarque la différence sensible entre la position obtenue en a. et en d. (domaine de période 3 à 5 secondes et 8 à 10 secondes respectivement) par rapport à la position en c. et d. (domaine de période 5 à 6.8 secondes et 7 à 8 secondes respectivement). La position des figures a. et d. correspond à des tempêtes de plus faibles amplitudes. Ces positions ne correspondent pas aux positions calculées par Kedar et al. [2007].

La position en b. est parfaitement concordante avec la position calculée par Kedar et al. [2007] (cercle blanc). Cette gamme de période ne correspond pas au signal le plus polarisé qui se situe entre 6.8 et 8 secondes (voir FIG. 7).

La position en c. est très proche du modèle de vagues stationnaires dont la position est indiquée par le cercle blanc. On remarque néanmoins un léger décalage, la position obtenue se situe au niveau de l'œil du cyclone. L'interaction entre les vagues voyageant dans des directions opposées au centre de la tempête pourrait être la source du pic microsismique secondaire.

Nous allons comparer la localisation des sources avec la localisation de la tempête afin d'interpréter les résultats. La position de la tempête est estimée grâce à un modèle de hauteur des vagues. Le modèle de hauteur des vagues utilisé ici ne prend pas en compte l'interaction des vagues avec la côte. La FIG. 10 montre la hauteur des vagues le 2 novembre 2003 à 00h00. La position modélisée des vagues stationnaires apparaît au niveau du cercle blanc.

La figure montre que la tempête est séparée en deux lobes distincts qui sont en rotation l'un par rapport à l'autre au cours du temps. On peut conjecturer l'existence de vagues stationnaires à l'œil du cyclone provenant de l'interaction des vagues engendrées par chaque lobe de la tempête.

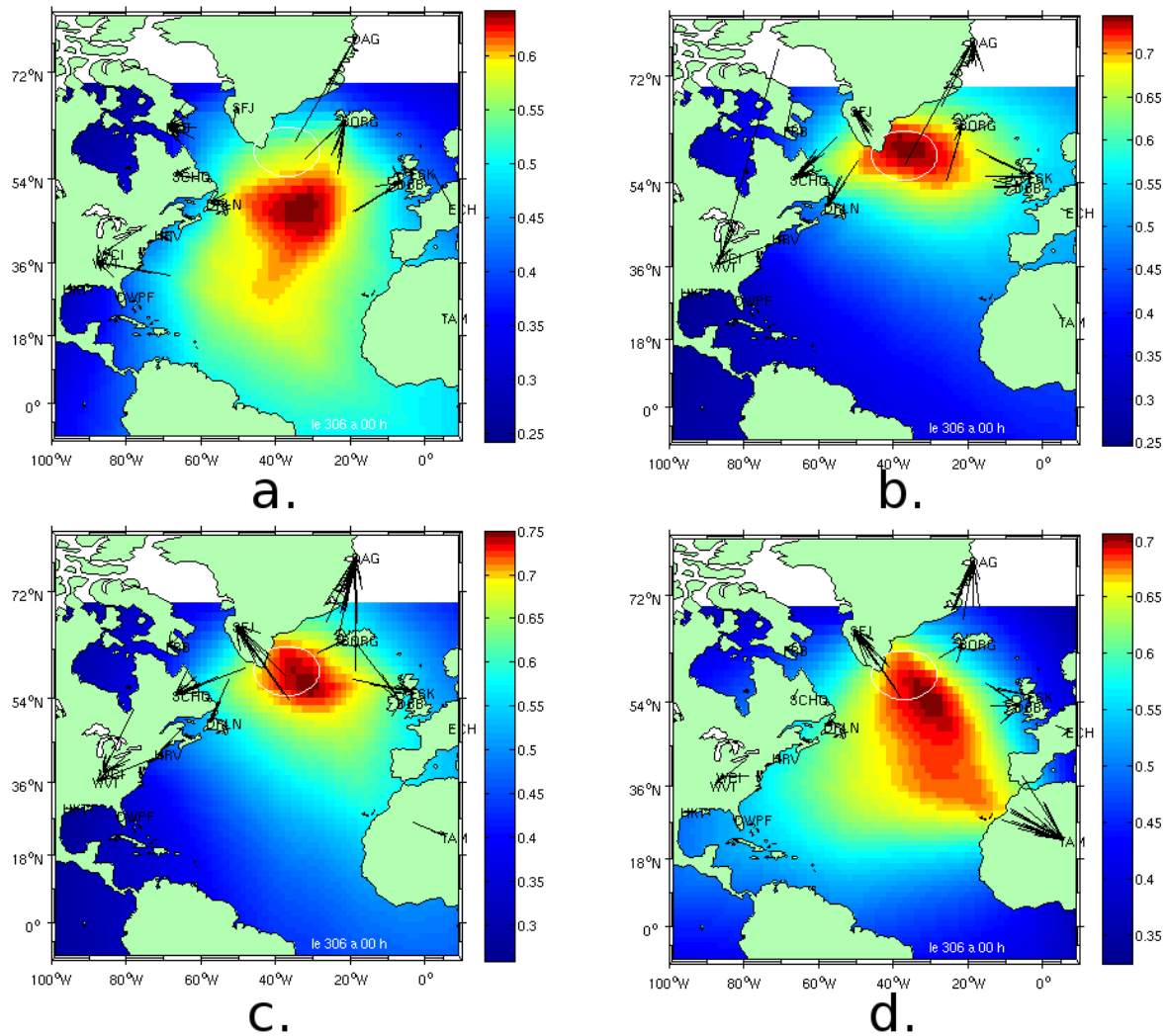


FIG. 9 – Localisation des sources obtenue à l'aide des azimuts provenant de plusieurs stations. Chaque gamme de période a été choisie en fonction des différentes directions visibles comme sur la FIG. 6. Les gammes de périodes sont : a. 3 à 5 secondes, b. 5 à 6.8 secondes, c. 7 à 8 secondes, d. 8 à 10 secondes. On remarque que la position obtenue est différente en fonction de la gamme de période recherchée. Les microséismes (c.) prennent leur origine à proximité de la tempête. Le cercle blanc représente le lieu de génération de vagues stationnaires obtenue dans l'article de Kedar et al. [2007].

