Analyse du bruit microsismique associé à la houle dans l'océan Indien

Céline Davy

▶ **To cite this version:**

Céline Davy. Analyse du bruit microsismique associé à la houle dans l'océan Indien. Sciences de la Terre. Université de la Réunion, 2015. Français. NNT : 2015LARE0024 . tel-01279417v2

HAL Id: tel-01279417

https://theses.hal.science/tel-01279417v2

Submitted on 26 Feb 2016

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université de La Réunion – Laboratoire Géosciences Réunion – Institut de Physique du Globe de Paris

Ecole Doctorale Sciences Technologies Santé

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE LA REUNION

Spécialité : Sciences de la Terre

Par

Céline DAVY

Analyse du bruit microsismique associé à la houle dans l'océan Indien

Soutenue publiquement le 26 novembre 2015, devant le jury composé de :

Fabrice ARDHUIN	Directeur de Recherches CNRS, IFREMER	Rapporteur
Karin SIGLOCH	Associate Professor, Université d'Oxford	Rapporteur
Éric BEUCLER	Maître de Conférences, Université de Nantes	Examinateur
Éléonore STUTZMANN	Professeur, IPGP	Examinateur
Guilhem BARRUOL	Directeur de Recherches CNRS, Université de La Réunion	Directeur
Fabrice R. FONTAINE	Maître de Conférences, Université de La Réunion	Co-Directeur

Avant-propos

Débutée en mars 2012, cette thèse a été réalisée au laboratoire Géosciences de l'Université de La Réunion, sous la direction de Guilhem Barruol et Fabrice R. Fontaine. Le financement de cette thèse a été assuré par l'École Doctorale STS de l'Université de La Réunion.

Les données sismologiques utilisées dans le cadre de ce travail ont été acquises dans le cadre des programmes suivants :

- RHUM-RUM [*Barruol and Sigloch*, 2013], cofinancé par l'Agence National de la Recherche (projet ANR-11-BS56-0013) et par le DFG (Deutsche Forschungsgemeinschaft), avec le soutien du CNRS-INSU, des TAAF, de l'iPEV et de l'AWI.

- GEOSISM-Éparses, cofinancé par le CNRS-INSU, CNRS-INEE, les TAAF et par le projet RHUM-RUM, avec le soutien de l'OSU Réunion.

- HOULE REUNION, financé par la Région Réunion, l'OSU-Réunion, le programme INSU-SYSTER.

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier Guilhem Barruol sans qui l'aboutissement de cette thèse n'aurait pas été possible, pour son encadrement sans faille, ses conseils avisés, son efficacité et pour toute l'aide qu'il m'a apportée dans l'apprentissage du travail de chercheur.

Mes remerciements vont également à Fabrice Fontaine pour avoir assuré la co-direction de cette thèse et pour son accompagnement dans la prise en main des outils du sismologue.

Je remercie vivement Fabrice Ardhuin et Karin Sigloch d'avoir accepté d'évaluer ce travail en tant que rapporteurs, ainsi qu'Éric Beucler et Éléonore Stutzmann en tant qu'examinateurs.

Je tiens également à remercier Éléonore Stutzmann pour sa collaboration, ses conseils pertinents et sa disponibilité lors de mes passages à l'IPGP.

D'une façon générale, la préparation de ce travail de recherche m'a amenée à rencontrer un grand nombre de scientifiques de tout horizon, avec lesquels les échanges ont toujours été très enrichissants. Je tiens à les en remercier ici.

Un grand merci à Emmanuel Cordier pour son aide précieuse dans tout ce qui concerne l'aspect modélisation de la houle et pour ses nombreux conseils dans l'utilisation du logiciel Matlab®, toujours donnés dans la bonne humeur !

Je remercie toute l'équipe RESIF de Grenoble pour leur aide technique dans le traitement et la mise à disposition des données sismologiques acquises dans le cadre de cette thèse.

Je remercie chaleureusement toute l'équipe du laboratoire Géosciences de l'Université de La Réunion pour leur accueil et pour l'aide qu'ils m'ont apportée durant ces trois années.

Enfin, d'un point de vue plus personnel, je remercie toutes les personnes qui ont contribué à rendre cette expérience professionnelle si enrichissante, tant sur le plan des rencontres et des découvertes que pour les bons moments passés ensemble.

Une spéciale dédicace à ma famille créole d'adoption : Sylvie, Bruno et toute leur tribu, ainsi qu'à Jean-Luc des Petits débrouillards et à l'équipe « Paré pas Paré » de la Croix Rouge pour avoir rendu ce séjour à La Réunion inoubliable : mi aime zot tout !

Je remercie naturellement mes parents, à qui je dois d'être arrivée jusqu'ici, et ma Nénène d'amour, pour leur soutien incommensurable et pour tout ce qu'ils représentent pour moi. Je vous aime fort.

Big up à l'homme de ma vie [*Charles*, 2015] qui a rendu tout cela possible …

Table des matières

PARTIE 1 : INTRODUCTION GÉNÉRALE 1

1.1 Contexte et problématique générale 2

1.2 Étude bibliographique du bruit microsismique 6

1.2.1. Origine et nature du bruit (de la découverte à la théorie : 1870-1950) 6

1.2.2. Les microséismes secondaires 9

1.2.3. Les microséismes primaires 13

1.2.4. Observations du bruit microsismique (de 1950 à nos jours) 14

1.2.5. Modélisation : de la houle au bruit microsismique 16

1.2.6. Utilisations du bruit microsismique 18

PARTIE 2 : LES SOURCES DE MICROSÉISMES SECONDAIRES À L'ÉCHELLE DE L'OCÉAN INDIEN, Relations avec les tempêtes océaniques 19

2.1 Détection lointaine des sources de microséismes secondaires 20

2.1.1. Introduction 20

2.1.2. Localisation des sources de microséismes secondaires : méthodes utilisées 21

2.1.3. Localisation des sources de microséismes secondaires à l'échelle de l'océan Indien par l'analyse de la polarisation 23

2.1.4. Localisation des sources de microséismes secondaires par analyses spectrales 43

2.2 Détection in situ des sources de microséismes secondaires : le cas des cyclones 63

2.2.1. Les cyclones comme sources de microséismes secondaires 63

2.2.2. Le suivi spatio-temporel du passage d'un cyclone tropical depuis les observations fond de mer 69

2.3 Le suivi des variations climatiques sur le long terme 88

PARTIE 3 : LES SOURCES DE MICROSÉISMES PRIMAIRES DANS L'OCÉAN INDIEN, Impact direct de la houle sur la côte 90

3.1 Étude bibliographique sur les sources de microséismes primaires 91

3.2 Méthodes d'études des sources de microséismes primaires 95

3.3 Utilisation d'une station sismique comme houlographe : application aux îles Éparses et à Mayotte 98

3.3.1. Présentation des îles Éparses 98

3.3.2. Installation des stations sismiques dans les îles Éparses et à Mayotte 106

3.3.3. Suivi des houles australes et cycloniques dans les îles Éparses à partir du bruit microsismique *111*

3.3.4. Fonctions de transfert dans les îles Éparses *136*

PARTIE 4 : ANALYSE DE HOULES EXTRÊMES SUR L'ÎLE DE LA RÉUNION 158

4.1 Introduction 159

4.1.1 Contexte climatique : les houles à La Réunion *159*

4.2 Présentation des observations 163

4.2.1 Les observations sismologiques *163*

4.2.2 Les observations houlographiques *167*

4.2.3 Les modèles numériques de vagues *169*

4.2.4 Observations météorologiques *172*

4.2.5 Sélection des périodes d'intérêt *173*

4.3 Les houles cycloniques enregistrées par la station RER à La Réunion 174

4.3.1 Un cyclone de référence : Gamède (2007) *174*

4.3.2 Le cyclone tropical Dumile (2012-2013) *180*

4.3.3 Le cyclone tropical Felleng (2013) *185*

4.3.4 Le cyclone tropical Bejisa (2013-2014) *190*

4.4 Les houles australes enregistrées par la station RER à La Réunion 198

4.4.1 Une houle australe de référence : mai 2007 ..... *198*

4.4.2 L'épisode de houle australe d'août 2013 ..... *206*

4.4.3 L'épisode de houle australe de juin 2014 ..... *214*

4.5 Analyse du bruit microsismique enregistré à La Réunion par le réseau RHUM-RUM 227

4.5.1 Les houles cycloniques enregistrées par les stations RHUM-RUM *227*

4.5.2 Les houles australes enregistrées par le réseau RHUM-RUM *231*

4.5.3 Etude comparative avec le modèle de houle régional SWAN *234*

4.5.4 Identifier les sites potentiels pour la récupération de l'énergie des vagues *246*

5. CONCLUSIONS GÉNÉRALES 251

5.1 Localiser et caractériser les sources de bruit microsismique 252

5.1.1 Les sources lointaines de bruit microsismique associées aux tempêtes *252*

5.1.2 Les sources locales de bruit microsismique associées à l'activité des vagues *253*

5.2 Applications possibles et perspectives 256

6. RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES 257

Liste des Figures

PARTIE 1 : INTRODUCTION GÉNÉRALE

Figure 1 : Densité spectrale de puissance calculée à la station RER (île de la Réunion)..... 8
Figure 2 : Mécanisme de génération des microséismes secondaires 10
Figure 3 : Classe I de source de bruit secondaire.. 11
Figure 4 : Classe II de source de bruit secondaire..... 11
Figure 5 : Classe III de source de bruit secondaire. 12
Figure 6 : Mécanisme de génération des microséismes primaires 13

PARTIE 2 : LES SOURCES DE MICROSÉISMES SECONDAIRES À L'ÉCHELLE DE L'OCÉAN INDIEN, Relations avec les tempêtes océaniques

Figure 7 : Map of the 15 permanent Indian ocean seismic stations. 27
Figure 8 : Distribution of the polarized signals. 29
Figure 9 : Seasonal variations of the polarized signals. 31
Figure 10 : Monthly variations of the SM polarized signals. 32
Figure 11 : Seasonal variation of the dominant frequency of the SM. 33
Figure 12 : Detection of the SM polarized signals throughout the year 2011. 34
Figure 13 : Maps of the SM sources modeled in January and July 2011. 38
Figure 14 : Maps of the dominant measured back azimuth. 41
Figure 15 : Schéma des sources de microséismes primaires et secondaires 45
Figure 16 : Mesure du ΔT sur un spectrogramme. 47
Figure 17 : Mesure de la dispersion de la houle sur un spectrogramme. 49
Figure 18 : Spectrogrammes des stations RER et AIS utilisés pour la méthode du ΔT sur l'événement extrême de 2011. 51
Figure 19 : Spectrogrammes des stations RER et AIS utilisés pour la méthode de la dispersion de la houle sur l'événement de 2011. 52
Figure 20 : Localisation de la source pour l'événement de houle extrême de 2011. 54
Figure 21 : Spectrogrammes des stations RER et EURO utilisés pour la méthode du ΔT sur l'événement de 2013. 56
Figure 22 : Spectrogrammes des stations RER et EURO utilisés pour la méthode de la dispersion de la houle sur l'événement de 2013. 58
Figure 23 : Localisation de la source pour l'événement de 2013. 59
Figure 24 : Schéma représentatif des sources de SM au coeur d'un cyclone. 65
Figure 25 : Schéma représentatif des sources de SM dans le sillage d'un cyclone. 66
Figure 26 : Ocean-bottom seismic network RHUM-RUM and the cyclone Dumile. 73
Figure 27 : Spectrogram recorded on the seafloor during cyclone Dumile. 74
Figure 28 : Seismic amplitudes and polarizatios during the passage of cyclone Dumile. 77
Figure 29 : Seismic noise amplitude as a function of distance from the storm center.. 80
Figure 30 : Spatiotemporal seismic noise variations recorded on the seafloor during cyclone Dumile. 81
Figure 31 : Maximum seismic amplitude as a function of the storm distance and intensity. . 86

PARTIE 3 : LES SOURCES DE MICROSÉISMES PRIMAIRES DANS L'OCÉAN INDIEN, Impact direct de la houle sur la côte

Figure 32 : Carte de localisation des îles Éparses. 100
Figure 33 : Image satellite de l'île Europa. 101
Figure 34 : Image satellite de l'île Juan de Nova. 102
Figure 35 : Image satellite de l'île Grande Glorieuse. 103
Figure 36 : Image satellite de l'île Tromelin. 104
Figure 37 : Image satellite de Mayotte.. 105
Figure 38 : Les stations sismologiques dans les îles Eparses et à Mayotte. 107
Figure 39 : Calendrier de disponibilité des stations dans les îles Eparses et à Mayotte. 109
Figure 40 : Données brutes des stations dans les îles Eparses et à Mayotte.. 110
Figure 41 : Location of the seismic stations deployed in the Iles Eparses.. 114
Figure 42 : Noise power spectral density at station EURO during an austral swell event..... 117
Figure 43 : Maps of significant wave heights for the swell of August 2013. 121
Figure 44 : PM seismic signal recorded by stations in the Mozambique Channel. 122
Figure 45 : Seismic noise analysis in the Iles Eparses during the Aug. 2013 swell event.... 124
Figure 46 : Polarization analysis during the Aug. 2013 swell event at station EURO. 126
Figure 47 : Analysis of the seismic noise induced by cyclone Felleng at station TROM 128
Figure 48 : PM amplitude and polarization at TROM during cyclone Felleng 130
Figure 49 : Time series of the seismic noise recorded at stations EURO and TROM..... 134
Figure 50 : Evénements de forte houle ayant touchés l'île Europa en 2013. 137
Figure 51 : Fonction de transfert entre la hauteur des vagues et l'amplitude du PM enregistré sur la composante verticale de la station EURO pendant les épisodes de 2013. 138
Figure 52 : Fonction de transfert entre la hauteur des vagues et l'amplitude du PM enregistré sur la composante horizontale N/S de la station EURO pendant les épisodes de 2013..... 138
Figure 53 : Spectrogramme de la station EURO utilisé pour la méthode du ΔT. 142
Figure 54 : LPSM visible sur un spectre de bruit calculé à la station EURO. 143
Figure 55 : RMS du PM et du LPSM enregistrés à la station EURO pendant l'épisode de houle australe d'août 2013. 143
Figure 56 : PM et LPSM visibles sur des spectres de bruit calculés à la station EURO pendant l'épisode de houle australe d'août 2013. 145
Figure 57 : Schéma représentant la localisation d'une source de Classe II. 146
Figure 58 : Evénements de forte houle qui ont touchés l'île de Tromelin en 2013. 148
Figure 59 : Fonction de transfert entre la hauteur des vagues et l'amplitude du PM enregistré sur la composante verticale de la station TROM pendant les épisodes de 2013..... 149
Figure 60 : Fonction de transfert entre la hauteur des vagues et l'amplitude du PM enregistré sur la composante horizontale N/S de la station TROM pendant les épisodes de 2013. 149
Figure 61 : Analyse du bruit sismique enregistré à TROM pendant le cyclone Felleng. 154
Figure 62 : Trajectoire et intensité du cyclone Felleng au large de l'île Tromelin. 156

PARTIE 4 : ANALYSE DE HOULES EXTRÊMES SUR L'ÎLE DE LA RÉUNION

Figure 63 : Les différents régimes de houle à La Réunion. 160
Figure 64 : Les stations sismologiques ETAN et SGIL à La Réunion. 164
Figure 65 : Localisation des stations sismiques et des houlographes à La Réunion. 165
Figure 66 : Calendrier de disponibilité des stations sismiques installées à La Réunion. 166
Figure 67 : Localisation des houlographes du chantier de la nouvelle route du littoral 168
Figure 68 : Bathymétrie et emprises géographiques du modèle de vagues SWAN. 172
Figure 69 : Image satellite du cyclone Gamède (2007) 174
Figure 70 : Spectrogramme calculé à la station RER pendant le cyclone Gamède. 176
Figure 71 : Spectres de bruit calculés à la station RER pendant le cyclone Gamède. 176
Figure 72 : Analyse du bruit sismique enregistré à RER pendant le cyclone Gamède. 177
Figure 73 : Trajectoire et intensité du cyclone Gamède au large de La Réunion. 178
Figure 74 : Image satellite du cyclone Dumile (2013) 180
Figure 75 : Spectrogramme calculé à la station RER pendant le cyclone Dumile. 182
Figure 76 : Spectres de bruit calculés à la station RER pendant le cyclone Dumile. 182
Figure 77 : Analyse du bruit sismique enregistré à RER pendant le cyclone Dumile. 183
Figure 78 : Trajectoire et intensité du cyclone Dumile au large de La Réunion. 184
Figure 79 : Image satellite du cyclone Felleng (2013). 185
Figure 80 : Spectrogramme calculé à la station RER pendant le cyclone Felleng. 186
Figure 81 : Spectres de bruit calculés à la station RER pendant le cyclone Felleng. 186
Figure 82 : Analyse du bruit sismique enregistré à RER pendant le cyclone Felleng. 188
Figure 83 : Trajectoire et intensité du cyclone Felleng au large de La Réunion. 189
Figure 84 : Image satellite du cyclone Bejisa (2014) 190
Figure 85 : Spectrogramme calculé à la station RER pendant le cyclone Bejisa. 191
Figure 86 : Spectres de bruit calculés à la station RER pendant le cyclone Bejisa. 191
Figure 87 : Analyse du bruit sismique enregistré à RER pendant le cyclone Bejisa. 193
Figure 88 : Trajectoire et intensité du cyclone Bejisa au large de La Réunion. 194
Figure 89 : Fonctions de transfert reliant la hauteur des vagues et l'amplitude du PM enregistré sur la composante horizontale N/S à RER pendant les cyclones. 196
Figure 90 : Forte houle australe en mai 2007 à La Réunion. 198
Figure 91 : Spectrogramme calculé à RER pendant la houle australe de mai 2007. 200
Figure 92 : Spectres de bruit calculés à RER pendant la houle australe de mai 2007. 200
Figure 93 : Analyse du bruit sismique enregistré à RER pendant l'épisode de mai 2007 201
Figure 94 : Cartes de la hauteur significative des vagues pour l'épisode de mai 2007. 202
Figure 95 : Azimut du PM enregistré à RER pendant l'épisode de mai 2007. 202
Figure 96 : Spectres de bruit calculés à RER pendant l'épisode de mai 2007 203
Figure 97 : Azimut du LPSM enregistré à RER pendant l'épisode de mai 2007. 204
Figure 98 : RMS du LPSM enregistré à RER pendant l'épisode de mai 2007. 204
Figure 99 : Forte houle australe en août 2013 à La Réunion 206
Figure 100 : Spectrogramme calculé à RER pendant la houle australe d'août 2013. 207
Figure 101 : Spectres de bruit calculé à RER pendant la houle australe d'août 2013. 207
Figure 102 : Analyse du bruit sismique enregistré à RER pendant l'épisode d'août 2013. 208
Figure 103 : Cartes de la hauteur significative des vages pour l'épisode d'août 2013. 209
Figure 104 : Azimut du PM enregistré à RER pendant la houle australe d'août 2013. 209
Figure 105 : Spectres de bruit calculés à RER pendant le houle australe d'août 2013. 211
Figure 106 : Azimut du LPSM enregistré à RER pendant l'épisode d'août 2013. 211
Figure 107 : RMS du LPSM enregistré à RER pendant l'épisode d'août 2013. 212

Figure 108 : Forte houle en juin 2014 à La Réunion. 214
Figure 109 : Spectrogramme calculé à RER pendant la houle australe de juin 2014. 215
Figure 110 : Spectres de bruit calculés à RER pendant la houle australe de juin 2014. 215
Figure 111 : Azimut du PM enregistré à RER pendant l'épisode de juin 2014. 216
Figure 112 : Analyse du bruit sismique enregistré à RER en juin 2014. 217
Figure 113 : Cartes de la hauteur significative des vagues des tempêtes de juin 2014..... 218
Figure 114 : Spectres de bruit calculés à RER pendant l'épisode de juin 2014..... 219
Figure 115 : RMS du LPSM enregistré à RER pendant l'épisode de juin 2014..... 220
Figure 116 : Azimut du LPSM enregistré à RER pendant l'épisode de juin 2014. 220
Figure 117 : Carte schématique du système dépressionnaire de juin 2014..... 221
Figure 118 : Cartes de la hauteur significative des vagues pour l'épisode de juin 2014. 222
Figure 119 : Fonctions de transfert reliant la hauteur significative des vagues et l'amplitude du LPSM enregistré sur la composante verticale de RER pendant les houles australes..... 224
Figure 120 : RMS du SM enregistré sur la composante verticale des stations RHUM-RUM à La Réunion pendant les cyclones Dumile, Felleng et Bejisa 228
Figure 121 : RMS du PM enresgitré sur la composante verticale des stations RHUM-RUM à La Réunion pendant les cyclones Dumile, Felleng et Bejisa. 230
Figure 122 : RMS du SM enregistré sur la composante verticale des stations RHUM-RUM à La Réunion pendant les épisodes de houles australes d'août 2013 et juin 2014 232
Figure 123 : RMS du PM enregistré sur la composante verticale des stations RHUM-RUM à La Réunion pendant les épisodes de houles australes d'août 2013 et juin 2014..... 233
Figure 124 : Données bathymétriques du modèle régional de houle SWAN et localisation des stations sismiques côtières. 235
Figure 125 : Localisation des mailles sélectionnées dans le modèle de houle SWAN. 236
Figure 126 : Comparaison entre la hauteur des vagues prédites par le modèle SWAN et les observations au houlographe de la Rivière des Galets. 237
Figure 127 : RMS du PM enregistré à CBNM et hauteur des vagues prédites par le modèle régional SWAN pendant l'épisode de houle australe d'août 2013. 239
Figure 128 : RMS du PM enregistré à STPHI et hauteur des vagues prédites par le modèle régional SWAN pendant l'épisode de houle australe d'août 2013. 240
Figure 129 : Fonction de transfert reliant la hauteur des vagues prédites par le modèle SWAN et la RMS du PM enregistré à STPHI pendant l'épisode d'août 2013..... 241
Figure 130 : Relations linéaires reliant la hauteur des vagues et la RMS du PM enregistré par les stations RHUM-RUM à La Réunion pendant les épisodes d'août 2013 et juin 2014. 242
Figure 131 : Carte de la hauteur significative des vagues prédites par le modèle régional SWAN pendant l'épisode d'août 2013..... 243
Figure 132 : RMS du PM enregistré à STPHI et hauteur des vagues prédites par le modèle régional SWAN pendant l'épisode de houle australe de juin 2014..... 244

Liste des Tableaux

PARTIE 3 : LES SOURCES DE MICROSÉISMES PRIMAIRES DANS L'OCÉAN INDIEN, Impact direct de la houle sur la côte

Tableau 1 : Superficies des îles Éparses et de leur lagon. 99
Tableau 2 : Location and recording periods of the Iles Eparses seismic stations. 119
Tableau 3 : Paramètres statistiques pour évaluer l'estimation de la hauteur des vagues (en m) à partir du PM enregistré à la station EURO. 139
Tableau 4 : Valeurs caractéristiques du bruit sismique enregistré à la station EURO au cours des événements de houles extrêmes en 2013. 140
Tableau 5 : RMS du bruit sismique enregistré dans les bandes de fréquence du PM et du LPSM à la station EURO pendant l'épisode de houle australe d'août 2013. 144
Tableau 6 : Paramètres statistiques pour évaluer l'estimation de la hauteur des vagues (en m) à partir du PM enregistré à la station TROM. 150
Tableau 7 : Valeurs caractéristiques du bruit sismique enregistré à la station TROM au cours des événements de houles extrêmes en 2013. 151

PARTIE 4 : ANALYSE DE HOULES EXTRÊMES SUR L'ÎLE DE LA RÉUNION

Tableau 8 : Les houlographes de la DDE en service à La Réunion.. 167
Tableau 9 : Les houlographes du chantier de la nouvelle route du littoral. 169
Tableau 10 : Descriptif des quatre niveaux du modèle régional de houle SWAN 171
Tableau 11 : Paramètres statistiques pour évaluer l'estimation de la hauteur des vagues (en m) à partir du PM enregistré sur la composant horizontale N/S à RER pendant les trois épisodes cycloniques. 197
Tableau 12 : Localisation de la source de LPSM par rapport à la côte ouest de La Réunion pendant l'épisode de houle australe de mai 2007. 205
Tableau 13 : Localisation de la source de LPSM par rapport à la côte sud est de La Réunion pendant l'épisode de houle australe d'août 2013. 213
Tableau 14 : Coefficients de corrélation calculés entre la hauteur des vagues prédites par le modèle de vague et le bruit enregistré dans le PM et le LPSM à la station RER. 223
Tableau 15 : Paramètres statistiques pour évaluer l'estimation de la hauteur des vagues (en m) à partir du LPSM enregistré sur la composante verticale à RER pendant les trois épisodes de houle australe. 225
Tableau 16 : Coordonnées des mailles sélectionnées dans le modèle régional SWAN. 235
Tableau 17 : Paramètres statistiques calculés entre les observations et le modèle SWAN pendant les épisodes de houle australe d'août 2013 et juin 2014. 238
Tableau 18 : Distance à la côte des stations sismiques localisées à La Réunion. 245

PARTIE 1 :

INTRODUCTION GÉNÉRALE

La première partie est consacrée à l'introduction générale de ce travail de thèse, dédié à l'analyse du bruit microsismique associé à la houle dans l'océan Indien. Elle comprend une étude bibliographique du bruit microsismique depuis les premières observations connues vers 1870 jusqu'à nos jours. Les deux types de microséismes dits « primaires » et « secondaires » sont détaillés, ainsi que les diverses utilisations possibles du bruit microsismique.

1.1 Contexte et problématique générale

Un grand intérêt est porté à l'analyse des vagues car elles jouent un rôle essentiel dans la dynamique des océans qui recouvrent plus de 70% de la surface de la Terre. Il s'agit d'ondes « courtes » forcées par le vent local pour les vagues, et par un champ de vent éloigné de la zone d'observation pour la houle. La longueur d'onde de la houle est de l'ordre d'une centaine de mètre, or, au large, la profondeur de l'océan est supérieur à 4000 m, par conséquent nous sommes bien dans le cas d'ondes courtes pour lesquelles la longueur d'onde doit être inférieure à deux fois la profondeur de l'océan. L'effet du vent détermine l'état de la mer à travers l'amplitude, la période et la longueur d'onde de la houle, selon les trois éléments suivants : la vitesse du vent, la distance sur laquelle il souffle sans rencontrer d'obstacles (le fetch) et sa durée d'action. La vitesse de propagation des ondes courtes étant proportionnelle à leur longueur d'onde, les ondes dont la longueur d'onde est la plus grande arrivent en premier sur les côtes. Quand la hauteur d'eau devient inférieure à la demi-longueur d'onde de la houle, celle-ci se transforme en « ondes longues », qui se propagent avec une vitesse proportionnelle à la hauteur d'eau. À cause du frottement sur le fond, la houle ralentie, sa longueur d'onde diminue et son amplitude augmente alors qu'elle conserve la même période. Ainsi en arrivant près du rivage, la houle est de plus en plus raide et quand la vitesse des particules sur la crête devient plus importante que celles des particules dans le creux de l'onde, la vague déferle.

À l'interface Océan – Atmosphère, les vagues entrent en jeu dans les phénomènes de surcôte et de submersion associés aux grandes tempêtes. Elles jouent également un rôle important en météorologie et dans la dynamique de l'atmosphère, notamment par la production d'embruns, fines particules rejetées dans l'atmosphère, qui permettent la condensation dans les nuages. À la frontière Océan – Continent, les vagues qui déferlent sur la côte peuvent avoir un impact important sur la dynamique côtière en termes d'érosion et de transport de sédiments. De nombreuses applications en dépendent dans le domaine du génie civil pour la construction d'ouvrages tels que les plateformes pétrolières, les voies de transport côtier, les digues et les ports, qui doivent être dimensionnés en conséquence pour pouvoir résister à l'assaut des vagues les plus fortes. Au quotidien, la prévision des vagues est devenue un outil indispensable pour la navigation et la pratique de nombreuses activités nautiques de loisir. Enfin, de nombreux systèmes dits houlogénérateurs (pour la production

d'énergie électrique à partir de la houle) sont actuellement à l'étude pour récupérer l'énergie associée aux mouvements des vagues.

Comme nous le verrons dans ce travail, l'action des vagues n'est pas contingentée à l'hydrosphère. En effet, à l'interface Océan – Terre solide, une infime partie de l'énergie générée par les vagues est transformée en ondes élastiques qui se propagent à travers la Terre solide et peuvent être enregistrées par des stations sismologiques. Les vagues font vibrer la terre et génèrent ce que nous appellerons le bruit microsismique, qui est le sujet de ce travail de recherche. Il s'agit de mouvements d'amplitude de l'ordre de quelques micromètres, qui peuvent être enregistrés de façon continue par les capteurs sismiques aussi bien au fond des océans qu'à la surface de la Terre. Comme nous le verrons, ces ondes sismiques induites par la houle peuvent se propager à la surface de la Terre et parcourir des milliers de kilomètres depuis la source de bruit qui les a produites, sans être trop atténuées. Ces vibrations ont été qualifiées de "bruit" car elles interfèrent avec le signal sismologique issu des tremblements de terre mais nous verrons que ce "bruit" peut être tout à fait structuré et porteur de nombreuses informations, ce qui implique que le terme de signal est plus adapté que celui de bruit. Les deux termes sont toutefois largement utilisés dans la littérature et nous les utiliserons sans distinction.

De nombreuses méthodes utilisent ce signal pour localiser les sources de bruit sismique et suivre leur évolution dans le temps, permettant ainsi d'envisager un suivi continu de l'activité des vagues mais également un suivi climatologique à plus long terme grâce aux archives sismologiques disponibles pour certaines stations depuis plusieurs décennies. L'inversion de ce signal sismique peut permettre de quantifier la houle en termes de hauteur, de période et de direction, ce qui peut s'avérer utile dans des régions dépourvues de bouées houlographiques. Étant donnée la grande sensibilité des capteurs sismiques, nous verrons qu'ils constituent un moyen d'observation des vagues très puissant en offrant une couverture spatiale et temporelle très intéressante, qui complète d'autres méthodes plus ou moins directes telles que les houlographes ou les observations de satellites [e.g., *Husson et al.*, 2012]. L'énorme base de données constituée par les enregistrements sismiques du bruit associé à la houle peut ainsi apporter de nouvelles observations et permettre de mieux comprendre les vagues qui le produisent. Toutes ces observations sont également utiles pour alimenter et calibrer les modèles numériques de vagues à l'échelle globale.

La problématique de ce travail de thèse porte sur l'analyse sismologique de la houle dans l'océan Indien, par l'analyse à différentes échelles et dans différentes bandes de fréquence de ce bruit microsismique.

La première partie est consacrée à l'étude bibliographique du bruit microsismique depuis les premières observations connues vers 1870 jusqu'à nos jours. Les deux types de microséismes, que l'on nomme "primaires" et "secondaires", sont détaillés ainsi que les diverses utilisations possibles du bruit microsismique.

La deuxième partie de ce travail porte sur les sources de bruit secondaires à l'échelle de l'océan Indien, en relation avec les tempêtes océaniques. Dans un premier temps, deux approches sont proposées pour détecter les sources lointaines de bruit secondaires à partir de stations sismiques terrestres. Une première approche, qui se place à l'échelle de l'océan Indien, consiste à localiser les sources de bruit secondaires en réalisant une analyse de polarisation sur une année complète de données enregistrées par 15 stations sismiques localisées à travers tout le bassin océanique. Cette étude a fait l'objet d'une publication dans la revue *Geophysical Journal International*. La seconde approche, qui se place à l'échelle plus locale d'une forte tempête, permet de localiser une source de bruit ponctuelle en utilisant les spectrogrammes enregistrés par deux stations sismiques distinctes. Cette approche d'analyse spectrale se base sur les différences de temps d'arrivées des ondes microsismiques et du front de houle émis par la tempête. Nous avons également eu la chance de disposer d'un large réseau de station sismologique de fond de mer (OBS) déployé dans le cadre du projet RHUM-RUM, au dessus duquel s'est déplacé un cyclone tropical. Nous avons utilisé cette unique opportunité pour développer une méthode de caractérisation et de détection *in situ* des sources de bruit secondaires. Cette étude a fait l'objet d'une publication dans la revue *Geophysical Research Letters* et montre comment les variations du niveau de bruit enregistré à travers le réseau d'OBS permettent de localiser la source de bruit secondaire associée à un cyclone.

La troisième partie de ce travail est consacrée aux sources de microséismes primaires dans l'océan Indien, qui sont induits par l'impact direct de la houle sur la côte. Nous montrons dans cette partie comment un capteur sismique peut être utilisé comme un houlographe, pour quantifier la houle localement en termes d'amplitude, de période et de direction à travers l'analyse du bruit microsismique primaire. Les zones d'étude pour cette application sont les îles Eparses et Mayotte dans le canal du Mozambique, qui ont été instrumentées en capteurs

sismiques dans le cadre des projets RHUM-RUM et « Iles Eparses » durant la période 2011-2013. Leurs morphologies et leurs situations géographiques les rend particulièrement vulnérables aux fortes houles cycloniques et australes qui les impactent régulièrement et qui menaçent les traits de côtes ainsi que les écosystèmes fragiles associés aux récifs coraliens. Toutes ces raisons ont motivé notre étude qui fait l'objet d'une publication soumise au sein d'un volume spécial dédié au programme « Iles Eparses » dans la revue *Acta Oecologica*.

La dernière partie de ce travail de thèse porte sur l'analyse des houles extrêmes à l'échelle de l'île de La Réunion qui a été instrumentée d'un réseau temporaire de dix stations sismologiques dans le cadre du projet RHUM-RUM entre 2012 et 2014. Dans un premier temps, nous présentons toutes les observations disponibles (houlographes, données météo, modèle de vagues régional) ainsi que divers épisodes de houles extrêmes (cycloniques et australes) enregistrés par la station permanente RER, parmi lesquels le mémorable cyclone Gamède (2007) et la puissante houle australe de mai 2007 qui nous servent d'événements de référence. Nous discutons des sources de bruit secondaires (SM) et primaires (PM) associées à ces épisodes et nous montrons l'intérêt particulier d'une source locale de microséismes secondaires (LPSM) qui provient de l'interaction entre les vagues incidentes et celles réfléchies par la côte. Nous montrons comment, à partir du bruit microsismique, il est possible de localiser ces sources et d'élaborer des fonctions de transfert qui permettent de quantifier la hauteur significative des vagues. Enfin, nous étudions les variations spatiales d'amplitude du bruit microsismique à travers tout le réseau de station sismologique, couplées aux observations du modèle de vague régional, afin de mieux caractériser l'impact des houles extrêmes sur les différentes façades de l'île de La Réunion. Cette étude permet notamment d'identifier les sites les plus exposés à la houle qui présentent un intérêt pour la récupération de cette énergie renouvelable encore trop sous-exploitée.

1.2 Étude bibliographique du bruit microsismique

1.2.1. Origine et nature du bruit (de la découverte à la théorie : 1870-1950)

Le signal est habituellement défini comme la variation d'une grandeur physique transportant de l'information, et le bruit comme l'ensemble des perturbations venant se superposer à un signal utile. Ainsi, le terme de « bruit sismique » désigne communément l'ensemble des perturbations enregistrées en continu par un capteur sismique en dehors des signaux provoqués par les tremblements de terre. Le terme de « bruit sismique » a été largement utilisé dans la littérature et fait en général référence à une partie du signal qui est incohérent, mais les notions de signal et de bruit sont très relatives, car comme nous le verrons dans ce travail ce "bruit" est souvent structuré et transporte nombre d'informations, ce qui suggère que le terme de signal microsismique serait plus adapté.

Les microséismes correspondent à un signal global et continu d'origine naturelle, de faible amplitude (de l'ordre du micromètre en termes de déplacement). Il constitue la plus grande partie du "bruit de fond" enregistré par les capteurs sismiques en l'absence de tremblements de terre dans la bande de fréquences comprises entre 0.05 et 0.5 Hz, c'est à dire entre 2 et 20s de période. Les microséismes ont fait l'objet de nombreuses études et ont été observés pour la première fois de façon systématique par Bertelli [1872] qui, en suivant les oscillations d'un pendule libre, a mis en évidence ces signaux et leur a donné le nom de microséismes. Plusieurs caractéristiques des microséismes ont été établies : ils sont plus fréquents et d'amplitudes plus importantes durant l'hiver dans l'hémisphère nord; ils sont davantage présents dans les milieux côtiers ; ils sont caractérisés par une période assez constante et qui varie peu (qui domine généralement entre 3 et 8 s de période) [e.g., *Omori*, 1899] et par une durée qui peut aller jusqu'à plusieurs jours. Le lien entre les microséismes et les conditions météorologiques est dès lors rapidement établi, encourageant de nombreuses recherches pour tenter de comprendre leur nature et leur origine [e.g., *Milne*, 1893].

Au début du XX^{ème} siècle, l'essor de la sismologie grandissant, l'intérêt pour les microséismes devient important et plusieurs théories sont proposées pour expliquer leur origine. Pour certains, ils seraient associés à des chutes brutales de la pression barométrique [*Milne*, 1893], ou associés au déplacement des dépressions atmosphériques sur les continents [*Klotz*, 1910]. Wiechert [1904] explique l'origine des microséismes par le déferlement des

vagues près des côtes. Il sera soutenu notamment par Gutenberg [1931]. Pour d'autres au contraire, comme Banerji [1929] et Gherzi [1930], la source des microséismes est lointaine, associée à des tempêtes océaniques en milieu profond. De nombreuses recherches ont été menées pour mieux comprendre la nature des microséismes et leur propagation dans la terre solide. Il est alors assez largement admis que les microséismes sont majoritairement constitués d'ondes de surface de type Rayleigh [*Lee*, 1935; *Ramirez*, 1940b; a; *Gutenberg*, 1958]. Ramirez [1940a; b] utilise une méthode de triangulation pour détecter la direction d'où proviennent les microséismes d'après leur temps d'arrivée aux différentes stations. Cette méthode sera également utilisée par Gilmore [1946] pour assurer le suivi des cyclones mais son efficacité n'est pas systématique. L'intérêt évident que représentent les microséismes en termes d'outil météorologique pour le suivi des tempêtes océaniques à cette époque motive de nombreux travaux cherchant à utiliser et à tirer profit du bruit microsismique. Néanmoins, le mystère concernant l'origine de ce bruit, et notamment la transmission de l'énergie depuis la surface de l'eau jusqu'au plancher océanique en milieu profond, demeure entier. Le voile sera levé au milieu du 20ème siècle grâce aux travaux de Bernard [1941a] qui le premier a eu l'intuition de l'importance des vagues de directions opposées pour expliquer la fréquence double des microséismes. Ensuite, Longuet-Higgins et Ursell [1948] et Longuet-Higgins [1950] ont fait le lien entre cette idée et la théorie de Miche [1944], qui avait déjà montré que, dans le cas imcompressible, des vagues de directions opposées provoquent une oscillation de toute la colonne d'eau. Longuet-Higgins [1950] a proposé une théorie plus complète étendue au cas compressible en montrant que l'interaction entre deux trains de houle de même période et de directions opposées qui peuvent générer une onde stationnaire en milieu océanique profond. Il démontre que sous ces conditions, une fluctuation de pression du second ordre qui ne s'atténue pas avec la profondeur peut être transmise depuis la surface jusqu'au plancher océanique, où elle génère des microséismes qui ont une fréquence égale au double de celle des vagues en surface.

Cependant, le débat sur la localisation des sources n'était pas réglé pour autant, car les ondes stationnaires décrites par Longuet-Higgins [1950] peuvent se développer en océan profond au sein d'une tempête, mais aussi en milieu peu profond par la réflexion des vagues sur la côte ; ensuite, parce que les observations diffèrent en fonction de la localisation du site d'étude et enfin, parce que le bruit microsismique qu'on observe à un moment donné est en

réalité une combinaison de différents microséismes pouvant être associés à plusieurs sources distinctes [e.g., *Moni et al.*, 2013].

Les sismomètres de type « large bande » à trois composantes utilisés aujourd'hui permettent d'analyser plus finement la nature et l'origine du bruit microsismique. L'analyse spectrale est un outil d'investigation très puissant qui permet de quantifier l'amplitude du bruit en fonction de sa fréquence et d'en suivre les variations en fonction du temps. On peut ainsi distinguer sur les spectres de bruit enregistrés par une station sismique (Figure 1) deux pics bien distincts dans la bande de fréquence du bruit microsismique (typiquement entre 0.05 et 0.3 Hz soit entre 4 et 20 sec), qui correspondent chacun à un type particulier de microséismes que nous détaillons ci-dessous.

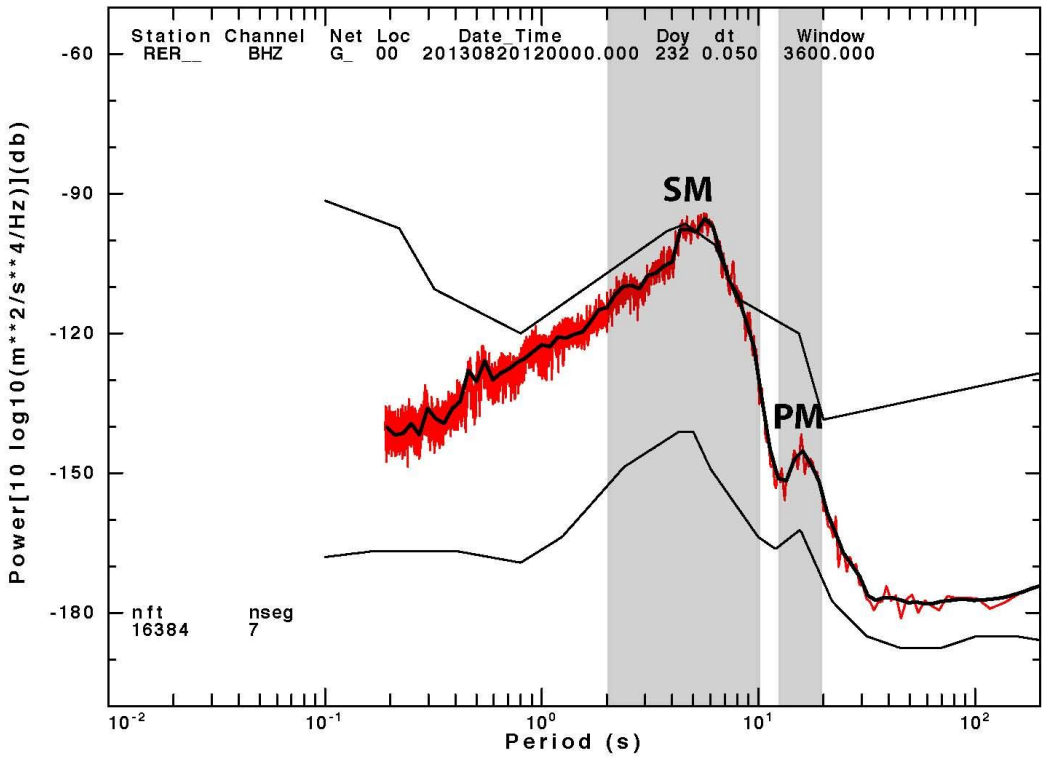

Figure 1 : Densité spectrale de puissance (PSD) calculée sur une heure de données enregistrées par la composante verticale de la station Geoscope RER (île de la Réunion) le 20 août 2013 à midi UTC. La PSD calculée (en rouge) est ensuite lissée sur 5 points (courbe noire). On distingue par les deux bandes grisées le large pic secondaire (SM) entre 2 et 10 s de période, et le pic primaire (PM) moins énergétique, entre 11 et 20 s de période.

1.2.2. Les microséismes secondaires

Parmi les deux pics observables sur un spectre de bruit enregistré par une station sismique comme celui présenté Figure 1, le pic dit « secondaire » est le plus énergétique; il peut recouvrir une large bande de fréquence (typiquement entre 0.1 et 0.35 Hz, c'est à dire entre ~3 et 10s de période) centrée autour de 5 s de période. Il représente ce qui est communément appelé les microséismes secondaires, en anglais « *secondary microseisms* » (SM), également parfois appelés « double frequency » (DF) parce qu'ils ont une fréquence égale au double de celles des vagues qui leur ont donné naissance. L'origine des microséismes secondaires est connue depuis la théorie proposée par Longuet-Higgins [1950]. Celle-ci explique que l'interaction entre deux houles de même période avec des directions opposées donne naissance à une onde parfaitement stationnaire qui génère une fluctuation de pression dans toute la colonne d'eau sous forme d'ondes de volume qui se propagent verticalement, à la fréquence double de celle des vagues. Cette théorie a ensuite été généralisée par Hasselmann [1963] qui explique comment le phénomène de résonance permet l'amplification des microséismes secondaires générés par l'interaction des vagues. Pour avoir résonnance, il faut exciter la croûte terrestre à une période propre T_s mais aussi à des longueurs d'ondes λ_s qui correspondent à celles des microséismes. Le problème qui se pose est donc le suivant : comment forcer l'oscillation à une vitesse c_s qui est celle des microséismes (environ 3 km/s) à partir des vagues dont la vitesse bien plus faible est comprise entre 10 et 80 km/h ? La réponse vient du fait que les vagues ne sont pas linéaires: la superposition de deux trains de houles, de fréquence f_1 et f_2 et de nombres d'ondes k_1 et k_2, va générer des interférences aux fréquences $f_1 \pm f_2$, aux nombres d'ondes $k_1 \pm k_2$ ayant des vitesses de phase $c = 2\pi|f1 \pm f2|/|k1 \pm k2|$. En prenant en compte la somme des interactions, on retrouve bien des vitesses de phase qui correspondent à celles des microséismes.

Ainsi, la génération des microséismes secondaires (Figure 2) nécessite l'interaction de deux trains de houle de périodes similaires ayant des directions de déplacement quasiment opposées [*Longuet-Higgins*, 1950; *Hasselmann*, 1963; *Ardhuin and Herbers*, 2013].

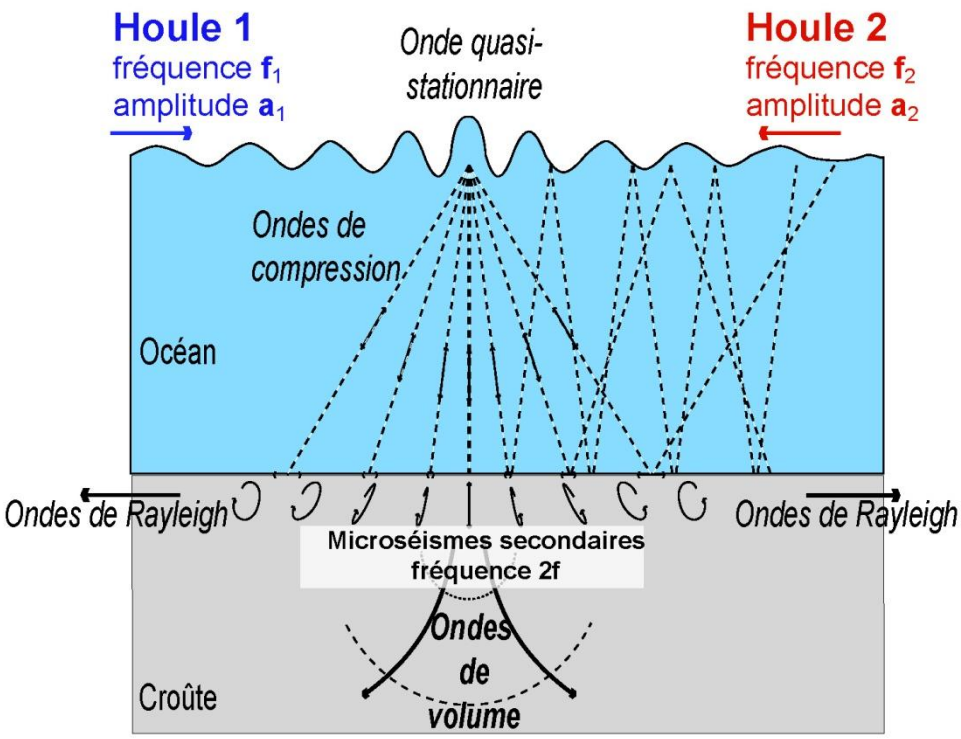

Figure 2 : Mécanisme de génération des microséismes secondaires

Trois cas de figures sont fréquemment invoqués pour obtenir ces conditions et ont été récemment schématisés en 3 classes par Ardhuin [2011] :

- Classe I : Microséismes secondaires générés par l'interaction de houles au sein d'une tempête avec un large spectre directionnel.

Dans une dynamique de tempête, même avec un vent homogène et constant, il y a toujours un petit peu d'énergie qui est généré à 90° de la direction du vent, en particulier à haute fréquence (autour du Hertz) [e.g., *Leckler et al.*, 2015], ce qui peut être à l'origine d'une source de bruit secondaire (Figure 3, points A et C). Sous certaines conditions de vitesse de déplacement de la tempête et de la houle, des vagues de périodes similaires qui se propagent dans des directions opposées peuvent également interagir et générer une zone de bruit secondaire (Figure 3, point B). De même, au sein d'un cyclone, où les vents puissants de surface changent fréquemment de directions, ce type d'interaction pourrait être possible.

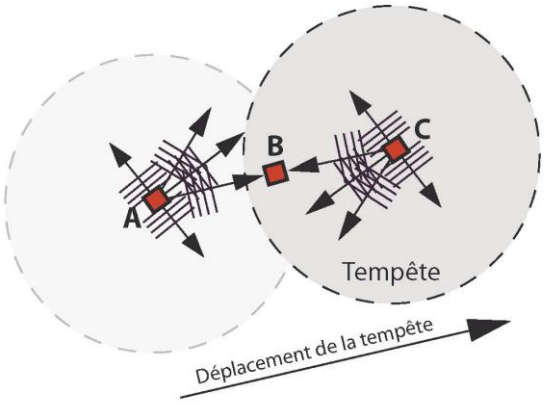

Figure 3 : Classe I de source de bruit secondaire. Les trains de houles générés au sein de la tempête sont représentés par les flèches noires. Dans la dynamique d'une tempête se déplaçant d'ouest en est, les vagues d'un premier train de houle crée au point A se propageant vers l'est peuvent interagir avec les vagues issues d'un second train de houle crée ultérieurement au point C, et se propageant vers l'ouest. Les zones de bruit secondaire qui correspondent à l'interaction entre des vagues de même période qui se propagent dans des directions opposées sont symbolisées par les carrés rouges, comme au point B.

- Classe II : Microséismes secondaires générés par la réflexion des vagues à la côte.

Lorsqu'un train de houle arrive sur une côte, il est en partie réfléchi. Une interaction entre la houle incidente et la houle réfléchie peut se produire et générer des microséismes secondaires à une certaine distance de la côte (Figure 4).

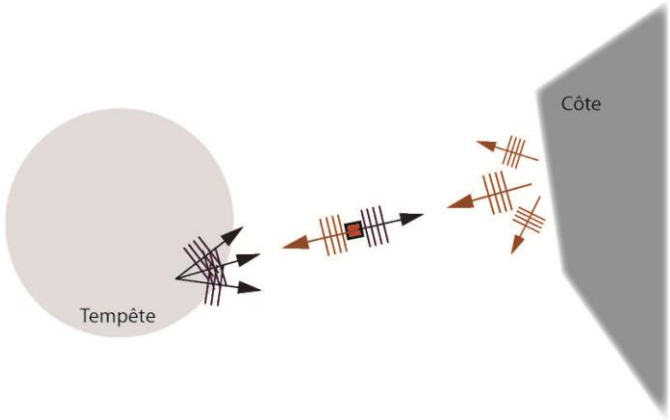

Figure 4 : Classe II de source de bruit secondaire. Les trains de houles générés au sein de la tempête sont représentés par les flèches noires. La houle en partie réfléchie par la réflexion de la houle incidente sur la côte est représentée par les flèches marron. La zone de bruit secondaire qui correspond à l'interaction entre des vagues de périodes similaires et de directions opposées est symbolisée par le carré rouge.

- Classe III : Microséismes secondaires générés par la rencontre de deux trains de houles issus de deux tempêtes distinctes.

Les vagues créées par une tempête peuvent interagir avec celles qui proviennent d'une autre tempête si elles ont des longueurs d'onde similaires et des directions de propagation opposées, induisant une source de bruit sismique secondaire à mi-distance entre les deux tempêtes (Figure 5).

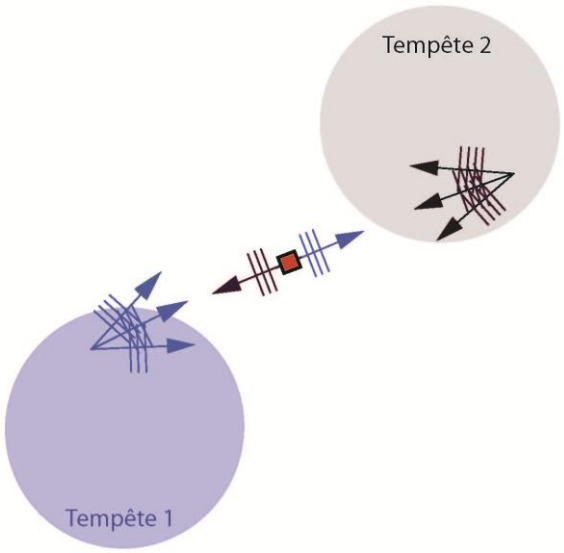

Figure 5 : Classe III de source de bruit secondaire. Les trains de houles générés au sein d'une première tempête sont représentés par les flèches bleues, et ceux générés au sein d'une seconde tempête sont représentés par les flèches noires. La zone de bruit secondaire qui correspond à l'interaction entre des vagues provenant de ces deux tempêtes, de même période et se propageant dans des directions opposées, est symbolisée par le carré rouge.

1.2.3. Les microséismes primaires

Le second pic qui est parfois observable sur un spectre de bruit enregistré par une station sismique est appelé le pic « primaire ». Ces microséismes primaires, appelés « *primary microseisms* » (PM) en anglais, sont également appelés « single frequency » (SF) dans la littérature parce qu'ils ont la même fréquence que celle de la houle. Ce pic est de plus faible amplitude et plus étroit que le pic secondaire. Il est centré sur la période dominante des vagues, typiquement entre 10 et 20 s. Les microséismes primaires sont générés par l'interaction de la houle à la côte, qui induit des variations de pression sur le fond en pente (Figure 6).

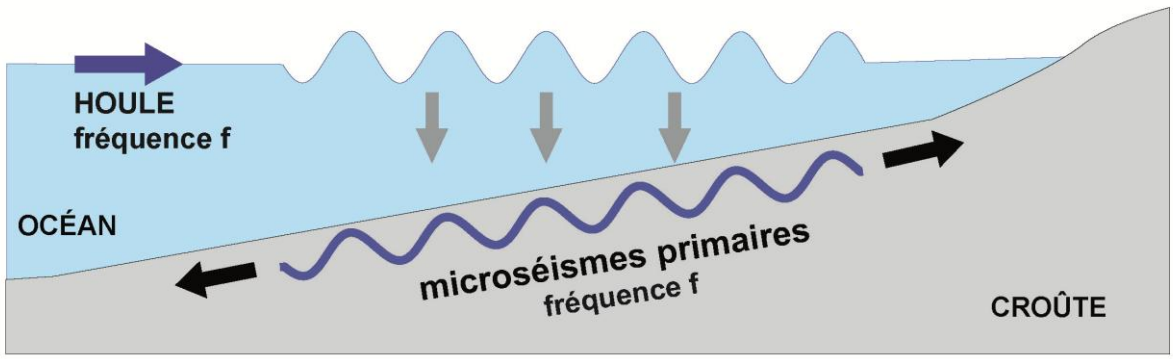

Figure 6 : Mécanisme de génération des microséismes primaires

La théorie de ce mécanisme, de même que celui des microséismes secondaires, a initialement été proposée par Hasselmann [1963], mais récemment, Ardhuin et al. [2015] y ont apporté quelques corrections : dans ce cas, la topographie du fond marin agit comme un train de houle fixe, à la fréquence $f1 = 0$ et caractérisé par un nombre d'onde k1. Un train de houle en surface à la fréquence $f2$ et au nombre d'onde $k2$ va transmettre des fluctuations de pression sur le fond aux mêmes fréquences que celles des vagues, et aux nombres d'ondes $k_1 \pm k_2$, ce qui permet là encore d'atteindre des longueurs d'ondes de l'ordre de celles des microséismes.

D'un point de vue purement théorique, l'interaction d'un train de houle de longueur d'onde $\lambda 2$ avec un fond marin de forme sinusoïdale et de longueur d'onde $\lambda 1$ peut générer une fluctuation de pression sur le fond qui se propage dans le même sens que les vagues si

$\lambda 2 < \lambda 1$, et dans le sens opposé sinon, avec une longueur d'onde égale à $1/(\frac{1}{\lambda 2} - \frac{1}{\lambda 1})$. Dans le cas d'un fond marin réel, les microséismes peuvent être générés à toutes les longueurs d'ondes et dans toutes les directions.

Si la côte est linéaire et les fonds de pentes régulières, les vagues qui arrivent perpendiculairement à la côte peuvent générer des variations de pressions de longueurs d'ondes similaires aux microséismes. Les variations de profondeur à l'échelle de la longueur d'onde $\lambda 2$ peuvent fortement amplifier les sources de bruit. Ainsi, les variations topographiques de petite échelle présentes sur la partie superficielle du plateau continental pourraient constituer les principales sources de microséismes primaires entre 10 et 20 s de période [*Ardhuin et al.*, 2015].

1.2.4. Observations du bruit microsismique (de 1950 à nos jours)

Diverses études ont montré que les deux types de microséismes, primaires et secondaires, pouvaient être enregistrés simultanément au cours d'une même tempête, sans que leurs mécanismes de génération soient encore bien compris [*Oliver and Page*, 1963]. Les premières observations qui ont permis de vérifier les théories proposées par Hasselmann [1963] pour expliquer la génération des microséismes sont celles de Haubrich [1963]. Dans cette étude, des séries de mesures ont été réalisées à proximité de San Diego, en Californie, entre le 19 et le 24 mai 1962, sur deux stations voisines permettant de comparer les spectres associés au bruit sismique et aux vagues enregistrés pendant un événement de tempête, qui trouve probablement son origine dans la mer de Ross, située à plus de 11000 km en bordure du continent Antarctique. Les enregistrements ont été réalisés sur des stations large bande qui permettent d'obtenir des spectres avec une résolution satisfaisante et d'effectuer une comparaison détaillée entre ceux associés au bruit sismique et aux vagues dans la bande de fréquence comprise entre 0.03 et 0.3 Hz. Deux pics distincts ont pu être identifiés sur les spectres du bruit sismique : un pic à la même fréquence que celle de la houle, ainsi qu'un autre pic plus large et plus énergétique au double de la fréquence des vagues. Les deux pics observés présentent un décalage dans le temps vers les plus hautes fréquences, typique de l'effet de dispersion des vagues océaniques générées par une tempête lointaine. En effet, les houles de longue période sont caractérisées par des vitesses de propagation plus élevées que

les houles de courtes périodes. La présence simultanée des deux pics suggère ainsi que les deux types de microséismes ont une origine locale, avec des microséismes secondaires probablement générés par la réflexion des vagues sur la côte. Cet épisode microsismique analysé par Haubrich [1963] a permis de valider la théorie proposée par Hasselmann [1963] et de quantifier le niveau de bruit sismique associés aux microséismes secondaires et primaires, en faisant l'hypothèse d'une pente moyenne constante du fond marin estimée à 10%.

Depuis, grâce aux progrès techniques, de nouvelles méthodes ont vu le jour pour analyser le bruit microsismique plus finement et à plus grande échelle. Les analyses en fréquence et nombre d'onde (f-k) qui utilisent un réseau dense de sismomètres larges bandes situé à grande distance des sources ont permis de mieux comprendre la nature et les caractéristiques des ondes qui constituent les microséismes. Des ondes de surface de type Rayleigh et Love ont été identifiées dans leur mode fondamental et dans des modes supérieurs [*Tanimoto et al.*, 2006; *Brooks et al.*, 2009]. Des ondes de volume (de type P) ont également été identifiées par cette technique [*Landès et al.*, 2010] et récemment modélisées [e.g., *Obrebski et al., 2013; Gualtieri et al.*, 2014]. D'après ces observations, les ondes de surface aux modes élevés et les ondes P sont présentes aux périodes inférieures à 5 s [*Koper et al.*, 2010]. Des ondes P, PP et PKP sont également observées à plus longue période, dans la gamme de fréquence des microséismes secondaires [*Gerstoft et al.*, 2008]. Toutefois, ce sont les ondes de Rayleigh et de Love qui prédominent les microséismes aux périodes supérieures à 5 s [e.g., *Toksöz and Lacoss*, 1968; *Tanimoto et al.*, 2015].

Les microséismes étant essentiellement dominés par les ondes de surface qui se propagent le long de la surface de la Terre, des techniques de traitement du signal comme le « beamforming » (à partir d'un réseau dense de sismomètres) ou l'analyse de la polarisation (à partir de stations sismiques individuelles) se sont développées pour déterminer la direction de la source d'où proviennent les microséismes [e.g., *Friedrich et al.*, 1998; *Chevrot et al.*, 2007; *Gerstoft and Tanimoto*, 2007; *Koper et al.*, 2010; *Schimmel et al.*, 2011]. La limite de ces méthodes réside dans le fait qu'elles apportent seulement une indication sur la direction de la source de bruit mais pas sur la distance qui sépare celle-ci du lieu d'observation. De plus, il est parfois difficile de pouvoir déterminer la localisation exacte de la source à partir de la projection des back azimuts mesurés en raison de la nature complexe du processus d'excitation des microséismes secondaires. En effet, l'amplitude des sources varie en fonction

du temps et de la fréquence, de même que l'amplification des sources varie en fonction de la fréquence, de la bathymétrie et de la vitesse des ondes dans la croûte [*Longuet-Higgins*, 1950].

Le grand nombre d'observations réalisées a permis d'identifier les principales sources de bruit sismique. Si la source principale des microséismes, primaires comme secondaires, a été décrites dans de nombreuses études comme située au voisinage des côtes [e.g., *Haubrich et al.*, 1963; *Cessaro*, 1994; *Bromirski and Duennebier*, 2002; *Barruol et al.*, 2006; *Gerstoft and Tanimoto*, 2007], des microséismes secondaires ont également pu être localisés en océan profond, associés à des tempêtes lointaines permettant la rencontre de vagues de périodes sismilaires et de directions opposées [e.g., *Cessaro*, 1994; *Gerstoft and Tanimoto*, 2007; *Obrebski et al.*, 2012; *Stutzmann et al.*, 2012].

1.2.5. Modélisation : de la houle au bruit microsismique

Grâce aux principes théoriques qui expliquent les mécanismes de génération des microséismes et aux progrès technologiques des dernières décennies dans le domaine de l'informatique, des modèles numériques permettant de calculer la localisation des sources de bruit sismique ont pu voir le jour. La modélisation des sources de bruit sismiques découle d'une modélisation de l'état de la mer qui permet le calcul d'un spectre de vagues $E(f,\theta)$, dont l'intégration sur les directions est $E(f)$, et dont l'intégration du produit des énergies dans des directions oppsoées est $E(f)^2 * I(f)$, à laquelle est proportionnelle la source de source de bruit sismique à la fréquence double. La difficulté de cette modélisation est que les modèles de vagues n'ont jamais été validés en termes de $I(f)$ [e.g., *Ardhuin et al,* 2011*; Ardhuin and Roland,* 2012; *Ardhuin et al.*, 2013].

Le premier modèle ayant permis de localiser des sources de bruit sismique dans les cas de classe III à partir d'un modèle numérique de vagues en accord avec les observations a été développé par Kedar et al. [2008]. Depuis, Ardhuin et al. [2011] ont développé un modèle plus complet pour calculer les sources de bruit sismique en améliorant les résultats en termes de $I(f)$, en particulier pour les sources de bruit de classe I et II [*Ardhuin et al.*, 2013]. Ces modèles restent très insuffisants pour des fréquences supérieures à 0.5 Hz du fait de la mauvaise représentation de $I(f)$. Leur modèle, qui permet de calculer le spectre des vagues

$E(f,\theta)$ en chaque maille du modèle, est forcé par les vents de surface, ainsi que la concentration de glaces de mers et d'icebergs, et il prend en compte le phénomène de réflexion des vagues sur la côte. Dans la plupart des applications [e.g., *Stutzmann et al.*, 2012], une configuration couvrant le globe de 80°S à 80°N avec une résolution spatiale de 0.5° fournit des cartes du paramètre $E(f)^2 * I(f)$ toutes les trois heures et pour des fréquences comprises entre 3 mHz et 0.7 Hz. Il est alors possible de calculer le champ de pression résultant de l'interaction entre des vagues de directions opposées, en termes de fréquence et de nombre d'onde, à la surface et sur le fond, puis de le convertir en sources de bruit sismiques correspondant à des ondes de Rayleigh [*Longuet-Higgins*, 1950; *Hasselmann*, 1963; *Ardhuin and Herbers*, 2013]. En prenant en compte les deux mécanismes (primaire et secondaire) qui sont à l'origine de la génération des microséismes, ce modèle a permis de recalculer le spectre complet du bruit microsismique tel qu'il est enregistré par la composante verticale d'un sismomètre. Ainsi, les interactions entre deux trains de houle de même période et de directions opposés produisent le niveau de bruit des microséismes observés aux périodes inférieures à 13 s, alors que la propagation de trains de houle sur un fond en pente génère un niveau de bruit des microséismes observés aux périodes supérieures à 13s [*Ardhuin et al.*, 2015]. L'intérêt de tels modèles, outre la validation des mécanismes de génération des microséismes, est bien sûr de pouvoir localiser ces sources de bruit et de suivre leur évolution dans le temps. D'autre part, ils permettent de comparer à échelle globale la répartition des sources sismiques modélisées avec les observations disponibles, et de mettre en évidence des incohérences. Ainsi, il a été remarqué que les sources sismiques modélisées dans l'océan Arctique étaient très sous-estimées par rapport aux observations, et cela a été expliqué par la non prise en compte des icebergs dans le modèle de vague, pourtant très nombreux dans cette région du globe. Depuis la prise en compte des icebergs, qui, représentant une surface importante et non négligeable pour la réflexion des vagues, sont à l'origine de sources potentielles de bruit sismique secondaire de classe II, les modèles sont en meilleur accord avec les observations. Cet exemple illustre comment les modèles de bruit sismique permettent de corriger et d'améliorer les modèles de vagues globaux, et ainsi de mieux caractériser et comprendre les vagues qui sont à l'origine de ce bruit sismique.

1.2.6. Utilisations du bruit microsismique

Le bruit sismique s'avère utile dans de nombreux domaines d'applications. D'une part, la technique de corrélation de bruit sismique ambiant [e.g., *Campillo and Paul*, 2003; *Shapiro and Campillo*, 2004] permet d'effectuer l'imagerie tomographique de structures superficielles [e.g., *Stehly et al.*, 2009] ou profondes [e.g., *Poli et al.*, 2015] . Cette technique permet également d'assurer le suivi temporel de structures géologiques à petite échelle, par exemple pour le monitoring d'un volcan [e.g., *Brenguier et al.*, 2007; *Obermann et al.*, 2013] ou d'une faille sismique [e.g., *Wegler and Sens-Schönfelder*, 2007; *Roux et al.*, 2011]. À plus grande échelle, elle peut être utilisée dans l'investigation des propriétés de la terre solide en tomographie [e.g., *Shapiro et al.*, 2005]. Enfin, cette technique est également utilisée pour déterminer l'orientation des sismomètres fond de mer [e.g., *Zha et al.*, 2013].

Les microséismes étant directement associés à l'activité de la houle au large et à proximité des côtes, ils peuvent être utilisés pour quantifier la houle [e.g., *Bromirski et al.*, 1999; *Barruol et al.*, 2006; *Aster et al.*, 2010]. Cette capacité peut être intéressante dans des localisations où les observations directes de mesure des vagues sont très rares [e.g., *Barruol et al.*, 2006] alors que des capteurs sismiques terrestres peuvent êtres installés relativement simplement et à moindre coût. À plus grande échelle et sur de plus longues périodes, ils peuvent également être utilisés pour suivre les changements climatiques globaux liés à l'activité des tempêtes dans les océans [e.g., *Grevemeyer et al.*, 2000; *Stutzmann et al.*, 2012], ou encore pour suivre la concentration de banquises dans les pôles [e.g., *Stutzmann et al.*, 2009; *Grob et al.*, 2011; *Tsai and McNamara*, 2011]. L'analyse des microséismes enregistrés depuis le début du XX^{ème} siècle permet ainsi de reconstruire des séries temporelles de l'activité des vagues dans des régions pour lesquelles on ne dispose d'aucunes autres observations [e.g., *Bernard*, 1990; *Grevemeyer et al.*, 2000].

PARTIE 2 :

LES SOURCES DE MICROSÉISMES SECONDAIRES À L'ÉCHELLE DE L'OCÉAN INDIEN,

Relations avec les tempêtes océaniques

La deuxième partie porte sur les sources de microséismes secondaires à l'échelle de l'océan Indien, en relation avec les tempetes océaniques. Dans un premier temps, nous utilisons deux méthodes pour détecter les sources de bruit lointaines : l'analyse de la polarisation et l'analyse spectrale. Dans un second temps, nous utilisons un réseau de stations sismologiques fond de mer (OBS) pour suivre la progression in situ d'une source de bruit associée au passage d'un cyclone.

2.1 Détection lointaine des sources de microséismes secondaires

2.1.1. Introduction

Comme il a été détaillé précédemment, il existe trois situations pouvant conduire à la formation de microséisme secondaire par le mécanisme d'interaction non linéaire entre deux trains de houles de même période et de directions opposées. Il peut s'agir de l'interaction entre des vagues opposées au sein d'une même tempête (Figure 3), de la réflexion des vagues à la côte (Figure 4), ou encore de la rencontre entre des trains de houle issus de deux tempêtes distinctes (Figure 5).

Les sources de microséismes secondaires peuvent donc être « lointaines » ou « proches » en fonction de leur distance à la côte, et elles peuvent se produire en milieu profond ou plus superficiel. De nombreuses études ont cherché à localiser ces sources de bruit afin d'identifier celles qui sont prédominantes dans les microséismes enregistrés par les stations sismiques en fonction de leur localisation. En effet, l'utilisation des microséismes pour assurer le suivi du climat et l'état des vagues dans une région donnée nécessite au préalable de bien avoir identifié la localisation des sources de bruit enregistrées.

Différents travaux publiés ces dernières décennies ont permis de localiser des sources de microséismes secondaires en milieu côtier peu profond, associées au phénomène de réflexion de la houle incidente [e.g., *Bromirski and Duennebier*, 2002; *Bromirski et al.*, 2013], et aussi en milieu profond, induits par l'interaction de houles issues de deux tempêtes lointaines [e.g., *Obrebski et al.*, 2012]. Un nombre important d'études a porté sur l'analyse des sources de bruit secondaires dans les océans Pacifique et Atlantique [e.g., *Haubrich and McCamy*, 1969; *Friedrich et al.*, 1998; *Chevrot et al.*, 2007; *Gerstoft and Tanimoto*, 2007; *Brooks et al.*, 2009; *Koper et al.*, 2010; *Behr et al.*, 2013] ou bien à l'échelle globale [e.g., *Aster et al.*, 2008; *Gerstoft et al.*, 2008; *Stutzmann et al.*, 2012] mais très peu concernent l'océan Indien [e.g., *Koper and De Foy*, 2008; *Reading et al.*, 2014; *Sheen*, 2014]. L'objectif de ce chapitre est de combler cette lacune en proposant une analyse globale des sources de bruit secondaires à l'échelle de l'océan Indien.

2.1.2. Localisation des sources de microséismes secondaires : méthodes utilisées

Parmi les techniques couramment utilisées pour localiser les sources de bruit, il existe le « **beamforming** », encore appelé filtrage spatial. Cette technique de traitement du signal nécessite l'utilisation d'un réseau dense de capteurs sismiques qui permet d'analyser la réception directionnelle des signaux dans le domaine fréquentiel. Quand cette analyse porte sur les ondes de surface, reconnues pour dominer le signal microsismique, le beamforming n'apporte qu'une indication sur la direction d'où proviennent ces signaux, encore appelée le back azimut. Il faut alors avoir recours à plusieurs réseaux installés dans une configuration particulière qui permettent alors, par triangulation, de localiser la source du bruit à l'endroit où se croisent les différents back azimuts relevés sur chaque réseau. Cela fonctionne dans le cas d'une source unique et ponctuelle, cependant la modélisation montre qu'il y a souvent des sources multiples et assez étendues. Plusieurs études ayant eu recours à cette technique ont néanmoins mis en évidence des sources de bruits secondaires dominantes à proximité des côtes [e.g., *Essen et al.*, 2003; *Gerstoft and Tanimoto*, 2007], sans toutefois exclure quelques rares sources associées à des tempêtes lointaines en plein océan. Le beamforming a également mis en évidence la présence d'ondes de volume (de type ondes *P*) dans les microséismes [e.g., *Koper and De Foy*, 2008], et l'application de cette technique sur les ondes de volumes s'est révélée plus avantageuse puisqu'elle permet de mesurer à la fois le back azimut et la lenteur d'onde qui peut alors être convertie en distance pour localiser la source de bruit de façon plus directe. Alors que le beamforming appliqué aux ondes de surface a révélé davantage de sources de bruit secondaires en milieu peu profond à proximité des côtes [e.g., *Bromirski et al.*, 2013], les analyses basées sur les ondes de volumes des microséismes pointent au contraire davantage vers des sources de bruit secondaires associées à des tempêtes lointaines en océan profond [e.g., *Gerstoft et al.*, 2008; *Landès et al.*, 2010].

Une autre technique utilisée pour localiser les sources de bruit est l'analyse de la **polarisation**. Elle repose sur le fait que les microséismes sont principalement dominés par des ondes de surface de type Rayleigh, caractérisées par une polarisation elliptique dans le plan vertical et par un mode de propagation rétrograde. La polarisation décrit ainsi le mouvement de particule enregistré à la station selon les trois composantes. Dans le cas d'ondes de Rayleigh, il s'agit d'une ellipse contenue dans le plan vertical reliant la source à la station

sismique. Contrairement au beamforming qui nécessite un réseau dense de capteurs sismiques, l'analyse de la polarisation peut être réalisée sur des stations individuelles à condition qu'elles soient trois composantes et qu'elles peremettent d'enregistrer les signaux dans la bande de fréquence adéquate. En croisant les directions d'où proviennent les ondes de Rayleigh à chaque station, c'est à dire les back azimuts, on peut alors théoriquement retrouver la localisation de la source de bruit.

L'analyse de la polarisation est effectuée dans le domaine temps-fréquence sur les traces sismiques enregistrées sur les trois composantes d'une station sismique [*Schimmel and Gallart*, 2003 ; 2004; 2005 ; *Schimmel et al.*, 2011]. L'approche consiste à détecter des signaux pour lesquels la polarisation, qui correspond à celle des ondes de Rayleigh, reste stable pendant au moins quatre fois la période du signal considéré. Chaque signal détecté est alors caractérisé par sa fréquence et son back azimut. Ce dernier est déterminé en faisant l'hypothèse d'un mouvement elliptique rétrograde, c'est à dire le mode de propagation caractéristique du mode fondamental des ondes de Rayleigh qui prédominent les microséismes [*Schimmel et al.*, 2011].

Cette méthode ne nécessite pas de lourds déploiements de matériel, et peut être utilisée avec les stations sismiques permanentes. Elle a déjà fait l'objet de nombreuses études, à différentes échelles. Des études globales portant sur les sources de bruit secondaires [e.g., *Stutzmann et al.*, 2009; *Schimmel et al.*, 2011] ont montré qu'il peut exister des variations saisonnières dans les azimuts mesurés en fonction de la localisation de la station sismique, et que des sources lointaines en océan profond peuvent générer des ondes de Rayleigh qui sont enregistrées par des stations continentales à plusieurs milliers de kilomètres. De manière plus locale, cette technique a mis en évidence une source de bruit importante localisée en milieu profond dans l'Océan Pacifique, générée par l'interaction entre des houles provenant de deux tempêtes lointaines [e.g., *Obrebski et al.*, 2012], ou bien encore des sources secondaires générées par le phénomène de réflexion à la côte dans l'océan Atlantique Nord [e.g., *Sergeant et al.*, 2013].

2.1.3. Localisation des sources de microséismes secondaires à l'échelle de l'océan Indien par l'analyse de la polarisation

Afin de réaliser une analyse des sources de bruit à l'échelle de l'océan Indien, nous avons analysé la polarisation des signaux sismologiques sur 15 stations localisées dans l'ensemble du bassin océanique, à partir des données enregistrées durant une année complète.

Cette étude, qui a pour but de localiser et de caractériser les sources de bruit secondaires dans l'Océan Indien, a fait l'objet d'une publication dans la revue *Geophysical Journal International* présentée ci-dessous:

Sources of secondary microseisms in the Indian Ocean+

Geophysical Journal International

Geophys. J. Int. (2015) **202,** 1180–1189 doi: 10.1093/gji/ggv221
GJI Seismology

Sources of secondary microseisms in the Indian Ocean

C. Davy,[1] E. Stutzmann,[2] G. Barruol,[1] F.R. Fontaine[1] and M. Schimmel[3]

[1]*Laboratoire GéoSciences Réunion, Université de La Réunion, Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, UMR CNRS* 7154, *Université Paris Diderot,* 15 *avenue René Cassin, CS* 92003, *F-*97744 *Saint Denis cedex* 9, *France. E-mail: celine.davy@univ-reunion.fr*
[2]*Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, UMR* 7154 *CNRS, Paris, France*
[3]*Institute of Earth Sciences Jaume Almera, CSIC, Lluis Sole i Sabaris s/n, E-*08028 *Barcelona, Spain*

Accepted 2015 May 26. Received 2015 May 19; in original form 2015 February 12

Summary

Ocean waves activity is a major source of micro-vibrations that travel through the solid Earth, known as microseismic noise and recorded worldwide by broadband seismometers. Analysis of microseismic noise in continuous seismic records can be used to investigate noise sources in the oceans such as storms, and their variations in space and time, making possible the regional and global-scale monitoring of the wave climate. In order to complete the knowledge of the Atlantic and Pacific oceans microseismic noise sources, we analyze one year of continuous data recorded by permanent seismic stations located in the Indian ocean basin. We primarily focus on secondary microseisms (SM) that are dominated by Rayleigh

waves between 6 and 11 s of period. Continuous polarization analyses in this frequency band at 15 individual seismic stations allow us to quantify the number of polarized signal corresponding to Rayleigh waves, and to retrieve their back azimuths (*BAZ*) in the time-frequency domain. We observe clear seasonal variations in the number of polarized signals and in their frequencies, but not in their back azimuths that consistently point toward the Southern part of the basin throughout the year. This property is very peculiar to the Indian ocean that is closed on its Northern side, and therefore not affected by large ocean storms during Northern Hemisphere winters. We show that the noise amplitude seasonal variations and the back azimuth directions are consistent with the source areas computed from ocean wave models.

Introduction

Microseismic noise is generated by ocean gravity waves [*Longuet-Higgins*, 1950; *Hasselmann*, 1963] and is recorded worldwide by broadband seismic stations in the frequency range 0.05 – 0.3 Hz (periods between ~ 3 and 20 s). It is associated to ground vibration of a few microns in amplitude, and has been used in early investigations of seismic noise sources because it is correlated with weather disturbances [e.g., *Banerji*, 1930]. Microseismic noise is dominated by Rayleigh waves [e.g., *Ramirez*, 1940a], but body waves were also observed and modeled [e.g., *Barruol et al.*, 2006; *Gerstoft et al.*, 2008; *Koper et al.*, 2010; *Gualtieri et al.*, 2014]. Microseisms are generally split into primary and secondary microseisms that result from different physical processes. Primary microseisms (hereafter named PM) have the same periods as the ocean swells (typically between 10 and 20 s) and are accepted to be generated through direct interaction of swell with the sloping sea-floor in coastal areas [*Hasselmann*, 1963]. Secondary microseisms (hereafter named SM), on which we focus the present work, dominate seismic noise worldwide. They have half the period of the ocean waves (typically between 3 and 10 s) and are induced by a second-order pressure fluctuation generated by interference of swells of similar periods travelling in opposite directions [*Longuet-Higgins*, 1950].

It has long been known that SM are dominated by Rayleigh waves in the frequency range 0.1 - 0.17 Hz (6 to 10 s of period) [*Lee*, 1935; *Lacoss et al.*, 1969] that can be observed on seismic stations far from their generation areas [e.g., *Haubrich et al.*, 1963; *Tanimoto et*

al., 2006], but recent studies have shown that Love wave [*Nishida et al.*, 2008; *Tanimoto et al.*, 2015] and compressional waves [*Davy et al.*, 2014] can be detected in the SM frequency band. SM generally show elliptical polarization in the vertical plane, so the direction to the incoming waves can be inferred from the polarization observed on individual seismic stations, under the assumption that they are surface waves with retrograde polarization. SM noise sources have been located in near-coastal shallow waters [e.g., *Bromirski et al.*, 2013], related to coastal swell reflections interacting with the incident swell [e.g., *Bromirski and Duennebier*, 2002] and also in deep waters [e.g., *Obrebski et al.*, 2012], related to interactions between swells of opposite directions and similar periods. Most of the literature on the SM noise sources focuses on the Pacific and Atlantic oceans [e.g., *Haubrich and McCamy*, 1969; *Friedrich et al.*, 1998; *Chevrot et al.*, 2007; *Gerstoft and Tanimoto*, 2007; *Brooks et al.*, 2009; *Koper et al.*, 2010; *Behr et al.*, 2013] or on the global scale [*Aster et al.*, 2008; *Gerstoft et al.*, 2008; *Stutzmann et al.*, 2012] and very few on the Indian [e.g., *Koper and De Foy*, 2008; *Sheen*, 2014] and the Southern oceans [*Reading et al.*, 2014]. The motivation of this work is therefore to improve our knowledge of the noise sources in the Indian ocean.

SM source regions have been remotely detected and located in the ocean basins by techniques such as beamforming [*Essen et al.*, 2003; *Landès et al.*, 2010] or polarization analyses [e.g., *Schimmel et al.*, 2011], and also modeled [e.g., *Ardhuin et al.*, 2011; *Stutzmann et al.*, 2012]. From numerical modeling, Ardhuin *et al*. [2011] showed that seismic sources generated on the seafloor by standing waves developing at the ocean surface may occur under three situations of ocean-wave interactions: in a single storm with a broad ocean wave directional spectra (class I), by the interaction between an incoming swell with its own coastal reflection (class II), and finally, by two distinct swells of similar periods and propagating in opposite directions (class III).

In the present study, we used one year (2011) of continuous data recorded at 15 permanent broadband seismic stations located in the Indian ocean basin. The choice of this particular year was motivated by the data continuity provided at most stations and the time length of one year was chosen to spot seasonal variations. On these continuous data, we performed a polarization analysis [*Schimmel and Gallart*, 2003; 2004; 2005; *Schimmel et al.*, 2011] to detect polarized signals in the time-frequency domain and to determine their back

azimuths (*BAZ*). We then used this information to characterize the source areas of SM noise in the Indian ocean and to follow their variations with time and frequency. Finally, we compared the results obtained by the polarization analysis with the locations of the SM noise sources predicted by a numerical wave model.

Data and Method

We processed one year (2011) of continuous waveform data from 15 seismic stations of global (GEOSCOPE, GSN) and regional seismic networks (Geoscience Australia, Pacific21) located in the Indian ocean (Figure 7). These stations were selected for their complete geographical distribution and their good data availability during the year 2011. Data from the three components (North-South, East-West, and vertical) were converted to ground velocity by removing the instrument response and decimated at 1 sample per second to extract frequency-dependent noise polarization from the continuous three-component records in the frequency range 0.05-0.33 Hz (between 3 and 20 s of period). All individual records were transformed into the time-frequency domain using the S transform [*Stockwell*, 1996; *Ventosa et al.*, 2008] in which the window size has been scaled to the period of interest.

We performed a polarization analysis [*Schimmel and Gallart*, 2003; 2004; 2005; *Schimmel et al.*, 2011] that allows detecting polarized signals as a function of time and frequency, which are characterized by the measurement of the instantaneous degree of polarization (*DOP*). The *DOP* is a quality measurement linked to the stability of an arbitrary polarization state with time. It is based on the fact that the polarization of a high-quality signal should remain stable with time. The *DOP* has been adjusted to detect elliptical particle motion in a vertical plane and is built from polarization attributes, such as the semi-major and semi-minor axes of the ellipse that best fit the ground motion. It ranges between 0 and 1, with 1 indicating a perfect polarized signal of elliptical particle motion in a vertical plane and 0 a random ground motion. The polarization attributes are determined through an eigen analysis of spectral matrices which were constructed from the time-frequency representation of the three component seismograms. For more details about the *DOP* construction see Schimmel *et al.*, [2011].

Detections were based on *DOP* larger than 0.75 to keep only the measurements corresponding to stable elliptical polarization but also on the polarization stability over a time

period of a minimum four times the signal period. Combining this polarization with the fact that the orientation of the ground motion ellipse is assumed to be retrograde, as described for fundamental mode Rayleigh waves, allows us to determine the direction of the incoming waves, called the *BAZ*.

This polarization analysis resulted in a matrix containing time, frequency, *DOP* and *BAZ* quadruples for all the signals detected during the year at each seismic station. These data are then used to analyze the *BAZ* of the seismic sources in the Indian ocean and their variations with time and frequency.

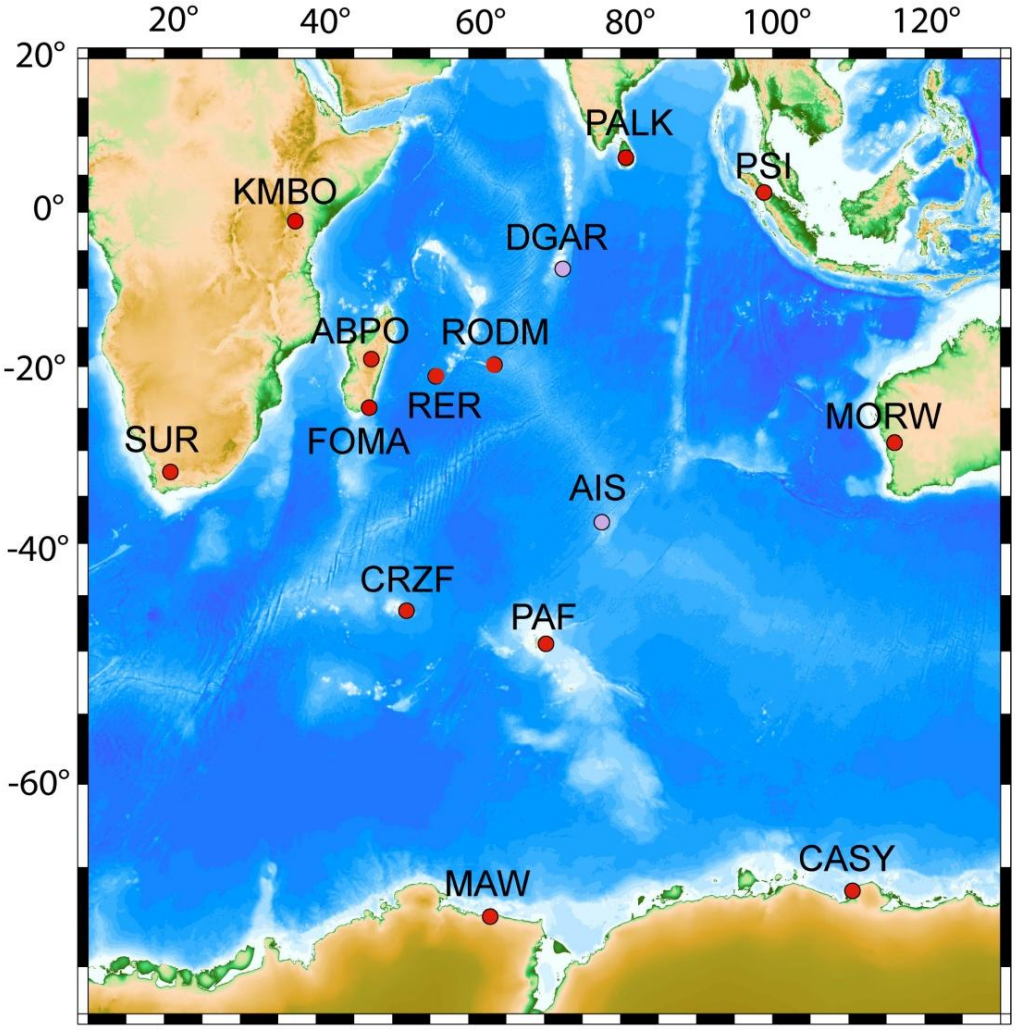

Figure 7 : Map of the 15 permanent Indian ocean seismic stations used in this work. These stations are part of the GEOSCOPE, IRIS, Geoscience Australia and Pacific21 networks. The station locations are indicated by colored circles to indicate if the dominant noise is in the PM (light purple) or SM (red) frequency bands (see Figure 8).

Results of polarization analysis

We first quantified the amount of elliptically polarized signals detected throughout the year at each station as a function of frequency. We obtained the polarization spectra shown in Figure 8, in which the black bold lines represent the amount of polarized signals counted in frequency bins of 0.01 Hz. The maximum number of detected signals by bins was normalized to 1 at each station to show the relative distribution of the polarized signals as a function of frequency.

All the polarization spectra clearly show a bimodal distribution with a frontier between the two peaks around 0.09 Hz (11 s of period). The histogram superimposed on every plot in Figure 8 indicates for each station the normalized total amount of detections throughout the year in each frequency band. One observes generally much less polarized signals for the PM (in light purple, between 0.04 and 0.09 Hz, 11-25 s of period) than for the SM (in red, between 0.09 and 0.17 Hz, 6-11 s of period). We thus observe more polarized signals detected in the SM frequency band at most stations, whatever their land, coastal or island situation. The PM detections dominate only at stations DGAR and slightly at AIS. However, it must be noted that these two seismic stations seem to be of low quality with particularly noisy data (as discussed later) that could make the detection of both the PM and SM less robust.