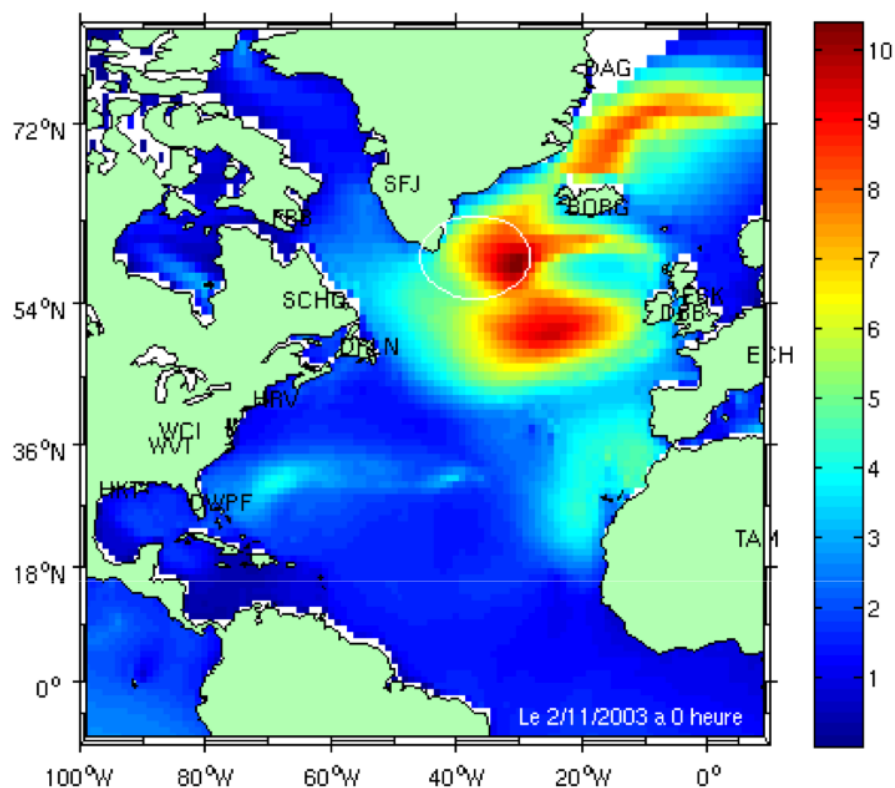


FIG. 10 – Hauteur des vagues en mètres (échelle de couleur) le 2 novembre 2003 à 00h00. La tempête se situe entre la France et le Groenland. Le cercle blanc représente la position des vagues stationnaires donnée par la direction des vagues [Kedar et al., 2007].

La FIG. 11 montre l'évolution temporelle de la position des microséismes secondaires en la comparant au modèle la hauteur des vagues. Les comparaisons sont faites toutes les six heures pour la journée du 2 novembre 2003 de 0h à 18h. Voici les observations ainsi que mon interprétation des résultats pour chaque figure :

- 0h00 GMT (figures a. et 1.), c'est le cas étudié plus haut, la source observée semblerait être un peu plus au sud que la position prédite des vagues stationnaires au niveau de l'œil du cyclone. Cette position pourrait être l'interaction des vagues provenant des deux lobes de la tempête.
- 6h00 GMT (figures b. et 2.), la configuration de la tempête est similaire au cas de la figure a. La position des microséismes secondaires n'est plus la même. La nouvelle position est proche de la côte du Groenland. Il est alors probable que la source observée à présent soit l'interaction des vagues de la tempête avec celles qui se sont réfléchies sur la côte. Le changement de mécanisme pour la génération de microséisme semble différent entre les deux cas. Il est possible que l'interaction avec la côte devienne plus importante que celle

qui est entre les deux lobes. On remarque également que la localisation des sources est confondue avec la position modélisée des vagues stationnaires.

- 12h00 GMT (figures c. et 3.), la tempête n'est quasiment plus constituée que d'un lobe unique et s'est déplacée vers les côtes européennes. La position des microséismes s'est aussi déplacée vers les côtes européennes. Elle se trouve alors à mi-chemin entre la côte du Groenland et la côte irlandaise. Il semblerait que se soit de nouveau l'interaction des vagues de tempêtes avec la côte qui provoque les microséismes.
- 18h00 GMT (figures d. et 4.), la tempête s'est approchée des côtes irlandaises et perd de son intensité. La position semble également bouger pour se rapprocher des côtes islandaises.

Plusieurs points seront retenus en conclusion de la tempête de novembre 2003. D'une part, l'importance du choix de la gamme de période est un point déterminant pour la stabilité et la précision de la position des microséismes. Nous verrons dans l'exemple de la tempête de février 2006 (partie 4.2) que cela peut même complètement changer la position de la source des microséismes secondaires. D'autre part, l'importance de se focaliser sur la zone d'étude. Les tempêtes sont rarement uniques, plusieurs tempêtes apparaissent couramment au même moment. Il faut donc choisir le lieu où la tempête étudiée prend place en évitant de prendre une zone trop petite pour éviter un biais trop important sur les données. Ici la totalité de l'Atlantique Nord a été prise comme champ d'étude.

Les résultats montrent un rapport entre la position de la tempête et la position des microséismes. Afin d'aller plus loin dans l'étude de cette relation, nous allons appliquer les mêmes méthodes sur une seconde tempête qui eut lieu en février 2006.