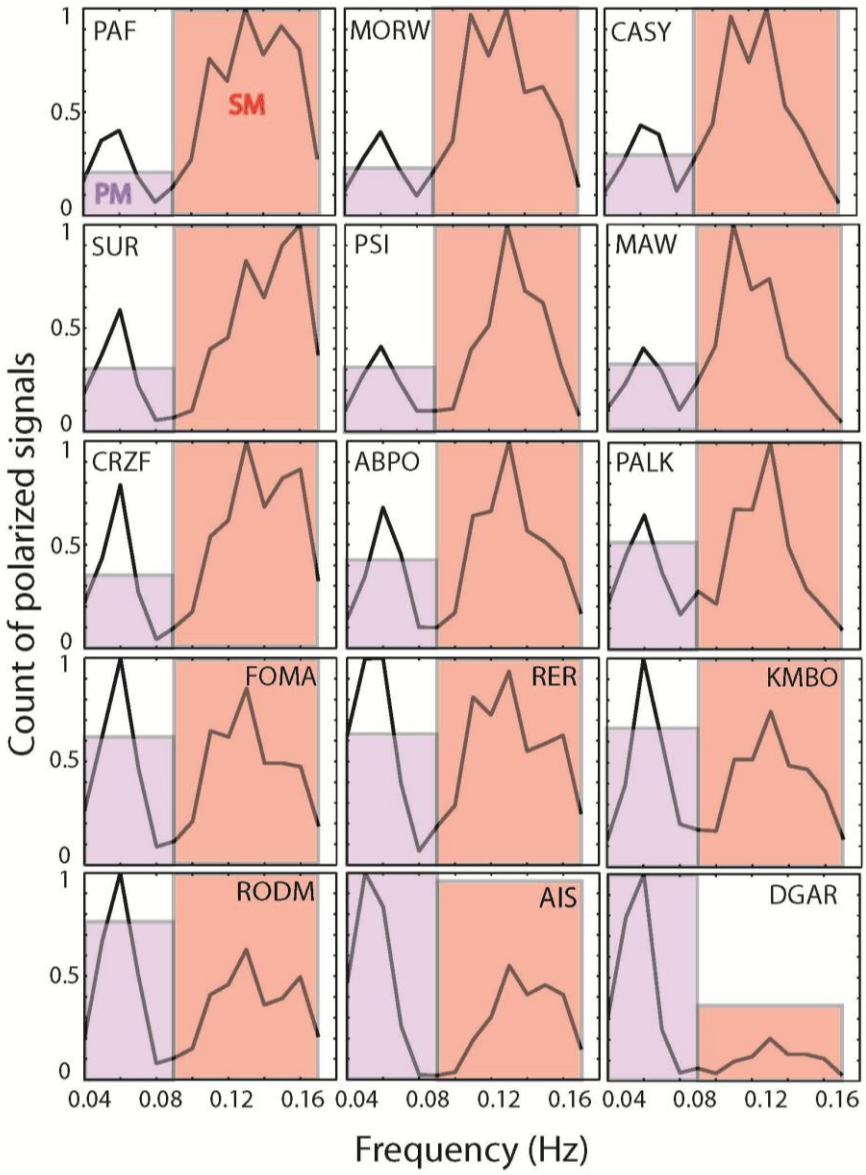

Figure 8 : Polarization spectra showing the distribution of the polarized signals detected throughout the year 2011 as a function of frequency for the 15 Indian ocean stations. PM marks the primary microseism frequency band between 0.04 and 0.09 Hz (around 11 - 25 s) and SM marks the secondary microseism frequency band between 0.09 and 0.17 Hz (around 6 - 11 s). A histogram is superimposed on each plot and shows the normalized relative distribution between the polarized signals counted throughout the year in the PM (in light purple) and the SM (in red) frequency bands. The stations are sorted on the relative importance of the SM over the PM magnitude.

The variations of the number of detections in time reveal a clear seasonality for the SM detections, whereas PM detection levels are rather constant throughout the year, as shown in Figure 9. More SM polarized signals are detected in austral winter (from May to September) at all these stations, even at the ones that are located in the Northern Hemisphere such as the station PSI. This feature can be explained by the fact that the Indian ocean is closed on its Northern side and is therefore dominated by a Southern Hemisphere dynamics. All the stations in and around this ocean record many more polarized signals in austral winter than in austral summer (December to March). This is not the case for the seismic stations located in the Atlantic or the Pacific oceans. These basins indeed extend at high latitudes in both the Northern and Southern Hemispheres, where Northern and Southern winter storms may develop. In these oceans, one observes a variability of the SM over the year correlated with the latitude of the stations and the season, with more SM signals during the local winter in both Northern and Southern Hemispheres [e.g., *Stutzmann et al.*, 2009; *Schimmel et al.*, 2011].

To localize the SM source generation areas, we use the *BAZ* measured at each individual seismic station by the polarization analysis. The *BAZ* are extracted from the elliptically polarized signals with particle motion in a vertical plane. The 180° ambiguity in the *BAZ* is removed by assuming that fundamental mode surface waves are characterized by a retrograde polarization. The polarization analysis is performed in the time-frequency domain, and we can therefore measure the *BAZ* as a function of time and frequency.

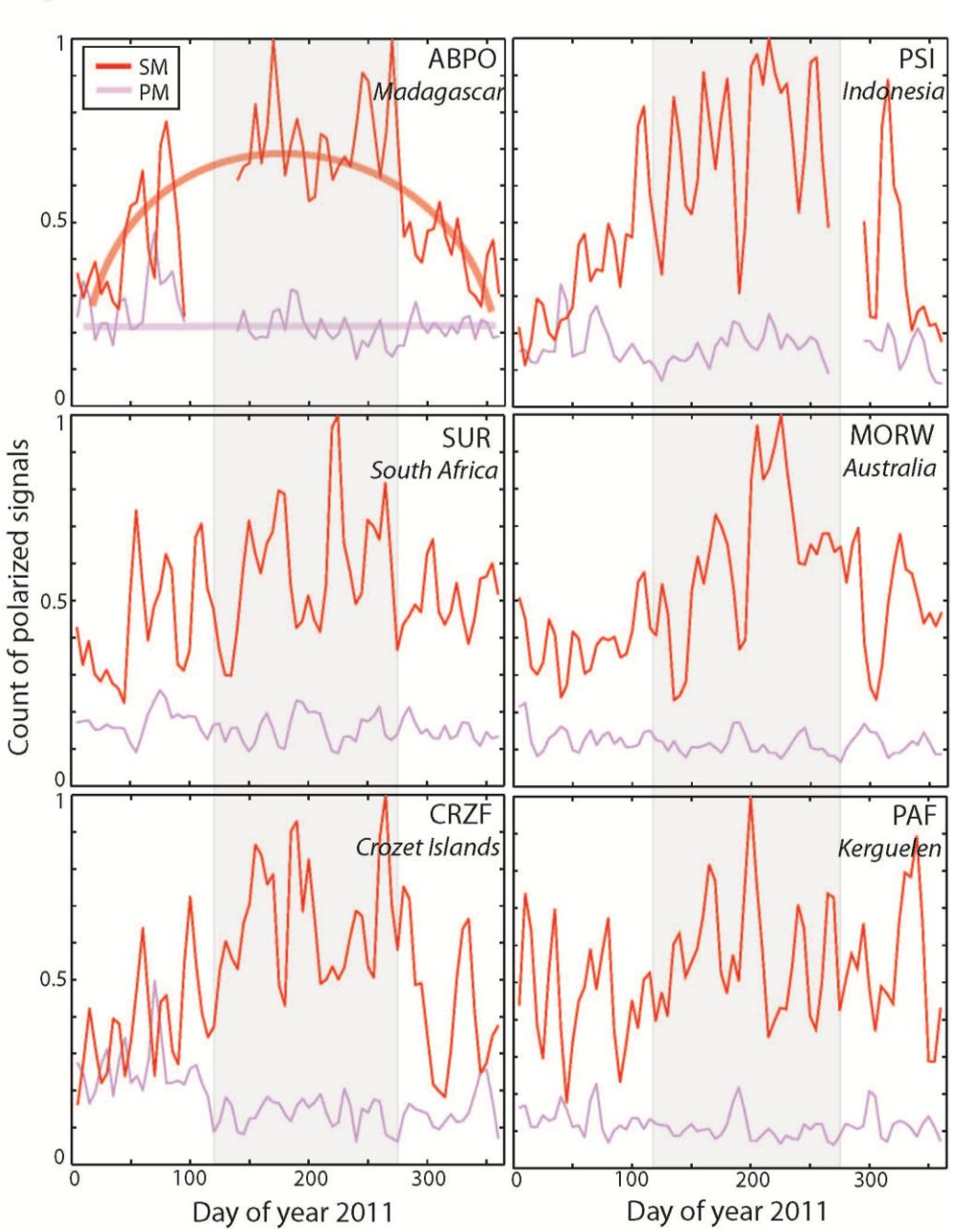

Figure 9 : Seasonal variations of the number of detected signals polarized in a vertical plane throughout the year 2011 at the stations ABPO (Ambohimpanompo, Madagascar), PSI (Sumatera, Indonesia), SUR (Sutherland, South Africa), MORW (Morawa, Western Australia), CRZF (Port Alfred-Ile de la Possession-Crozet Islands, France) and PAF (Port aux Français, Kerguelen Islands). Plotted are the normalized moving averages obtained from 10-day data windows with 50% overlap. Frequency bands for the PM (in light purple) and the SM (in red) are the same as in Figure 8. Austral winter is shaded in grey, from May to September.

Figure 10 shows examples of the monthly variations of the SM *BAZ* as a function of frequency at station ABPO in Madagascar and PAF in Kerguelen Islands. These two stations exhibit different SM detection patterns, but they both show a dominant *BAZ*, stable throughout the year. Detections at station ABPO point to a source area localized toward the South-South-East of Madagascar whereas detections at station PAF point out toward the West-South-West of the Kerguelen Islands. The seasonal variability in the number of SM polarized signals is underlined by much more detected signals during the austral winter than during the austral summer. As a comparison, the total amount of SM signals detected in the frequency band 0.09 – 0.17 Hz at station PAF was 65699 in July and only 36925 in February.

Figure 10 : Monthly variations of SM polarized signals detected at stations ABPO and PAF throughout the year 2011. Every polarization diagram corresponds to one month of measurements where each detection is characterized by its back azimuth (indicated by the angle with respect to North) and its frequency (indicated by the radius). Inner and outer circles correspond to 0.09 and 0.17 Hz (around 6 - 11 s), which are the limits of the SM frequency band. The color indicates the number of polarized signals detected by bin of 3° for the back azimuth and of 0.01 Hz for the frequency. Red colors correspond to the maximum number of SM polarized signals detected by bins, which is saturated at 500.

We also observe a seasonal variability in the dominant frequency of the SM signals throughout the year, with higher frequency SM signals detected in austral summer and lower frequency SM signals detected in austral winter. This feature visible on the two examples presented in Figure 10 is found at most seismic stations and summarized in Figure 11, which represents the daily dominant measured frequency of the SM polarized signals at ten stations throughout the year 2011, smoothed over a week-long moving window. Despite the fact that each curve may display important variations of 10-30 days of period, Figure 11 clearly shows a general trend characterized by a yearly variation, with lower dominant frequencies for signals detected during austral winter (indicated by the grey area) and higher dominant frequencies for signals detected during austral summer. Such a seasonality of the SM dominant frequency can be explained by the fact that the largest storms, characterized by long period swells, occur mainly in austral winter, and thus generate longer period SM (with half the period of the ocean waves).

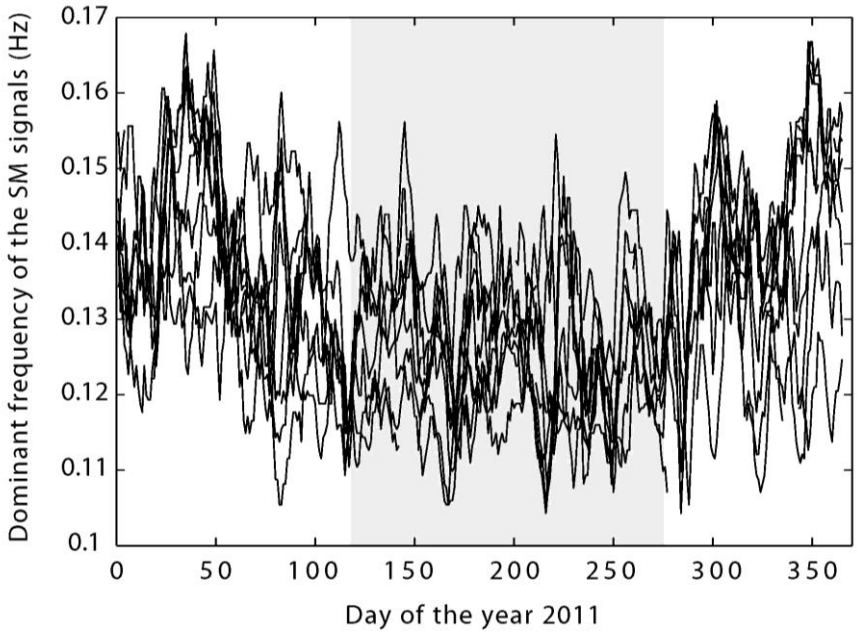

Figure 11 : Seasonal variation of the dominant frequency of the SM, as a function of the day of year 2011 for ten of the Indian ocean seismic stations. We plot the dominant frequency of the SM polarized signals within each day with a smoothing window spanning one week. Austral winter is shaded in grey, from May to September.

This year-long analysis also reveals a dominant *BAZ* in the SM frequency band that remains stable throughout the year at most seismic stations within and around the Indian

ocean basin. This stability allows us to investigate the geographical meaning of the SM noise source locations. Figure 12 shows the detection pattern of the polarized signals in the SM frequency band (0.09 – 0.17 Hz) for the entire year 2011 at each seismic station, using the same representation as in Figure 10, except that the number of polarized signals has been normalized to 1 for each seismic station. The color scale has been saturated so that bins above 0.5 are shown in dark red to increase the visibility of smaller amplitude features.

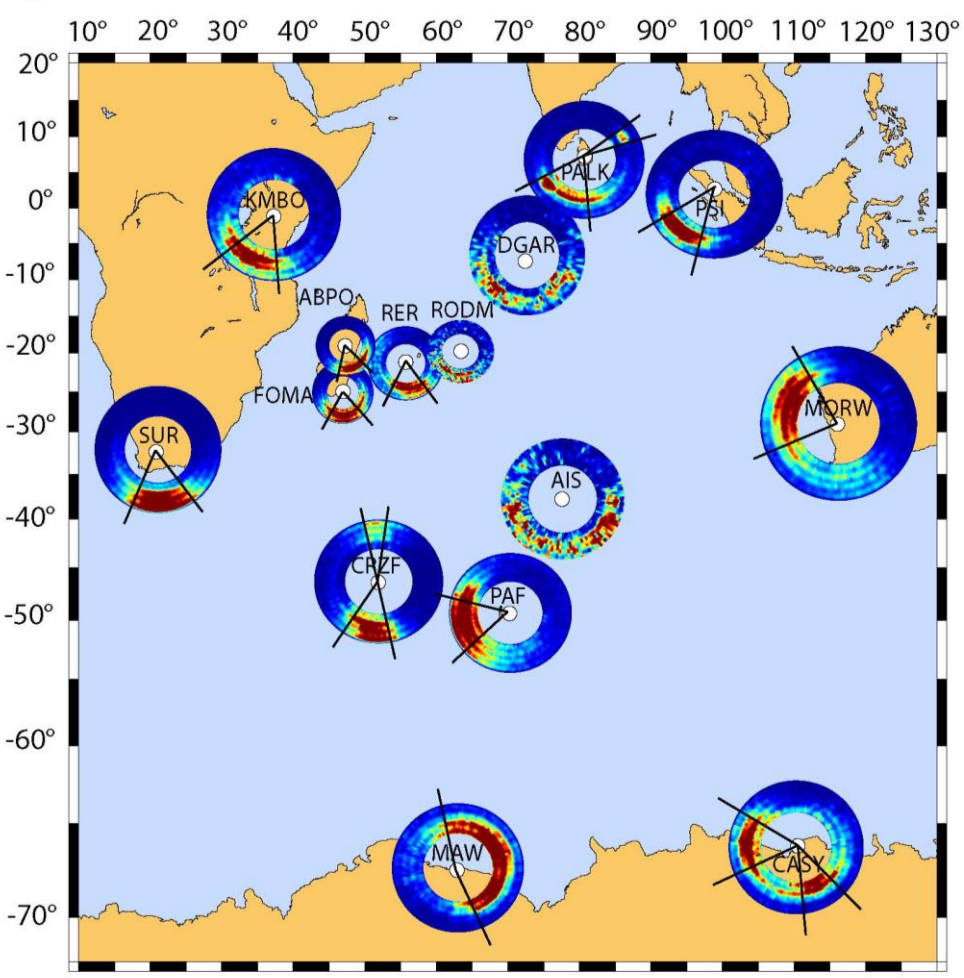

Figure 12 : Detection of the SM polarized signals throughout the year 2011. Diagrams are similar to those of Figure 10 except that they cover the whole year. Black lines delimit the dominant directions of the noise source back azimuths measured at each seismic station.

Most seismic stations show clear and dominant *BAZ* sources for the SM polarized signals throughout the year. The main directions of the dominant *BAZ*, corresponding to the maximum of polarized signals counted in the SM frequency band, are delimited in Figure 12

by black lines centered on the location of the seismic station. This clearly shows that the dominant *BAZ* generally points toward the South of the Indian ocean.

This systematic analysis also shows that the stations DGAR, RODM and AIS appear to be of low quality, probably owing to a noisier environment. For these three stations, the majority of the polarized signals cover a large domain pointing globally from the South-West to the South-East but without any stable and dominant *BAZ* throughout the year. The power spectral density (PSD) estimates at these stations (available at the Geoscope website http://geoscope.ipgp.fr and IRIS website http://ds.iris.edu/ds/products/pdf-psd/) show a noise level in the SM frequency band higher than the new high-noise model (NHNM) [*Peterson*, 1993], which may explain the weak performance of these broadband stations in detecting polarized signals.

If most stations show only one dominant range of *BAZ*, exceptions are observed at stations CRZF, CASY and PALK. For these three stations, we found a dominant *BAZ* that points toward the Southern Indian ocean, but also a secondary *BAZ* that points to a clearly different direction. At station CRZF, a second source of SM noise is likely present North of Crozet Islands. At CASY, SM coming from the South-East likely result from a source area located in the Southern Pacific ocean and at station PALK, secondary noise sources point toward the North-East, likely toward the Bay of Bengal, as observed previously by Koper [2008].

Another distinct feature is observed at station MORW, in Western Australia, where the dominant *BAZ* detected does not point toward the Southern Indian ocean, but instead toward the North-West. A likely hypothesis to explain detections at this station is that the SM sources could be dominated by swell coastal reflections rather than distant ocean waves interaction. This is favored by the fact that noise source modeling shows that strong SM sources are generated by wave reflections at the Western coast in Australia [*Stutzmann et al.*, 2012]. This point is discussed below and illustrated in Figure 13.

Discussion

PM vs SM amplitudes

The PM and SM are both characterized by large amounts of elliptically polarized signals but at most stations, we detected more signals in the SM frequency band than in the PM one throughout the year (Figures 8 and 9). This can be explained by the fact that the SM are observed globally as the strongest microseisms [e.g., *Aster et al.*, 2008], but also because they are detected in a larger frequency band, and because the mechanism at the origin of the SM can occur in both shallow waters and deep ocean. In contrast, the smaller number of PM detections can be explained by its narrower frequency band, but also by the fact that they are generated in shallow waters through pressure variations on the sloping seafloor and are quickly attenuated with distance [e.g., *Barruol et al.*, 2006].

SM of classes I and III [*Ardhuin et al.*, 2011], that are generated by more distant source areas located in the deep ocean can explain both the predominance of the SM over the PM, and the seasonal variations in SM with more energy during austral winter when larger storms occur in the Southern ocean. If the SM of class II (generated near the shore by coastal reflection of an incoming swell) were responsible for the SM increase detected during austral winter, we should observe a simultaneous PM increase at the same time, since the PM are also generated by the local swell activity near the shore. The missing seasonality in the PM observations suggests that PM and SM are decoupled from each other as one may expect for distant SM sources and near-coastal PM sources. The absence of seasonal variability in the number of detected signals in the PM frequency band (Figure 9) suggests that the stations record SM signals predominantly from distant source areas of classes I and III located in the deep ocean. Since the SM have twice the frequency of the ocean waves generating them and are proportional to the product of their amplitudes [*Longuet-Higgins*, 1950], one can expect an increase in the number of SM polarized signals and also a lower dominant frequency of the SM during austral winter, when large swell events with longer periods occur in the Indian ocean (as shown in Figure 10 and 11).

Location of SM noise sources

As the SM *BAZs* are stable in time, we used the *BAZs* detected throughout the year 2011 at each individual station to investigate potential SM noise source areas (Figure 12). Most of the measured *BAZs* point to the South of the oceanic basin for the SM, which is consistent with the fact that fewer noise sources can be generated in the Northern Indian ocean which is closed by continent with respect to the open Southern Indian ocean. This is furthermore confirmed by the much larger number of polarized signals detected in austral winter, even at the Indian ocean stations located in Northern Hemisphere, such as station PSI.

Although the main sources are located in the Southern Indian ocean, we show that a few stations are also sensitive to noise sources located in other oceans. For example, the Antarctica stations MAW and CASY point toward source areas in the Southern Pacific ocean.

The station MORW seems to be sensitive to SM sources induced by coastal reflections rather than distant sources. This station detected a large number of polarized signals with *BAZ* pointing toward the North-West and not toward the Southern area of the Indian ocean. Owing to the closed geometry of the Indian ocean in its Northern part, seismic sources of class I or III related to deep ocean sources [*Ardhuin et al.*, 2011] are less expected in the North-West of Australia. This may indicate that the sources detected by the station MORW are likely induced by coastal reflection processes.

SM noise sources observations vs modeling

In order to validate the locations of the SM source areas issued from our polarization measurements, we compared these locations with the noise sources predicted by the numerical wave model IOWAGA [*Ardhuin et al.*, 2010; *Ardhuin et al.*, 2011]. SM sources are generated at places where opposite travelling ocean wave trains with the same frequency meet. The interaction of these swells generates standing or partially standing waves that induce pressure fluctuations on the ocean bottom through the water column, at twice the ocean wave frequency, which efficiently couple into seismic energy on the seafloor. These sources are modeled by integrating local ocean wave spectra over all azimuths combined with a site effect, which corresponds to the resonance effect in the water column [*Longuet-Higgins*,

1950; *Kedar et al.*, 2008; *Stutzmann et al.*, 2012; *Gualtieri et al.*, 2013]. For details of the numerical modeling and theory see Ardhuin *et al.* [2011] and Stutzmann *et al.* [2012].

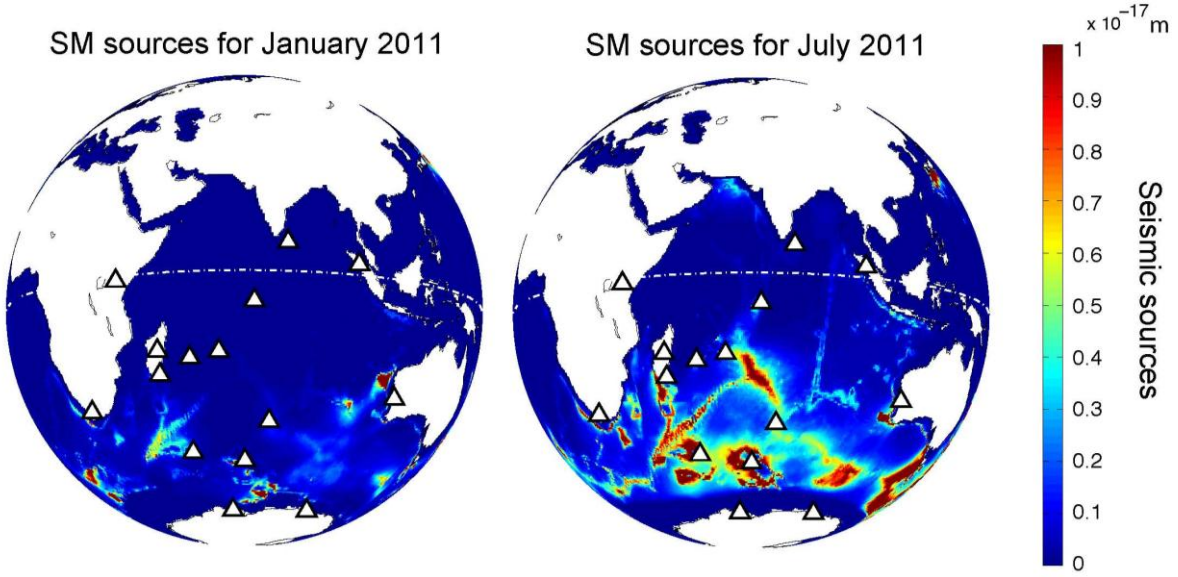

Figure 13 : Maps of the SM sources in January 2011 (left) and July 2011 (right), modeled with a 10% coefficient of ocean wave coastal reflection. The Equator is represented by the white dotted line. See text for interpretation.

Figure 13 shows the maps of the noise sources modeled in the SM frequency band for the months of January and July 2011, using the same color scale. The source maps are computed for the same frequency range as those used for the polarization analysis, i.e., between 0.09 and 0.17 Hz for the SM. According to the models, the strongest SM sources are mainly localized both in deep-ocean and in the Southern part of the basin, where crossing wave fields are more common, and they have more energy in July, when the largest storms occur. Figure 13 also reveals the amplification of SM sources due to resonance effect, which depends on water depths [*Longuet-Higgins*, 1950]. This explains why SM sources are clearly distributed along topographic features such as the Indian mid-oceanic ridges, the Kerguelen and the Madagascar plateaus. The optimum ocean depth for the excitation of microseisms varies for different frequencies [e.g., *Longuet-Higgins*, 1950; *Kedar et al.*, 2008; *Stutzmann et al.*, 2012; *Gualtieri et al.*, 2013; *Tanimoto*, 2013] and is for example of 2.7 km for 0.15 Hz. Noise in the SM frequency band is particularly well excited at ocean depth of about 2-3 km,

which is in good agreement with the distribution of the modeled SM sources shown in Figure 13.

These modeled noise sources clearly favor the dominant SM activity during austral winter and also the distant origin of the sources for the generation of the SM in the Indian ocean. The SM source areas that we observe are characterized by large patches located in the Southern Indian ocean and with clearly higher amplitude during austral winter, i.e., when the larger storms occur.

The distribution of the SM sources computed from the global ocean wave model for the whole year 2011 is presented on the maps in Figure 14. We highlight the projection of the measured *BAZ* from each seismic station averaged for the year, as delimited by black lines in Figure 12. We only represent on Figure 14 the seismic stations for which we measure a dominant and stable *BAZ* over the year, which points toward SM source areas located in the Indian ocean. For that reason, we do not represent the low quality stations DGAR, RODM and AIS. The station ABPO is also not presented on this figure, because it shows very similar results to stations FOMA and RER. We also do not represent the station MORW in Australia where the dominant *BAZ* points toward the North-West suggesting local SM sources induced by coastal reflection that coincide well with an elongated zone of source area modeled along the Western coast of Australia.

Figure 14 demonstrates that the polarization directions measured at most stations correlate well with the SM sources modeled in the South of the Indian ocean. At most recording sites, we show a good agreement between the projections of the measured *BAZ* highlighting the South of the Indian ocean and the modeled noise sources. Figure 14 also reveals that some modeled source areas are not detected by our measurements. We suggest that there may be simultaneous sources occurring in different areas and therefore spread over wide azimuths [*Gerstoft and Tanimoto*, 2007]. Simultaneous wave arrivals from different sources at a recording station may modify and complicate the polarization and we likely measure the strongest sources in our signal, explaining why some sources may be missed. Finally, one must keep in mind that the *BAZ* measured on individual seismic stations give information on the source direction but not on the source distance.

The approach developed here therefore provides statistical information on the noise sources at large time and space scales. It allows characterizing and monitoring the climate-induced microseisms, but does not allow locating individual seismic sources. Deployment of ocean bottom seismometers using a station spacing smaller than the one used in the present work may provide a way to locate these local noise sources and to make *in situ* microseismic noise observations beneath oceanic storms in both deep and shallow waters [e.g., *Webb and Crawford*, 2010]. This was done for instance from data recorded by the RHUM-RUM experiment [*Barruol and Sigloch*, 2013] that allowed observing SM sources on the ocean floor beneath a tropical cyclone [*Davy et al.*, 2014]. Another alternate way locating noise sources can be provided by methods such as spectral analyses that can be performed on individual stations. Investigation of PM and SM microseisms during a particular major storm may provide a way to determine the distance to the source, thanks to the dispersion of the ocean waves [*Bromirski et al.*, 2005; *Sheen*, 2014]. This approach is of interest to better locate noise sources associated to major storms in the Indian ocean. It is beyond the scope of this study but will deserve some future efforts to improve the accuracy in the noise source locations.

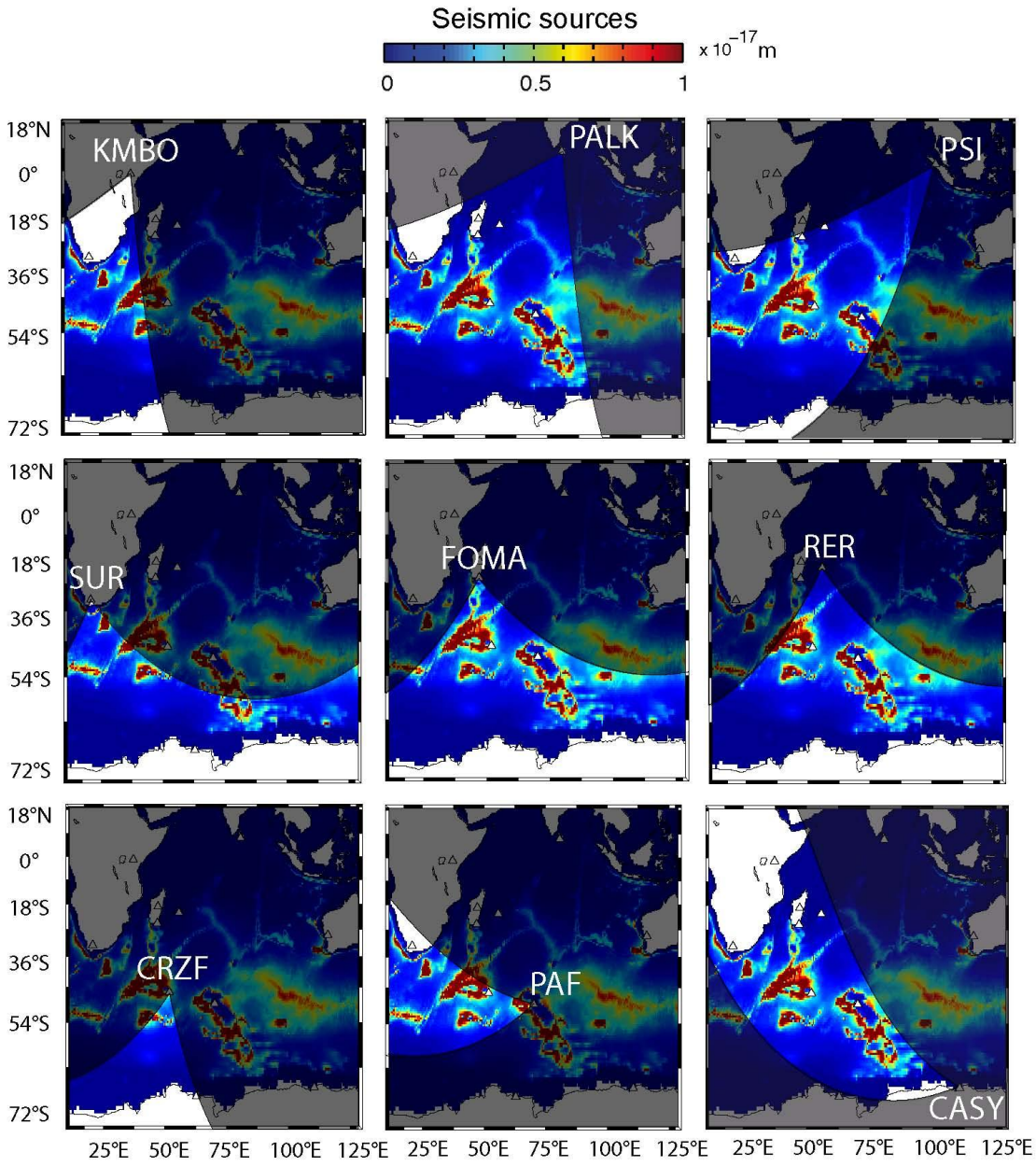

Figure 14 : Maps of the dominant measured back azimuth at most of the stations, superimposed on the SM sources modeled for the year 2011 with a 10% coefficient of ocean wave coastal reflection. See text for interpretation.

Conclusion

We processed one year of continuous data at 15 individual stations from permanent seismic networks within and around the Indian ocean basin to analyze swell-induced microseismic noise. Time-frequency number of elliptically polarized signals and back azimuths (*BAZ*) were used to characterize microseisms, to locate the source areas and to follow their seasonal variability throughout the year 2011.

We showed that both primary (PM) and secondary (SM) microseisms are clearly visible in polarization spectra although different processes generate them. We also showed that their source areas are not co-located. SM signals are characterized by seasonal variations with an increase of lower-frequency energy detected in austral winter but stable back azimuth throughout the year pointing toward the South of the Indian ocean. This result is in good agreement with numerical modeling of SM source areas and can be explained by the closed geometry of the Northern part of the ocean basin, which does not allow large microseismic sources to develop in the North of the basin during Northern Hemisphere winters.

From the analysis of one year of data, we showed that time-frequency polarization analysis is an important tool to characterize and locate the swell-induced seismic noise source areas in ocean basins. It may help for instance to identify optimal ocean bottom monitoring sites and to characterize the wave climate changes by analyzing much longer periods of recording.

Acknowledgements

We gratefully acknowledge GEOSCOPE, IRIS, Geoscience Australia and Pacific21 seismological networks for the availability and the quality of their seismological data. We are thankful to the RHUM-RUM ANR (Agence Nationale de la Recherche) project (ANR-11-BS56-0013), to the CNRS-INSU (Centre National de la Recherche Scientifique – Institut National des Sciences de l'Univers) program SYSTER, to the OSU-Réunion and to the Région Réunion for fundings that contributed to this work. The authors thank F. Ardhuin for providing the IOWAGA ocean wave model and W. Crawford and T. Tanimoto for their constructive reviews. This is IPGP contribution 3642.

2.1.4. Localisation des sources de microséismes secondaires par analyses spectrales

La seconde approche que nous présentons dans ce travail permet de localiser des sources de bruit secondaires associées à des événements de tempêtes particuliers en utilisant les spectrogrammes enregistrés par au moins deux stations sismiques. Un spectrogramme représente les variations du niveau de bruit sismique en dB enregistrées sur une composante de station sismique en fonction de la fréquence du signal (en ordonnée) et du temps (en abscisse). C'est un outil très puissant qui permet de suivre en un endroit donné les variations d'amplitude du bruit sismique dans le temps. Les spectrogrammes ont été réalisés à partir des densités spectrales de puissances calculées par le programme SACPSD [*Hermann*, 2013] sur des enregistrements sismiques d'une durée de une heure. Le principe de l'approche utilisée ici est de détecter sur les spectrogrammes les signatures du SM et du PM issus d'une même tempête et d'utiliser d'une part les différences de temps de propagation de la houle et des ondes de Rayleigh, et d'autre part la dispersion des vagues pour déterminer la distance à la source.

L'effet de dispersion des vagues

Avant de détailler l'approche utilisée ici, nous allons expliquer brièvement comment se traduit l'effet de dispersion, connu depuis Laplace [1776], qui caractérise les vagues océaniques et sur lequel repose notre méthode. Pour commencer, voici quelques ordres de grandeur qui permettent de caractériser les vagues : leur célérité c, aussi appelée vitesse de propagation, varie entre 1 et 30 m/s, leur période T est comprise entre 1 et 20 s, et leur longueur d'onde λ peut atteindre de 1 à 600 m. Ces caractéristiques sont reliées par l'équation : $\lambda = cT$. L'effet de dispersion des vagues océaniques [*Haubrich et al.*, 1963 ; *Friedrich et al.*, 1998] se traduit quant à lui par l'équation : $\omega = \sqrt{gh}\tanh(kH)$ où ω est la fréquence angulaire, g l'accélération gravitationnelle, k le nombre d'onde des vagues et H la profondeur d'eau. En milieu profond, quand $H > \lambda/3$, on a $kH \gg 1$ et donc $\tanh(kH) \approx 1$, la relation de dispersion est alors simplifiée par $c = \sqrt{g/k}$, qu'on peut également formuler par $c = gT/2\pi$. C'est pourquoi en milieu profond, sous l'effet de la dispersion, les vagues océaniques de plus longues périodes se propagent plus rapidement. D'après ce résultat, des

vagues de période T=19 s auront une célérité de 29.6 m/s alors que des vagues de période T=17 s auront une célérité de 26.5 m/s seulement. Nous allons appliquer ce principe aux tempêtes australes, sources de fortes houles qui se propagent vers le nord et qui frappent les îles de l'Océan Indien.

Dans cette partie nous nous intéressons à deux événements extrêmes de houles australes qui ont frappé le bassin sud-ouest de l'océan Indien. Le premier s'est déroulé entre le 27 juillet et le 6 août 2011. Il a été très bien enregistré par la station RER localisée sur l'île de La Réunion, ainsi que par la station AIS localisée sur l'île Amsterdam, dans les Terres Australes et Antarctiques Françaises. Le second événement s'est déroulé entre le 17 et le 24 août 2013. Il a été enregistré par la station RER et par la station EURO, qui est localisée sur l'île d'Europa dans le canal du Mozambique. Ces deux tempêtes sont caractérisées par une hauteur significative de vague estimée à plus de 10 mètres d'après les données du modèle global de vagues WAVEWATCH III [*Tolman*, 2002] de la NOAA/NCEP (version 2.22, basé sur l'analyse des vents du Global Forecast System), sur une vaste étendue d'environ 2000 x 2000 km^2 entre les $40^{ème}$ et $50^{ème}$ parallèles Sud. Ces profondes dépressions atmosphériques, circulant d'Ouest en Est autour du continent Antarctique, représentent une source importante de bruit secondaire de type I. Les très grandes vagues générées par les vents qui soufflent en tempête dans le secteur ouest de la dépression sont à l'origine de la formation de la houle australe. Une telle houle met environ 3 jours pour atteindre La Réunion après avoir parcouru 3000 à 4000 km. Les vagues arrivant à La Réunion peuvent atteindre des hauteurs moyennes de 4 à 6 mètres au large et une dizaine de mètres au déferlement sur les côtes (source : www.risquesnaturels.re). L'impact direct de ces houles australes sur la côte génère alors une source importante de bruit primaire, qui est donc observé plusieurs jours après l'arrivée du pic secondaire.

Le déroulement de ces différentes phases est représenté sur la Figure 15 en suivant successivement les différentes étapes numérotées de 1 à 4 :

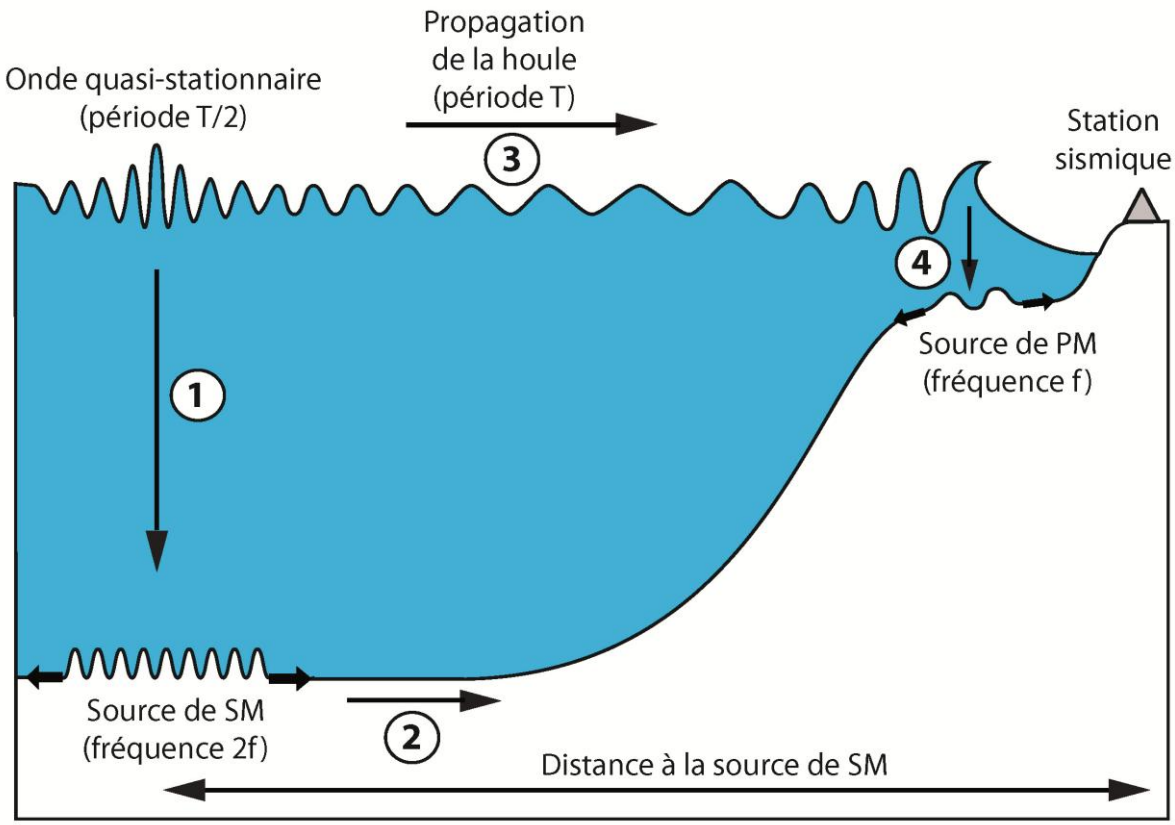

Figure 15 : Schéma des sources de microséisme primaire et secondaire enregistrées par une station sismique

1) Une importante dépression caractérisée par des vents puissants sur de longues zones de fetch génère une forte houle dans le bassin océanique. Le large spectre directionnel des vagues ainsi que le déplacement de la tempête provoquent des interactions entre des vagues de périodes similaires et de directions opposées, créant des ondes partiellement stationnaires en surface à la fréquence double de celle des vagues. La fluctuation de pression qui en découle est transmise à travers toute la colonne d'eau jusqu'au plancher océanique où elle crée une source de microséismes secondaires.
2) Les microséismes secondaires se propagent à la surface de la croûte terrestre sous forme d'ondes de surface à une vitesse d'environ 3 km/s. Ils seront par exemple enregistrés environ 20 minutes plus tard par une station sismique située à 3900 km de la source de bruit sismique.
3) La dépression atmosphérique et la tempête qui l'accompagne génèrent une forte houle australe à la surface de l'océan, qui se propage avec une vitesse de groupe qui dépend

de la période des vagues, comprise typiquement entre 40 et 60 km/h. Par un phénomène de dispersion, les vagues de plus longues périodes se propagent plus rapidement et arrivent à la côte impactée en premier. Dans notre exemple, des vagues de périodes 19 s, qui se propagent à la vitesse de 53km/h, mettront environ 3 jours pour parcourir la distance de la source à la côte, alors que des vagues de périodes 17 s, qui se propagent à 47 km/h, mettront 10 h de plus pour parcourir la même distance [*Lacombe*, 1971].

4) Quand la houle australe atteint la côte à proximité de la station sismologique, son interaction directe sur le fond génère des microséismes primaires qui ont la même fréquence que celles de la houle. Ils se propagent à la surface de la croûte terrestre et sont enregistrés quasi instantanément par la station voisine.

Sur un spectrogramme qui présente les variations du niveau de bruit enregistré par une station sismique en fonction du temps et de la fréquence, il est possible d'identifier les signatures de l'arrivée du SM puis, quelques jours plus tard, de l'arrivée du PM. On peut alors en déduire:

- Le délai ΔT entre l'apparition des sources de microséismes secondaires et primaires, délais qui est fonction de la distance à la source et de la période de la houle considérée,
- la pente du pic primaire qui correspond au phénomène de dispersion des vagues.

Chacune de ces informations, relevées sur les spectrogrammes d'au moins deux stations sismiques différentes, permet de localiser la source de bruit secondaire associée une tempête lointaine en mer selon deux méthodes détaillées ci dessous :

Méthode 1 : mesure du ΔT

La méthode du ΔT consiste à mesurer le décalage temporel entre la détection du SM et celle du PM à une station donnée. L'apparition du SM correspond grossièrement au moment où la tempête est déjà bien développée et peut être localisée par la source de bruit secondaire qu'elle génère. L'apparition du SM se repère sur un spectrogramme par une augmentation plus ou moins brusque du niveau de bruit dans la bande de fréquence du SM, typiquement entre 0.1 et 0.3 Hz. La détection du PM correspond au moment où le front de houle, après un temps de propagation de plusieurs jours depuis la source, atteint la côte à proximité de la station sismique. L'apparition du PM est repérée par la base de la pente visible dans la bande du PM sur le spectrogramme de la Figure 16.

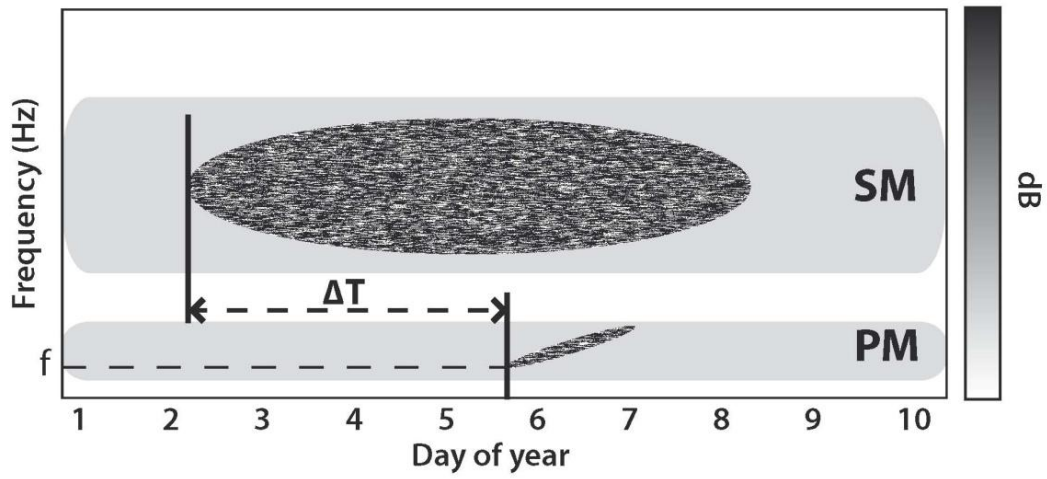

Figure 16 : Schéma explicatif de la mesure du ΔT sur un spectrogramme. Les bandes de fréquences correspondant aux SM et PM sont grisées et la signature du bruit sismique dans ces bandes de fréquences apparaît en foncé. Le ΔT correspond à la durée mesurée entre l'apparition du SM et celle du PM sur le spectrogramme. La fréquence f des vagues de plus longues périodes qui atteignent la côte en premières est indiquée par la base de la pente du PM.

Cette pente caractérise l'effet de dispersion des vagues qui arrivent à la côte, dans la bande de fréquence entre 0.05 et 0.08 Hz (équivalent à une houle de période entre 12 et 20 s). Contrairement à l'apparition des SM qui est considérée comme quasi synchrone à deux

stations environnantes, celle des PM ne s'effectue pas en même temps pour les deux stations car la vitesse de propagation de la houle est beaucoup plus faible que celle des SM, et dépend en outre de la période des vagues. Ainsi l'apparition du PM à une station donnée est reliée au temps de propagation du front de houle depuis la source et donc à la distance entre celle-ci et la station. Le ΔT ainsi mesuré à chaque station correspond au temps de propagation du front de houle depuis la source jusqu'à la station considérée. En connaissant également la vitesse de propagation de la houle, il est alors possible de retrouver la distance à la source r selon la formule : $r = V(f)\Delta T$ où f est la fréquence des vagues. C'est la base de la pente du PM (Figure 16) qui indique la fréquence f des premières vagues qui atteignent la côte à proximité de la station sismique, et qui permet de calculer leur vitesse de groupe en milieu profond selon la formule [*Haubrich et al.*, 1963; *Chevrot et al.*, 2007; *Sheen*, 2014] : $V(f) = g/(4\pi f)$ où g est l'accélération gravitationnelle (9.8 $m.s^{-2}$). Connaissant le temps de trajet des vagues depuis la source jusqu'à la côte ΔT, et leur vitesse de groupe $V(f)$, nous en déduisons la distance à la source r, ce qui va permettre de contraindre la source de ce bruit sur un cercle autour de chaque station. L'utilisation de deux stations permet de déterminer la localisation possible de la source des microséismes grâce à l'intersection des cercles.

Méthode 2 : mesure de la dispersion de la houle

Une seconde méthode peut être utilisée pour localiser une source de bruit associée à un événement de fortes houles à partir des informations enregistrées sur les spectrogrammes d'au moins deux stations sismiques. Cette méthode vise à estimer la dispersion en fréquence de la houle, indiquée par la pente du PM visible sur un spectrogramme (Figure 17) dans la bande de fréquence entre 0.05 et 0.08 Hz (12 à 20 s de période). Le principe utilisé est que plus la source de bruit est lointaine, plus les houles de longues périodes vont arriver avant les houles de courte période. Alternativement, plus une source sera proche plus les houles longues seront rapprochées des houles de courtes périodes. En utilisant ce principe, on peut alors en déduire la distance à la source *r* [*Haubrich et al.*, 1963 ; *Chevrot et al.*, 2007 ; *Sheen*, 2014] telle que : $r = g\Delta t/4\pi\Delta f$ où $\Delta f/\Delta t$ est la pente du PM comme elle apparaît en pointillés blancs sur le spectrogramme de la Figure 17.

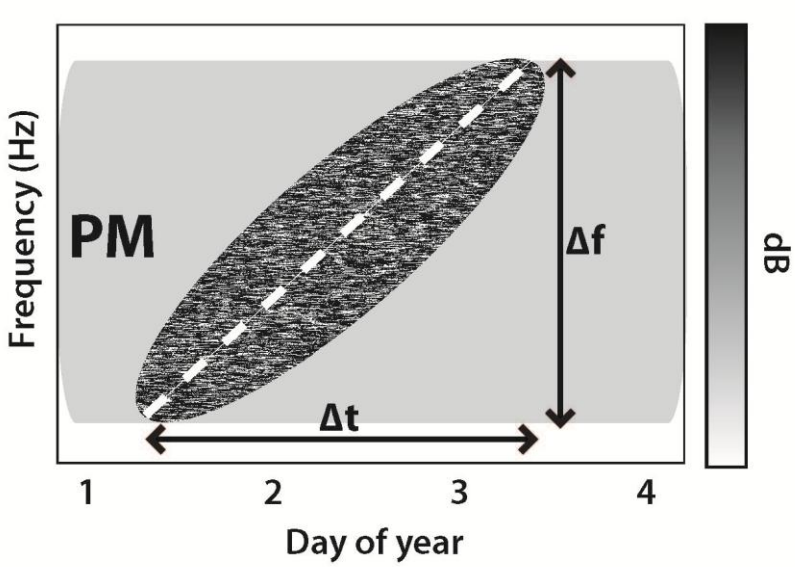

Figure 17 : Schéma explicatif de la mesure de dispersion de la houle sur un spectrogramme. La bande de fréquence correspondant aux PM est grisée et la signature du bruit sismique apparaît en foncé. On cherche à mesurer la pente Δf/Δt du PM représentée par les pointillées blancs.

Application 1 : L'événement du 27 juillet au 6 août 2011

Les méthodes de mesure du ΔT et de la dispersion de la houle ont été appliquées pour l'événement de houle extrême qui s'est déroulé entre le 27 juillet et le 6 août 2011. Il a été enregistré par la station RER sur l'île de la Réunion et la station AIS, localisée sur l'île Amsterdam, dans les Terres Australes et Antarctiques Françaises.

L'estimation du ΔT est déterminée à partir des spectrogrammes présentés sur la Figure 18, qui montrent les variations du niveau de bruit enregistré par la composante verticale des deux stations sismiques RER et AIS en fonction de la fréquence du signal et du temps, durant l'exemple de la tempête étudiée. Les SM se propagent à environ 3 km/s à la surface de la Terre, on peut donc considérer qu'ils sont enregistrés quasi instantanément par deux stations sismiques environnantes. Ainsi, le laps de temps entre l'apparition des SM aux stations RER et AIS, qui sont distantes de 2800 km, est de l'ordre de 15 min. C'est pourquoi l'apparition du SM, représentée par le premier trait noir vertical sur les spectrogrammes de la Figure 18, est quasi synchrone pour les deux stations. La lecture peut être facilitée en jouant sur la palette de couleur pour déterminer au mieux le moment d'apparition de l'élévation du niveau de bruit qui correspond à l'apparition du SM.

Pour les deux spectrogrammes présentés sur la Figure 18, il est plus simple de détecter l'apparition du SM sur la station RER car l'événement est plus isolé que dans le cas de la station AIS. On estime l'apparition du SM au 1er août 2011 (jour de l 'année 213) vers 6h qui, pour les raisons expliquées précédemment, est très proche aux deux stations. L'apparition du PM est repérée par l'abscisse de la base de la pente représentée en pointillés noirs sur les spectrogrammes de la Figure 18.

On estime que l'apparition du PM, représentée par le deuxième trait noir vertical sur les spectrogrammes de la Figure 18, est en avance d'environ 3 h à la station AIS par rapport à la station RER. En effet, le ΔT correspondant à la durée entre l'apparition du SM et celle du PM est estimé à 2.39 jours (+/- 3 h) pour la station RER et à 2.28 jours (+/- 3h) pour la station AIS. La période ($1/f$) des premières vagues qui atteignent la côte est estimée à 19 s (+/- 1s) pour la station RER, et à 22 s (+/- 1s) pour la station AIS, ce qui correspond à des vitesses de propagation de la houle de 53 et 61 km/h respectivement.

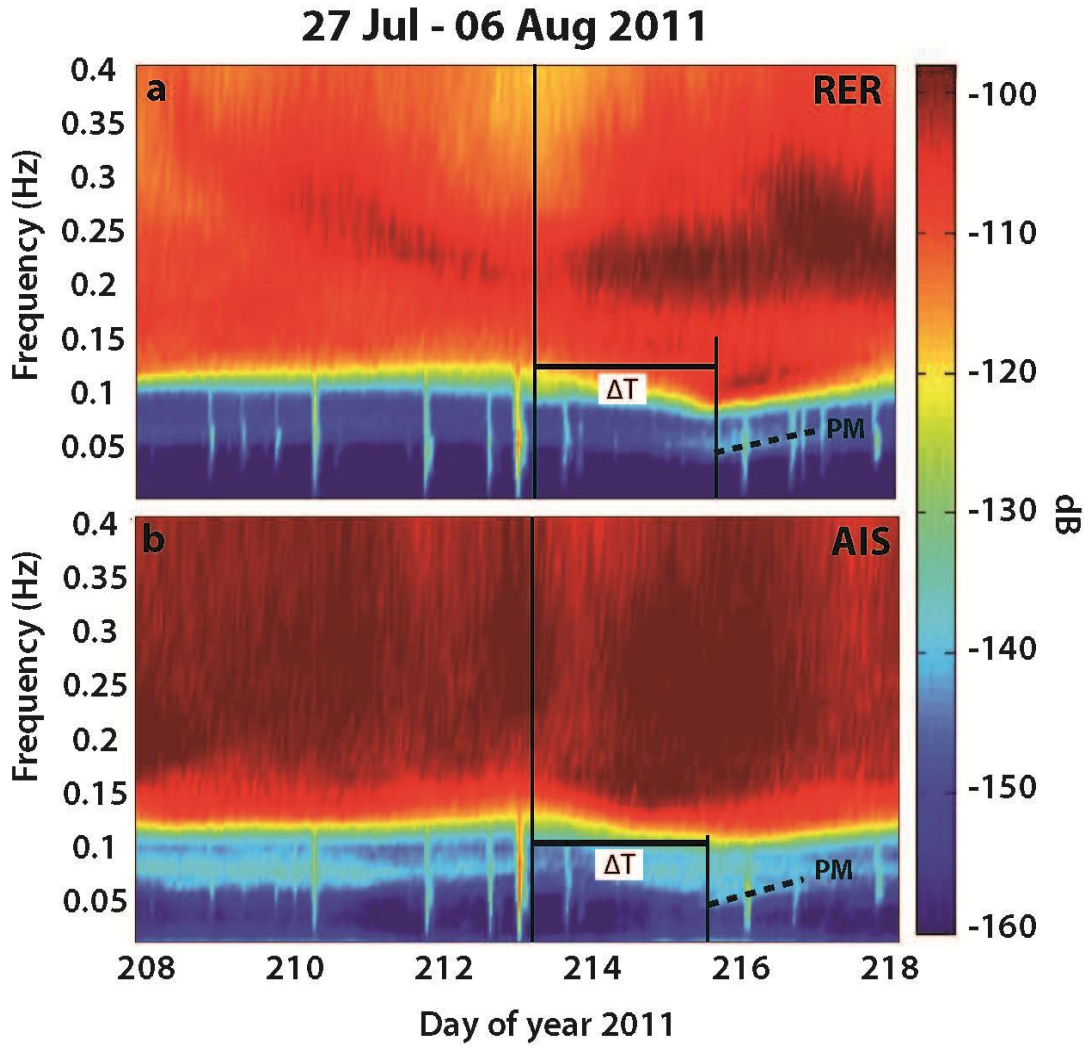

Figure 18 : Spectrogrammes des stations RER et AIS utilisés pour la méthode du ΔT sur l'événement extrême de 2011. Les deux traits noirs verticaux marquent respectivement l'apparition du SM et du PM en chaque station, et déterminent le ΔT (voir les explications dans le texte).

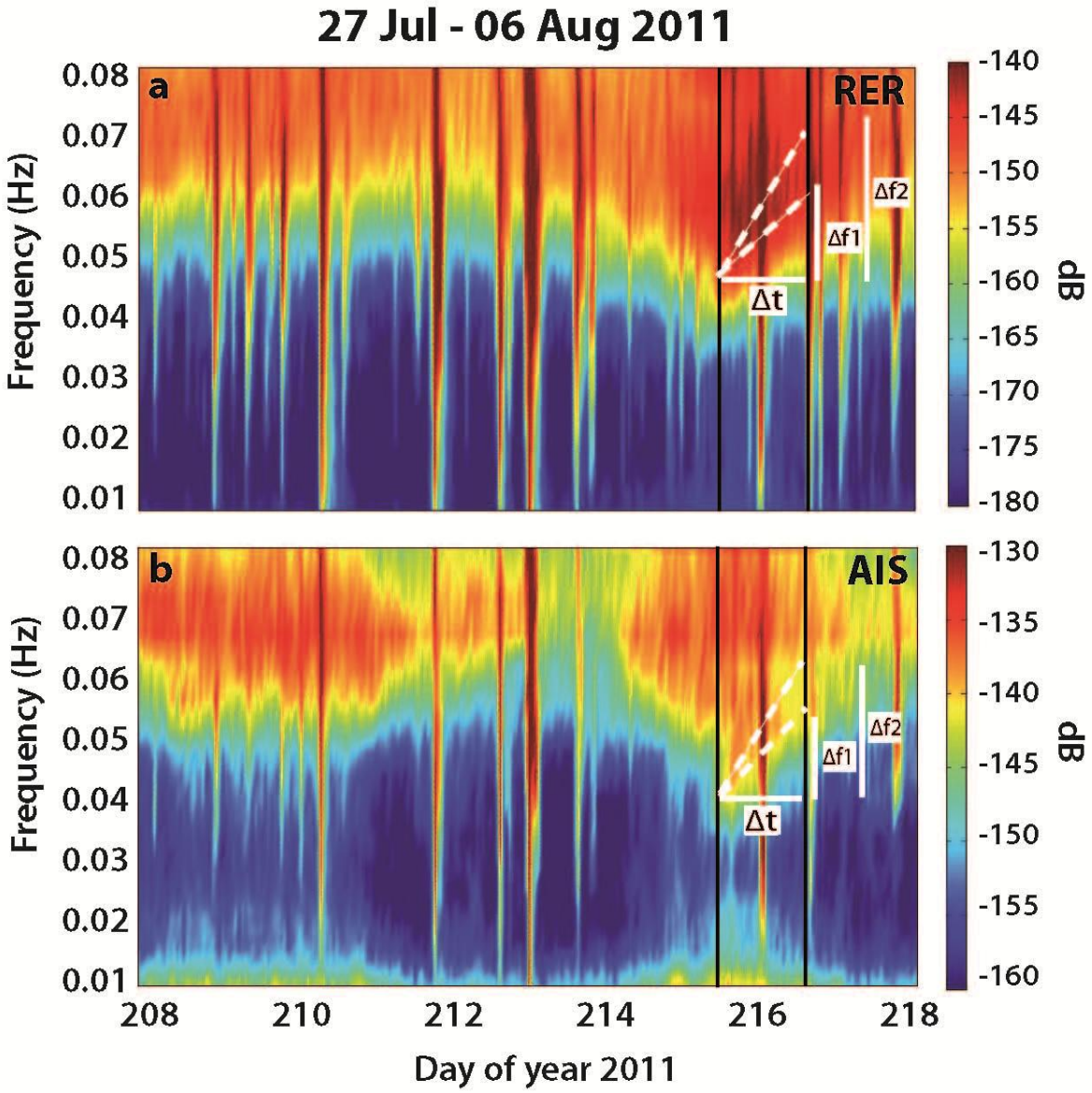

Figure 19 : Spectrogrammes des stations RER et AIS utilisés pour la méthode de la dispersion de la houle sur l'événement de 2011. La pente du primaire à estimer est délimitée par les deux droites en pointillés blancs. Le dt, d'une durée égale à un jour, est délimité par les deux traits noirs verticaux.

Pour cet événement de 2011, on calcule des distances à la source de 3066 km depuis la station RER et de 3400 km depuis la station AIS, représentées sur la Figure 20 par les cercles en trait continu de couleur noire et rouge respectivement. Les marges d'erreur correspondant aux estimations de ΔT (à +/- 3h) et de f (à +/- 1s sur la période des vagues) sont prises en compte dans l'épaisseur ombragée de ces cercles, qui mesurent respectivement 640 km pour RER et 675 km pour AIS. Leur intersection permet d'identifier la localisation de la source au moment de l'apparition du SM (estimée au 1er août 2011, jour de l'année 213, vers 06h), qui est en accord avec la position de la tempête annoncée par le modèle de vagues WAVEWATCH III à la même date (voir Figure 20).

En appliquant la méthode de mesure de la dispersion de la houle, on peut constater qu'il n'est pas évident d'estimer de façon précise la pente du PM sur les spectrogrammes (Figure 19), c'est pourquoi on cherche à encadrer $\Delta f / \Delta t$ en délimitant les minima et maxima observés. Par simplification, on choisit Δt constant égal à une durée d'un jour. On mesure alors Δf_1 et Δf_2 qui correspondent respectivement à la pente la plus faible et la plus élevée représentées en pointillés blancs sur les spectrogrammes de la Figure 19, qui montrent les variations du niveau de bruit enregistré par la composante verticale des deux stations sismiques RER et AIS en fonction de la fréquence du signal et du temps pour l'événement de 2011. On estime d'une part $\Delta f_1 =$ 0.0133 Hz et $\Delta f_2 =$ 0.0251 Hz pour RER, et d'autre part $\Delta f_1 =$ 0.0149 Hz et $\Delta f_2 =$ 0.0239 Hz pour AIS. On en déduit alors la distance maximale $r_1 =$ 5060 km et la distance minimale $r_2 =$ 2680 km qui délimitent la localisation de la source par rapport à RER. On calcule de même une source comprise entre la distance maximale $r_1 =$ 4520 km et la distance minimale $r_2 =$ 2820 km depuis la station AIS. Ces encadrements de la distance à la source sont représentés respectivement par les cercles en pointillés de couleur noir et rouge pour les stations RER et AIS sur la Figure 20.

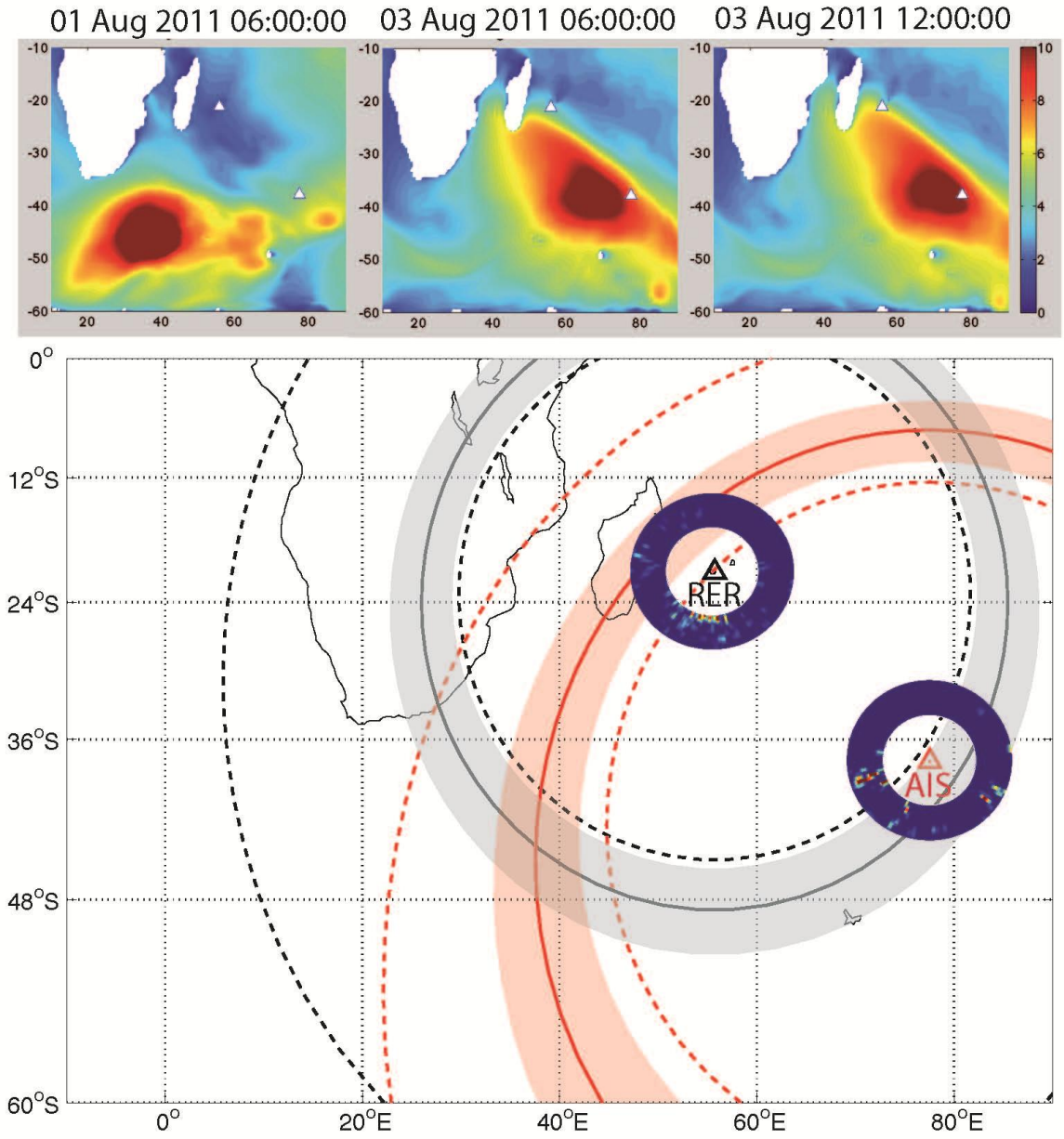

Figure 20 : Carte de localisation de la source pour l'événement de houle extrême de 2011. Les cercles en traits continus indiquent les distances à la source depuis la station RER (en noir) et la station AIS (en rouge) estimées par la méthode du ΔT avec une marge d'erreur (voir les détails dans le texte). Les cercles en pointillés indiquent les distances à la source depuis les stations RER (en noir) et AIS (en rouge) estimées par la méthode de la dispersion de la houle. Deux localisations de la source sont possibles aux intersections des cercles mais l'incertitude est levée par les diagrammes de polarisation (voir Figure 10) calculés à RER et AIS du 1er au 3 août 2011, qui pointent vers une source localisée au sud-ouest des deux stations (voir les explications dans le texte). Les trois captures d'écran sur le bandeau supérieur représentent l'évolution de la tempête et les hauteurs de vagues (en m) prédites par le modèle WAVEWATCH III à différentes dates, avec les stations RER et AIS représentées par des triangles blancs.

Application 2 : L'événement du 17 au 24 août 2013

Les mêmes méthodes ont été appliquées pour l'événement de houle extrême qui s'est déroulé entre le 17 et le 24 août 2013. Il a été enregistré par la station RER et la station EURO, localisée sur l'île d'Europa dans le canal du Mozambique.

Cette fois encore, on peut considérer que l'apparition du SM est quasi synchrone aux deux stations, distantes de 1600 km, puisque le temps de trajet du SM pour parcourir cette distance est inférieur à 10 minutes. L'apparition du SM est déterminée à partir des spectrogrammes présentés sur la Figure 21, qui montrent les variations du niveau de bruit enregistré par la composante verticale des deux stations sismiques RER et EURO en fonction de la fréquence du signal et du temps pour l'événement de 2013. On estime l'apparition du SM au 17 août 2013 (jour de l'année 229) vers 21h, représentée par le premier trait noir vertical sur les spectrogrammes de la Figure 21.

L'apparition du PM, indiquée par le deuxième trait noir vertical sur les spectrogrammes de la Figure 21, se repère par l'abscisse de la base de la pente du PM représentée en pointillés noirs. Pour cet événement, l'arrivée du PM a lieu environ 20h plus tôt à la station EURO par rapport à la station RER. En effet, le ΔT correspondant à la durée entre l'apparition du SM et celle du PM est estimé à 3.04 jours (+/- 3 h) pour la station RER et à 2.18 jours (+/- 3h) pour la station EURO. La période ($1/f$) des premières vagues qui atteignent la côte est estimée à 19 s (+/- 1s) aux deux stations RER et EURO, ce qui correspond à une vitesse de propagation de la houle de 53 km/h.

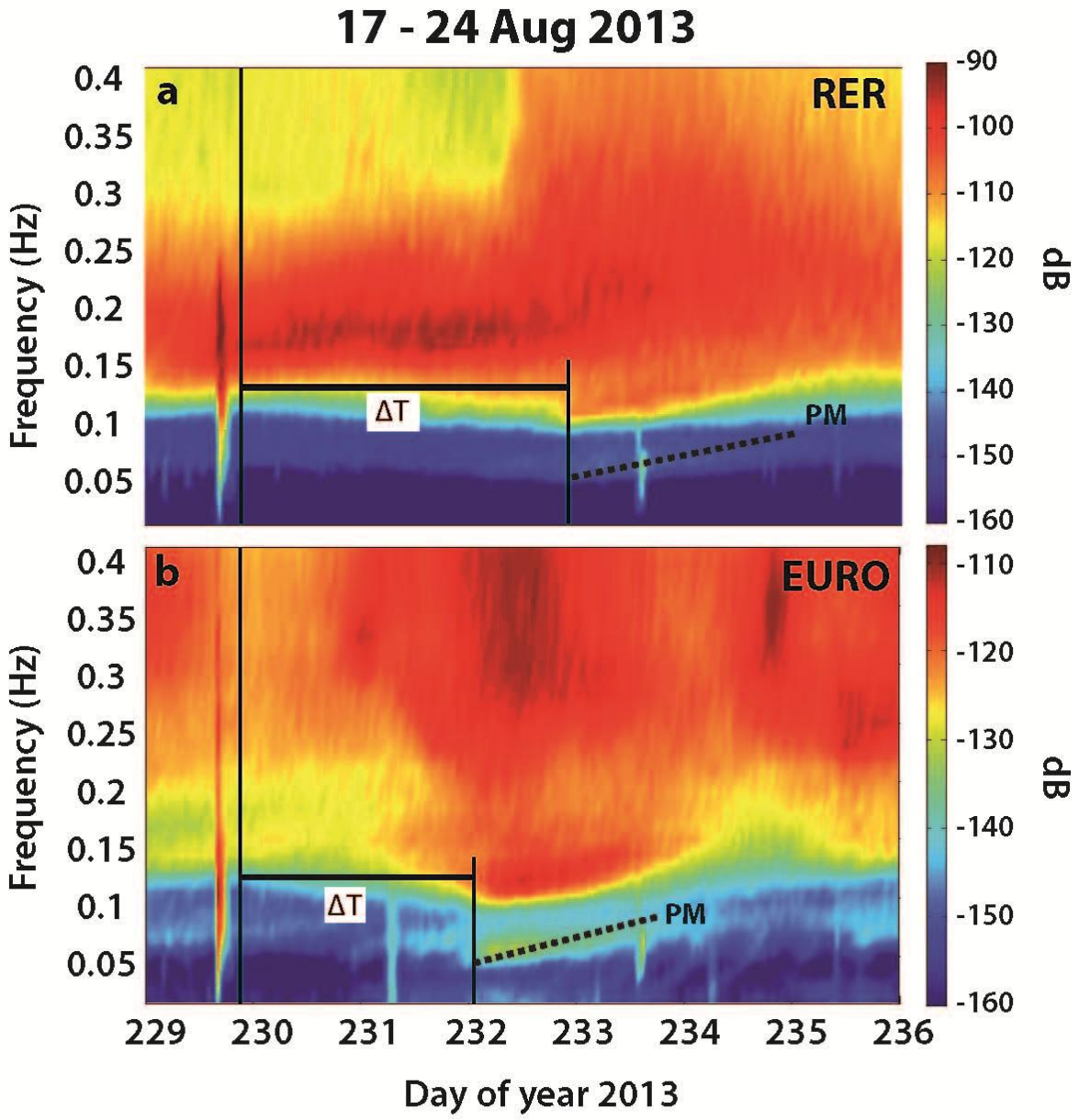

Figure 21 : Spectrogrammes des stations RER et EURO utilisés pour la méthode du ΔT sur l'événement de 2013. Les deux traits noirs verticaux marquent respectivement l'apparition du SM et du PM, qui délimitent le ΔT (voir les explications dans le texte).

On calcule des distances à la source de 3900 km depuis la station RER et de 2800 km depuis la station EURO, représentées sur la Figure 23 par les cercles en trait continu de couleur noir et rouge respectivement. Les marges d'erreur correspondant aux estimations de ΔT (à +/- 3h) et de f (à +/- 1s sur la période des vagues) sont prises en compte dans l'épaisseur ombragée de ces cercles, qui mesurent respectivement 720 km pour RER et 610 km pour EURO. Leur intersection permet d'identifier la localisation de la source au moment de l'apparition du SM (estimée au 17 août 2013, jour de l'année 229, vers 21h), qui est en accord avec la position de la tempête annoncée par le modèle de vagues WAVEWATCH III à la même date (voir Figure 23).

En appliquant la méthode de dispersion de la houle pour l'événement de 2013, on cherche à encadrer la pente du PM visible sur les spectrogrammes de la Figure 22, qui montrent les variations du niveau de bruit enregistré par la composante verticale des deux stations sismiques RER et EURO en fonction de la fréquence du signal et du temps. On estime d'une part $\Delta f_1 = 0.0147$ Hz et $\Delta f_2 = 0.0227$ Hz pour RER, et d'autre part $\Delta f_1 = 0.0178$ Hz et $\Delta f_2 = 0.0314$ Hz pour EURO. On en déduit alors la distance maximale $r_1 = 4580$ km et la distance minimale $r_2 = 2970$ km qui délimitent la localisation de la source par rapport à RER. On calcule de même une source comprise entre la distance maximale $r_1 = 3780$ km et la distance minimale $r_2 = 2140$ km depuis la station EURO. Ces encadrements de la distance à la source sont représentés respectivement par les cercles en pointillés de couleur noir et rouge pour les stations RER et EURO sur la Figure 23.

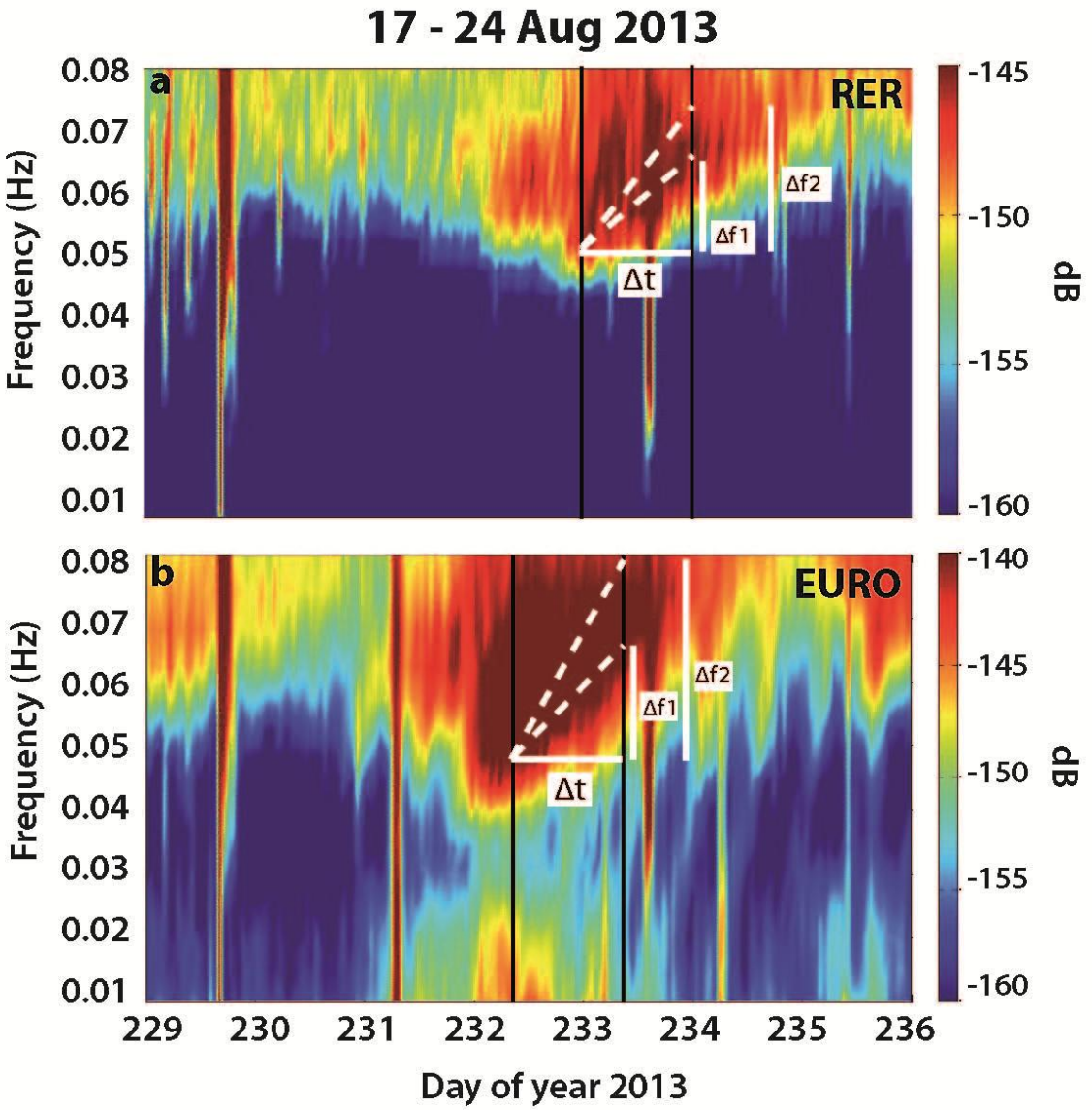

Figure 22 : Spectrogrammes des stations RER et EURO utilisés pour la méthode de la dispersion de la houle sur l'événement de 2013. La pente du primaire à estimer est délimitée par les deux droites en pointillés blancs. Le dt, d'une durée égale à un jour, est délimité par les deux traits noirs verticaux.

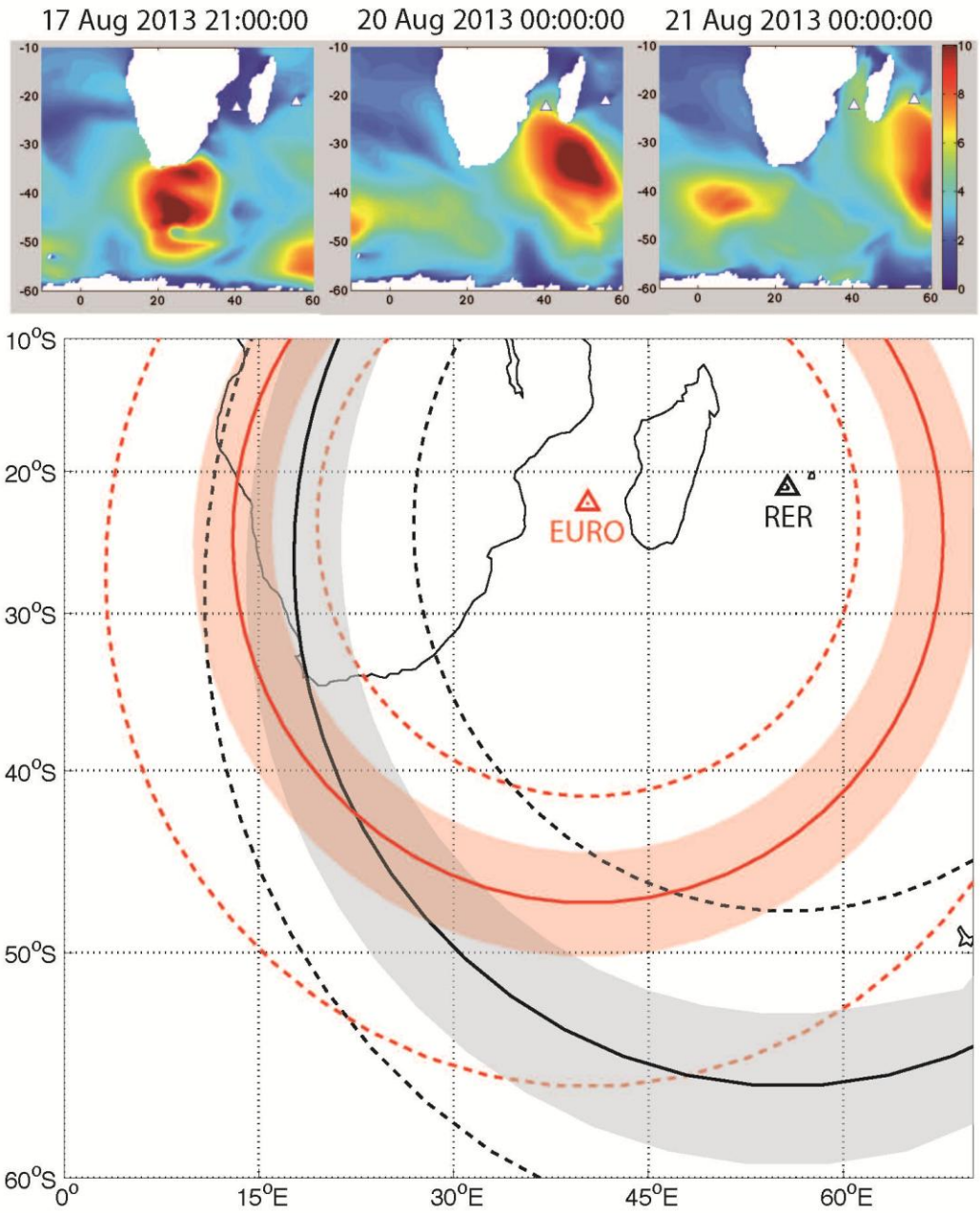

Figure 23 : Carte de localisation de la source pour l'événement de 2013. Les cercles en traits continus indiquent les distances à la source depuis la station RER (en noir) et la station EURO (en rouge) estimées par la méthode du ΔT avec une marge d'erreur (voir les détails dans le texte). Les cercles en pointillés indiquent les distances à la source depuis la station RER (en noir) et la station EURO (en rouge) estimées par la méthode de la dispersion de la houle. Les trois captures d'écran sur le bandeau supérieur représentent l'évolution de la tempête et les hauteurs de vagues (en m) prédites par le modèle WAVEWATCH III à différentes dates, avec les stations RER et EURO représentées par des triangles blancs.

Les deux méthodes présentées ci-dessus ont montré que les spectrogrammes peuvent être utilisés pour localiser les sources de bruit secondaires associées à des tempêtes lointaines. Elles permettent toutes les deux de retrouver une localisation de la source qui est en accord avec les données issues du modèle numérique de vague WAVEWATCH III, ce qui suggère dans ce cas une source de bruit secondaire de classe I puisqu'elle se trouverait au cœur du système dépressionnaire, c'est-à-dire à l'endroit où le modèle WAVEWATCH III prédit les plus fortes vagues. Toutefois, la méthode du ΔT présente moins d'incertitude et beaucoup plus de précision dans les résultats. En effet, la localisation de la source déduite par la méthode du ΔT sur l'événement de 2011 concerne une zone relativement réduite dont la superficie couvre environ 430 000 km^2, représentée par l'intersection des cercles ombragés sur la Figure 20. Cette zone centrée sur le point de latitude 45°S et de longitude 38°E est en accord avec la position de la tempête donnée par le modèle de vague WAVEWATCH III à la date du 1er août 2011 à 6h, qui correspond à l'estimation de l'apparition du SM sur les spectrogrammes de la Figure 18. Au contraire, la localisation de la source obtenue par la méthode de la dispersion de la houle est beaucoup moins précise (Figure 20), en raison du large encadrement réalisé sur l'estimation plus délicate du $\Delta f / \Delta t$ sur les spectrogrammes (Figure 19). Cependant, on peut remarquer que l'intersection des deux cercles en pointillés correspondant aux distances minimales obtenues par cette seconde méthode se situe au point de latitude 44°S et de longitude 45°E, qui se rapproche de la position obtenue par la première méthode (Figure 20).

Il est à noter que la méthode du ΔT est d'autant plus efficace pour localiser une source de bruit secondaire lointaine que la phase intense de la tempête est de brève durée, et que les deux stations sismiques utilisées pour la détecter sont éloignées. Ainsi, la zone d'intersection des deux cercles ombragés autour des stations RER et AIS, qui sont distantes de 2800 km, est relativement réduite et précise (Figure 20) comparée à celle délimitée par l'intersection des deux cercles ombragés des stations RER et EURO, distantes de seulement 1600 km, qui se chevauchent davantage (Figure 23) du fait de la plus grande proximité entre ces deux stations. D'autre part, s'il est vrai que la localisation de la source est mieux contrainte en utilisant des stations sismiques éloignées, on peut aussi constater que l'utilisation de deux stations n'est pas toujours suffisante pour pouvoir déterminer la localisation de la source. En effet, sur

l'exemple de l'événement de 2011 en utilisant la méthode du ΔT, on retrouve deux zones potentielles de localisation de la source aux deux intersections des cercles : celle qui est bien en accord avec les prévisions du modèles de vagues WAVEWATCH III et une autre qui a pour position 8°S de latitude et 80°E de longitude (Figure 20). Cette indétermination pourrait être levée soit en réalisant une analyse de la polarisation de type analyse en composante principale [e.g., *Barruol et al.*, 2006 ; *Fontaine et al.*, 2009] afin de mesurer la direction d'où provient le bruit polarisé, soit en utilisant une troisième station sismique pour contraindre la localisation de la source. Toutefois, pour être utilisable il faudrait que celle-ci soit non seulement assez distante des deux premières, mais aussi qu'elle puisse enregistrer toutes les informations nécessaires à l'application de ces méthodes par l'utilisation de son spectrogramme, ce qui n'a pas été possible dans l'exemple étudié. Pour contraindre la localisation de la source, nous avons utilisé les résultats de l'analyse de polarisation qui a été détaillée dans la partie 2.1.3 en utilisant les signaux détectés par les stations RER et AIS dans la bande de fréquence du SM, entre le 1er août 2011 à 6h et le 3 août 2011 à 12h. Les diagrammes de polarisation (voir Figure 10) obtenus sont représentés autour des deux stations sur la Figure 20, et ils indiquent une source de bruit orientée au sud de RER et à l'ouest de AIS, en accord avec les résultats obtenus par les méthodes utilisant le ΔT et la dispersion de la houle qui donnent une localisation de la source autour du point de latitude 45°S et de longitude 38°E.

Les limitations de ces deux méthodes portent d'une part sur la nécessité de pouvoir enregistrer le PM à la station sismique utilisée, il faut donc pour cela que le front de houle impacte la côte à proximité de la station, et avec une amplitude suffisamment importante pour permettre une détection claire. D'autre part, il peut être difficile de déterminer précisément l'apparition du SM dans les spectrogrammes si l'énergie fournie par la tempête augmente progressivement et si l'événement de houle correspondant n'est pas assez isolé sur le plan spatio-temporel. Enfin, les sources de bruit associées à ces tempêtes extrêmes ne sont pas ponctuelles mais régionales, et elles évoluent dans le temps au rythme de la tempête et de son déplacement, ce qui compromet leur localisation précise.

Pour conclure cette partie, il apparaît que les spectrogrammes sont des outils précieux dans l'analyse des sources de bruit microsismique. Bien qu'il s'agisse ici d'une étude

rétrospective, il est tout à fait possible d'avoir recours à ces outils en temps réel pour détecter les sources de bruit lointaines, associées à des tempêtes océaniques, plusieurs jours avant que celles-ci atteignent potentiellement les côtes. Les spectrogrammes permettent de détecter les sources de bruit en visualisant de plus ou moins fortes variations d'amplitude du bruit sismique enregistrées par le capteur. Cette représentation est surtout idéale pour identifier le contenu fréquentiel du bruit sismique, et pour suivre son évolution dans le temps. On distingue ainsi les microséismes secondaires, plus énergétiques et associés à des sources lointaines telles que les fortes tempêtes de l'océan Austral, des microséismes primaires, moins énergétiques et associés à l'impact direct de la houle avec la côte.

2.2 Détection in situ des sources de microséismes secondaires : le cas des cyclones

2.2.1. Les cyclones comme sources de microséismes secondaires

Dans les régions tropicales océaniques équipées de stations sismologiques terrestres, de nombreuses observations ont permis depuis plusieurs décennies de montrer la concordance entre l'augmentation de l'amplitude des microséismes et la présence de cyclone se déplaçant au large [e.g., *Algué,* 1900; *Banerji*, 1929 ; *Gherzi*, 1930 ; *Gilmore*, 1946]. Si les cyclones ont été rapidement et largement acceptés comme représentant une source importante de microséismes, plusieurs théories, souvent controversées, ont été proposées pour tenter d'expliquer le phénomène à l'origine de ces observations. Une de ces théorie, proposée par Gherzi [1930], attribuait la production des microséismes par les cyclones aux coups de pompe de la pression atmosphérique dans la partie centrale, en accord avec de violentes oscillations barométriques observées dans l'œil de la tempête par des marins. Ces oscillations seraient en fait dues à de violentes rafales de vent, qui sont trop variables d'un point à l'autre pour avoir une influence qui pourrait être ressentie jusqu'au plancher océanique. Une autre explication suggérait que les microséismes pouvaient être constitués d'ondes de Rayleigh nées au fond de la mer sous l'action des vagues en surface [e.g., *Walker*, 1913]. Cette théorie, largement suivie pendant la première moitié du XX^{ème} siècle, se confrontait à une incompréhension puisque en mer profonde, une houle simple donne des variations de pression qui s'amortissent avec la profondeur et ne produisent aucun effet sur le fond [*Bromirski and Duennebier*, 2002].

L'explication d'une variation de pression du second ordre qui n'est pas atténuée avec la profondeur provenant de l'interaction entre des vagues de même période et de directions opposées sera apportée par *Miche* [1944], puis reprise par *Longuet-Higgins* [1950] qui y a rajouté l'effet de la compressibilité et qui a pu élaborer la théorie des microséismes secondaires générés sur le plancher océanique à partir de ce mécanisme. Cette théorie allait dans le sens des observations proposées par Bernard [1941a] pour qui l'agitation microsismique trouvait son origine aux points où se produisent des interférences de houles donnant de hautes vagues pyramidales, c'est à dire dans la zone centrale des cyclones, et

d'une façon moins accentuée, aux endroits où se produisent les réflexions de la houle, soit sur une côte abrupte, soit sur des hauts-fonds ou sur le talus continental.

D'autres descriptions vont dans ce sens, comme celle de l'amiral Everett citée par Gherzi [1930], qui décrit une région voisine du centre d'un cyclone : « Au centre même et par vent de force 11 ou 12, on n'a que du *confused sea and swell* et une surface de mer en ébullition, suivant l'alternance des *rain-squalls*, rafales de pluies, qui atteignent des vitesses supérieures à 200 km/h. À ces moments, tout est blanc d'écume et la surface de la mer paraît semblable à une plaine sauvage, hérissée de cônes liquides fantastiques, qui montent brusquement tout droit et se déversent d'un côté ou de l'autre, sans qu'on puisse prévoir leur apparition et leur écoulement ; d'où le danger d'embarquer des dizaines de tonnes d'eau à tout moment et de tous côtés. » Des faits semblables sont rapportés par Charcot [1929] : « On sait que, si le centre d'un cyclone passe sur un navire, le calme est parfois si complet qu'une bougie tient allumée sur le pont… La mer est très grosse, formée de houles aux directions différentes, devient effroyable ; c'est un monstrueux clapotis sans direction déterminée, et les vagues, n'étant plus soumises à l'action du vent, se dressent pyramidales, dans un désordre terrifiant… Ce calme central, normal dans les cyclones des régions tropicales, n'existe pour ainsi dire pas dans les dépressions de l'Atlantique Nord. Les vagues pyramidales se montrent pourtant au point critique, et nous avons pu en prendre de belles photographies ». Ainsi, comme l'a suggéré Bernard [1941b], au sein des cyclones, des interactions sont possibles entre les vagues provenant de tous les côtés de la dépression circulaire. En effet, si les vents violents possèdent une composante principale qui est tangente aux isobares de la dépression, ils possèdent également une composante centripète, qui peut expliquer les interactions de vagues observées dans l'œil du cyclone (Figure 24).

Les vents les plus puissants dans un cyclone se trouvent dans le mur de l'œil où ils poussent sur la surface de l'eau et peuvent former des vagues qui auront d'autant plus d'amplitude que leur fetch et leur durée d'action sont importants. Les vagues qui pénètrent dans l'œil depuis le mur se dirigent l'une vers l'autre et peuvent former des crêtes énormes en se rencontrant. De telles observations ont été possibles lors de l'ouragan de catégorie 4 Ivan en 2004 dont la trajectoire est passée au dessus de 6 enregistreurs de vagues déployés par la Naval Research Laboratory au nord-est du golfe du Mexique [*Wang et al.*, 2005]. D'après

cette étude, la hauteur maximale crête à creux de vagues individuelles aurait pu excéder 40 m à proximité du mur de l'œil du cyclone.

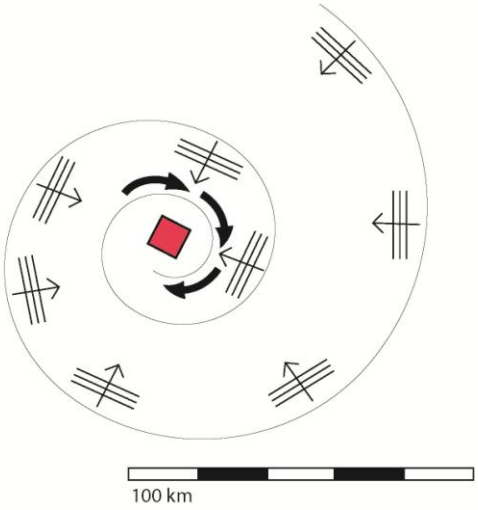

Figure 24 : Schéma représentatif de la masse nuageuse spiralée constituant un cyclone dans l'Hémisphère Sud, où les puissants vents de surface sont représentés par les flèches noires épaisses qui tournent dans le sens des aiguilles d'une montre autour d'une dépression. Les vents possèdent aussi une composante soufflant vers le centre du cyclone, représentées par les flèches fines avec les traits, qui peuvent conduire à une zone d'interaction entre les vagues, symbolisée par le carré rouge dans la partie centrale.

Cependant, les principales sources de bruit microsismique associées à un cyclone s'explique surtout par la dynamique du cyclone et par son déplacement le long d'une trajectoire. La composante principale des puissants vents de surface dans un cyclone est tangentielle, c'est elle qui génère la houle cyclonique qui se propage au-delà du cyclone. Pour un cyclone de l'hémisphère sud, les vents tournent dans le sens des aiguilles d'une montre alors que le cyclone suit une trajectoire globalement orientée vers le sud. Sa vitesse de déplacement le long de sa trajectoire peut excéder celle de la houle qu'il a générée précédemment. En effet, la vitesse de déplacement des cyclones est variable, elle est comprise entre 10 à 35 km/h aux basses latitudes, et elle peut atteindre 80 km/h dans les hautes latitudes. Quand le cyclone se déplace rapidement, les vagues qui ont été générées par un côté de la tempête peuvent interagir avec des vagues générées plus tard par le côté opposé de la tempête qui s'est déplacée (Figure 25).

De plus, les vagues générées par les cyclones ne vont pas seulement dans la direction du vent local, mais ont un large éventail de directions. Ainsi, l'interaction entre des vagues de périodes similaires et de directions opposées est favorisée au sein des cyclones, qui représentent des sources importantes de bruit sismique secondaire.

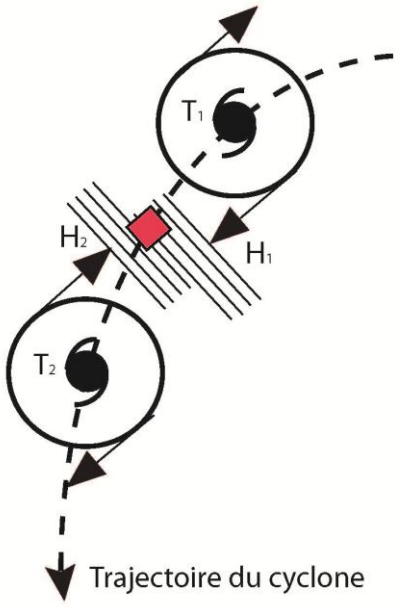

Figure 25 : Schéma représentant le déplacement d'un cyclone caractérisé par les symboles noirs à deux positions distinctes le long de sa trajectoire représentée par la ligne en pointillés. Le train de houle H_1 généré à la position et à l'instant T_1 rencontre le train de houle H_2 généré à la position et à l'instant T_2 provoquant une zone d'interaction représentée par le carré rouge dans le sillage du cyclone.

Ramirez [1940b ; 1940a] a élaboré une méthode basée sur la triangulation en utilisant des stations tripartites pour mettre en évidence que la direction d'arrivée des microséismes coïncide bien avec celle d'une dépression cyclonique située dans l'Atlantique. Une station tripartite comprend trois sismographes horizontaux disposés dans une même direction et disposés au sommet d'un triangle approximativement équilatéral, de côté mesurant de 750 à 900 m. Ce montage permet de définir la direction d'arrivée des microséismes et leur vitesse de propagation. La méthode de Ramirez a été utilisée par la marine Américaine à partir de 1943 pour assurer la prévision et le suivi météorologique des cyclones en installant des stations tripartites à Cuba, en Floride et à Porto-Rico. Le succès de cette méthode a notamment été démontré par Gilmore [1946] qui a réussi à suivre la trajectoire de plusieurs cyclones dans les Caraïbes à partir de l'enregistrement du bruit microsismique sur une station tripartite. Cependant, cette méthode ne s'est pas révélée fiable pour tous les cas étudiés, probablement parce que la nature des microséismes était encore relativement mal connue à cette époque. Étant principalement dominés par des ondes de Rayleigh, des sismographes verticaux auraient dus être utilisés plutôt que des horizontaux, et de fait, les groupes d'ondes des microséismes étaient rarement similaires sur les trois sismographes utilisés conjointement [*Bernard*, 1983].

Des études plus récentes ont mis en évidence que les microséismes sont principalement constitués d'ondes de Rayleigh, aux vitesses comprises entre 1 et 3 km/s [*Proskurjakova et al.*, 1973], avec une proportion variable d'onde de Love [*Monakhov*, 1970; *Rind and Donn*,

1978], alors que des vitesses plus élevées indiquent la présence d'onde P dans les milieux continentaux, qui proviendraient également de cyclones tropicaux [*Vinnik*, 1973].

Les progrès technologiques ont également permis la fabrication d'hydrophones fond de mer (OBH) pour la détection des signaux sismiques enregistrés directement sur le plancher océanique. La première installation a eu lieu en 1963 à environ 260 km au Nord-Est d'Antigua dans les Antilles à une profondeur de 5.7 km [*Latham et al.*, 1967]. Ce dispositif a permis d'enregistrer la signature du passage de 6 cyclones dont les trajectoires sont passées dans le voisinage de la station, et même quasiment au dessus pour l'un d'entre eux. Il s'agit donc de la première opportunité rendant possible l'étude des variations de pressions générées *in situ* par le passage d'un cyclone en mer. L'analyse spectrale des enregistrements a permis d'identifier deux types de signaux : des microséismes compris entre 0.1 et 0.4 Hz, et un signal haute fréquence entre 1 et 2 Hz. L'amplitude des microséismes est plus importante après le passage du cyclone au plus près de la station, et leur fréquence est le double de celles des vagues observées à la côte, suggérant que leur génération provient de l'interaction entre les vagues qui peuvent avoir lieu soit dans le sillage du cyclone (Figure 25), soit par le phénomène de réflexion sur les côtes des îles les plus proches de l'arc des Antilles [*Longuet-Higgins*, 1952]. Le maximum d'amplitude des variations de pression qui correspondent au signal haute fréquence coïncide bien avec le moment où le cyclone est au plus proche de la station. Ce signal serait donc produit directement au dessous du cyclone, et pourrait être utilisé pour suivre sa trajectoire.

D'autres études de ce type ont également permis de mieux comprendre la nature des microséismes enregistrés sur le plancher océanique. Leur amplitude, ainsi que les ratios horizontaux et verticaux des mouvements de particules, comparés à ceux enregistrés en terre, correspondent à des ondes de Rayleigh qui se propagent dans leur mode fondamental [*Latham and Nowroozi*, 1968; *Haubrich and McCamy*, 1969; *Barstow et al.*, 1989]. Tabulevich [1971] a cherché à quantifier comment la dynamique des cyclones pouvait influer sur la génération des microséismes. Il a montré que l'amplitude des microséismes augmentait avec la vitesse des vents périphériques mesurés au sein d'un cyclone (entre 0 et 144 km/h), mais aussi avec la vitesse de déplacement du centre du cyclone (entre 0 et 80 km/h).

D'après ses observations, l'amplitude des microséismes (A, en micron) est liée à la vitesse de déplacement du cyclone (V_C, en km/h) selon la loi parabolique : $A = 2.5 \cdot 10^{-3} \cdot Vc^2$.

Tous ces résultats sont en accord avec la théorie proposée par [*Longuet-Higgins*, 1950; 1952], qui explique comment l'interaction des vagues est possible dans la dynamique d'un cyclone pour la formation de microséismes (Figures 24 et 25). Cependant, comme la grande majorité des observations a été réalisée à partir de stations terrestres ou bien d'OBS installés à proximité des terres, il est également possible que la source principale des microséismes observés soit liée au phénomène de réflexion de la houle cyclonique sur la côte (Figure 4). Pour tenter de répondre à cette question, de nombreuses études ont cherché à localiser et à quantifier la source principale des microséismes secondaires associés aux cyclones tropicaux. Plusieurs études ont localisé une source dominante générée par l'interaction des vagues en milieu peu profond près des côtes [*Friedrich et al.*, 1998; *Bromirski et al.*, 1999; *Bromirski and Duennebier*, 2002; *Essen et al.*, 2003; *Rhie and Romanovicz*, 2006; *Bromirski and Gerstoft*, 2009]. Ainsi, Bromirski [2001] a montré qu'une source dominante de microséismes secondaires se situait à proximité des côtes durant le passage du « Perfect Storm » en octobre 1991 et de l'ouragan Grace dans l'Atlantique Nord, et non au large, où les vagues les plus importantes avaient été observées. Alternativement, d'autres études ont localisé la source dominante des microséismes secondaires en océan profond, au niveau du cyclone ou dans son sillage [e.g., *Cessaro*, 1994; *Stehly et al.*, 2006; *Chevrot et al.*, 2007; *Kedar et al.*, 2008; *Chi et al.*, 2010; *Landès et al.*, 2010; *Obrebski et al.*, 2012].

La disparité entre tous ces résultats montre qu'il existe une grande variété de cas, comme le suggère la modélisation numérique des sources. De plus, les études réalisées ne portent pas toujours sur les mêmes types de microséismes. Gerstoft [2006] a montré qu'il existait deux types de microséismes associés à l'ouragan Katrina, qui correspondaient à des ondes de volumes et des ondes de surface, dont l'évolution temporelle différente suggère deux mécanismes distincts et deux localisations de sources différentes. Les ondes de volumes, qui correspondent à des microséismes secondaires, ont une source située à l'est de l'ouragan, où les vagues les plus hautes sont observées et peuvent conduire à la formation de bruit secondaire (Figures 24 et 25). Au contraire, les ondes de surface, qui correspondent à des microséismes primaires, ont une source localisée tout le long de la côte, avec une fréquence

dominante qui correspond à celle des vagues localement. Bromirski [2005] a également distingué les microséismes secondaires « longue période » (LPDF, dans la bande de fréquence 0.085-0.2 Hz) dont la source est associée aux interactions entre les vagues en milieu peu profond, des microséismes secondaires « courte période » (SPDF, dans la bande de fréquence 0.2-0.45 Hz) qui sont générés en milieu profond, démontrant de ce fait la complexité même de ce bruit secondaire et la multiplicité des origines possibles. De même, Zhang [2010] a mis en évidence des microséismes secondaires de type onde P « courte période » générés en océan profond par l'interaction entre les vagues au sein d'un cyclone, alors que ceux du type « longue période » sont générés par l'interaction des vagues près des côtes en milieu peu profond.

En conclusion, les deux types de sources de bruit secondaire lié à l'interaction des vagues coexistent, qu'ils soient générés directement au sein du cyclone en milieu profond ou par la réflexion de la houle cyclonique à la côte [e.g., *Cessaro*, 1994; *Webb*, 1998; *Chevrot et al.*, 2007; *Chi et al.*, 2010; *Beucler et al.*, 2014]. Malgré le nombre important d'études qui ont porté sur l'analyse du bruit sismique associé aux cyclones, identifier la localisation de la source dominante des microséismes secondaires reste ambiguë par le manque d'observations directes provenant d'un réseau d'OBS suffisamment large et localisé à assez grande distance des côtes et des îles.

2.2.2. Le suivi spatio-temporel du passage d'un cyclone tropical depuis les observations fond de mer

Dans le cadre du projet franco-allemand d'imagerie sismologique du point chaud de La Réunion, (projet RHUM-RUM [*Barruol and Sigloch*, 2013]), 57 sismomètres large bande de fond de mer (OBS) ont été déployés entre 2500 et 5400 m de profondeur dans une zone de 2000 x 2000 km^2 centrée sur l'île de La Réunion. Pendant la durée du déploiement, entre octobre 2012 et décembre 2013, 7 cyclones tropicaux ont touché le bassin Sud-Ouest de l'océan Indien, parmi lesquels le cyclone Dumile qui est passé au-dessus du réseau d'OBS, offrant l'opportunité d'étudier sa signature sismologique sur le plancher océanique. L'enregistrement en fond de mer du bruit microsismique généré par le passage de Dumile a

permis pour la première fois d'effectuer un suivi spatio-temporel *in situ* de l'enregistrement d'une telle source en fond de mer. Cette étude a fait l'objet d'une publication dans la revue *Geophysical Research Letters* présenté ci-dessous:

Tracking major storms from microseismic and hydroacoustic observations on the seafloor.

AGU PUBLICATIONS

Geophysical Research Letters

RESEARCH LETTER
10.1002/2014GL062319

Key Points:
- Observations of microseisms on the ocean bottom induced by a passing cyclone
- Secondary microseisms beneath the storm composed of body and Rayleigh waves
- Trackability of major storms using ocean bottom seismometers and hydrophones

Tracking major storms from microseismic and hydroacoustic observations on the seafloor

Céline Davy[1], Guilhem Barruol[1], Fabrice R. Fontaine[1], Karin Sigloch[2,3], and Eléonore Stutzmann[4]

[1]Laboratoire GéoSciences Réunion, Université de La Réunion, Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, UMR CNRS 7154, Université Paris Diderot, Saint Denis CEDEX 9, France, [2]Earth Sciences Department, University of Oxford, Oxford, UK, [3]Department of Earth and Environmental Sciences, Ludwig-Maximilians-Universität München, Munich, Germany, [4]Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, UMR 7154 CNRS, Paris, France

Abstract

Ocean wave activity excites seismic waves that propagate through the solid earth, known as microseismic noise. Here we use a network of 57 ocean-bottom seismometers (OBS) deployed around La Réunion Island in the southwest Indian Ocean to investigate the noise generated in the secondary microseismic band as a tropical cyclone moved over the network. Spectral and polarization analyses show that microseisms strongly increase in the 0.1 - 0.35 Hz frequency band as the cyclone approaches, and that this noise is composed of both compressional and surface waves, confirming theoretical predictions. We infer the location of maximum noise amplitude in space and time, and show that it coincides roughly with the location of maximum ocean-wave interactions. Although this analysis was performed retrospectively, microseisms recorded on the seafloor can be considered a novel source of information for future real-time tracking and monitoring of major storms, complementing atmospheric, oceanographic and satellite observations.

Introduction

Storms over the oceans represent major sources of microseismic noise, which travels through the solid earth and is recorded worldwide by broadband seismometers. Microseismic noise is classically divided into primary and secondary microseisms, which are excited by different physical processes. Primary microseisms have the same periods as ocean swells (between 8 and 20 s) and are accepted to be generated through direct interaction of swell-induced pressure variation with the sloping sea floor in coastal areas [e.g.,*Hasselmann*, 1963; *Barruol et al.*, 2006]. Secondary microseisms, which dominate seismic noise worldwide, have half the period of ocean waves (typically between 3 and 10 s) and are thought to be induced by depth-independent, second-order water pressure fluctuations on the seafloor, which are generated by the interference of swells of similar periods that travel in opposite directions [*Longuet-Higgins*, 1950].

The oceanic source regions of secondary microseisms have been remotely detected and located using terrestrial seismic networks [e.g.,*Obrebski et al.*, 2012] and techniques such as beamforming [*Landès et al.*, 2010] or polarization analyses [e.g., *Schimmel et al.*, 2011]. They are clearly associated with winter storms in both hemispheres [e.g., *Ardhuin et al.*, 2011; *Reading et al.*, 2014] and have been modeled numerically [e.g., *Stutzmann et al.*, 2012; *Gualtieri et al.*]. A few observations of storms have already been achieved either by individual seismometers on the seafloor [e.g., *Latham et al.*, 1967; *Chi et al.*, 2010] or by small-scale OBS networks [e.g., *Lin et al.*, 2014]. Here, we present the first investigation of secondary microseismic noise recorded on the seafloor by a large-scale, broadband seismological network while a cyclone was passing over it. Major tropical summer storms of this kind form over the oceans, and are called "cyclones" in the Indian Ocean, "hurricanes" in the Atlantic, and "typhoons" in the Asian Pacific.

The ocean-bottom network of the RHUM-RUM project

The French-German RHUM-RUM project (Réunion Hotspot and Upper Mantle – Réunions Unterer Mantel) [*Barruol and Sigloch*, 2013] deployed 57 broadband ocean-bottom stations at 2500 to 5400 m depth, and over an area of 2000 x 2000 km^2, centered on La

Réunion Island (Figure 26). From their deployment in Oct.-Nov. 2012, the ocean-bottom stations recorded autonomously, and were retrieved during a recovery cruise in Oct.-Dec. 2013. The 57 stations were equipped with broadband, three-component seismometers (corner frequencies of 60, 120, or 240 s, sampling rates of 50-100 Hz), and with broadband hydrophones (corner period 100 s, cut-off frequency 8 Hz, sampling rate 50-100 Hz). For details on instrumentation, see the Supporting Information.

During the year-long recording period, the southwestern Indian Ocean suffered seven tropical cyclones, of which cyclone "Dumile" (further characterized in the Supporting Information) was the only one to pass directly over our seismic network in Figure 26. This configuration provides the unique opportunity for investigation of (i) the storm-generated water pressure fluctuations that propagate from sea surface to seafloor; (ii) the solid earth displacement excited by these water pressure fluctuations on the seafloor; (iii) the nature of the seismic waves that propagate away from the excitation area; and (iv) the trackability of the cyclone from seismic observations for future real-time monitoring.

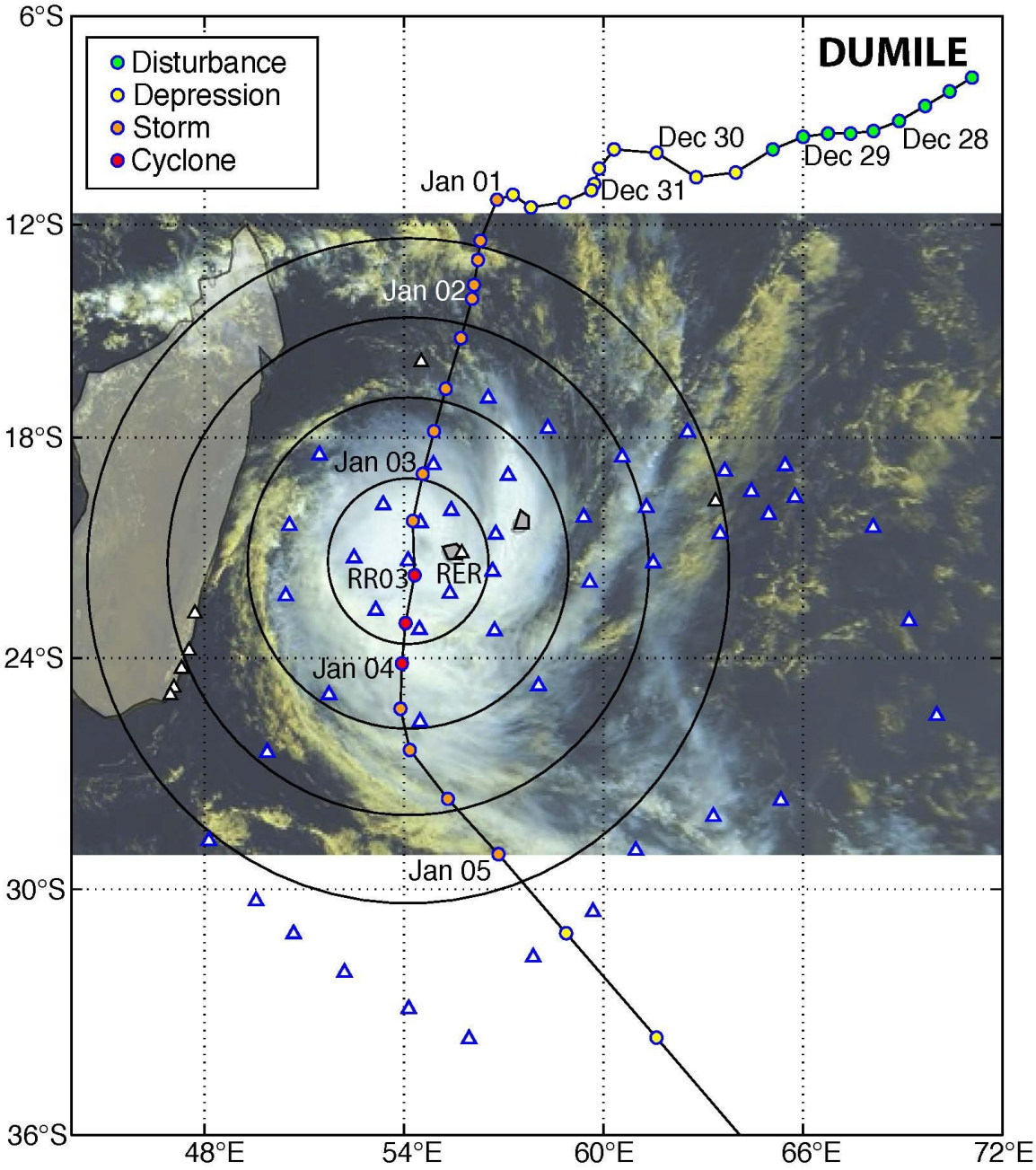

Figure 26 : Ocean-bottom seismic network and the cyclone Dumile. METEOSAT-9 satellite image of "Dumile" on Jan. 03, 2013 at 08:15 UTC (Credits: "Météo-France – Centre de météorologie spatiale"). Superimposed are the station locations: Blue triangles indicate the 57 broadband OBS locations in the RHUM-RUM network; black triangles are terrestrial stations, including permanent GEOSCOPE station RER on La Réunion Island. Four concentric circles indicate distances of 250, 500, 750, and 1000 km from OBS station RR03. Colored circles map the trajectory of the storm center in 6-hour increments, as it passes through various categories of meteorological intensity.

Microseisms generated by the 2013 tropical cyclone "Dumile"

For the time period covering the cyclone's approach and passage (Dec. 28, 2012 to Jan. 06, 2013), we analyzed records from broadband ocean-bottom seismometers and their co-located hydrophones. Raw waveforms were detrended, windowed by a 5% Hanning taper, and transferred to ground displacement by deconvolution with the instrument response. Figure 27 shows a spectrogram of vertical ground displacement at RR03, an exemplary ocean-bottom station on the storm track. Seismic power was clearly elevated during the days when the cyclone passed directly overhead (on Jan. 03, Figure 26), and was concentrated in the frequency range between 0.1 and 0.35 Hz, which is the secondary microseismic noise band.

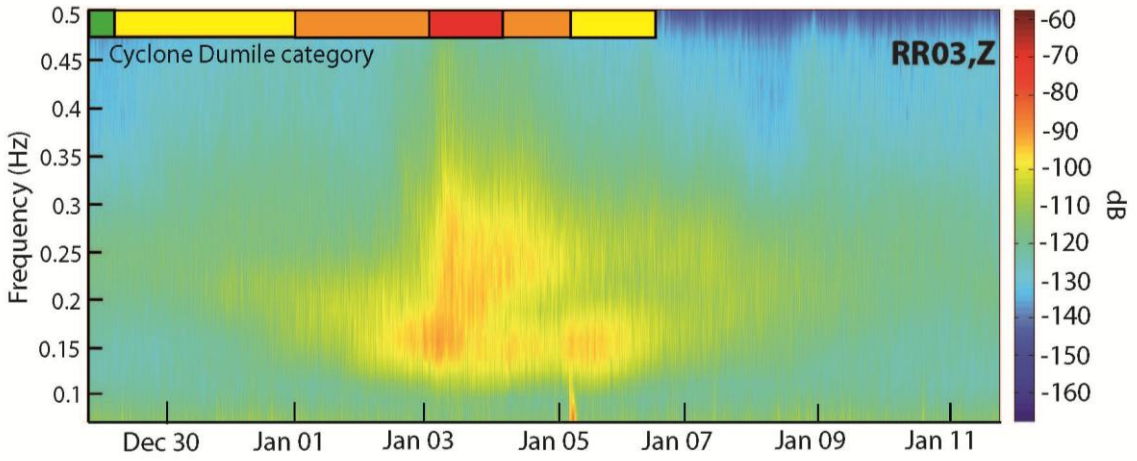

Figure 27 : Spectrogram of vertical ground displacement on the seafloor during cyclone Dumile. Time-frequency distribution of seismic noise power (in dB with respect to acceleration) on the vertical component of OBS RR03 between Dec. 29, 2012 and Jan. 11, 2013. Storm category is indicated by the color bar at the top, using the same colors as Figure 26.

We determined the absolute noise amplitudes on moving time windows of one hour duration, to which we applied a Butterworth bandpass filter (2^{nd} order, corner frequencies at 0.1 Hz and 0.35 Hz). The hourly root-mean-square (RMS) values of these amplitudes, obtained for various instrument locations and components are shown in Figure 28. At most OBS, RMS amplitude variations follow trends similar to the example of OBS RR03 (Figure 28a). While the cyclone was still more than 1300 km away (Dec. 28-31), the ambient seismic noise on the horizontal components (X and Y) dominated that on the vertical component (Z). Horizontal ground motion shows a clear tidal signature [*Crawford and Webb*, 2000; *Fontaine*

et al., 2014], with two high tides per day, and amplitudes up to 2 microns, while the level on the vertical component is stable around 0.5 micron. As the cyclone approached to within 1300 to 500 km distance, the amplitude on the vertical component rose above the amplitude on the two horizontals. At distances below 300 km (Jan. 03), the amplitudes on all components increased dramatically. Displacement reached 4 microns on the horizontals and up to 8 microns on the vertical. During the whole storm passage, pressure variations measured by the hydrophone closely followed the vertical ground displacement. The high correlation coefficient (>0.99) computed on 24 hour-long windows between the hydrophone and the vertical RMS amplitudes at OBS RR03 from Jan. 01 to 04 suggests that at least part of the secondary microseisms (namely the vertical ground displacement) is caused by water pressure fluctuations on the seabed. Such an excitation mechanism was proposed by *Longuet-Higgins* [1950], who demonstrated that water pressure fluctuations beneath standing ocean waves (created by two swells of similar periods travelling in opposite directions) should have twice the frequency of their exciting swells, and should be proportional in amplitude to the product of the two swell amplitudes. Compressional waves thus generated on the seabed would be extremely small compared to the surficial water waves that excite them, but large enough to be recorded by seismometers. This excitation hypothesis by *Longuet-Higgins* [1950] is directly supported by the high correlation between water pressure and seafloor vertical ground RMS amplitude that we observe during the days when the cyclone passes over.

Analysis of ground motion polarization

To further investigate the process of microseismic noise excitation and the nature of the seismic waves, we performed a polarization analysis in the 0.1 – 0.3 Hz frequency band, on four-minute-long moving windows of the continuous three-component seismic data. For each window, we quantified the shape of the ellipsoid characterizing the ground motion by calculating the degree of rectilinearity of particle motion in 3D (*CLin*) and in the horizontal (*CpH*) and vertical (*CpZ*) planes, as well as the apparent incidence angle (*Vpol*) of the ground motion [*Fontaine et al.*, 2009] (see details in the Supporting Information). The polarization measured at OBS RR03 before the cyclone's arrival (Figure 28c) confirms the dominant tidal signature, with a 12h-period variation of the polarization parameters (*CpZ, CpH, CLin*), and

horizontal ground motion prevailing (*Vpol*~90°) [*Crawford and Webb*, 2000]. The polarization coefficients stabilize on Jan. 2 around 12:00 UTC, at a station-cyclone distance of about 500 km. Over the following two days, as Dumile passes over the station, we observe predominantly vertical polarization (*CpZ* > 0.75, *CLin* > 0.75, and *Vpol* ~ 0° or 180°). Interestingly, the values of *CLin* > 0.75 observed at RR03 are much higher than those observed at the nearby terrestrial station RER on La Réunion island (*CLin* < 0.5). This confirms that the dominant vertical ground motion observed on the seafloor beneath the storm is directly induced by compressional waves in the water column.

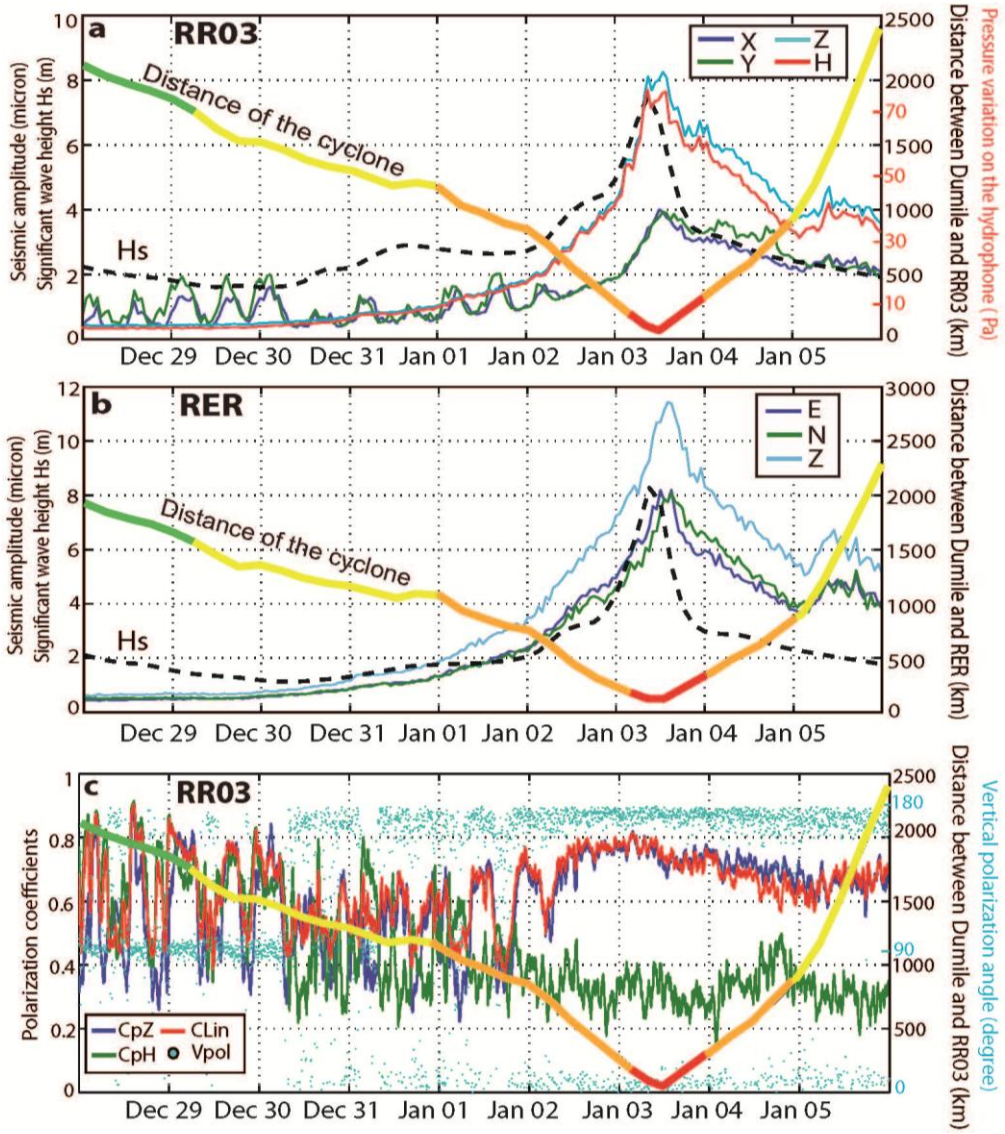

Figure 28 : Seismic wave amplitudes in the frequency range 0.1 - 0.35 Hz and polarizations during the passage of cyclone Dumile. a) Seismic RMS amplitudes over time at ocean-bottom station RR03. Ground displacement on the two horizontal (X, Y) and the vertical (Z) seismometer components in microns (y-axis on the left side), together with water pressure variations on the hydrophone (H) in Pascal (y-axis on the right). Multi-colored line indicates the distance of RR03 to the meteorologically determined storm center, where storm category is identified by the same colors as in Figures 26 and 27. Dashed line shows the significant ocean wave height at the sea surface in meters (y-scale on the left), as predicted by NOAA's WAVEWATCH III model [*Tolman and Chalikov*, 1996]. b) Seismic RMS amplitudes over time at island station RER. Ground displacement on the two horizontal (E, N) and the vertical (Z) seismometer components in microns (y-axis on the left side). Dashed line: NOAA WAVEWATCH III predicted *Hs*. Distance from the storm center, storm category, and significant wave height are shown as in panel a. c) Polarization of ground displacement over time at ocean-bottom station RR03. Vertical (*CpZ*), horizontal (*CpH*), and rectilinear (*CLin*) polarization coefficients were computed in moving time windows of four minutes duration. Light blue dots

show the vertical polarization angle (*Vpol*) in degrees, each dot corresponding to one four-minute window. 0° or 180° indicates mostly vertically polarized ground displacement, whereas 90° indicates horizontal motion. Distance from the storm center and storm category are superimposed, as in panels a and b.

In addition to the body wave analysis described above, we also detected Rayleigh waves associated to the cyclone activity: in the time-frequency domain, we quantified the number of elliptically polarized signals in the vertical plane, corresponding to Rayleigh waves [*Schimmel and Gallart*, 2004; *Schimmel et al.*, 2011]. Interestingly, at both OBS and terrestrial stations we observed dominant frequencies of these elliptically polarized signals around 0.15 Hz (i.e., within the microseismic noise band), and an increase in the number of elliptical signal detections as the cyclone approaches, suggesting that Rayleigh waves are generated in the vicinity of the cyclone. The number of elliptically polarized signals detected in the frequency band between 0.1 and 0.3 Hz started to increase dramatically and remained high as long as the cyclone was closer than 1000 km.

These two analyses show that the seafloor beneath Dumile is affected by both vertical compressional and Rayleigh waves. This is in good agreement with remote observations of P-wave sources associated with storms [e.g., *Gerstoft et al.*, 2008], but also of elliptically polarized Rayleigh waves dominating the secondary microseismic noise recorded by distant land stations [*Obrebski et al.*, 2012].

The presence of body and surface waves associated with cyclone Dumile is also consistent with numerical models [*Gualtieri et al.*, 2014], which predict that each swell interaction acts as a source at the sea-surface, radiating compressional waves through the water column. This generates P-waves directly beneath the source, and surface waves at increasing distances from the storm source, by the combined effect of wave reflection and refraction on the seafloor. In the case of a tropical cyclone, which can extend over more than 1000 km laterally (Figure 26) and propagates at up to 25 km/h, the number, sizes, locations and velocity of the effective microseismic source areas are unknown. This may explain why the ocean-bottom seismometers located near the cyclone track simultaneously record compressional waves, as expected directly beneath a pressure source, but also surface waves, which are expected at some distance, due to lateral wave propagation away from the vertical source.

Early detection of tropical cyclone "Dumile"

Normalized microseismic RMS amplitudes on the OBS network show a clear cyclone signal, i.e., rising noise level in the secondary microseismic band, starting at a storm-station distance of about 1300 km (Figure 29). This distance-versus-noise curve looks very similar for stations shown in Figure 29, all located within 250 km distance from OBS RR03, and thus from the cyclone track. As the storm approaches, the normalized amplitudes consistently rise in the network. The amplitude fits the equation used by *Battaglia and Aki* [2003]: $y = (ae^{-bx})/\sqrt{x}$ where x is the distance from the cyclone, $a = 13.58$ and $b = 0.00084$. Due to the small value for *b,* the dominant term is $1/\sqrt{x}$ and reflects the amplitude decrease by geometric spreading of surface waves.

Observations of microseismic noise variation across the entire OBS network during the cyclone show that the maximum absolute noise level recorded at a station depends primarily on how close the storm passes by (Figure 31, Supporting Information): if the storm remains at a distance exceeding 1250 km, the maximum noise remains small (< 4 microns), whereas large noise levels (> 8 microns) are observed only at stations passed by the cyclone at less than 800 km distance. The maximum noise level also depends on the storm's intensity: seismic noise amplitudes during the depression stage are low, while the largest amplitudes are observed during the cyclone phase.

Overall noise amplitude is clearly controlled by cyclone trajectory and intensity, but we also observed variations in energy partitioning between the horizontal and vertical components. For 55% of the OBS, the noise recorded on the vertical component is clearly dominant during the cyclone stage, as shown for OBS RR03, whereas for 20 % of the OBS, the noise is stronger on the horizontal components. The remaining OBS show similar noise intensity on the three components. Interestingly, the ratio between the vertical and horizontal components at a given OBS is roughly constant from one cyclone to another (we observed seven storms in total). This suggests that vertical/horizontal energy partitioning is partly a site effect, likely depending on shallow subsurface properties such as the thickness and the elastic parameters of the sedimentary layer [e.g., *Tanimoto and Rivera*, 2005].

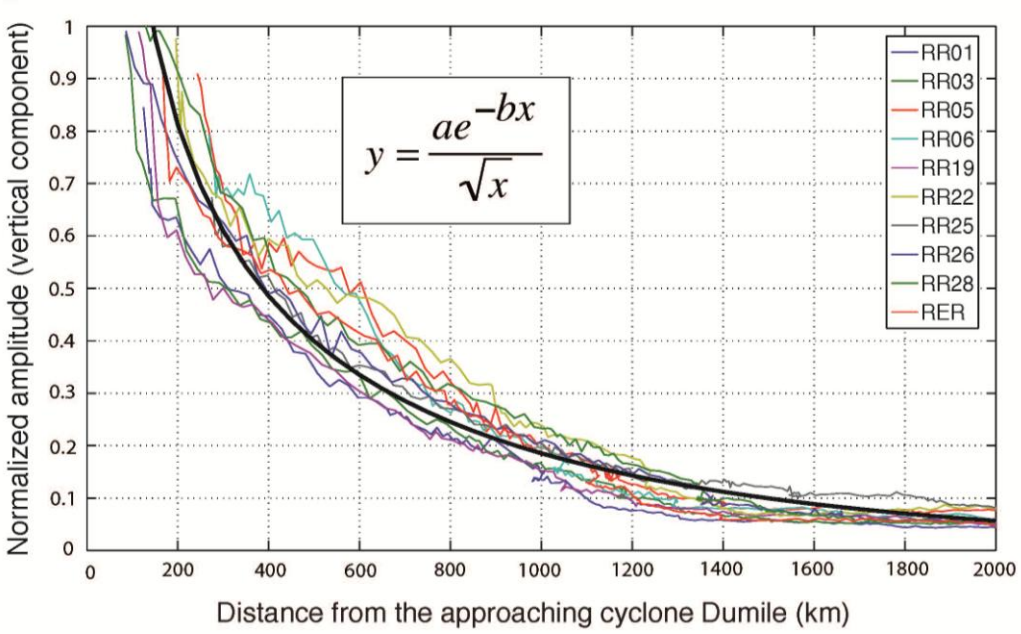

Figure 29 : Evolution of the microseismic noise amplitude as a function of distance from the storm center. Normalized RMS amplitude of the vertical component of various OBS, located within 250 km of station RR03. They all detect the cyclone as it reaches a distance of ~1300 km. The black curve is the mean of the best fitting equations computed for all these stations.

Tracking cyclones from ocean-bottom seismic observations

Although the data were not processed in real time, analysis of the continuous time series provides time-lapse images of cyclone-induced noise amplitudes across the network from which we can infer the progression of the cyclone over the earth's surface (Figure 30 and movies in the Supporting Information). Qualitatively, the hourly variations of RMS amplitude on the vertical components, normalized as in Figure 29, show an increase in noise level across the whole network as the cyclone approaches (Movie 1). Even the easternmost stations, located more than 1000 km from the storm track, record the cyclone activity. In a more quantitative way (Figure 30 and Movie 2), the absolute noise amplitude variations permit to locate and follow the source region of the microseisms over time. Although the distance between stations (200 km on average) is a limiting factor in our ability of accurately locating the noise sources, we observe that the area of maximum noise is located in the vicinity of the cyclone center, as defined by Météo France from satellite images. The

"seismological eye" of the microseismic noise appears to be offset 200 km to the northeast from the meteorological eye of the cyclone, which suggests that the location of maximum ocean-waves interactions is located northeast of the meteorological cyclone eye. This is plausible, since a cyclone that turns clockwise in the Southern Hemisphere and propagates southward is suspected to shore up the highest waves northeast of its center, where propagation and rotation direction add up constructively.

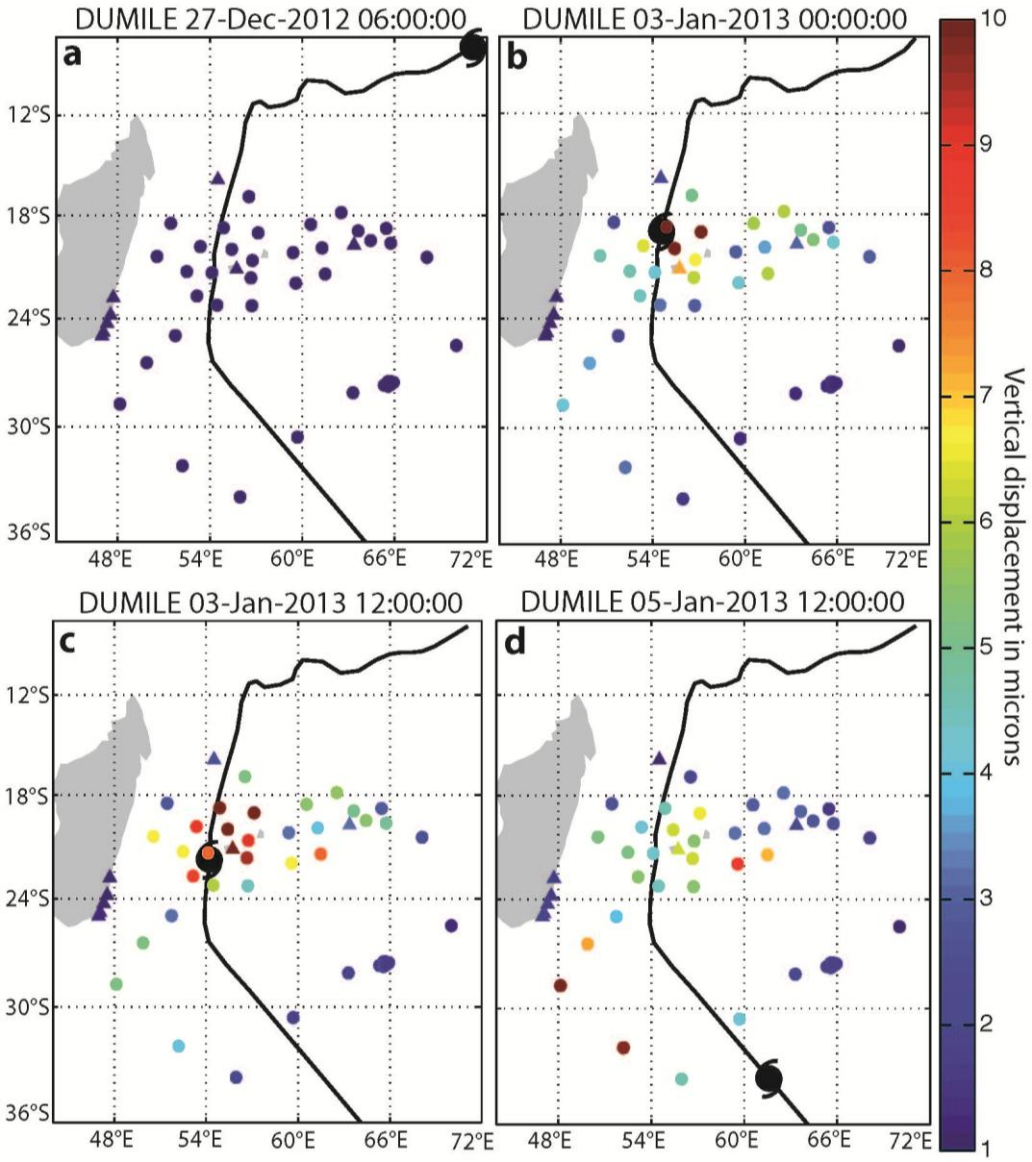

Figure 30 : Spatiotemporal evolution of microseismic noise levels on the ocean-bottom seismometers during cyclone Dumile. RMS amplitudes of the absolute vertical ground displacement (in micron) at the OBS (circles) and terrestrial stations (triangles). Color indicates noise amplitude, with a color bar saturating below 1 micron (blue), and

above 10 microns (red). The black line shows the cyclone track, and the black circle shows the location of the cyclone center (a) on Dec. 27 at 06:00, before the cyclone; (b) on Jan. 03 at 00:00, at the meteorological peak of storm intensity (cyclone stage); (c) on Jan. 03 at 12:00; (d) on Jan 05 at 12:00, toward the end of cyclone passage.

Conclusions

Our network of 57 broadband ocean-bottom seismometers in the southwestern Indian Ocean enabled the investigation of secondary microseisms on the seafloor beneath the 2013 tropical cyclone "Dumile". Polarization analyses reveal that the corresponding ground motion contains both vertically polarized P-waves and elliptically polarized Rayleigh waves. This is consistent with theoretical predictions [*Longuet-Higgins*, 1950], modeling [*Gualtieri et al.*, 2014], and teleseismic observations [e.g., *Gerstoft et al.*, 2008]. We showed that ocean-bottom seismometers detect a rise in storm-generated noise levels at storm-station distances exceeding 1000 km, and can be used to locate the cyclone center with good accuracy. By such retrospective analysis, we have demonstrated that microseismic noise represents a good proxy for observing the development and movement of oceanic storms. Once ocean-bottom seismograms become available in real time, this approach could be used for real-time monitoring and tracking of major storms over the oceans.

Acknowledgements

OBS data used in this work will be available at the French RESIF archive center (http://portal.resif.fr/). RHUM-RUM (www.rhum-rum.net) is funded by the ANR (Agence Nationale de la Recherche) in France (project ANR-11-BS56-0013), and by the DFG (Deutsche Forschungsgemeinschaft) in Germany, with additional support from CNRS-INSU (Centre National de la Recherche Scientifique – Institut National des Sciences de l'Univers), TAAF (Terres Australes et Antarctiques Françaises), IPEV (Institut Polaire Paul Emile Victor), and AWI (Alfred Wegener Institut Bremerhaven). We gratefully acknowledge the crews of research vessels "Marion Dufresne" and "Meteor" for the skillful deployment and recovery of the ocean-bottom sensors; the GEOSCOPE seismological network for operating station RER; Météo France for providing quantitative cyclone data. We thank A. M. Reading

and an anonymous reviewer for their constructive comments, and M. Schimmel for providing software for the surface wave analyses. This is IPGP contribution 3592.

Supporting Information

S1. Seismic and hydroacoustic instruments of the RHUM-RUM experiment

The French-German collaborative experiment RHUM-RUM (Réunion Hotspot and Upper Mantle – Réunions Unterer Mantel) deployed 57 seismological stations on the ocean bottom in Oct-Nov 2012, and recovered them in Oct-Dec 2013. The network geometry is shown in Figure 26 of the main article. The exact deployment locations and schedules are documented in the report of the deployment cruise (Cruise report Marion Dufresne MD192, DOI: 10.13140/2.1.2492.0640) and recovery cruise (Cruise report Meteor M101, DOI: 10.2312/cr_m101, https://getinfo.de/app/details?id=awi:doi~10.2312%252Fcr_m101).

Each station was equipped with a broadband seismometer that continuously measured ground velocity of the seafloor along three components (two horizontals and one vertical), and with a broadband hydrophone that recorded pressure variation in the water. The ocean-bottom network was complemented by 37 terrestrial stations deployed on La Réunion and Mauritius islands, on Madagascar, and on the Iles Eparses in the Mozambique Channel. This enables comparisons between microseisms recorded on land and on the seafloor (Figures 28 and 29). The ocean-bottom network consisted of 9 stations from the French INSU pool (Institut National des Sciences de l'Univers, more information on http://parc-obs.insu.cnrs.fr/), and of 48 stations from the German DEPAS network, managed by AWI Bremerhaven ("**De**utscher Geräte-**P**ool für **a**mphibische **S**eismologie, more information on : http://www.awi.de/en/research/research_divisions/geosciences/geophysics/depas_german_instrument_pool_for_amphibian_seismology/).

The 9 INSU stations were equipped with L-Cheapo acquisition, with Nanometrics trillium sensors (corner period 240 s, sampling rate 62.5 Hz), and with NPH Series NovaSensor - GE Sensing hydrophones (corner period 100 s, upper cut-off frequency 8 Hz). The 48 DEPAS stations were equipped with SENDCOM data loggers, with Guralp CMT40 seismometers (corner periods of 60 or 120 s, sampling rate 50 or 100 Hz), and with

HighTechInc HTI-04-PCA/ULF hydrophones (corner period 100 sec, upper cut-off frequency 8 kHz). The hydrophones in particular functioned very reliably, with few problems noted in the yield and the data quality. The yield and quality of the seismograms were more variable, but the large majority of stations yielded usable recordings for at least part of the deployment period.

After an embargo period, the data will be freely downloadable at the RESIF seismological data center (http://portal.resif.fr).

S2. Meteorological characterization of the 2013 tropical cyclone "Dumile"

The storm system first formed as an area of disturbed weather on December 27, 2012 near the island Diego-Garcia in the Chagos archipelago. The term **disturbance** is used for a tropical storm system in which the maximum average surface wind speed (MASWS) remains below 27 knots (50 km/h, force 6 on the Beaufort scale). Moving W-SW slowly, Dumile strengthened to a **depression** – MASWS 28 to 33 knots (51 to 62 km/h, force 7 in the Beaufort scale) – but it was slow to develop. On January 1st, the system was upgraded to a **tropical storm** (MASWS 34 to 63 knots (63 to 117 km/h, Beaufort scale from 8 to 11), and changed its trajectory to southwest, moving around 15 km/h. The storm increased in strength until January 2, now moving southward at more than 30 km/h. The red alert stage was declared on La Réunion Island on January 3 at 6:00 UTC when the storm center was located 100 km west of the island. Weather conditions were favorable for its development, and as it passed west of La Réunion, Dumile became a **cyclone of category 1** (MASWS above 64 knots (118 km/h, Beaufort scale 12). Continuing southward at 20-25 km/h, the storm reached its maximum intensity on January 4 at 00:00 UTC, when it was located about 370 km south-southwest of La Réunion, its minimum pressure estimated at 967 hPa and maximum sustained surface winds at 138 km/h. Dumile continued southeastward over the open ocean and weakened to an **extra-tropical storm** (i.e., outside of the tropics) on January 5.

During its cyclone stage, Dumile generated strong winds across La Réunion Island, peaking at 180 km/h and producing heavy rains that affected much of the island, with a maximum value of 1187 mm recorded over a span of 48 hours. The cyclone also generated a very strong swell arriving from north, with maximum wave heights of 11 meters recorded on

La Réunion on January 3, compared to a much lower value of 6.3 m significant wave height predicted by the model WAVEWATCH III [*Tolman and Chalikov*, 1996].

More details on the classification of tropical storm systems in the South-West Indian Ocean can be found on the WEBCMRS website :
http://www.meteo.fr/temps/domtom/La_Reunion/webcmrs9.0/#

S3. Shape parameters of the particle ground motion

The covariance matrix is formed from a principal component analysis [*Fontaine et al.*, 2009] applied to the three component seismic records. The covariance matrix is equal to $(1/N)(D^TD)$, where N is the number of points in the time window, D is a N by 3 mean centered matrix with the three orthogonal records as it columns (two horizontal components X and Y, and a vertical component Z). D is mean centered by column. D^T is the transpose of D.

The degree of rectilinearity of the particle motion [*Jurkevics*, 1988] is given by $CLin=1-((\lambda_2+\lambda_3)/2\lambda_1)$, where λ_1, λ_2 and λ_3 are the eigenvalues of the covariance matrix and $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3$. $CLin = 1$ when $\lambda_2 = \lambda_3 = 0$ and $\lambda_1 \neq 0$ as expected for rectilinear polarization and for pure body waves. *CLin* is close to 0 for an almost circular polarization. Pure Rayleigh wave motion is expected to be elliptical. The dominant signal direction can be estimated using the normalized eigenvector a that corresponds to the maximum eigenvalue. The apparent angle of incidence is obtained from the vertical direction using $Vpol = \cos^{-1} a_Z$, where a_Z are the Cartesian coordinates of a in the vertical plane.

We can also compute a principal component analysis using only the horizontal components (Y and X) and thus obtain the degree of rectilinearity of particle motion in the horizontal plane *CpH* [*Flinn*, 1965; *Montalbetti and Kanasewich*, 1970]:

$$CpH = 1 - e1/e2 \qquad (1)$$

where e_2 and e_1 are the eigenvalues of the covariance matrix obtained from the two horizontal components and $e_2 \leq e_1$. $CpH = 1$ for perfectly linear motion in the horizontal plane. $CpH = 0$ indicates no rectilinearity.

The apparent azimuth θ of ground motion in the horizontal plane is:

$$\theta = \tan^{-1}(Ux/Uy) \quad (2)$$

where u_X and u_Y are the Cartesian coordinates of u, the eigenvector corresponding to the highest eigenvalue of the covariance matrix.

We can determine the longitudinal component L by $L = cos(\theta)\ Y + sin(\theta)\ X$; where Y and X are the horizontal components. Using the longitudinal and vertical components, we can then determine a third covariance matrix and the degree of rectilinearity of the particle motion in the vertical plane:

$$CpZ = 1 - f2/f1 \quad (3)$$

where f_2 and f_1 are the eigenvalues of the covariance matrix determined using L and Z components and $f_2 \leq f_1$. CpZ =1 for a perfectly linear polarization in the vertical plane, and CpZ =0 indicates circular particle motion.

Supplementary Figure

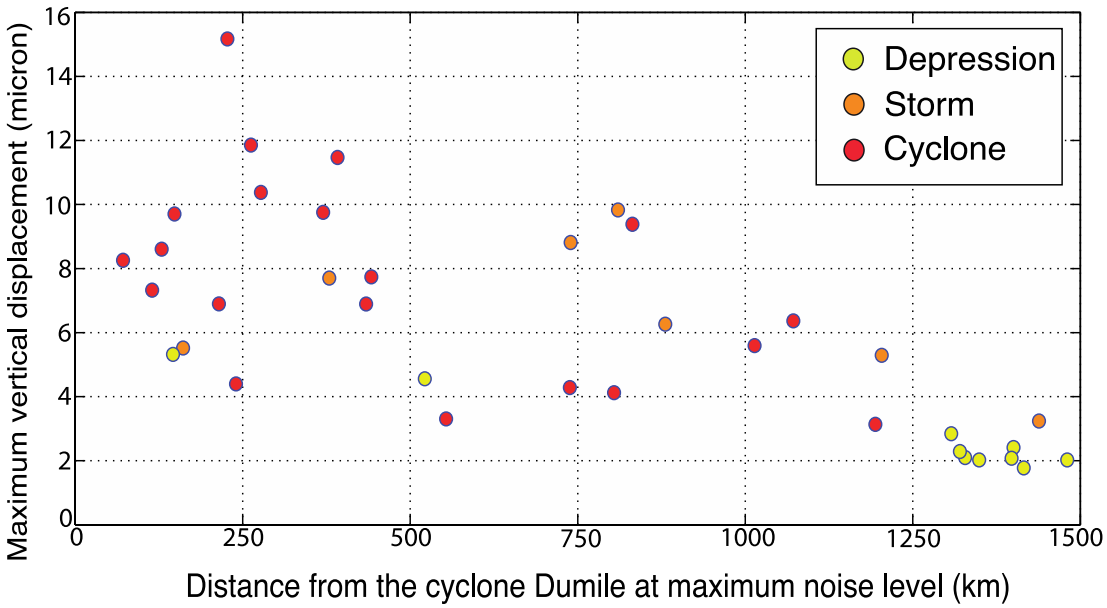

Figure 31 : Maximum absolute microseismic amplitudes, as a function of Storm-station distance and Storm intensity. Maximum vertical RMS displacement in microns at all the available ocean-bottom seismometers. Storm category is indicated by color. At each station, the observed maximum microseismic noise amplitude depends on both the distance and the intensity of the cyclone. See text in the article for interpretation.

Movie S1 : Spatiotemporal evolution of the* normalized *microseismic noise amplitude across the OBS network and some terrestrial stations.

This animation shows the hourly variations of the RMS amplitude of the vertical components, normalized for each seismic station between its lowest and highest level during the entire cyclonic event (i.e., from 2012 Dec. 27, 06:00 to 2013 Jan. 06, 12:00). OBS and terrestrial stations are represented by circles and by triangles, respectively. The black circle shows the location of the center of cyclone Dumile estimated by Météo France, superimposed on its track (black line). A progressive increase in the noise level is observed across the whole network as the cyclone approaches.

Movie S2 : Spatiotemporal evolution of the absolute microseismic noise amplitude across the OBS network and some terrestrial stations.

This animation shows the hourly variations of the RMS amplitude of absolute vertical displacement (in microns) for each seismic station during storm Dumile, (i.e., from 2012 Dec. 27, 06:00 to 2013 Jan. 06, 12:00). OBS and terrestrial stations are represented by circles and by triangles, respectively. The black circle shows the location of the center of cyclone Dumile estimated by Météo France, superimposed on its track (black line). The colour bar is saturated in blue below 1 micron and in red above 10 microns. The area of maximum microseismic noise is seen to lie in the vicinity of the meteorologically estimated storm center.

2.3 Le suivi des variations climatiques sur le long terme

Pour conclure ce chapitre dédié à la détection et au suivi des tempêtes à partir de l'analyse des microséismes secondaires, nous allons discuter maintenant de leur intérêt pour l'étude des variations climatiques sur le long terme.

Nous avons vu dans la partie sur l'étude de la polarisation réalisée à l'échelle du bassin océanique dans son ensemble que l'approche statistique des signaux polarisés détectés pendant l'année 2011 permet de mettre en évidence une saisonnalité des microséismes secondaires dans l'océan Indien (Figures 9 et 11). En effet, notre étude a montré qu'on détecte davantage de signaux polarisés pendant l'hiver austral, et que ces signaux sont caractérisés par une fréquence plus faible, il s'agit donc de signaux à plus longue période. Ces résultats s'expliquent par le fait que l'océan Indien, fermé au nord, est contrôlé par une dynamique globale d'hémisphère sud avec davantage de tempêtes importantes qui ont lieu majoritairement dans le sud du bassin océanique pendant l'hiver austral, et qui sont caractérisées par des houles de plus longues périodes. Nos résultats montrent qu'il est possible d'utiliser les sources de microséismes secondaires comme proxy pour suivre le climat des vagues dans une région donnée, avec un intérêt à long terme pour suivre les changements climatiques globaux en analysant des décennies d'enregistrements sismiques.

Grevemeyer et al. [2000] ont ainsi analysé une quarantaine d'années d'enregistrements sismiques en continu pour étudier les variations climatiques dans la région nord-est de l'Atlantique. Les données sismologiques les plus anciennes n'étant pas numérisées, leur approche a consisté à lire directement l'amplitude et la fréquence des microséismes secondaires les plus forts enregistrés chaque jour, afin de constituer une base de données statistiques. Ils ont par ailleurs mis en place un index microsismique qui permet de quantifier l'activité microsismique de chaque journée à partir de l'amplitude des microséismes secondaires. Un seuil minimal d'amplitude, qui est supérieur au niveau de bruit moyen enregistré en été, doit être atteint pour pouvoir qualifier une journée de forte activité microsismique. Cette méthode permet de comptabiliser combien de jours par mois ont été affectés par une activité microsismique importante, et de suivre les tendances climatiques à

long terme associées à cet index. Les résultats de cette étude ont montré une nette augmentation de l'activité microsismique associée à la houle au cours des vingt dernières années du XXème siècle, qui suit la même tendance que les anomalies de températures mesurées dans l'hémisphère nord pendant cette période, traduisant les effets d'un réchauffement climatique global.

Enfin, comme nous l'avons vu dans la partie sur le suivi spatio-temporel du passage d'un cyclone depuis les observations fond de mer, la sismologie peut être considérée comme un nouvel observable dans la détection et le suivi des cyclones tropicaux, et des tempêtes en général, permettant de faire le lien entre les trois interfaces que sont l'atmosphère, l'océan et la terre solide.

Il est clair que l'analyse des microséismes secondaires à long terme, à travers leur amplitude et leur fréquence, pourra apporter des informations importantes sur le climat des vagues et le suivi des variations climatiques liés aux changements globaux, en compléments des autres données disponibles par les mesures météorologiques ou océanographiques.

PARTIE 3 :

LES SOURCES DE MICROSÉISMES PRIMAIRES DANS L'OCÉAN INDIEN,

Impact direct de la houle sur la côte

La troisième partie porte sur les sources de microséismes primiaires dans l'océan Indien, qui sont induits par l'impact direct de la houle sur la côte. Nous montrons qu'il est possible d'utiliser un capteur sismique comme substitut d'un houlographe pour caractériser les vagues localement en termes de période, d'amplitude et de direction. Nous montrons des exemples d'application dans le cadre des îles Éparses et de Mayotte, qui, par leurs situations géographiques et leurs morphologies, sont particulièrement vulnérables aux fortes houles australes et cycloniques qui les frappent fréquemment.

3.1 Étude bibliographique sur les sources de microséismes primaires

L'étude des microséismes primaires a été plus tardive que celles des microséismes secondaires, non seulement à cause du manque de sensibilité des premiers capteurs sismiques dans les plus longues périodes, mais aussi parce qu'ils sont moins énergétiques et donc plus difficiles à détecter. Les premières observations de microséismes primaires, d'abord appelés « microséismes longues périodes » ont été rapportées par Banerji [1930]. Une analyse détaillée des microséismes enregistrés pendant plus de 5 ans avec un instrument assez sensible aux longues périodes lui a permis d'identifier un type particulier de microséismes, avec des périodes comprises entre 10 et 30 s, qu'il a associé aux perturbations météorologiques locales. Ses observations l'ont conduit à formuler l'hypothèse que ces microséismes seraient générés par l'action des vagues sur le fond en milieu peu profond, près des côtes. Les arguments qui l'ont appuyé dans ce sens sont d'une part que ces microséismes ont exactement la même période que celles des vagues observées sur la côte à proximité de la station, et d'autre part, que leur amplitude, directement liée à l'intensité de l'activité des vagues, devient maximale quand des perturbations météorologiques locales ont lieu. Plus tardivement, des microséismes du même type, aux périodes comprises entre 11 et 18 s et qui sont associés à des vagues de périodes similaires, ont été mis en évidence près des côtes au voisinage de deux stations sismiques situées aux Bermudes et dans le New Jersey [*Oliver and Ewing*, 1957]. Ces observations ont porté sur deux événements cycloniques dans l'Atlantique Nord qui ont représenté des sources ponctuelles simultanées de microséismes et de fortes houles. Une bonne corrélation a été trouvée entre l'amplitude et la période des microséismes enregistrés, et celles des vagues observées localement. Le phénomène caractéristique de dispersion de la houle cyclonique a pu être identifié dans les microséismes, avec une augmentation de la fréquence avec le temps. Le délai d'apparition des microséismes longues périodes entre les deux stations, de l'ordre d'un jour ou deux, correspondait bien au temps de propagation des vagues pour atteindre les côtes respectives. De plus, en connaissant le temps d'apparition des microséismes à une station donnée, la vitesse de groupe des vagues associées et le trajet du cyclone, il a été possible de localiser l'origine des vagues, qui s'est révélée en accord avec la position de la tempête, telle qu'annoncée par les services météorologiques. L'étude n'a pas fourni de mécanisme détaillé pour expliquer la formation des microséismes primaires, mais a apporté des indications sur l'origine de l'énergie irradiée par la tempête sous

forme de vagues et se transmettant sur le fond, en milieu peu profond et à proximité des côtes, sous forme de microséismes ayant la même période que celle des vagues. La description du déplacement des particules associé à ces microséismes longues périodes diffère clairement de celle des microséismes secondaires, avec un mouvement qui est essentiellement longitudinal et horizontal. L'absence d'amplitude sur la composante verticale a été attribuée à la proximité entre la station et la côte, inférieure à la longueur d'onde du signal mesuré, alors qu'une distance plus importante aurait été nécessaire avant l'apparition des ondes de surface du type ondes de Rayleigh et ondes de Love qui se développent et se propagent à la surface de la croûte terrestre.

La première observation simultanée de microséismes primaires et secondaires durant une tempête a été rapporté par Oliver [1963] qui, en réalisant une analyse spectrale, a pu identifier des microséismes de périodes comprises entre 14 et 18 s, qui ont deux fois la période des microséismes classiques (secondaires) entre 7 et 9 s. L'analyse des mouvements des particules confirme une propagation des microséismes sous forme d'onde de Rayleigh, avec une source localisée près des côtes. L'analyse spectrale a révélé que les microséismes primaires et secondaires suivent les mêmes variations temporelles en amplitude et en période, avec la signature caractéristique de la dispersion des vagues, ce qui suggère qu'ils sont tous les deux associés à la même tempête. Ces observations montrent que les PM, avec une amplitude comprise entre 0.05 et 0.1 microns (soit de 40 à 50 fois inférieure à celles des SM), pourraient être générés par des variations de pression provoquées par l'action directe des vagues sur le fond en milieu peu profond, mais la faible sensibilité aux longues périodes des instruments sismiques de cette époque rendait difficile une investigation plus poussée des microséismes primaires.

En effet, l'observation des microséismes primaires nécessite des instruments plus large bande, permettant de détecter des signaux de périodes de plusieurs dizaines de secondes et suffisamment sensibles en raison de l'amplitude réduite de ce bruit. L'utilisation d'un équipement adéquat a permis à Haubrich [1963] de réaliser une analyse spectrale assez fine du bruit microsismique enregistré entre 0.03 et 0.3 Hz pendant plusieurs jours sur les côtes Californiennes en mai 1962, au cours d'un événement de forte houle associée à une tempête au large. Le phénomène caractéristique de dispersion visible sur le spectre du PM lui suggère alors une relation directe avec les vagues observées près des côtes qui ont la même fréquence

que ces microséismes. Cette fois encore, la dispersion observée dans le PM permet d'identifier une source à l'origine des vagues en accord avec la position d'une tempête annoncée par les services météorologiques, située à une distance de la côte qui correspond bien au temps de propagation des vagues nécessaire à l'apparition du PM dans les enregistrements. L'amplitude des PM enregistrés est de 10 à 100 fois inférieure à celle des SM, et la radiation dans le PM occupe un angle beaucoup plus large que dans le SM, suggérant une source sismique étirée sur plus de 160 km le long de la côte. Ces observations sont en accord avec l'hypothèse d'une génération des PM par l'action directe des vagues près des côtes en milieu peu profond, suivant la théorie contemporaine proposée par Hasselmann [1963]. Cette théorie explique comment l'interaction non linéaire entre un train de vagues et le fond sous-marin en pente, en milieu peu profond près des côtes, conduit à la formation de microséismes primaires qui ont la même fréquence que celles des vagues à leur origine. L'efficacité du processus de génération des PM dépend à la fois de la longueur d'onde des vagues en milieu profond, L_∞, de leur amplitude, de la bathymétrie locale à travers la hauteur d'eau h et de la topographie. L'interaction des vagues sur le fond devient effective quand $h < \frac{L_\infty}{2}$, suivant la théorie linéaire des vagues, encore appelée modèle d'Airy avec $L_\infty = gT^2/2\pi$ où g est l'accélération gravitationnelle et T la période des vagues. Ainsi, pour des vagues de 20 s, $L_\infty \approx 600m$ et pour des vagues de 8 s, $L_\infty \approx 100m$. La pression hydrodynamique qui s'applique sur le fond, P_b, par rapport à la pression à la surface P_0 varie selon $P_b = P_0/\cosh(kh)$ où k est le nombre d'onde des vagues. Le champ de pression exercé sur le fond par l'action des vagues augmente donc quand la profondeur d'eau et la fréquence des vagues diminuent, ce qui suggère que les sources dominantes de PM sont d'une part localisées dans les zones côtières où la profondeur d'eau n'excède pas $L_\infty/4$, et d'autre part qu'elles sont favorisées par l'interaction sur le fond des houles de plus longues périodes [*Bromirski and Duennebier*, 2002]. S'il est nécessaire que la profondeur adimensionnelle kh soit limitée, cela n'est pas suffisant. En effet sur un fond plat, le champ de pression associé aux vagues ne peut pas générer d'ondes sismiques. Ardhuin et al. [2015] ont montré que pour un fond en pente régulière, le maximum de génération se situe à $kh = 0.76$, et que par ailleurs des oscillations topographiques à la longueur d'onde des vagues peuvent fortement augmenter l'amplitude des PM générés.

Si les PM sont rapidement atténués avec la distance, et de faible amplitude au niveau des stations continentales, ils peuvent toutefois être bien détectés dans les milieux insulaires ou côtiers, à proximité immédiate de la source qui les a générés, où leur polarisation est alors principalement linéaire dans le plan horizontal. Les PM peuvent alors être utilisés afin de caractériser la houle localement en termes d'amplitude, de période et de direction. En effet, une étude utilisant des stations sismologiques installées en Polynésie Française, dans le Pacifique Sud a mis en évidence un PM important pendant les événements de fortes houles entre 0.05-0.09 Hz (soit 11 et 20 s) [*Barruol et al.*, 2006]. L'analyse du mouvement des particules dans cette gamme de fréquence a révélé un déplacement elliptique principalement étiré dans le plan horizontal. La bonne corrélation entre l'amplitude du bruit microsismique (élongation de cet ellipse) et l'amplitude de la houle, permet de déterminer pour chaque station une fonction de transfert reliant l'amplitude du signal microsismique à celui de la houle. L'analyse de la polarisation a montré un bon parallélisme de la direction de vibration du sol avec l'azimut de la houle dans le cas des stations situées sur des îles plutôt circulaires. Ce n'est pas le cas des îles possédant un axe d'élongation important, où l'azimut de la polarisation des PM enregistrés devient alors dominé par des effets de réfraction de la houle, avec une direction normale à cet axe. Ces résultats démontrent bien la capacité de certaines stations sismiques à pouvoir assurer le suivi de la houle localement à partir de l'enregistrement des PM, pour quantifier les vagues en termes d'amplitude, de période et de direction. Cette capacité peut être exploitée pour assurer le suivi en temps réel de la houle dans des régions côtières équipées d'une station sismique, ou bien encore pour reconstruire le climat des vagues dans une région donnée à partir des enregistrements sismiques passés disponibles [*Aster et al.*, 2010].

3.2 Méthodes d'études des sources de microséismes primaires

Le **beamforming** est une méthode intéressante pour localiser les sources de microséismes primaires comme secondaires, et pour suivre leurs variations spatio-temporelles en fonction de la fréquence du signal. Un réseau dense de sismomètres est disposé de façon à pouvoir déterminer l'azimut et la lenteur d'onde des ondes qui traversent le réseau en fonction de la fréquence du signal. Cette méthode, qu'elle soit appliquée en utilisant un unique réseau de sismomètres [Haubrich and McCamy, 1969; *Gerstoft and Tanimoto*, 2007] ou plusieurs réseaux [*Cessaro*, 1994; *Friedrich et al.*, 1998], a systématiquement localisé les sources des microséismes primaires en milieu peu profond à proximité des côtes, et associées à la présence de tempêtes au large. En l'absence de tempête, l'azimut des PM mesuré est généralement constant et il correspond à la direction perpendiculaire de la côte la plus proche, par l'effet de réfraction des vagues qui l'atteignent [*Gerstoft and Tanimoto*, 2007].

La méthode de **corrélation de bruit sismique** consiste à analyser un signal, pouvant correspondre à des ondes de volume ou de surface à différentes fréquences, enregistré sur des paires de stations sismiques. L'inversion de ce signal en terme d'amplitude et de temps d'arrivés observés aux différentes stations permet de localiser la source de bruit à l'origine du signal. Menée à l'échelle globale, cette méthode a permis d'identifier les sources principales de bruit primaire et leurs variations saisonnières, avec davantage de sources situées dans l'Alantique Nord et le Pacifique Nord quand c'est l'hiver dans l'Hémisphère Nord, et davantage de sources situées dans le Sud de l'océan Indien et dans le Pacifique Sud pendant l'hiver austral [*Stehly et al.*, 2006].

Il a été rappelé dans la section précédente que les sources de microséismes primaires sont contrôlées par la longueur d'onde des vagues, leur amplitude, et la bathymétrie locale [*Hasselmann*, 1963]. Les sources dominantes de PM proviennent ainsi de l'interaction des houles les plus longues périodes sur le fond sous-marin en pente, en milieu peu profond près des côtes où $h < (\frac{L_\infty}{4})$. Les méthodes citées ci-dessus ont effectivement apporté des résultats en accord avec la théorie proposée pour la génération des PM, en mettant en évidence des sources dominantes localisées près des côtes et associées à des houles longues périodes. D'autre part, les observations montrent que les PM, rapidement atténués dans les terres, ont une amplitude relativement faible au niveau des stations sismiques continentales, alors qu'ils

peuvent être bien détectés en milieu insulaire ou côtier, où ils sont étroitement associés à l'activité de la houle locale [e.g., *Barruol et al.*, 2006; *Young et al.,* 2012, 2013; *Earlie et al.,* 2015]. Il paraît donc plus judicieux de se tourner vers des méthodes d'analyse des PM à partir d'enregistrements sismiques de stations individuelles localisées en milieu littoral pour parvenir à quantifier la houle localement.

La méthode de l'**analyse spectrale** apporte beaucoup d'informations sur les PM, en termes de fréquence et d'amplitude. Les spectres de bruit (encore appelés fonctions de densité spectrale de puissance, ou PSD) sont calculés sur des séries temporelles d'enregistrements sismiques et permettent de vérifier si le PM est ou non détecté par la station sismique, et si oui, dans quelle bande de fréquence et dans quelle mesure, en comparant les différents niveaux de bruit mesuré sur chaque composante de la station. Ces spectres de bruit, calculés sur une durée d'enregistrement donnée, indiquent le niveau de bruit moyen en fonction de la fréquence du signal pendant cette durée. Cette première étape est utile pour préciser la bande de fréquence dans laquelle le signal doit être filtré afin d'entreprendre une analyse ciblée sur les PM. Une représentation des variations du niveau de bruit en fonction de la fréquence du signal et du temps, comme le font les spectrogrammes, permet alors de détecter l'arrivée d'un front de houle. Celui-ci se manifeste sur un spectrogramme par une augmentation du niveau de bruit dans la gamme de fréquence des PM (identique à celles des vagues, typiquement entre 0.05-0.09 Hz), et par la signature caractéristique de la dispersion des vagues, si celles-ci se sont propagées sur une grande distance en mer avant d'atteindre la côte. La dispersion est identifiée par une pente linéaire sur les spectrogrammes (Figure 17) qui traduit l'arrivée progressive des vagues en fonction de leur période, avec les plus longues périodes arrivant les premières car se propageant plus rapidement. Sur un spectrogramme couvrant une période de temps suffisamment longue, on peut ainsi aisément identifier différents événements de houle successivement enregistrés par une station sismique, et les comparer les uns aux autres à travers l'amplitude, la durée, et le contenu fréquentiel des PM qui leur sont associés.

Une fois les enregistrements sismiques filtrés dans la bande de fréquence des PM identifiée sur les PSD, une **analyse de polarisation** peut être effectuée pour extraire de ce bruit sismique des informations utiles afin de quantifier la houle en termes de hauteur et de direction des vagues. Il a déjà été observé que les PM enregistrés par des stations sismiques localisées à proximité de la côte sont caractérisés par un mouvement elliptique des particules

essentiellement linéaire dans le plan horizontal [*Oliver and Ewing*, 1957; *Barruol et al.*, 2006]. Une analyse en composante principale [*Pearson*, 1901; *Hoteling*, 1933] permet de déterminer la longueur et l'azimut de l'axe majeur de l'ellipse décrite par ce mouvement, et de calculer les coefficients de polarisation du signal. Ces coefficients, compris entre 0 et 1, caractérisent le degré de linéarité dans le plan horizontal (*CpH*) et vertical (*CpZ*), avec une valeur de 1 indiquant un mouvement purement linéaire dans le plan correspondant.

À partir de nombreuses observations réalisées sur une même station sismique, il est intéressant de pouvoir établir une **fonction de tranfert** qui permet de relier l'amplitude du bruit microsismique mesurés à la hauteur des vagues observées localement [*Bromirski et al.*, 1999]. Cette fonction prend en compte de nombreux paramètres liés à l'effet de site, tels que la bathymétrie, la géologie, la forme du trait de côte, la distance entre la station et la côte. Cette fonction sera donc propre à chaque station sismique. De plus, une saisonnalité des sources dominantes de PM a pu être mise en évidence, suivant la distribution des principales tempêtes qui sont à l'origine des houles longues périodes, plus fréquentes dans un hémisphère donné pendant la période hivernale [*Stehly et al.*, 2006]. Ainsi, pour une même station sismique, plusieurs fonctions de transfert distinctes peuvent être nécessaires afin de pouvoir caractériser des types de houles qui proviennent de différentes régions du globe, et qui ont des signatures différentes dans la génération des PM [*Barruol et al.*, 2006]. Ceci est d'autant plus vrai pour les stations localisées en milieu insulaire, puisque la source des PM peut avoir lieu sur différentes façades de l'île en fonction de la provenance de la houle, tandis que dans le cas d'une station côtière, la localisation de la source des PM reste la même quelle que soit la provenance de la houle, qui de toute façon sera contrôlée par l'effet de réfraction lié à la géométrie du trait de côte.

3.3 Utilisation d'une station sismique comme houlographe : application aux îles Éparses et à Mayotte

La technique d'estimation des hauteurs de vagues fonctionne mieux lorsque le bruit sismique est associé aux longues houles océaniques [*Bromirski et al.*, 1999] qui sont encore mal connues et mal prévues, surtout dans l'hémisphère sud où il y a très peu de bouées qui mesurent directement les vagues. Par contre, les territoires insulaires peuvent être facilement équipés de capteurs sismiques, et peuvent ainsi fournir une mine d'observations qui commence seulement à être utilisée. Dans cette partie, nous développerons un cas d'application de l'utilisation d'une station sismique comme houlographe dans le contexte des îles Éparses dans le canal du Mozambique. De par leur localisation dans le bassin sud-ouest de l'océan Indien, ces îles sont particulièrement exposées aux fortes houles australes et aux cyclones tropicaux. De plus, s'agissant d'îles de très petites tailles qui sont plates et basses, elles peuvent être fortement impactées par l'action des vagues via par exemple les phénomènes de submersion, d'érosion côtière et de mobilisation des sédiments.

3.3.1. Présentation des îles Éparses

Les îles Éparses sont constituées des îles Glorieuses, Juan de Nova, Bassas da India, Europa dans le canal du Mozambique et de Tromelin au nord-ouest de l'île de La Réunion. Elles sont gérées par les Terres Australes et Antarctiques Françaises (TAAF), qui assurent leur protection et le suivi et la coordination des actions scientifiques qui y sont menées. Si ces territoires sont dépourvus de population permanente, une présence militaire y est assurée par un détachement de soldats et un gendarme, qui sont relevés en moyenne tous les quarante-cinq jours sur chaque île sauf sur Tromelin, seulement occupée par des météorologues.

Les îles Éparses sont toutes d'origine coralliennes comme en témoignent leur morphologie sous forme d'atoll pour les îles Glorieuses, Juan de Nova et Europa, ou sous forme d'atoll surélevé pour l'île Tromelin, avec un point culminant qui ne dépasse pas quelques mètres d'altitude. Localisées à des latitudes comprises entre 22 et 11° sud, les îles Éparses sont soumises à un climat tropical. Elles se situent dans la zone de formation ou de passage des cyclones provenant du nord-est, mais l'absence de relief limite les précipitations sur ces îles.

Île	Superficie (km^2)	Lagon (km^2)
Glorieuses	7	165
Juan de Nova	5	193
Bassas da India	0.2	86.8
Europa	30	47
Tromelin	1	0
Mayotte	376	1100

Tableau 1 : Superficies des îles Éparses et de leur lagon. Source : www.taaf.fr

Les îles Éparses constituent une grande réserve naturelle à accès restreint et soumise à autorisation afin de préserver le patrimoine naturel exceptionnel de ces sites terrestres et marins qui représentent des enjeux environnementaux importants. Dans le contexte du dérèglement climatique, ces îles plates et basses sont particulièrement vulnérables à la montée du niveau marin et à l'acidification des océans. C'est pourquoi, depuis 2003, elles sont intégrées dans le « Réseau de surveillance des littoraux face au changement climatique en milieu insulaire tropical ». En effet, la faible présence humaine sur ces îles permet de mieux comprendre les phénomènes naturels et d'isoler précisément l'impact du réchauffement climatique en milieu insulaire. Dans cette optique, les îles Éparses représentent de véritables laboratoires naturels dans lesquelles des études de recherche permettront de répondre aux préoccupations environnementales majeures de la planète, ce qui était l'objet du programme "Iles Eparses" grâce auquel nous avons pu mettre en place un réseau sismologique pour étudier les structures profondes de la terre mais également la signature des houles australes et cycloniques.

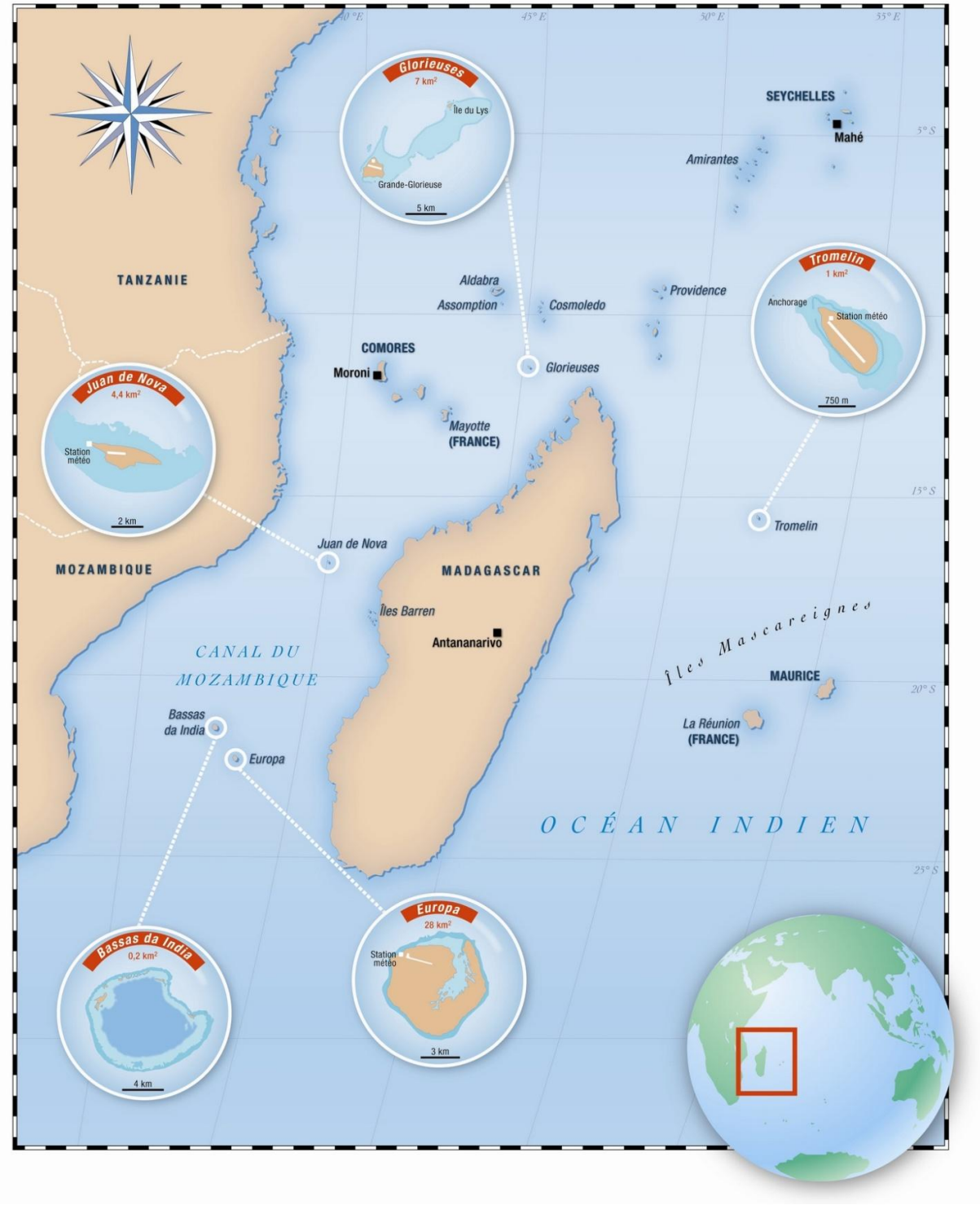

Figure 32 : Carte de localisation des îles Éparses. Source : www.taaf.fr, crédit Aurélie Boissière.

Europa

L'île d'Europa, de forme grossièrement circulaire, se situe dans la partie sud du canal du Mozambique par 22°35'S et 40°35'E, à 600 km au sud de Juan de Nova. Le diamètre de ce grand atoll d'origine volcanique est de 6 à 7 km, pour une superficie d'environ 30 km^2. L'île, de forme pentagonale, est basse et sablonneuse. Elle possède une ceinture de dunes dont le point culminant se situe à 7 mètres de haut. Europa est entouré d'un « récif frangeant » presque continu, interrompu par des plages de sable. Le climat est de type subaride bien que tempéré par la mer, avec des températures pouvant varier de 10 à 30°C. Les alizés de sud-est y sont dominants. La saison des pluies s'étend de novembre à mai, celles-ci sont rares mais violentes, parfois accompagnées d'orages liés au passage de fronts se déplaçant d'ouest en est.

Figure 33 : Image satellite de l'île Europa, Google Earth. La localisation de la station sismique est représentée par le carré rouge, à 400 m de la barrière de corail la plus proche, et entre 1.2 et 5 km des barrières les plus exposées aux houles australes sur les façades sud-ouest et sud de l'île. Crédits Image DigitalGlobe.

Juan de Nova

L'île de Juan de Nova, en forme de croissant est située par 17°03'S et 42°43'E dans la partie étranglée du canal du Mozambique, à 600 km au sud de Mayotte. Juan de Nova est située au milieu d'un vaste récif émergé à marée basse et qui, tout comme l'île, est en forme de croissant. Elle est ainsi protégée par la barrière de corail et le lagon qui l'entoure. Le récif est prolongé à l'est et à l'ouest par des hauts-fonds qui accentuent cette forme. Au nord, une vaste zone de coraux enlisés, dont la profondeur ne dépasse pas 20 m, s'étend jusqu'à environ 5 km du rivage. À l'inverse, au sud, les fonds dépassent les 100 m de profondeur. L'île elle-même représente une surface d'à peu près 5 km^2 et mesure environ 6 km de long de la pointe Hardy à la pointe Patureau, pour une largeur de 1600 m. La côte sud est abrupte, rocailleuse et encombrée de blocs de coraux rejetés par la mer. Elle est constituée par des constructions récifales soulevées, qui peuvent atteindre jusqu'à 12 m de haut. La côte nord présente un rivage sablonneux et bordé d'une petite dune littorale de sable fin, essentiellement composé de coraux et coquillages. Le climat est caractérisé par deux saisons : la saison fraîche, d'avril à novembre, avec des vents dominants soufflant de sud à sud-ouest, et la saison des pluies, de décembre à mars, avec des températures moyennes autour de 28°C.

Figure 34 : Image satellite de l'île Juan de Nova, Google Earth. La localisation de la station sismique est représentée par le carré rouge, à seulement 150 m de la plage et à 2.25 km de la barrière de corail au sud. Crédits Image DigitalGlobe.

Grande Glorieuse

L'archipel des Glorieuses est situé à l'entrée nord du canal du Mozambique par 11°35'S et 47°18'E, à 250 km au nord-ouest de Mayotte. L'archipel d'environ 7 km^2 est principalement constitué d'un banc de sable et d'une plate forme de corail qui affleurent et s'étendent sur 17 km de long. L'île Grande Glorieuse, plate et sablonneuse, s'étend sur 2.3 km de long et 1.7 km de large, et son point le plus haut culmine à 14 m. La Grande Glorieuse est bordée par un récif corallien découvert lors des grandes marées. La pente qui descend du platier récifal vers les grands fonds au sud est assez faible sur environ 800 m. Du côté nord-ouest, les faibles profondeurs s'étendent sur des superficies encore bien plus vastes : au delà du platier s'étendent des fonds, profonds de 3 à 12 m environ, parsemés de massifs de corail. L'archipel des Glorieuses est situé à la limite sud des basses pressions équatoriales. Il existe deux saisons distinctes : une saison fraîche, de mai à novembre, pendant laquelle souffle un courant d'alizés de secteur est à sud-est, et une saison chaude, de décembre à avril, qui correspond au régime de mousson de nord-ouest. Durant cette saison, l'île est parfois affectée par le passage de tempêtes ou de cyclones tropicaux. On en dénombre environ 7 par décennie, passant à moins de 200 km de l'île.

Figure 35 : Image satellite de l'île Grande Glorieuse, Google Earth. La localisation de la station sismique est représentée par le carré rouge. La station se situe à 600 m de la barrière de corail. Crédits Image DigitalGlobe.