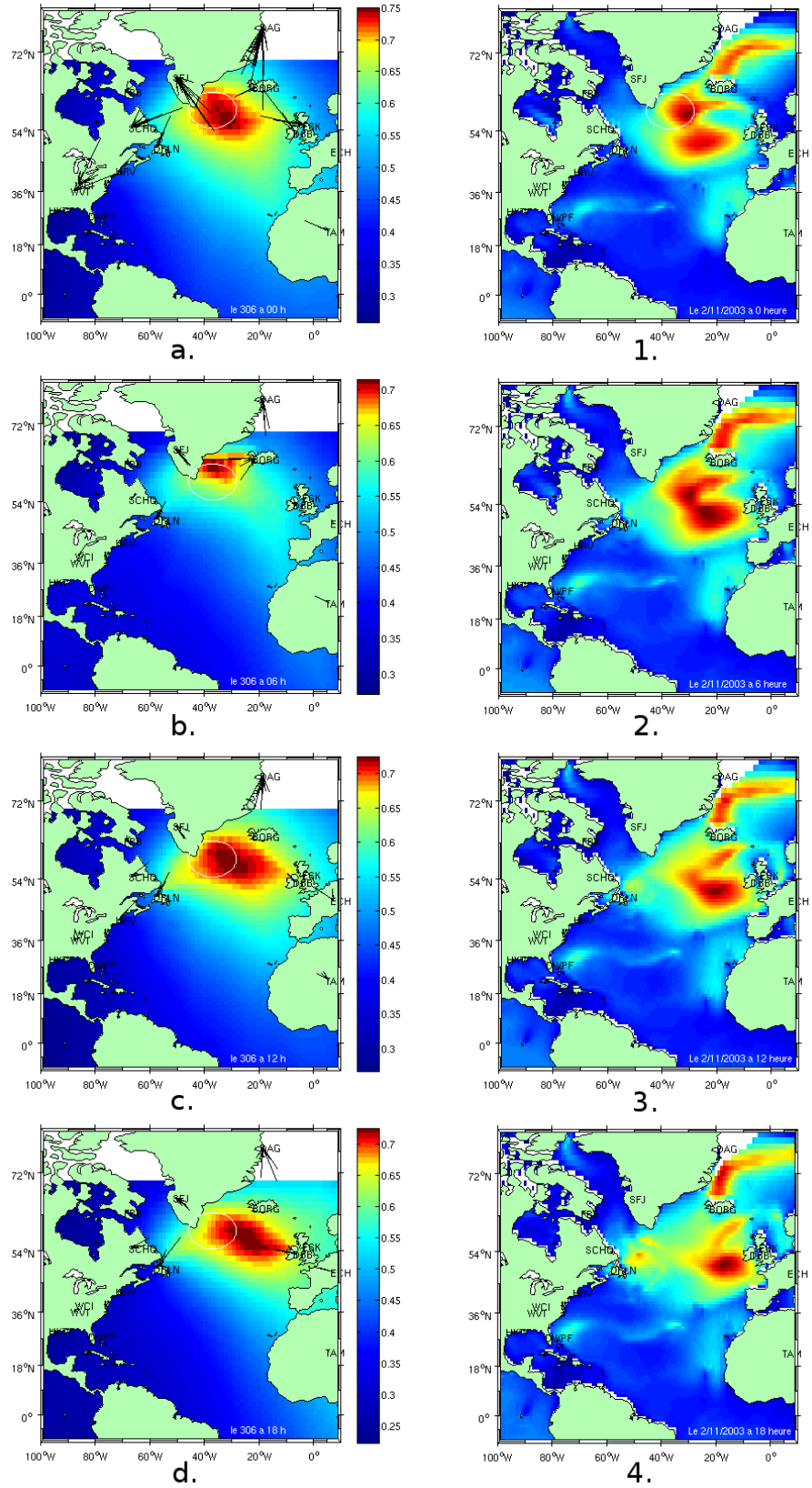


FIG. 11 – Localisation des microséismes secondaires obtenue par la polarisation (a,b,c,d) calculé toutes les 6 heures le 2 novembre 2003 à partir de 0h00 et azimuts obtenus pour chaque station (traits noirs). Hauteur des vagues (1,2,3,4) aux mêmes heures.

4.2 Tempête de février 2006

Nous allons nous intéresser à une tempête d'amplitude importante qui prit place entre le 13 février et le 17 février 2006. Les stations utilisées pour le traitement de cette station sont les mêmes que celles utilisées pour la tempête précédente. Plusieurs points vont être abordés pour cette tempête. Dans un premier temps, nous allons voir avec un exemple, comment le choix des azimuts peut influencer le résultat final. Puis nous montrerons l'évolution de la position de la source en fonction de l'évolution de la tempête. Enfin nous évoquerons de la dispersion du signal obtenue par la polarisation, et la relation avec la tempête.

Le choix des directions est un traitement manuel qui demande beaucoup de temps, afin d'obtenir un premier aperçu des données, une large gamme de période (6 à 10 secondes) est utilisée. Cela provoque parfois des positions aberrantes qu'un traitement manuel à l'aide des directions peut résoudre en partie.

La FIG. 12 montre l'amélioration sur le résultat que l'on peut obtenir en choisissant la direction dans un diagramme du type période/degré de polarisation/azimut. La position en b. est très loin de la tempête (côtes d'Afrique) et semble très influencée par la station TAM. La figure c est obtenue quand on choisit la bande de périodes pour qu'elle ne contienne qu'une seule direction et, que les périodes soient les plus proches du pic microsismique. La contribution forte au niveau de la côte africaine existe toujours (cette position s'étend sur une large gamme de périodes) mais on voit également un second pôle à proximité de la tempête. Ce dernier serait vraisemblablement la contribution de la tempête aux microséismes.

Cet exemple permet de montrer le gain obtenu par un traitement précis. Ce traitement est difficilement applicable de manière automatique et demande à l'utilisateur de regarder chaque diagramme période/degré de polarisation/azimut. J'ai écrit une routine qui permet de faire un compromis pour le choix des directions. Elle se charge de prendre la direction correspondant au maximum de signal polarisé (voir FIG. 7) mais avec une précision beaucoup moins importante que de manière manuelle. Elle permet néanmoins d'éviter certains changements brusques de position de la source observées en prenant toutes les données. Ces changements sont dus à la prédominance d'une source à une autre gamme de période par rapport à une autre. En choisissant une gamme de période où les azimuts sont stables, ces sauts sont minimisés et restent en accord avec le déplacement de la tempête.