Tromelin

Tromelin, située par 15°53'S et 54°31'E, est très isolée géographiquement des autres îles Éparses. C'est la seule à ne pas être située dans le canal du Mozambique. Cet îlot corallien plat, dont la forme rappelle une amande, est situé à 470 km à l'est de Madagascar et à 560 km au nord-ouest de l'île de la Réunion. Tromelin serait un ancien banc récifal, aujourd'hui émergé, qui se serait développé sur un haut-fond d'origine volcanique. L'île, ovale et sablonneuse, mesure environ 1600 m de long sur 700 m de large et son point le plus haut culmine à 7 m. Ce socle corallien comprend une partie nord un peu relevée, bordée vers l'est de plages et de petites dunes. On trouve à l'ouest une bande de récif corallien qui entoure la plage, à laquelle fait suite, au sud, une zone ceinturée d'une muraille de blocs de coraux qui est probablement le fait de fortes houles. Tromelin est entourée par des pentes abruptes qui descendent jusqu'à environ 4000 m de profondeur. Durant la majeure partie de l'année, les alizés du sud-est soufflent à une vitesse de 15 à 35 km/h. En saison chaude, on observe des périodes de vent calme, interrompues par le passage de dépressions et de cyclones. On surnomme Tromelin « l'île aux cyclones » ou encore « le carrefour cyclonique » car 10 cyclones l'ont approché en 28 ans.

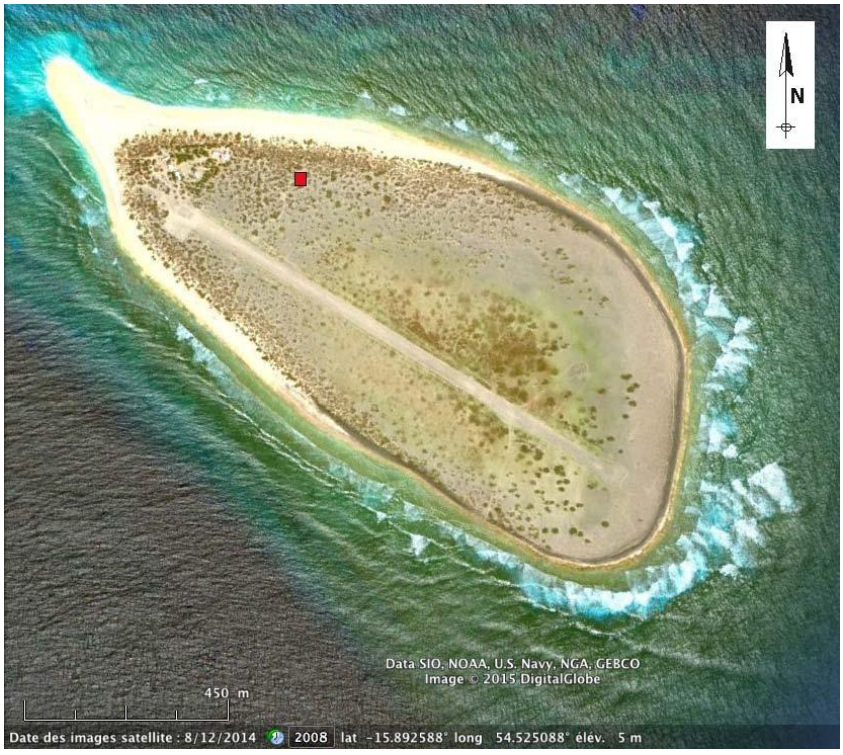

Figure 36 : Image satellite de l'île Tromelin, Google Earth. La localisation de la station sismique est représentée par le carré rouge, à 200 m du rivage au nord, et à 500 m du rivage au sud. Crédits Image DigitalGlobe.

Mayotte

Mayotte, département d'outre-mer de France depuis 2011, est un ensemble d'îles situé dans l'archipel des Comores, à l'entrée nord du canal du Mozambique. L'ensemble insulaire est un vaste bouclier volcanique de 9 Ma qui, en connaissant une subsidence importante, a permis l'implantation et le développement d'une couronne récifale autour des reliefs résiduels. Mayotte est constituée de deux îles principales, Grande-Terre et Petite-Terre. Le récif de corail de 160 km de long entoure un lagon de 1100 km^2, qui est l'un des plus grands du monde. Avec une largeur moyenne de 5 à 10 km et une profondeur atteignant la centaine de mètres, cet important lagon protège Mayotte des courants marins. La Grande-Terre mesure 39 km de long par 22 km de large, avec une superficie de 363 km^2. Ses points culminants sont le Mont Bénara à 660 m et le Mont Choungui à 594 m. L'île possède un climat tropical de type maritime, avec une saison chaude et humide de novembre à avril dominée par les vents de mousson du nord-ouest, et une saison sèche de mai à octobre avec des vents dominants d'alizé du sud-ouest. Mayotte n'est pas épargnée par les tempêtes cycloniques qui peuvent la toucher pendant la saison des pluies.

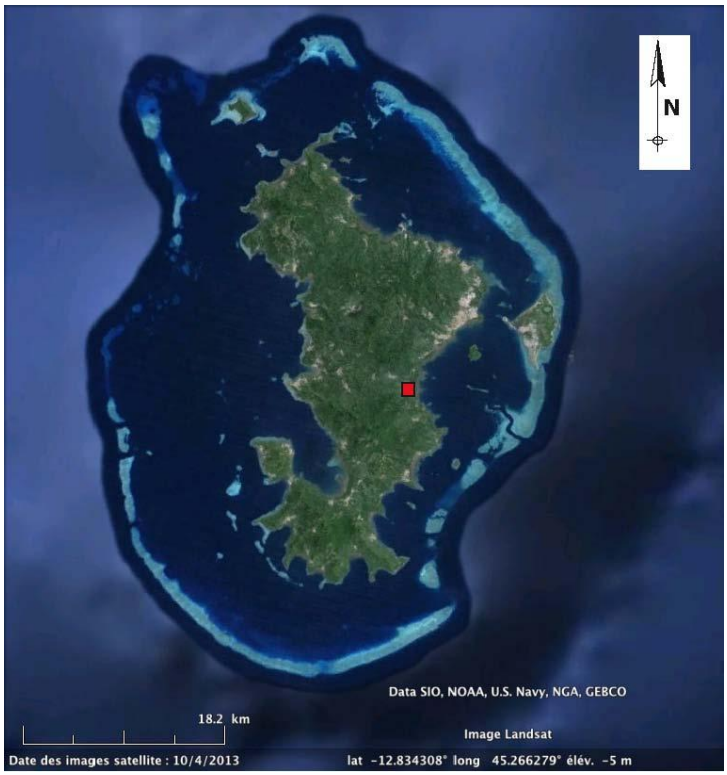

Figure 37 : Image satellite de Mayotte, Google Earth. La localisation de la station sismique est représentée par le carré rouge. La station se situe à moins d'1 km de la côte est et à 11.5 km de la barrière de corail. Crédits Image Landsat.

3.3.2. Installation des stations sismiques dans les îles Éparses et à Mayotte

Selon l'arrêté n°2011-31 du 22 avril 2011, le préfet, administrateur supérieur des Terres Australes et Antarctiques Françaises, a autorisé la réalisation du programme « Observatoire en Géosciences : Du manteau à la houle, Sismologie aux îles Éparses » (GEOSISM-Éparses). Le déploiement temporaire d'un réseau de stations sismologiques large bande dans les îles Éparses s'est donc déroulé dans le cadre de ce programme, dont l'objectif s'articulait autour de trois aspects complémentaires :

- l'étude de la sismicité locale et régionale, largement méconnues dans le canal du Mozambique.
- l'étude de la structure de la croûte et du manteau supérieur sous le canal du Mozambique, mais aussi du manteau inférieur sous l'île de la Réunion.
- l'analyse du bruit de fond microsismique lié à la houle dans l'océan Indien et de son impact sur les îles Éparses : processus d'érosion des côtes lors d'épisodes de fortes houles et dégradation des récifs coralliens.

La mise en place du réseau sismologique a eu lieu lors de la rotation du N/O Marion Dufresne dans les îles Éparses du 1er au 26 avril 2011. Des stations sismologiques large bande, prêtées par l'AWI (Alfred Wegener Institut à Bremerhaven, Allemagne, collaboration Vera Schlindwein), ont été installées à Europa (EURO), Juan de Nova (JNOV), Mayotte (MAYO), Grande Glorieuse (GLOR) et Tromelin (TROM). Les capteurs installés, de type Guralp CMG-3ESPC, ont enregistré les mouvements du sol en continu sur les trois composantes (verticale, nord-sud et est-ouest) dans des fréquences allant de 50 Hz jusqu'à des périodes de 120 s. Chaque capteur a été installé sur une dalle en béton et protégé des intempéries et des variations thermiques par une caisse en bois doublée d'un isolant intérieur et solidement fixée au sol. La sensibilité des capteurs a permis d'enregistrer la sismicité locale, régionale, mais aussi globale, ainsi que tous les mouvements du sol induits par le vent, la houle océanique et l'activité humaine. Les balises d'enregistrement, de type REFTEK RT-130, ont numérisé et enregistré les données issues du capteur avec une fréquence de 40 points par seconde. L'enregistrement s'est fait localement sur deux cartes flash de 8 et 4 Go de capacité, offrant ainsi une autonomie théorique de plus d'une année. La balise était connectée à un GPS permettant de déterminer la localisation du site mais surtout de mettre à l'heure de façon continue les données enregistrées. Chaque station sismologique était alimentée par un

panneau solaire de 200 W connecté à deux batteries de 65 Ah via un régulateur de tension. La consommation d'une station est d'environ 3 W.

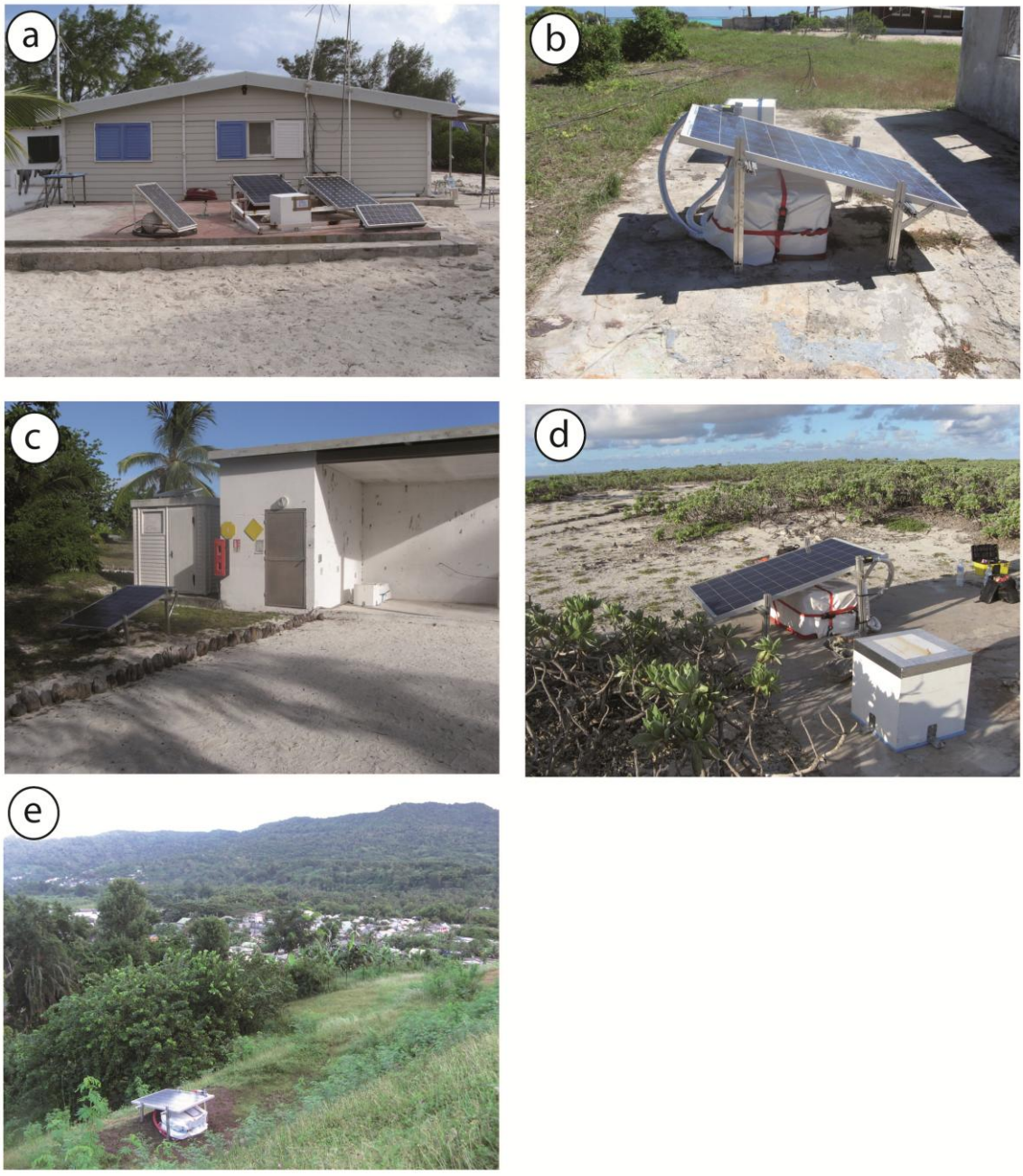

Figure 38 : Installations des stations sismologiques à Europa (a), Juan de Nova (b), Grande Glorieuse (c), Tromelin (d) et Mayotte (e). Crédit Guilhem Barruol.

La collecte des données et la maintenance du réseau sismologique ont pu s'effectuer avec l'aide des rotations du Transall de l'Armée de l'Air, pour les îles Eparses et par lignes régulières pour Mayotte, à raison d'environ deux visites annuelles à chaque station jusqu'au démontage du réseau qui s'est déroulé en fin d'année 2013.

Lors de ces visites ponctuelles nous avons dû faire face à quelques problèmes techniques à Grande Glorieuse et Tromelin où l'une des trois composantes du capteur a montré des signes de dysfonctionnement. Les capteurs de ces deux îles ont été changés puis remis en état de fonctionnement lors de visites effectuées en 2012. Nous avons également fait face à une panne de l'enregistreur à Tromelin en avril 2013, qui a été remis en route en octobre 2013. Par ailleurs, l'analyse du signal et des niveaux de bruit a fait apparaître quelques anomalies, notamment à la station de Juan de Nova, ce qui nous a motivé pour déplacer le capteur à l'intérieur du local de la gendarmerie, à l'abri des perturbations thermique extérieures. Le calendrier de disponibilité des données pour ces 5 stations est présenté sur la Figure 39.

À première vue, quand on observe les données brutes des capteurs installés dans les îles Éparses (Figure 40), on remarque que les enregistrements sismiques présentent de fortes perturbations visibles sur les trois composantes. Ces perturbations, qui touchent toutes les stations, apparaissent de façon régulière avec une fréquence de 24 h et durent environ 12 h. On peut constater sur la Figure 40 que ces perturbations sont centrées à la station EURO autour de 9h UTC, soit midi en heure locale. De toute évidence, il s'agit d'une anomalie thermique qui touche les capteurs pendant les heures les plus chaudes de la journée. Néanmoins, ces signaux parasites de très longues périodes sont éliminés quand on filtre les données dans la bande de fréquence des microséismes, typiquement entre 0.05 et 0.3 Hz, comme on peut le constater sur la Figure 44 qui présente ces mêmes sismogrammes pour la composante verticale des stations EURO, JNOV, MAYO et GLOR mais filtrés dans le PM entre 0.045 et 0.08 Hz.

Toutes les données sismologiques acquises par le programme GEOSISM-Éparses ont été stockées au centre d'archivage et de gestion des données sismologiques RESIF de l'INSU à Grenoble. Les données sont accessibles en ligne sur le site http://www.resif.fr/portal par les systèmes de requêtes standardisées en sismologie (Web-services) en utilisant le code réseau YV. L'ensemble des données sera ouvert à la communauté en 2017.

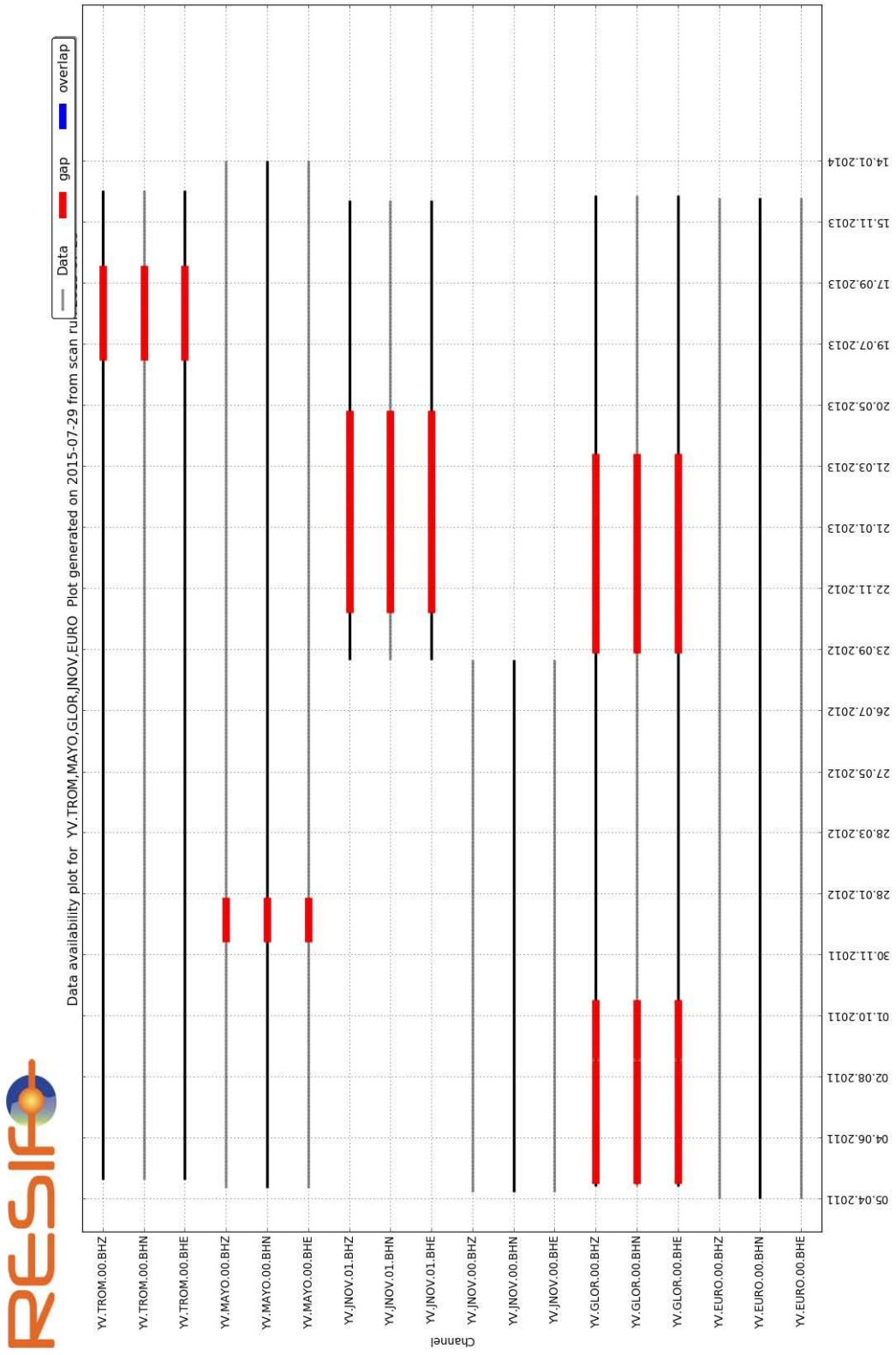

Figure 39 : Calendrier de disponibilité des stations installées dans les Eparses et à Mayotte entre avril 2011 et janvier 2014 (Source : RESIF).

Figure 40 : Données brutes enregistrées sur les trois composantes des stations EURO, JNOV, MAYO et GLOR du 17 au 24 août 2013. Les lignes noires verticales délimitent chaque journée en temps UTC. Les perturbations des signaux sont mises en évidence par les bandes colorées. Elles apparaissent avec une fréquence de 24 h et durent environ 12 h.

3.3.3. Suivi des houles australes et cycloniques dans les îles Éparses à partir du bruit microsismique

Dans les sections précédentes, nous avons expliqué comment l'interaction de la houle avec les îles induit des vibrations du sol et un bruit de fond microsismique qui est enregistré par les capteurs sismologiques. Nous avons vu que des méthodes d'analyse spectrale et de polarisation de ce signal peuvent permettre de retrouver l'amplitude et la période de la houle mais aussi dans certaines conditions sa direction de propagation. Nous présentons ici un cas d'application dans le contexte des îles Éparses, où les stations sismiques large bande sont utilisées pour la caractérisation et le suivi des houles australes et cycloniques. Les stations sismologiques deviennent alors de véritables houlographes, particulièrement utiles dans ces espaces directement menacés par l'impact des houles australes et cycloniques et où il n'existe pas de moyens d'observation directs de la houle. Cette étude a fait l'objet d'une publication soumise dans la revue *Acta Oecologica* présentée ci-dessous:

Monitoring austral and cyclonic swells in the « Iles Eparses » (Mozambique Channel) from microseismic noise.

ARTICLE IN PRESS

Acta Oecologica xxx (2015) 1–9

Contents lists available at ScienceDirect

Acta Oecologica

journal homepage: www.elsevier.com/locate/actoec

Original article

Monitoring austral and cyclonic swells in the "Iles Eparses" (Mozambique channel) from microseismic noise

Guilhem Barruol [a, *], Céline Davy [a], Fabrice R. Fontaine [a], V. Schlindwein [b], K. Sigloch [c, d]

[a] Laboratoire GéoSciences Réunion, Université de La Réunion, Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, UMR CNRS 7154, Université Paris Diderot, 97744, Saint Denis, France
[b] Alfred-Wegener-Institut, Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, Germany
[c] University of Oxford, Earth Sciences Department, South Parks Road, Oxford, OX1 3AN, UK
[d] Department of Earth and Environmental Sciences, Ludwig-Maximilians-Universität München, Munich, Germany

Abstract

We deployed five broadband three-components seismic stations in the Iles Eparses in the south-west Indian Ocean and on Mayotte Island, between April 2011 and January 2014. These small and remote oceanic islands suffer the effects of strong ocean swells that affect their coastal environments but most islands are not instrumented by wave gauges to characterize the swells. However, wave action on the coast also causes high levels of ground vibrations in the solid earth, so-called microseismic noise. We use this link between the solid earth and ocean wave activity to quantify the swells locally. Spectral analyses of the continuous seismic data show clear peaks in the 0.05-0.10 Hz frequency band (periods between 10 to 20 s), corresponding to the ocean wave periods of the local swells. We analyze an example of austral swell occurring in August 2013 and a cyclonic event (Felleng) that developed in January 2013, and quantify the ground motion at each station induced by these events. In both cases, we find a linear polarization in the horizontal plane with microseismic amplitude directly correlated to the swell height (as predicted by the global swell model WAVEWATCH III), and a direction of polarization close to the predicted swell propagation direction. Although this analysis has not been performed in real time, it demonstrates that terrestrial seismic stations can be efficiently used as wave gauges, and are particularly well suited for quantifying extreme swell events. This approach may therefore provide useful and cheaper alternatives to wave buoys for monitoring environmental processes such as beach erosion or coral reef damages.

1. Introduction

The Iles Eparses in the western Indian Ocean consist of the islands of Europa, Juan de Nova and Glorieuses in the Mozambique Channel and by Tromelin Island located ca 400 km east of Madagascar. Their fragile environments may suffer from anthropogenic activity but have also to face the environmental impact of combined ocean and atmosphere activity. In particular, oceanic swell events generated by local or distant storms may hit these islands hard, strongly affecting their reef barriers and their shorelines, and resulting in coral destruction and beach erosion by sediment transport. Climate change could possibly worsen

this impact. Hence, more and longer-term observations are highly desirable, even if they are proxy observations of swell activity rather than actual wave-gauge data.

Here, a temporary network of five three-component broadband seismic stations (Figure 41), which was deployed in the Iles Eparses and on Mayotte Island primarily for the study of deep earth structure [*Barruol and Sigloch*, 2013], is re-purposed to quantify local swell activity in terms of amplitude (swell parameter *Hs*), period (swell parameter *Tp*), and direction of propagation (swell parameter *Dp*). With the exception of Mayotte, these islands are only a few kilometres in diameter, located in harsh and remote environments, and all but Mayotte have been declared terrestrial and marine protected areas to preserve the natural environment and local biodiversity.

Quantifying local swells on remote islands requires direct or indirect observations to determine wave heights, periods and directions of propagation. Numerical models such as the NOAA WAVEWATCH III model [*Tolman and Chalikov*, 1996] are available at global scale, but their spatial resolution is rather poor (0.5°) and does not take into account the local interaction of swell with small islands such as those present in the Mozambique Channel. Direct and local swell observations are very scarce in the Indian Ocean and absent in the Mozambique Channel, motivating our approach to characterize swells from indirect seismological observations. These novel seismological proxies for oceanic activity may be relatively easy to acquire and can be efficiently used to evaluate the local impact of waves on the coastal environment of the islands.

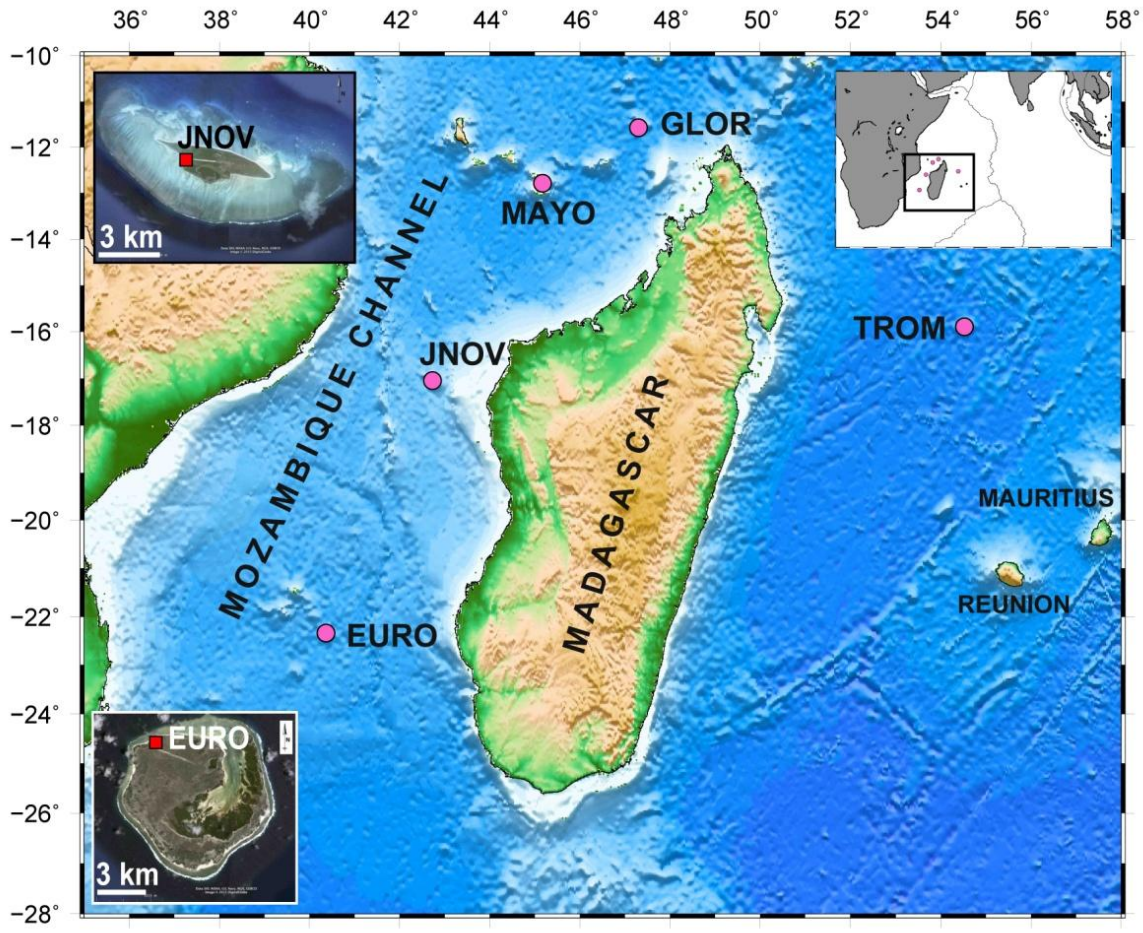

Figure 41 : Location of the seismic stations deployed in the Iles Eparses around Madagascar. Inserts show satellite images of Europa and Juan de Nova Islands, and the locations of the seismic stations.

After discussing the origins of various oceanic sources of microseismic noise in Section 2, we present the seismic network, data, and our analyses, performed mostly on so-called "primary" microseisms (Section 3). We compare in some detail swell characteristics recorded during an austral swell event in the Mozambique Channel in August 2013 (Section 4) and during the passage of cyclone Felleng over Tromelin Island in January 2013 (Section 5). By "austral swell", we mean ocean waves arriving from the southern part of the Indian Ocean, generated by powerful storms and over long fetch distances, and that propagate northward over long distances with little attenuation and as coherent wave packages. "Cyclonic swell" has the same mechanism of excitation and propagation, except that the generating storms are tropical storms, called "cyclones" in the Indian Ocean, which may develop much closer to the (tropical) Iles Eparses. Section 6 analyzes seismic signals at the Iles Eparses over longer

periods of several months and demonstrates that the main swell events can be well retrieved and quantified from seismic data.

2. Origins of microseismic noise

The present work is based on the analysis of the seismic "noise" generated by ocean swell and transmitted to the solid earth as seismic waves that may be recorded by terrestrial seismological instruments [e.g., *Friedrich et al.*, 1998]. This noise is called "microseismic" because it consists of continuous ground displacement of a few micrometers, as opposed to sudden, strong earthquake arrivals. It is well visible on individual seismic energy spectra that represent the distribution of noise energy as function of frequency for a given time period. Figure 42a shows the noise power spectral density of the three seismometer components of station EURO and for two different time periods: during a quiet period before an austral swell event, on Aug. 18, 2013 and during this swell event two days later, on Aug. 20, 2013. The spectra of Figure 42a show two clear peaks in separate frequency bands that characterize the two kinds of seismic noise, classically split into primary and secondary microseisms (hereafter named PM and SM, respectively). They represent different physical processes involving local or distant sources of ocean wave activity, briefly described below.

Primary microseisms (PM in Figure 42a), on which we focus the present paper, are generally visible at coastal and island stations and accepted to be generated through direct interaction of swell-induced pressure variation on the sloping seafloor close to the shore [*Hasselmann*, 1963; *Cessaro*, 1994; *Barruol et al.*, 2006]. Such primary microseismic noise sources have the same periods as the ocean swell (between 8 and 20 s) and are accepted to be generated by the local interaction of swell with the sea floor in coastal areas, where water depths becomes shallower than about half the swell wavelength [*Darbyshire and Okeke*, 1969]. Analyzing microseismic noise in this PM frequency band is therefore a way to characterize the local impact of swell on the shore. Comparing noise spectra in Figure 42a before and after the arrival of a strong swell event, a strong increase of the noise peak in the PM frequency band (at periods close to 20 s) is evident on all three components of station EURO. The seismic spectra obtained during a quiet period two days before swell arrival (light colours in Figure 42a) have much lower amplitudes in both the SM and PM bands. The spectrogram covering this time period (Figure 42b) clearly shows the development of the PM

associated with this swell arrival. It also shows the swell dispersion effect, with long period swell travelling faster across the oceans than short period swell, explaining the slope observed in the arrival of the PM energy over time.

Secondary microseisms (SM in Figure 42a) dominate seismic noise worldwide at both continental and oceanic stations. This noise exhibits a large peak at half the period of ocean waves (typically between 3 and 10 s) and is widely accepted to be excited by a depth-independent, second-order pressure fluctuation generated by interference of swells (water waves) of similar periods travelling in opposite directions [*Longuet-Higgins*, 1950]. This nonlinear process generates stationary ocean waves whose pressure fluctuations on the seafloor excite seismic surface waves, specifically Rayleigh waves. These are polarized in the vertical plane with an elliptical retrograde particle motion and can propagate over large distances in the solid earth, with little attenuation. Secondary microseisms can be generated in the deep oceans and at large distances from coastal areas (e.g., Ardhuin et al., 2011; Davy et al., 2014; Essen et al., 2003; Obrebski et al., 2012). For the Indian Ocean, the dominant sources have been located in the southernmost part of the basin, associated with large atmospheric low-pressure systems moving around Antarctica (Davy et al., 2015; Reading et al., 2014) but they can also be generated by major tropical storms [*Davy et al.*, 2014].

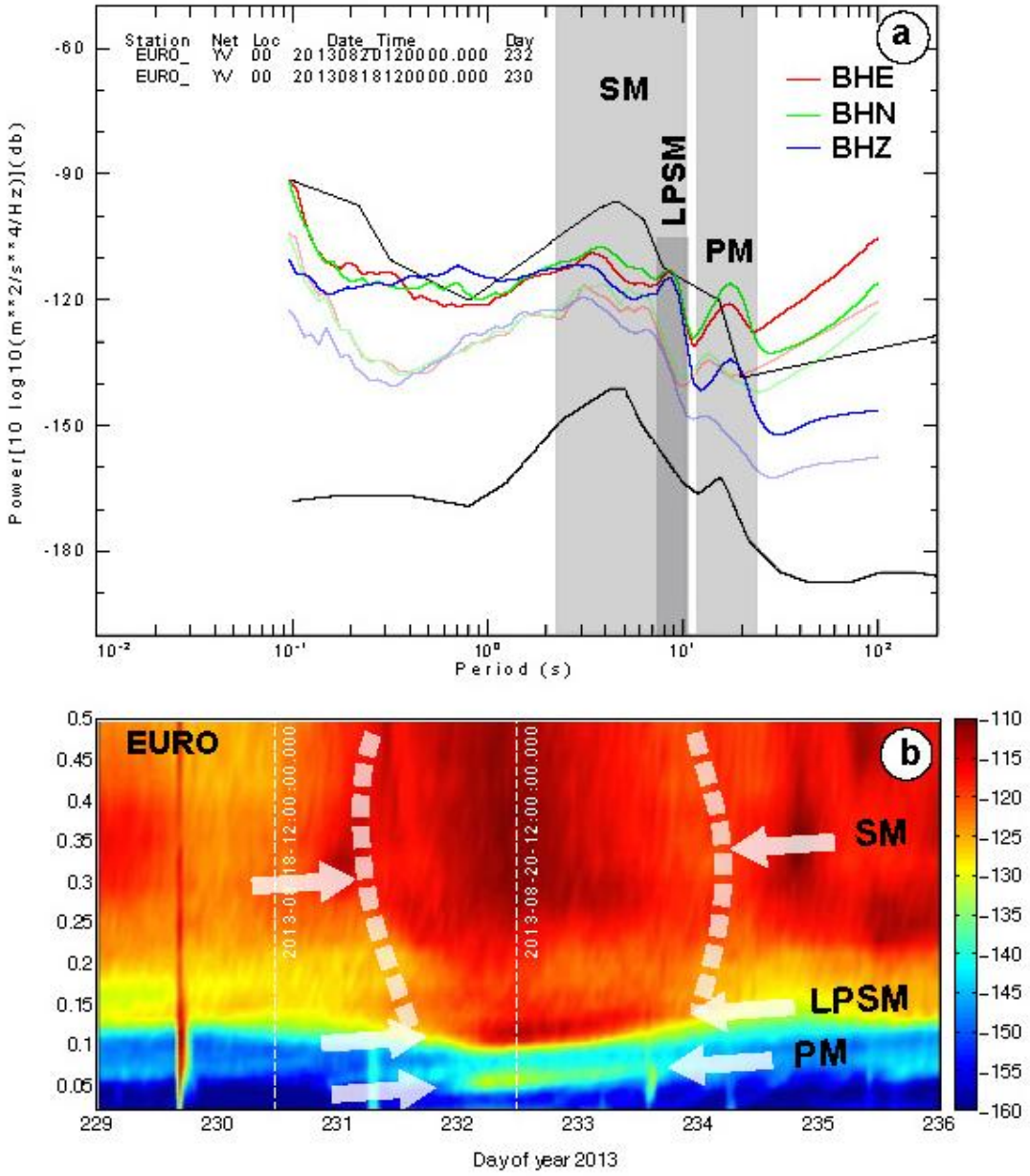

Figure 42 : a) Power spectral density of seismic noise as a function of wave period (in s), recorded on Europa Island before and during a swell event originating from the Southern Ocean ("austral swell"). Three colors mark the three seismometer components of station EURO (East - red, North - green, Vertical - blue); in solid colors, spectra from August 20, 2013 at 12:00, i.e., during an austral swell event; in light colors, spectra from Aug. 18, 2013 at 12:00, i.e., before the swell arrival. Frequency bands corresponding to primary (PM) and secondary (SM) microseisms are shaded in grey. LPSM indicates the Long Period Secondary Microseisms likely induced by swell reflection on the southern coast of Europa. During the swell event, the noise increases in both frequency domains, and dominant wave periods increase compared to the pre-swell days. The black lines correspond to the high and low noise bounds observed worldwide at permanent seismological stations [*Peterson*, 1993]. b) Spectrogram obtained at EURO for the period of Aug.17-24, 2013, up to 0.5 Hz. Sloping arrows indicate the linear dispersive trends of the PM and LPSM and the large body of SM. Dashed white lines indicate the times at which the spectra of Figure 42a were computed.

Although secondary microseisms may provide information concerning distant storms, stationary ocean waves and SM can also be generated by coastal reflection of waves (e.g., Beucler et al., 2014; Bromirski and Duennebier, 2002). If incident and reflected waves propagate in opposite directions, the incoming swell may interfere with its reflected swell, resulting in the generation of standing waves in coastal areas, oscillating at twice the frequency of the propagating wave [*Bromirski et al.*, 2005]. Some observations suggest that local and distant sources of noise in the SM frequency peak may coexist [e.g., *Chevrot et al.*, 2007; *Koper and Buriaciu*, 2015]. This may be the case for station EURO (on Europa Island), which displays a small energetic peak in the long period part of the SM (Figure 42a). This peak is referred to as LPDF in the literature (Long Period Double Frequency) [*Bromirski et al.*, 2005; *Koper and Buriaciu*, 2015] and LPSM in the present paper. The spectrogram exhibits a clear peak in the SM band around 8s, i.e., at twice the PM frequency, with the same slope than the PM energy, suggesting the presence of a SM source close to the island (likely on its southern side). This feature corresponds to the LPSM peak observed on the spectra Figure 42a and is likely the signature of an interaction between the incoming austral swell and the ocean waves reflected off the southern shore of Europa, providing evidence for local SM sources close to the island and induced by swell coastal reflection.

3. Data and methods

3.1 Seismological network

A seismic network of five broadband stations (Figure 41) was deployed during the April 2011 cruise of the French vessel "Marion Dufresne" in the frame of the "Iles Eparses" research program. Station locations and recording periods are presented in Table 2. These stations were deployed in these remote islands to extend toward the east the RHUM-RUM seismic network (Réunion Hotspot and Upper Mantle – Réunions Unterer Mantel) centred on La Réunion Island in order to investigate the mantle structure beneath the active hotspot [*Barruol and Sigloch*, 2013].

Station	Lat. (°N)	Long (°E)	Start recording	End recording
EURO	-22.34399	40.34006	2011-096	2013-343
JNOV	-17.05428	42.71255	2011-101	2013-341
MAYO	-12.84558	45.18681	2011-105	2014-014
GLOR	-11.58242	47.28952	2011-108	2013-345
TROM	-15.88852	54.52177	2011-113	2013-350

Tableau 2 : Location and recording periods (year-day) of the broadband seismic stations. Due to technical failures, recording capacities, and logistical difficulties in reaching the islands, there were recording gaps at some stations.

Each of the five broadband seismic stations was equipped with a Guralp sensor CMG-3ESPC that continuously measured a signal proportional to ground velocity along three components (one vertical and two horizontal, aligned along the NS and EW directions), at frequencies between 120 s to 50 Hz. The data were digitized at 40 samples/s by a Reftek RT130 acquisition system. GPS receivers provided precise dating of seismic recordings. One solar panel and two batteries at each site provided the overall energy. Seismic data used in this work will be available at the French RESIF data archive centre (http://portal.resif.fr/) under seismic network code YV.

3.2 Analysis of microseismic noise

3.2.1 Measurements of microseismic noise amplitudes

To retrieve continuous information on seismic noise characteristics, we first performed an amplitude analysis of hour-long waveform signals, filtered by a Butterworth bandpass filter (2^{nd} order, corner frequencies at 0.04 Hz and 0.09 Hz, i.e., at periods of ~11 and 25 s). This permits to quantify the root-mean-square (RMS) of the signal amplitude as function of time in the swell frequency band [*Barruol et al.*, 2006; *Davy et al.*, 2014]. Such amplitude analysis is used to retrieve the swell amplitude from the microseismic noise observation. Although the horizontal seismograms show larger amplitudes that could provide better accuracy in the analysis, we performed our measurements on the vertical seismograms, for several reasons: i) Vertical data are less affected by demonstrable artefacts than the horizontal, particularly concerning the problem of a diurnal thermal anomaly recorded by several of our stations and detailed below. ii) inter-station coherence is found to be higher on the vertical component than on the horizontals

3.2.2 Measurement of the polarization of microseismic noise

To characterize 3D elliptical ground motion caused by the swell, with the objective of retrieving swell azimuth, we performed a signal polarization analysis on the primary microseismic noise. For each hour-long signal window, we quantified the shape and the orientation of the ellipsoid characterizing ground motion, by calculating the degree of rectilinearity of particle motion in 3D (*CLin*), in the horizontal plane (*CpH*) and in the vertical plane (*CpZ*), as well as the apparent incidence angle (*Vpol*) of ground motion [*Barruol et al.*, 2006; *Fontaine et al.*, 2007; *Fontaine et al.*, 2009]. This method is based on a Principal Component Analysis (PCA) [*Pearson*, 1901; *Hoteling*, 1933] that characterizes 3D elliptical ground motion by resolving the data into three components (East, North and Vertical). Barruol et al. [2006] described and used this method to characterize swell in French Polynesian islands in the southern Pacific, which like the Iles Eparses are subject to strong swell arrivals from the Southern Ocean during the austral winters, from May to September.

4. Austral swell analysis at Europa Island

We analyze the amplitude, direction, and period of an austral swell generated in the southern Ocean between Africa and Antarctica, and that propagated northward into the Mozambique Channel. In the following section, this will be contrasted to a cyclonic swell generated more locally. We focus on these two examples of swells in order to discuss the feasibility of using seismological noise as a substitute for direct measurements of ocean wave height and swell direction, and to discuss the strengths and limitations of the approach.

The exemplary austral swell event originated from a strong storm that moved around Antarctica in August 2013 and generated a large swell, which spread north- to north-eastward into the Indian Ocean. Figure 43 illustrates the propagation of this swell, through the spatio-temporal evolution of its significant wave height *Hs*, and its direction of propagation *Dp*, as predicted by the NOAA ocean wave model WAVEWATCH III [*Tolman and Chalikov*, 1996]. The swell propagated in the Mozambique Channel during the period of August 19–22, 2013. It first reached the southernmost station EURO (on Europa) on August 20 and station JNOV (on Juan de Nova) about twelve hours later. Station MAYO on Mayotte was reached on August 21. Also evident is the progressive northward attenuation of swell amplitude in the

model, predicting a smaller signature at station MAYO (on Mayotte) and GLOR (on Glorieuses Islands) than at the two southern stations.

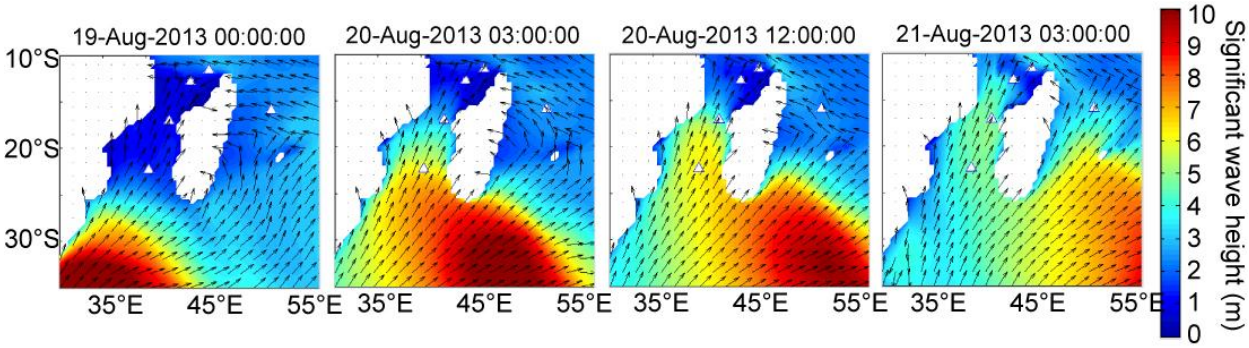

Figure 43 : Maps of significant wave heights (*Hs* in m) for the swell event of August 2013, as predicted by the NOAA WAVEWATCH III model, together with vectors of swell propagation direction (model parameter *Dp*). From left to right, four snapshots from Aug. 19 to Aug. 21, 2013.

We extracted the modeled swell parameters *Hs* (significant wave height), *Tp* (swell period) and *Dp* (swell azimuth) at the closest grid point to each seismic station. These values are provided every 3 hours on a 0.5 by 0.5 degree grid. Figure 44 compares the measured variation in amplitude of the vertical seismic component, filtered in the PM frequency band (0.045 – 0.08 Hz, i.e., between 12 and 22 s of period), to the predicted swell height *Hs* (in m) for the period Aug. 17-24 and the 4 seismic stations. Amplitudes are plotted at the same scales; note how two distant earthquakes on Aug. 17 and 21 produce very similar amplitudes at all four stations. For the swell-induced noise, which first increases and then decreases slowly over the four days, one can observe at the two southernmost stations EURO and JNOV a clear correlation between the amplitude of vertical ground displacement in the PM frequency band (blue) and the predicted swell height (black curve). This suggests that the PM noise is directly generated by swell interaction with the island. The correlation is less pronounced but still present at Mayotte and Glorieuses Islands in the north because swell height attenuates as it propagates northward in the Mozambique Channel (as predicted by Figure 43). Also as predicted, we observe the progressive northward time shift in the microseismic peak that correlates well with the travel time of the swell front across the Mozambique Channel. Juan de Nova is about 630 km from Europa (Figure 41), and the time difference of the maximum microseismic noise at the two stations is 13 to 15 h. Hence, the observed swell propagation velocity ranges from 42 to 49 km/h, as would be predicted for ocean waves of periods ranging from 15 to 18 s, if one assumes the simple relationship

$t = 4\pi d/gT$ [*Haubrich et al.*, 1963], where t is the propagation time over the distance d for an ocean wave of period T, and g the gravitational acceleration.

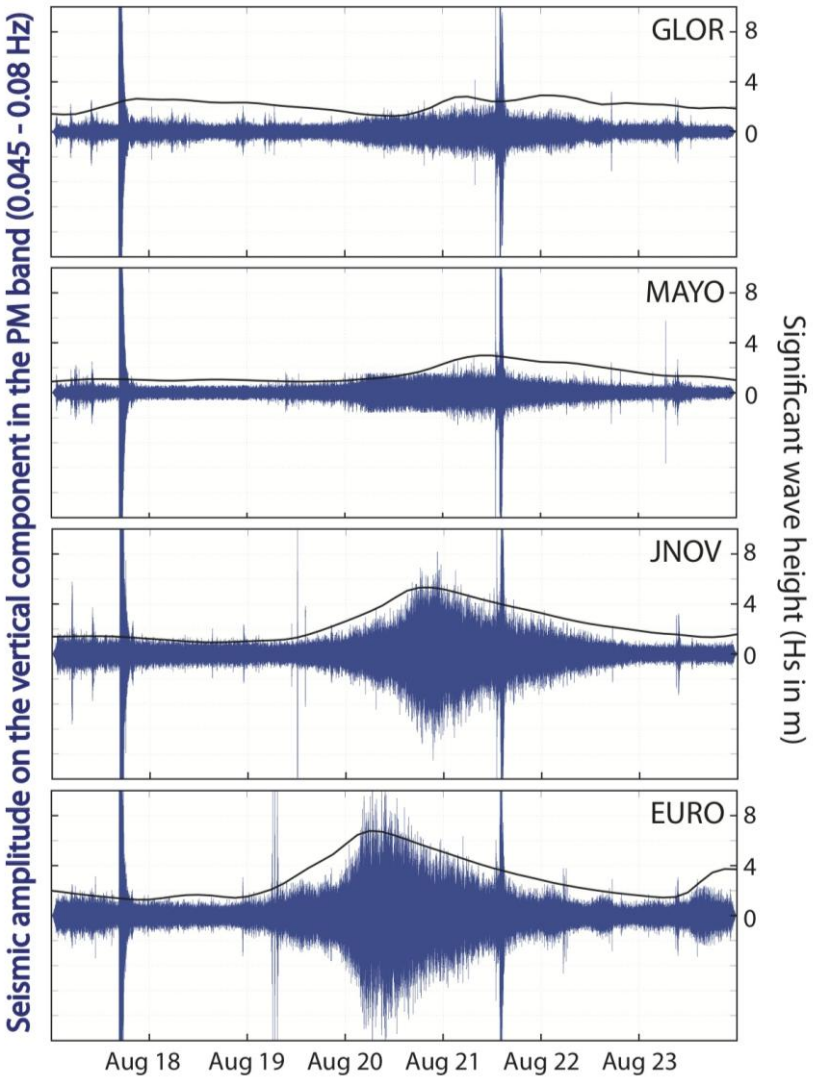

Figure 44 : Vertical seismic signal filtered to the primary microseismic band (0.045 to 0.080 Hz) at the four seismic stations in the Mozambique Channel, sorted geographically from south to north (bottom to top) and plotted at the same vertical scale. Superimposed is the significant wave height parameter *Hs* (in m on the right scale) extracted from the WAVEWATCH III model. Seismic noise amplitude is well correlated with predicted swell height, particularly at the two southernmost stations. Note the presence of two earthquakes occurring during this period and detected by the National Earthquake Information Center (NEIC): a magnitude 6.1 event on the Southwest Indian ridge on 2013-08-17 at 16:32:31, and a magnitude 6.1 event in Mexico on 2013-08-21 at 12:38:33.

The observed, direct correlation between *Hs* and the seismic noise amplitude suggests that a simple law can be deduced relating seismic noise amplitude to swell height. Figure 45a compares the evolution of predicted wave height *Hs*, and vertical RMS amplitudes in the primary and secondary noise bands at station EURO for the August 2013 swell event. We

focus on the PM band, in order to quantify the actual local swell effect. Figure 45b shows the relation between PM amplitude and *Hs*, for all four stations in the Mozambique channel for this swell event: each point represents the RMS of microseismic noise amplitude at a given station and at a given time, with the corresponding *Hs* parameter extracted from the WAVEWATCH III model. Each point represents a three-hour interval, which is time step of the *Hs* prediction; the noise measurement is extracted at these three-hour intervals from the hourly noise analyses. Our best estimate of a transfer function relating significant wave height *Hs* (in m) in Figure 45b to seismic noise amplitude *A* (in microns) on the vertical component is the logarithmic relationship: $Hs = 2.5\ln(1000A) - 7.6$. This empirical logarithmic relationship rises above the observational scatter only for *Hs* exceeding ~3 m, or *A* exceeding 0.75 microns. The presumable reason is that small seismic amplitudes correspond to a wide range of wave heights rather than the single *Hs* predicted by the WAVEWATCH III model, resulting in a modelling mismatch not captured by the simple functional relationship. Amplitudes exceeding the threshold were only measured at the southerly stations EURO and JNOV. Other swell events (see Figure 51) display a coherent transfer function for several austral and cyclonic events, consistent with the *Hs(A)* relationship in Figure 45b. This indicates that the measurement of the microseismic noise amplitude on the vertical seismogram can provide a good proxy for swell height, and that a relationship found at a given island is valid for different kind of swells. The approach is clearly better suited for strong swell events, as discussed for the example of Figure 45b. The horizontal components of the seismograms have been similarly tested and processed (see Figure 52). Measurements of the seismic noise on the North horizontal component at EURO and for several austral and cyclonic events confirm the log-type of noise-*Hs* correlation and provides a very similar transfer function despite the larger noise amplitude (up to 3 microns).

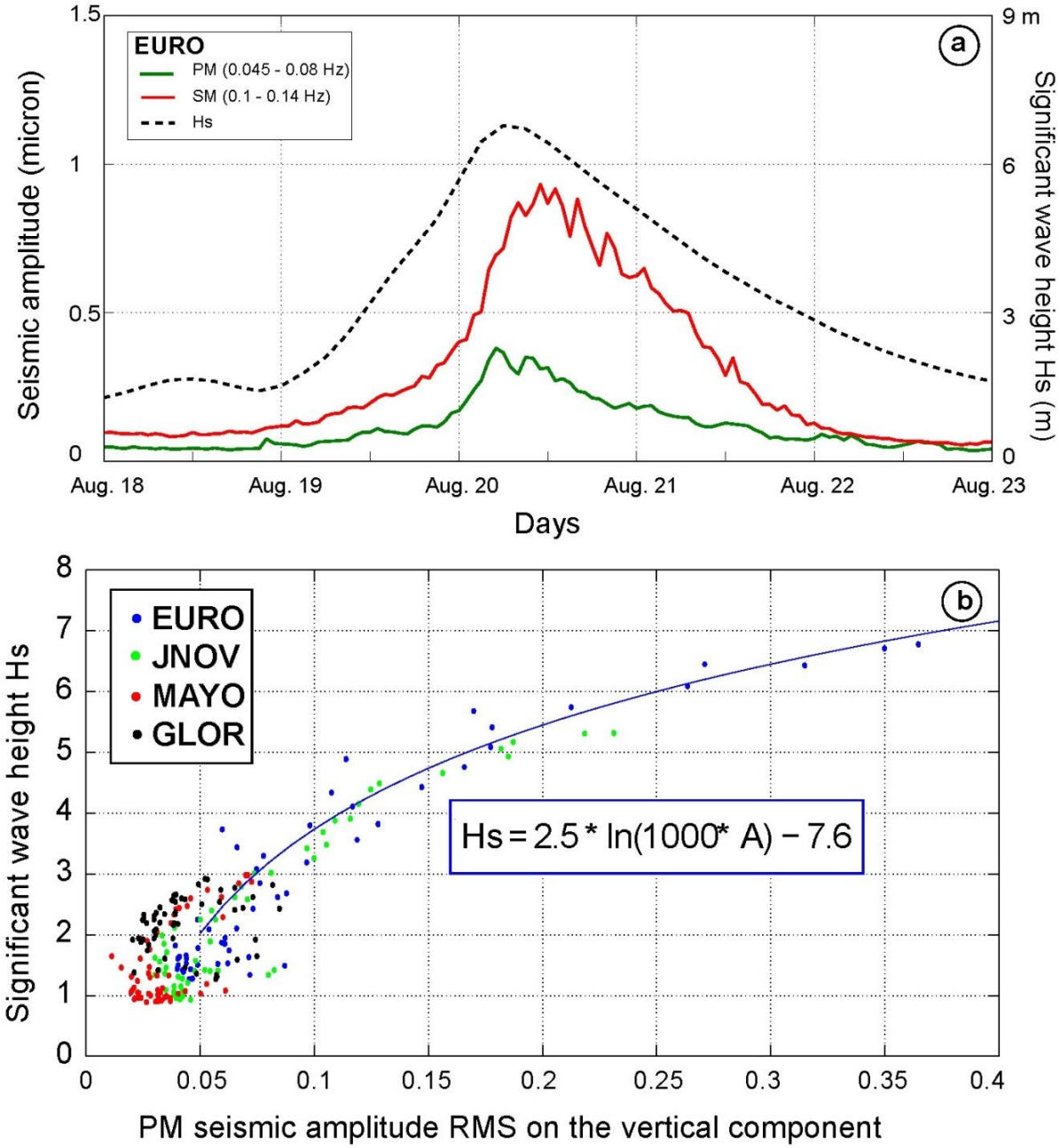

Figure 45 : a) RMS amplitude variations of primary and secondary microseismic noise (PM and SM) at station EURO, for the Aug. 2013 austral swell episode, together with significant swell height *Hs*. b) Relationship between predicted swell amplitude *Hs* (in m) from the WAVEWATCH III model and observed vertical PM noise amplitude (in microns) at the four stations in the Mozambique Channel, for the Aug. 2013 swell episode. Amplitude measurements (dots, colored by station) were extracted once every three hours and plotted against the *Hs* values predicted by for the WWII model points closest to the seismic stations. Solid line shows the empirical, logarithmic transfer function that best fits these observations.

Polarization analysis performed on hour-long seismic sequences during the period of Aug. 17-24 provides a quasi-continuous monitoring of the 3D polarization of ground displacement in the PM frequency band of 0.045 to 0.08 Hz (i.e., for swell periods between 12.5 to 22 s). Figure 46a shows that before the swell arrival, *CpZ* exceeds 0.9 (i.e., ground motion is almost linear in the vertical plane) and *CpH* varies between 0.6 and 0.8. This describes a horizontal elliptical particle motion, compatible with the measured apparent incidence angle, and suggests that such ground motion in the PM frequency band occurs during low-swell, "background" activity. During the swell event (time interval shaded grey in Figure 46), both *CpH* and *CpZ* increase and stabilize close to 1. High *CpZ* and *CpH* indicate strong polarization in both the vertical and horizontal planes, indicating a quasi-linear, horizontal ground motion. Since *CpZ* was already high before the swell arrival, the strong increase of *CpH* above 0.9 better signals the start of the large swell episode. From *CpH* in Figure 46a the swell arrival can be estimated at EURO around 12:00 on Aug. 19, consistent with the raw seismogram presented Figure 44. The apparent incidence angle (not shown here) during the swell event is observed close to 90°, indicating that the ellipsoid characterizing the ground motion has its long axis close to the horizontal plane, which is consistent with findings for French Polynesian island stations [*Barruol et al.*, 2006].

Polarization of this August 2013 swell event (Figure 46b) indicates a preferred azimuth trending N030°E (with 180° of ambiguity) during the maximum swell activity on Europa Island. The ground displacement during the swell episode can be therefore schematized by an ellipsoid extremely flattened in the vertical plane and strongly elongated in the horizontal plane. The ellipsoid long axis trends north-eastward (along azimuths ranging N020° to N045°E) i.e., very close to the swell azimuth *Dp* predicted by the NOAA WAVEWATCH III numerical model, which was close to N025°E.

This analysis demonstrates that seismic data may provide useful quantitative information on ocean swell parameters. The swell period *Tp* can be directly read from spectrograms of seismograms. Its wave height *Hs* can be inferred, via the presented logarithmic relationship, from the microseismic noise amplitude *A* in the swell frequency band (primary microseismic band). Ground polarization analysis may help determine the azimuth *Dp* of the incoming swell, as the example of station EURO shows. As a caveat, the good fit between the observed seismic polarization direction and *Dp* (as predicted by WWII,

presumably correctly) is likely helped by the fact that Europa Island is almost circular in shape. Barruol et al. [2006] have indeed shown that anisometric islands induce a local swell refraction, so that the azimuth of seismic noise polarization can be dominated by the island shape and not strictly by the swell azimuth.

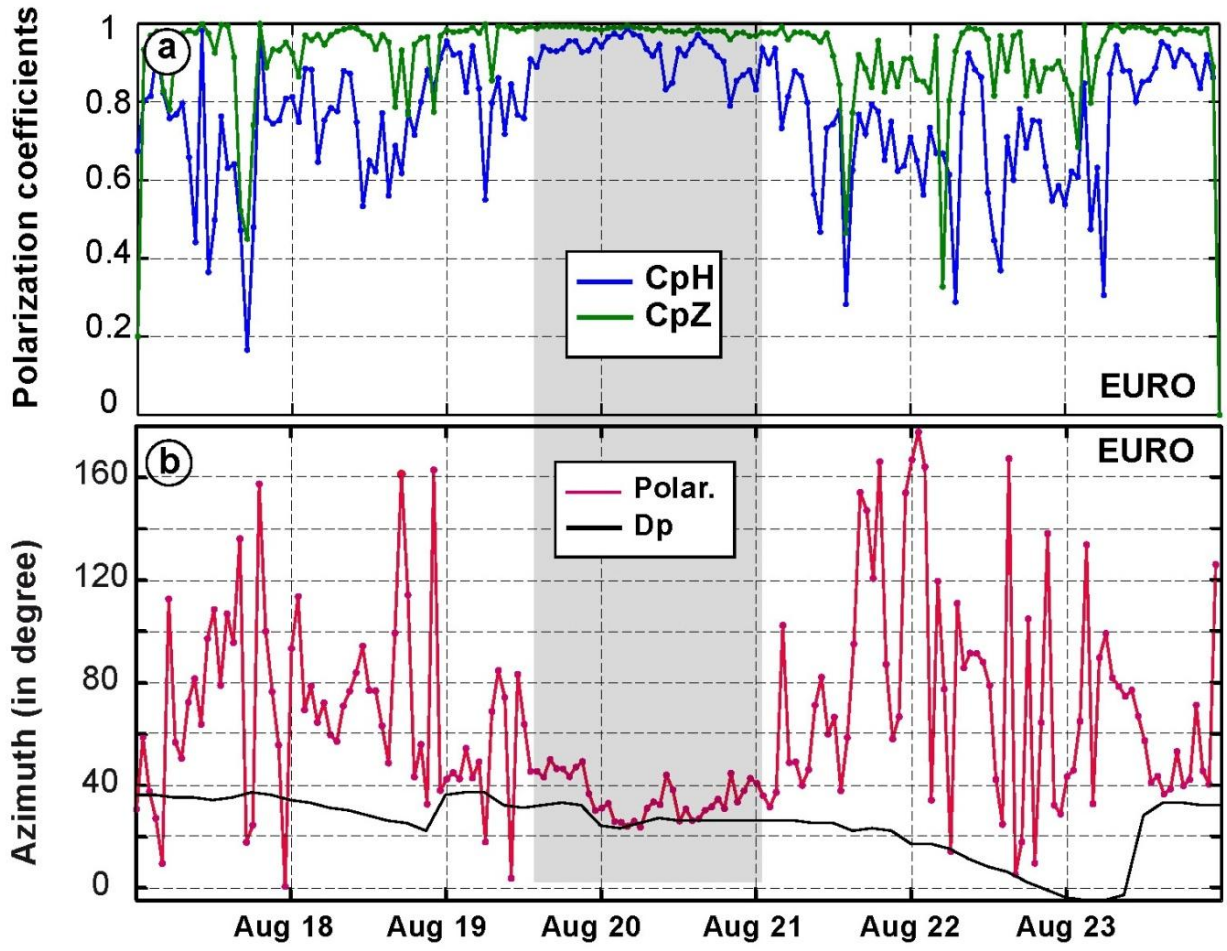

Figure 46 : a) Variation of the *CpH* and *CpZ* polarization coefficients over time, recorded by station EURO in the PM frequency band during the Aug. 17-24 2013 episode of austral swell. Grey shading indicates the peak swell period. b) Azimuth of ground polarization in the PM band during the same time at station EURO (red), together with swell azimuth obtained from the *Dp* parameter predicted by the NOAA WWII model (black). During the swell peak, the observed azimuth is around N030°E, a value close to the predicted swell propagation *Dp* in Figure 43.

5. Cyclonic swell analysis at Tromelin Island

We also analyzed the swell and the seismic signature induced by tropical cyclone "Felleng", which passed by Tromelin Island between Jan. 29 and Jan. 31 2013, while it was in its cyclone (i.e., most powerful) stage. The trajectory and intensity stages of the cyclone are shown in Figure 47a.

For the period of Jan. 26 – Feb. 5 2013, Figure 47b shows the variation of predicted, significant wave height *Hs*, together with the distance and strength of the storm, from its depression to its cyclone stage. For the same time period, Figure 47c shows the three components of seismic displacement at station TROM on Tromelin, filtered to the PM band; Figure 47d shows the same records filtered to the SM band. The seismic traces show a clear increase in amplitude over the three components, associated with both the distance of the storm and its intensity. The roughly simultaneous increase in PM and SM amplitudes suggests that the sources of PM and SM are not far from each other and not far from Tromelin Island. Since the PM sources are thought to be swell waves pounding on the margins of the island, one can reasonably deduce that the SM sources are originating beneath the cyclone track. Indeed, Davy et al. [2014] independently confirmed this SM excitation mechanism for cyclone "Dumile" in early January 2013, which could be tracked across the spatially extended RHUM-RUM ocean-bottom seismic network using records from the SM noise band.

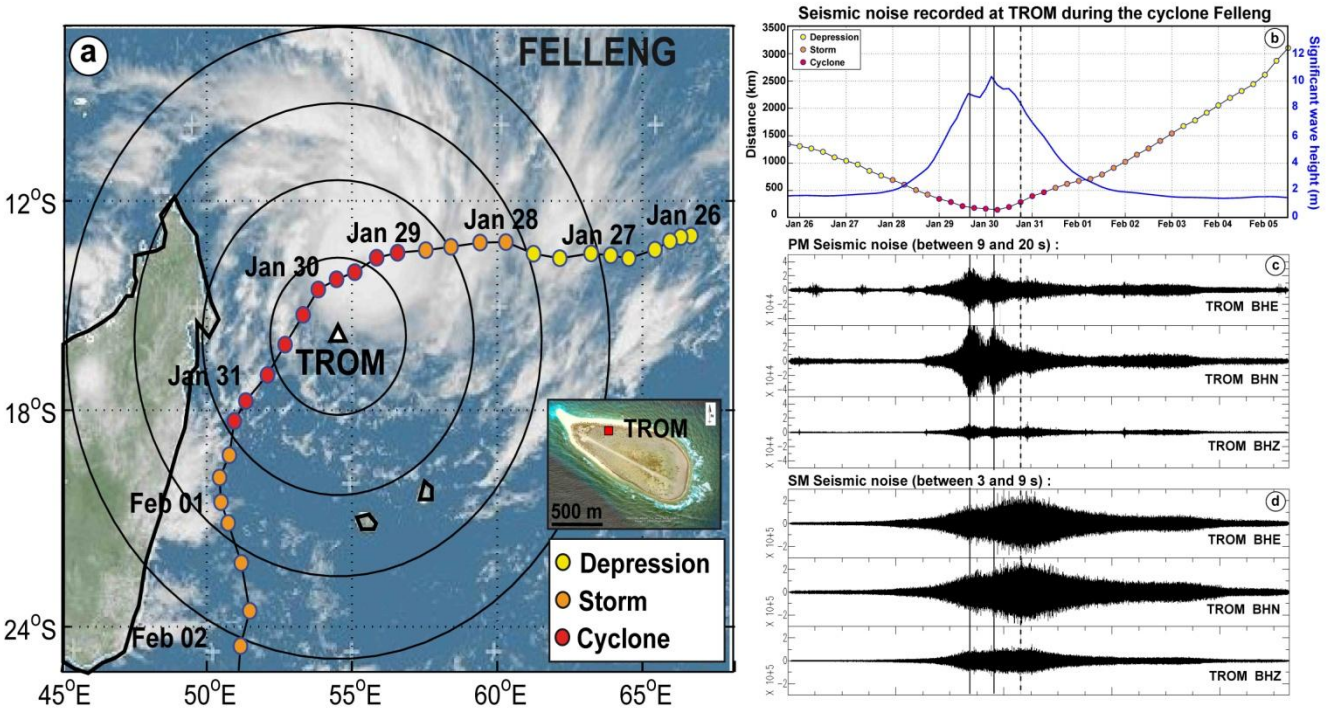

Figure 47 : Analysis of microseismic noise induced by tropical cyclone Felleng and recorded at station TROM on Tromelin Island. a) Track and intensity of Felleng in January 2013. The background image was taken by an EUMETSAT satellite on Jan. 29, 2013 at 10:00 UTC. Between Jan. 29 and Jan 31, the cyclone was at its maximum power and also closest to the recording site. Insert shows a satellite image of Tromelin Island and the location of the seismic station. b) Variation of predicted significant swell height *Hs* over time (blue), together with distance and intensity of the cyclone (color-coded dots). c) Seismograms at station TROM filtered in the PM band (9 to 20 s) for the period Jan. 26 – Feb. 05. The east (BHE), north (BHN) and vertical (BHZ) components are shown. d) Seismograms at station TROM filtered in the SM band (3 to 9 s).

We determined the hourly RMS of the vertical amplitude of noise in the primary microseismic band, i.e., from seismograms filtered between 0.045 and 0.11 Hz (9 to 22 s period). Figure 48a shows these variations measured on the three seismometer components E-N-Z, together with the NOAA-predicted significant swell height *Hs* and the distance between station TROM and the meteorological centre of the cyclone.

When Felleng was still only a tropical depression (Jan 26-27, yellow line), at more than 1000 km from Tromelin, the seismic amplitude was low on all three components, of the order of 1 micron. During this "quiet" period, the E component shows, however, a clear diurnal peak in amplitude lasting 10 to 12 hours. On the N and Z components, this daily peak is also visible but only at periods longer than those of the PM band, and with a generally smaller

amplitude. Since this increase starts every day at sunrise, ends at sunset, and is absent on cloudy days, we interpret this signal as induced by large temperature variations on the seismic sensor. The seismometer was installed at the surface, covered by an insulating cap (a wooden box internally lined by several foam layers), but sitting on a concrete base that likely conducted the heat of the sun and/or deformed (tilted) due to it. To shield against such temperature variations, seismometers are usually buried in holes but this was impossible on the rock-like coral atoll of Tromelin.

As the tropical depression intensified into a storm on Jan. 28, and into a tropical cyclone on Jan. 29, the microseismic noise as shown Figure 48a increased quickly, to up to 5 microns on the E component, 10 microns on N, and 2 microns on V. Surprisingly, during maximum intensity, the RMS of the PM amplitude displays two independent peaks separated by an abrupt decrease. This local minimum occurred around Jan. 30 around 00:00 as the cyclone eye was at its closest distance to Tromelin. The raw seismograms of Figure 47c also show this temporary lull, especially in the PM frequency band. Interestingly, the SM band (Figure 47d) does not show any excess energy at the time of the PM gap, which might be expected if more intense, shorter-period wave activity transferred energy to the SM band. Figure 47d instead shows a slight decrease in amplitude, synchronous with the temporary energy lull in the PM band, though less pronounced.

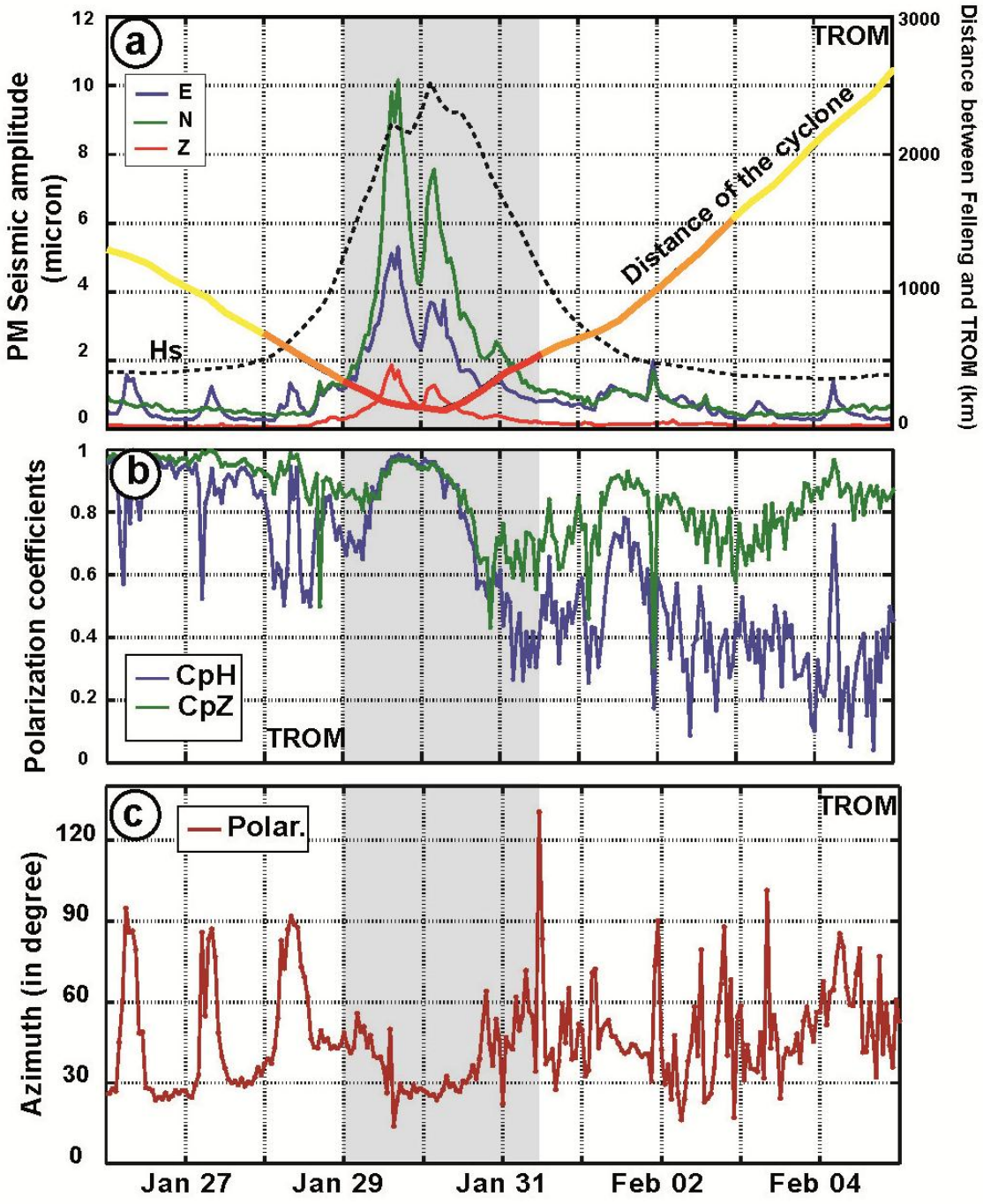

Figure 48 : PM amplitude and polarization at TROM during cyclone Felleng. a) Variation of the root-mean-square amplitude (in microns) on the three seismological components of station TROM filtered in the PM band, between Jan. 26 and Feb 5, 2013. Superimposed is the variation of the calculated *Hs* swell amplitude (in m, on the left axis) and the distance of the cyclone centre to the station (in km on the right axis), together with cyclone intensity (indicated in the same colours as in Figure 47a). Shaded area represents the period during which Felleng was meteorologically categorized as being in cyclone stage. b) Variation of the *CpH* and *CpZ* polarization coefficients over time during the cyclone episode. c) Ground polarization analysis indicating the azimuth of the ellipsoid long axis.

We suggest that this seismic signature represents cyclone dynamics, as follows. The first peak occurred on Jan. 29, as the cyclone was still located north of Tromelin, its swell impacting the island from the NE, i.e., normal to the island's long axis. Seismic amplitude decreased later on Jan. 29, as the cyclone decelerated (colored dots representing the cyclone's meteorological eye Figure 47a are more closely spaced during this time) and moved slowly to the SW. The second peak amplitude occurs early on Jan. 30, as the cyclone accelerated, moved toward the SSW, and passed west of Tromelin. Hence, microseismic noise is likely influenced by both the position of the cyclone centre that controls the azimuth of the swell that hits the island but also by its displacement velocity. For a cyclone passing west of a seismic station in the southern hemisphere, the swell results from the combined effects of the winds rotating clockwise around the cyclone's eye and the southward motion of the storm. This induces a swell maximum on the eastern and south-eastern sides of the cyclone, which is consistent with the observed maximum late on Jan. 29 as the eye was located NNW to Tromelin. Our seismic measurements of PM and SM amplitudes are therefore consistent with a slight decrease in cyclone intensity combined with a slight deceleration early on Jan. 30, 2013.

On Jan. 31, as the cyclone was downgraded to a tropical storm and moved away from TROM, PM noise quickly decreased on all three components to amplitudes smaller than 1 micron (Figure 47c and Figure 48a). In Figure 48a, the increase in noise amplitude occurs at the same time as the predicted increase in swell height. On the other hand, the decrease in predicted swell height seems to occur 12 to 24 h after the observed decrease in seismic noise. This time lag may reflect a limitation of the WAVEWATCH III numerical model, or it could be real, reflecting the fact that short-period swell (within the SM band) may dominate the microseismic noise in the wake of the cyclone.

Analogous to the austral swell events, we can determine the transfer function between seismic PM noise amplitude and swell height *Hs* from cyclone passage events. Results are presented in Figures 59 and 60 for cyclone Felleng, but also for cyclones Imelda (April 8-15, 2013) and Dumile (Dec. 29, 2012 – Jan 06, 2013), and for an austral swell event (Jun. 18-22, 2013) that affected Tromelin. Interestingly, these events are again compatible with a single, logarithmic relationship, the best estimate for which is $Hs = 1.9\ln(1000A) - 5.9$ for Tromelin.

The clear increase in the SM amplitude as the storm approaches and strengthens (seen the seismograms of Figure 47d) is likely related to the increase of stationary waves excited within the storm system, as described by Davy et al. [2014] for the cyclone Dumile. They showed that the maximum of SM sources were located close to the storm centre and much more active during its cyclone stage, which is fully consistent with the present observations made on Tromelin for cyclone Felleng. The slight decrease of SM amplitude early on Jan. 30 likely indicates a slight decrease in storm intensity.

Polarization of ground displacement on Tromelin Island during cyclone Felleng is strong in the PM frequency band, both in the vertical and horizontal planes (Figure 48b). Both *CpZ* and *CpH* reach a maximum close to 1 on Jan. 29 around 12:00, and remain high during the time interval when the cyclone centre was closest to the island, early on Jan. 30. Polarization decreases later on Jan. 30, as the swell height *Hs* decreases and the cyclone moves southward, away from Tromelin (Figure 47a). The end of the cyclone episode on Jan. 31 is associated with a clear decrease in the polarization coefficients *CpH* and *CpZ,* i.e., a loss of any discernable polarization. Strong daily variations in *CpH*, *CpZ* and azimuth visible in Figure 48b and 48c between Jan. 26 and Jan. 29, are clearly attributed to the east component variations likely due to the temperature artefact discussed earlier, rather than being swell-related.

Polarization during the cyclone shows an apparent incidence angle close to 90° (not shown here) indicating dominantly horizontal ground motion. The azimuth of polarization varies between N045 and N025°E, with a stabilization around N030°E at maximum cyclone intensity, (Figure 48c). During the cyclone phase, the observed azimuth of the ground polarization is rather stable, despite the fact that the theoretical wave direction is expected to rotate as the cyclone moves southwards. This is likely explained by the elongated shape of Tromelin Island and its associated shallow waters, which strike along a N110°E to N120°E trending ridge (see insert of Figure 47a, or the Litto3D – Eparses 2012 bathymetric map on the web site of the hydrographic service of the French Marine, http://data.shom.fr). We propose that this anisometric ridge induces a swell rotation near parallel to the ridge axis, which would explain why the swell interacts with the shallow waters in the neighbourhood of Tromelin Island at a very stable azimuth perpendicular to the ridge axis, i.e., close to N030°E.

Hence we find that PM band noise recorded on an island during a tropical cyclone shows ground polarization dominantly contained within the horizontal plane, as previously described for island stations in French Polynesia [*Barruol et al.*, 2006]. This clearly contrasts with SM band noise from ocean bottom observations near Tromelin (for cyclone Dumile occurring in early January 2013), which was dominated by vertical polarization [*Davy et al.*, 2014]. This illustrates the complexity of the signals and the diversity of the involved processes in the various frequency bands, as shown for instance by Beucler et al. [2014] and modelled by Gualtieri et al [2014]. PM broadly result from swell-induced pressure variation on the seafloor close to the coast whereas SM results mainly from standing waves developing in the open ocean, transmitting pressure waves to the deep sea floor [*Longuet-Higgins*, 1950].

6. Long-term swell variations at Europa and Tromelin Islands

A continuous analysis of PM noise amplitudes on the vertical component over a period of several months gives a good idea of swell impact on these islands, as seen from terrestrial seismological measurements. Figure 49 illustrates the variations of RMS noise amplitude recorded at the station EURO (Figure 49a) and TROM (Figure 49b) (hourly samples), together with the predicted swell height *Hs* (in m) extracted from the WAVEWATCH III NOAA model for the period Feb.-Sep. 2013 at EURO and Nov. 2012 - Jul. 2013 at TROM. Shaded bars mark dominant austral and cyclonic swell events, for which a clear correlation between *Hs* and microseismic noise is evident. Most peaks observed in the microseismic noise are well correlated with swell or cyclonic events that generate ocean waves higher than 4 meters. On the other hand, not all swell events are well correlated to microseismic peaks. In particular, swell events of *Hs* amplitudes smaller than 3 to 4 meters are not reliably detected by the microseismic noise. Hence evaluating swell height from microseismic noise is more reliable for large swell. This limitation is not penalizing since our approach is intrinsically developed for monitoring large swell events that may have strong impact on islands and coasts. Another caveat is that some swell *Hs* peaks predicted as higher than 4 m do not generate any detectable signature in the microseismic noise amplitude. Either the swell modeling may sometimes overestimate true swell height, or the actual dominant swell period is shorter than 10 s, in which case it would have been filtered out of our analysis and therefore

absent in the presented time series. In order to better constrain these relationships, local ocean buoys should validate swell models, but they are unfortunately not available in this area.

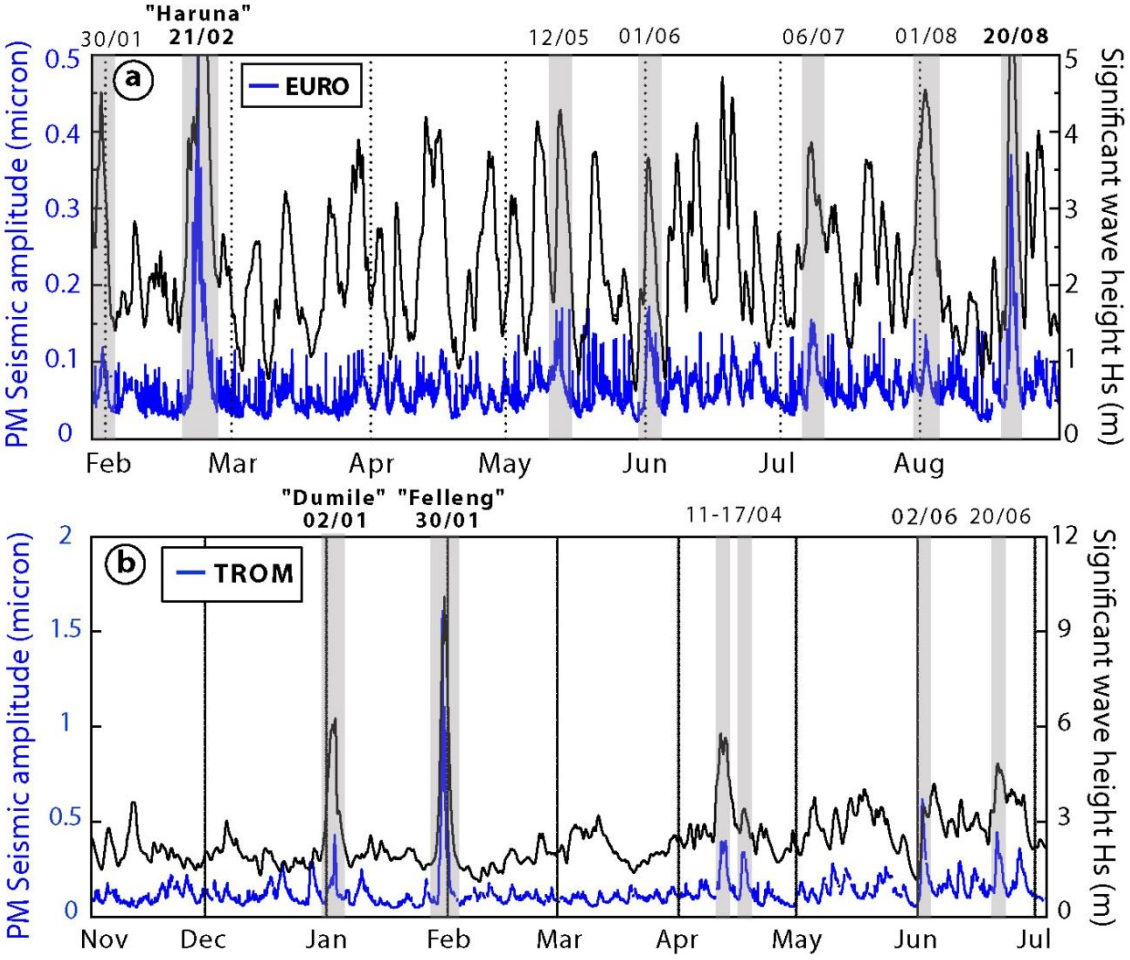

Figure 49 : Long-term variation of PM vertical seismic noise amplitude (in blue) at station EURO for the period Feb-Sep. 2013 (panel a), and at station TROM for the period Nov. 2012-Jul. 2013 (panel). Black curves in both panels show swell height *Hs* (in m) as predicted by the WAVEWATCH III model. The time periods of cyclonic and of large austral swells are shaded grey and labelled. Good correlation is observed between PM microseismic noise and some large swell events, and particularly with the swell induced by tropical cyclones Dumile and Felleng at TROM, and Haruna at EURO (stations located near the tracks of the respective storms).

7. Conclusion

By analyzing the microseismic noise recorded by seismological stations installed in the Iles Eparses in the Mozambique Channel and on Tromelin Island, we demonstrate that the continuous recording of the ground vibration provides useful quantitative insights into the

ocean swell impacting the islands. This approach appears particularly well suited to the evaluation and quantification of strong swell events. We show that the amplitude of vertical microseismic noise filtered between 10-20 s period (primary microseismic noise band) provides a good proxy for swell height *Hs*. Swell azimuth *Dp* may be retrieved under certain favourable conditions by polarization analysis of the ground motion. Characterizing swell parameters from terrestrial recordings of seismic noise has limitations: swell amplitude is better constrained for large swell heights, and swell azimuth is better determined for roughly circular islands (such as Europa) than for anisometric islands (such as Tromelin) because the latter cause swell refractions along the coast. In summary, terrestrial seismic recordings on remote and harsh islands may provide a robust and simple way to retrieve swell parameters from ground seismic observation, without deploying any marine instruments. Seismology can therefore efficiently participate in evaluating the physical impact of ocean waves on coastal and reef environments.

Acknowledgements

This work was supported by the Programme Iles Eparses funded by the CNRS-INSU (Institut National des Sciences de l'Univers), CNRS-INEE (Institut National Ecologie et Environnement), TAAF (Terres Australes et Antarctiques Françaises), and by the RHUM-RUM project (www.rhum-rum.net) funded by the ANR (Agence Nationale de la Recherche) in France (project ANR-11-BS56-0013), and by the DFG (Deutsche Forschungsgemeinschaft) in Germany. Additional funding has been provided by the INSU program SYSTER, the OSU (Observatoire des Sciences de l'Univers) Réunion. Portable seismometers were provided by the Alfred Wegener Institut (AWI) in Bremerhaven. Seismic data used in this work will be available at the French RESIF archive centre (http://portal.resif.fr/) under the network code YV. Thanks to D. Reymond for the Seismic Toolkit software (STK, available at http://seismic-toolkit.sourceforge.net) and particularly for the SVDS program that has been used for the swell polarization analysis. We thank R.B. Herrmann for the program to compute the power spectral density [*Hermann*, 2013] and Météo France for providing data about the cyclone.

3.3.4. Fonctions de transfert dans les îles Éparses

Afin d'étudier plus en détail les fonctions de transfert reliant la hauteur des vagues et l'amplitude du bruit microsismique dans les îles Éparses, nous nous sommes focalisés sur les îles d'Europa et de Tromelin, qui sont respectivement particulièrement exposée aux fortes houles australes et aux cyclones tropicaux du bassin sud-ouest de l'océan Indien. Nous avons sélectionné pour chacune des deux stations, les quatre événements les plus extrêmes survenus au cours de l'année 2013.

Fonction de transfert à l'île d'Europa

Dans le cas de l'île Europa, nous avons retenu le cyclone Haruna ainsi que trois épisodes de fortes houles australes (Figure 50). Ces événements ont été sélectionnés à partir de la série temporelle présentée en Figure 49a. Ils correspondent tous à des épisodes de houles extrêmes, dont la hauteur significative des vagues prédite par le modèle WAVEWATCH III est supérieure à 4 m au niveau de l'île Europa. Chacun de ces épisodes est clairement associé à une augmentation de l'amplitude du bruit sismique enregistré dans la bande de fréquence du PM sur les trois composantes de la station sismique EURO localisée sur l'île d'Europa (Figure 33). Pour chaque événement, nous avons cherché à caractériser la signature de la houle dans le PM sur les enregistrements de la composante verticale et de la composante horizontale N/S, qui est celle qui enregistre le maximum d'amplitude pendant ces épisodes. Pour établir les fonctions de transfert entre la hauteur des vagues et l'amplitude du bruit microsismique, nous utilisons la hauteur significative (en m) prédite au niveau de l'île Europa par le modèle WAVEWATCH III avec un pas de temps de 3 h et la RMS du bruit sismique (en micron) calculée sur des enregistrements d'une durée d'une heure, pour chaque composante.

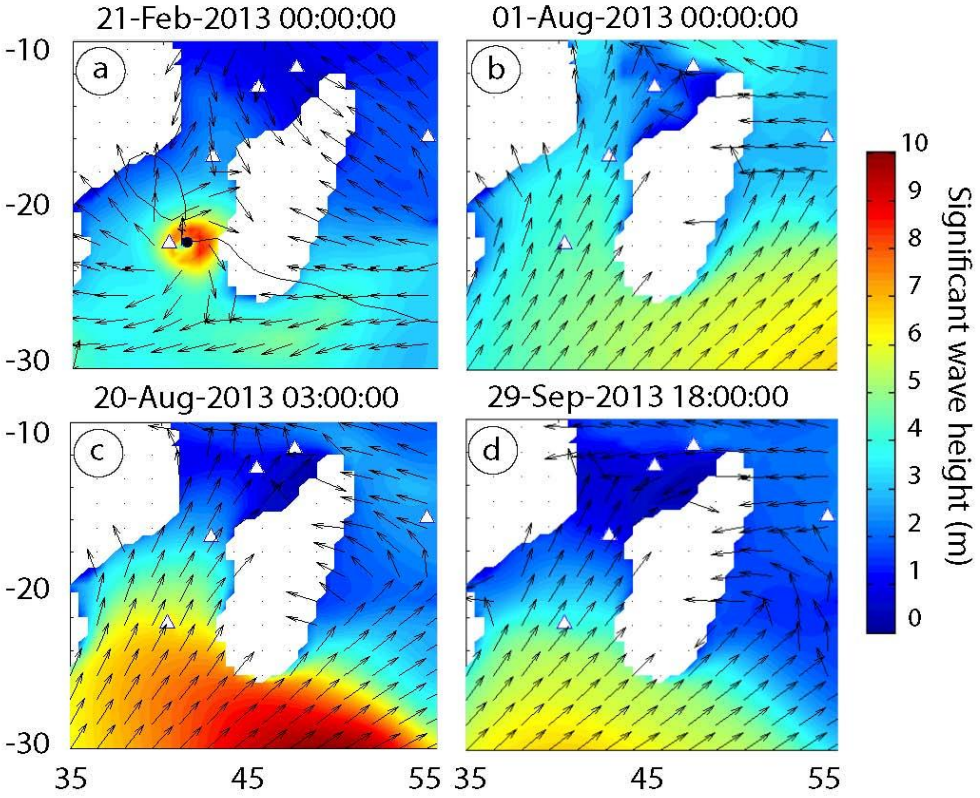

Figure 50 : Evénements de forte houle ayant touchés l'île Europa en 2013 : a) le cyclone Haruna du 17 au 25 février, ainsi que trois épisodes de houle australe b) du 28 juillet au 5 août, c) du 19 au 23 août, d) du 28 septembre au 5 octobre. Ces cartes montrent les hauteurs de vagues prédites par le modèle de vague WAVEWATCH III (en m). Les îles Éparses sont représentées par les triangles blancs.

Les résultats sont présentés respectivement sur la Figure 51 pour la composante verticale et sur la Figure 52 pour la composante horizontale N/S. Bien que l'amplitude mesurée sur la composante horizontale soit beaucoup plus importante que celle mesurée sur la composante verticale (d'un facteur quatre environ), on constate qu'on retrouve dans les deux cas le même type de loi qui suit une fonction logarithmique comme indiqué sur les deux figures. Comme tous les événements présentés ici sont caractérisés par ce même type de loi, la fonction de transfert représentée en noir sur chaque figure correspond à la fonction moyenne des différents événements. On remarque que cette fonction convient particulièrement aux épisodes de houles australes, et un peu moins au cyclone Haruna. Cela peut s'expliquer par le fait que l'on observe une plus grande dispersion des hauteurs de vagues prédites par le modèle WAVEWATCH III pour cet événement, suggérant ainsi les limites de la modélisation des vagues dans un modèle d'échelle globale, plus efficace pour contraindre la propagation des longues houles australes que pour prévoir l'effet local de la

houle cyclonique qui sont de taille plus réduite et qui impliquent des processus compliqués non pris en compte dans le modèle WAVEWATCH III comme les couplages océan-atmosphère.

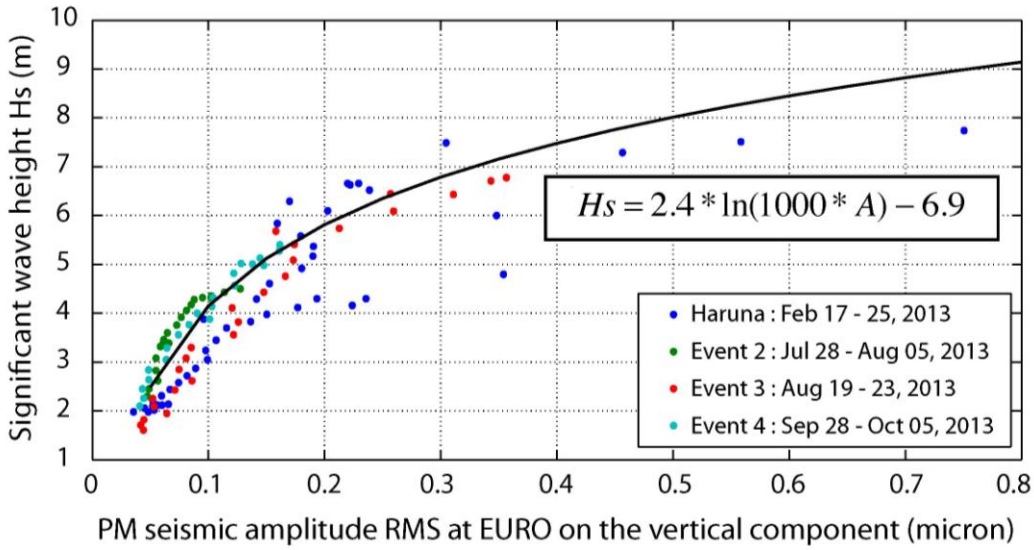

Figure 51 : Fonction de transfert entre la hauteur des vagues prédite par le modèle WAVEWATCH III (en m) et l'amplitude du bruit sismique enregistré sur la composante verticale de la station EURO (en micron) pendant les quatre épisodes de houle extrême sélectionnés pour l'île Europa en 2013.

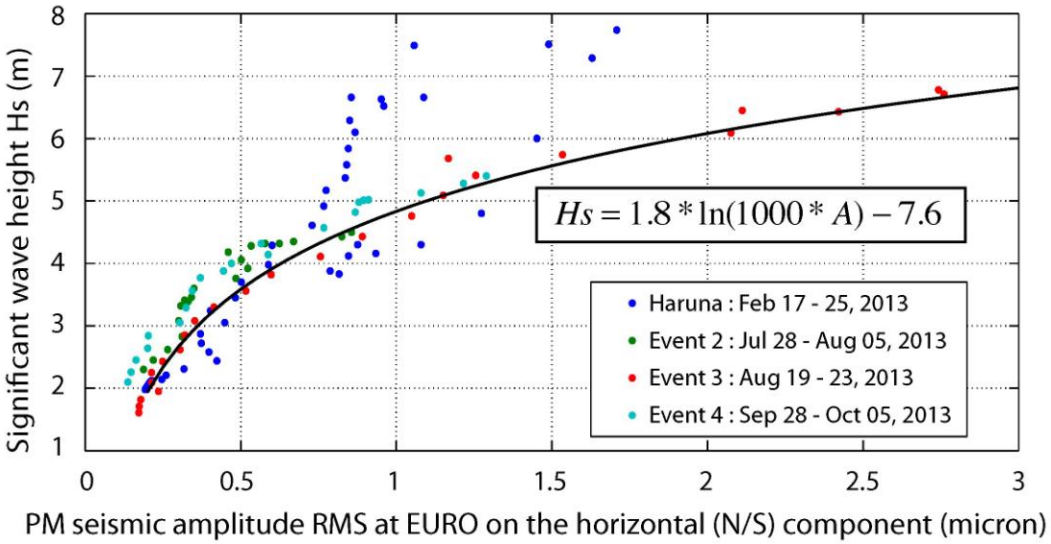

Figure 52 : Fonction de transfert entre la hauteur des vagues prédite par le modèle WAVEWATCH III (en m) et l'amplitude du bruit sismique enregistré sur la composante horizontale N/S de la station EURO (en micron) pendant les quatre épisodes de houle extrême sélectionnés pour l'île Europa en 2013.

Le Tableau 3 ci-dessous donne les paramètres statistiques (moyenne et écart-type) qui caractérisent la dispersion (en m) entre les observations et les fonctions de tranfert établies pour estimer la hauteur des vagues pendant les 4 événements de 2013 à partir du bruit microsismique enregisré dans le PM sur les deux composantes de la station sismique EURO.

Fonction de transfert	$Hs = 2.4 * \ln(1000 * A) - 6.9$		$Hs = 1.8 * \ln(1000 * A) - 7.6$	
Station EURO	**Composante verticale Z**		**Composante horizontale N/S**	
	Moyenne (en m)	**Ecart-type (en m)**	**Moyenne (en m)**	**Ecart-type (en m)**
Episode 1 (Haruna, 17 – 25 février)	0.86	0.53	0.83	0.68
Episode 2 (28 juillet -5 août)	0.60	0.44	0.63	0.48
Episode 3 (19-23 août)	0.57	0.32	0.38	0.53
Episode 4 (28 sept – 5 oct)	0.33	0.47	0.52	0.46

Tableau 3 : Paramètres statistiques (moyenne et écart-type) caractérisant la dispersion (en m) entre les observations et les fonctions de transfert établies à la station EURO pour l'estimation de la hauteur des vagues pendant les 4 événements de 2013.

On peut noter que les deux fonctions de transfert établies (pour les composantes verticale et horizontale) permettent de mieux estimer la hauteur des vagues dans le cas des épisodes de houles australes (épisodes 2 à 4), avec une marge d'erreur comprise alors entre 33 et 63 cm en moyenne par rapport aux observations du modèle WAVEWATCH III. Au contraire, dans le cas de la houle cyclonique (épisode 1), on a pour les deux fonctions de transfert proposées une marge d'erreur dans l'estimation de la hauteur des vagues supérieure à 80 cm en moyenne.

On note également que même si la composante horizontale enregistre le PM avec plus d'amplitude, on retrouve une marge d'erreur dans l'estimation de la hauteur des vagues du même ordre pour les deux fonctions de transfert établies, avec une dispersion légèrement inférieure pour la composante verticale.

Nous détaillons maintenant ci-dessous les différentes signatures de ces événements en comparant les valeurs enregistrées dans le PM par les deux composantes verticale et horizontale N/S à la station EURO, qui sont récapitulées dans le Tableau 4 ci-dessous :

	Evénement 1 (cyclone Haruna)	Evénement 2 (houle australe)	Evénement 3 (houle australe)	Evénement 4 (houle australe)
Hmax (m)	**7.7**	4.5	6.8	5.6
Zmax (micron)	**0.75**	0.13	0.36	0.18
Nmax (micron)	1.71	0.86	**2.76**	1.49
Zmax/z (z = 0.03 micron)	**25**	4.3	12	6
Nmax/n (n = 0.13 micron)	13.2	6.6	**21.2**	11.5
Nmax/Zmax (n/z = 4.33)	2.3	**6.6**	**7.7**	**8.3**
Azimut PM	N150°E	N060-080°E	N025-035°E	N007°E

Tableau 4 : Valeurs maximales de hauteur des vagues (Hmax, en m) et d'amplitude du bruit sismique enregistré dans le PM sur les deux composantes (Zmax et Nmax, en micron) mesurées à Europa au cours des 4 événements sélectionnés en 2013. Les différents rapports sont calculés en référence au bruit moyen ambiant mesuré sur chaque composante, noté z et n. Les valeurs remarquables sont indiquées en gras.

D'après les valeurs du Tableau 4, l'événement qui a généré les vagues les plus hautes est le cyclone Haruna (7.7 m), suivi de près par l'événement 3 de forte houle australe (6.8 m). On constate que l'amplitude du bruit sismique enregistré sur la composante verticale de la station EURO augmente bien en fonction de la hauteur de vague prédite par le modèle WAVEWATCH III, et atteint sa valeur maximale pendant le cyclone Haruna (0.75 micron). En revanche, ce n'est pas le cas pour le bruit sismique enregistré sur la composante horizontale N/S qui atteint sa valeur maximale pendant l'événement 3 de forte houle australe (2.76 micron). En étudiant les rapports d'amplitude verticaux Zmax/z et horizontaux Nmax/n (où z et n représentent le bruit ambiant sur chacune des composantes en dehors des événements de fortes houles), on constate que le cyclone Haruna a une signature très marquée sur la composante verticale (Zmax/z = 25) alors que l'événement 3 de forte houle australe a une signature très marquée sur la composante horizontale (Nmax/n = 21.2). Enfin, les rapports

horizontaux/verticaux montrent que les événements de houles australes sont caractérisés par un Nmax/Zmax > 6, bien plus important que le rapport moyen de référence n/z = 4.33, alors que le cyclone Haruna est caractérisé par un rapport plus faible, avec Nmax/Zmax = 2.3, en raison de sa forte signature dans le plan vertical. Une interprétation qui pourrait expliquer ces observations serait liée à différentes localisations de la source de PM, plus ou moins proche de la station EURO, en fonction du type d'événement, comme nous allons le voir. La dernière ligne du Tableau 4 rapporte les valeurs de l'azimut (à +/- 180°) de la RMS du bruit sismique filtré dans le PM obtenu par une analyse en composante principale [*Pearson*, 1901; *Hoteling*, 1933] réalisée dans les mêmes conditions que celles détaillées dans la section précédente. Dans le cas de la houle australe de l'événement 3, on mesure une polarisation N030°E, ce qui laisse suggérer que la houle a pu impacter le nord de la côte ouest d'Europa, en générant ainsi une source de PM à moins d'1 km de la station EURO. Dans cette configuration, l'absence de signature dans le plan vertical serait attribuée à la proximité de la station avec la source de PM, qui est de l'ordre de la longueur d'onde du signal, autrement dit insuffisante pour laisser le temps aux ondes de surface du type onde de Rayleigh et onde de Love de se développer. Cette même raison explique pourquoi la station enregistre au contraire un mouvement linéaire préférentiellement dans le plan horizontal, généré par la houle australe incidente qui, d'après le modèle de vague WAVEWATCH III se propageait dans la direction N025°, donc en accord avec la valeur de polarisation mesuré dans le PM. Les autres valeurs de polarisation mesurées pour les houles australes montrent que pour une houle incidente de direction plein sud (comme pour l'événement 4) la polarisation du bruit est proche de la direction 0°N. La signature du bruit sismique est alors dominante sur la composante horizontale N/S, et explique le rapport élevé Nmax/Zmax=8.3 trouvé pour cet épisode. Dans le cas du cyclone Haruna, qui s'est intensifié et a commencé à générer une forte houle seulement à partir du 20 août 12h UTC, quand il était à environ 70 km à l'est d'Europa, on mesure une polarisation dans le PM égale à N150°. Cette valeur laisse suggérer que la houle cyclonique a pu principalement impacter la façade sud-est d'Europa, ce qui localiserait cette fois la source de PM à environ 7 km de la station EURO. Dans cette configuration, on peut avancer l'hypothèse que la distance entre la source de PM et la station est suffisamment grande pour permettre aux ondes de surface (du type ondes de Rayleigh et ondes de Love) de se développer [*Oliver and Ewing*, 1957], et cela pourrait expliquer pourquoi le cyclone Haruna a une signature très marquée dans le plan vertical.

Une source de SM liée à la reflexion de la houle sur la côte à Europa

En travaillant sur le cas d'étude de l'événement 3 de houle australe, qui est le plus important ayant touché l'île Europa en 2013, nous avons remarqué un phénomène particulier en réalisant l'analyse spectrale de cet épisode sur la station EURO. Nous avons mis en évidence une source de bruit secondaire aux longues périodes (appelée LPSM), synchrone du PM mais avec des fréquences doubles. Ces deux indices de synchronicité et de relation fréquentielle, clairement visible sur un spectrogramme (Figure 53) où le LPSM apparaît - avec une pente parallèle à celle du PM, suggèrent qu'il s'agit d'une source locale de bruit secondaire de classe II (Figure 4) potentiellement générée par l'interaction de la houle incidente se propageant vers le nord-est avec la houle réfléchie sur la côte sud-ouest de l'île d'Europa qui a une partie linéaire sur près de 4km, orientée N130°E, c'est à dire normale à la direction de la houle qui se propage selon des azimuths N030-040°E. Le phénomène s'observe clairement sur les spectres de bruit, comme celui de la Figure 54. Cet exemple, calculé sur toute la journée du 20 août 2013 lorsque l'épisode 3 de houle australe impacte l'île d'Europa montre un pic PM à une fréquence de 0.055 Hz et un pic du LPSM à une fréquence de 0.11 Hz, qui est exactement le double du PM.

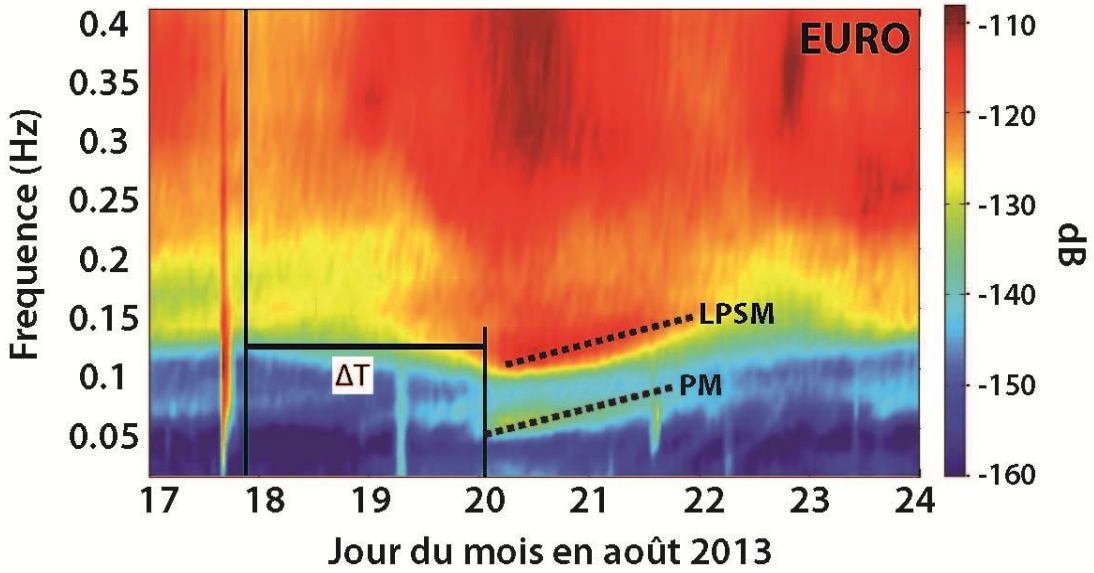

Figure 53 : Spectrogramme de la station EURO utilisé pour la méthode du ΔT sur l'événement 3 de houle australe de 2013. Les pentes du PM et du LPSM sont indiquées par les pointillés en noir.

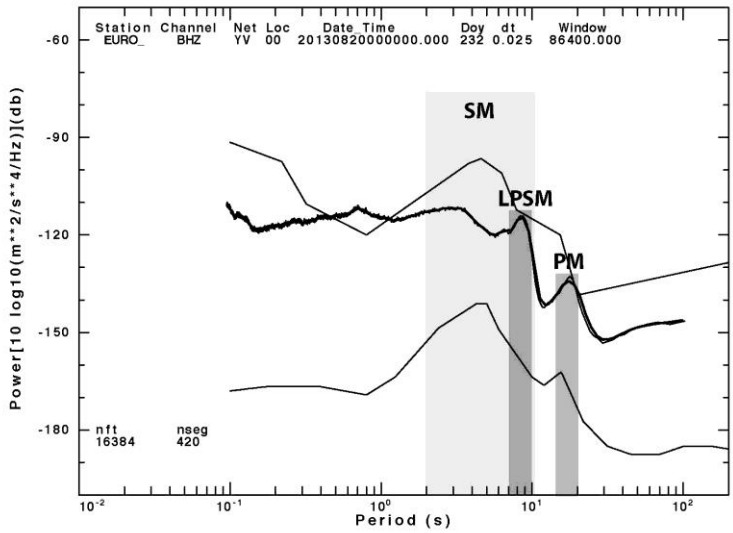

Figure 54 : Densité spectrale de puissance calculée sur la composante verticale de la station EURO pour toute la journée du 20 août 2013, quand l'événement 3 de houle australe impacte l'île Europa. Dans la large bande de fréquence du SM en grisé clair, on distingue un pic (LPSM) entre 7 et 10 s de période, qui correspond à la moitié des périodes du PM entre 14 et 20s.

En calculant la RMS du bruit microsismique enregistré dans la bande de fréquence du LPSM sur les composantes verticale et horizontale N/S de la station EURO pendant l'événement 3 de houle australe, on retrouve bien une augmentation de l'amplitude du bruit. Contrairement à celle enregistrée sur le PM qui suit assez fidèlement les variations de la hauteur des vagues prédite par le modèle WAVEWATCH III et qui atteint son maximum le 20 août vers 6 h UTC, le maximum d'amplitude du LPSM est décalé d'environ 6h, et atteint son maximum seulement vers 12h UTC la même journée (Figure 55).

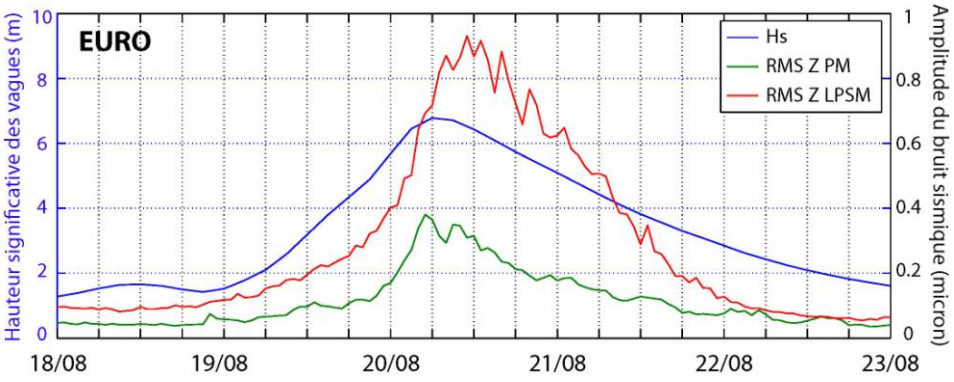

Figure 55 : Variation de la hauteur significative des vagues (Hs, en m) prédite par le modèle WAVEWATCH III au niveau de l'île d'Europa et de l'amplitude du bruit sismique (en micron) enregistré dans les bandes de fréquence du PM (0.045 – 0.08 Hz, en vert) et du LPSM (0.1 – 0.14 Hz, en rouge) sur la composante verticale de la station EURO au cours de l'événement 3 de houle australe du 18 au 23 août 2013.

Il est intéressant d'étudier plus en détail les différentes signatures de cet événement dans le PM et le LPSM en comparant les valeurs enregistrées par la composante verticale et horizontale N/S à la station EURO, qui sont récapitulées dans le Tableau 5 ci-dessous :

	PM	**LPSM**
Zmax (micron)	0.38	0.93
Nmax (micron)	3.11	1.18
Nmax/Zmax	8.2	1.3
Heure UTC	5h	11h
Période (s)	18-19	8-9

Tableau 5 : Valeurs maximales de la RMS du bruit sismique enregistré à EURO sur les composantes verticale et horizontale N/S pendant l'événement 3 de houle australe dans les bandes de fréquence du PM et du LPSM. L'heure UTC à laquelle le maximum de bruit a été enregistré au cours de la journée du 20 août 2013 est indiquée pour le PM et le LPSM, avec leurs périodes respectives.

D'après les valeurs du Tableau 5, le bruit sismique enregistré dans le LPSM sur la composante verticale a au moins deux fois plus d'amplitude que dans le PM, par contre il n'a pas de signature fortement marquée sur la composante horizontale et l'on mesure un rapport Nmax/Zmax proche de 1 alors qu'il est supérieur à 8 dans le PM. Cela semble traduire la nature différente de ces deux pics, qui ne sont pas générés par les mêmes mécanismes. La signature plus marquée dans le plan vertical dans le cas du LPSM suggère une source plus lointaine que pour celle du PM, et suffisamment éloignée pour permettre aux ondes de surface de se développer.

En comparant les spectres de bruit calculés à différentes dates sur les deux composantes verticale et N/S (Figure 56), on remarque un décalage progressif du PM centré le 20 août autour de 18s de période à 5h UTC, puis autour de 16s à 17h UTC, et encore décalé vers 14s le 21 août à 6h UTC. Ces différentes périodes du PM correspondent bien à celles des vagues prédites par le modèle WAVEWATCH III au niveau de l'île d'Europa pour ces mêmes dates. On observe également cet effet de dispersion dans le pic du LPSM, d'abord centré autour de 9s de période le 20 août à 5h UTC, puis décalé entre 7 et 8s le 21 août à 6h UTC (Figures 53 et 56). Ces observations montrent clairement d'une part le rapport 2:1 qui existe entre les

périodes du PM et celles du LPSM, et d'autre part, qu'ils sont tout deux caractérisés par l'effet de dispersion des vagues.

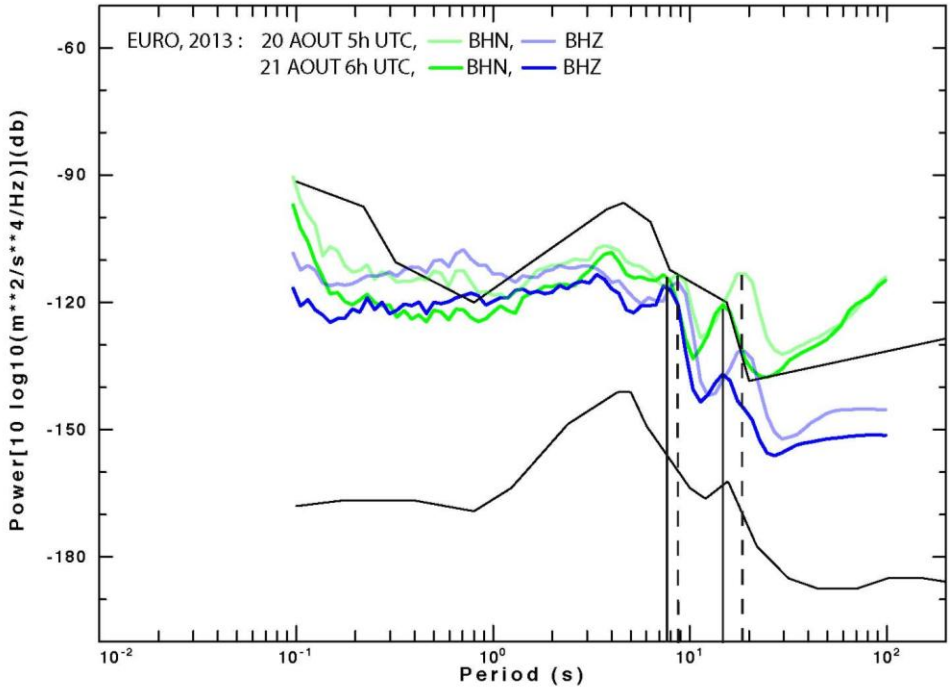

Figure 56 : Spectre de bruit calculé à partir d'enregistrements d'1h sur les composantes verticale (en bleu) et horizontale N/S (en vert) à la station EURO le 20 août 2013 à 5h UTC (en clair) et le 21 août 2013 à 6h UTC (en foncé). Les droites noires verticales montrent le décalage des plus longues périodes (en pointillés) vers les plus courtes périodes (en trait continu) lié à la dispersion des vagues dans les pics du PM et du LPSM.

Les valeurs du Tableau 5 et les spectres de bruit de la Figure 56 montrent assez clairement que les sources du bruit sismique dans le PM et le LPSM sont de nature différente, et qu'elles ne sont pas générées par les mêmes mécanismes. Le PM, généré localement par l'action directe des vagues près des côtes, est un bon indicateur de l'activité des vagues en termes de période et d'amplitude. Il est caractérisé par une forte signature sur le plan horizontal, ce qui permet de retrouver l'azimut du bruit associé à la direction de la houle en réalisant une analyse de polarisation. Le LPSM est probablement issu de l'interaction des vagues incidentes avec les vagues de mêmes périodes réfléchies sur la côte. Cette interaction génère des ondes stationnaires au double de la fréquence des vagues, qui sont à l'origine des microséismes secondaires de classe II. Dans le cas de l'épisode 3, la houle australe incidente qui se propageait selon un azimut de N025° d'après le modèle WAVEWATCH III, a pu se réfléchir sur la côte sud-ouest de l'île d'Europa orientée N130-140°E (Figure 33).

Une méthode basée sur l'effet de dispersion des vagues océaniques permet d'estimer la distance de la source de LPSM par rapport à la côte [*Haubrich et al.*, 1963 ; *Friedrich et al.*, 1998]. Nous avons vu que sous l'effet de la dispersion, les vagues en milieu profond se propagent à la vitesse $c = \sqrt{\frac{g}{k}} = g/(2\pi f)$. C'est pourquoi les vagues de plus longues périodes, qui se propagent plus rapidement, atteignent la côte les premières. Depuis leur génération au sein d'une tempête océanique et jusqu'à ce qu'elles atteignent la côte, les vagues ont parcouru une distance *r,* durant un temps de trajet *T,* en subissant cet effet de dispersion. La vitesse de groupe des vagues c_g relie ces deux paramètres par la relation : $c_g = r/T$ et peut également s'exprimer en fonction de la vitesse de phase des vagues selon : $c_g = c/2 = g/(4\pi f)$. On en déduit alors $r = \frac{g}{4\pi} \cdot \Delta t/\Delta f$ où $\Delta t/\Delta f$ est la pente qui traduit l'effet de dispersion des vagues visible sur un spectrogramme dans la bande de fréquence du PM (voir la méthode détaillée dans la partie 2.1.4). Comme les vagues réfléchies à la côte ont elles aussi subit l'effet de dispersion, il existe une zone où l'interaction est possible entre les vagues incidentes et les vagues réfléchies par la côte, de même période mais de directions opposées, conduisant à la génération de microséismes secondaires de classe II à la fréquence double de celles des vagues à leur origine. Cette zone d'interaction, située à une distance Δr de la côte, ne doit pas être trop éloignée vers le large, afin de rendre possible la rencontre de vagues incidentes et réfléchies avec des fréquences suffisamment proches pour permettre la génération de microséismes secondaires (Figure 57).

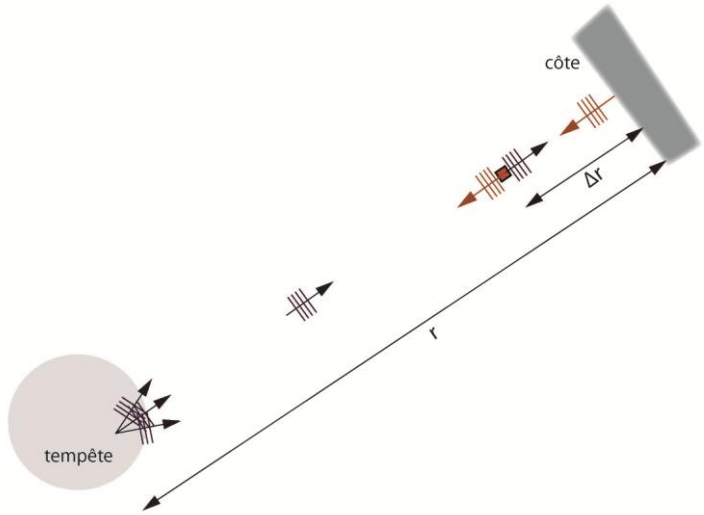

Figure 57 : Classe II de source de bruit secondaire. Les trains de houles générés au sein de la tempête à une distance *r* de la côte sont représentés par les flèches noires. La houle réfléchie par la réflexion de la houle incidente sur la côte est représentée par les flèches marron. La zone de bruit secondaire qui correspond à l'interaction entre des vagues de même période qui se propagent dans des directions opposées est symbolisée par le carré rouge. Cette zone est située à une distance *Δr* de la côte.

Au niveau de la zone d'interaction, les vagues incidentes ont parcouru depuis leur formation la distance $r - \Delta r$ et ont une fréquence $f + \Delta f$ qui est plus grande que la fréquence f des vagues observées à la côte. De même, les vagues réfléchies par la côte ont parcouru une plus grande distance $r + \Delta r$ et, par l'effet de dispersion, ont une fréquence plus faible $f - \Delta f$. Cependant, les deux types de vagues, incidentes et réfléchies, ont parcouru le même temps de trajet T avant de se rencontrer dans cette zone. Leur vitesse de groupe respective est donnée par :

$$c_i = (r - \Delta r)/T = g/(4\pi^*(f + \Delta f)) \text{ et } c_r = (r + \Delta r)/T = g/(4\pi^*(f - \Delta f))$$

En égalisant ces deux équations et en incluant le facteur de qualité Q définit par $f/(2\Delta f)$ [*Haubrich et al.*, 1963] on obtient : $2^*(\Delta f/f) = 1/Q = (2^*\Delta r/r)$ où r est la distance entre la côte et la tempête et Δr est la distance entre la source de LPSM et la côte (Figure 57). Le facteur de qualité Q peut être déterminé à partir de la largeur spectrale du PM à la fréquence f et prend typiquement une valeur autour de 14 [*Haubrich et al.*, 1963]. D'après la distance à la source r = 2800 km, déjà calculée à partir de la station EURO pour cet épisode (voir Figure 23), la source de LPSM serait située à environ 100 km au large de la côte sud-ouest de l'île Europa. Cette valeur peut sembler relativement importante étant donnée la faible surface de réflexion qu'offre la côte sud-ouest de l'île Europa, rectiligne sur à peine 4 km de long, pour la houle incidente. S'il est assez difficile d'envisager une réflexion suffisante de la houle sur une si petite surface pour permettre de valider cette méthode, il est également possible d'envisager une source de LPSM beaucoup plus proche de la côte, à une distance Δr très faible pour pouvoir négliger l'effet de dispersion entre les vagues incidentes et réfléchies. Celles-ci conserveraient alors la même fréquence f et leur interaction près du rivage pourrait conduire à la génération de microséismes secondaires à la fréquence double $2f$ qu'on observe dans le LPSM.

Fonction de transfert à l'île de Tromelin

Dans le cas de l'île de Tromelin, les quatre événements de houle extrême retenus pour l'année 2013 correspondent aux trois cyclones Dumile, Felleng et Imelda ainsi qu'à un événement de houle australe (Figure 58). Ces événements, sélectionnés à partir de la série temporelle présentée en Figure 49b, correspondent tous à des épisodes de forte houle dont la hauteur significative des vagues prédite par le modèle WAVEWATCH III est supérieure à 4 m au niveau de l'île de Tromelin. De la même façon que pour l'île d'Europa, nous avons cherché à établir une fonction de transfert entre la hauteur significative (Hs, en m) prédite au niveau de l'île de Tromelin par le modèle WAVEWATCH III et la RMS du bruit sismique (en micromètres) enregistré sur les composantes verticale et horizontale N/S de la station TROM localisée sur l'île de Tromelin (Figure 36).

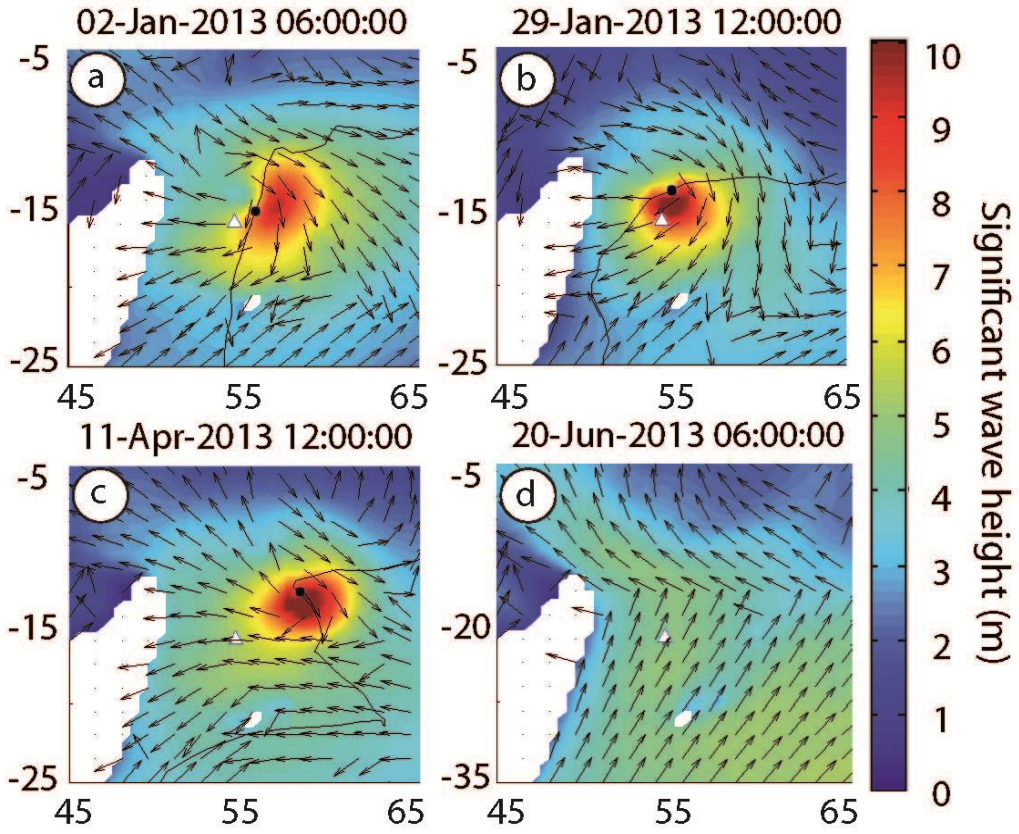

Figure 58 : Evénements de forte houle ayant touchés l'île de Tromelin durant l'année 2013 : a) cyclone Dumile du 29 décembre au 6 janvier, b) cyclone Felleng du 27 janvier au 3 février, c) le cyclone Imelda du 8 au 15 avril, d) épisode de houle australe du 18 au 22 juin. Ces cartes montrent les hauteurs de vagues prédites par le modèle de vague WAVEWATCH III (Hs, en m). L'île Tromelin est représentée par le triangle blanc.

Les résultats sont présentés respectivement sur la Figure 59 pour la composante verticale et sur la Figure 60 pour la composante horizontale N/S.

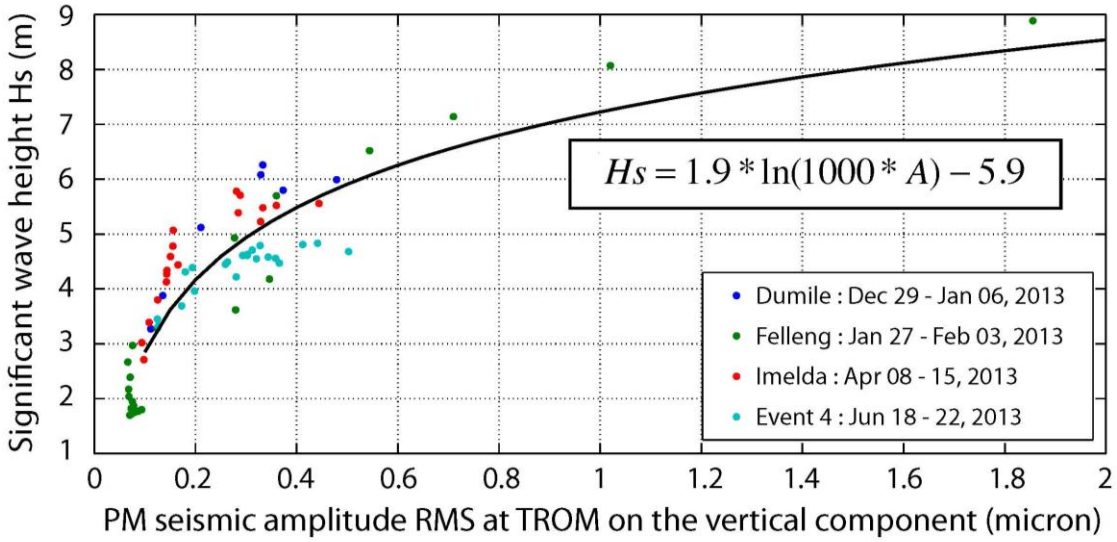

Figure 59 : Fonction de transfert entre la hauteur des vagues prédite par le modèle WAVEWATCH III (Hs, en m) et l'amplitude du bruit microsismique enregistré sur la composante verticale de la station TROM (en micron) pendant les quatre événements de houle extrême sélectionnés pour l'île de Tromelin en 2013.

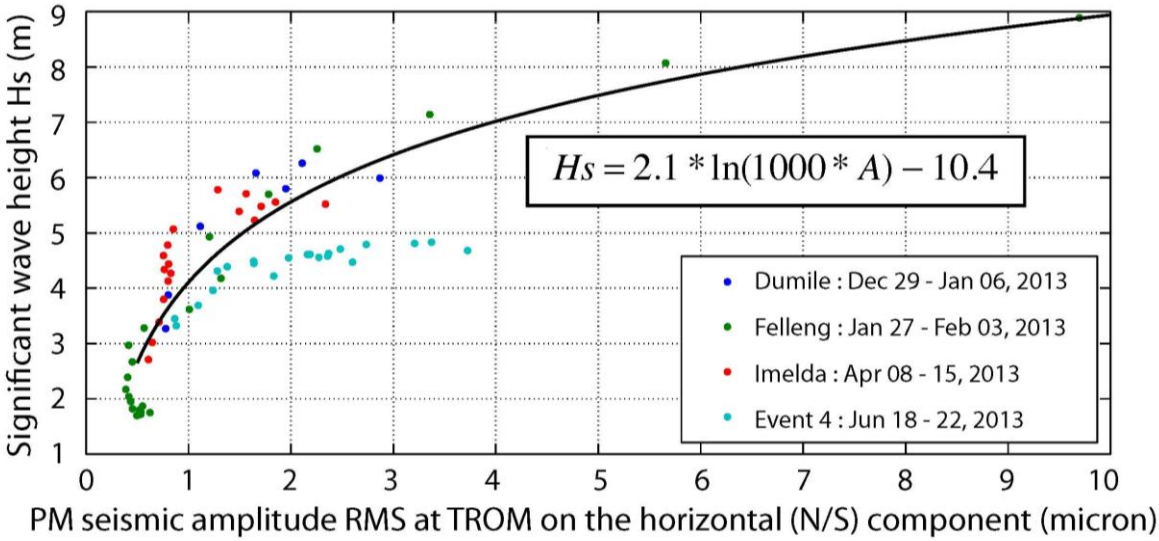

Figure 60 : Fonction de transfert entre la hauteur des vagues prédite par le modèle WAVEWATCH III (Hs, en m) et l'amplitude du bruit microsismique enregistré sur la composante horizontale N/S de la station TROM (en micron) dans la bande de fréquence du PM pendant les quatre événements de houle extrême sélectionnés pour l'île de Tromelin en 2013.

Cette fois encore, l'amplitude mesurée sur la composante horizontale est beaucoup plus importante que celle mesurée sur la composante verticale (d'un facteur cinq environ), mais

suit toujours une loi de type logarithmique comme indiquée sur les deux figures où la fonction de transfert représentée en noir correspond à la fonction moyenne des différents événements. À l'inverse du cas d'étude sur l'île d'Europa, ces fonctions sont plus adaptées aux événements cycloniques, plus fréquents à Tromelin, et un peu moins à l'épisode 4 de houle australe. Cela peut s'expliquer par le fait que lorsque la houle australe atteint l'île de Tromelin, elle est déjà très atténuée et beaucoup moins organisée en raison de sa dispersion durant son long parcours. Par ailleurs, les houles australes provenant généralement du SW, l'île de Tromelin bénéficie probablement d'un effet de masque de la part de la partie sud de l'île de Madagascar.

Le Tableau 6 ci-dessous donne les paramètres statistiques (moyenne et écart-type) qui caractérisent la dispersion (en m) entre les observations et les fonctions de tranfert établies pour estimer la hauteur des vagues pendant les 4 événements de 2013 à partir du bruit microsismique enregisré dans le PM sur les deux composantes de la station sismique TROM.

Fonction de transfert	$\boldsymbol{Hs = 1.9 * \ln(1000 * A) - 5.9}$		$\boldsymbol{Hs = 2.1 * \ln(1000 * A) - 10.4}$	
Station TROM	**Composante verticale Z**		**Composante horizontale N/S**	
	Moyenne (en m)	**Ecart-type (en m)**	**Moyenne (en m)**	**Ecart-type (en m)**
Episode 1 (Dumile, 29 déc – 6 jan)	0.73	0.57	0.78	0.55
Episode 2 (Felleng, (27 jan -3 fév)	1.05	0.93	1.12	0.83
Episode 3 (Imelda, (8-15 avril)	0.42	0.29	0.52	0.35
Episode 4 (18 –22 juin)	0.48	0.37	1.08	0.48

Tableau 6 : Paramètres statistiques (moyenne et écart-type) caractérisant la dispersion (en m) entre les observations et les fonctions de transfert établies à la station TROM pour l'estimation de la hauteur des vagues pendant les 4 événements de 2013.

On note que pour ces fonctions de transfert, plus adaptées à la houle cyclonique, l'estimation de la hauteur des vagues à partir du PM connaît une marge d'erreur comprise entre 42 et 112 cm en moyenne par rapport aux observations du modèle WAVEWATCH III. Cette fois encore, alors que la composante horizontale enregistre le PM avec beaucoup plus d'amplitude, on retrouve une marge d'erreur du même ordre dans l'estimation de la hauteur

des vagues pour les deux fonctions de transfert établies, avec une dispersion légèrement inférieure pour la composante verticale. La plus grande dispersion qu'on observe ici peut s'expliquer par le fait que le modèle global de vague WAVEWATCH III est moins performant pour modéliser la houle cyclonique.

On voit clairement que les fonctions de transfert établies ici ne conviennent pas bien au cas de l'épisode 4 de houle australe, surtout pour celle de la composante horizontale où la marge d'erreur dans l'estimation de la hauteur des vagues est supérieure à 1m. Cela s'explique par le fait que cet épisode de houle australe est assez atténué quand il atteint l'île de Tromelin, avec une hauteur des vagues qui, ne dépassant pas les 5 m, est beaucoup moins importante que celles observées pendant les épisodes cycloniques. Cela suggère la nécessité d'élaborer des fonctions de transfert qui soient spécifiques aux différents types de houles rencontrés localement.

Nous détaillons ci-dessous les différentes signatures de ces événements en comparant les valeurs enregistrées par les deux composantes verticale et horizontale N/S à la station TROM, qui sont récapitulées dans le Tableau 7 ci-dessous :

	Evénement 1 (cyclone Dumile)	Evénement 2 (cyclone Felleng)	Evénement 3 (cyclone Imelda)	Evénement 4 (houle australe)
Hmax (m)	6.3	**10.1**	5.8	4.8
Zmax (micron)	0.48	**1.86**	0.44	0.5
Nmax (micron)	2.87	**9.7**	2.34	3.73
Zmax/z (z = 0.07 micron)	6.9	**26.6**	6.3	7.1
Nmax/n (n = 0.36 micron)	8	**26.9**	6.5	10.4
Nmax/Zmax (n/z = 5.14)	5.9	5.2	5.3	**7.5**
Distance du cyclone (km) et intensité	115 km tempête	145 km cyclone	520 km cyclone	

Tableau 7 : Valeurs maximales de hauteur des vagues (Hmax, en m) et d'amplitude du bruit sismique sur les deux composantes (Zmax et Nmax, en micron) mesurées à Tromelin dans la bande de fréquence du PM au cours des 4 événements sélectionnés en 2013. Les différents rapports sont calculés en référence au bruit moyen ambiant mesuré sur chaque composante, noté z et n. Les valeurs remarquables sont indiquées en gras.

D'après les valeurs du Tableau 7, l'événement qui a généré les vagues les plus hautes est clairement le cyclone Felleng (10.1 m). C'est bien pour cet événement que l'on enregistre le maximum d'amplitude du bruit sismique sur la composante verticale (1.86 micron) et sur la composante horizontale N/S (9.7 micron) de la station TROM. Les rapports d'amplitude verticaux Zmax/z et horizontaux Nmax/n (où z et n représentent le bruit ambiant sur chacune des composantes en dehors des événements de fortes houles) sont du même ordre pour chacun des cyclones, mais atteignent une valeur record autour de 26 pour le cyclone Felleng. On constate que ces cyclones n'ont pas une signature particulièrement marquée sur la composante verticale contrairement au cyclone Haruna qui a touché Europa, mais il faut noter que ce dernier s'est trouvé à moins de 75 km de la station EURO alors qu'il était en catégorie de cyclone intense, et qu'il est resté pendant plus de 24 h à moins de 100 km de l'île Europa, ce qui n'est pas le cas des cyclones qui ont touché l'île Tromelin, qui sont passés plus rapidement et plus loin de ses côtes. De plus, en raison de la taille réduite de Tromelin, la station TROM est toujours située à moins de 500 m des côtes de l'île. Dans cette configuration, on peut penser que la distance entre la source de PM et la station n'est pas suffisante pour permettre aux ondes de surface de se développer, ce qui expliquerait pourquoi on n'observe pas de signatures marquée sur la composante verticale de cette station pendant les événements cyclonique. Enfin, si les rapports horizontaux/verticaux ont des valeurs autour de 5 qui sont proches du rapport de référence (5.14) pour les trois cyclones, sans signature particulière sur la composante verticale, on remarque que l'événement 4 de houle australe est caractérisé par un Nmax/Zmax > 7, plus important que le rapport moyen de référence. Cette valeur est en accord avec celles trouvées dans le cas des événements de houles australes ayant impactés Europa, qui sont caractérisés par une signature bien marquée sur la composante horizontale. On peut d'ailleurs s'interroger sur la fiabilité de l'estimation de la hauteur de vague prédite par le modèle de vague WAVEWATCH III pour cet événement 4 de houle australe, qui paraît un peu sous-estimée comparé aux niveaux de bruit sismique relativement important enregistrés sur les composantes verticale et horizontale N/S de la station TROM pendant cet événement, par rapport à ceux enregistrés pendant les cyclones Dumile et Imelda.

Pour conclure notre cas d'étude sur Tromelin, nous allons nous focaliser sur le cyclone Felleng, qui est sans conteste l'événement le plus marquant qui a touché l'île en 2013. La Figure 61 synthétise toutes les données relatives au cyclone Felleng (distance, intensité et hauteur de vague) avec les enregistrements sismiques sur les trois composantes de la station

TROM dans les bandes de période du PM (9 à 20s) et du SM (3 à 9s). Une caractéristique remarquable est la forme particulière de l'enveloppe du PM en "sablier", avec une légère diminution du signal observée le 30 janvier à 0h UTC. Une première hypothèse pour expliquer cette forme est que les vagues générées par le cyclone au plus près de la station étaient de périodes inférieures à 9s. Cependant, les spectres calculés à TROM durant le cyclone Felleng montrent un PM toujours bien développé dans cette bande de fréquence (entre 9 et 20s). Par ailleurs, en appliquant un filtre qui conserve les périodes jusqu'à 5s, on retrouve toujours cette forme de sablier dans l'enveloppe du PM. Nous avons donc cherché à l'expliquer par la dynamique elle-même du cyclone Felleng. La Figure 61 montre en effet clairement que les deux maximums observés sur l'enveloppe du PM coïncident avec deux maximums de la hauteur des vagues prédites par le modèle WAVEWATCH III.

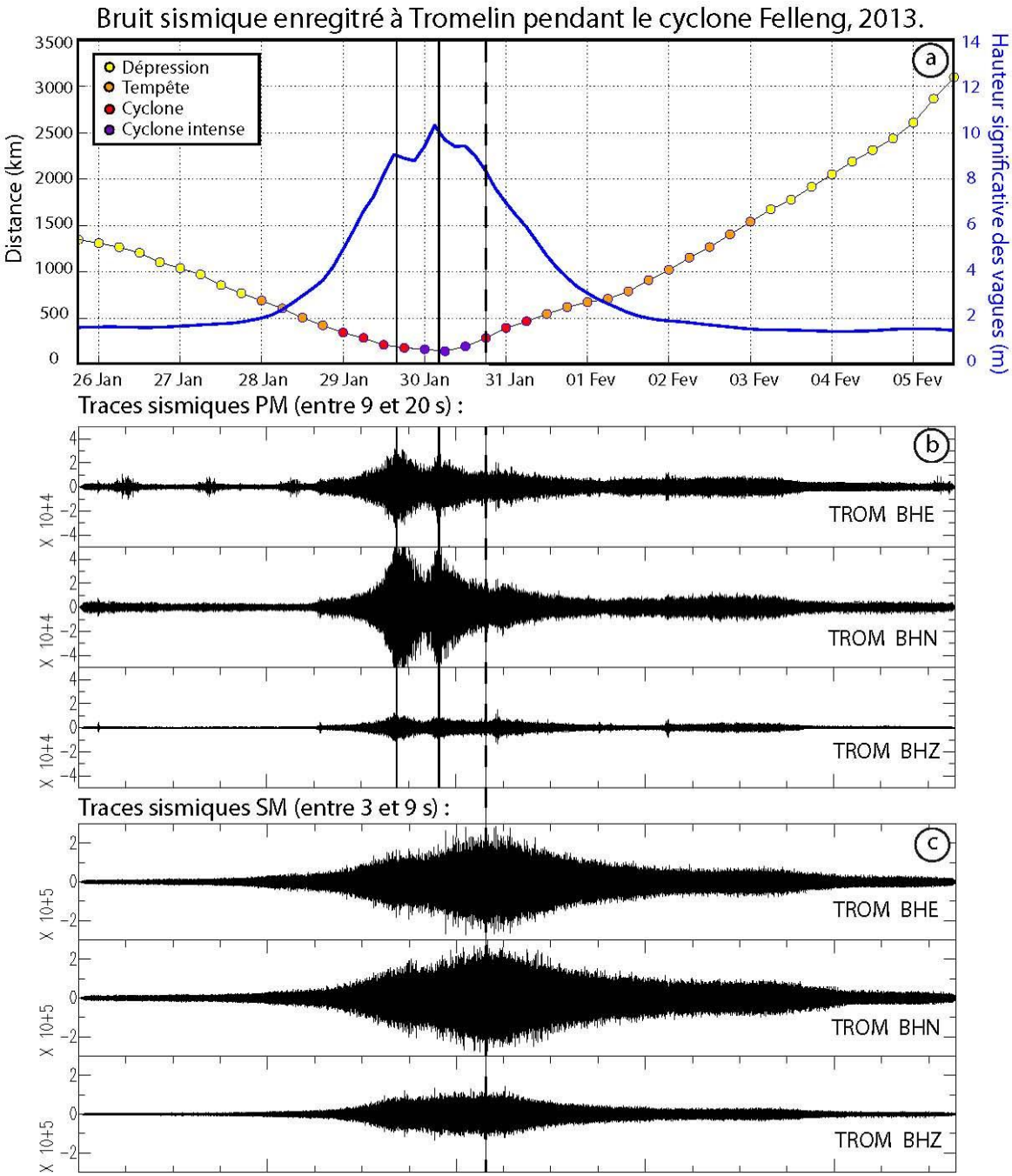

Figure 61 : a) Distance (km, axe de gauche) et intensité (code couleur) du cyclone Felleng par rapport à la station TROM avec la hauteur significative des vagues (Hs, en m, en bleu sur l'axe de droite) prédites par le modèle WAVEWATCH III au niveau de l'île de Tromelin, b-c) Traces sismiques enregistrées sur les trois composantes de la station TROM pendant le cyclone Felleng dans la bande de fréquence du PM (b) et du SM (c). Les traits noirs verticaux indiquent les maximum d'amplitude dans le PM (en trait continu) et dans le SM (en pointillés).

Le premier pic du PM a lieu le 29 janvier entre 12h et 18h UTC, quand Felleng, ayant atteint le stade de cyclone, poursuit sa trajectoire vers l'ouest en se rapprochant à moins de 200 km de l'île Tromelin. À ce stade, le cyclone se situe au nord-est de l'île (Figure 62). On observe ensuite une diminution de l'amplitude du PM, le 30 janvier vers 0h UTC, alors que paradoxalement le cyclone atteint le stade de cyclone tropical intense et se rapproche à 165 km des côtes de l'île. On constate simultanément une légère diminution de la hauteur des vagues prédites par le modèle WAVEWATCH III à cette même date. Deux éléments peuvent expliquer ce phénomène : la trajectoire du cyclone et la forme particulière de l'île de Tromelin. En effet, le cyclone qui poursuivait sa course vers l'ouest jusqu'alors change brusquement de trajectoire à partir du 30 janvier à 0h UTC et se dirige ensuite vers le sud-ouest. L'île de Tromelin étant étirée selon la direction N115° pour la côte nord et N140° pour la côte sud (Figure 36), elle est dans un premier temps bien exposée à la houle cyclonique sur sa façade nord quand le cyclone se situe au nord-est de l'île le 29 janvier entre 12h et 18h UTC (c'est le premier pic du PM observé). L'île est à nouveau bien exposée aux vagues sur sa façade sud quand le cyclone se situe à l'ouest de l'île le 30 janvier vers 6h UTC (c'est le deuxième pic du PM, alors que Felleng est au stade de cyclone intense et au plus proche de la station, à 145 km seulement). On peut ainsi proposer qu'une houle provenant du NW, se propageant dans l'axe de l'île ait eu une signature plus faible.

Une autre observation remarquable sur la Figure 61 est que le maximum d'amplitude enregistré dans le SM est apparemment décalé par rapport au maximum du PM, qui est atteint le 30 janvier vers 18h UTC quand le cyclone est à environ 300 km au sud-ouest de l'île Tromelin (Figure 62). Ce maximum de bruit dans le SM correspond au passage du cyclone au stade de cyclone tropical intense. On peut ainsi émettre l'hypothèse que cette augmentation de puissance permet le développement d'ondes stationnaires mieux développées au sein du système et donc une augmentation du bruit SM. Par ailleurs, les captures d'écran tirées du modèle de vagues WAVEWATCH III présentées sur la Figure 62 montrent que la zone des vagues les plus hautes est beaucoup plus étendue à partir du 30 janvier vers 18 h UTC, et localisée au sud-est de la position de Felleng. Cette zone est potentiellement une source importante de bruit secondaire généré par l'interaction des vagues de même période qui se propagent dans des directions opposées, ce qui peut donc expliquer pourquoi on enregistre un maximum d'amplitude dans le SM à cette date.

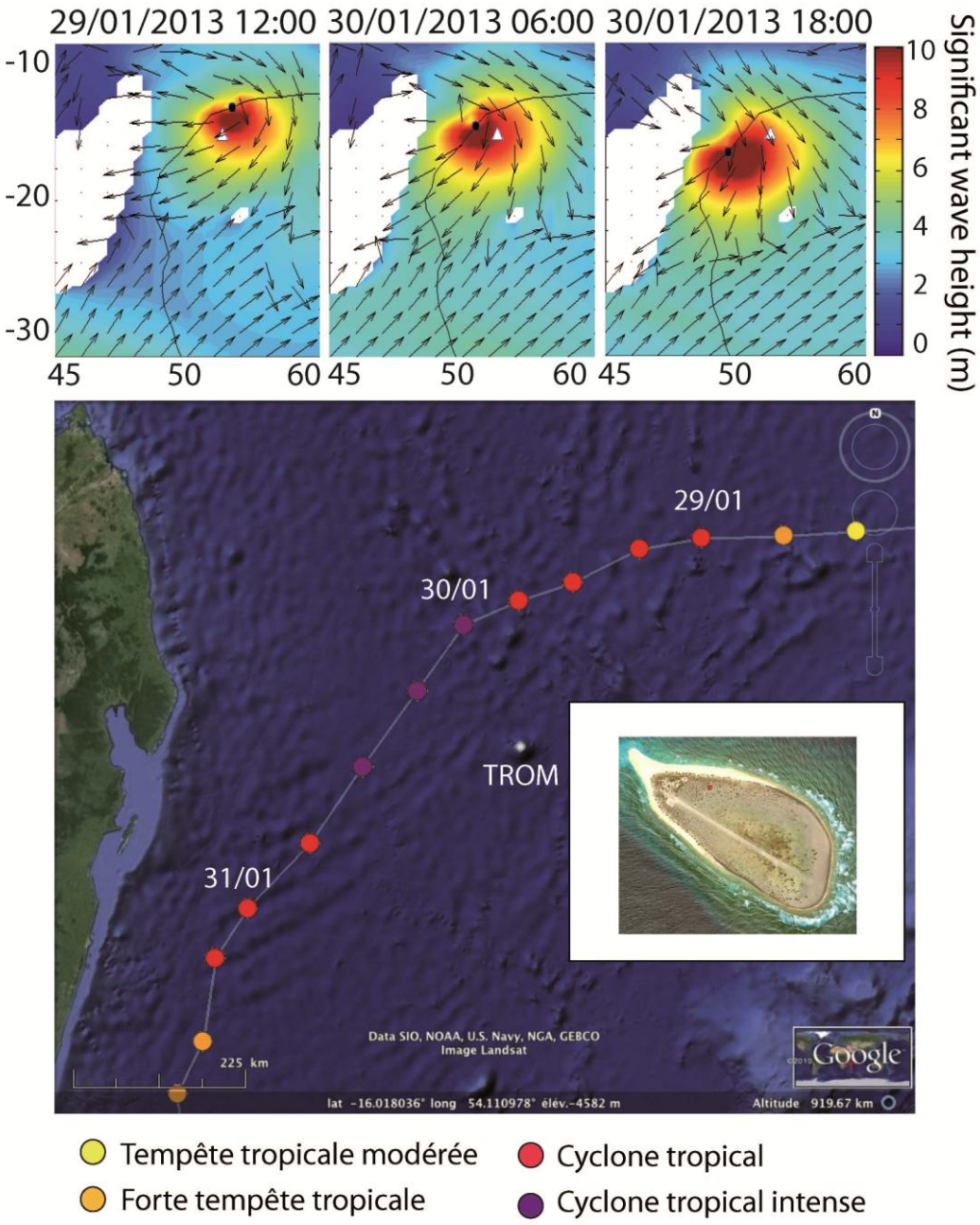

Figure 62 : Trajectoire et intensité du cyclone Felleng au large de l'île Tromelin. Crédits image Google Earth et données Météo France Réunion. La station sismique TROM est représentée par le point blanc. Les trois captures d'écran sur le bandeau supérieur représentent l'évolution du cyclone Felleng et les hauteurs de vagues (en m) prédites par le modèle WAVEWATCH III à différentes dates, avec la station TROM représentée par un triangle blanc.

Pour conclure cette partie dédiée à l'analyse du PM à partir d'enregistrements de stations sismologiques côtières, nous avons montré qu'il est possible de quantifier la houle en terme de période en réalisant une analyse spectrale, en terme d'amplitude en élaborant une fonction de transfert reliant la RMS du bruit microsismique à la hauteur significative des vagues, et en terme de direction en réalisant une analyse de polarisation du type analyse en composante principale. L'estimation de la hauteur des vagues à partir des fonctions de transfert élaborées s'avère plus robuste dans le cas des épisodes de fortes houles australes, qui sont mieux modélisées par les modèle global de vagues WAVEWATCH III, et pour des hauteurs de vagues au moins supérieures à 2 m. La précision obtenue est alors généralement comprise entre 30 et 60 cm en moyenne, par rapport aux observations du modèle. L'utilisation d'un capteur sismique trois composantes pour quantifier la houle offre plusieurs avantages : ils sont suffisamment sensibles pour détecter des houles, même d'amplitude relativement faible, et ce dans les trois composantes de l'espace, alors qu'une bouée à proximité des côtes peut ne pas être exposée à des événements de houle si ils proviennent du côté opposé de l'île par exemple. Les capteurs sismiques permettent en outre de couvrir des zones dans lesquelles on ne dispose d'aucunes observations directes de la houle, et ainsi d'assurer un suivi continu de la houle. Tous les capteurs sismiques qui font partie des réseaux permanents de surveillance des tremblements de terre ou des tsunamis et qui sont installés en milieu côtier représente donc une mine de données largement sous-exploitée pour ce type d'application océanographique. En plus du fort potentiel que représente un capteur sismique pour le suivi de la houle localement, nous avons vu dans les parties précédentes qu'il permet également l'étude de sources distances associées aux grandes dépressions ou aux cyclones tropicaux. D'autre part, l'emploi d'un capteur sismique comme substitut d'un houlographe présente un intérêt économique non négligeable, ainsi que des facilités d'utilisation, puisqu'il ne nécéssite pas le déployement de moyens nautiques pour sa maintenance et pour la récupération des données. Enfin, un capteur sismique installé sur la terre ferme n'est pas directement soumis à l'assaut des vagues, contrairement aux houlographes qui, comme ceux installés autour de l'île de La Réunion, résistent rarement aux épisodes de houles les plus extrêmes, empêchant ainsi de recueillir des données lors de ces événements qui sont paradoxalement les plus importants à étudier.

PARTIE 4 : ANALYSE DE HOULES EXTRÊMES SUR L'ÎLE DE LA RÉUNION

La quatrième partie est consacrée à l'étude des houles extrêmes sur l'île de La Réunion. Dans un premier temps, nous présentons toutes les observations disponibles ainsi que les principaux épisodes de houles extrêmes que nous étudions, à travers leur signature enregistrée par la station permanente RER. Ensuite, nous utilisons un réseau temporaire de stations sismiques couplé à un modèle de houle régional pour mieux carctériser l'impact de la houle sur les différentes façades de l'île. Enfin, nous montrons que l'analyse du bruit microsismique à l'échelle de La Réunion permet d'identifier les sites propices à la récupération de l'énergie des vagues.

4.1 Introduction

La dernière partie de ce travail de thèse porte sur l'analyse du bruit microsismique associé à des épisodes de houles extrêmes affectant l'île de La Réunion. Avec le soutien de la Région Réunion, nous avons pu déployer un réseau de stations sismologiques temporaire sur les différentes façades de l'île pendant un peu plus de deux ans afin d'étudier la signature du bruit microsismique plus finement à l'échelle de l'île. Le but de cette étude est de comparer les différents niveaux de bruit enregistrés par les stations en fonction de leur localisation, de leur distance à la côte et du type de houle ayant impactée l'île. L'objectif final étant de parvenir à caractériser la houle localement en termes de hauteur des vagues, de période et de direction, à partir des observations sismologiques. L'utilisation des données de houlographes et de modélisation de la houle sur des modèles régionaux permettra de valider nos observations. L'intérêt d'assurer une bonne couverture de l'île est de permettre l'identification des zones les plus exposées à la houle en fonction de leur type et de leur origine, dans une optique d'aménagement du territoire et de réduction du risque naturel associé à la houle sur le littoral mais aussi d'un point de vue énergétique pour la récupération d'énergie marine liée à l'activité des vagues. L'utilisation de capteurs sismiques large bande, déjà présents sur l'île pour la surveillance du volcan, pourrait, avec une répartition judicieuse, assurer en même temps le suivi en continu de la houle dans des secteurs de l'île où l'on ne dispose pas d'observations directes des vagues.

4.1.1 Contexte climatique : les houles à La Réunion

Presque tous les ans, les cyclones et les houles de tempêtes rappellent la forte vulnérabilité des littoraux de La Réunion aux aléas côtiers tels que l'érosion et la submersion, qui provoquent parfois des dommages importants. Pourtant les houles ont fait l'objet de peu d'études à La Réunion, notamment en termes de modélisation, et on ne dispose que de très peu d'observations directes de la houle. Dans le cadre de la mise en place d'un document de prévention (PPR) intégrant les risques côtiers, une étude a été réalisée par le BRGM en 2009 pour modéliser la houle sur l'ensemble de l'île et définir des houles centennales de référence sur chaque façade littorale de l'île [*Pedreros et al.*, 2009].

L'île de La Réunion, située dans le sud-ouest de l'océan Indien, est exposée à trois types de houle : les houles d'alizés, les houles australes et les houles cycloniques (Figure 63). Ces deux dernières sont les plus dangereuses car elles sont susceptibles de provoquer des dégâts importants sur le littoral. La houle génère deux phénomènes : une surcote moyenne qui correspond à la déformation moyenne du plan d'eau à proximité de la côte suite au déferlement des vagues, et une variation du niveau d'eau sur la côte, appelé jet de rive, qui correspond à l'oscillation de la nappe d'eau sur le rivage sous l'impulsion des vagues lors du déferlement. La surcote globale liée à ces deux phénomènes est directement liée aux conditions de houle (hauteur, longueur d'onde et direction) ainsi qu'à la morphologie (pente) et à la granulométrie (taille et rugosité) du rivage. Le risque naturel associé à la houle peut avoir des conséquences dramatiques sur le plan humain (personnes emportées par les vagues), matériel (destruction des habitations exposées et des infrastructures côtières) ou encore environnemental (érosion, destruction de la végétation littorale et des coraux). À La Réunion, la houle cyclonique touche le plus souvent les côtes nord et est de l'île, de la pointe des Galets à la pointe de la Table et survient pendant l'été austral. À l'inverse, les houles australes frappent le plus souvent les côtes sud et ouest de l'île pendant l'hiver austral (Figure 63).

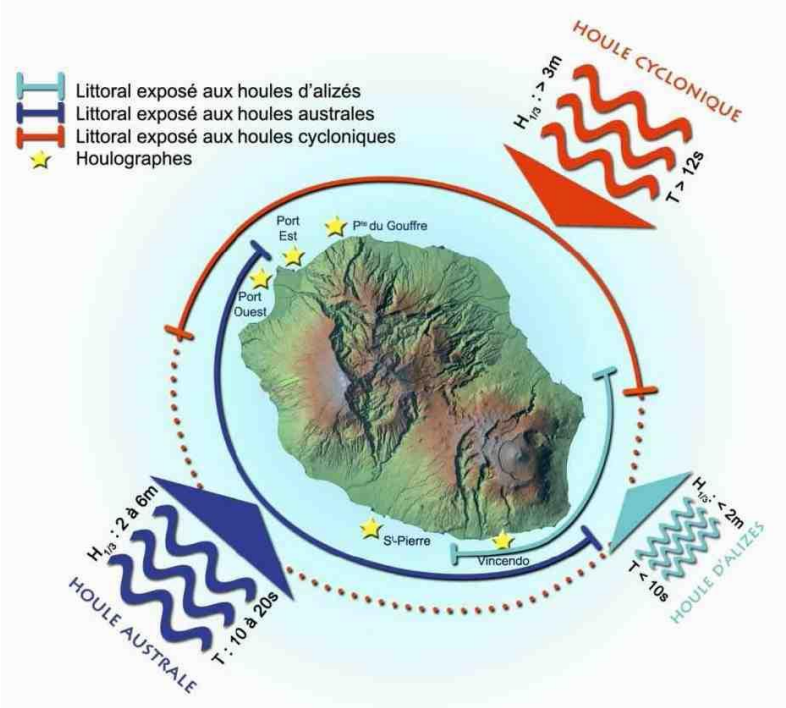

Figure 63 : Les différents régimes de houle à La Réunion (Crédits : Météo France, 2009)

La houle cyclonique

La houle cyclonique se propage souvent plus vite que le cyclone tropical auquel elle est associée. Elle en a été pendant longtemps le premier signe précurseur. Elle peut également se propager assez loin autour du cyclone et affecter des côtes qui ne seront pas concernées par le cyclone proprement dit. Les houles cycloniques peuvent atteindre une hauteur maximale d'une dizaine de mètres. À La Réunion, elles correspondent à des épisodes très énergétiques, concentrés sur quelques jours par an (de 48 à 72 h), entre novembre et mars [*Cazes-Duvat and Paskoff*, 2004]. La houle cyclonique a pour direction principale celle de la trajectoire du cyclone, c'est pourquoi elle s'observe le plus souvent dans les secteurs nord-est à nord-ouest de l'île, et il est assez rare que l'œil du cyclone passe à l'est de l'île. Les houles maximales sont observées à gauche de la trajectoire du cyclone, dans le sens de déplacement du cyclone. C'est la zone appelée par les marins le demi-cercle dangereux où les effets combinés du déplacement du cyclone et du sens de rotation des vents conduisent à la formation des vagues les plus importantes. Ces dernières peuvent atteindre une hauteur maximale d'une dizaine de mètres, avec une moyenne de l'ordre de 5 à 7 m. Elles ont plus d'impact quand elles arrivent frontalement au rivage, alors qu'elles sont atténuées par le contournement de l'île et elles perdent de l'amplitude par réfraction à l'approche de la côte. Ce sont les houles cycloniques qui génèrent les plus hautes vagues au large mais leur forte oblicité à la côte peut induire une perte d'énergie importante par réfraction. À La Réunion, les façades nord et est ainsi qu'une partie des façades ouest (au nord de la Pointe des Aigrettes) et sud (au nord de la Pointe de la Table) sont sous l'influence prépondérante des houles cycloniques.

La houle australe

Les houles australes, encore appelées houles polaires, sont générées par de profondes dépressions circulant d'ouest en est autour du continent Antarctique, entre les 40ème et 60ème parallèles sud. Les très grandes vagues levées par les vents qui soufflent en tempête dans le secteur ouest de la dépression sont à l'origine de la formation de la houle australe. Celle-ci met environ 3 jours pour atteindre La Réunion après avoir parcouru 3000 à 4000 km. Les houles australes, de périodes relativement longues (comprises entre 10 et 20 s), présentent des hauteurs moyennes de l'ordre de 3 à 4 m. Elles touchent les rivages réunionnais 15 à 25 jours par an et peuvent atteindre une dizaine de mètres au déferlement sur les côtes. Par leur énergie, ces houles sont particulièrement érosives et peuvent également être à l'origine

d'importantes submersions sur les côtes sud et ouest [*Cazes-Duvat and Paskoff*, 2004]. Les réunionnais gardent en mémoire les houles australes du 12 mai 2007, atteignant une valeur maximale de 11.3 m (6.4 m pour la hauteur significative) à 19h selon les données de la DDE du houlographe de Saint Pierre. Les houles australes ont des hauteurs significatives moins importantes que les houles cycloniques mais elles peuvent avoir des conséquences plus importantes sur certaines parties sud et ouest du littoral, directement exposées en raison de leur orientation. Plus fréquentes, les houles australes sont assez bien reproduites par la résolution spatiale des modèles numériques océaniques globaux. À La Réunion, les houles australes frontales ont le plus d'impact sur les façades ouest (de la Pointe des Aigrettes à la Pointe des Avirons) et sud (sauf au nord de la Pointe de la Table).

4.2 Présentation des observations

4.2.1 Les observations sismologiques

Dans le cadre du projet franco-allemand RHUM-RUM d'imagerie sismologique du point chaud de La Réunion [*Barruol and Sigloch*, 2013], un réseau de 57 sismomètres large bande de fond de mer (OBS) a été déployé dans une zone de 2000 x 2000 km^2 centrée sur l'île de La Réunion, complété par des stations terrestres déployées sur La Réunion, Madagascar, les Seychelles, Maurice, Rodrigues et les îles Eparses. Parmis elles, les dix stations large bande formant le réseau sismologique « houle » de La Réunion ont été mises en place entre mai 2012 et mars 2013, et sont restées en service pour certaines jusqu'en juin 2015 (Figure 65).

Quatre de ces stations ont été prêtées par l'Université de Münster en Allemagne (Collaboration Christine Thomas) et ont été installées à Saint-Gilles (SGIL), l'Étang-Salé (ETAN), Saint-Pierre (STPI) et Saint-Philippe (STPHI). Celles-ci ont été équipées de capteurs Nanometrics Trillium compact et d'une acquisition de type Nanometrics Taurus. Quatre autres stations ont été prêtées par l'Université de Bonn en Allemagne (collaboration Stephen Miller) et ont été installées au Maïdo (MAID), à Salazie (SALA), à La Possession (POSS), et à Saint-Leu (CBNM). Ces stations ont été équipées de capteurs Nanometrics Trillium 240 et de Reftek RT130 pour l'acquisition. Enfin, deux autres stations appartiennent au laboratoire Géosiences de l'Université de La Réunion, la première, installée à Saint-Denis (RUN01) a été équipée d'un capteur Guralp CMG-3ESPC 120s et d'une Taurus pour l'acquisition, et la seconde, installée à Vincendo (VINC), a été équipée d'un capteur Trillium compact et d'une Taurus pour l'acquisition.

Ce réseau temporaire était complété, en plus des stations de l'OVPF installées sur le Piton de la Fournaise, par la station permanente RER du réseau GEOSCOPE située à La Rivière de l'est sur Sainte-Rose. Cette station, en service depuis février 1986, est aujourd'hui équipée de trois capteurs Streckeisen STS1 et d'un metrozet E300 Electronics pour l'acquisition.

La plupart de ces stations ont enregistré les mouvements du sol en continu sur les trois composantes (verticale, nord-sud et est-ouest) dans des fréquences allant de 20 ou 50 Hz

jusqu'à des périodes de 120s. La sensibilité des capteurs leur a permis d'enregistrer la sismicité locale, régionale, mais aussi globale, ainsi que tous les mouvements du sol induits par le vent, la houle océanique et l'activité humaine. Quand cela a été possible, les stations ont été installées à l'intérieur de bâtiments en dur et alimentées sur secteur (STPHI, STPI, MAID, SALA, POSS, CBNM, RUN01, VINC). Pour les stations ETAN et SGIL, les capteurs ont été installés sur une dalle en béton et protégés des intempéries et des variations thermiques par une caisse en bois doublée d'un isolant intérieur et solidement fixée au sol. La balise d'acquisition a été protégée dans une caisse métallique de type Zarges, située sous le panneau solaire de 200 W qui, connecté à deux batteries de 65 Ah via un régulateur de tension, permettait d'alimenter la station. L'enregistrement s'est fait localement sur deux cartes flash de 8 et 4 Go de capacité, offrant ainsi une autonomie théorique de plusieurs mois pour un taux d'échantillonnage de 100 points par seconde. La balise était connectée à un GPS permettant de déterminer la localisation du site mais surtout de mettre à l'heure de façon continue les données enregistrées.

L'ensemble des données enregistrées par ces stations a été mis en ligne au centre d'archivage des données de l'INSU à Grenoble (centre RESIF/SISMOB) et peut être accessible via les méthodes de Web-services à cette adresse : http://www.resif.fr/portal/station_map.php (code réseau YV).

Le calendrier de disponibilité des stations installées de façon temporaire à La Réunion est présenté sur la Figure 66.

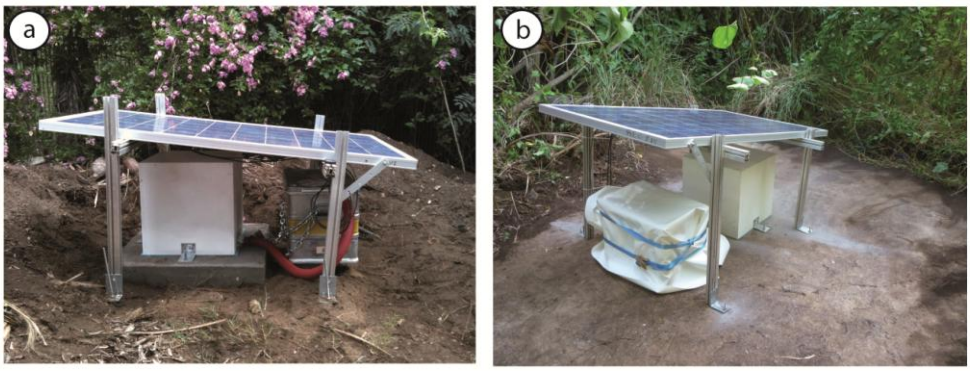

Figure 64 : Les stations sismologiques installées à a) Croc-Park sur la commune de l'Étang-Salé (ETAN) et b) au jardin d'Eden à l'Ermitage (SGIL).

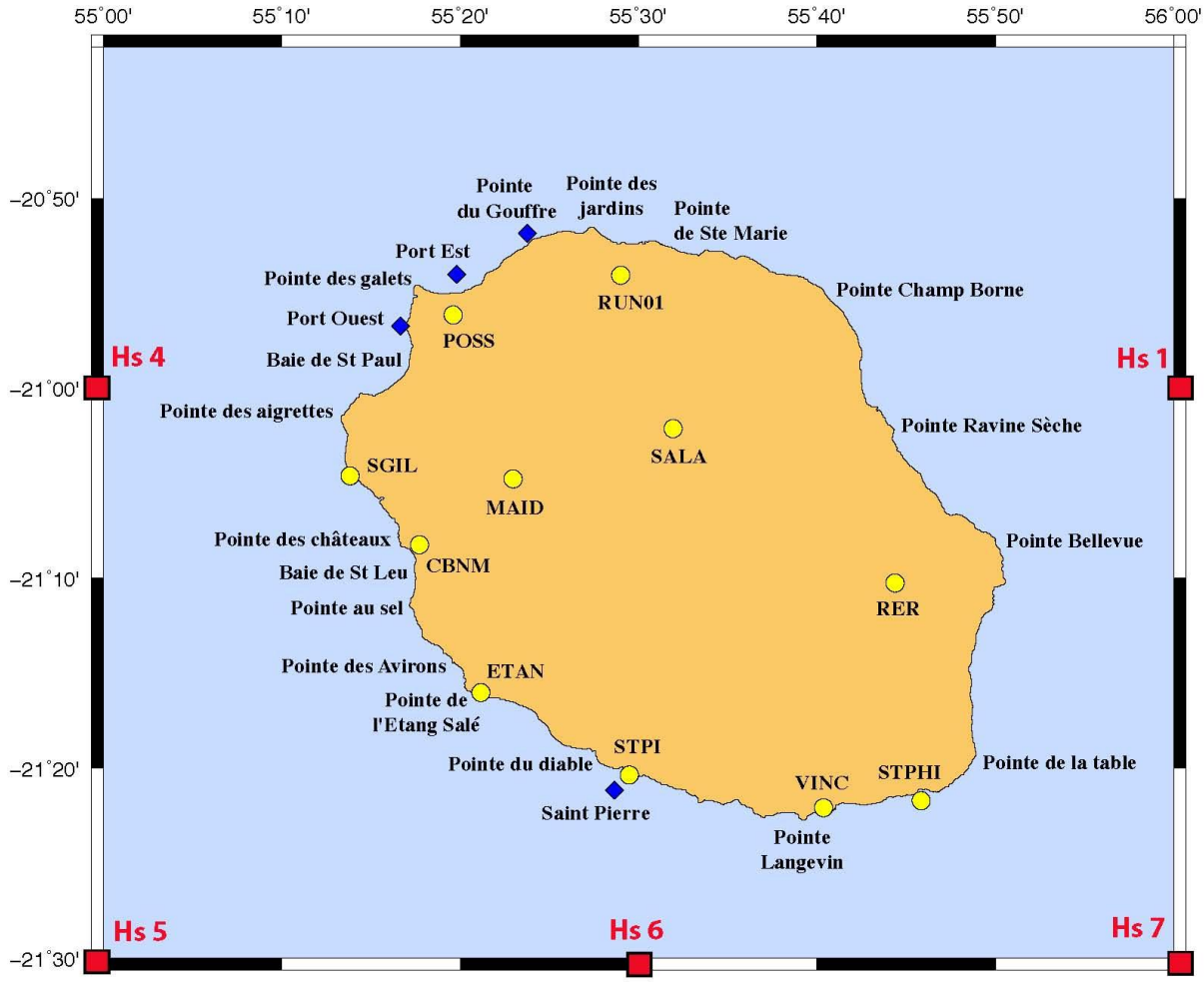

Figure 65 : Carte de La Réunion avec localisation des stations sismiques (en jaune) et des houlographes permanents de la DDE (en bleu). Les carrés rouges représentent des mailles du modèle de vague global WAVEWATCH III.

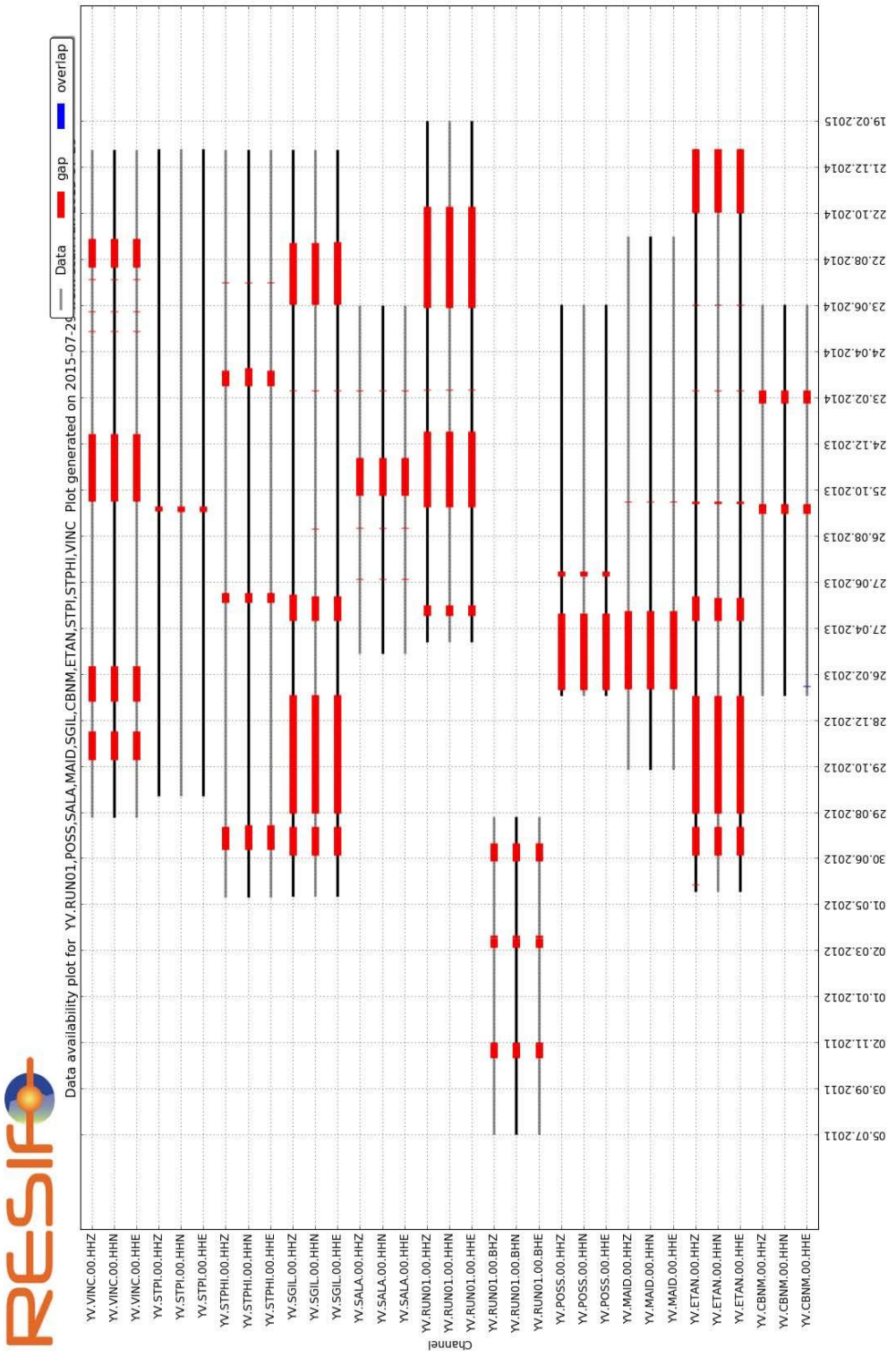

Figure 66 : Calendrier de disponibilité des stations installées à La Réunion entre Juillet 2011 et Février 2015 (Source : RESIF). Etat des lieux septembre 2015. Les dernières données des stations MAID, POSS, SALA et CBNM (démontées en juin 2015) n'étant pas encore en ligne à RESIF.

4.2.2 Les observations houlographiques

Les houlographes de la DDE

Sur l'île de La Réunion, la DDE possède aujourd'hui seulement deux houlographes en fonctionnement, mais six ont été en service au cours des dernières décennies. Ces houlographes sont de type « DATAWELL », non directionnels, installés sur des profondeurs d'environ 20 à 30 m. Leur positionnement est représenté sur la Figure 65. Trois houlographes supplémentaires, à Sainte-Rose, Vincendo et Saint-Pierre ont également été mis en place par la DDE mais ils ne sont plus opérationnels aujourd'hui. La liste des houlographes de La Réunion est présentée dans le Tableau 8 ci dessous :

Nom	Date de mise en service	Date de fin de service	Profondeur (m)	Paramètres mesurés
Port Est (Baie de la Possession)	19/11/1996	-	25	Hs,Tp
Port Ouest (Rivière des Galets)	25/02/1997	-	33	Hs,Tp
Pointe du Gouffre	15/05/2000	03/01/2013	31	Hs,Tp
Vincendo	03/09/2004	20/03/2009	30	Hs,Tp
Saint Pierre	26/09/2000	16/11/2010	27	Hs,Tp
Sainte Rose	22/11/2000	05/02/2002	35	Hs,Tp

Tableau 8 : Caractéristiques des houlographes de la DDE en service à La Réunion. À noter qu'aucun de ces houlographes ne fournit la direction de propagation de la houle, paramètre *Dp*.

Certains de ces houlographes ont pu mesurer la houle cyclonique de Gamède (2007) ainsi que les houles australes de mai 2007. Ces mesures sont présentées dans les parties suivantes concernant l'étude des houles de référence à La Réunion.

Les houlographes du chantier de la nouvelle route du littoral

D'autre part, dans le cadre du programme de la nouvelle route du littoral reliant Le Port Est à Saint Denis Barachois, une campagne océanographique a été menée par NortekMed sur la côte nord-ouest de l'île de La Réunion sur une durée de plus d'un an. Ainsi, de juillet 2011 à octobre 2012, les paramètres océanographiques de houle, courant, niveau d'eau, température et turbidité ont été mesurés sur le site au niveau de 4 stations de mesure réparties au large du littoral reliant La Possession à Saint-Denis (Figure 67). La campagne

océanographique a ensuite été prolongée et seules deux stations de mesure ont été redéployées en mer entre octobre 2012 et février 2013 au niveau de la baie de La Possession (RN2) et de la Pointe des Jardins (RN4). Le 23 février 2013, les deux stations de mesure immergées et posée sur le fond marin sur tripode ont été remplacées par des bouées océanographiques. Ces bouées « Alizé » assurent la mesure du profil de courant sur la colonne d'eau, de la houle, de la température de l'eau ainsi que des paramètres météorologiques (vent, précipitations, pression atmosphérique, température et humidité relative). Cependant, suite au passage du cyclone Béjisa le 2 janvier 2014, la bouée Alizé RN2 a déradé à 10h30 (heure locale) au moment du pic du cyclone. La bouée a été retrouvée échouée sur la plage de La Possession en très mauvais état. Le cyclone est également responsable d'une dérive sensible de la bouée Alizé RN4 vers l'est. Les mesures océanographiques ont pu reprendre sur le site RN4 à partir du 10 janvier 2014, et sur le site RN2 à partir du 11 janvier 2014 où un capteur AWAC a été installé et monté sur tripode en fond de mer pour assurer les mesures de courant et de houle. Les mesures océanographiques de ces deux stations sont disponibles jusqu'à la fin de la campagne, le 9 mars 2014. Les caractéristiques des houlographes de la campagne de NortekMed sont résumées dans le Tableau 9.

Figure 67 : Carte de côte nord-ouest de La Réunion avec la localisation des 4 houlographes temporaires du chantier de la nouvelle route du littorale (triangle blanc) et des stations sismiques RUN01 et POSS (en orange). Google Earth, Crédits Image DigitalGlobe

Nom	Latitude WGS84	Longitude WGS84	Date de mise en service	Date de fin de service	Profondeur (m)	Paramètres mesurés	Instrumentation
RN 1	20°55,343'S	55°19,497'E	20/07/2011	15/10/2012	25	Hs,Tp,Dp	AWAC 1 MHz
RN 2	20°54,614'S	55°20,755'E	20/07/2011	09/03/2014	21	Hs,Tp,Dp	AWAC 1 MHz
RN 3	20°52,393'S	55°23,777'E	20/07/2011	15/10/2012	31	Hs,Tp,Dp	AWAC 600 kHz
RN 4	20°51,767'S	55°27,055'E	21/07/2011	09/03/2014	39	Hs,Tp,Dp	AWAC 600 kHz

Tableau 9 : Caractéristiques des houlographes de la campagne de NortekMed. Source : Rapport d'étude EON 1111 C3 COU 13 00A 10 11, Rapport 1 – Juillet/Septembre 2011 par NortekMed.

L'état de mer se définit à partir de trois paramètres essentiels : la hauteur significative *Hs* (hauteur crête à creux), la direction de propagation *Dp* et la période *Tp* des vagues. La définition déterministe de ces paramètres est rendue très difficile du fait de l'aspect souvent trop chaotique de l'état de mer. Une analyse vague par vague permet de définir le H1/3 qui tend à représenter la hauteur des vagues qu'un marin expérimenté estimerait visuellement pour une mer donnée. Elle correspond à la moyenne du tiers des plus grandes hauteurs mesurées, exprimée en mètres. L'approche spectrale permet de déterminer le Hm0, définition conseillée par l'Organisation Mondiale de la Météorologie pour la hauteur significative. La période de pic (*Tp*) est la période associée au pic maximal du spectre d'énergie, exprimée en secondes. La direction de pic (*Dp*) est la direction associée à la fréquence pic du spectre d'énergie. Il s'agit de la direction de provenance, exprimée en degrés.

4.2.3 Les modèles numériques de vagues

Le modèle global WAVEWATCH III

Les données issues du modèle de génération de vagues WAVEWATCH III [*Tolman*, 2002] du National Center for Climate Prediction (NCEP) de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) sont utilisées pour quantifier les houles à proximité de La Réunion. Il s'agit d'un modèle de 3ème génération qui calcule des paramètres des vagues tels que la hauteur significative, la période et la direction, à partir de vents de surface générés par

un modèle atmosphérique assimilant des données in-situ. Les archives du modèle global sont disponibles d'août 1999 à décembre 2014 avec une résolution spatiale de 0.5° et une résolution temporelle de 3h. Les mailles du modèle couramment utilisées dans cette étude sont représentées par les carrés rouges sur la Figure 65, il s'agit des points: Hs1 (21°S, 56°W) pour la façade est, Hs4 (21°S, 55°W) pour la façade ouest et Hs6 (21.5°S, 55.5°W) pour la façade sud.