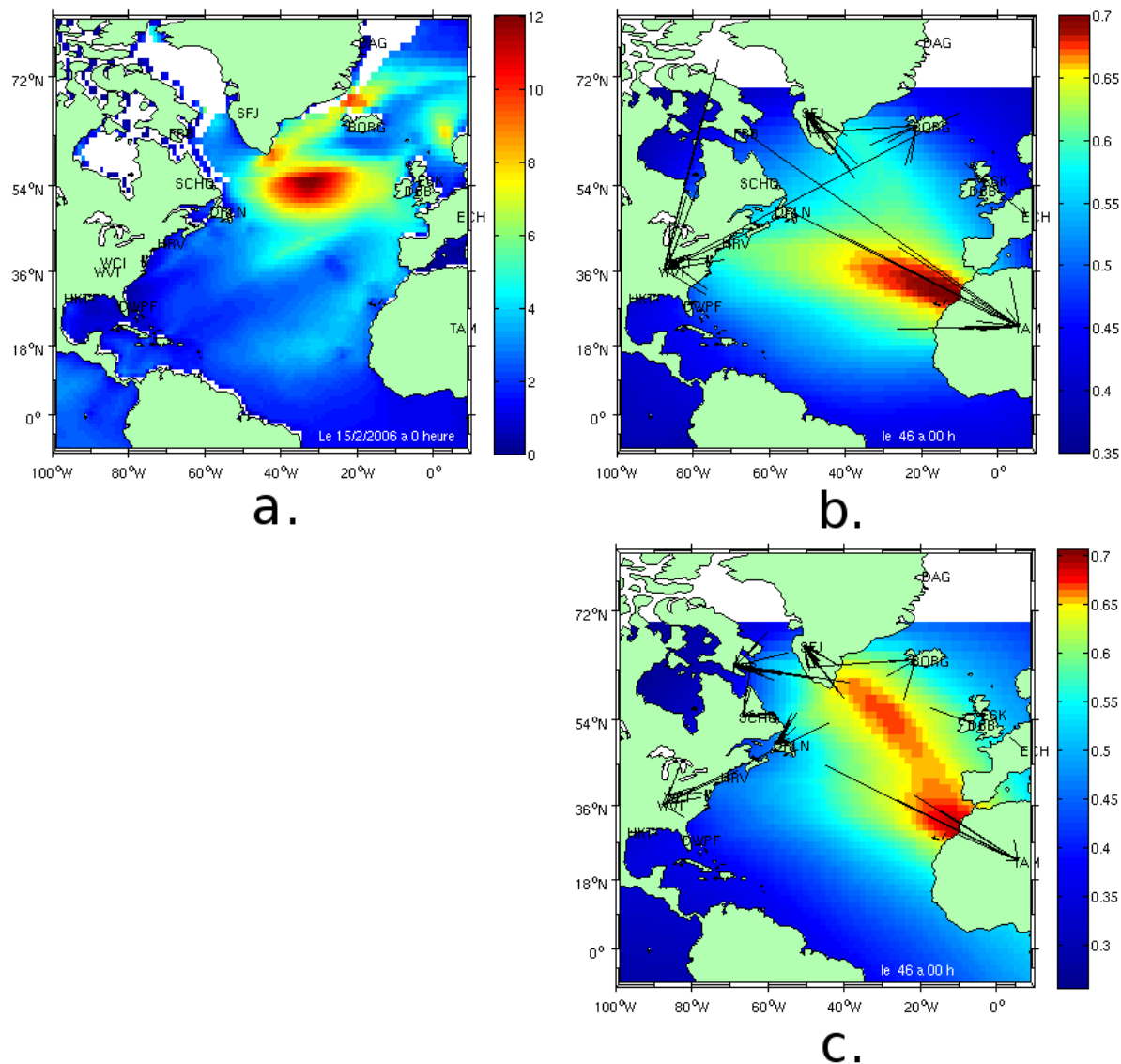


FIG. 12 – Exemple d'amélioration du résultat en choisissant plus finement les directions pour le 15 février 2006 à 00h00 : a. Le modèle de hauteur des vagues en mètre. b. Position de la source des microséismes en prenant une grande gamme de périodes (6 à 10 secondes). c. idem b. mais en choisissant la direction à l'aide des diagrammes période/degré de polarisation/azimut (voir FIG. 6).

La tempête de février 2006 suit une trajectoire en arc de cercle à partir des côtes du Labrador jusqu'au large des côtes françaises. La FIG. 13 montre la hauteur des vagues générées lors de la tempête donnée par le modèle de vagues océaniques (a, b, c). La position de la source du second pic microsismique calculée à l'aide de la polarisation des microséismes est montrée sur les sous-figures 1, 2 et 3. On remarque que globalement la position de la source des microséismes secondaires suit la position de la tempête.

Certaines positions ne sont pas exactement synchronisées car le modèle des vagues océaniques est donné toutes les 3 heures, alors que le calcul de polarisation est effectué toutes les deux heures. Le décalage maximum est donc d'une heure, la tempête peut être considérée comme fixe par rapport à la résolution de la position des microséismes durant cette durée.

- Le 14 février 2006 à 8h00 (9h00 pour le modèle de vagues, figures a et 1), La tempête est proche des côtes d'Amérique du Nord. La polarisation nous montre une source proche de la tempête. La résolution est faible du fait du peu de stations fortement polarisées. L'hypothèse la plus probable pour la source est l'interaction des vagues générées par la tempête avec la réflexion des vagues océaniques avec la côte américaine.
- Le 15 février 2006 à 10h00 (9h00 pour le modèle de vagues, figures b et 2), La tempête s'est déplacée vers la côte irlandaise et se situe au centre de l'océan Atlantique. La position des microséismes est décalée vers le nord de l'océan. Il semblerait que la position des sources soit identique à la position de la tempête. Il se pourrait que l'on observe ici une interaction des vagues à l'œil de la tempête.
- Le 16 février à 00h00 (figures c et 3), la tempête s'est rapprochée des côtes irlandaises. La position des microséismes est obtenue à mi-chemin avec l'Irlande. L'hypothèse que je propose ici serait l'interaction des vagues générées par la tempête avec la réflexion des vagues de tempêtes sur la côte irlandaise.

Les positions des microséismes semble être toujours en accord le mouvement de la tempête.