Le modèle régional SWAN et les données bathymétriques

La résolution spatiale des modèles de vagues globaux ne permet pas toujours de reproduire correctement les vagues générées par les cyclones. De plus, dans ces modèles, les îles sont absentes ou très simplifiées et il n'est donc pas possible de prendre en compte les effets de sites liés à la géométrie du trait de côte et à la bathymétrie locale. Pour étudier plus finement l'impact de la houle sur l'île de La Réunion, il est nécessaire d'utiliser un outil de modélisation à échelle régionale couplé à des données de bathymétrie locale avec une résolution suffisamment fine pour reproduire correctement les vagues localement en prenant en compte les effets de site. Le modèle SWAN (Simulating WAves Nearshore) [*Booij et al.*, 1999], développé à l'Université de Technologie de Delft aux Pays-Bas, permet de calculer les paramètres décrivant la houle au niveau des zones côtières, des lacs et des estuaires, à partir de données de vent, de bathymétrie et de courants. Une description détaillée du modèle est faite dans Booij [2004]. SWAN peut fonctionner en mode stationnaire (données de forçage constantes dans le temps) ou transitoires (données de forçage dépendantes du temps). Il est formulé en coordonnées cartésiennes (domaine de faible emprise) ou sphériques (domaine de grande emprise), le maillage pouvant être rectangulaire ou curviligne. SWAN modélise les processus de propagation suivants : propagation à travers un espace géographique, gonflement de la houle, réfraction due à des variations spatiales du fond ou des courants, diffraction, blocage ou réflexion par des courants de retour, transmission à travers des obstacles, blocage ou réflexion à cause de ces obstacles. SWAN modélise également les processus de génération et de dissipation dus à la houle : génération par le vent, interactions non linéaires entre les vagues, dissipation par moutonnement, dissipation d'énergie par déferlement dû aux variations de profondeur ou aux courants, dissipation d'énergie par frottement au fond. SWAN ne doit pas être utilisé sur des domaines où les variations de profondeur sont

importantes sur une échelle horizontale de quelques longueurs d'onde comme à proximité immédiate d'obstacles (jetées, brises lames) ou au niveau des ports.

Les données bathymétriques utilisées dans cette étude proviennent du GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans, http://www.gebco.net) qui sont libres d'accès à une résolution de 30 secondes d'arc, ainsi que les données bathymétriques provenant des modèles numériques de terrain de la plate-forme de modélisation hydrodynamique du littoral réunionnais (projet HYDRORUN coordonné par la Délégation Ifremer océan Indien et le laboratoire Dyneco-Ifremer/Brest). Elles regroupent les données issues des campagnes océanographiques OEHLER (2005), ERODER (2006), FOREVER (2006), Litto3D (2009) et SHOM. Le projet HYDRORUN a bénéficié, entre 2009 et 2012, du soutien financier de l'Union Européenne (Fonds FEDER Réunion), du Conseil Régional de La Réunion, de l'Office de l'Eau de La Réunion, de l'Etat-DEAL de La Réunion et de l'Ifremer.

Ces données ont été utilisées pour générer 4 domaines de modélisation, de résolutions et d'emprises différentes (Tableau 10) :

ID	Emprise	Dx/Dy (°)	Nx/Ny	Data Source
R0	53/63°E 25/19°S	0.1/0.1	101/61	GEBCO
R1	54.5/56.5°E 22/20°S	0.02/0.02	101/101	GEBCO
R2	55/56°E 21.5/20.7°S	0.004/0.004	251/201	HYDRORUN
R3	55.15/55.35°E 21.05/20.9°S	0.0008/ 0.0008	251/188	HYDRORUN

Tableau 10 : Descriptif des quatre niveaux du modèle régional de houle SWAN

Les données de forçage en surface correspondent aux composantes du vent à 10 m d'altitude et proviennent du centre européen ECMWF. Il s'agit des données ERA-INTERIM à une résolution de 0.125° qui couvrent la période de 1979 à aujourd'hui :

http://apps.ecmwf.int/datasets/

Les données de forçage aux frontières du domaine R0 proviennent du modèle global de vagues WAVEWATCH III avec une résolution de 0.5°. Les données sont extraites sur chaque bordure de R0 afin de créer des fichiers de conditions limites sur tout le pourtour du domaine. Les rangs R1, R2 et R3 utilisent par la suite les fichiers de conditions limites générés par les simulations des rangs précédents R0, R1 et R2 respectivement.

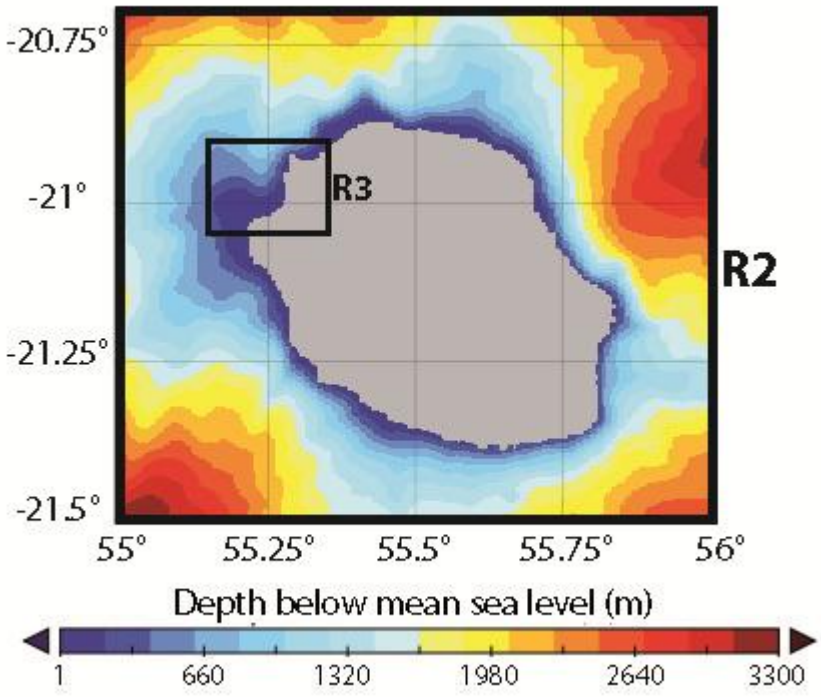

Figure 68 : Bathymétrie et emprises géographiques des domaines de modélisation R2 et R3.

4.2.4 Observations météorologiques

Une convention a été établie avec Météo-France Réunion dans le cadre de cette thèse pour l'accès auxdonnées cycloniques et météorologiques des systèmes ayant touchés l'île de La Réunion au cours de ces dernières années. Cette base de données se présente sous la forme d'un tableau contenant pour chaque cyclone et avec une fréquence de 6 h : la date et heure (UTC), l'intensité mesurée sur l'échelle de Dvorak (décimale), le type de système et la position du centre du cyclone (latitude et longitude en degrés). Lorsque l'information est disponible, ces données comprennent en outre : la vitesse du vent au niveau du rayon de vent maximal (en nœuds) et la pression atmosphérique (en hPa) au centre du cyclone. Les

évènements cycloniques qui seront étudiés dans cette partie sont : Gamède (2007), Dumile (2012), Felleng (2013) et Bejisa (2014).

4.2.5 Sélection des périodes d'intérêt

Toutes ces observations ont permis d'identifier et de détailler les événements majeurs de fortes houles qui ont touché La Réunion au cours de ces dernières années. Nous avons retenu deux événements de référence : le cyclone Gamède (2007) pour la houle cyclonique et la tempête exceptionnelle de mai 2007 pour la houle australe, qui seront présentés par la suite. Les autres événements sélectionnés sont, pour l'étude de la houle cyclonique : Dumile (2012), Felleng (2013) et Bejisa (2014), et pour l'étude de la houle australe : les deux épisodes qui ont frappé l'île en août 2013 et en juin 2014. Tous ces événements seront présentés de façon individuelle dans la partie suivante, à travers l'ensemble des observations « houle » disponibles et l'enregistrement du bruit sismique enregistré par la station permanente RER. Afin de caractériser les sources de bruit associées à tous ces événements, nous analysons le bruit microsismique dans différentes bandes de fréquences, et nous cherchons à le quantifier en termes d'amplitude, de période et de direction. Pour cela, nous utilisons différents outils : les spectrogrammes et les spectres de bruit nous permettent d'analyser le contenu fréquentiel du bruit microsismique. Pour pouvoir comparer les différents niveaux de bruit sismique, nous calculons la RMS de l'amplitude du bruit converti en déplacement pour chaque heure d'enregistrement. Enfin, pour calculer l'azimut du bruit microsismique, nous utilisons une méthode basée sur une analyse en composantes principales [*Pearson*, 1901; *Hoteling*, 1933] qui permet de caractériser l'ellipsoide du mouvement des particules en trois dimensions selon les trois composantes Est, Nord et Verticale. Les calculs d'azimut du bruit microsismique ont été réalisés en utilisant le programme informatique SVDS [*Reymond*, 2002].

4.3 Les houles cycloniques enregistrées par la station RER à La Réunion

4.3.1 Un cyclone de référence : Gamède (2007)

Le cyclone tropical Gamède (2007) fait partie des cyclones mémorables qui ont touchés La Réunion ces dernières décennies. Il a durablement affecté le temps sur l'île et son influence s'est fait ressentir pendant cinq jours, du 23 au 28 février 2007, sans que le cœur même du météore n'impacte l'île. En effet, Gamède n'a fait que contourner l'île par le nord avec un premier passage au plus près le 25 février à 250 km environ, puis par l'ouest avec un second passage le 27 février à moins de 300 km, avant de s'évacuer vers le sud le 28 février. Ainsi, l'île est restée en marge des conditions de vent réellement cycloniques présentes au cœur du phénomène. Cyclone de très grande taille pour le bassin (Figure 69), et ayant évolué lentement aux parages de l'île en décrivant une trajectoire capricieuse avec deux mini boucles, Gamède a soumis La Réunion à des conditions météorologiques très perturbées et a impacté tous les secteurs de l'île tour à tour, c'est pourquoi nous l'utiliserons comme cyclone de référence.

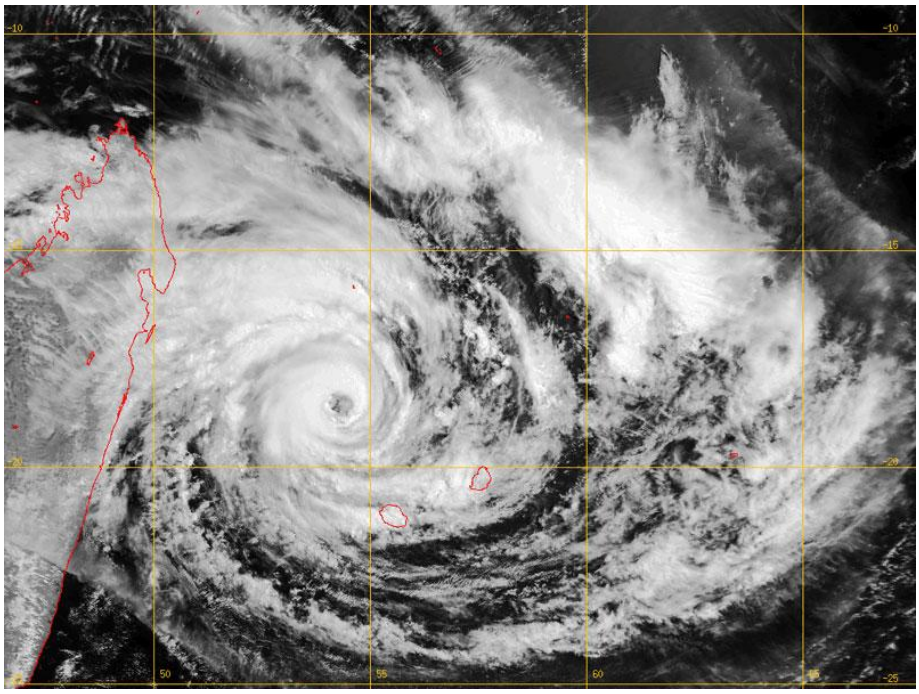

Figure 69 : Image satellite du cyclone Gamède le 25 février 2007 à 06:14 UTC. Crédit : Météo France.

Quelques chiffres permettent de décrire le phénomène à La Réunion avec des vents de 212 km/h et de 140 km/h relevés au Piton Maïdo et à Gillot respectivement, 5512 mm de pluie cumulée sur 9 jours au cratère Commerson, 100 millions d'euros de dégâts dont la destruction du pont de la rivière Saint-Etienne. Malheureusement, Gamède est aussi responsable de la mort de deux personnes à La Réunion et à Maurice, et de plusieurs blessés.

Pour étudier le bruit sismique associé à cet événement de référence, nous disposons de la station sismique permanente RER du réseau GEOSCOPE. Le spectrogramme calculé sur la composante verticale de la station RER montre que le maximum de bruit est enregistré entre le 24 février et le 1er mars 2007 (Figure 70). Un spectre de bruit calculé pendant cette période de bruit maximale montre clairement les pics du SM (entre 3 et 10 s) et du PM (entre 11 et 20 s) sur les trois composantes de la station (Figure 71).

La Figure 72 synthétise toutes les données relatives au cyclone Gamède (distance et intensité) ainsi que la hauteur de vague à quatre localisations différentes et la RMS du bruit sismique enregistré sur les trois composantes de la station RER dans les bandes de période du PM (11 à 20 s) et du SM (3 à 10 s).

On distingue clairement deux pics sur la RMS du bruit sismique pour toutes les composantes, et ils sont davantage accentués dans la bande de fréquence du SM. Le premier pic est centré peu avant le 25 février à 0h UTC et le second peu avant le 28 février à 0h UTC. Les deux pics sont à peu près d'égales amplitudes pour chaque composante dans le cas du SM, en revanche on remarque que le premier pic est proéminant dans le cas du PM, surtout pour les composantes horizontales.

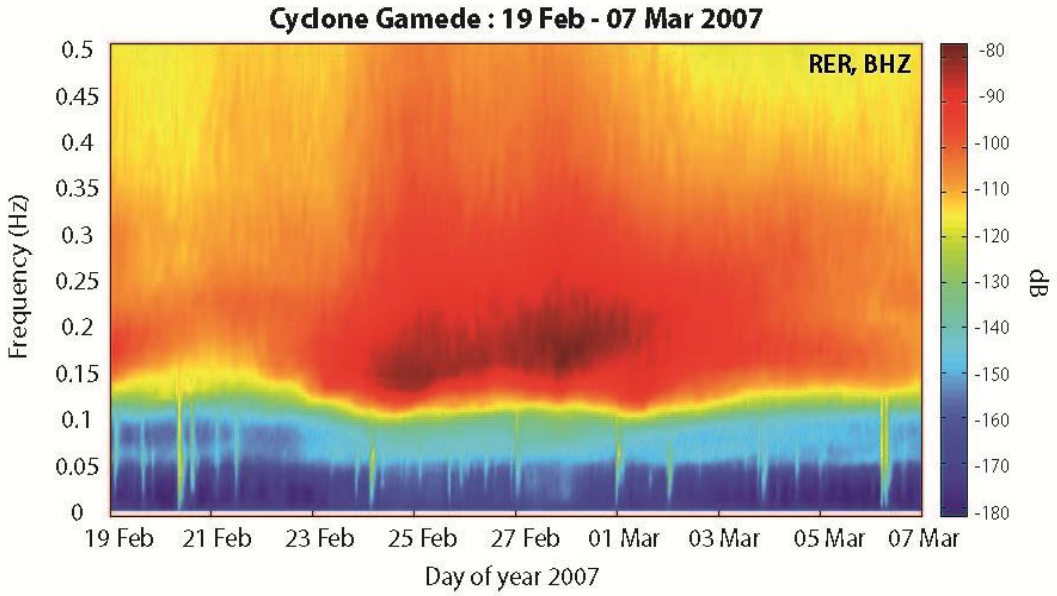

Figure 70 : Spectrogramme calculé sur la composante verticale de la station RER pendant le cyclone Gamède à La Réunion.

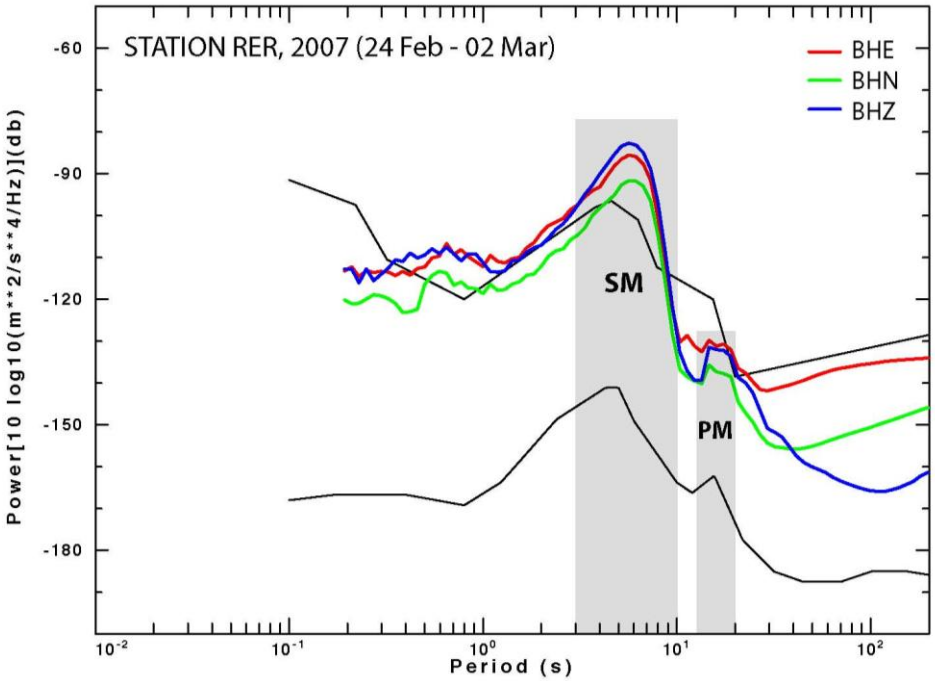

Figure 71 : Spectres de bruit calculés pour les trois composantes de la station RER du 24 février au 2 mars 2007. Les pics du SM (3-10 s) et du PM (11-20 s) sont indiqués par les bandes grisées.

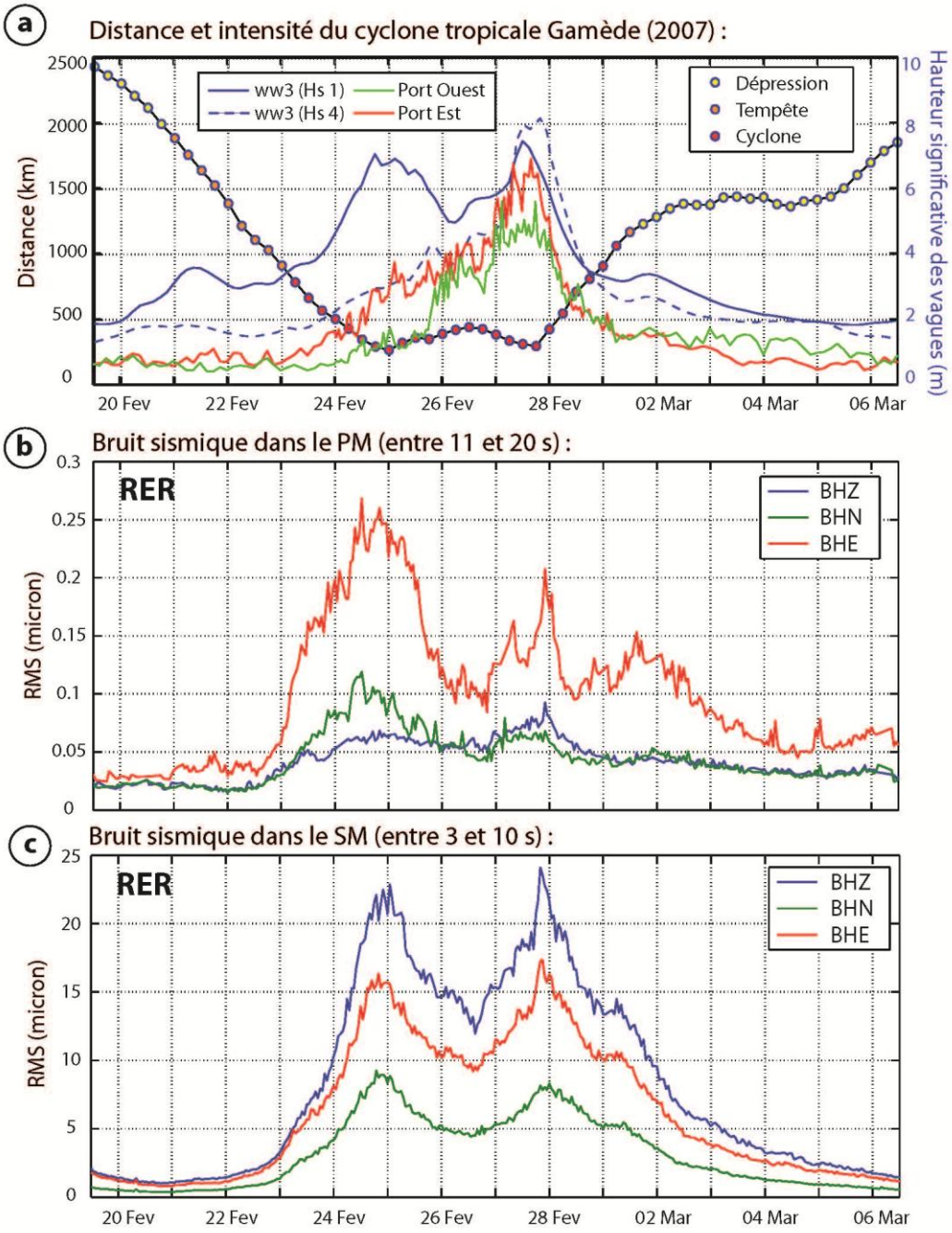

Figure 72 : a) Distance (en km, axe de gauche) et intensité (code couleur) du cyclone Gamède par rapport à la station RER avec la hauteur significative des vagues (en m, axe de droite) prédites par le modèle WAVEWATCH III aux mailles Hs1 (bleu en pointillés) et Hs4 (bleu en trait continu), ainsi que celle mesurée par les houlographes du Port Ouest (vert) et du Port Est (rouge). Voir Figure 65 pour la localisation des mailles et des houlographes. b-c) RMS du bruit sismique enregistrés sur les trois composantes de la station RER pendant le cyclone Gamède dans la bande de fréquence du PM (b) et du SM (c).

Les deux pics observés dans le niveau de bruit sismique (Figure 72b et c) peuvent s'expliquer par la dynamique du cyclone car ils coïncident avec les deux passages de Gamède

au plus proche de l'île. Les deux pics observés sur la RMS du PM de la composante E/O à RER coïncident également avec deux pics de houle prédits par le modèle WAVEWATCH III sur la maille Hs1 située à l'est de La Réunion (voir Figure 65). Le fait que le premier pic du PM soit proéminant peut s'expliquer par le fait que la houle cyclonique impacte la côte est dans un premier temps (à partir du 24 février à 18h UTC). Celle-ci génère une forte source de PM localement, qui sont alors peu atténués avant d'être enregistrés par la station RER, située à moins de 7 km de la côte nord-est. En effet, la houle prédite par le modèle de vague WAVEWATCH III à la maille Hs1 le 25 février à 0h UTC impacte la côte est frontalement, avec une direction de N085°E. Cet effet est clairement visible Figure 73 sur l'image correspondant au 24 février à 18h. Le second pic du PM est plus atténué car il correspond à l'impact de la houle cyclonique liée au second passage de Gamède (à partir du 27 février à 18h UTC), qui touche cette fois davantage la côte ouest que la côte est, en raison de son contournement de l'île (Figure 73). Celle-ci arrive obliquement avec une direction de N345°E à la maille Hs1 le 27 février à 18h UTC d'après le modèle WAVEWATCH III.

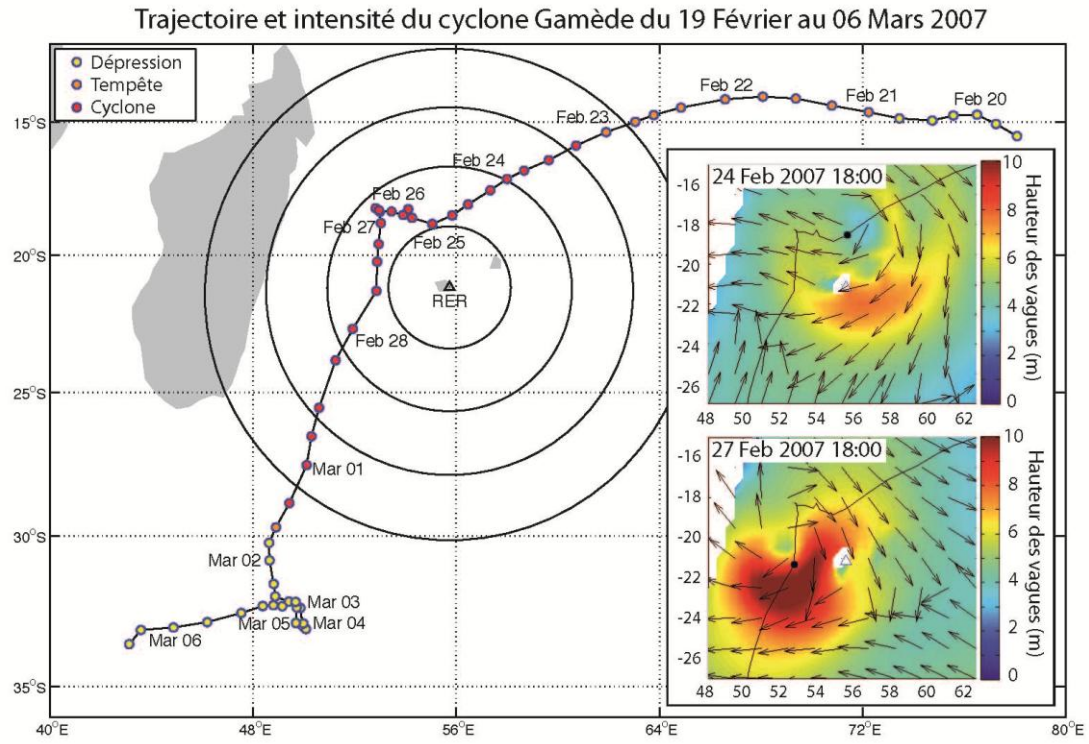

Figure 73 : Trajectoire et intensité du cyclone Gamède au large de l'île de La Réunion (Données Météo France Réunion). La station sismique RER est représentée par le triangle. Les cercles noirs concentriques centrés sur La Réunion sont espacés de 250 km. Les deux captures d'écran sur le bandeau de droite représentent l'évolution du cyclone Gamède, avec les directions et les hauteurs de vagues (en m) prédites par le modèle WAVEWATCH III à différentes dates. La station RER est représentée par un triangle blanc.

Le bruit sismique enregistré dans le PM à RER est maximum sur la composante horizontale E/O et atteint jusqu'à 0.25 microns. En revanche, le bruit sismique enregistré dans le SM est dominant sur la composante verticale et atteint pratiquement 25 microns. La signature du bruit sismique enregistré dans le SM à la station RER diffère donc de celle du PM et est davantage marquée dans le plan vertical. Cela peut s'expliquer par le fait que les sources de SM sont plus distantes au large, et donc que les microséismes secondaires enregistrés par la station RER sont dominés par des ondes de surface de type ondes de Rayleigh, plus développées dans le plan vertical. La Figure 72c montre que les deux pics observés dans le SM coïncident également avec les deux passages de Gamède au plus proche de La Réunion. Le premier pic est centré vers le 24 février à 18h UTC. À cette date, le modèle de vague WAVEWATCH III prédit une concentration de la houle sur une zone assez vaste d'environ 500 km x 200 km, située approximativement à 350 km à l'est de La Réunion. Nous avons expliqué précédemment qu'un tel système est propice à la génération de microséismes secondaires de classe I. De plus, le premier impact de la houle cyclonique commence à toucher la côte est à partir du 24 février vers 15h UTC, dès lors, la réflexion des vagues sur la côte peut également conduire à la génération de microséismes secondaires de classe II. Le deuxième pic du SM est lui observé vers le 27 février à 18h UTC. Cette fois encore le modèle de vague prédit une forte concentration de la houle sur une zone de 500 km x 350 km située à environ 250 km à l'ouest de La Réunion. Cette concentration débute à partir du 26 février à 0h UTC quand Gamède, après être resté immobile pendant quelques temps au nord-ouest de La Réunion, amorce un brusque changement de trajectoire et s'oriente plein sud. Cette accélération lui permet de développer une taille exceptionnellement grande pour le bassin, ainsi que des vagues d'une hauteur dépassant les 10 mètres au large. De nouveau, cette situation est propice à la génération de microséismes secondaires de classe I, et cette fois encore, après le deuxième impact de la houle cyclonique qui touche désormais la façade ouest à partir du 27 février à 12h UTC, le phénomène de réflexion des vagues à la côte peut conduire à la génération de microséismes secondaires de classe II.

La puissance du cyclone Gamède caractérisé par sa taille exceptionnellement grande pour le bassin, et sa trajectoire particulière qui l'a conduit à effectuer deux passages à proximité de La Réunion et à impacter les façades de l'île les unes après les autres, en font un cas d'étude de référence qu'il sera utile de comparer, en terme de niveau de bruit enregistré à RER, avec les autres évènements cycloniques qui ont touchés La Réunion entre 2012 et 2014.

4.3.2 Le cyclone tropical Dumile (2012-2013)

Dumile est le 3ème cyclone de la saison 2012-2013, il a atteint son pic d'intensité le 4 janvier à 0h UTC bien au sud de La Réunion. L'île n'est qu'effleurée par le cœur le plus actif associé au météore et échappe donc aux conditions les plus dégradées.

Lors de son passage le plus près de l'île à moins de 100 km de la côte ouest, il a des vents maximums sur 1 minute de 130 km/h et plus en rafale. Le vent de nord souffle malgré tout en tempête sur la côte ouest. Filant à 20-25 km/h, Dumile s'éloigne assez rapidement et les conditions s'améliorent à La Réunion à partir du 3 janvier.

Le cyclone a néanmoins causé de nombreux dégâts sur les réseaux d'eau, d'électricité et routiers ainsi que sur l'agriculture de l'île. Phénomène dont la trajectoire a été bien prévu par les modèles numériques, Dumile a apporté un épisode de temps très perturbé sur La Réunion mais ne restera pas comme un des cyclones mémorables ayant affecté l'île.

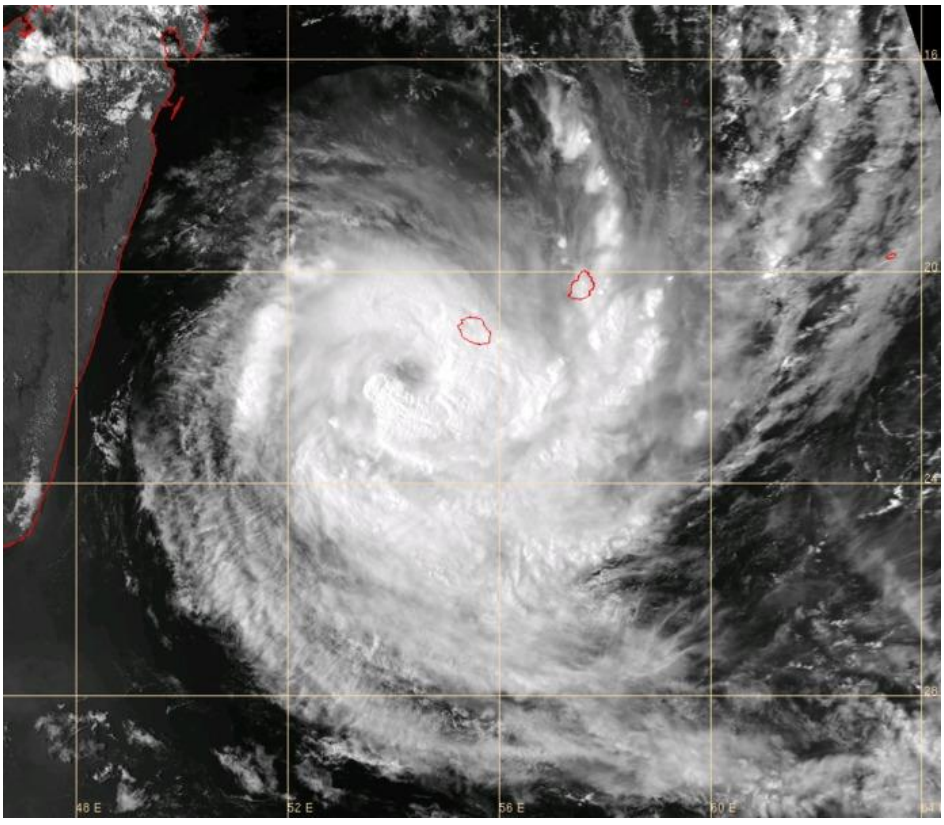

Figure 74 : Image satellite du cyclone Dumile le 3 janvier 2013 à 12:02 UTC. Crédit : Météo France

Concernant la houle de nord-est générée par le cyclone, celle-ci se renforce en fin de journée le 2 janvier et surtout la nuit suivante avec le rapprochement et l'intensification de

Dumile. Elle touche surtout les côtes nord-est, nord et nord-ouest. Cette houle atteint son paroxysme en mi-journée du 3 janvier quand elle vient alors du nord. C'est à la Pointe du Gouffre que l'on enregistre les vagues les plus hautes avec 11 m de hauteur maximale entre 10 et 11 h localement, et 6.3 m de hauteur significative. Avec l'évacuation rapide du cyclone vers le sud, la houle s'amortit en journée du 4 janvier avant de faiblir nettement à partir du 5 janvier.

Pour comparer cet évènement au cyclone de référence Gamède (2007), nous allons dans un premier temps étudier le bruit sismique associé au cyclone Dumile, tel qu'il a été enregistré par la station sismique permanente RER du réseau GEOSCOPE.

Le spectrogramme calculé sur la composante verticale de la station RER montre que le maximum de bruit est enregistré entre le 1er et le 7 janvier 2013 (Figure 75). Le spectre de bruit calculé pendant cette période montre clairement les pics du SM (entre 3 et 10 s) et du PM (entre 11 et 25 s) sur les trois composantes de la station (Figure 76).

La Figure 77 synthétise toutes les données relatives au cyclone Dumile (distance et intensité), avec la hauteur des vagues prédites par le modèle WAVEWATCH III à la maille Hs4 et celles mesurées par les houlographes du Port Ouest et du site RN4. La Figure 77 montre aussi la RMS du bruit sismique enregistré sur les trois composantes de la station RER dans les bandes de période du PM (11 à 25 s) et du SM (3 à 10 s).

On observe cette fois un seul pic principal dans la RMS du bruit sismique enregistré par la station RER pendant le cyclone Dumile (Figure 77), qui est associé à l'unique passage du météore à proximité de l'île. Cependant, on peut distinguer deux maximums successifs enregistrés dans la bande de fréquence du PM durant la journée du 3 janvier : le premier, vers 0h UTC, correspond à l'impact de la houle sur la façade nord-est, et le second, vers 6h UTC, correspond à l'impact de la houle sur la façade nord-ouest, comme on le voit sur les captures d'écran du modèle WAVEWATCH III de la Figure 78.

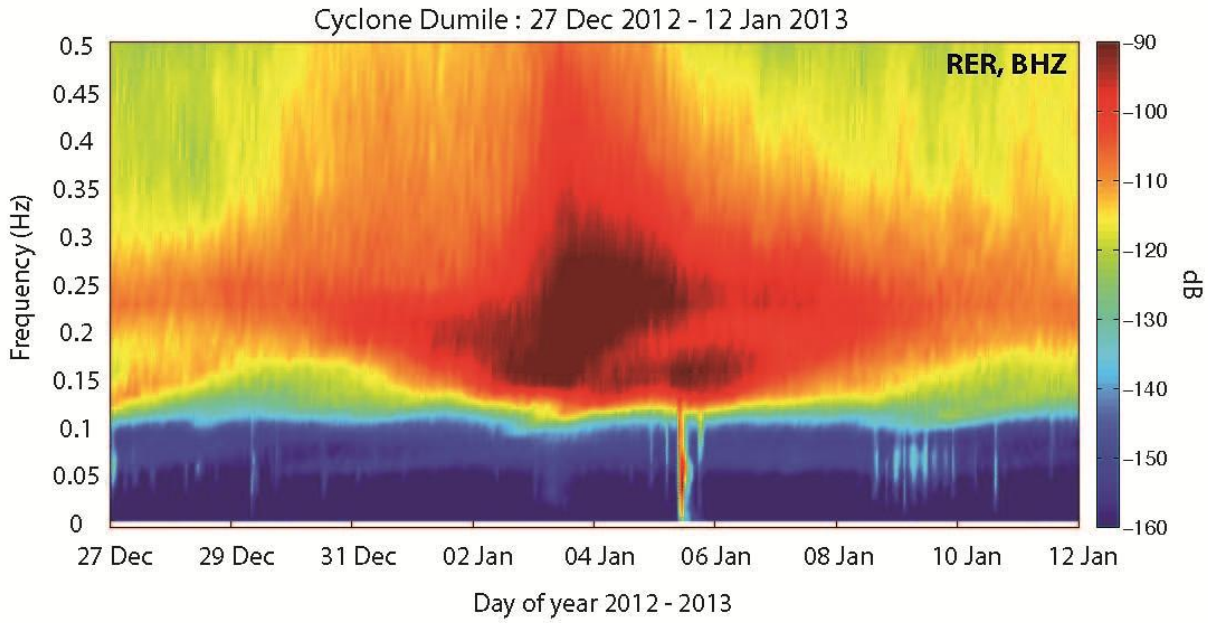

Figure 75 : Spectrogramme calculé à partir de la composante verticale de la station RER pendant le cyclone Dumile à La Réunion.

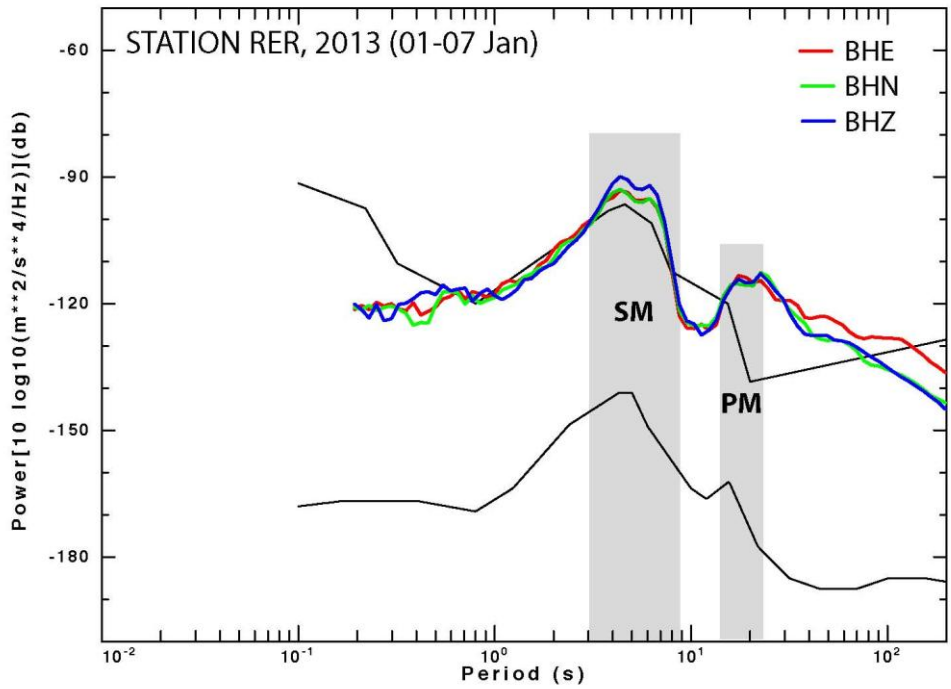

Figure 76 : Spectres de bruit calculés pour les trois composantes de la station RER du 1er au 7 janvier 2013. Les pics du SM (3-10 s) et du PM (11-25 s) sont indiqués par les bandes grisées.

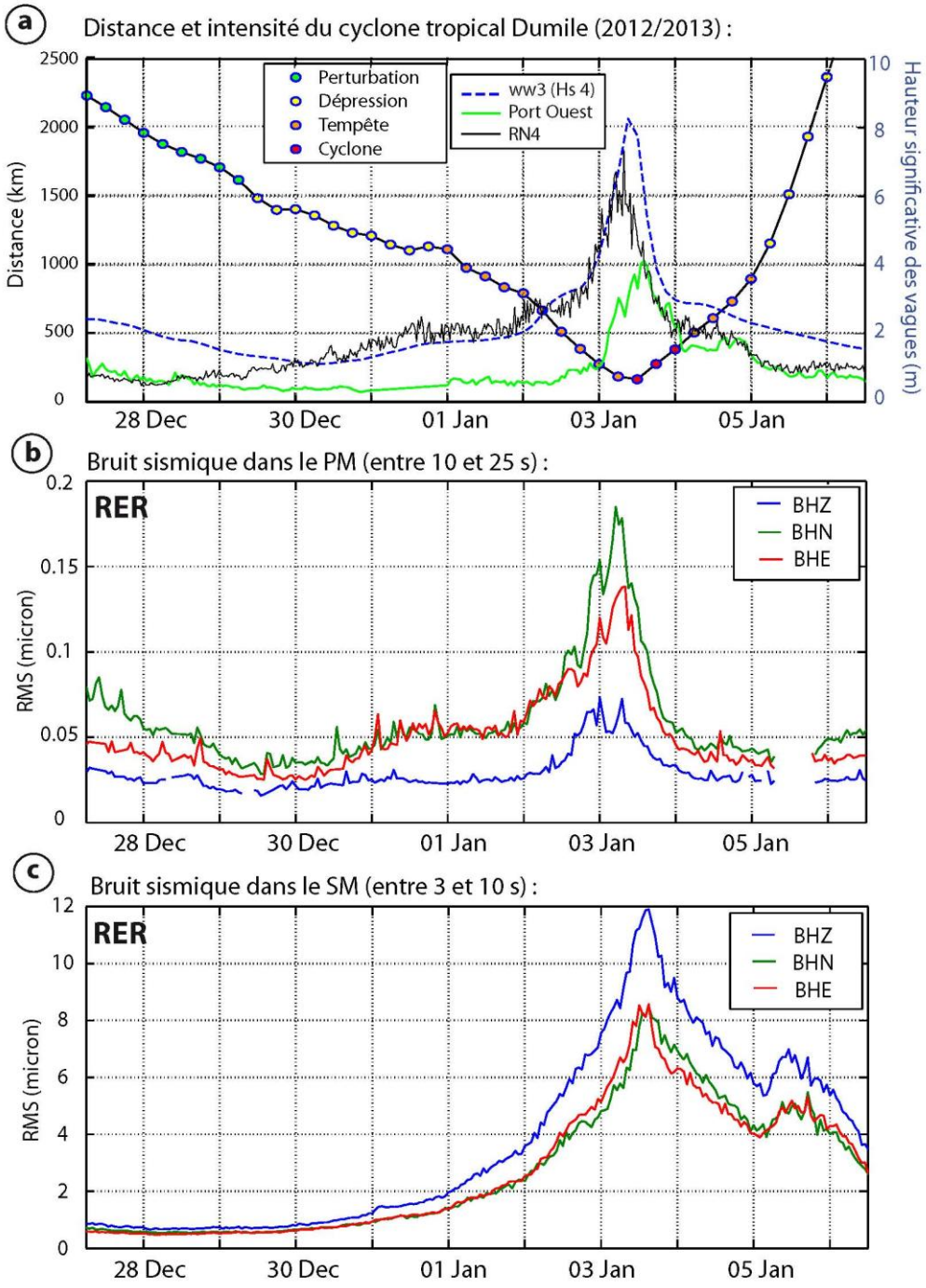

Figure 77 : a) Distance (en km, axe de gauche) et intensité (code couleur) du cyclone Dumile par rapport à la station RER avec la hauteur significative des vagues (en m, axe de droite) prédites par le modèle WAVEWATCH III à la maille Hs4 (bleu en pointillés), ainsi que celle mesurée par les houlographes du Port Ouest (vert) et du site RN4 (noir). Voir Figures 65 et 67 pour la localisation des mailles et des houlographes. b-c) RMS du bruit sismique enregistrés sur les trois composantes de la station RER pendant le cyclone Dumile dans la bande de fréquence du PM (b) et du SM (c).

Le pic principal du SM, un peu plus tardif que celui du PM, est lui centré le 3 janvier entre 12h et 18h UTC, au moment où Dumile, qui se situe alors au sud-ouest à moins de 250 km de La Réunion, s'est intensifié au stade de cyclone tropical. On remarque à nouveau que le bruit sismique enregistré dans le PM est dominant sur les composantes horizontales alors que dans le cas du SM, c'est sur la composante verticale qu'on observe le maximum d'énergie.

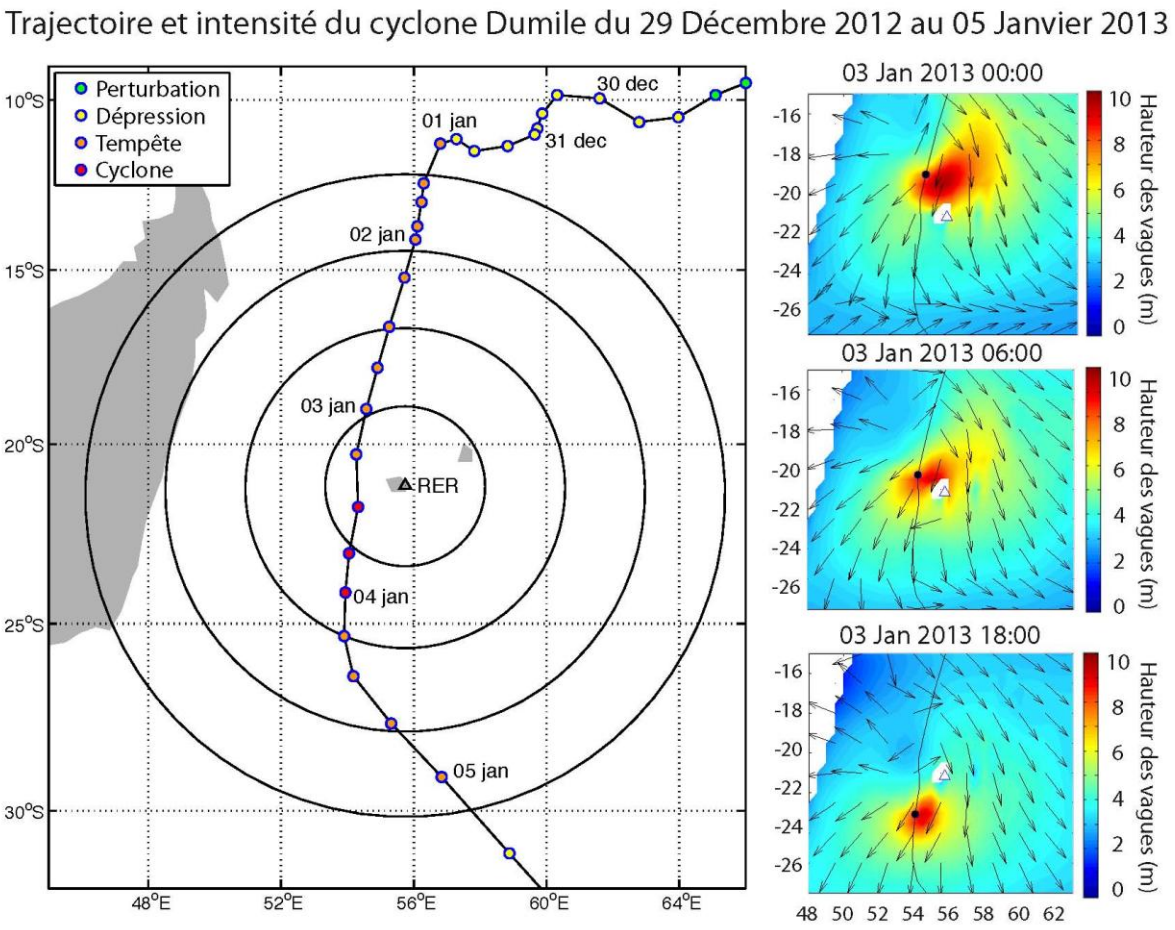

Figure 78 : Trajectoire et intensité du cyclone Dumile au large de l'île de La Réunion (Données Météo France Réunion). La station sismique RER est représentée par le triangle. Les cercles noirs concentriques centrés sur La Réunion sont espacés de 250 km. Les captures d'écran sur le bandeau de droite représentent l'évolution du cyclone Dumile avec les directions et les hauteurs de vagues (en m) prédites par le modèle WAVEWATCH III à différentes dates. La station RER est représentée par un triangle blanc.

4.3.3 Le cyclone tropical Felleng (2013)

Felleng est le 4ème cyclone de la saison 2012-2013, il a atteint son pic d'intensité le 30 janvier à 12h UTC avec des vents maximums de 212 km/h.

De par son extension (Figure 79), Felleng a concerné dans un premier temps les Seychelles avec des pluies diluviennes, puis il a ensuite longé les côtes est de Madagascar à 200 km où 6 victimes et 3 disparus sont à déplorer, et enfin il est passé à une distance de plus de 400 km des côtes ouest de La Réunion où une forte houle et des pluies intenses ont entrainé de nombreux dégâts sur les routes, les radiers et les cultures.

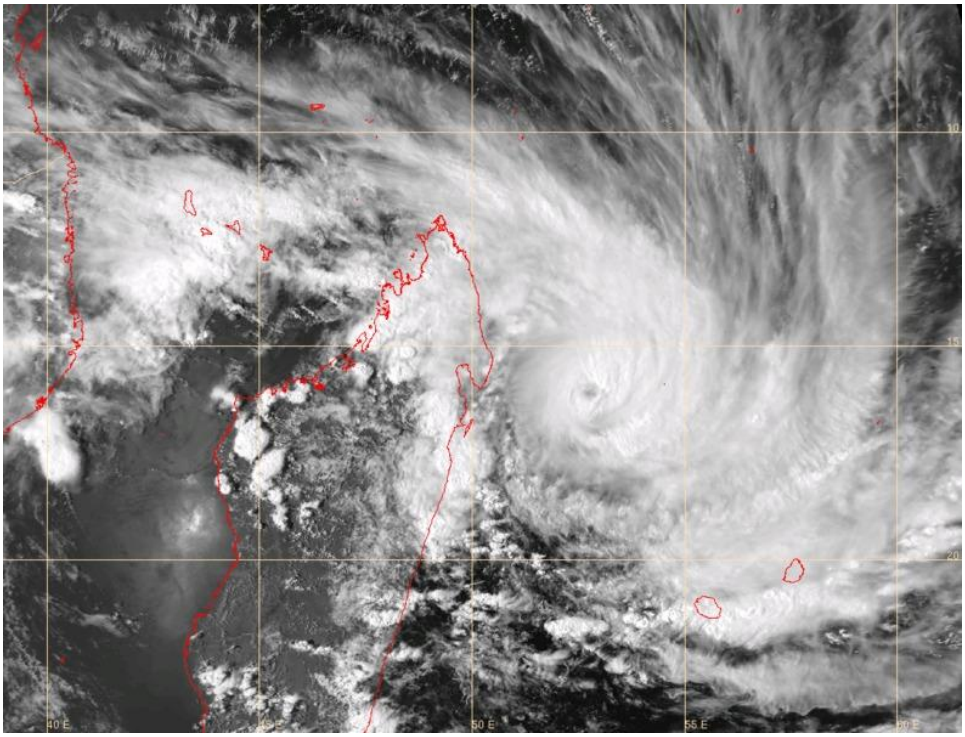

Figure 79 : Image satellite du cyclone Felleng le 30 janvier 2013 à 12:06UTC – Crédits : Météo France

Le spectrogramme calculé sur la composante verticale de la station RER montre que le maximum de bruit est enregistré entre le 29 janvier et le 4 février 2013 (Figure 80). Le spectre de bruit calculé pendant cette période montre clairement les pics du SM (entre 3 et 9 s) et du PM (entre 11 et 20 s) sur les trois composantes de la station (Figure 81).

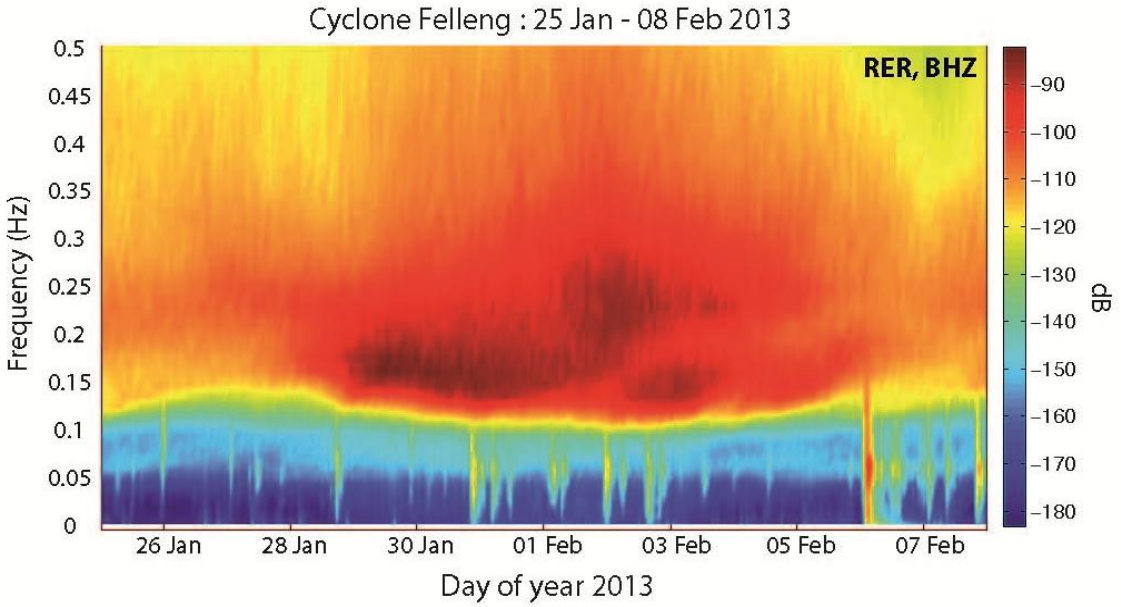

Figure 80 : Spectrogramme calculé sur la composante verticale de la station RER pendant le cyclone Felleng à La Réunion.

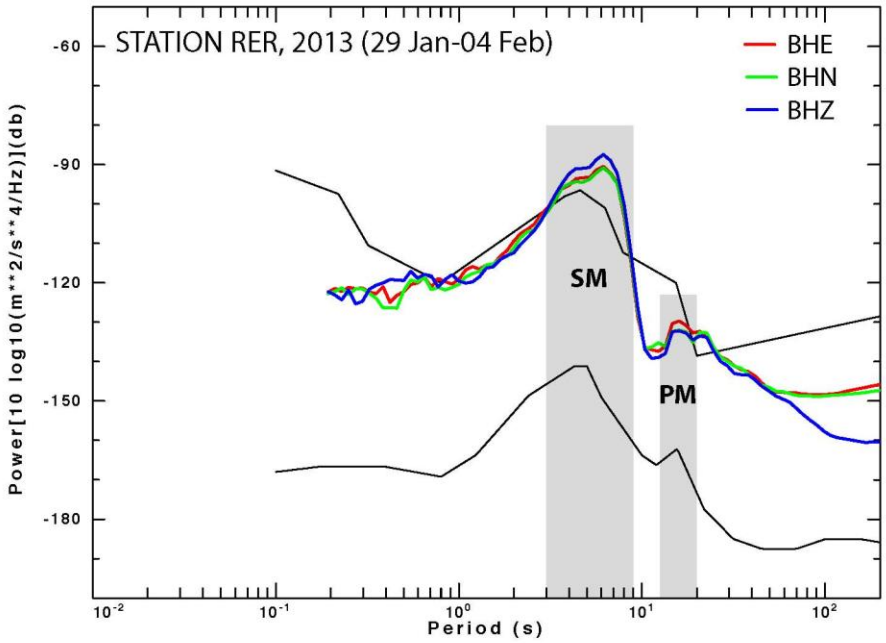

Figure 81 : Spectres de bruit calculés pour les trois composantes de la station RER du 29 janvier au 4 février 2013. Les pics du SM (3-9 s) et du PM (11-20 s) sont indiqués par les bandes grisées.

La Figure 82 synthétise toutes les données relatives au cyclone Felleng (distance et intensité) avec la hauteur des vagues prédites par le modèle WAVEWATCH III à la maille Hs4 et celles mesurées par les houlographes du Port Ouest, du Port Est et du site RN4, ainsi que la RMS du bruit sismique enregistré sur les trois composantes de la station RER dans les bandes de période du PM (11 à 20 s) et du SM (3 à 9 s). On observe dans le cas du cyclone Felleng un pic beaucoup plus large sur la RMS du bruit sismique enregistré par la station RER, avec un niveau de bruit qui reste élevé pendant plus de 5 jours, du 29 janvier au 3 février. Le maximum d'amplitude a lieu dans le PM autour du 31 janvier vers 0h UTC, alors que la houle cyclonique de Felleng atteint une hauteur significative maximale d'environ 5 m (Figure 82) et qu'elle impacte la côte nord-ouest de La Réunion, comme le montre les captures d'écran du modèle WAVEWATCH III de la Figure 83. Le bruit enregistré dans le SM pendant le cyclone Felleng a une allure caractéristique en plateau, avec un niveau qui reste élevé du 29 janvier au 3 février, qui correspond à la période pendant laquelle le cyclone évoluait au large de La Réunion à une distance inférieure à 1000 km. La première moitié du plateau (jusqu'au 31 janvier vers 06h UTC) a un niveau d'amplitude plus important, et correspond au maximum d'intensité du météore qui est en catégorie cyclone. Le niveau de bruit enregistré pendant la 2ème moitié du plateau est plus atténué, il correspond à l'affaiblissement de Felleng au stade de tempête tropicale.

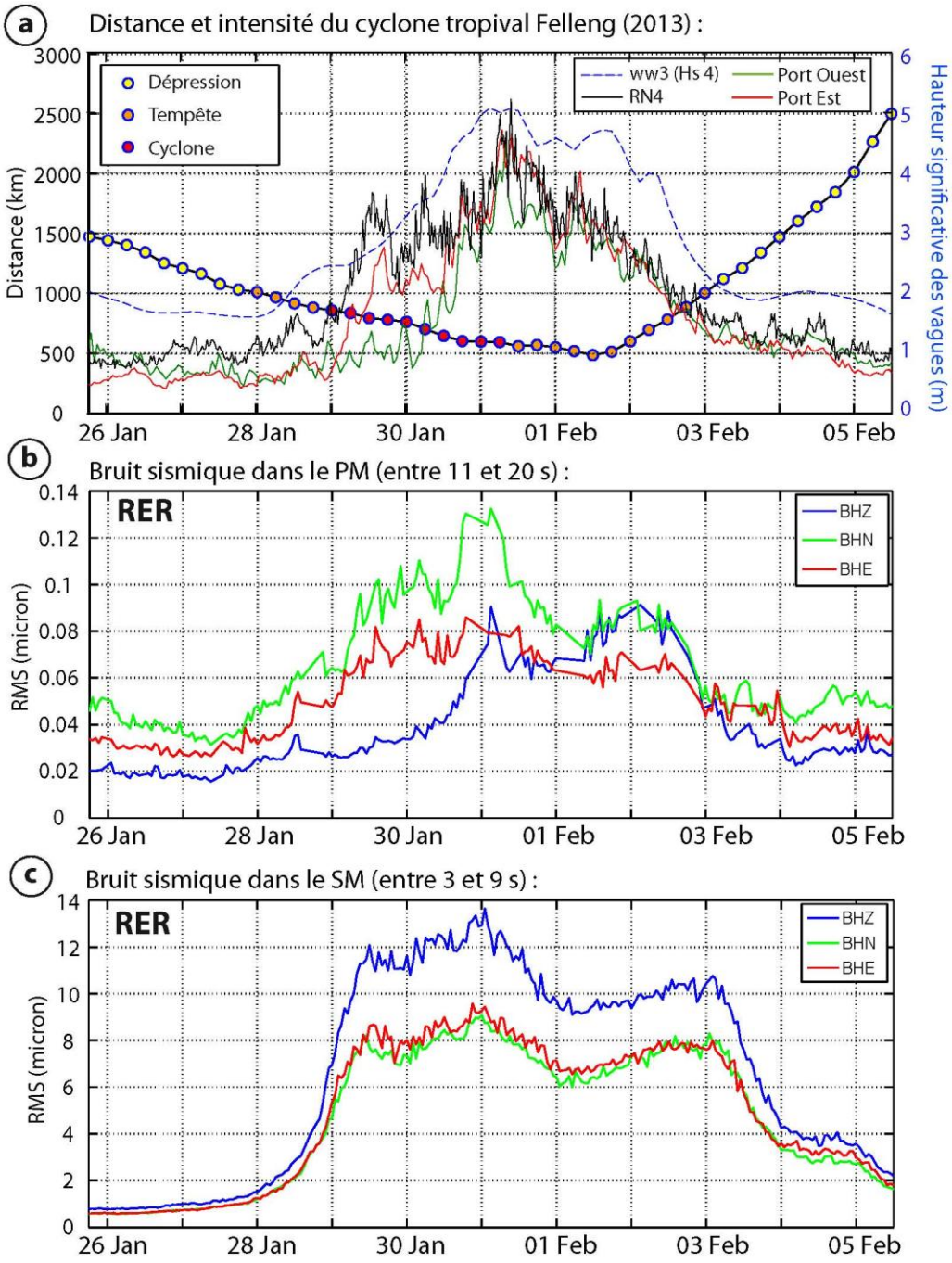

Figure 82 : a) Distance (en km, axe de gauche) et intensité (code couleur) du cyclone Felleng par rapport à la station RER avec la hauteur significative des vagues (en m, axe de droite) prédites par le modèle WAVEWATCH III à la maille Hs4 (bleu en pointillés), ainsi que celle mesurée par les houlographes du Port Ouest (vert), du Port Est (rouge) et du site RN4 (noir). Voir Figures 65 et 67 pour la localisation des mailles et des houlographes. b-c) RMS du bruit sismique enregistrés sur les trois composantes de la station RER pendant le cyclone Felleng dans la bande de fréquence du PM (b) et du SM (c).

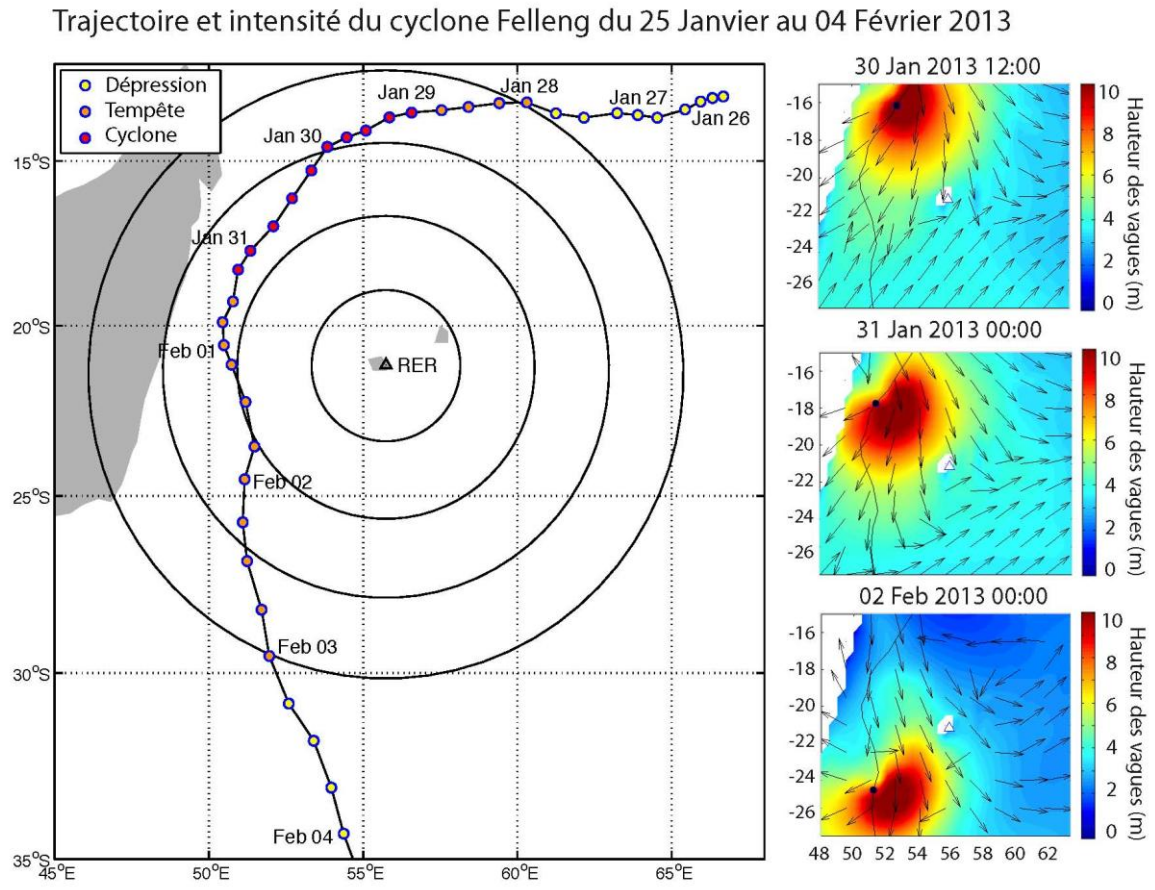

Figure 83 : Trajectoire et intensité du cyclone Felleng au large de l'île de La Réunion (données de Météo France Réunion). La station sismique RER est représentée par le triangle. Les cercles noirs concentriques centrés sur La Réunion sont espacés de 250 km. Les captures d'écran sur le bandeau de droite représentent l'évolution du cyclone Felleng avec les directions et les hauteurs de vagues (en m) prédites par le modèle WAVEWATCH III à différentes dates. La station RER est représentée par un triangle blanc.

4.3.4 Le cyclone tropical Bejisa (2013-2014)

Le cyclone Bejisa est le 3ème cyclone de la saison 2013-2014, il est passé très près de La Réunion le 2 janvier, entraînant de nombreux dégâts sur l'île, le décès d'une personne ainsi que 17 blessés. Les hauteurs d'eau observées à la Pointe des Galets et à Sainte-Marie ont été respectivement de l'ordre de 1.6 m et 1.7 m au dessus du zéro hydrographique, soit une surcote de l'ordre de 0.7 m pour les deux sites. Cependant, Bejisa n'a pas rivalisé avec les cyclones les plus intenses qui ont frappé l'île selon Météo-France, même si le préfet de La Réunion, Monsieur Jean-Luc Marx, a déclaré que son passage « est un épisode que n'avait pas connu La Réunion depuis 20 ans ». Les vents ont atteint 178 km/h au volcan, avec des rafales plus violentes que celles de Dumile (2013) ou de Gamède (2007) mais moindre que celles de Dina (2002). Il est tombé 1000 mm de pluie à Cilaos, dans le sud. La hauteur maximale des vagues a atteint 10 et 11 m sur les côtes nord et nord-ouest de l'île.

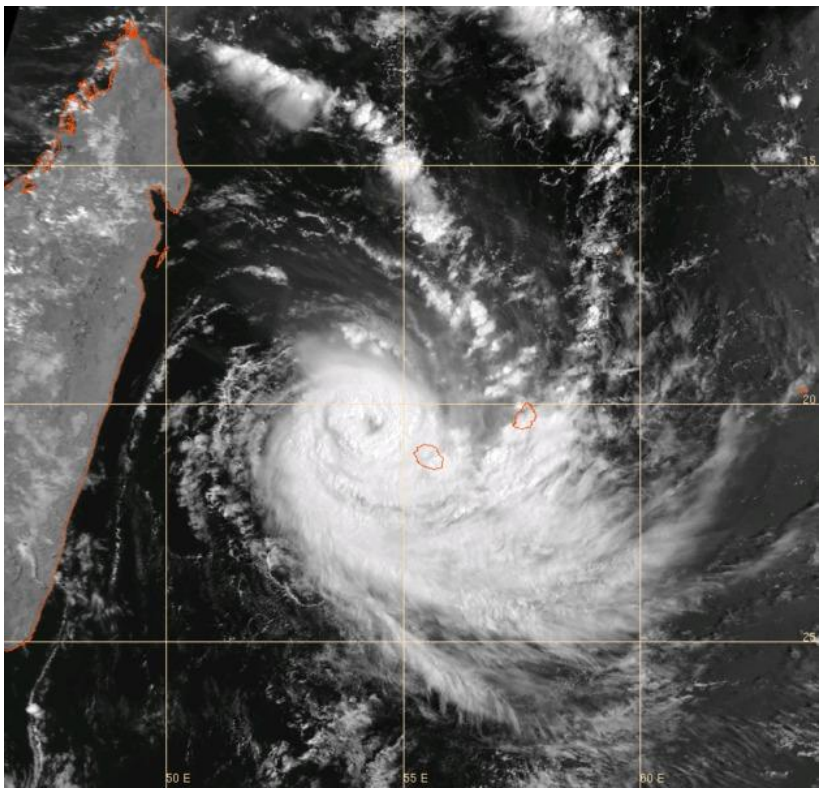

Figure 84 : Image satellite du cyclone Bejisa le 2 janvier 2014 à 05h40 UTC. Crédits : Météo France

Le spectrogramme calculé sur la composante verticale de la station RER montre que le maximum de bruit est enregistré entre le 1er et le 4 janvier 2014 (Figure 85). Le spectre de

bruit calculé pendant cette période montre clairement les pics du SM (entre 3 et 9 s) et du PM (entre 11 et 25 s) sur les trois composantes de la station RER (Figure 86).

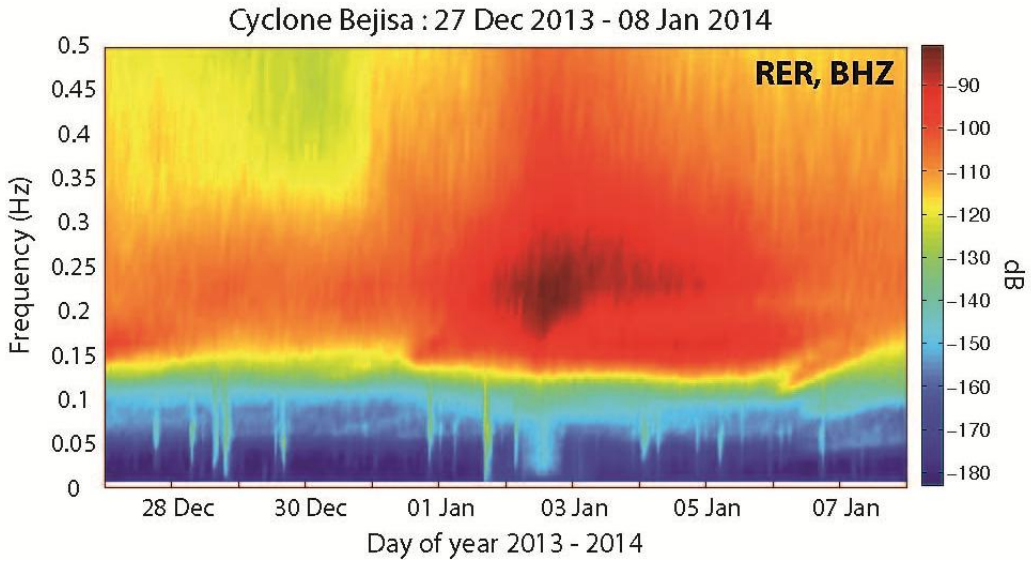

Figure 85 : Spectrogramme calculé sur la composante verticale de la station RER pendant le cyclone Bejisa à La Réunion.

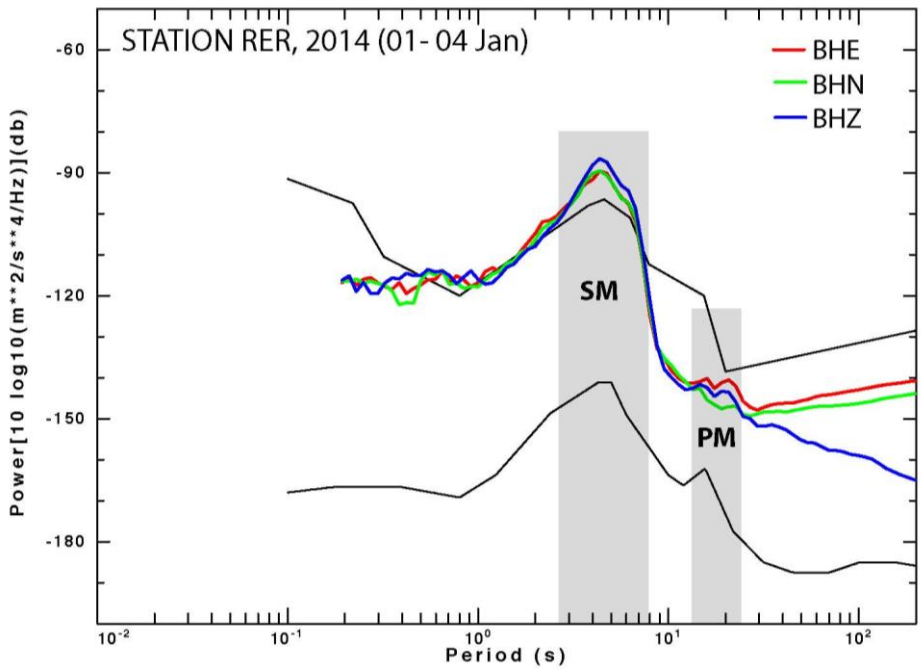

Figure 86 : Spectres de bruit calculés pour les trois composantes de la station RER du 1er au 4 janvier 2014. Les pics du SM (3-9 s) et du PM (11-25 s) sont indiqués par les bandes grisées.

La Figure 87 synthétise toutes les données relatives au cyclone Bejisa (distance et intensité) avec la hauteur des vagues prédites par le modèle WAVEWATCH III à la maille

Hs4 et celles mesurées par les houlographes du Port Ouest, du Port Est et du site RN4, ainsi que la RMS du bruit sismique enregistré sur les trois composantes de la station RER dans les bandes de période du PM (11 à 25 s) et du SM (3 à 9 s). On observe, dans le cas du cyclone Bejisa, un pic assez étroit de la RMS du bruit sismique enregistré dans le PM à RER, qui est assez similaire à celui observé dans le cas du cyclone Dumile. Le maximum d'amplitude est atteint dans le PM autour du 2 février vers 12h UTC, alors que la houle cyclonique de Bejisa atteint une hauteur significative supérieure à 7 m (Figure 87) et qu'elle impacte la côte ouest de La Réunion, comme le montre les captures d'écran du modèle WAVEWATCH III de la Figure 88. Le pic principal du SM est atteint au même moment, quand Bejisa, qui est alors au stade de cyclone, se situe à moins de 90 km au sud-ouest de La Réunion. Contrairement au pic plus étroit qu'on observe dans le PM, le niveau de bruit sismique enregistré dans le SM reste assez élevé pendant plusieurs jours, jusqu'au 5 janvier vers 12h UTC. Le modèle de vague WAVEWATCH III montre en effet qu'une large zone de forte houle se concentre à nouveau autour de la position de l'œil du cyclone annoncée par Météo France à partir du 3 janvier à 6h UTC, après un changement de trajectoire qui entraîne désormais Bejisa vers le sud-ouest.

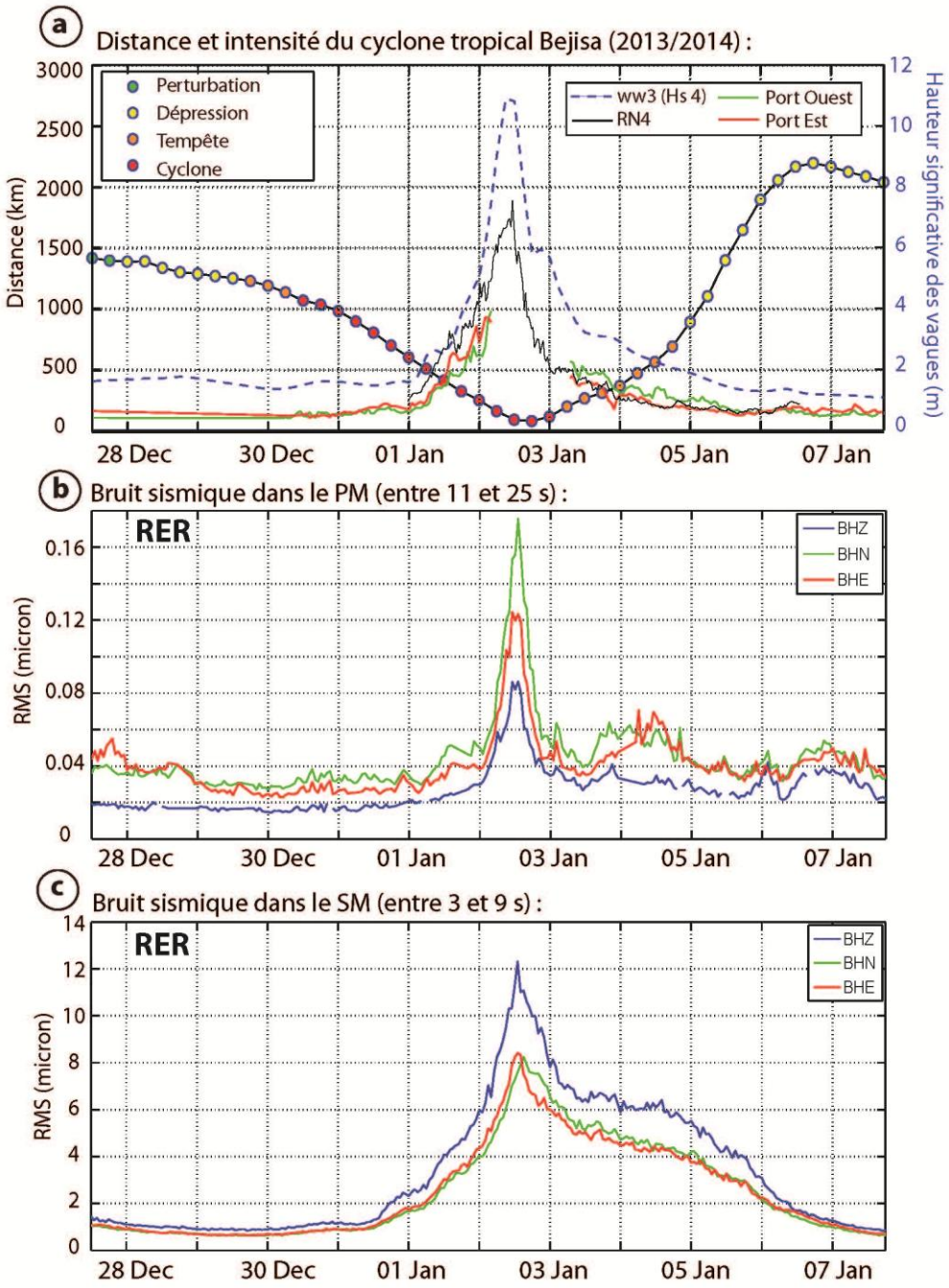

Figure 87 : a) Distance (en km, axe de gauche) et intensité (code couleur) du cyclone Bejisa par rapport à la station RER avec la hauteur significative des vagues (en m, axe de droite) prédites par le modèle WAVEWATCH III à la maille Hs4 (bleu en pointillés), ainsi que celle mesurée par les houlographes du Port Ouest (vert), du Port Est (rouge) et du site RN4 (noir). Voir Figures 65 et 67 pour la localisation des mailles et des houlographes. b-c) RMS du bruit sismique enregistrés sur les trois composantes de la station RER pendant le cyclone Bejisa dans la bande de fréquence du PM (b) et du SM (c).

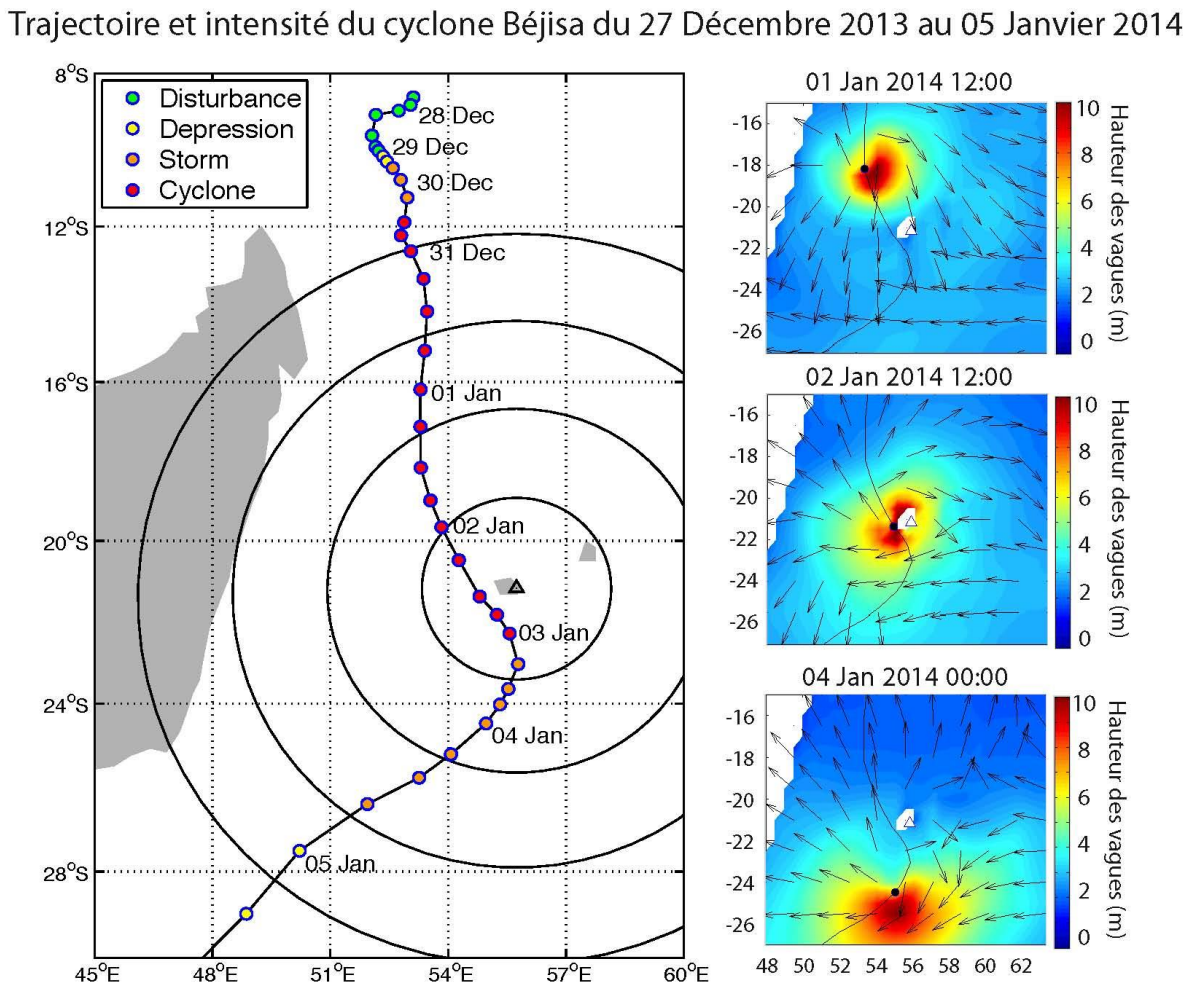

Figure 88 : Trajectoire et intensité du cyclone Bejisa au large de l'île de La Réunion (Données Météo France Réunion). La station sismique RER est représentée par le triangle. Les cercles noirs concentriques centrés sur La Réunion sont espacés de 250 km. Les captures d'écran sur le bandeau de droite représentent l'évolution du cyclone Felleng avec les directions et les hauteurs de vagues (en m) prédites par le modèle WAVEWATCH III à différentes dates. La station RER est représentée par un triangle blanc.

Pour conclure cette partie dédiée à l'analyse de différents évènements cycloniques enregistrés par la station permanente du réseau Geoscope RER, il apparaît que les cyclones Dumile et Bejisa présentent des signatures vraiment très similaires dans le bruit sismique qu'ils ont générés, aussi bien dans le PM que dans le SM. Il faut préciser que ces deux évènements ont des caractéristiques communes avec une trajectoire passant à l'ouest de La Réunion, un passage direct à proximité des côtes (moins de 250 km) en catégorie d'intensité cyclone, un déplacement relativement rapide (de 20 à 25 km/h) et une orientation plutôt

dirigée vers le sud. Ces dynamiques ont résulté dans la formation d'une forte houle cyclonique venant principalement du nord-ouest, qui a atteint une valeur maximale de hauteur significative de l'ordre de 7 m mesurée à la bouée du site RN4, et qui s'est rapidement atténuée à La Réunion, au bout d'une journée environ. Le bruit généré dans le PM est dominant sur la composante horizontale N/S, il atteint une valeur maximale autour de 0.18 microns pour ces deux évènements, et il montre une bonne corrélation temporelle avec la hauteur significative des vagues observées au site RN4. Le bruit généré dans le SM a plus d'amplitude, il est dominant sur la composante verticale et atteint une valeur maximale autour de 12 microns pour ces deux évènements.

La signature du cyclone Felleng dans le bruit sismique enregistré à RER a une allure différente : elle n'est pas concentrée sur un pic mais au contraire, elle s'étale en plateau dans le temps, sur une durée d'environ 6 jours. La houle cyclonique associée à Felleng a atteint une valeur maximale de hauteur significative moindre, avec à peine 5 m mesurée au site RN4, mais elle a touchée La Réunion plus durablement, pendant environ 5 jours. Le bruit généré dans le PM est également dominant sur la composante horizontale N/S, il atteint une valeur maximale autour de 0.13 microns et montre une assez bonne corrélation avec la hauteur significative des vagues observées au site RN4. Le bruit généré dans le SM pendant le cyclone Felleng a eu plus d'amplitude que celui généré pendant les événements Dumile et Bejisa, il a atteint 13.7 microns sur la composante verticale. Cela peut s'expliquer par la taille beaucoup plus importante de ce système, caractérisé par une zone de concentration de forte houle plus développée (d'après le modèle de vagues WAVEWATCH III) ce qui favorise la génération de microséismes secondaires de classe I.

La comparaison de ces événements avec le cyclone de référence Gamède doit prendre en compte certains éléments. D'abord, le capteur sismique de la station RER a été changé en septembre 2010, ce n'est donc pas le même que celui qui a enregistré les cyclones Dumile, Felleng et Bejisa. Cela pourrait expliquer le niveau de bruit particulièrement élevé qu'on observe sur la composante horizontale E/O, qui domine le bruit sismique dans le PM mesuré à RER pendant Gamède, et qui atteint jusqu'à 0.26 microns. D'autre part, Gamède a suivi une trajectoire capricieuse autour de La Réunion, avec un déplacement relativement lent, qui l'a fait impacter l'île à deux reprises, d'abord sur la façade est, puis sur la façade ouest. Enfin, sa taille exceptionnellement grande et sa proximité des côtes Réunionnaises ont favorisé la

génération de microséismes secondaires de classe I et II, expliquant le niveau très élevé du bruit sismique enregistré dans le SM, qui atteint 24.1 microns sur la composante verticale.

La Figure 89 montre les fonctions de transfert établies pour les cyclones Dumile, Felleng et Bejisa entre la hauteur significative des vagues (en m) observées au site RN4 et l'amplitude du bruit sismique dans la bande de fréquence du PM (en micron) enregistré sur la composante N/S de la station RER. Le cyclone Gamède n'est pas représenté pour les raisons détaillées ci-dessus, et aussi parce que le site RN4 n'était pas encore en service à cette date. Pour les trois cyclones Dumile, Felleng et Bejisa, on trouve une fonction de transfert reliant l'amplitude du PM à la hauteur des vagues du type logarithmique, dont la fonction moyenne pour ces trois épisode est indiquée dans l'encadré sur la Figure 89 et représentée par la courbe noire.

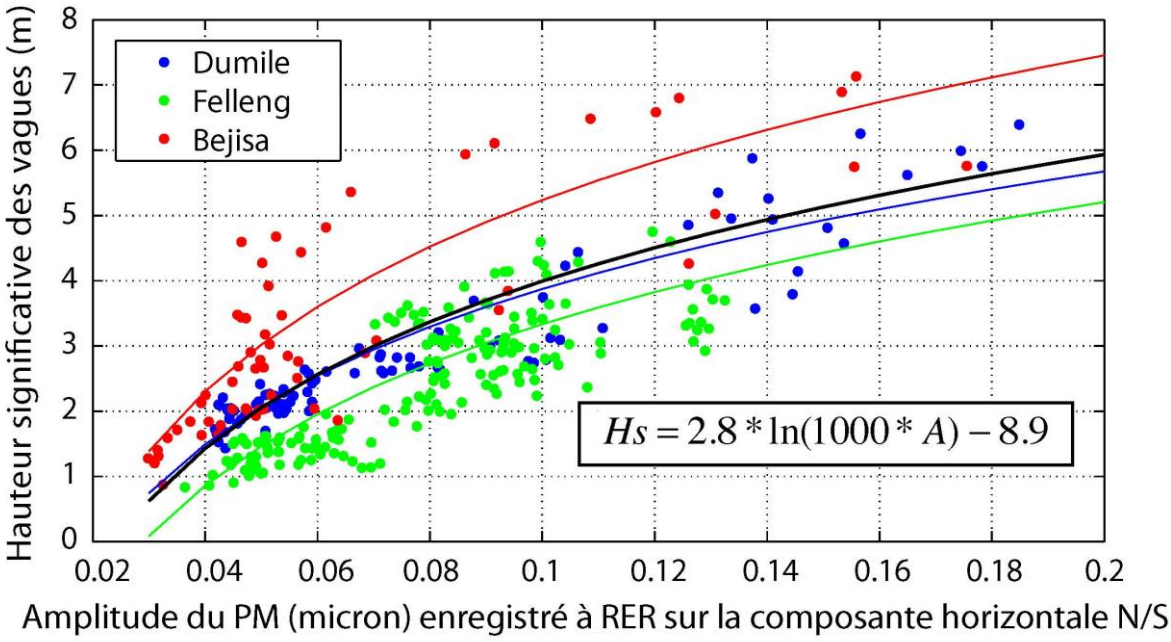

Figure 89 : Fonctions de transfert établies pour les cyclones Dumile (bleu), Felleng (vert) et Bejisa (rouge) reliant la hauteur significative des vagues observées au site RN4 (en m) avec l'amplitude du bruit microsismique enregistré dans la bande de fréquence du PM à la station RER sur la composante horizontale N/S. La formule encadrée correspond à la fonction moyenne de ces trois événements, représentée en noir sur le graphique.

Le Tableau 11 ci-dessous donne les paramètres statistiques (moyenne et écart-type) qui permettent d'évaluer la marge d'erreur (en m) sur l'estimation de la hauteur des vagues à partir du PM enregistré sur la composante horizontale N/S de la station RER, par rapport aux observations du houlographe au point RN4, pour les trois épisodes cycloniques Dumile,

Felleng et Béjisa. Les coefficients de corrélation entre le PM et la hauteur des vagues observées au point RN4 sont également précisés pour chaque cas.

Fonction de transfert	$Hs = 2.6\ln(1000 * A) - 8.1$		$Hs = 2.7\ln(1000 * A) - 9.1$		$Hs = 3.2\ln(1000 * A) - 9.5$	
Episode cyclonique	**Dumile** (1-5 janvier 2013)		**Felleng** (28 janvier – 4 février 2013)		**Béjisa** (1-3 janvier 2014)	
Marge d'erreur (en m)	**Moyenne**	**Ecart-type**	**Moyenne**	**Ecart-type**	**Moyenne**	**Ecart-type**
	0.37	0.32	0.46	0.32	0.74	0.49
Coefficient de corrélation	0.95		0.82		0.82	

Tableau 11 : Paramètres statistiques pour évaluer la marge d'erreur (en m) dans l'estimation de la hauteur des vagues à partir du PM enregistré sur la composante horizontale N/S à RER et les observations du houlographe au point RN4 pour les trois épisodes cycloniques.

On remarque que la fonction de transfert qui permet la meilleure estimation de la hauteur des vagues à partir du PM enregistré à la station RER est celle établie dans le cas du cyclone Dumile, avec une marge d'erreur de seulement 37 cm en moyenne, par rapport aux observations du houlographe au point RN4. On calcule également un fort coefficient de corrélation (0.95) entre l'amplitude du PM et la hauteur des vagues observées au cours de cet épisode. Si la marge d'erreur reste assez faible dans l'estimation de la hauteur des vagues à partir du PM dans le cas de la fonction de transfert établie pour Felleng, avec 46 cm d'écart en moyenne par rapport aux observations au point RN4, on trouve davantage de dispersion dans le cas du cyclone Béjisa, avec un écart moyen de 74 cm entre la fonction de transfert établie et les observations.

Ces résultats montrent qu'il n'est pas possible d'estimer de façon assez fiable la hauteur des vagues dans le cas des épisodes cycloniques à partir des seules données de la station sismique RER. Une piste pour aller plus loin pourrait être l'utilisation complémentaire du bruit microsismique enregistré et d'un modèle de source numérique.

4.4 Les houles australes enregistrées par la station RER à La Réunion

Dans cette partie nous nous intéressons aux événements de houles australes qui touchent fréquemment La Réunion pendant l'hiver austral entre mai et septembre, et qui frappent préférentiellement les côtes sud et ouest de l'île. Nous présenterons dans un premier temps l'événement de référence de mai 2007, puis deux autres événements plus récents qui ont eu lieu en août 2013 et en juin 2014.

4.4.1 Une houle australe de référence : mai 2007

Pendant l'épisode exceptionnel de houle australe qu'a connu La Réunion en mai 2007, deux pics de houle très marqués ont été observés : le premier dans la nuit du 12 au 13 mai avec des vagues dont la hauteur significative a atteint des valeurs de 6 m au large de l'île, et le second dans la soirée du 14 mai avec des valeurs de 5 m. Durant ces deux épisodes successifs, une valeur maximale de hauteur de vague atteignant 11.3 m a été enregistrée par le houlographe de Saint-Pierre lors du premier pic, puis une valeur maximale de 8 m lors du second pic. Ces événements extrêmes ont été d'autant plus destructeurs que les périodes associées aux pics de houles ont été de 14 à 16 secondes. La forte houle déferlant sur les côtes ouest et sud a provoqué la disparition de deux pêcheurs en mer et a causé de nombreux dégâts dans les ports de Saint-Gilles, Saint-Leu et Saint-Pierre, ainsi que sur les habitations du front de mer.

Figure 90 : Forte houle australe en mai 2007 à La Réunion. Source : www.plongeur.com

Le spectrogramme calculé sur la composante verticale de la station permanente RER montre que le maximum d'énergie a été enregistré entre le 12 et le 16 mai 2007 (Figure 91). Le spectre de bruit (Figure 92) calculé sur cette période de temps pour les trois composantes de la station RER montre clairement les deux pics associés au SM (entre 3 et 10 s) et au PM (entre 11 et 20 s).

La Figure 93 synthétise toutes les données relatives à cet épisode de houle australe et permet de comparer d'une part la hauteur des vagues prédites par le modèle WAVEWATCH III à la maille Hs6 localisée au point (21.5°S, 55.5°E) avec celles observées par les houlographes du Port Ouest et de Saint-Pierre, et d'autre part la RMS du bruit sismique enregistré sur les trois composantes de la station RER dans les bandes de fréquences du PM et du SM. Malheureusement, comme cela arrive fréquemment, les deux houlographes ont mal résisté à cet épisode de houle extrême et ils n'ont pas enregistré de données le 12 mai entre 12h et 22h, quand les vagues ont été les plus puissantes.

On observe deux pics de houles bien visibles dans le bruit enregistré dans la bande de fréquences du PM, avec une dominance du premier pic qui atteint une amplitude maximale d'environ 0.19 microns enregistrée sur la composante verticale. Ce pic principal atteint son maximum le 12 mai entre 15h et 18h. On note également que les deux pics de houles observés dans le PM apparaissent avec une avance d'environ 6h par rapport aux prévisions du modèle de vague WAVEWATCH III à la maille Hs6. L'évolution de cet épisode avec les deux pics de houle qui ont touché La Réunion est visible sur les captures d'écran du modèle WAVEWATCH III de la Figure 94. Le niveau de bruit enregistré dans la bande de fréquences du PM est assez équivalent sur les trois composantes, avec un peu plus d'amplitude sur la composante verticale (Figure 93). L'azimut du bruit enregistré dans le PM à RER le 12 mai vers 15h, pendant le pic principal de houle, est d'environ 235°N (Figure 95). Ces observations suggèrent une localisation probable de la source dominante de PM vers la Pointe du Diable, située sur la côte sud-ouest de l'île, à l'endroit où la houle australe impacte l'île frontalement. En effet, la direction principale de la houle est de N027° d'après le modèle WAVEWATCH III au niveau de la maille Hs6 pendant le pic principal (Figure 94). La distance d'environ 35 km qui sépare cette source dominante de PM de la station RER permet le développement des ondes de surface du type ondes de Love et de Rayleigh qui composent les microséismes enregistrés à la station [*Nishida et al.*, 2008].

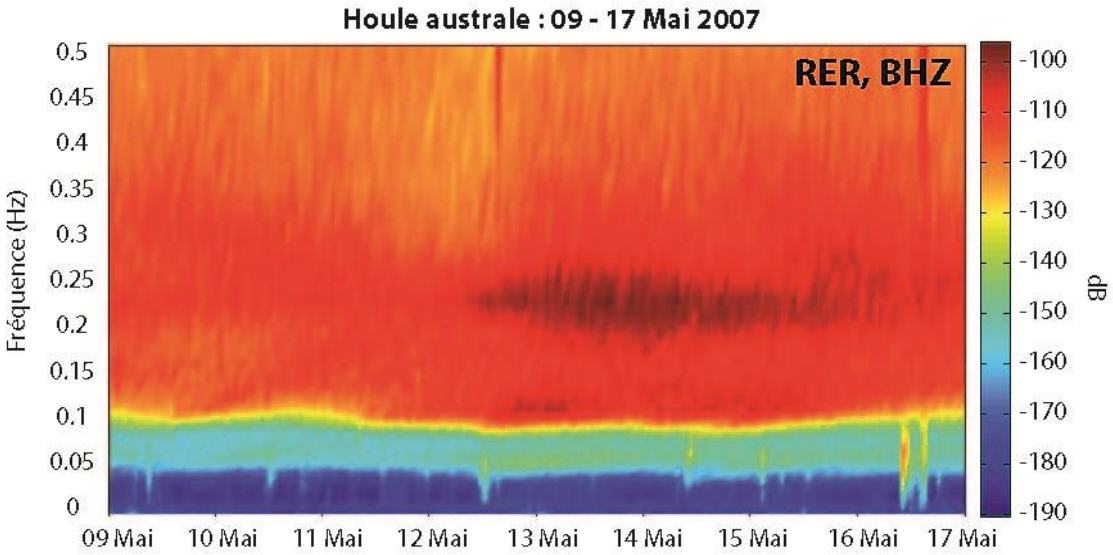

Figure 91 : Spectrogramme calculé sur la composante verticale de la station RER pendant l'épisode de houle australe en mai 2007 à La Réunion.

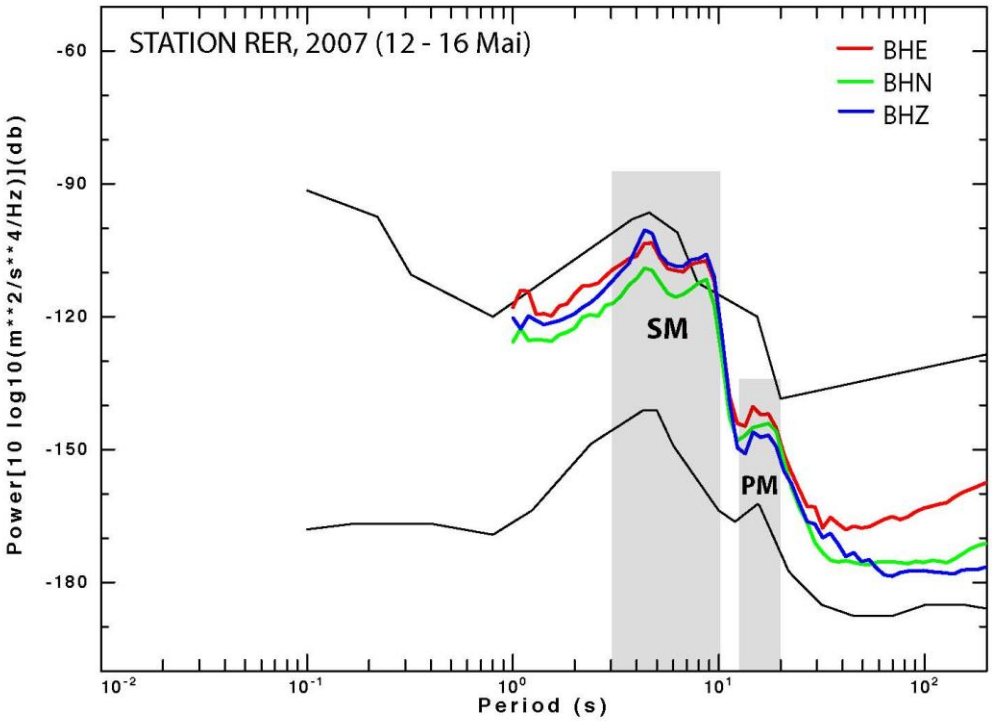

Figure 92 : Spectres de bruit calculés entre le 12 et le 16 mai 2007 pour les trois composantes de la station RER. Les bandes grisées indiquent les deux pics associés au SM (entre 3 et 10s) et au PM (entre 11 et 20s).

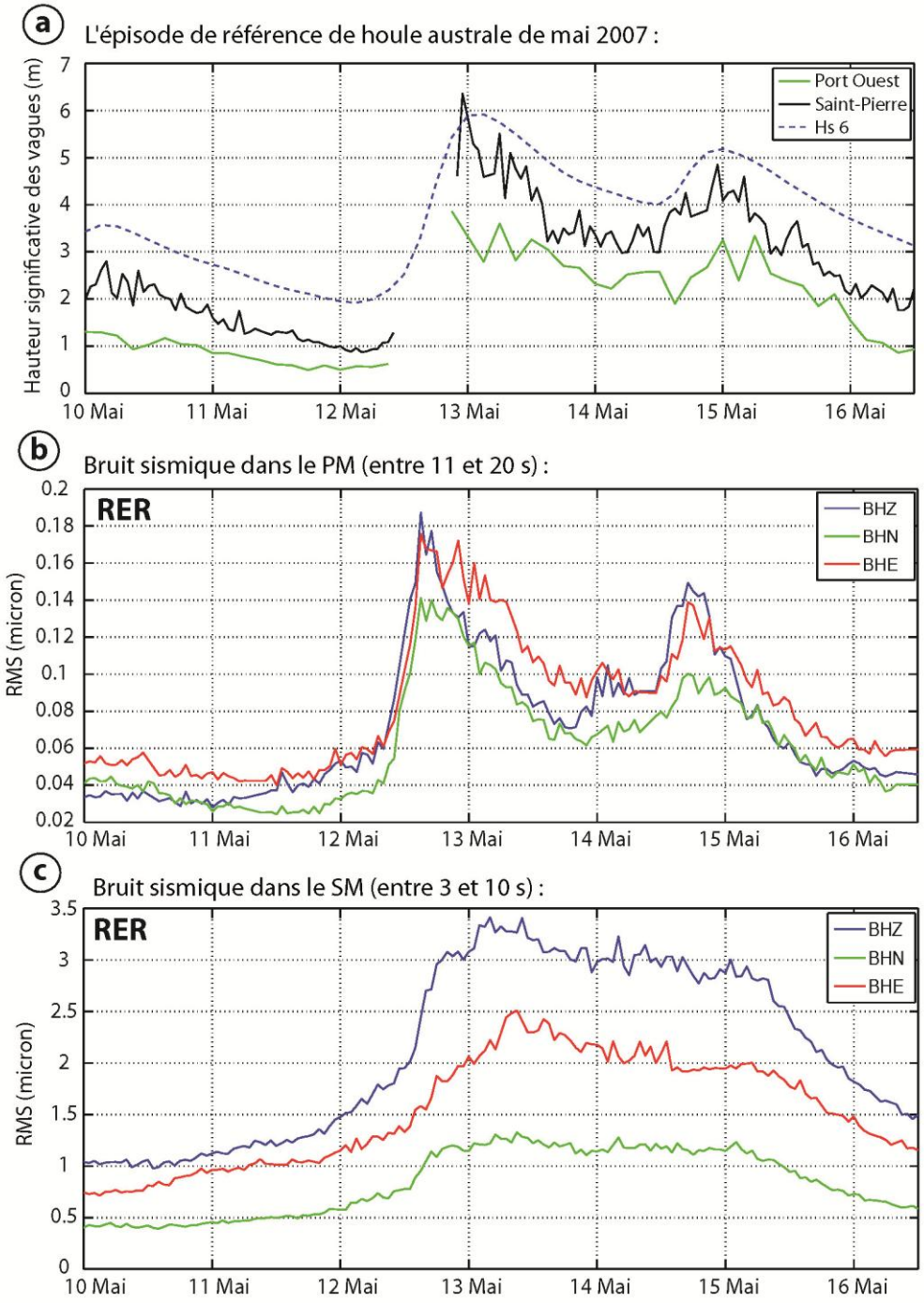

Figure 93 : a) Hauteur significative des vagues (en m) prédites par le modèle WAVEWATCH III à la maille Hs6 (en pointillés), et observées par les houlographes du Port Ouest (vert) et de Saint-Pierre (noir). Voir Figure 65 pour la localisation des mailles et des houlographes. b-c) RMS du bruit sismique enregistrés sur les trois composantes de la station RER pendant l'épisode de houle australe en mai 2007 dans la bande de fréquence du PM (b) et du SM (c).

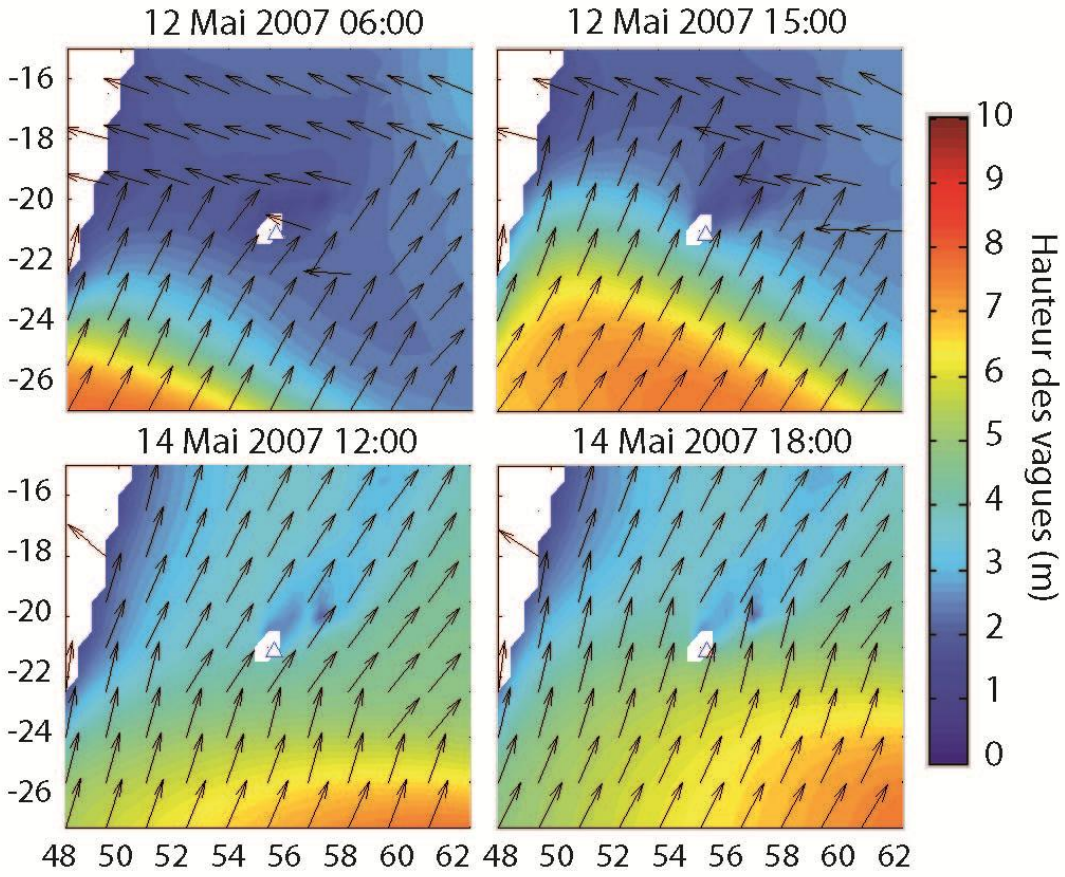

Figure 94 : Captures d'écran du modèle de vagues WAVEWATCH III montrant l'évolution de l'épisode de houle australe de mai 2007 qui frappe La Réunion à différentes dates. La station RER est représentée par le triangle blanc.

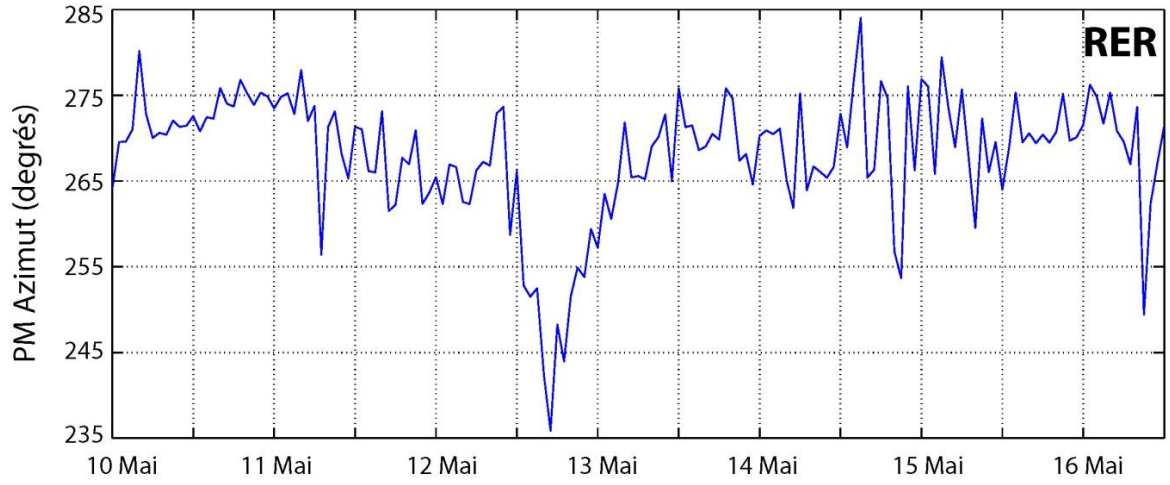

Figure 95 : Azimut (en degré) de la source de bruit sismique enregistrée dans le PM à la station RER pendant l'épisode de houle australe de mai 2007.

Le bruit enregistré dans le SM a quant à lui beaucoup plus d'amplitude, et principalement sur la composante verticale qui atteint pratiquement 3.5 microns (Figure 93). On n'observe pas deux pics distincts comme dans le cas du PM mais un niveau de bruit qui reste globalement élevé pendant toute la durée de l'épisode du 12 au 16 mai 2007. On remarque que le bruit enregistré dans le SM ne devient important qu'à partir du 12 mai vers midi, quand la houle commence déjà à impacter l'île. Il s'agit donc probablement d'une source de SM relativement proche de l'île, qui pourrait correspondre à des microséismes secondaires de classe II résultant de l'interaction des vagues incidentes avec les vagues de mêmes périodes réfléchies par la côte. Cette hypothèse est confirmée par le pic caractéristique du LPSM visible sur les spectres de bruit entre 7 et 10 s (Figure 96), qui correspond bien au double des périodes des vagues observées localement. D'autre part, l'azimut du bruit sismique enregistré dans le LPSM indique une direction comprise entre N280° et N260° pendant cet événement (Figure 97), suggérant une source localisée au large des côtes entre la Pointe des aigrettes et la Pointe de l'Etang Salé. Cette localisation semble cohérente pour la source de LPSM puisqu'elle englobe une bonne partie de la côte ouest de l'île, qui, subissant de plein fouet l'épisode de houle australe, offre une surface de réflexion importante des vagues incidentes.

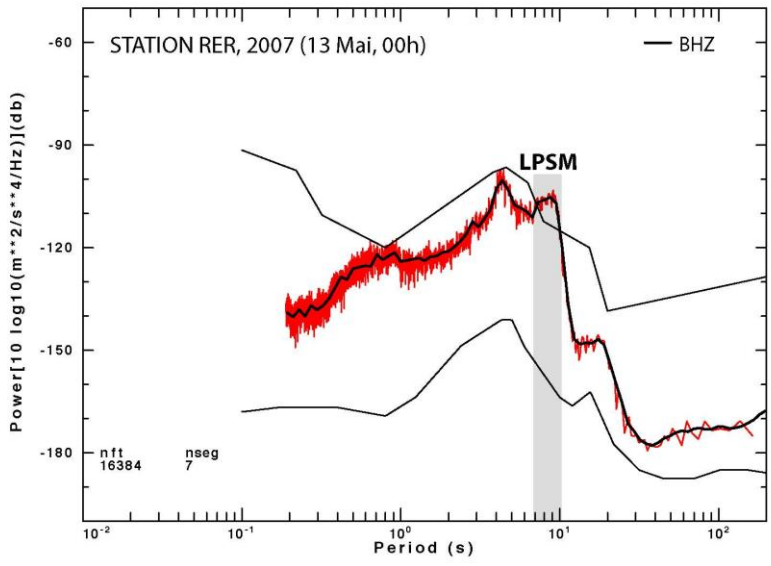

Figure 96 : Densité spectrale de puissance (PSD, en rouge) calculée le 13 mai 2007 à minuit sur la composante verticale de la station RER. La PSD est ensuite lissée sur 5 points (courbe noire). La bande grisée indique le pic associé au LPSM (entre 7 et 10s de période).

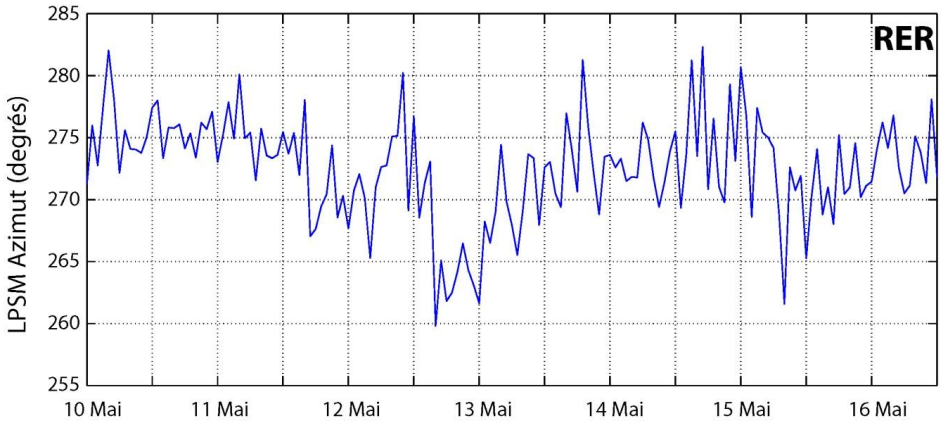

Figure 97 : Azimut (en degré) de la source de bruit sismique enregistrée dans le LPSM à la station RER pendant l'épisode de houle australe de mai 2007.

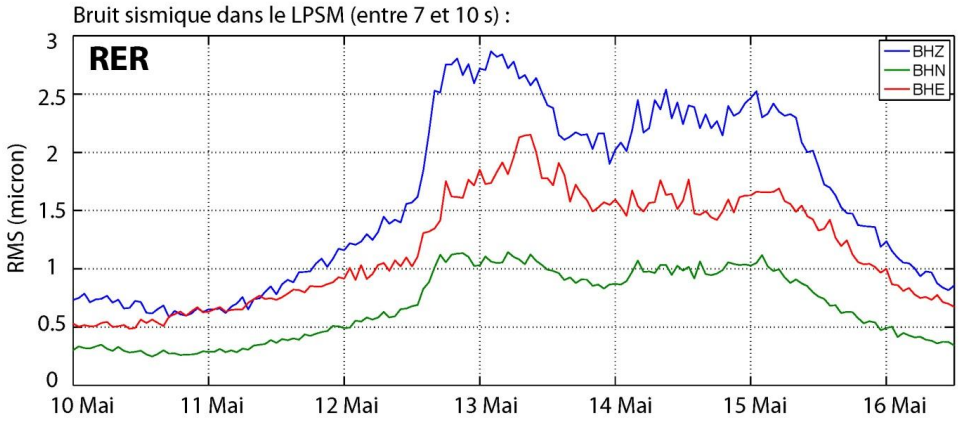

Figure 98 : Variations d'amplitude du bruit sismique enregistré dans la bande de fréquence du LPSM (entre 0.1 et 0.15 Hz) sur les trois composantes de la station RER pendant l'épisode de houle australe de mai 2007.

La Figure 98 montre la RMS du bruit sismique enregistré dans la gamme de fréquence du LPSM (entre 0.1 et 0.15 Hz) sur les trois composantes de la station RER pendant l'épisode de houle australe de mai 2007. On distingue bien sur cette figure le pic de houle dominant qui est aussi enregistré dans le PM, mais cette fois son maximum n'est atteint qu'à partir du 12 mai à 18h, et il dure jusqu'au 13 mai à 10h environ. Le décalage temporel dans l'apparition de ce pic entre le PM et le LPSM peut nous permettre d'estimer la localisation de la source du LPSM par rapport à la côte ouest de l'île. En effet, d'après le modèle de vague WAVEWATCH III, la période des vagues au maximum du pic de houle principal est d'environ 18s, en accord avec la période observée pour le PM sur le spectre de la Figure 92. Cela nous permet de calculer la vitesse de ces vagues en milieu profond d'après la relation de

dispersion $c = \sqrt{g/k} = g/(2\pi f)$, qui est de l'ordre de 28 m/s. Il s'agit d'une vitesse maximale donnée à titre indicatif puisque en se rapprochant des côtes, les vagues vont conserver leur période mais leur longueur d'onde va diminuer, ainsi que leur vitesse, en fonction de la profondeur du fond. D'après les variations d'amplitude enregistrées dans le PM, nous avons vu que le maximum du pic de houle principal est atteint à partir du 12 mai à 15h et qu'il dure environ 3h, on peut donc imaginer que pendant ces trois heures, la reflexion des vagues sur la côte reste bien effective. Le maximum du pic atteint dans le LPSM est quant à lui atteint avec un décalage de 3h par rapport à celui dans le PM, ce qui nous permet de contraindre une distance maximale de localisation de la source de LPSM. Le Tableau 12 récapitule les distances calculées pour la localisation de la source de LPSM par rapport à la côte en fonction de la vitesse des vagues et du temps parcouru par les vagues réfléchies avant l'interaction constructive entre les vagues incidentes et réfléchies qui conduit à la formation des microséismes secondaires :

		Temps de parcours des vagues réfléchies		
		3h	**2h**	**1h**
Vitesse des vagues	**28 m/s (100 km/h)**	302 km	201 km	100 km
	20 m/s (72 km/h)	216 km	144 km	72 km
	10 m/s (36 km/h)	108 km	72 km	36 km

Tableau 12 : Localisation de la source de LPSM par rapport à la côte ouest de l'île de La Réunion pendant l'épisode de houle australe de mai 2007 en fonction de la vitesse des vagues et du temps de parcours des vagues réfléchies.

Les résultats du Tableau 12 montrent que la source de LPSM peut être globalement comprise entre 30 et 300 km des côtes sud-ouest de l'île en fonction des paramètres que sont la vitesse des vagues et leur temps de parcours. Un indice supplémentaire peut être fourni par la période des microséismes du LPSM, qui correspond à la moitié de celle des vagues, soit autour de 9 s ou bien encore 0.11 Hz en terme de fréquence. Nous savons par ailleurs que l'excitation des microséismes secondaires dépend fortement de leur fréquence et de l'effet de site à travers la bathymétrie. Ainsi, Tanimoto [2013] a montré que les microséismes de fréquence 0.1 Hz ont un optimum d'excitation pour une profondeur océanique de 4 km. En suivant l'azimut de N260° calculé dans le bruit microsismique du LPSM à partir de la station RER, on atteint ces profondeurs à une distance d'environ 75 km des côtes sud-ouest de l'île de La Réunion.

4.4.2 L'épisode de houle australe d'août 2013

Nous nous intéressons dans cette section à l'événement de houle australe qui a touché La Réunion en août 2013. Cet épisode a déjà été abordé dans la partie 2.1.4 pour la localisation des sources de bruit secondaire par analyses spectrales.

Figure 99 : Episode de forte houle australe en août 2013 à La Réunion. Source : www.ipreunion.com

Le spectrogramme calculé sur la composante verticale de la station permanente RER montre que le maximum d'énergie a été enregistré entre le 17 et le 23 août 2013 dans la bande de fréquence du SM mais seulement à partir du 20 août dans la bande de fréquence du PM (Figure 100). Comme il a été détaillé dans la partie 2.1.4, l'apparition du SM associé à une gigantesque dépression distante de 3900 km de la station RER est précurseur de la houle qui touche l'île trois jours plus tard et qui se traduit par l'apparition du PM dont la source est cette fois locale. Le spectre de bruit (Figure 101) calculé le 21 août à minuit pour les trois composantes de la station RER montre clairement les deux pics associés au SM (entre 3 et 10 s) et au PM (entre 11 et 20 s). La Figure 102 synthétise toutes les données relatives à cet épisode de houle australe et permet de comparer d'une part la hauteur des vagues prédites par le modèle WAVEWATCH III à la maille Hs6 localisée au point (21.5°S, 55.5°E) avec celles observées par les houlographes du Port Ouest et du Port Est, et d'autre part la RMS du bruit sismique enregistré sur les trois composantes de la station RER dans les bandes de fréquences du PM et du SM. On observe que le pic de houle est bien visible sur le bruit enregistré dans le PM, et qu'il atteint une amplitude maximale d'environ 0.5 microns enregistrée sur la composante verticale le 20 août 2013 à 22h. On note également que ce pic apparait avec une avance d'environ 6h par rapport aux prévisions du modèle de vague WAVEWATCH III à la

maille Hs6. L'évolution de cet épisode et son impact avec La Réunion sont visibles sur les captures d'écran du modèle WAVEWATCH III de la Figure 103.

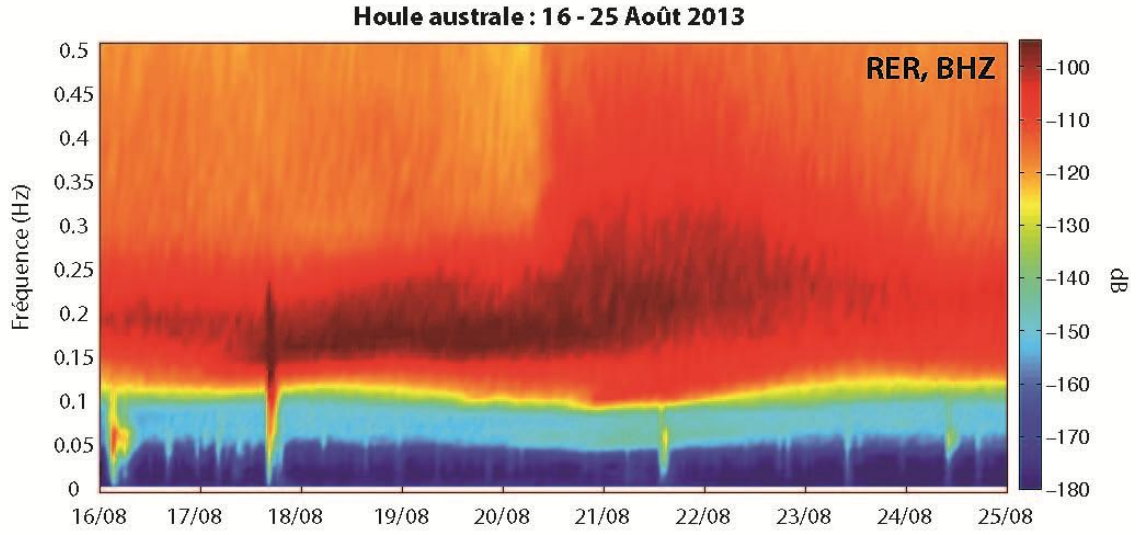

Figure 100 : Spectrogramme calculé sur la composante verticale de la station RER pendant l'épisode de houle australe en août 2013 à La Réunion.

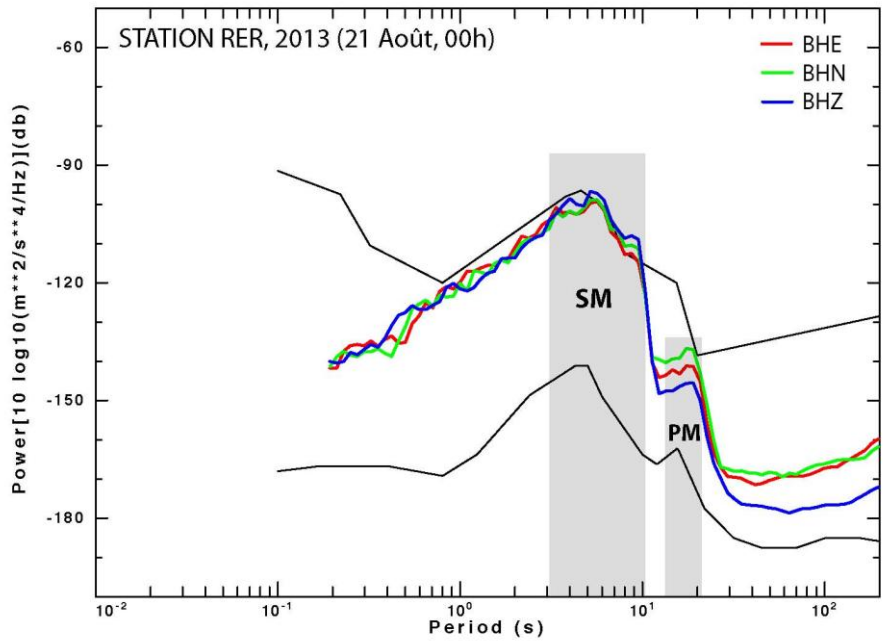

Figure 101 : Spectres de bruit calculés le 21 août 2013 à minuit pour les trois composantes de la station RER. Les bandes grisées indiquent les deux pics associés au SM (entre 3 et 10s) et au PM (entre 11 et 20s).

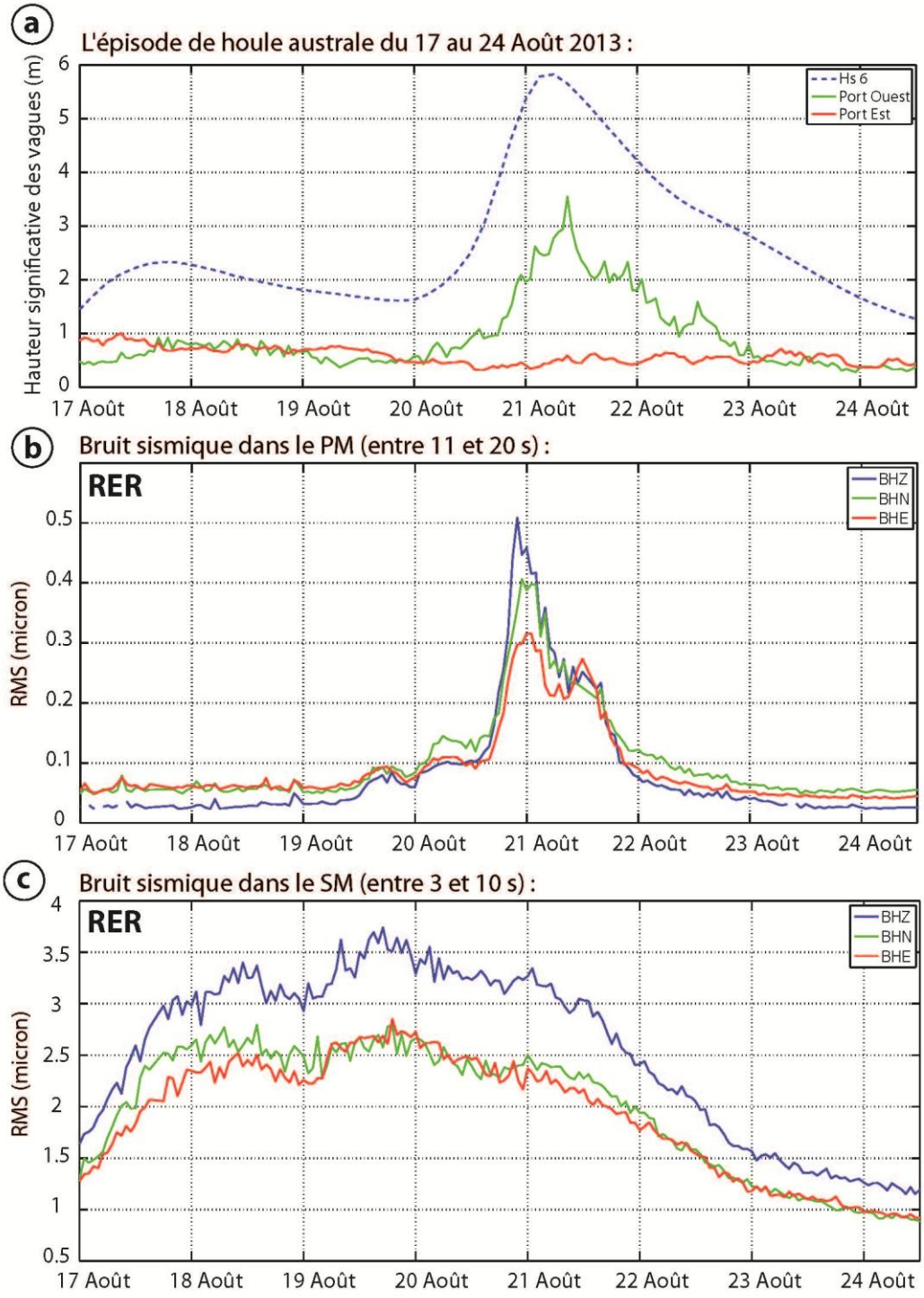

Figure 102 : a) Hauteur significative des vagues (en m) prédites par le modèle WAVEWATCH III à la maille Hs6 (en pointillés), et observées par les houlographes du Port Ouest (vert) et du Port Est (rouge). Voir Figure 65 pour la localisation des mailles et des houlographes. b-c) RMS du bruit sismique enregistrés sur les trois composantes de la station RER pendant l'épisode de houle australe en août 2013 dans la bande de fréquence du PM (b) et du SM (c).

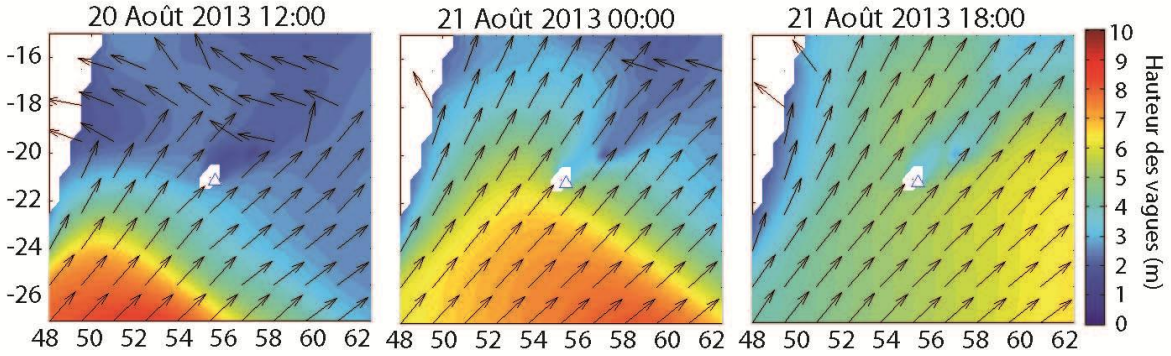

Figure 103 : Captures d'écran du modèle de vagues WAVEWATCH III montrant l'évolution de l'épisode de houle australe qui frappe La Réunion du 20 au 21 août 2013.

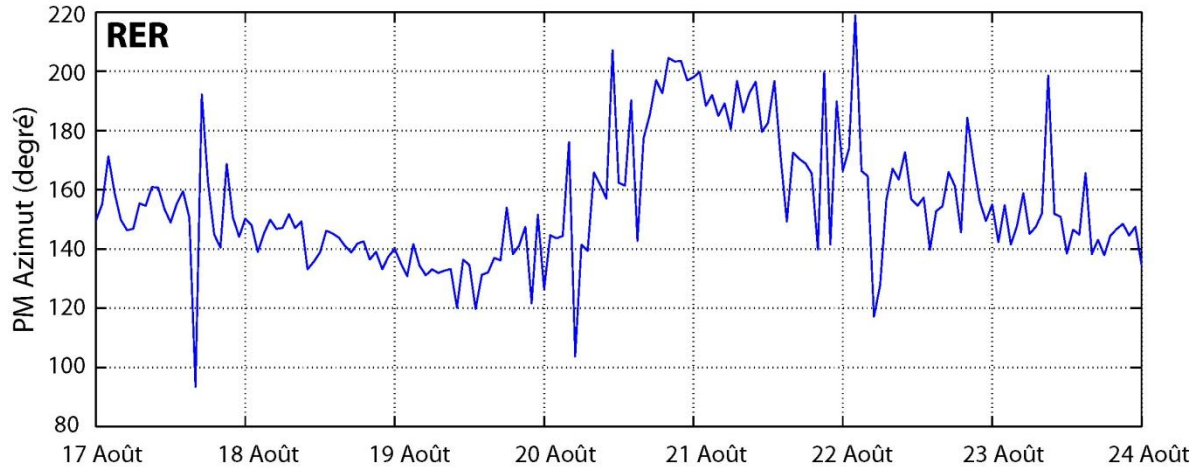

Figure 104 : Azimut (en degré) de la source de bruit sismique enregistrée dans le PM à la station RER pendant l'épisode de houle australe d'août 2013.

Le niveau de bruit enregistré dans le PM enregitre clairement un pic de houle d'une durée d'environ 24h qui commence le 20 août vers 16h et atteint son maximum à 22h. L'azimut calculé dans le bruit microsismique du PM pendant ce maximum est de N205° (Figure 104), pointant vers une source située au niveau de la Pointe Langevin sur la côte sud de l'île. Cette localisation probable de la source dominante de PM à l'endroit où la houle australe impacte frontalement l'île est cohérente avec la direction principale de la houle de N040° donnée par le modèle WAVEWATCH III au niveau de la maille Hs6.

Le bruit enregistré dans le SM a quant à lui beaucoup plus d'amplitude, et principalement sur la composante verticale qui atteint un maximum supérieur à 3.5 microns. Le bruit enregistré dans le SM devient élevé à partir du 17 août quand la tempête est encore à

environ 3900 km au sud-ouest de La Réunion. Il s'agit alors d'une source dominante lointaine de SM, correspondant à des microséismes secondaires de classe I, qui sont générés au sein même de la dépression [*Davy et al.*, 2015]. Avec le déplacement de celle-ci qui finit par toucher La Réunion, la source de SM se rapproche elle aussi, et la génération de microséismes secondaires de classe II résultant de l'interaction entre les vagues incidentes et celles réfléchies sur la côte devient possible. On l'observe clairement sur le spectre de bruit calculé à la station RER le 21 août 2013 à 3h (Figure 105), qui montre le pic caractéristique du LPSM enregistré entre 7 et 10s de période, correspondant à la moitié des périodes des vagues observées localement et enregistrées dans le PM entre 14 et 20 s de période. L'azimut du bruit sismique enregistré dans le LPSM à cette date indique une direction de N170° (Figure 106), pointant vers la Pointe de la Table située dans le sud sauvage, à 20 km au sud de la station RER. Cette localisation de la source de LPSM est cohérente avec la direction principale N040° de la houle incidente donnée par le modèle WAVEWATCH III à la maille Hs6, qui impacte frontalement les côtes sud et ouest de l'île, et par la position de la tempête qui se déplace au sud-est de La Réunion à partir du 21 août 2013. Dans cette configuration, la pointe de la Table, qui est le cap principal marquant l'extrémité sud-est de l'île, représente à la fois un site priviligié pour la convergence des vagues incidentes et pour leur réflexion.

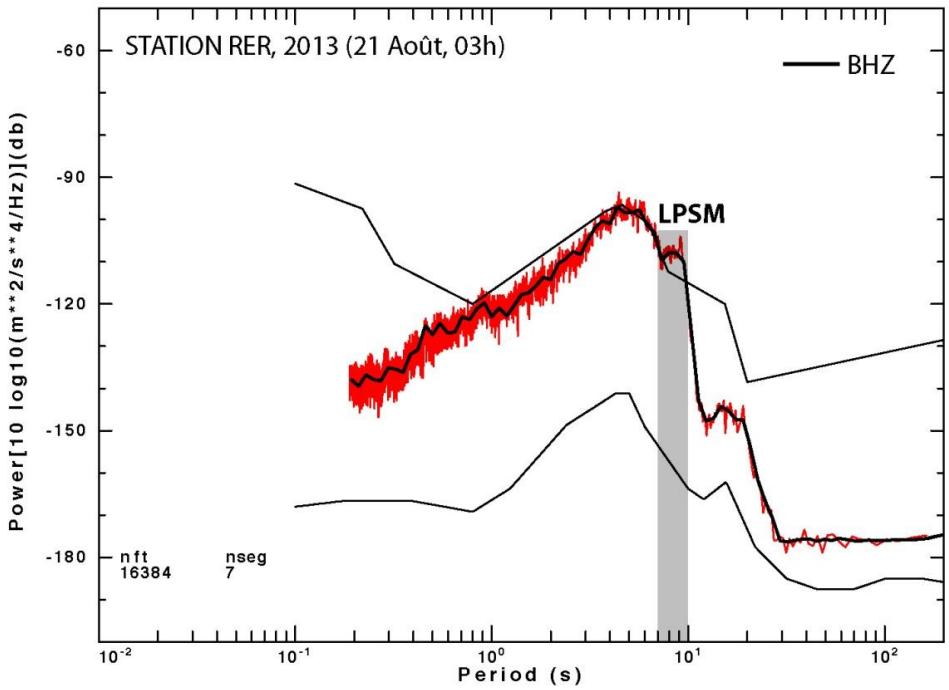

Figure 105 : Densité spectrale de puissance (PSD, en rouge) calculée le 21 août 2013 à 3h UTC sur la composante verticale de la station RER. La PSD est ensuite lissée sur 5 points (courbe noire). La bande grisée indique le pic associé au LPSM (entre 7 et 10s de période).

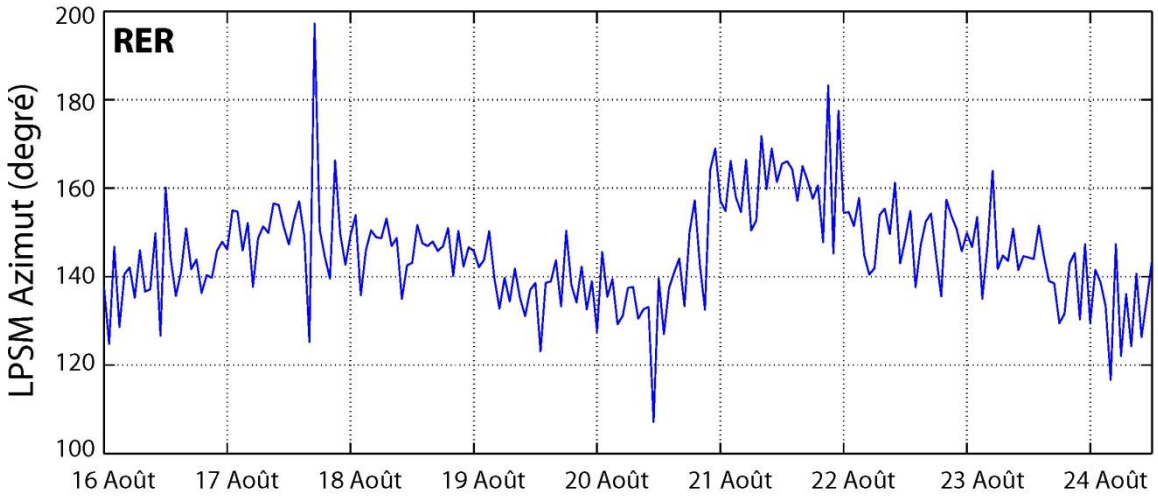

Figure 106 : Azimut (en degré) de la source de bruit sismique enregistrée dans le LPSM à la station RER pendant l'épisode de houle australe d'août 2013.

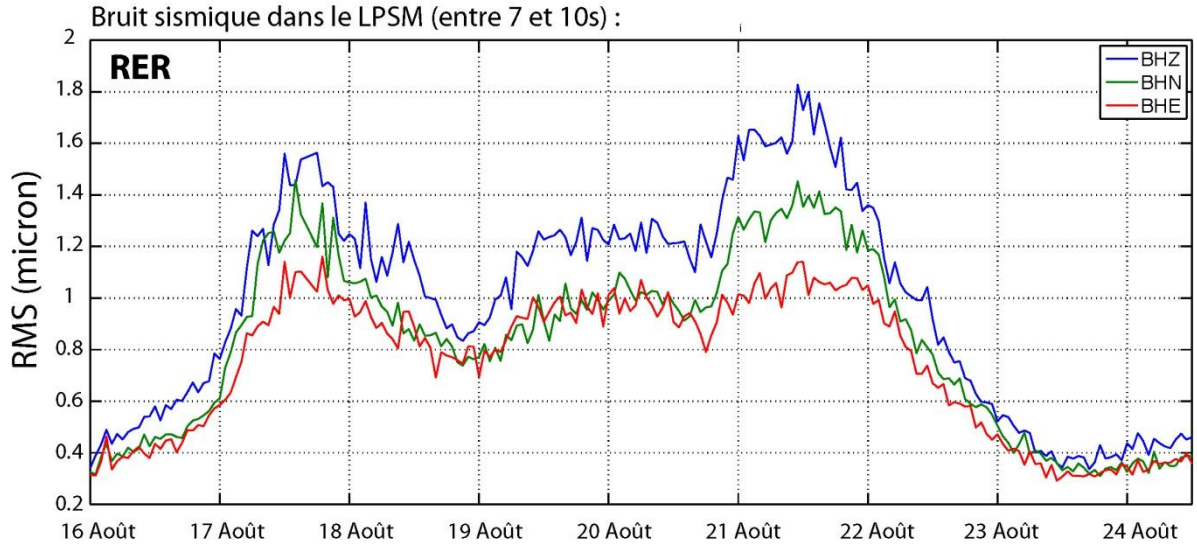

Figure 107 : Variations d'amplitude du bruit sismique enregistré dans la bande de fréquence du LPSM (entre 0.1 et 0.15 Hz) sur les trois composantes de la station RER pendant l'épisode de houle australe d'août 2013.

La Figure 107 montre les variations d'amplitude du bruit sismique enregistré dans la gamme de fréquence du LPSM (entre 0.1 et 0.15 Hz) sur les trois composantes de la station RER pendant l'épisode de houle australe d'août 2013. On distingue bien sur cette figure le pic de houle dominant qui est aussi enregistré dans le PM : il apparaît à partir du 20 août à 19h, devient élevé à partir du 21 août et atteint un maximum cette même journée vers 11h. Le décalage temporel dans l'apparition de ce pic entre le PM et le LPSM (Figures 102 et 107), qui est de l'ordre de 3h, peut nous permettre d'estimer la localisation de la source du LPSM au large du cap de la Pointe de la Table, comme il a été fait précédemment pour l'événement de houle australe de mai 2007. Dans ce cas, la période maximale des vagues donnée par le modèle WAVEWATCH III est de 19s, en accord avec la période observée dans le PM sur le spectre de la Figure 101. Cela nous permet de calculer la vitesse maximale de ces vagues en milieu profond qui est de l'ordre de 29.5m/s. Le Tableau 13 ci-dessous récapitule les distances calculées pour la localisation de la source de LPSM au large de la côte au sud-est de l'île de La Réunion en fonction de la vitesse des vagues et de leur temps de parcours :

		Temps de parcours des vagues réfléchies		
		3h	**2h**	**1h**
Vitesse des vagues	**29.5 m/s (106 km/h)**	318 km	212 km	106 km
	20 m/s (72 km/h)	216 km	144 km	72 km
	10 m/s (36 km/h)	108 km	72 km	36 km

Tableau 13 : Localisation de la source de LPSM par rapport à la côte sud est de l'île de La Réunion pendant l'épisode de houle australe d'août 2013 en fonction de la vitesse des vagues et du temps de parcours des vagues réfléchies.

Cette fois encore, on ne connaît pas précisemment la vitesse des vagues réfléchies sur la côte, ni le moment exact à partir duquel l'interaction entre les vagues incidentes et réfléchies devient effective, mais un indice supplémentaire nous est fourni par la fréquence des microséismes du LPSM, proche de 0.10 Hz, qui connaissent un optimum d'excitation à la profondeur océanique de 4 km [*Tanimoto*, 2013]. En suivant l'azimut de N170° calculé dans le bruit microsismique du LPSM à partir de la station RER, on atteint ces profondeurs à une distance d'environ 75 km au large du cap de la Pointe de la Table.

4.4.3 L'épisode de houle australe de juin 2014

Le dernier événement de houle australe auquel nous nous intéresserons a eu lieu en juin 2014. D'après les prédictions du modèle de vagues WAVEWATCH III, il s'agit de l'événement le plus important parmi ceux que nous avons étudiés, avec une hauteur significative des vagues atteignant les 7 m au point de référence Hs6.

Figure 108 : Episode de forte houle en juin 2014 à La Réunion. Source : www.bondamanjak.com

Le spectrogramme calculé sur la composante verticale de la station permanente RER (Figure 109) montre que le niveau d'énergie est élevé du 17 au 28 juin 2014 dans la bande de fréquence du SM (entre 0.15 et 0.3 Hz). Le spectre de bruit (Figure 110) calculé le 22 juin à midi pour les trois composantes de la station RER montre clairement les deux pics associés au SM (entre 3 et 10 s) et au PM (entre 11 et 20 s), ainsi qu'un embryon de LPSM entre les deux pics. La Figure 112 synthétise toutes les données relatives à cet épisode de houle australe et permet de comparer d'une part la hauteur des vagues prédites par le modèle WAVEWATCH III à la maille Hs6 localisée au point (21.5°S, 55.5°E) avec celles observées par les houlographes du Port Ouest et du Port Est, et d'autre part la RMS du bruit sismique enregistré sur les trois composantes de la station RER dans les bandes de fréquences du PM et du SM.

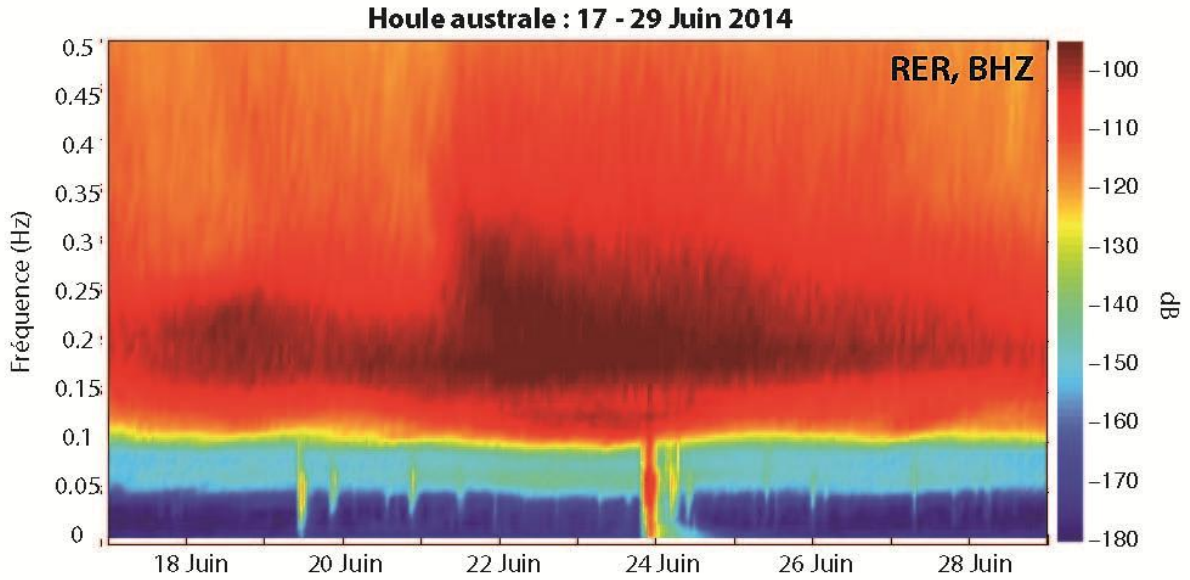

Figure 109 : Spectrogramme calculé sur la composante verticale de la station RER pendant l'épisode de houle australe en juin 2014 à La Réunion.

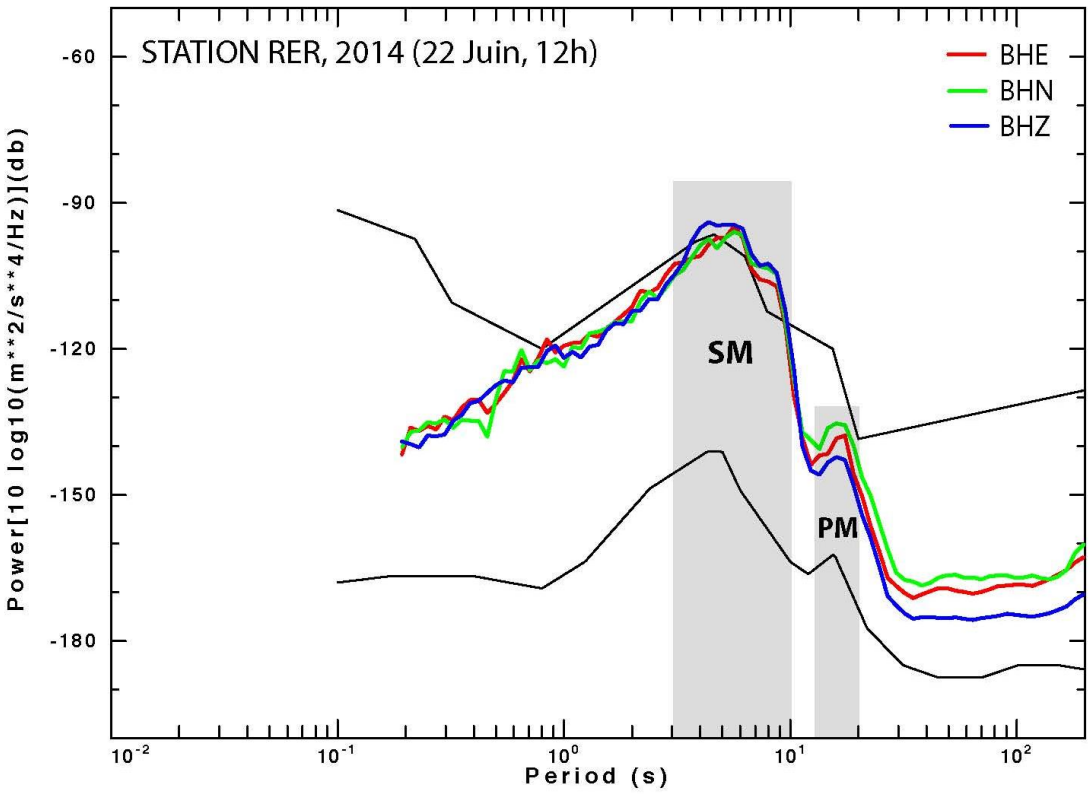

Figure 110 : Spectres de bruit calculés le 22 juin 2014 à midi pour les trois composantes de la station RER. Les bandes grisées indiquent les deux pics associés au SM (entre 3 et 10s) et au PM (entre 11 et 20s).

On observe un large pic associé à la houle enregistré dans le bruit sismique du PM entre le 21 et le 24 juin. Un premier maximum est atteint à environ 0.3 microns et coïncide avec le maximum de hauteur significative des vagues prédites par le modèle WAVEWATCH III le 22 juin vers midi. L'azimut de N193° calculé dans le PM à cette date (Figure 111) indique une source au niveau de la Pointe Langevin sur la côte sud. On observe un second maximum dans le PM qui atteint 0.4 microns le 23 juin vers 10h, auquel est associé un azimut de N167° (Figure 111) qui indique cette fois une source localisée au niveau de la Pointe de la Table, au sud-est de l'île, mais sans observations de houle concordantes à cette date. À l'inverse, le modèle de vague WAVEWATCH III et les observations au Port Ouest révèlent un petit pic de houle le 18 juin vers 20 h qui n'apparaît presque pas sur le bruit sismique enregistré dans le PM à RER.

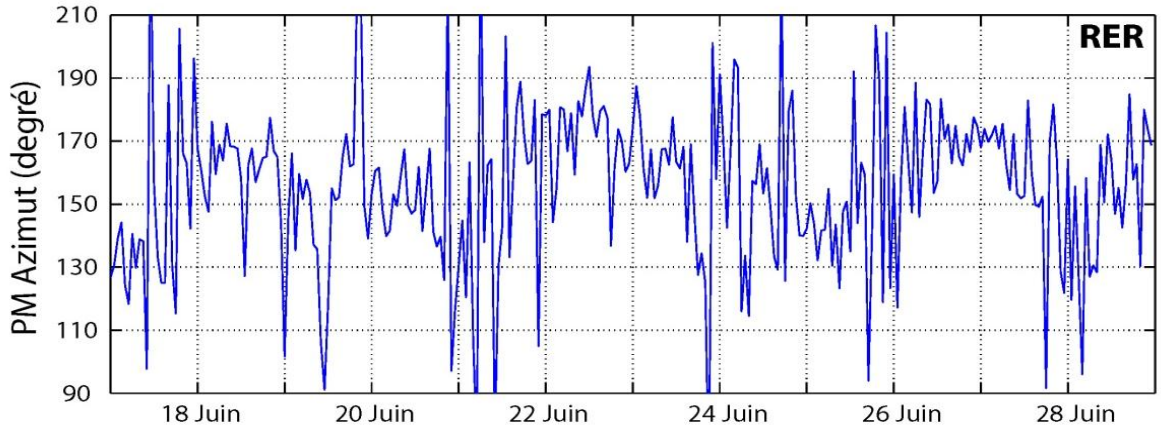

Figure 111 : Azimut (en degré) de la source de bruit sismique enregistrée dans le PM à la station RER pendant l'épisode de houle australe de juin 2014.

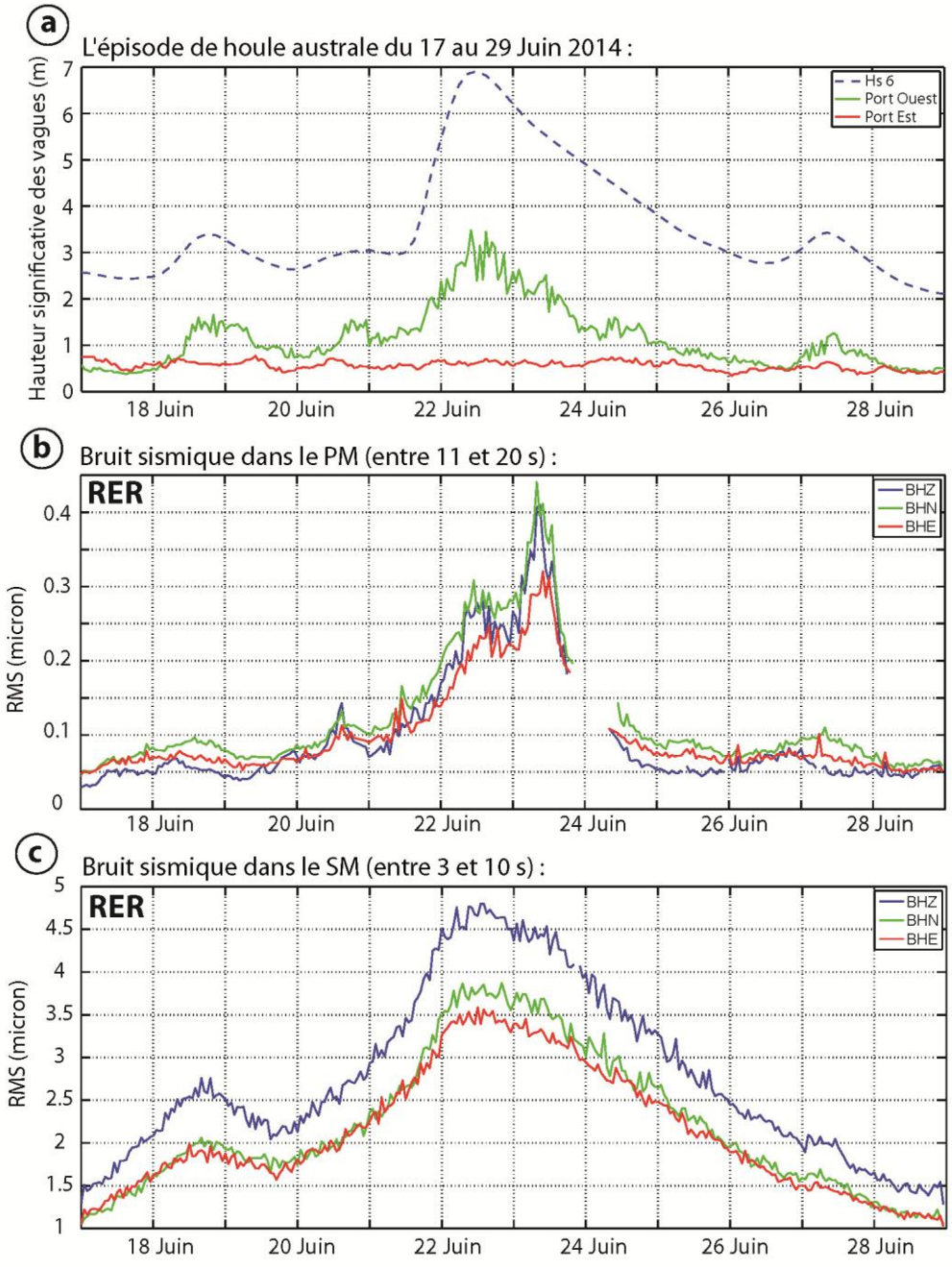

Figure 112 : a) Hauteur significative des vagues (en m) prédites par le modèle WAVEWATCH III à la maille Hs6 (en pointillés), et observées par les houlographes du Port Ouest (vert) et du Port Est (rouge). Voir Figure 65 pour la localisation des mailles et des houlographes. b-c) RMS du bruit sismique enregistrés sur les trois composantes de la station RER pendant l'épisode de houle australe en juin 2014 dans la bande de fréquence du PM (b) et du SM (c). Le trou dans les données du PM correspond à l'important séisme de magnitude 7.9 qui s'est produit le 23 juin 2014 à 20h53 UTC dans l'archipel des îles Aléoutiennes au sud-ouest de l'Alaska et qui a eu une grande répercution sur le bruit sismique enregistré dans cette bande de fréquence.

Curieusement, les variations d'amplitude enregistrées dans le SM montrent une bien meilleure corrélation avec la hauteur significative des vagues, prédites par le modèle WAVEWATCH III et observées au houlographe du Port Ouest, que celles enregistrées dans le PM. En effet, le bruit sismique dans le SM enregistre un premier pic de 2.5 microns le 18 juin vers 20 h puis un second de plus de 4.5 microns le 22 juin vers midi. Deux hypothèses peuvent expliquer la présence du pic du 18 juin dans le SM : il peut s'agir d'une source lointaine de microséismes de classe I, ou bien d'une source locale de microséismes de classe II. Les captures d'écran du modèle WAVEWATCH III de la Figure 113 montrent bien la présence d'une tempête lointaine le 18 juin vers midi au sud-est de La Réunion qui se traduit pas une zone de forte houle concentrée entre 40 et 45°S de latitude et entre 65 et 70°E de longitude. Cette tempête pourrait être à l'origine de microséismes secondaires de classe I expliquant le premier pic observé dans le SM le 18 juin à RER. L'azimut de N146°E calculé dans le SM à cette date confirme en tout cas une source orientée au sud-est de l'île.

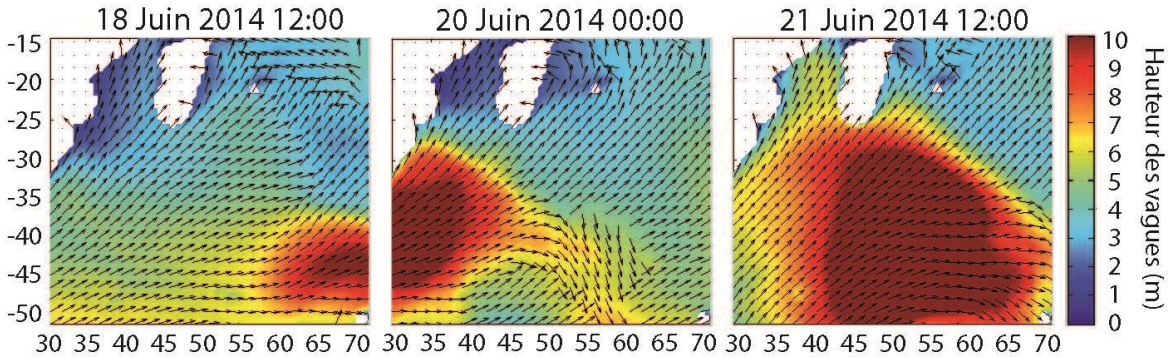

Figure 113 : Captures d'écran du modèle de vagues WAVEWATCH III montrant la succession des tempêtes en juin 2014 dans le bassin sud-ouest de l'Océan Indien.

La seconde hypothèse propose une source locale de microséismes de classe II pour expliquer le pic du 18 juin. La Figure 114 permet de comparer les spectres de bruit calculés sur la composante verticale de la station RER le 18 juin à 20 h (en rouge) et le 23 juin à 12h (en bleu). Bien qu'il présente moins d'énergie, on observe tout de même un pic dans le PM le 18 juin à 20h, confirmé par les estimations du modèle WAVEWATCH III et les observations du houlographe du Port Ouest (Figure 112). Ce pic est centré sur des périodes relativement courtes, de l'ordre de 12s. Cela peut expliquer pourquoi on n'oberve pas distinctement de pic dans le LPSM sur ce spectre, puisqu'il est à priori dissimulé dans le pic principal du SM autour de 6s de période.

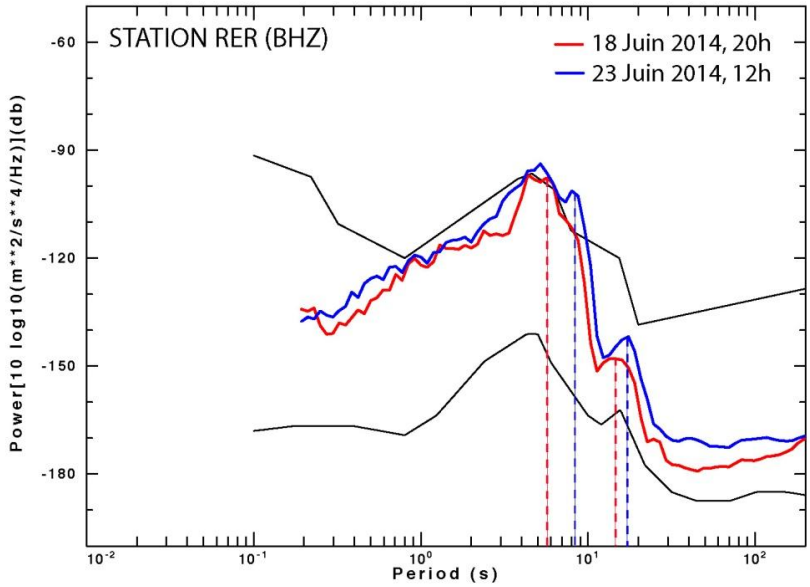

Figure 114 : Spectres de bruit calculés sur la composante verticale de la station RER le 18 juin 2014 à 20h (en rouge) et le 23 juin 2014 à 12h (en bleu). Les périodes principales (indiquées en pointillés) des pics du LPSM correspondent à la moitié de celles des pics du PM.

Les variations d'amplitude du bruit sismique enregistré dans le LPSM (entre 7 et 10s de période) montrent bien l'existence d'un pic le 18 juin (Figure 115), et l'azimut calculé à cette date de N150° (Figure 116) pointe vers une source localisée au niveau de la Pointe de la Table, à l'extrémité sud-est de l'île. Finalement, les deux hypothèses avancées pour expliquer le pic du 18 juin observé dans le bruit microsismique secondaire coïncident avec un azimut pour la source située au sud-est de l'île. Il est probable qu'il existe simulatément une source locale de LPSM liée à la réflexion des vagues sur la côte et une autre source lointaine de SM associée à la tempête dans cette même direction, même si la dernière est enregistrée avec davantage d'amplitude (Figure 112).

Néanmoins, les variations d'amplitude du bruit sismique enregistré dans le LPSM s'avèrent très intéressantes pour suivre l'activité de la houle localement. En effet, on calcule entre elles et les variations de la hauteur significative des vagues annoncées par le modèle WAVEWATCH III à la maille hs6 un coefficient de corrélation de 0.92, contre seulement 0.86 pour les variations d'amplitude enregistrées dans le PM au cours de cet épisode. On constate aussi sur la Figure 115 qu'un pic de houle est bien enregistré dans le LPSM le 27 juin, conformément aux prévisions du modèles de houle WAVEWATCH III et aux observations du houlographe du Port Ouest, alors qu'on n'observe quasiment pas de signal

dans le PM et le SM à cette même date (Figure 112). L'azimut du bruit sismique enregistré dans le LPSM pendant ce pic, compris entre N140° et N160° (Figure 116), est concordant avec une source située au niveau de la Pointe de la Table à l'extrémité sud-est de La Réunion, à proximité de ce cap qui est un lieu propice à la convergence et à la reflexion des vagues incidentes.

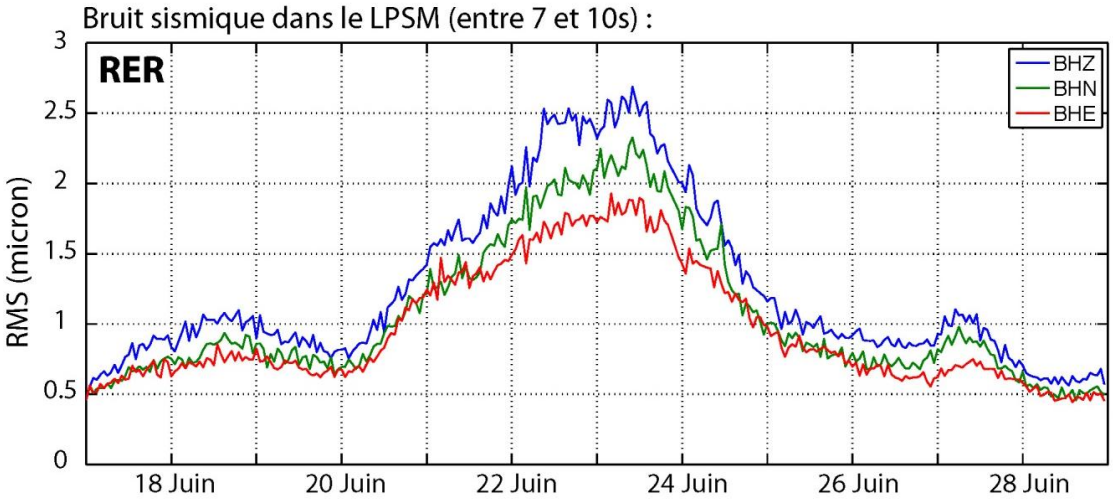

Figure 115 : Variations d'amplitude du bruit sismique enregistré dans la bande de fréquence du LPSM (entre 0.1 et 0.15 Hz) sur les trois composantes de la station RER pendant l'épisode de houle australe de juin 2014.

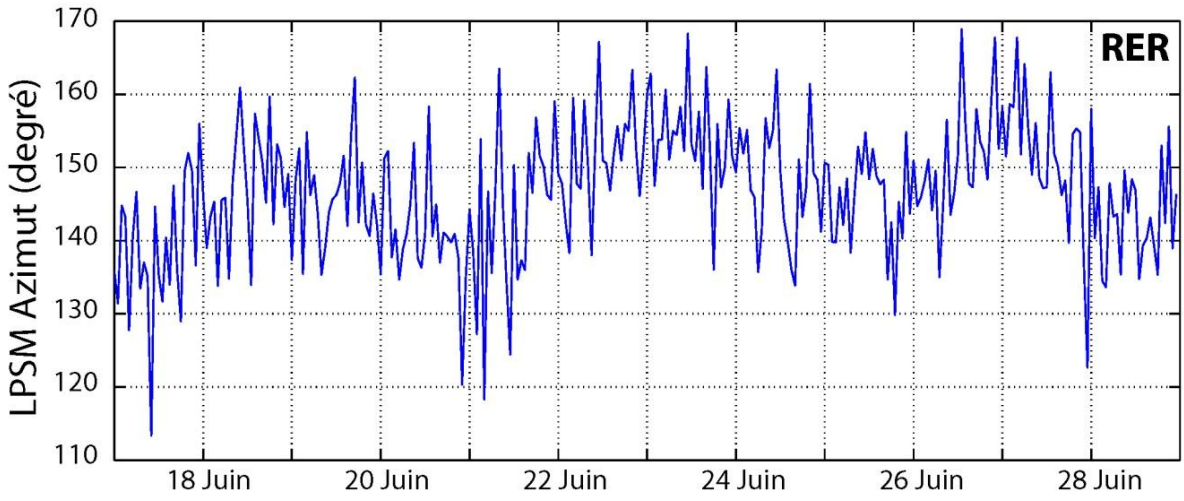

Figure 116 : Azimut (en degré) de la source de bruit sismique enregistrée dans le LPSM (entre 0.1 et 0.15 Hz) à la station RER pendant l'épisode de houle australe de juin 2014.

Intéressons nous maintenant à l'événement principal de houle qui a touché La Réunion entre le 21 et le 24 juin 2014. Le bulletin de Météo-France Réunion du 22 juin fait état du fait qu'après le passage d'un front froid dans la journée du 21 juin, une houle de sud-ouest grossissait rapidement pour dépasser les 4 mètres en hauteur moyenne dans la nuit du 21 au 22 juin. Le pic attendu dans la journée du 22 juin devait atteindre de 4 à 4.50 mètres entre Le Port et la Pointe des Aigrettes, et de 4.50 à 5.50 mètres de la Pointe des Aigrettes à la Pointe de la Table, avec des hauteurs maximales pouvant atteindre jusqu'à 11 mètres au déferlement sur les parties de l'île les plus exposées. Le chef prévisionniste à Météo-France, M. Jacques Ecormier, a estimé que cet épisode de forte houle était d'une intensité qui ne se retrouve que tous les trois à cinq ans. La Figure 117 montre le développement du système dépressionnaire à l'origine de l'épisode de forte houle qui a touché La Réunion le 22 juin 2014.

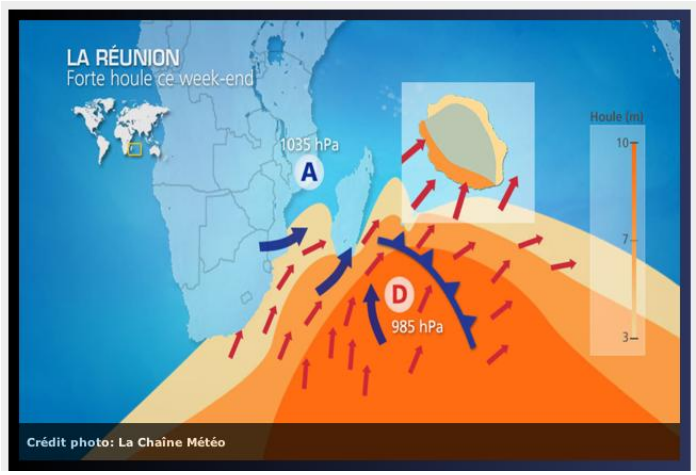

Figure 117 : Carte schématique du système dépressionnaire responsable de l'épisode de forte houle qui a touché La Réunion le 22 juin 2014.

On peut voir sur les captures d'écran du modèle WAVEWATCH III de la Figure 113 l'étendue exceptionnelle de la zone dans laquelle se concentrent les fortes houles le 21 juin 2014 à 12h. L'évolution de cet épisode et son impact avec l'île de La Réunion sont visibles sur les captures d'écran du modèle WAVEWATCH III de la Figure 118.

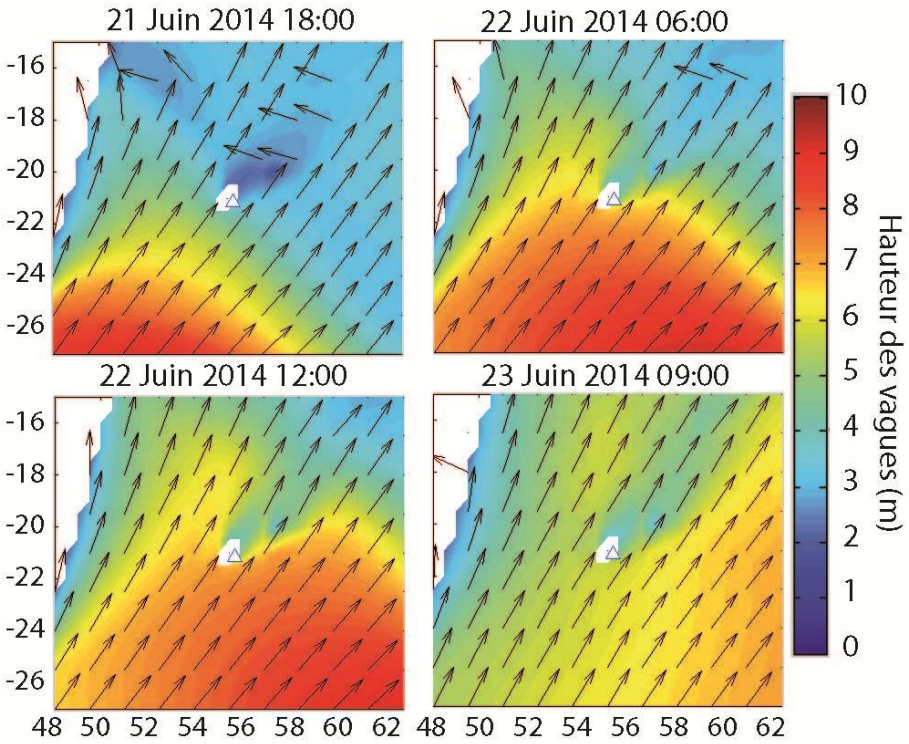

Figure 118 : Captures d'écran du modèle de vagues WAVEWATCH III montrant l'évolution de l'épisode de houle australe qui touche La Réunion du 21 au 23 juin 2014.

Pour cet événement, on enregistre deux maximums dans le PM le 22 juin vers midi et le 23 juin vers 10h. On retrouve ces deux maximums dans le bruit enregistré dans le LPSM quasiment aux mêmes moments, suggérant une source de LPSM très proche de la côte. Le spectre de bruit de la Figure 114 calculé le 23 juin à 12h (en bleu) montre clairement le pic associé au PM centré autour de 19s de période, en accord avec la valeur de la période de pic maximale de 18.7s annoncée par le modèle WAVEWATCH III pour cet épisode. On remarque également sur ce spectre de bruit le pic caractéristique du LPSM centré entre 8 et 9s de période, ce qui correspond bien à la moitié de la période des vagues observées localement. La synchronicité entre ces deux pics suggère une source de LPSM située à proximité de la côte, probablement au niveau de la Pointe de la Table d'après l'azimut de N155° calculé dans le bruit sismique du LPSM (Figure 116). Cette localisation est en accord avec la direction générale de la houle orientée N035° d'après le modèle de vague WAVEWATCH III, qui impacte frontalement la côte sud de l'île. De plus, le cap de la Pointe de la Table représente un site propice pour la convergence et la réflexion des vagues incidentes, rendant probable la localisation d'une source de LPSM à son rivage.

Au terme de ce chapitre dédié à l'analyse de houles extrêmes enregistrées par la station sismique RER à La Réunion, nous avons vu que si les houles australes n'ont pas des hauteurs significatives au large aussi importantes que les houles cycloniques, elles peuvent néanmoins être extrêmement pénalisantes pour la Réunion, en particulier pour les côtes sud et ouest de l'île qu'elles impactent frontalement. Plus fréquentes, et prenant en compte des phénomènes de plus grande longuer d'onde, les houles australes sont bien reproduites par la résolution des modèles globaux. Nous utiliserons donc les hauteurs de vagues prédites par le modèle de vague WAVEWATCH III au point de référence Hs6 pour établir les fonctions de transfert entre la hauteur des vagues et le bruit microsismique enregistré à la station RER pendant ces événements. Ce choix s'explique aussi par l'absence d'observations directes de la houle localement, le houlographe de Saint-Pierre n'étant plus en service à partir de novembre 2010. De plus, les Figures 93, 102 et 112 montrent que la hauteur des vagues est très atténuée au niveau du houlographe du Port Ouest, et que les épisodes de houles australes ne sont pas détectés par celui du Port Est, bien abrité dans la Baie de La Possession.

Notre analyse a montré l'importance du signal enregistré dans le LPSM à la station RER au cours des épisodes de fortes houles australes. Ce signal présente plusieurs intérêts par rapport à celui enregistré dans le PM : il est enregistré avec beaucoup plus d'amplitude (jusqu'à 15 fois plus sur la composante verticale), il permet de détecter même des pics de houle de moindre amplitude (comme ceux des 18 et 27 juin 2014 par exemple), et surtout, il montre globalement une meilleure synchronicité et une meilleure corrélation avec les prévisions du modèle de vague WAVEWATCH III à la maille Hs6 (Tableau 14).

Episode de houle australe :	PM	LPSM
Mai 2007	0.65	0.83
Août 2013	0.79	0.63
Juin 2014	0.86	0.92

Tableau 14 : Coefficients de corrélation calculés entre la hauteur des vagues prédites par le modèle de vague WAVEWATCH III à la maille Hs6 et le bruit enregistré dans le PM et le LPSM sur la composante verticale de la station RER pendant les différents épisodes de houle australe, sur l'ensemble de la série temporelle étudiée.

La Figure 119 représente les fonctions de transfert établies pour les trois épisodes de houles australe de mai 2007, août 2013 et juin 2014 entre la hauteur significative des vagues (en m) prédites par le modèle de vagues WAVEWATCH III à la maille Hs6 (21.5°S, 55.5°E) et l'amplitude du bruit sismique dans la bande de fréquence du LPSM (en micron) enregistré sur la composante verticale de la station RER. Pour les trois épisodes, au moment du pic de houle principal, on observe une forte corrélation (>0.83) entre la hauteur des vagues et l'amplitude du bruit dans le LPSM, qui s'exprime par une simple relation linéaire. Pour chaque événement, la fonction de transfert a été calculée par régression linéaire, et l'équation indiquée dans l'encadré de la Figure 119 correspond à celle de l'épisode de juin 2014.

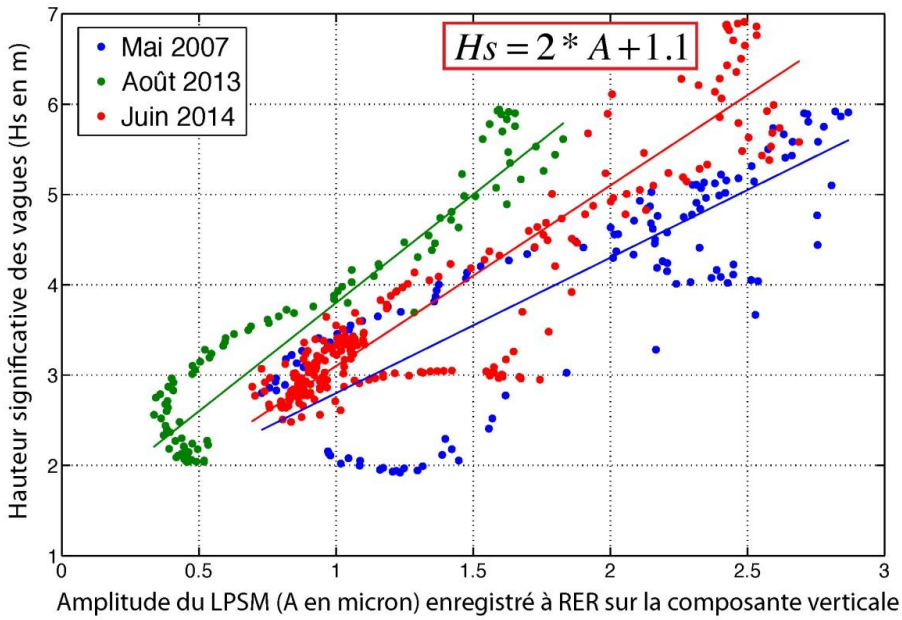

Figure 119 : Fonctions de transfert établies pour les épisodes de houle australe de mai 2007 (bleu), août 2013 (vert) et juin 2014 (rouge) reliant la hauteur significative des vagues prédites par le modèle de vague WAVEWATCH III à la maille Hs6 (en m) et l'amplitude du bruit sismique enregistré dans la bande de fréquence du LPSM à la station RER sur la composante verticale. L'équation encadrée correspond à la relation linéaire calculée pour l'épisode de juin 2014.

Le Tableau 15 ci-dessous donne les paramètres statistiques pour évaluer la précision d'estimation de la hauteur des vagues à partir du LPSM enregistré sur la composante verticale de la station RER, par rapport aux prévisions du modèle de vague WAVEWATCH III à la maille Hs6 pour ces trois épisodes de houle australe. Les coefficients de corrélation (calculés sur les séries temporelles indiquées dans le Tableau 15) entre le LPSM et la hauteur des vagues du modèle sont également donnés.

Fonction de transfert	$Hs = 1.5 * A + 1.3$		$Hs = 2.4 * A + 1.4$		$Hs = 2 * A + 1.1$	
Episode de houle australe	11 (16h) – 16 (21h) **mai 2007**		20 (16h) – 25 **août 2013**		18 – 28 **juin 2014**	
Marge d'erreur (en m)	**Moyenne**	**Ecart-type**	**Moyenne**	**Ecart-type**	**Moyenne**	**Ecart-type**
	0.55	0.36	0.34	0.2	0.37	0.36
Coefficient de corrélation	0.83		0.95		0.91	

Tableau 15 : Paramètres statistiques pour évaluer la marge d'erreur (en m) dans l'estimation de la hauteur des vagues à partir du LPSM enregistré sur la composante verticale à RER par rapport aux prévisions du modèle WAVEWATCH III pour les trois épisodes de houle australe.

On observe que les fonctions de transfert établies à partir du LPSM enregistré sur la composante verticale de la station RER permettent d'estimer la hauteur des vagues avec une marge d'erreur comprise entre 34 et 55 cm en moyenne pour ces différents épisodes de houle australe, par rapport aux prévisions du modèle de vagues WAVEWATCH III. Les coefficients de corrélation calculés entre l'amplitude du LPSM et la hauteur des vagues sont plus importants pour les épisodes d'août 2013 (0.95) et juin 2014 (0.91). Pour ces deux événements, on peut proposer une fonction de transfert commune du type $Hs = 2.2 * A + 1.25$ qui permet d'estimer la hauteur des vagues avec une fiabilité de l'ordre de la trentaine de centimètres.