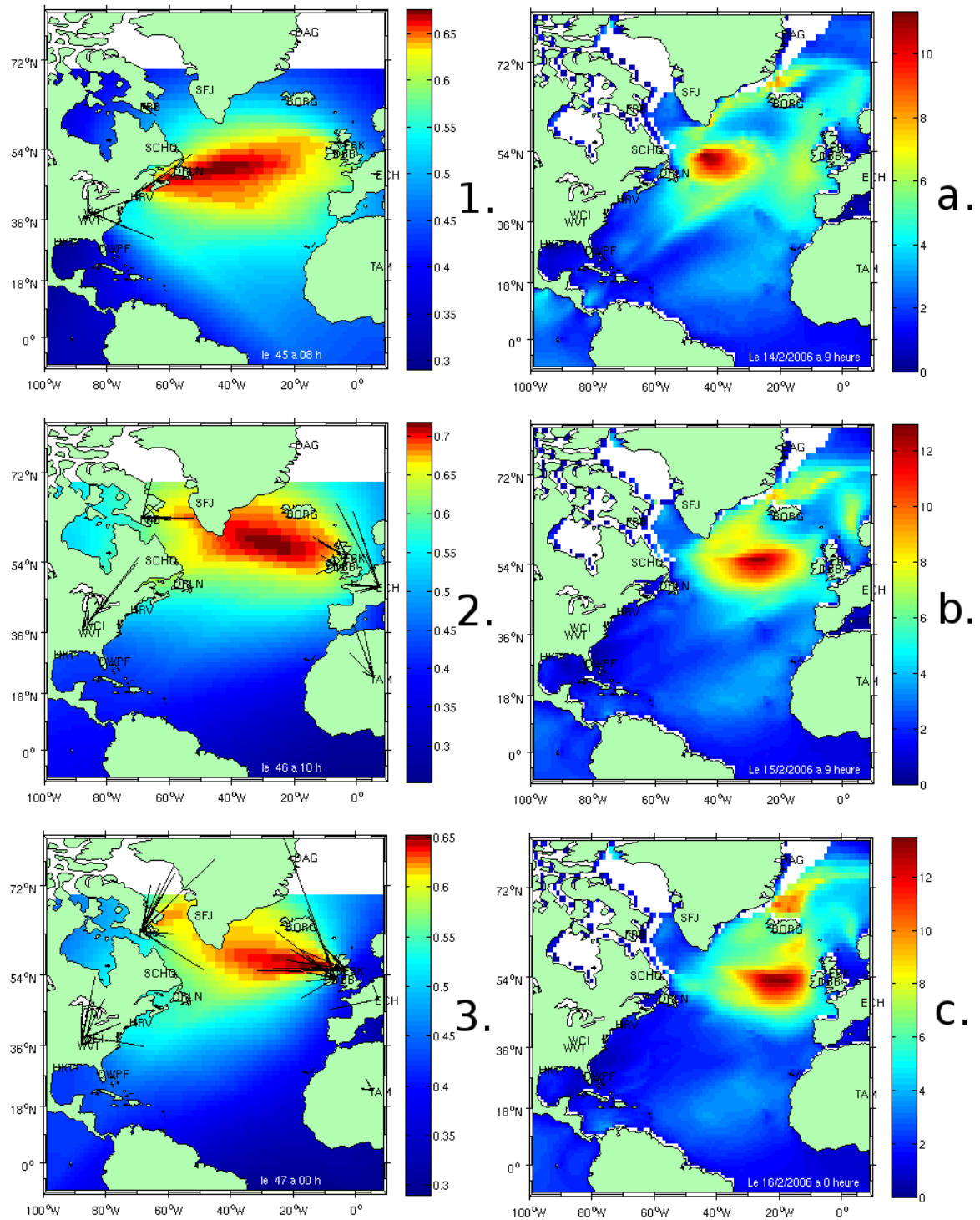


FIG. 13 – Comparaison entre plusieurs positions de tempêtes données par la hauteur de vagues (a, b, c) et positions obtenues par la polarisation de la source des microséismes (1,2,3) pour la tempête de février 2006. a : 11 février 9h00. 1 : 14 février 8h00. b : 15 février 9h00. 2 : 15 février 10h00. c et 3 : 16 février 00h00.

4.3 Dispersion du signal des microséismes

Une dispersion du signal obtenue par le calcul de la polarisation est observée dans un diagramme fréquence/temps lors de tempête. Cette dispersion est également observée sur le spectre du bruit en fonction du temps. Nous allons voir d'où peut venir cette relation de dispersion en nous intéressant dans un premier temps à la dispersion des vagues océaniques. Dans une seconde partie, nous verrons comment cette dispersion s'exprime au niveau du signal sismique.

4.3.1 Quelques généralités sur la théorie des vagues océaniques

Les vagues océaniques sont générées par des variations de pression à la surface de l'eau. Ces dernières sont liées à des turbulences de l'air au-dessus de la surface. La période minimum T des vagues océaniques générées à une vitesse du vent U peut être approximée par

$$T = \frac{2 \pi U}{g} , \quad (2)$$

où g est l'accélération de la pesanteur [Phillips, 1957]. Le vent n'est pas une condition suffisante pour produire des vagues, il faut que le vent souffle suffisamment longtemps pour que la houle se mette en place.

Les vagues sont des ondes non linéaires et dispersives, néanmoins on peut considérer que la hauteur des vagues est négligeable par rapport à l'océan qui peut donc être considéré comme un plan. Plusieurs approximations sont prises en compte pour le calcul de la vitesse de phase. La première est l'approximation deux dimensions où une vague se propage dans la direction x . Les forces de Coriolis, la viscosité et les courants sont aussi négligés. À l'aide de ces simplifications, il est possible de retrouver la relation de dispersion en partant de l'équation de Navier-Stokes dans le cas d'un fluide incompressible :

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + (\vec{u} \cdot \vec{\nabla}) \vec{u} = \vec{F} - \frac{\vec{\nabla} p}{\rho} + \nu \vec{\nabla}^2 \vec{u} , \quad (3)$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{u} = 0 , \quad (4)$$

où $\vec{u}$ est la vitesse eulérienne d'une particule de fluide, $\vec{F}$ est la résultante des forces massiques, t le temps, p la pression et ν la viscosité cinématique. La relation de dispersion s'écrit alors [Stewart, 2005]

$$C^2 = \frac{gL}{2\pi} \tanh \frac{2\pi d}{L} , \quad (5)$$

où C est la vitesse de phase, L la longueur d'onde et d la hauteur d'eau entre la surface et le fond de l'océan. En sachant que $C = \omega/k$ et $L = 2\pi/k$, avec ω la fréquence angulaire et k le nombre d'onde, on obtient la relation

$$\omega^2 = gk \tanh kh . \quad (6)$$

Il est possible alors de distinguer deux cas :

- approximation "eau profonde" : la profondeur d'eau d est très supérieure à la longueur d'onde L . Dans ce cas $\tan(kd) \approx 1$ d'où

$$\omega^2 = g k , \quad (7)$$

et donc

$$C = \sqrt{\frac{g}{k}} = \frac{g}{\omega} . \quad (8)$$

- approximation "eau peu profonde" : La profondeur d est très faible devant la longueur d'onde L . $\tan(kd) \approx kd$ d'où

$$\omega^2 = g k^2 d , \quad (9)$$

et donc

$$C = \sqrt{g d} . \quad (10)$$

On peut aussi calculer la vitesse de groupe notée C_g sachant que $C_g = \partial\omega/\partial k$ ce qui donne dans le cas "eau profonde" :

$$C_g = \frac{g}{2\omega} = \frac{g}{4\pi f} . \quad (11)$$

Cette dispersion est observée au niveau des mesures de hauteur d'eau comme il est possible de le voir sur la FIG. 14.

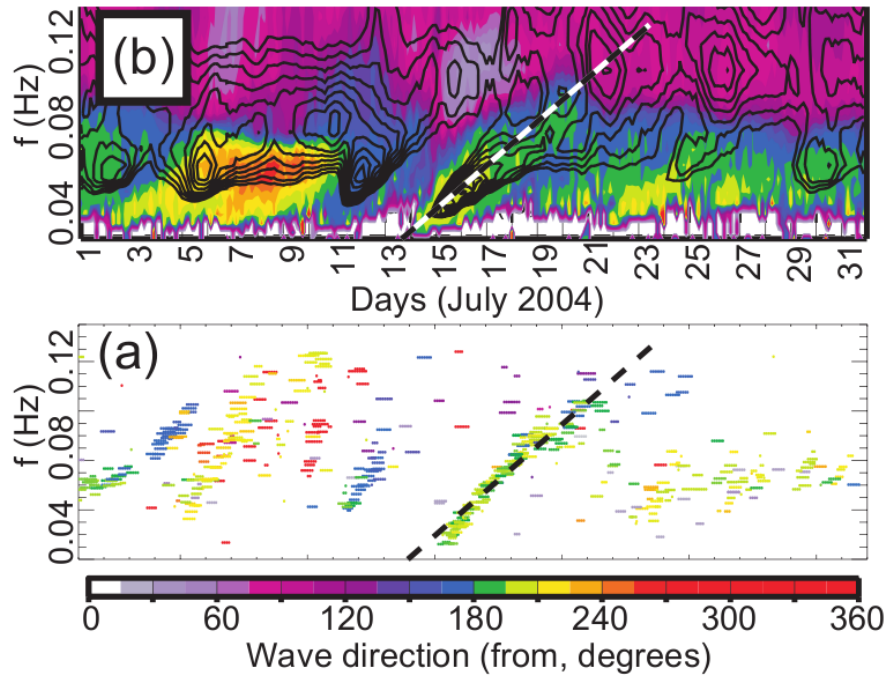


FIG. 14 – Identification des tempêtes [Ardhuin et al., 2008]. La figure (a) représente la direction des vagues (échelle de couleur) correspondant à l'énergie maximum en fonction de la fréquence et du temps pour une bouée virtuelle calculée à partir des données du radar SAR (Synthetic Aperture Radar). La position de la bouée virtuelle est à proximité de la bouée des îles Christmas. La figure (b) représente le spectre de densité d'énergie mesuré au niveau de la bouée des îles Christmas (contours) ainsi que la direction moyenne des vagues (échelle de couleur) en fonction de la fréquence et du temps. Sur les deux figures est représentée la pente correspondant à la dispersion des vagues en fonction de la fréquence associée à l'équation 11.

Ce genre de pente caractéristique peut également être observée au niveau des données sismiques (voir FIG. 15).

4.3.2 Observation de la dispersion du signal sismique lors d'une tempête

Dans la partie 4.3.1, nous avons vu que les vagues océaniques sont dispersives et que la dispersion peut être observée au niveau des données provenant des bouées (voir FIG. 14). Cette dispersion peut être également observée sur le signal sismique à l'aide de la polarisation.

La FIG. 15 montre deux figures pour chacune des stations ECH et SSB. La première figure est un diagramme fréquence/temps avec les azimuts en échelle de couleur. Cela permet d'observer l'évolution temporelle des azimuts en fonction de la fréquence. La seconde figure est également un diagramme fréquence en fonction du temps où le degré de polarisation est représenté par l'échelle de couleur. Cela permet d'associer à l'azimut de la première figure un degré de polarisation moyen. Les diagrammes sont calculés en effectuant, pour chaque pas de temps et de fréquence, une moyenne de l'azimut moyen (FIG. a.) et du degré de polarisation (FIG. b.).

On remarque la similitude des deux diagrammes, les stations ECH et SSB sont proches (distances de quelques centaines de kilomètres). Cela montre une continuité entre les stations. Deux stations à proximité enregistrent le même signal d'une source plus lointaine.

La pente que l'on observe sur le diagramme entre le jour 45 et 53 correspond aux dates de la tempête de février 2006. La dispersion observée semble identique à celle qui est prédite par l'équation 11 dans le cas des vagues océaniques. Néanmoins la fréquence des microséismes du pic double fréquences étant par définition la moitié de la fréquence des vagues océaniques, la relation dans le cas des séismes devient

$$C_g = \frac{g}{4\omega} \quad (12)$$

et sachant que $\omega = 2\pi f$

$$C_g = \frac{g}{8\pi f} \quad (13)$$

où C_g est la vitesse de groupe des microséismes secondaires, g l'accélération de la pesanteur et f la fréquence.

Cette relation de dispersion peut être retrouvée sans passer par la polarisation, les données sismiques brutes montrent également une dispersion au niveau du spectrogramme.

Le spectrogramme est obtenu en calculant le spectre du signal sismique toutes les heures. Chaque spectre est placé dans un diagramme temps/fréquence où la PSD est représentée par l'échelle de couleur.

La FIG. 16 montre le spectrogramme de la station ECH pendant la tempête de février 2006. On remarque une augmentation sensible du bruit au niveau des pics microsismiques lors de la tempête. La fréquence au niveau du pic microsismique secondaire augmente en fonction du temps. Nous pouvons donc observer la dispersion des vagues (à un facteur 2 près) au niveau du spectre des microséismes.

Cette relation permet l'application d'une autre méthode pour la localisation des sources du pic microsismique secondaire. À partir de la vitesse de groupe des ondes sismiques, la distance parcourue par les vagues jusqu'à la source de bruit est déduite par l'équation suivante :

$$C_g = \frac{\Delta}{t} = \frac{g}{8\pi f} \quad (14)$$

où Δ est la distance parcourue et t le temps. La distance peut être déduite à l'aide de la pente formée par la dispersion du signal

$$\Delta = \frac{g}{8\pi} \frac{dt}{df} \quad (15)$$

La vitesse de groupe des ondes sismiques étant très importante devant celle des vagues océaniques, le temps de parcours de la source de bruit à la station est négligeable devant le temps de parcours entre la position des vagues les plus importantes et la source de bruit. La distance Δ correspond à peu près à la distance entre la tempête et la source de bruit.

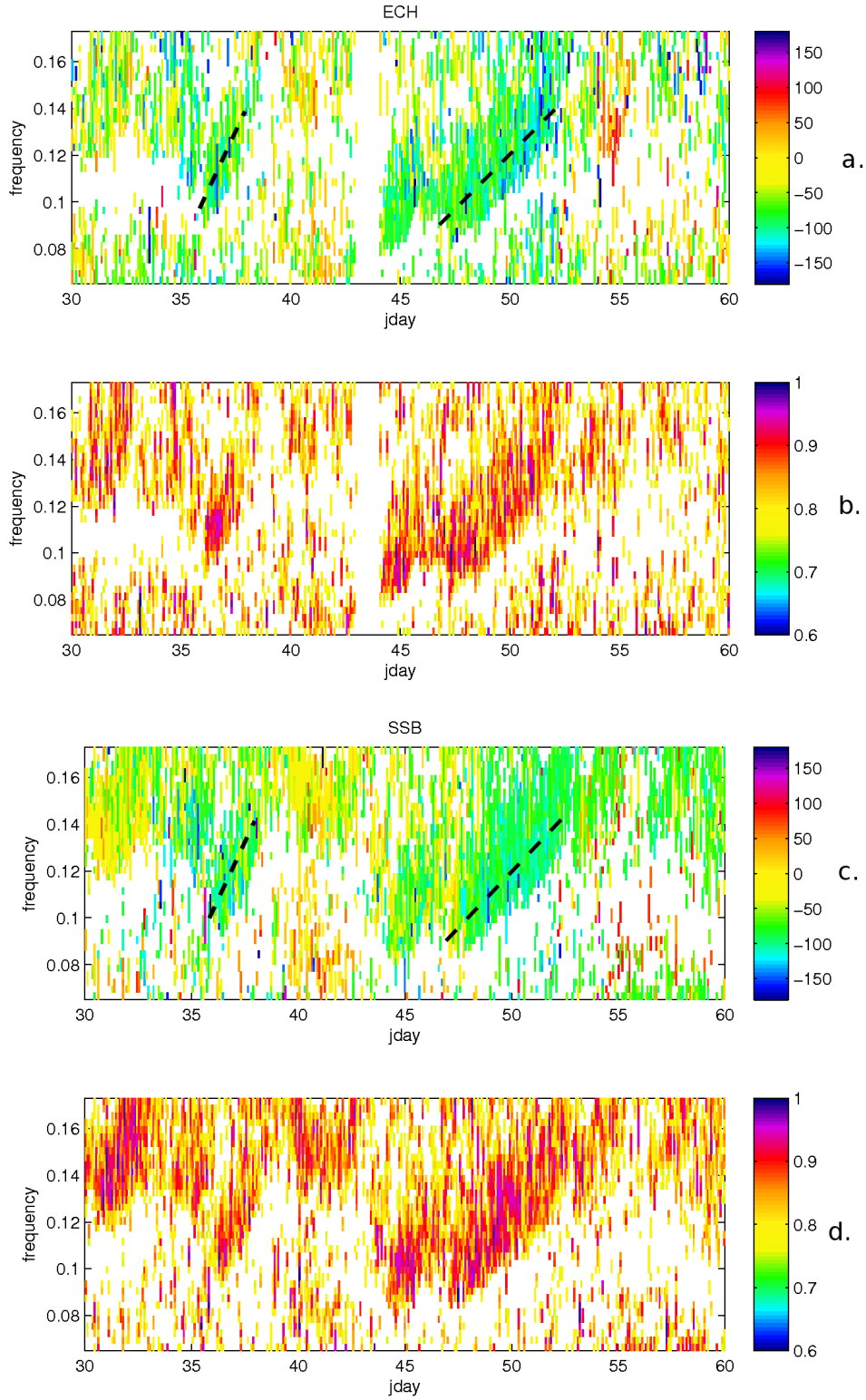


FIG. 15 – Diagrammes fréquence/temps/azimut (a, c) et fréquence/temps/degré de polarisation (b, d) pour les stations ECH (a, b) et SSB (c, d). L'échelle de couleur représente respectivement l'azimut et le degré de polarisation.

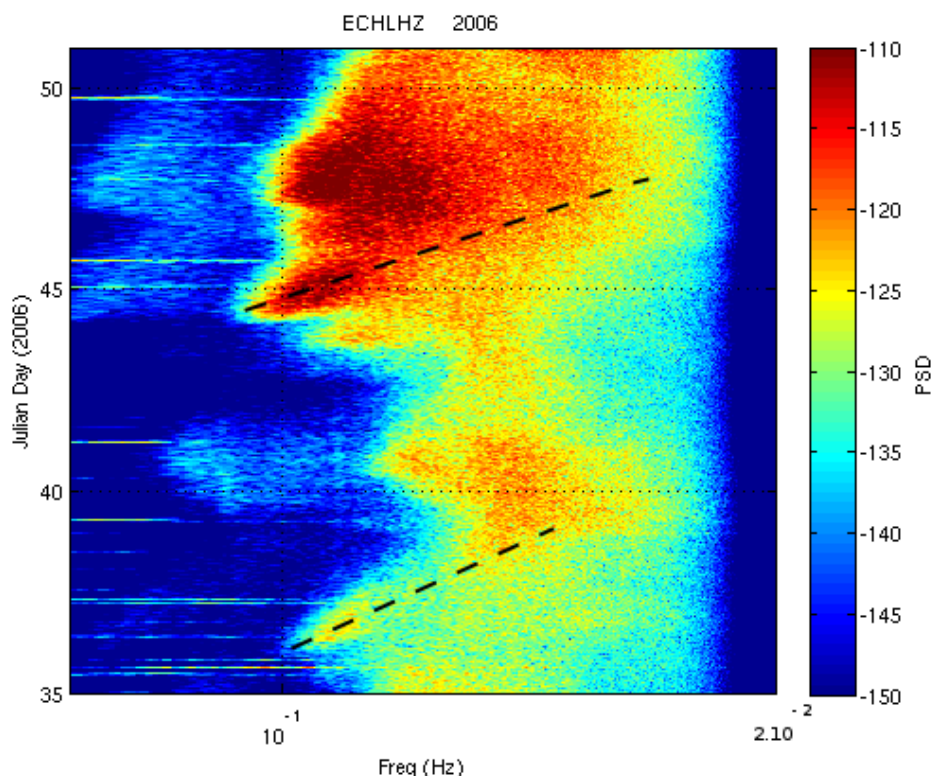


FIG. 16 – Spectrogramme de la station ECH fait toutes les heures pendant 20 jours du 01 février 2006 au 20 février 2006. L'amplitude spectre est donnée par l'échelle de couleur.

5 Conclusions

La localisation des microséismes associés au second pic microsismique et la position des tempêtes n'est pas indépendante.

Le calcul de la polarisation a permis de localiser ces sources de manière assez précise en prenant en compte plusieurs points :

- Il faut filtrer les azimuts de polarisation pour ne garder que ceux qui sont concernés par la zone d'étude. La détection d'azimuts provenant de deux sources, ailleurs sur la surface du globe, n'est pas négligeable.
- Pour chaque station, différents azimuts sont obtenus en fonction de la période. Les azimuts qui nous intéressent sont ceux liés au microséismes. Le choix de la gamme de période utilisée doit donc permettre la sélection d'un seul azimut correspondant aux microséismes.
- Les paramètres pour le calcul de la polarisation sont également très importants afin d'obtenir une position précise des sources des microséismes secondaires.

Lors des deux exemples, le mouvement de la source des microséismes secondaires semble correspondre au mouvement de la position de la tempête étudiée. Il existe plusieurs hypothèses compatibles avec la création des sources du pic microsismique secondaire. La première hypothèse est l'interaction des vagues à l'œil du cyclone, et provenant des bords de celui-ci. La

seconde hypothèse est l'interaction des vagues générées par la tempête avec les vagues qui se sont réfléchies sur les côtes. La localisation des sources se trouve alors entre la tempête et la côte. D'après la localisation des sources obtenue ici, il semblerait que ces deux mécanismes coexistent à tour de rôle. Parfois on observe une position des microséismes proche du centre de la tempête, compatible avec la première hypothèse. D'autres cas montrent une position se trouvant à mi-distance des côtes.

La seconde observation importante lors de ce stage est la dispersion des vagues océaniques. Cette dernière est visible aussi bien directement à l'aide des bouées océaniques que à l'aide des données sismologiques. Deux moyens permettent d'observer la dispersion des vagues océaniques à partir des données sismologiques : le spectre des données sismiques en fonction du temps et les données de polarisation en fonction de la fréquence et du temps. Cette observation est très importante car elle montre véritablement l'influence des tempêtes sur le signal sismique au niveau du pic microsismique secondaire.

6 Remerciements

Je remercie tous ceux qui m'ont aidé pendant ce stage notamment ma directrice de stage Eléonore Stutzmann ; Martin Schimmel pour ses codes de polarisation ainsi que ses explications précieuses sur leur fonctionnement ; Les élèves de master partageant la même salle que moi pour leur aide et l'ambiance cordiale ; Le personnel du 4e étage pour les bonnes conditions de travail ; Les personnes qui m'ont aidé à faire les corrections ; Ainsi que toutes les personnes que j'ai oublié.

Références

- K. Aki and P. G. Richards. *Quantitative Seismology, Theory and Methods*. W. H. Freeman and Co., San Francisco, California, 1980.
- Fabrice Arduin, Fabrice Collard, and Bertran Chapron. Supplementary information for "ocean swell from giant storms". Technical report, Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, 29609 Brest, France, 2008.
- C. J. Byrne. Instrument noise in seismometers. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 51(1) :69–84, January 1961.
- Wayne C. Crawford, Ralph A. Stephen, and S. Thompson Blomer. A second look at low-frequency marine vertical seismometer data quality at the osn-1 site off hawaii for seafloor, buried, and borehole emplacements. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(5) : 1952–1960, October 2006. doi : 10.1785/0120050234.
- E. J. Douze. Short-period seismic noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 57 (1) :55–81, February 1967.
- Edward Field and Klaus Jacob. The theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 20(24) :2925–2928, December 1993.
- G. E. Frantti, D. E. Willis, and J. T. Wilson. The spectrum of seismic noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 52(1) :113–121, January 1962.
- A. Friedrich, F. Krüger, and K. Klinge. Ocean-generated microseismic noise located with grL-fenberg array. *Journal of Seismology*, 2 :47–64, 1998.
- K. Hasselmann. A statistical analysis of the generation of microseisms. *Rev. Geophys.*, 1 : 177–209, 1963.
- Sharon Kedar, Michael Longuet-Higgins, Frank Webb, Nicholas Graham, Robert Clayton, and Cathleen Jones. The origin of deep ocean microseisms in the north atlantic ocean. *Proc. R. Soc. A*, 2007. doi : 10.1098/rspa.2007.0277.
- M. S. Longuet-Higgins. A theory of the origin of microseisms. *Phil. Trans. R. Soc.*, 243 :1–35, 1950.
- Daniel E. McNamara and Raymond P. Buland. Ambient noise levels in the continental united states. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(4) :1517–1527, August 2004.
- Andrew J. Murphy and John M. Savino. A comprehensive study of long-period (20 to 200 seconds) earth noise at the high-gain worldwide seismograph stations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65(6) :1827–1862, December 1975.
- O. M. Phillips. On the generation of waves by turbulent wind. *J. Fluid Mech*, 4 :426–434, 1957.
- Christine A. Powell. Seismic noise in northcentral north carolina. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(4) :1889–1909, August 1992.

M. Schimmel and J. Gallart. The use of instantaneous polarisation attributes for seismic signal detection and image enhancement. *Geophys. J. Int.*, 155 :653–668, 2003.

Robert H. Stewart. *Introduction to Physical Oceanography*. Department of Oceanography, Texas A&M University, 2005.

E. Stutzmann, G. Roult, and L. Astiz. Geoscope station noise level. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90 :690–701, 2000.