Pour conclure cette analyse des houles extrêmes sur l'île de La Réunion enregitrées par la station RER, il est intéressant de comparer entre eux les résultats obtenus pour les deux événements de référence choisis : le cyclone Gamède (2007) et l'épisode de houle australe de mai 2007, puisqu'ils ont été enregistrés par le même capteur sismique installé à RER, avant son remplacement en novembre 2010. En se reportant aux Figures 72 et 93, on remarque que la hauteur significative prédite au large de l'île par le modèle global WAVEWATCH III atteint 8 m pour la houle cyclonique de Gamède, et ne dépasse pas les 6 m dans le cas de la houle australe de mai 2007. Le bruit sismique enregistré à RER dans le PM se distingue dans le cas du cyclone Gamède par un niveau de bruit anormalement élevé sur la composante E/O, qui atteint 0.25 microns. Dans le cas de la houle australe, le niveau de bruit enregistré dans le PM est pratiquement le même sur les trois composantes, et atteint 0.18 microns, ce qui est supérieur au niveau enregistré pour le cyclone Gamède sur les autres composantes (N/S et verticale). La source dominante des PM est probablement localisée au niveau de la Pointe

Bellevue pour le premier pic enregistré pendant le cyclone Gamède, c'est-à-dire sur la côte est, située à seulement 7 km de la station RER. Cette hypothèse est vérifiée par la trajectoire du cyclone qui provient du nord-est de l'île, par sa proximité à seulement 250 km des côtes, et par l'azimut calculé dans le PM pendant la journée du 24 février, qui est compris entre N080°E et N110°E. L'impact des vagues cycloniques sur la côte est, relativement proche de la station RER, peut ainsi expliquer la signature anormalement élevée enregistrée dans le PM sur la composante E/O de la station. Dans le cas de la houle australe de mai 2007, la source dominante de PM correspondant au premier pic observé le 12 mai vers 15h est probablement située au niveau de la Pointe du Diable, à plus de 30 km de la station RER. Cette hypothèse est vérifiée par l'orientation N027°E de la houle (d'après le modèle WAVEWATCH III) qui impacte frontalement la côte sud-ouest de l'île, et par l'azimut de N235°E calculé dans le PM à cette date. En ce qui concerne le bruit sismique enregistré dans le SM, il est dominant sur la composante verticale pour ces deux événements, et les rapports d'amplitude entre les différentes composantes sont les mêmes. Cependant, le niveau de bruit généré dans le SM par le cyclone Gamède atteint pratiquement 25 microns, c'est à dire 7 fois plus que celui généré par l'épisode de houle australe. Même si le cyclone Gamède peut être qualifié d'exceptionnel, nous avons vu que les niveaux de bruit enregistrés dans le SM à RER au cours des autres événements cycloniques sont toujours supérieurs à 12 microns alors qu'ils ne dépassent pas 5 microns pendant les épisodes de houles australes. Les cyclones représentent ainsi les sources de bruit secondaire (SM) les plus importantes, alors que les épisodes de fortes houles australes génèrent davantage de bruit dans le primaire (PM). Enfin, nous avons vu que les épisodes de fortes houles australes, qui durent généralement plus longtemps et qui sont associés à des vagues de plus longues périodes, sont à l'origine de sources importantes de LPSM qui résultent de l'interaction entre les vagues incidentes et celles réfléchies par la côte. Les variations d'amplitude enregistrées dans le LPSM représentent un bon indicateur de l'activité des vagues localement, permettant d'estimer la hauteur significative des vagues par une simple relation linéaire, avec une fiabilité de l'ordre de la trentaine de centimètres. Il faut toutefois pour cela s'assurer que le bruit enregistré dans le LPSM est bien associé à des microséismes secondaires de classe II (correspondant au phénomène de réflexion des vagues sur la côte) et pas à des microséismes de classe I ou III qui pourraient avoir une origine plus lointaine en océan profond.

4.5 Analyse du bruit microsismique enregistré à La Réunion par le réseau RHUM-RUM

Nous allons, dans cette dernière partie, comparer les niveaux de bruit microsismique enregistrés pendant les événements de houles extrêmes sur l'ensemble du réseau sismologique installé temporairement à La Réunion dans le cadre du projet RHUM-RUM [*Barruol and Sigloch*, 2013]. L'objectif est d'apporter une analyse plus complète à l'échelle de l'île, afin de mieux caractériser la signature du bruit microsismique en fonction de la localisation des stations sur les différentes façades de l'île. Nous comparerons dans un premier temps les signatures du bruit microsismique associées aux houles cycloniques, puis dans un second temps, celles qui correspondent aux houles australes. Cette analyse sera de plus complétée par les observations d'un modèle de houle régional.

4.5.1 Les houles cycloniques enregistrées par les stations RHUM-RUM

La signature des cyclones dans le bruit sismique secondaire (SM)

Au cours de la période de mise en service du réseau sismologique RHUM-RUM à La Réunion, l'île a été touchée par les trois cyclones tropicaux Dumile, Felleng et Bejisa. La Figure 120 montre l'amplitude du bruit sismique enregistré dans la bande de fréquence du pic secondaire (entre 0.1 et 0.4 Hz, c'est à dire entre 2.5 et 10s) pour toutes les stations disponibles au cours de ces événements. On constate tout d'abord que chacun des cyclones est caractérisé par une signature particulière dans le bruit microsismique secondaire, qui est présent sur l'ensemble des stations mais avec des niveaux de bruit légèrement différents. La comparaison de ces trois événements permet de constater que les niveaux de bruit sismique les plus faibles sont enregistrés par les stations MAID et SALA. Cela pourrait s'expliquer par la localisation de ces deux stations, situées respectivement sur le rempart du Maïdo qui domine la côte ouest de l'île et qui culmine à plus de 2200 mètres d'altitude pour la première, et au cœur du cirque de Salazie pour la seconde. L'amplitude du bruit microsismique enregistré à ces deux stations peut être davantage atténuée par l'environnement géologique ou tectonique régional, qui caractérise l'hétérogénéité du cœur de l'île. Au contraire, les stations situées près des côtes comme la station STPI enregistrent un niveau de bruit sismique plus important.

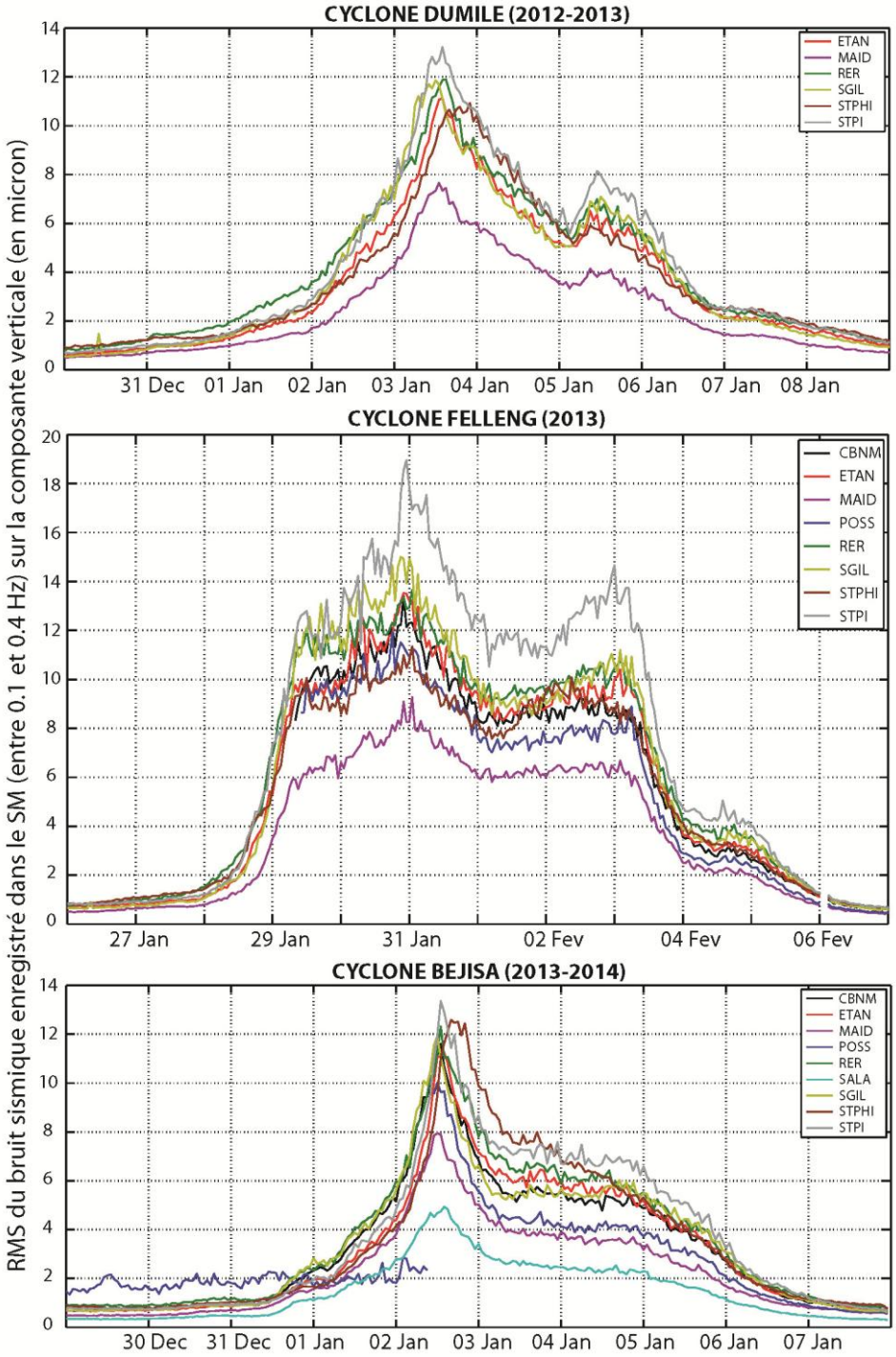

Figure 120 : RMS du bruit sismique enregistré sur la composante verticale de stations localisées à La Réunion pendant les cyclones Dumile, Felleng et Bejisa dans la bande de fréquence du SM (entre 0.1 et 0.4 Hz).

La signature des cyclones dans le pic primaire (PM)

Contrairement au bruit sismique enregistré dans le pic secondaire, la signature dans le pic primaire (entre 0.04 et 0.1 Hz, c'est à dire entre 10 et 25s de période) est beaucoup moins

claire, et diffère largement d'une station à l'autre pour un même événement (Figure 121). Ceci est cohérent avec une source locale de bruit, qui s'atténue assez rapidement avec la distance, et qui peut donc varier en fonction du temps et du site d'enregistrement. Il faut noter que dans cette gamme de fréquence, les signaux enregistrés par la plupart des stations durant les cyclones sont très perturbés, principalement sur les composantes horizontales, ce qui rend leur exploitation difficile. On peut cependant constater que le niveau de bruit ambiant dans le primaire est beaucoup plus important (d'un facteur 10 environ) à la station STPHI, à l'extrémité SE de l'île, comparé à toutes les autres stations. De plus, si le bruit enregistré dans le secondaire semble atténué aux stations MAID et SALA, il est étonnement élevé pour ces mêmes stations dans le pic primaire lors des passages des cyclones Dumile et Bejisa, comme il l'est également à la station SGIL. Ces résultats traduisent un impact plus important de la houle cyclonique dans le secteur nord-ouest de l'île, en accord avec les observations météo pour ces deux cyclones, qui, par leurs trajectoires, ont généré des houles qui ont principalement touché les côtes nord et nord-ouest de La Réunion.

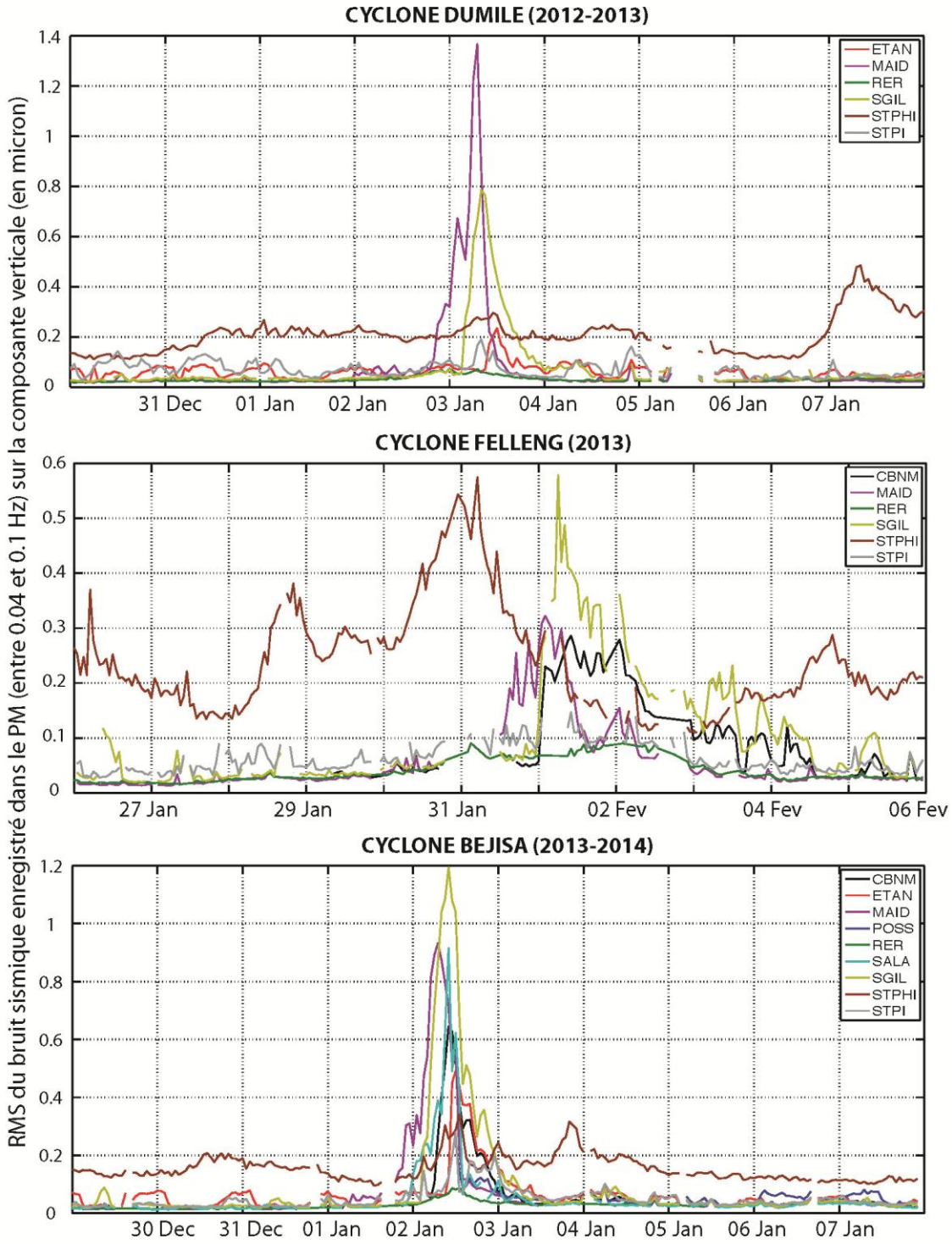

Figure 121 : RMS du bruit sismique enregistré sur la composante verticale de stations localisées à La Réunion pendant les cyclones Dumile, Felleng et Bejisa dans la bande de fréquence du PM (entre 0.04 et 0.1 Hz).

4.5.2 Les houles australes enregistrées par le réseau RHUM-RUM

La signature des houles australes dans le bruit sismique secondaire (SM)

Les stations du réseau sismologique temporaire RHUM-RUM installé à La Réunion ont également enregistré les événements extrêmes de houles australes qui ont touché l'île en août 2013 et en juin 2014. La Figure 122 montre l'amplitude du bruit sismique enregistré dans le pic secondaire (entre 0.1 et 0.4 Hz) pour toutes les stations en service au cours de ces deux événements de houle australe. Là encore, toutes les stations enregistrent un signal similaire pour un épisode donné, mais avec des niveaux de bruit légèrement différents d'une station à l'autre. La station STPI se détache des autres avec un niveau de bruit un peu plus élevé. Au contraire, les stations SALA, MAID, RUN01 et POSS sont caractérisées par un niveau de bruit dans le SM un peu plus faible qu'aux autres stations.

La signature des houles australes dans le bruit sismique primaire (PM)

Le bruit sismique enregistré sur la composante verticale des stations dans la bande de fréquence du primaire (entre 0.04 et 0.1 Hz) pendant les épisodes de houles australes est moins perturbé que celui enregistré pendant les événements cycloniques (Figure 123). On constate que le niveau de bruit enregistré dans le PM à la station STPHI a beaucoup plus d'amplitude (d'un facteur 3 environ) que celui enregistré de façon relativement équivalente par toutes les autres stations. Cette observation suggère que le site de la station STPHI se prête plus particulièrement à l'analyse des microséismes primaires associés à la houle australe, notamment afin de caractériser qualitativement et quantitativement les vagues localement, comme nous le verrons dans la partie suivante.

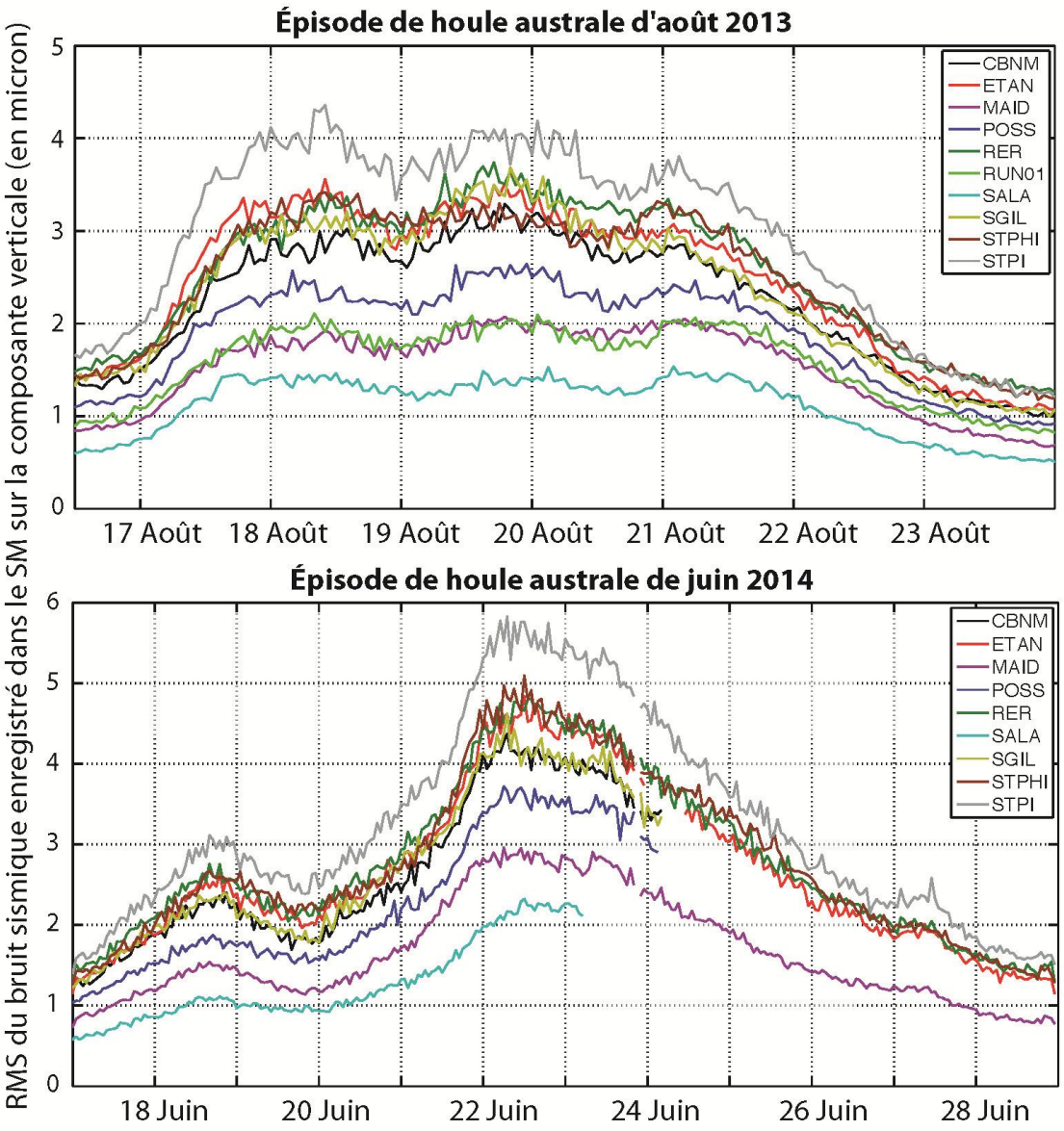

Figure 122 : RMS du bruit sismique enregistré sur la composante verticale de stations localisées à La Réunion pendant les épisodes de houles australes en août 2013 et en juin 2014 dans la bande de fréquence du SM (entre 0.1 et 0.4 Hz). En raison du remplissage de leurs cartes mémoires, les stations SALA, SGIL, CBNM et POSS ont arrêté d'enregistrer à partir du 23 et du 24 juin 2014.

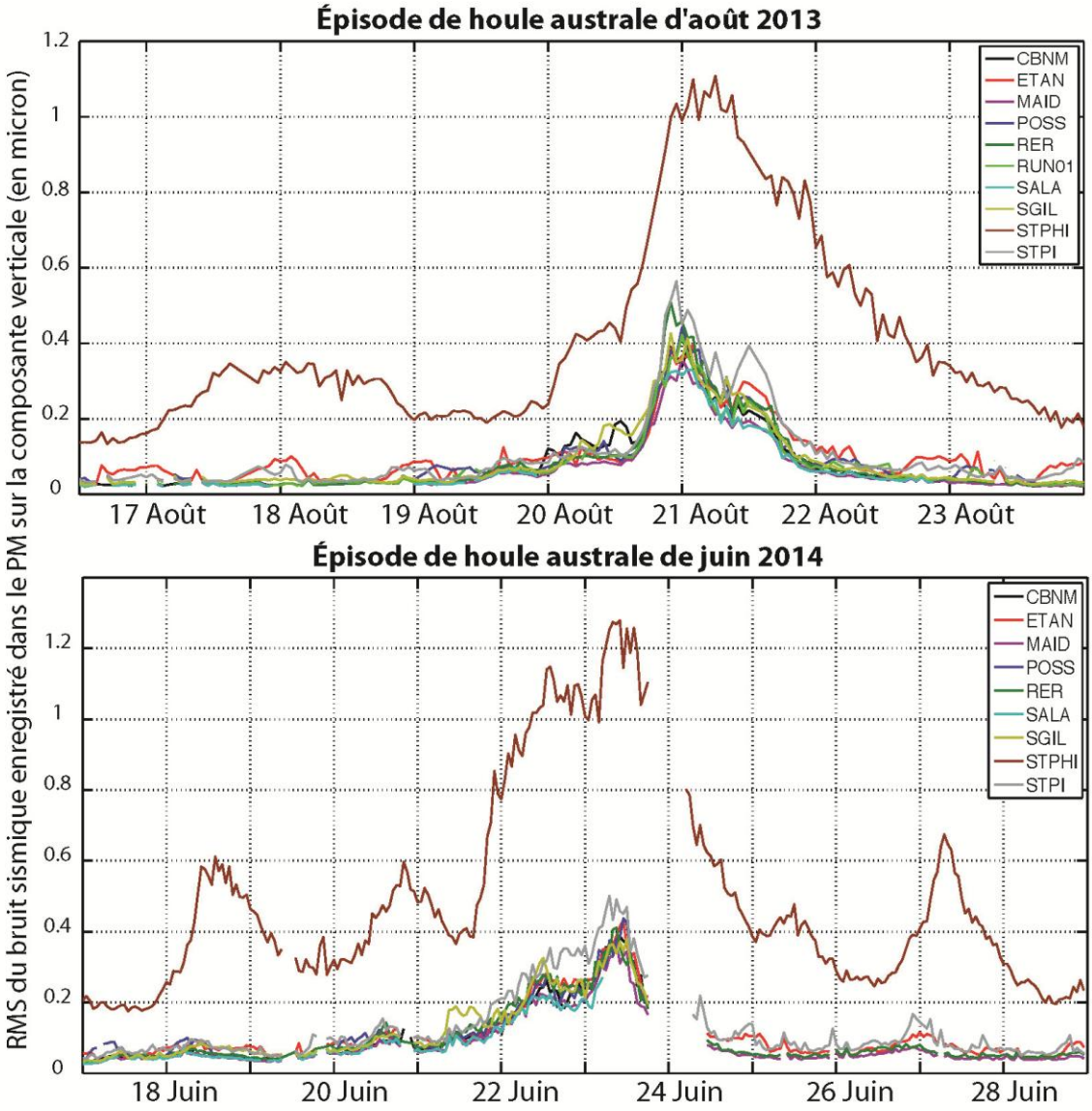

Figure 123 : RMS du bruit sismique enregistré sur la composante verticale de stations localisées à La Réunion pendant les épisodes de houles australes en août 2013 et en juin 2014 dans la bande de fréquence du PM (entre 0.04 et 0.1 Hz). Le trou dans les données autour du 24 juin 2014 correspond à l'important séisme de magnitude 7.9 qui s'est produit le 23 juin 2014 à 20h53 UTC dans l'archipel des îles Aléoutiennes au sud-ouest de l'Alaska et qui a eu une grande répercution sur le bruit enregistré dans la bande de fréquence du PM.

4.5.3 Etude comparative avec le modèle de houle régional SWAN

Le manque d'observations directes de la houle aux abords de l'île de La Réunion nous a poussé à utiliser un modèle de houle régional (détaillé dans la partie 4.2.3) pour comparer nos observations sismologiques avec les hauteurs de vagues prédites localement au lieu d'utiliser un modèle global à large maille comme celui utilisé jusqu'à présent dans ce travail.

L'intérêt d'utiliser un modèle régional à plus haute résolution est de pouvoir sélectionner des mailles au voisinage de chacunes des stations afin de mieux caractériser le niveau de bruit microsismique enregistré localement en fonction de l'activité des vagues prédites dans ce secteur par le modèle.

Les mailles selectionnées comme point de comparaison à proximité des stations sismiques côtières ont été choisies en fonction de leur profondeur, de sorte que celles-ci correspondent au lieu où la houle commence à interagir sur le fond à proximité de la station sismologique. La période maximale T annoncée par le modèle régional de houle SWAN pour l'événement d'août 2013 est de l'ordre de 18s, ce qui équivaut à une longeur d'onde λ des vagues au large d'environ 500m d'après : $\lambda = gT^2/2\pi$. En se rapprochant du rivage, les vagues conservent leur période mais elles ralentissent et leur longueur d'onde diminue. La profondeur à partir de laquelle ces vagues vont commencer à interagir sur le fond est estimée à $\lambda/2$ soit environ 250m. C'est ce critère qui a permis la sélection des mailles au voisinnage des stations côtière (Figures 124 et 125). Leurs coordonnées précises ainsi que leur profondeur sont indiquées dans le Tableau 16 ci-dessous :

NOM	LONGITUDE (°)	LATITUDE (°)	PROFONDEUR (m)
HSRDG	55.2800	-20.9440	37
HSPOSS	55.3400	-20.8760	259
HSRUN	55.4120	-20.8400	246
HSRER	55.8400	-21.1880	238
HSSTPHI	55.7640	-21.3680	272
HSSTPI	55.4920	-21.3680	275
HSETAN	55.3400	-21.2880	263
HSCBNM	55.2560	-21.1520	241
HSSGIL	55.1840	-21.0880	251

Tableau 16 : Coordonnées et profondeur des mailles sélectionnées pour suivre la hauteur des vagues prédites au voisinnage des stations sismiques avec le modèle régional de houle SWAN.

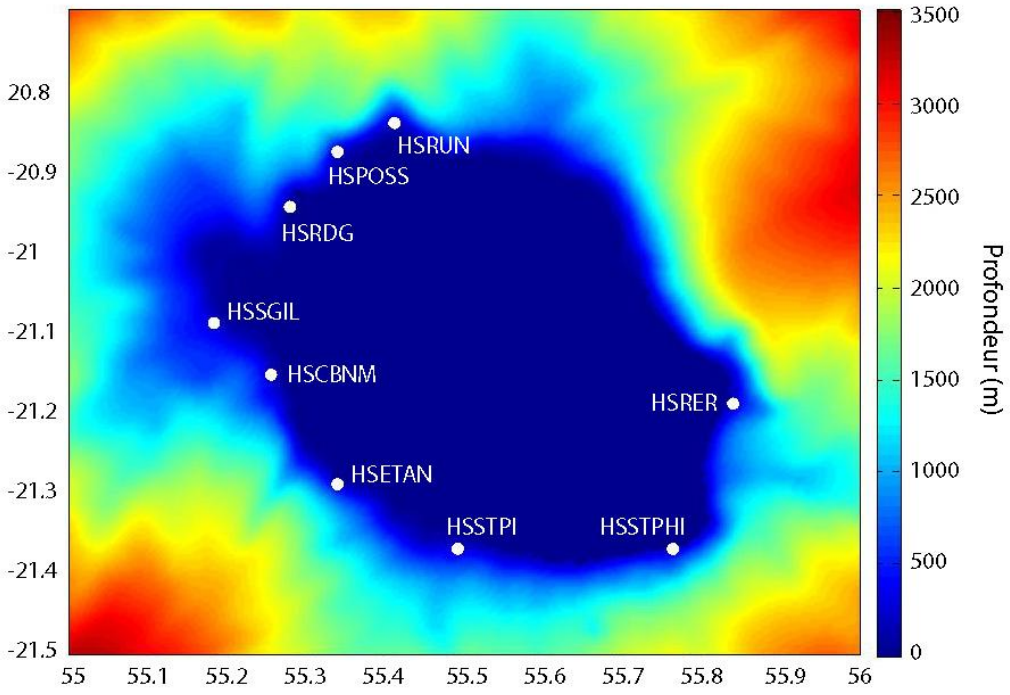

Figure 124 : Données bathymétriques utilisées dans le modèle régional de houle SWAN avec la localisation des mailles sélectionnées à proximité des stations sismiques côtières.

Figure 125 : Carte de localisation des mailles sélectionnées dans le modèle régional de houle SWAN (en bleu) à proximité des stations sismiques côtières (en orange). Google Earth, Crédits : Image Landsat.

Le point HSRDG correspond à la maille la plus proche du houlographe de la Rivière des Galets (Port Ouest) qui a été utilisé pour valider le modèle régional de houle SWAN. Ce houlographe est installé à une profondeur de 33m qui est proche de celle donnée pour le point HSRDG de 37 m.

La Figure 126 montre pour les deux événements de houles australes étudiés (en août 2013 et juin 2014) la hauteur des vagues observées au houlographe de la Rivières des Galets ainsi que celle prédite par le modèle régional SWAN au niveau de la maille HSRDG.

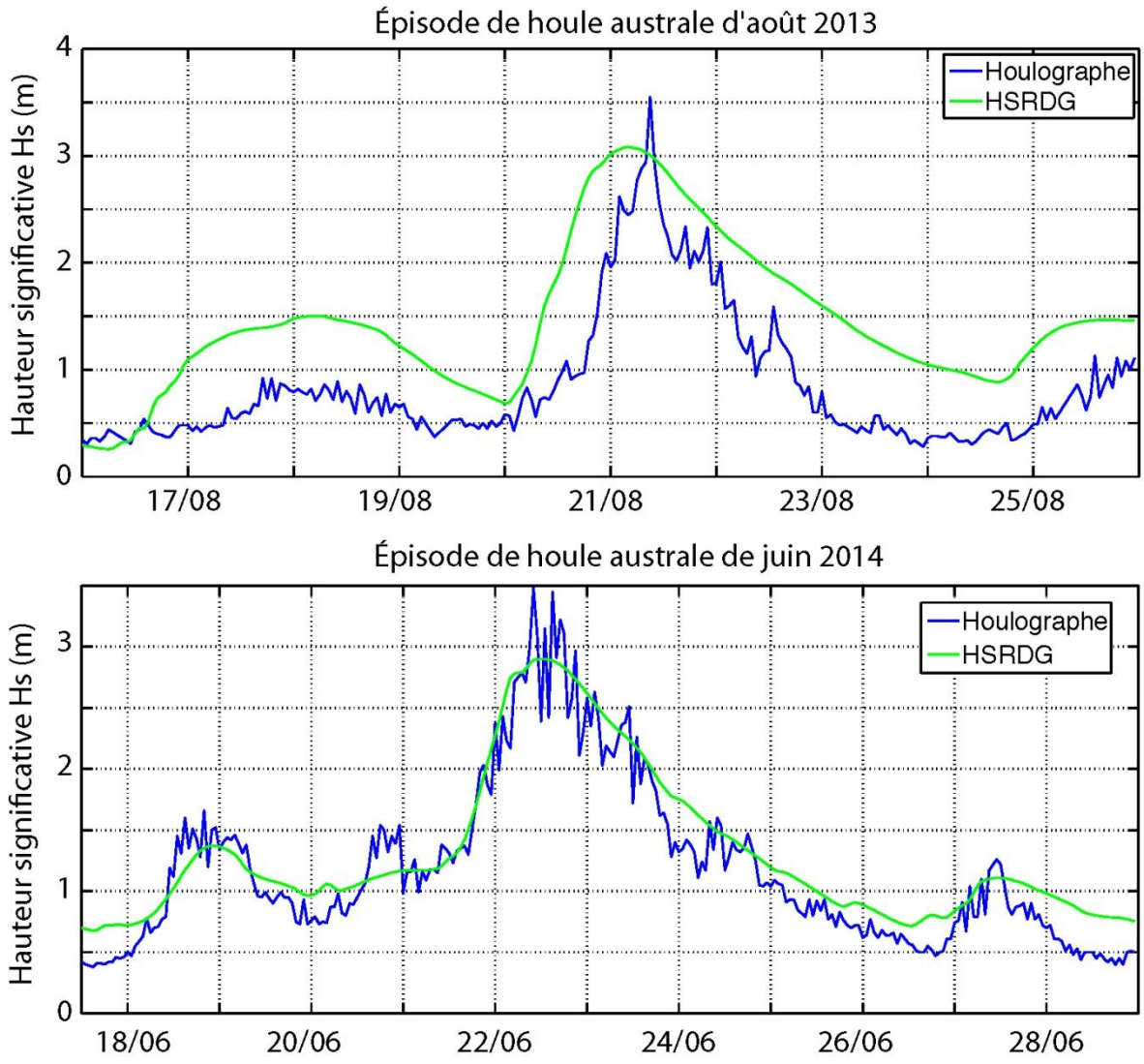

Figure 126 : Comparaison entre la hauteur des vagues obtenue au cours des épisodes de houle australe d'août 2013 (en haut) et de juin 2014 (en bas) d'après les observations du houlographe de la Rivière des Galets (en bleu) et les prévisions du modèle SWAN au point HSRDG (en vert).

Les paramètres statistiques calculés selon Rusu [2011] entre ces deux séries temporelles sont donnés dans le Tableau 17 ci-dessous :

Paramètre	Août 2013	Juin 2014
Valeur moyenne de la hauteur significative des vagues sur la durée de l'épisode d'après le houlographe (m)	0.84	1.17
Valeur moyenne de la hauteur significative des vagues sur la durée de l'épisode d'après le modèle SWAN (m)	1.45	1. 30
Bias	-0.61	-0.12
Rmse	0.69	0.24
Scatter index	0.82	0.20
Coefficient de corrélation (Pearson)	0.88	0.96

Tableau 17 : Paramètres statistiques calculés entre les observations et le modèle au niveau de la Rivière des Galets pendant les deux événements de houle australe d'août 2013 et juin 2014.

Si la validation du modèle régional SWAN a été jugée satisfaisante pour ces deux épisodes de houles australes, ça n'a pas été le cas en ce qui concerne les événements cycloniques. De plus, comme nous l'avons vu Figure 121, les observations sismologiques enregistrées dans le PM au cours des cyclones sont peu exploitables. Nous limiterons donc notre analyse comparative entre les observations sismologiques et le modèle de houle régional SWAN aux deux épisodes de fortes houles australes d'août 2013 et de juin 2014. Nous nous intéressons ici à l'impact local de la houle sur la côte, c'est-à-dire à la signature du bruit sismique enregistré dans la bande de fréquence du PM, entre 0.04 et 0.1 Hz.

Un premier constat rapidement établi quand on compare les variations de la RMS enregistrées dans le PM sur la composante verticale d'une station donnée avec celles de la hauteur des vagues prédites par le modèle régional SWAN à proximité de cette station, c'est qu'il peut exister un décalage temporel de l'ordre de quelques heures entre les deux maximums d'amplitude enregistrés. Cela est illustré sur la Figure 127 qui montre que le maximum d'amplitude du PM enregistré à la station CBNM pendant l'épisode de houle australe d'août 2013 est atteint environ 6h avant le maximum du pic de houle prédit par le modèle à proximité de la station. De plus on observe sur cette même figure que l'amplitude du PM décroit beaucoup plus rapidement que la hauteur des vagues. Ces divergences ne permettent pas d'établir de façon directe une fonction de transfert de la hauteur des vagues en

fonction du bruit simique, comme cela a pu être fait précédemment avec les fonctions de transfert du type logarithmique.

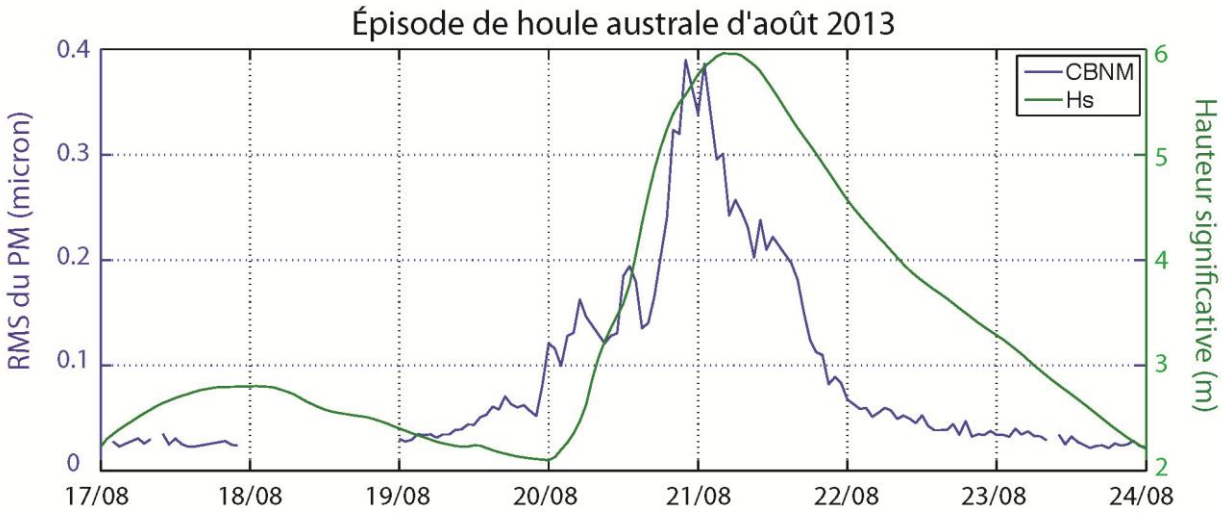

Figure 127 : RMS du bruit sismique enregistré dans la bande de fréquence du PM (entre 0.04 et 0.1 Hz) sur la composante verticale de la station sismique CBNM (en micron, en bleu) et hauteur des vagues prédites par le modèle régional SWAN au point HSCBNM (en mètre, en vert) pendant l'épisode de houle australe d'août 2013.

Nous proposons alors une méthode qui permet d'établir une relation du type linéaire reliant l'amplitude du bruit sismique enregistré dans la bande de fréquence du PM avec la hauteur des vagues prédites localement, sans tenir compte des éventuels décalages temporels existants entre ces deux séries. Notre approche, consistant à faire concorder leur extrema du point de vue de l'amplitude, revient simplement à « lire » la courbe bleue d'amplitude du PM sur l'axe de droite (en vert et en mètre) sur la Figure 127, une fois que les deux axes ont été bien réglés l'un par rapport à l'autre.

Cette méthode semble bien adaptée si on s'intéresse au cas de la station STPHI qui est représenté sur la Figure 128. En effet, on n'observe pas de décalage temporel entre les maximums atteints pour l'amplitude du PM enregistré à la station STPHI et pour la hauteur des vagues prédites par le modèle SWAN localement à la maille HSSTPHI. On calcule ainsi un coefficient de corrélation de 0.97 entre ces deux paramètres, sur la série temporelle représentée en Figure 128 pour l'épisode de houle australe d'août 2013. Il est alors possible d'établir une fonction de transfert entre ces deux paramètres de façon directe.

La Figure 129 montre que dans ce cas, la relation reliant la hauteur des vagues (*Hs*, en m) à l'amplitude du bruit sismique (*A*, en micron) enregistré dans la bande de fréquence du PM sur la composante verticale de la station STPHI est bien linéaire. On trouve alors par simple régression linéaire une relation affine du type $Hs = 3.2\,A + 1.7$ représentée par la droite en rouge sur la Figure 129.

Avec notre approche consistant à faire concorder les minimums et maximums d'amplitude entre le PM et la hauteur des vagues prédites, comme c'est le cas sur la Figure 128, on retrouve bien une relation affine du même type avec $Hs = 3.3\,A + 1.5$ qui permet de passer d'un axe à l'autre.

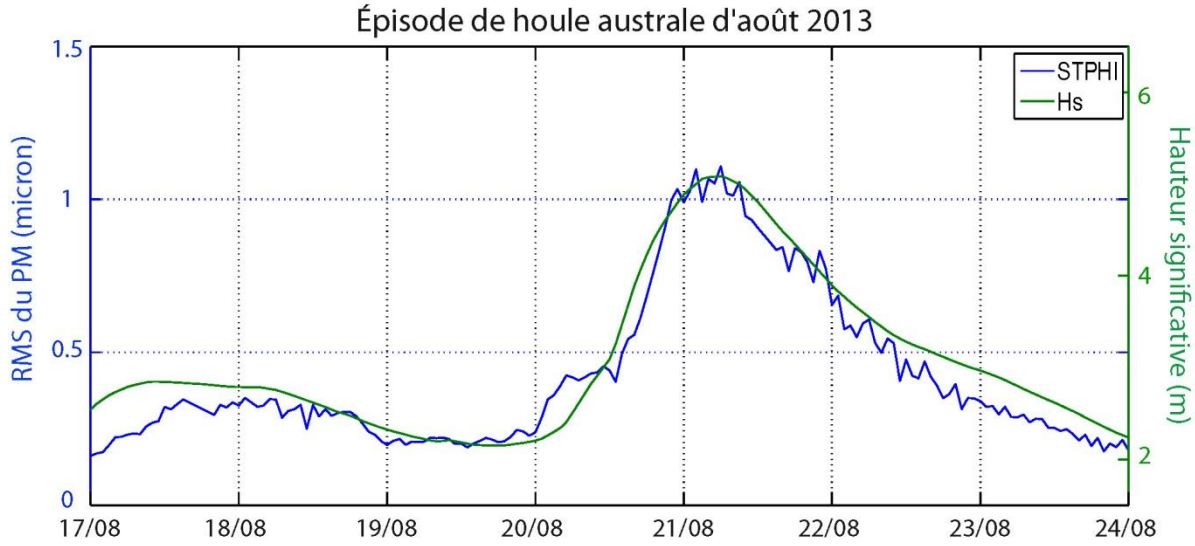

Figure 128 : Variations de la RMS du bruit sismique enregistré dans le PM (entre 0.04 et 0.1 Hz) sur la composante verticale de la station sismique STPHI (en micron, en bleu) et hauteur des vagues prédites par le modèle régional SWAN au point HSSTPHI (en mètre, en vert) pendant l'épisode de houle australe en août 2013.

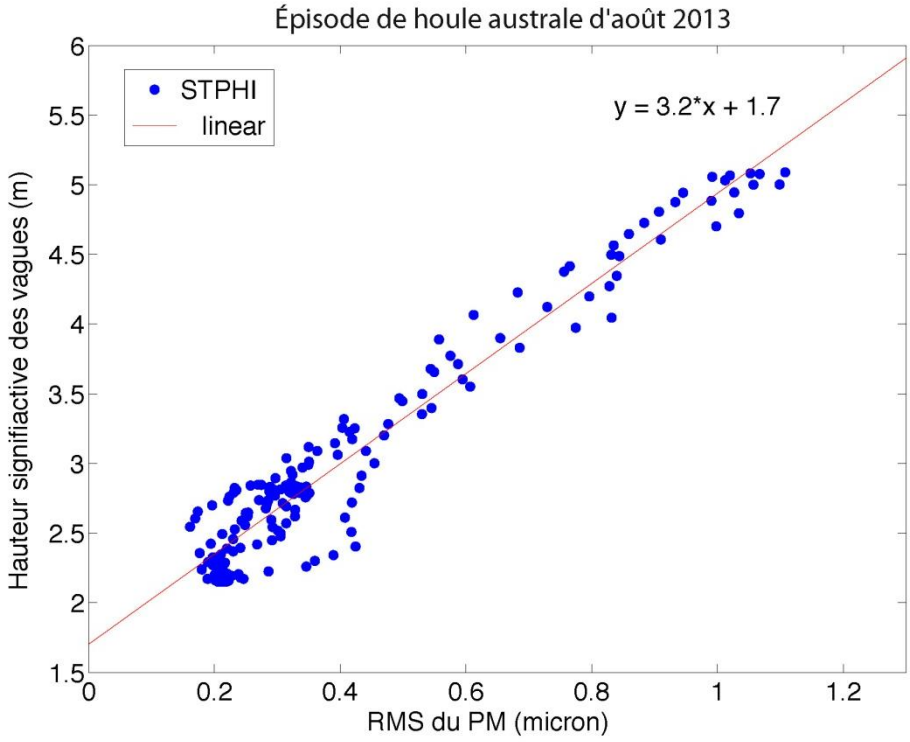

Figure 129 : Fonction de transfert obtenue par simple régression linéaire entre la hauteur des vagues prédites par le modèle SWAN au point HSSTPHI et la RMS du bruit sismique enregistré dans le PM sur la composante verticale de la station STPHI pendant l'épisode de houle australe du 17 au 24 août 2013.

Notre approche nous a ainsi permis d'identifier une relation de type linéaire pour chaque station côtière associée à une maille du modèle régional de houle SWAN, même quand un décalage temporel empêchait d'établir de façon plus directe une fonction de transfert entre les variations d'amplitude du PM et de la hauteur des vagues prédites localement. Cette approche a été menée pour les deux épisodes de houles australes d'août 2013 et juin 2014, et les relations linéaires identifiées pour chacunes des stations sont présentées dans la Figure 130 :

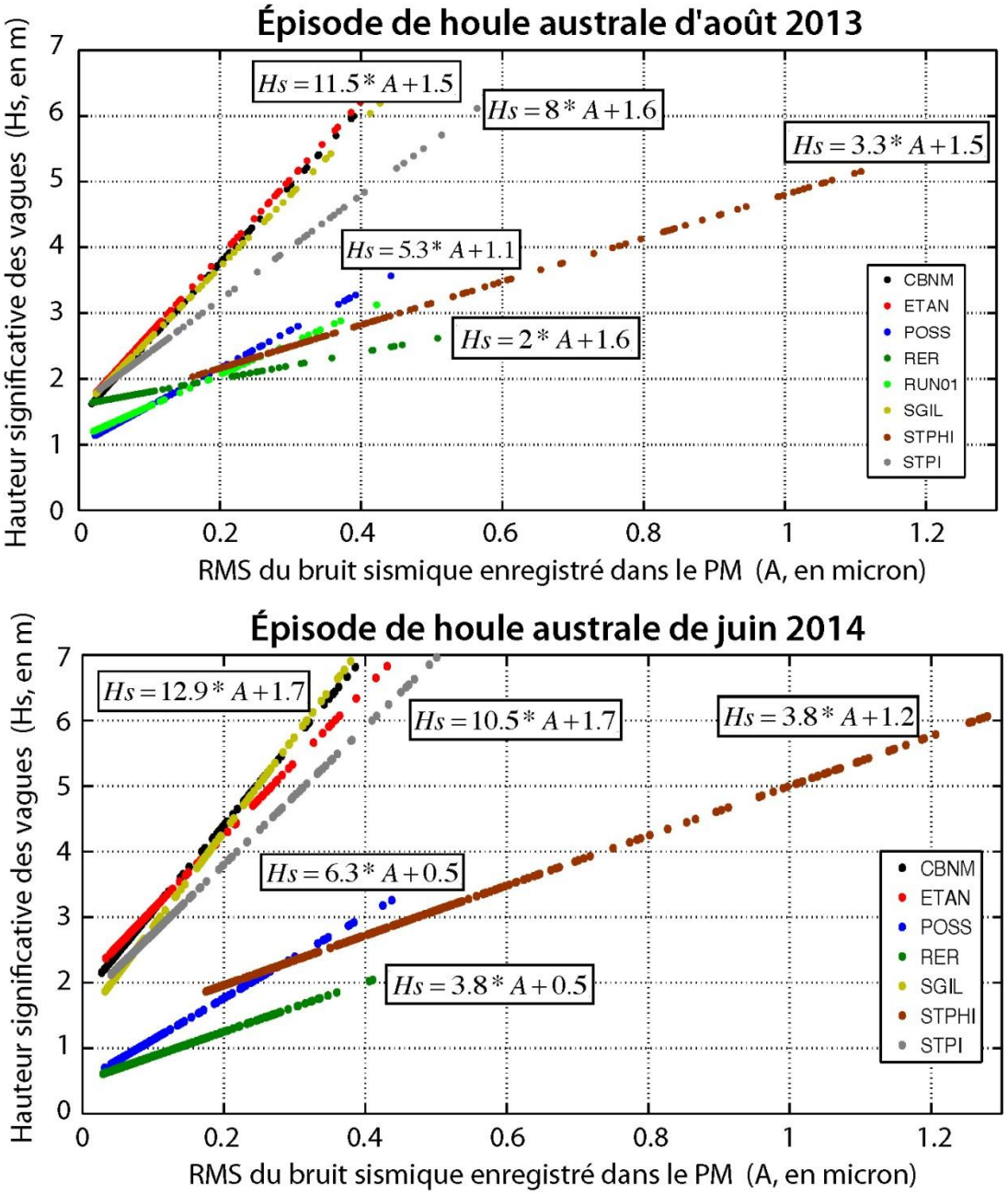

Figure 130 : Relations linéaires permettant de quantifier la hauteur des vagues (en m) en fonction de la RMS du bruit sismique enregistré dans le PM (en micron) sur la composante verticale des stations sismiques au cours des épisodes de houle australe d'août 2013 (en haut) et de juin 2014 (en bas).

La Figure 130 montre clairement que la relation affine qui relie l'amplitude du bruit sismique enregistré dans la bande de fréquence du PM à la hauteur des vagues dépend de la localisation de la station sur l'île. On distingue en effet des équations différentes pour les stations situées sur les façades ouest (CBNM, ETAN, SGIL), sud (STPI), nord (POSS,

RUN01) et est (RER) ou encore dans le sud sauvage (STPHI). Cette distinction ne s'explique pas tellement par une variation spatiale du niveau de bruit sismique enregistré dans la bande de fréquence du PM puisqu'on a vu que celui-ci est assez équivalent pour l'ensemble des stations de l'île, sauf pour STPHI qui enregistre un niveau d'amplitude beaucoup plus élevé (Figure 123). En revanche, la hauteur significative des vagues observées localement varie davantage en fonction des différentes façades de l'île et de la façon dont l'épisode de houle impacte l'île géographiquement. C'est ce qu'on observe sur la Figure 131 qui montre que la hauteur significative des vagues prédites par le modèle régional SWAN le 21 août 2013 à minuit varie entre 0 et 6 mètres sur tout le pourtour de l'île. La hauteur des vagues est maximale (environ 6m) sur la façade sud-ouest qui est impactée frontalement par cet épisode de houle australe, alors que les façades nord et est sont clairement protégées avec une hauteur significative qui ne dépasse pas les 4m.

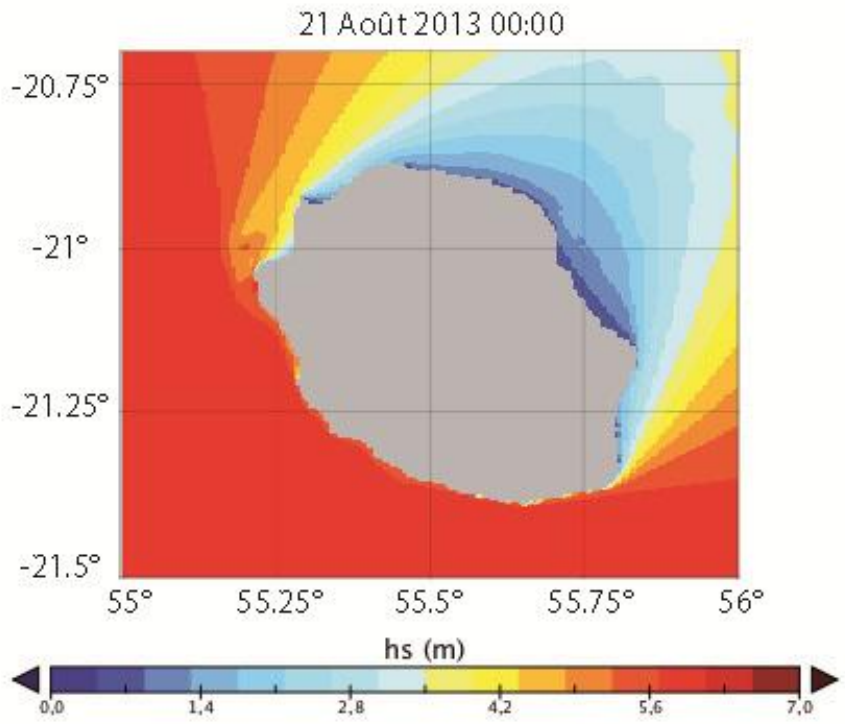

Figure 131 : Prévision de la hauteur significative des vagues (Hs en m) du modèle régional SWAN pour le 21 août 2013 à minuit.

Pour conclure cette partie, il apparaît que la station sismique qui permet d'apprécier le plus finement les variations de la hauteur des vagues à partir du bruit microsismique enregistré dans le PM est clairement la station STPHI. D'abord parce qu'elle enregistre un

niveau de bruit bien plus élevé que les autres stations dans cette gamme de fréquence (d'un facteur trois environ), ce qui permet de détecter des événements de houle, même de moindre importance, avec moins d'ambiguité. Mais aussi parce que la relation linéaire reliant la hauteur des vagues (*Hs*) à l'amplitude du bruit sismique (*A*) a un coefficient directeur plus faible pour cette station, ce qui permet d'estimer la hauteur des vagues à partir du bruit sismique avec plus de fiabilité et de stabilité. On retrouve ainsi des relations linéaires très proches pour les deux épisodes de houles australes étudiés à cette station, ce qui la rend plus robuste pour quantifier la hauteur des vagues. La Figure 132 montre d'ailleurs que la station STPHI enregistre de fines variations d'amplitudes dans le PM qui ne sont pas ou peu reproduites par le modèle de houle régional SWAN pendant l'épisode de houle australe de juin 2014, dévoilant ainsi les limites de ce dernier.

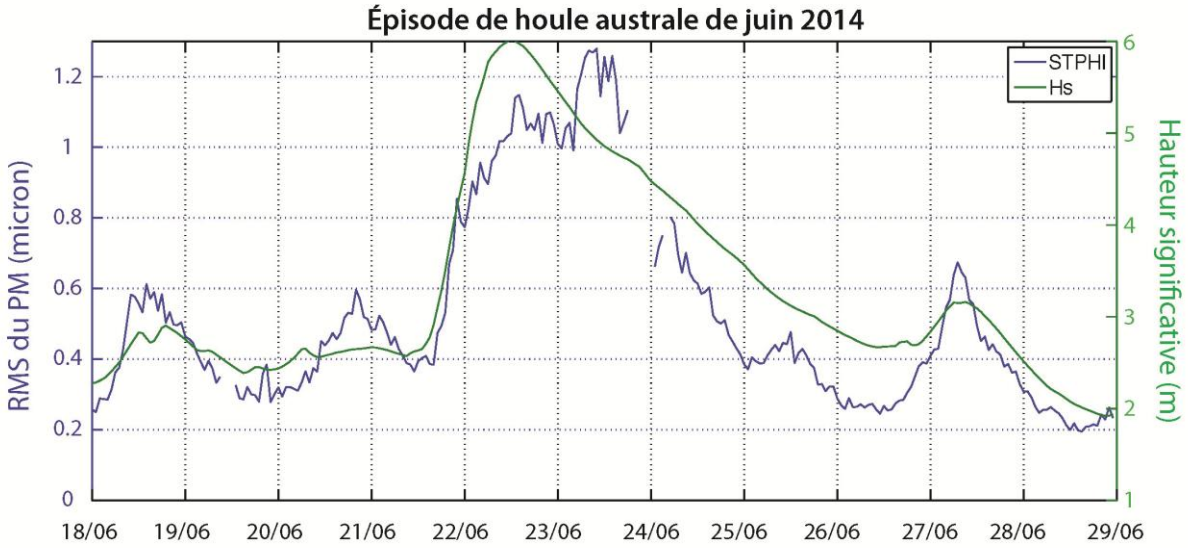

Figure 132 : RMS du bruit sismique enregistré dans la bande de fréquence du PM (entre 0.04 et 0.1 Hz) sur la composante verticale de la station sismique STPHI (en micron, en bleu) et hauteur des vagues prédites par le modèle régional SWAN au point HSSTPHI (en mètre, en vert) pendant l'épisode de houle australe en juin 2014.

La position avantageuse de la station STPHI dans l'enregistrement du bruit microsismique associé à la houle peut s'expliquer par sa situation géographique. En effet, comme le montre le Tableau 18 qui récapitule les distances à la côte des différentes stations sismiques installées à La Réunion, la station STPHI est celle qui se situe le plus près des côtes, à seulement 200m du rivage. Cette position particulièrement proche de la côte lui permet d'enregistrer les microséismes de type PM et LPSM générés à proximité des côtes avec davantage d'amplitude, avant qu'ils ne soient atténués en se propagant dans les terres.

FAÇADE	Ouest					Nord		Est	Sud	Sud sauvage
STATION	SGIL	ETAN	CBNM	MAID	SALA	POSS	RUN01	RER	STPI	STPHI
Distance à la côte (km)	1.3	1.7	2.7	15	30	0.9	1.7	9	1.2	0.2

Tableau 18 : Distance à la côte (en km, par odre croissant et par façade) des stations sismiques localisées à La Réunion.

De plus, la station STPHI se situe en plein cœur du Sud sauvage, qui est la région littorale du sud-est de La Réunion. Celle-ci s'étend de la commune de Petite-Ile jusqu'à la Pointe du Tremblet, et se caractérise par une côte déchiquetée et constituée de falaises basaltiques, qui atteignent jusqu'à une quinzaine de mètres de hauteur et qui subissent constamment l'assaut des vagues violentes de la houle du sud. La côte du Sud sauvage est marquée par de nombreux caps tels que le Cap Méchant, la Grande Pointe, la Table, ou encore la Pointe de La Table, formant une avancée en pleine mer qui a permis à l'île de s'agrandir de plus de 25 hectares lors de la coulée volcanique hors enclos de 1986. La pointe de La Table constitue aujourd'hui le principal cap au sud-est de l'île de La Réunion. Ainsi, toute la côte du Sud sauvage au large de Saint-Philippe, et donc à proximité de la station STPHI, représente un lieu propice pour la convergence des vagues puissantes des épisodes de houle australe. De plus, la morphologie de cette côte abrupte constituée de falaises volcaniques massives favorise d'une part un impact puissant des vagues localement, mais aussi, d'autre part, la réflexion de ces vagues avec plus d'énergie. Toutes ces raisons expliquent, comme on l'a vu, pourquoi la côte du Sud sauvage peut être le théâtre de sources de microséismes proéminentes du type PM et LPSM lors des épisodes de houles australes qui la frappent fréquemment.

4.5.4 Identifier les sites potentiels pour la récupération de l'énergie des vagues

Les vagues qui forment la houle sont modifiées par la bathymétrie et ralentissent dès que la profondeur est inférieure à la moitié de leur longueur d'onde environ. C'est ce phénomène à l'origine de la réfraction des vagues qui fait qu'elles arrivent toujours perpendiculairement à la côte. Ainsi, un haut-fond entraîne la convergence des vagues, alors qu'une dépression va créer de la divergence. C'est aussi pour cette raison que les vagues sont davantage atténuées dans les baies alors qu'elles convergent sur les caps en gagnant en hauteur. Les vagues ont le potentiel de fournir une source d'énergie durable qui peut être transformée au moyen de convertisseurs en énergie électrique. Des convertisseurs ont été développés aussi bien pour extraire l'énergie des vagues en eaux peu profondes qu'en eaux profondes.

Récupération d'énergie de la houle onshore

Comme nous l'avons vu dans la partie précédente, le niveau anormalement élevé du bruit microsismique enregistré dans la bande de fréquence du PM à la station STPHI traduit une activité importante des vagues localement, qui sont parmi les plus grosses observées sur l'île de La Réunion. Le site de Saint Philippe semble donc tout à fait propice au développement de projets de récupération de l'énergie des vagues, qui s'inscrivent totalement dans le contexte énergétique et la volonté politique de la Région Réunion de favoriser les énergies renouvelables et en particulier les énergies marines. En effet, la Région a adopté en août 2009 un scénario de Stratégie d'Autosuffisance pour la Relance et la Transition Energétique Réunionnaise (STARTER) afin d'atteindre l'objectif d'un mix énergétique 100% énergies renouvelables à La Réunion aux horizons 2020-2030 [*ARER*, 2009].

Pour connaître le potentiel énergétique d'un site, il faut d'abord pouvoir estimer la puissance des vagues (en kW par mètre de front de vague). Dans le cas idéal de vagues régulières, la théorie d'Airy précise que leur puissance P s'exprime telle que $P = c_g E$ où c_g est la vitesse de groupe, telle que $c_g = \frac{c}{2} = \frac{g}{2\omega} = \frac{gT}{4\pi}$ et E l'énergie (potentielle + cinétique), telle que $E = Ec + Ep = \frac{1}{8}\rho w g H^2$. Finalement, on peut définir la puissance des vagues par $P = (g^2 * \rho w * Tm * Hs^2)/(4 * \pi * 16)$ avec g la constante de gravité (9.8m.s^{-2}), ρ_w la masse volumique de l'eau de mer (1025 kg.m^3), Tm la période moyenne des vagues (en s) et

Hs leur hauteur significative (en m). La puissance linéique des vagues est alors donnée par : $P = 0.49 \times Hs^2 \times Tm$ en kW/m.

Comme nous l'avons vu à travers ce travail de recherche, l'analyse du bruit microsismique enregistré dans la bande de fréquence du PM peut permettre de quantifier les vagues localement en termes de période et de hauteur. Il s'agit donc d'un outil intéressant qui peut être utilisé pour identifier les sites propices au développement de projets de récupération de l'énergie des vagues, comme c'est clairement le cas à Saint-Philippe. Justement, la commune a lancé un projet d'aménagement d'une cale de halage et d'un bassin d'apaisement protégé par une digue de protection d'environ 90 m de long, auquel pourrait s'intégrer un WEC (Wave Energy Converter). D'autres projets de ce type pourraient voir le jour sur l'île puisque des quais de débarquement doivent aussi être construits à Saint-André (côte est) et à Saint-Louis (côte sud-ouest) sur lesquels pourront se greffer, comme à Saint-Philippe, des technologies WEC. Le projet le plus prometteur est bien sûr le chantier de la nouvelle route du littoral. Celle-ci sera composée de six voies et se trouvera essentiellement au dessus de la mer, nécessitant la construction de 4 à 6 km de digues et le reste sous la forme de viaducs. Certes, la puissance de la houle à cet endroit est bien inférieure à celle observée dans le sud de l'île et notamment à Saint-Philippe, néanmoins l'importante longueur de digue disponible pourrait permettre d'atteindre un rendement électrique équivalent [*Delencre*, 2010]. D'autre part, on a vu que l'analyse du bruit microsismique permet également dans certains cas de retrouver la direction des vagues. Cela rend possible la prise en compte de la direction principale de la houle dans un secteur donné, de sorte que celle-ci soit amenée à frapper de face un mur de protection éuipé d'un système de WEC afin d'obtenir un rendement énergétique optimal.

Ainsi, l'analyse du bruit microsismique à l'échelle de l'île de La Réunion et sur le long-terme pourrait permettre tout d'abord d'identifier les sites les plus propices à la récupération d'énergie de la houle, en quantifiant les vagues localement en termes de période, de hauteur et de direction, et aussi de rendre optimale l'installation d'une structure WEC pour en tirer le meilleur rendement énergétique possible. Enfin, l'intérêt des mesures en continu est de pouvoir constituer une base de données intéressante d'un point de vue statistique, pour connaître la vulnérabilité d'un site lors des épisodes de houles cycloniques ou australes les

plus extrêmes. En effet, le dimensionnement et la conception de telles structures doivent prendre en compte tous ces paramètres pour résister à l'assaut des vagues les plus fortes.

L'installation d'une structure WEC pour la récupération d'énergie de la houle onshore sur le site de Saint-Philippe s'avère très intéressante puisque les vagues y possèdent un fort potentiel énergétique estimé à une puissance moyenne de 20.7 kW/m, pouvant dépasser les 30 kW/m pendant l'hiver austral [*Delencre*, 2010]. D'autre part, le projet de cale de halage convient parfaitement au développement de ce type de technologie sur la digue de protection prévue.

Les convertisseurs de l'énergie des vagues sont classés par types de procédés selon les quatre classes suivantes [*ADEME*, 2010] :

- Les colonnes d'eau oscillantes : systèmes utilisant la compression de l'air par l'oscillation de l'eau dans une chambre communiquant avec l'océan. Des turbines sont alors actionnées mécaniquement par le flux d'air sous pression. Les installations peuvent être flottantes en mer ou fixes sur le littoral.
- Les systèmes à déferlement : les vagues déferlent sur des rampes artificielles puis se déversent dans des réservoirs élevés pouvant se décharger à travers des turbines de type basse-chute. Les installations peuvent être flottantes en mer ou fixes sur le littoral.
- Les systèmes à flotteurs : systèmes comportant un ou plusieurs corps flottants mis en mouvement par les vagues. Les mouvements de ces corps actionnent ensuite des systèmes de conversion d'énergie qui peuvent être hydrauliques ou utiliser des génératrices électriques directes. Il existe différents concepts.
- Les systèmes posés au fond : ces systèmes fixés sur le fond marin utilisent l'oscillation de l'eau induite par les vagues et ressentie dans toute la hauteur d'eau. La cinématique sous-marine du fluide est alors mise à profit pour animer des corps (volets battants, bouées submergées, corps déformables) qui à leur tour actionnent des systèmes de transformation d'énergie qui peuvent être électriques, mais aussi hydrauliques en utilisant l'eau de mer pressurisée comme vecteur de transport de l'énergie jusqu'à la terre.

  Les développements actuels de ces technologies penchent pour des applications éloignées du rivage pour limiter leurs impacts potentiels. De plus, outre la diminution

de conflit d'usage en mer, les régimes de vagues sont plus énergétiques au large qu'en zone littorale.

Récupération d'énergie de la houle offshore

Dans notre analyse des houles extrêmes sur l'île de La Réunion, nous avons pu mettre en évidence l'existence de sources de bruit sismique de type LPSM (microséismes secondaires de classe II) qui résultent de la réflexion des vagues incidentes sur la côte. Ce phénomène se produit principalement lors des épisodes de fortes houles australes qui frappent les côtes sud et ouest de l'île. Quand la réflexion de la houle est totale et que l'onde réfléchie se propage dans le sens opposé aux vagues incidentes, il se forme ce que les ingénieurs en génie côtier appellent un « clapotis ». Le clapotis est par définition une onde stationnaire résultant de la superposition de deux houles progressives de mêmes carctéristiques mais se propageant en sens inverse. Une des particularités de la houle en condition de clapotis est qu'elle peut provoquer des pressions au second ordre, synchrones et largement supérieures à celles prédites par la théorie linéaire. Ces pressions sont ressenties sur le fond, même pour des conditions de profondeur infinie. Le premier à avoir mis en évidence ce phénomène est Longuet-Higgins [1950]. Ce phénomène physique, qui est à l'origine des microséismes secondaires étudiés dans ce travail de recherche, laisse également entrevoir la possibilité d'une ressource exploitable d'énergie renouvelable inépuisable.

Jarry [2009] a proposé un dispositif de récupération de l'énergie de la houle par exploitation de l'oscillateur de Longuet-Higgins. Le système développé pour récupérer l'énergie de cette pression dynamique est constitué d'un plateau laissé libre en translation verticale, séparant d'une part le milieu marin, et d'autre part une cuve remplie d'air en équipression avec le milieu extérieur. Le système est mis en place au fond de la mer, en avant d'une zone fortement réfléchissante. La superposition de la houle incidente venant du large et de la houle réfléchie crée une succession de pressions-dépressions qui anime le plateau d'un mouvement alternatif. Un système de convertisseur transforme ensuite ce mouvement en énergie.

Bien que ce dispositif n'en soit qu'au stade de recherche expérimentale, et que son rendement énergétique doive encore être amélioré, il est clair que l'île de La Réunion possède des sites potentiellement intéressants pour la récupération d'énergie de la houle à travers ce

procédé inédit. Notre analyse du bruit microsismique associé aux houles extrêmes à La Réunion a en effet dévoilé des sources de LPSM importantes au large des côtes sud et sud-ouest de l'île, qui sont impactées frontalement par la houle australe incidente.

5. CONCLUSIONS GÉNÉRALES

5.1 Localiser et caractériser les sources de bruit microsismique

5.1.1 Les sources lointaines de bruit microsismique associées aux tempêtes

Nous avons vu que les tempêtes en mer peuvent être à l'origine de sources de microséismes secondaires de classe I ou III, qui résultent de l'interaction entre des vagues de même période et de directions opposées. Ces microséismes secondaires, qui se propagent à la surface de la terre solide à des vitesses de l'ordre de plusieurs km/s en étant faiblement atténués, peuvent être alors enregistrés dans les minutes qui suivent par des stations sismiques large-bande, même situées à plusieurs milliers de km de cette source de bruit.

L'enregistrement des mouvements du sol sur les trois composantes d'une station sismologique rend possible une analyse de la polarisation du signal, qui permet de déterminer la direction de cette source et de la localiser (dans le cas d'une source ponctuelle) si on effectue une triangulation à partir de plusieurs stations. L'analyse en temps-fréquence de ce signal nous renseigne également sur certaines caractéristiques des vagues qui sont à l'origine de ce signal, comme leur fréquence et leur amplitude.

Plusieurs applications sont alors possibles : d'un point de vue global, l'analyse à long terme du bruit microsismique enregistré à l'échelle d'un bassin océanique est un bon indicateur de l'activité des vagues qui y règne, à travers le nombre et l'intensité des sources de bruit sismique secondaire associées aux tempêtes qui s'y produisent. Ce signal peut donc être utilisé comme un proxy du climat des vagues, avec un intérêt à long terme pour le suivi des variations climatiques associées aux changements globaux.

D'un point de vue plus local et météorologique, il est possible de détecter la formation d'une tempête lointaine et de localiser la source de bruit qu'elle génère, par une analyse de la polarisation ou encore par l'analyse spectrale du signal enregistré. Dans certains cas, cela peut permettre la prévision d'un épisode de forte houle qui peut potentiellement impacter la côte à proximité de la station sismique d'enregistrement dans les heures ou les jours qui suivent la détection de la tempête, en fonction de sa distance, de son évolution et de la vitesse des vagues qu'elle génère.

Enfin, nous avons montré l'intérêt tout particulier des sources de bruit microsismique secondaire associées aux cyclones tropicaux. En effet, dans ce cas, les microséismes

enregistrés sont porteurs de quantité d'informations relatives à la dynamique du cyclone comme sa distance, son intensité, ses changements de trajectoire ou encore sa direction.

Nous avons également montré que des capteurs sismologiques ou hydroacoustiques installés sur les fonds océaniques jusqu'à 5 km de profondeur peuvent fournir des informations indépendantes et complémentaires par rapport aux observations de surface et aux observations spatiales.

On peut ainsi envisager qu'à moyen et long terme, lorsque des progrès techniques auront été effectués sur l'autonomie énergétique et sur le transfert des données en temps réel, les stations sismologiques de fond de mer puissent participer à des observatoires météorologiques dans les régions tropicales pour suivre l'activité cyclonique depuis le fond des océans.

5.1.2 Les sources locales de bruit microsismique associées à l'activité des vagues

Les sources locales de microséismes primaires

L'impact direct des vagues près des côtes est quant à lui à l'origine de sources locales de microséismes primaires. Nous avons vu que l'analyse du bruit microsismique enregistré dans la bande de fréquence du PM par une station sismique côtière permet de caractériser les vagues localement en termes de période, d'amplitude et, dans certaines conditions, de direction.

Il est alors possible d'établir des fonctions de transfert qui permettent de relier l'amplitude du bruit sismique à la hauteur des vagues, et donc d'utiliser un capteur sismique comme substitut d'un houlographe. Sur une île comme La Réunion, la sensibilité d'un capteur sismique large-bande à trois composantes est telle qu'il est en mesure de détecter n'importe quel épisode de houle, quelle que soit sa direction d'origine, ce qui n'est pas le cas d'une bouée houlographique si elle est dans une baie ou protégée par une façade de l'île par exemple.

Nous avons montré que cette approche s'avère particulièrement intéressante dans le cas des épisodes de forte houle, avec une hauteur de vagues au moins supérieure à 2 - 3 m, et peut fournir une précision dans l'estimation de leurs hauteurs d'environ 50 cm.

Autre avantage, et non des moindres, un capteur sismique localisé sur la terre ferme n'est pas directement exposé à l'assaut des vagues et peut donc permettre de recueillir des données cruciales pendant les épisodes de houles les plus extrêmes, contrairement aux houlographes qui ne résistent souvent pas aux vagues les plus fortes.

Les capteurs sismiques permettent en outre de couvrir des zones dans lesquelles on ne dispose d'aucunes observations directes, et donc d'assurer un suivi continu de la houle. Ainsi, tous les capteurs sismiques installés en milieu côtier qui font partie des réseaux permanents de surveillance sismologique représentent une mine de données largement sous-exploitées à ce jour pour ce type d'application océanographique et climatologique.

D'autre part, l'emploi d'un capteur sismique comme substitut d'un houlographe présente un intérêt économique non négligeable, ainsi que des facilités d'utilisation, puisqu'il ne nécessite pas de moyens nautiques pour sa maintenance ni pour la récupération des données.

Enfin, l'analyse du bruit microsismique en zone côtière, comme cela a été fait à l'échelle de l'île de La Réunion, permet d'identifier les sites les plus propices à la récupération d'énergie des vagues, encore trop peu exploitée mais avec de réelles perspectives d'essor à court terme. En effet, le potentiel énergétique d'un site est directement relié à la puissance des vagues, qui peut être déterminée à travers le niveau de bruit microsismique enregistré dans la bande de fréquence du PM localement.

D'autre part, la caractérisation des vagues en termes de période, de hauteur et de direction est nécessaire sur le long terme afin de bien dimensionner une installation de type WEC (Wave Energy Converter) pour qu'elle permette le meilleur rendement énergétique possible tout en pouvant résister aux vagues les plus fortes.

Les sources locales de microséismes secondaires

Nous avons pu mettre en évidence un autre type de sources de microséismes situées à proximité des côtes sud et sud-ouest de La Réunion et de Europa dans le canal du Mozambique lors des épisodes de fortes houles australes. Il s'agit de microséismes secondaires de type LPSM qui résultent de l'interaction entre les vagues incidentes et les vagues réfléchies par une partie linéaire de la côte orientée perpendiculairement à la direction de propagation de la houle.

Nous avons montré que l'amplitude du bruit microsismique enregistré dans la bande de fréquence du LPSM peut également être utilisée pour estimer la hauteur des vagues localement. Son utilisation dans l'élaboration d'une fonction de transfert reliant l'amplitude du bruit sismique à la hauteur des vagues peut s'avérer intéressante puisqu'il correspond à des amplitudes plus importantes que les microséismes primaires, et qu'il présente souvent une meilleure corrélation avec la hauteur des vagues prédites par les modèles. En revanche, son utilisation est limitée aux zones qui sont impactées frontalement par les fortes houles australes, et qui permettent une réflexion efficace des vagues incidentes.

La localisation des sources de LPSM permet également d'identifier des sites propices à la récupération de l'énergie de la houle, d'une part de type on shore, puisqu'une source de LPSM se situe au large d'une côte qui représente un bon réflecteur de la houle incidente, mais aussi de type near-shore, pour des dispositifs de fond qui pourraient exploiter des techniques de captation des ondes de pression sur le fond marin comme l'oscillateur de Longuet-Higgins.

5.2 Applications possibles et perspectives

Il y a assurément beaucoup à faire avec le bruit microsismique associé à la houle, en particulier sur une île comme La Réunion qui est régulièrement frappée par des épisodes de houles extrêmes, cycloniques et australes, et qui manque d'observations directes de la houle.

La Réunion s'est placée depuis l'an 2000 dans une perspective ambitieuse d'utilisation de 50% d'énergies renouvelables en 2020 et d'une autonomie énergétique à l'horizon 2030 utilisant les ressources renouvelables. Dans ce cadre, les énergies renouvelables marines sont évidement de première importance, qu'elles soient thermiques ou dynamiques.

Nous avons vu que les modèles numériques de vagues ne permettent pas encore de reproduire avec assez d'exactitude tous les épisodes de houles, notamment cycloniques, ou encore de bien reproduire la bathymétrie locale pour les modèles globaux. C'est pourquoi un effort doit se porter dans un premier temps sur une meilleure modélisation des processus pris en comptes dans les modèles numériques, et dans une meilleure définition spatiale. En parallèle, des efforts doivent se porter sur les observations directes de la houle, sur toutes les façades de l'île de La Réunion. Cela rendrait possible l'élaboration de fonctions de transfert reliant l'amplitude du bruit microsismique à la hauteur des vagues observées localement avec plus de fiabilité, mais cela permettrait également de mieux contraindre et de valider les modèles numériques de houles.

L'île de La Réunion étant particulièrement bien équipée en stations sismologiques large-bande pour la surveillance volcanique du Piton de La Fournaise, il pourrait être intéressant de profiter de ces capteurs pour assurer dans le même temps un suivi sismologique opérationnel de la houle. On peut tout à fait imaginer un traitement automatisé des données, avec une mise en ligne disponible en temps réel, qui alimenterait une base de données houle acquises via les observations sismologiques.

Enfin, l'analyse du bruit microsismique à l'échelle de l'île pourrait être développée pour estimer le potentiel énergétique des sites potentiels pour la récupération d'énergie de la houle d'une part, et pour le dimensionnement des structures WEC d'autre part, afin de les rendre optimales et résistantes aux vagues les plus fortes.

6. RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ADEME (2010), Feuille de route sur les énergies renouvelables marines.

Algué, J. (1900), Relation entre quelques mouvements microséismiques et l'existence, la position et la distance des cyclones à Manilles (Philippines), *Congrès international de Météorologie, Paris, pp. 131-136*, Gauthier-Villars, Paris.

Ardhuin, F., E. Rogers, A. V. Babanin, J. F. Filipot, R. Magne, A. Roland, A. van der Westhuysen, P. Queffeulou, J. M. Lefevre, L. Aouf, and F. Collard (2010), Semiempirical Dissipation Source Functions for Ocean Waves. Part I: Definition, Calibration, and Validation, *J. Phys. Oceanogr.*, *40*(9), 1917-1941, doi: 10.1175/2010jpo4324.1.

Ardhuin, F., E. Stutzmann, M. Schimmel, and A. Mangeney (2011), Ocean wave sources of seismic noise, *J. Geophys. Res.*, *116*(C9), C09004, doi: 10.1029/2011JC006952.

Ardhuin, F. and A. Roland (2012), Coastal wave reflection, directional spread, and seismoacoustic noise sources, *J. Geophys. Res.*, *117*(C00J20), 16 pp, doi: 10.1029/2011JC007832.

Ardhuin, F., T. Lavanant, M. Obrebski, L. Marie, J-Y. Royer, J-F. D'Eu, B. Howe, R. Lukas and J. Aucan (2013), A numerical model for ocean ultra-low frequency noise : Wave-generated acoustic-gravity and Rayleigh modes, *J. Acoustical Soc. Amer.*, *134(4)*, 3242-3259, doi: 10.1121/1.4818840.

Ardhuin, F. and T. H. C. Herbers (2013), Noise generation in the solid earth, ocean and atmosphere, from nonlinear interacting surface gravity waves in finite depth, *J. Fluid Mech.*, *716*, 316-348.

Ardhuin, F., L. Gualtieri, and E. Stutzmann (2015), How ocean waves rock the Earth: Two mechanisms explain microseisms with periods 3 to 300 s *Geophys. Res. Lett.*, *42*, 765-772, doi: 10.1002/2014GL062782.

ARER (2009), PETREL - Île de La Réunion - Plan Économique de Transition et de Relance via des Énergies 100% Locales à l'île de La Réunion.

Aster, R. C., D. E. McNamara, and P. D. Bromirski (2008), Multidecadal climate-induced variability in microseisms, *Seism. Res. Lett.*, *79*(2), 194-202, doi: 10.1785/gssrl.79.2.194.

Aster, R. C., D. E. McNamara, and P. D. Bromirski (2010), Global trends in extremal microseism intensity, *Geophys. Res. Lett.*, *37*(L14303), doi: 10.1029/2010GL043472.

Banerji, S. (1929), Microseisms associated with storms in the Indian seas, *Nature*, *123*(3092), 163.

Banerji, S. (1930), Microseisms associated with disturbed weather in the Indian seas., *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, *229*(Series A), 297-328.

Barruol, G., D. Reymond, F. R. Fontaine, O. Hyvernaud, V. Maurer, and K. Maamaatuaiahutapu (2006), Characterizing swells in the southern Pacific from seismic and infrasonic noise analyses, *Geophys. J. Int.*, *164*(3), 516-542, doi: 10.1111/J.1365-246X.2006.02871.x.

Barruol, G., and K. Sigloch (2013), Investigating La Réunion Hot Spot From Crust to Core, *Eos, Transactions American Geophysical Union*, *94*(23), 205-207, doi: 10.1002/2013EO230002.

Battaglia, J., and K. Aki (2003), Location of seismic events and eruptive fissures on the Piton de la Fournaise volcano using seismic amplitudes, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, *108*(B8), 14, doi: 10.1029/2002jb002193.

Behr, Y., J. Townend, M. Bowen, L. Carter, R. Gorman, L. Brooks, and S. Bannister (2013), Source directionality of ambient seismic noise inferred from three-component beamforming., *J. Geophys. Res.*, *118*, 240-248, doi: 10.1029/2012JB009382.

Bernard, P. (1941a), Sur certaines propriétés de la houle étudiées à l'aide des enregistrements sismographiques, *Bull. Inst. Oceanogr. Monaco*, *800*, 1-19.

Bernard, P. (1941b), Etude sur l'agitation microseismique et ses variations, *Annales de L'Institut de Physique du Globe*, *19*, 1-77.

Bernard, P. (1983), Short review and recent results on microseims, *Geophys. Sur.*, *5*(4), 395-407, doi: 10.1007/bf01453989.

Bernard, P. (1990), Historical sketch of microseisms from past to future, *Phys. Earth Planetary Interiors*, *63*, 145-150.

Bertelli, T. (1872), Osservazioni sui Piccolo Movimenti dei Pendoli in Relazione ad Alcuni Fenomeni Meteorologiche., *Bullettino Meteorologico Dell'Osservatorio Dell Collegio Romano*, *101*.

Beucler, É., A. Mocquet, M. Schimmel, S. Chevrot, O. Quillard, J. Vergne, and M. Sylvander (2014), Observation of deep water microseisms in the North Atlantic Ocean using tide modulations, *Geophys. Res. Lett.*, 2014GL062347, doi: 10.1002/2014GL062347.

Booij, N., R. C. Ris, and L. H. Holthuijsen (1999), A third-generation wave model for the coastal regions, Part I, Model description and validation, *J. Geophys. Res.*, *104*, 7649-7666.

Booij, N., I. G. Haagsma, L. H. Holthuijsen, A. T. M. M. Kieftenburg, R. C. Ris, A. J. Van der Westhuysen, and M. Zijlema (2004), Swan Cycle III version 40.41. User's Manual, 115 pp.

Bromirski, P. D., R. E. Flick, and N. Graham (1999), Ocean wave height determined from inland seismometer data: implications for investigating wave climate changes in the NE Pacific, *J. Geophys. Res.*, *104*(C9), 20753-20766.

Bromirski, P. D. (2001), Vibrations from the "Perfect Storm", *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *2*, Paper number 2000GC000119.

Bromirski, P. D., and F. K. Duennebier (2002), The near-coastal microseism spectrum: spatial and temporal wave climate relationships, *J. Geophys. Res.*, *107*(B8), doi:10.1029/2001JB000265.

Bromirski, P. D., F. K. Duennebier, and R. A. Stephen (2005), Mid-ocean microseisms, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *6*(4), Q04009, doi: 10.1029/2004GC000768.

Bromirski, P. D., R. A. Stephen, and P. Gerstoft (2013), Are deep-ocean-generated surface-wave microseisms observed on land?, *J. Geophys. Res.*, *118*(7), 3610-3629, doi: 10.1002/jgrb.50268.

Brooks, L. A., J. Townend, P. Gerstoft, S. Bannister, and L. Carter (2009), Fundamental and higher-mode Rayleigh wave characteristics of ambient seismic noise in New Zealand, *Geophys. Res. Lett.*, *36*(L23303), doi: 10.1029/2009gl040434.

Campillo, M., and A. Paul (2003), Long-range correlations in the diffuse seismic coda, *Science*, *299*, 547-549.

Cazes-Duvat, V., and R. Paskoff (2004), *Les littoraux des Mascareignes entre nature et aménagement*, L'Harmattan.

Cessaro, R. K. (1994), Sources of primary and secondary microseisms, *Bull. seism. Soc. Am.*, *84*(1), 142-148.

Charcot, J. B. (1929), *La Mer du Groenland, croisières du Pourquoi-Pas*, 162 pp., Desclée de Brouwer, Paris.

Charles, A. (2015), *Can You Feel The Love Waves Tonight ?* , The Pook Of Love, Paradise Tropic.

Chevrot, S., M. Sylvander, S. Benahmed, C. Ponsolles, and J. Lefèvre (2007), Source locations of secondary microseisms in western Europe: Evidence for both coastal and pelagic sources, *J. Geophys. Res.*, *112*(B11301), doi: 10.1029/2007JB005059.

Chi, W., W. Chen, B. Kuo, and D. Dolenc (2010), Seismic monitoring of western Pacific typhoons, *Mar. Geophys. Res.*, *31*(4), 239-251, doi: 10.1007/s11001-010-9105-x.

Crawford, W. C., and S. C. Webb (2000), Identifying and removing tilt noise from low-frequency (< 0.1 Hz) seafloor vertical seismic data, *Bull. seism. Soc. Am.*, *90*(4), 952-963, doi: 10.1785/0119990121.

Darbyshire, J., and E. O. Okeke (1969), A study of primary and secondary microseisms recorded in Anglesey, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, *17*, 63-92.

Davy, C., G. Barruol, F. R. Fontaine, E. Stutzman, and K. Sigloch (2014), Tracking major storms from microseismic and hydroacoustic observations on the seafloor, *Geophys. Res. Lett.*, *41*, doi: 10.1002/2014GL062319.

Davy, C., E. Stutzmann, G. Barruol, F. R. Fontaine, and M. Schimmel (2015), Sources of secondary microseisms in the Indian Ocean, *Geophys. J. Int.*, *202*(2), 1180-1189, doi: 10.1093/gji/ggv221.

Delencre, G. (2010), Note d'opportunité sur l'exploitation de la houle onshore à La Réunion et en particulier à Saint-Philippe, ARER.

Earlie, C. S., A. P. Young, G. Masselink, and P. E. Russell (2015), Coastal cliff ground motions and response to extreme storm waves, *Geophys. Res. Lett.*, *42*, 847-854, doi: 10.1002/2014GL062534

Essen, H. H., F. Kruger, T. Dahm, and I. Grevemeyer (2003), On the generation of secondary microseisms observed in northern and central Europe, *J. Geophys. Res.*, *108*(B10), doi: 250610.1029/2002jb002338.

Flinn, E. A. (1965), Signal analysis using rectilinearity and direction of particle motion, *Proceedings of the IEEE*, 1874-1876.

Fontaine, F. R., G. Barruol, A. Tommasi, and G. H. R. Bokelmann (2007), Upper mantle flow beneath French Polynesia from shear-wave splitting, *Geophys. J. Int.*, *170*(3), 1262-1288, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03475.x.

Fontaine, F. R., G. Barruol, B. L. N. Kenneth, G. H. R. Bokelmann, and D. Reymond (2009), Upper mantle anisotropy beneath Australia and Tahiti from P-wave polarization - Implication for real-time earthquake location, *J. Geophys. Res.*, *114*, B03306, doi: 10.1029/2008JB005709.

Fontaine, F. R., G. Roult, L. Michon, G. Barruol, and A. Di Muro (2014), The 2007 eruptions and caldera collapse of the Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island) from tilt analysis at a single very broadband seismic station, *Geophys. Res. Lett.*, *41*(8), 2803-2811, doi: 10.1002/2014GL059691.

Friedrich, A., F. Kruger, and K. Klinge (1998), Ocean-generated microseismic noise located with the Grafenberg array, *J. Seismol.*, *2*(1), 47-64, doi: 10.1023/a:1009788904007.

Gerstoft, P., M. C. Fehler, and K. G. Sabra (2006), When Katrina hit California, *Geophys. Res. Lett.*, *33*(L17308), doi: 10.1029/2006GL027270.

Gerstoft, P., and T. Tanimoto (2007), A year of microseisms in southern California, *Geophys. Res. Lett.*, *34*(L20304), doi: 10.1029/2007gl031091.

Gerstoft, P., P. Shearer, N. Harmon, and J. Zhang (2008), Gobal P, PP, and PKP wave microseisms observed from distant storms., *Geophys. Res. Lett.*, *35*, doi: 10.1029/2008GL036111.

Gherzi, E. (1930), Microseisms associated with storms., *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, *25*, 145-147.

Gilmore, M. (1946), Microseisms and ocean storms., *Bull. seism. Soc. Am.*, *36*, 89-119.

Grevemeyer, I., R. Herber, and H. H. Essen (2000), Microseismological evidence for a changing wave climate in the northeast Atlantic Ocean, *Nature*, *408*, 349-352.

Grob, M., A. Maggi, and E. Stutzmann (2011), Observations of the seasonality of the Antarctic microseismic signal, and its association to sea ice variability, *Geophys. Res. Lett.*, *38*, L11302, doi: 10.1029/2011gl047525.

Gualtieri, L., E. Stutzmann, Y. Capdeville, F. Ardhuin, M. Schimmel, A. Mangeney, and A. Morelli (2013), Modelling secondary microseismic noise by normal mode summation, *Geophys. J. Int.*, *193*(3), 1732-1745, doi: 10.1093/gji/ggt090.

Gualtieri, L., E. Stutzmann, V. Farra, Y. Capdeville, M. Schimmel, F. Ardhuin, and A. Morelli (2014), Modelling the ocean site effect on seismic noise body waves, *Geophys. J. Int.*, *197*(2), 1096-1106, doi: 10.1093/gji/ggu042.

Gutenberg, B. (1931), Microseisms in North America, *Bull. seism. Soc. Am.*, *21*, 1-24.

Gutenberg, B. (1958), Two types of microseisms., *J. Geophys. Res.*, *63*(3), 595-597.

Hasselmann, K. (1963), A statistical analysis of the generation of microseisms, *Rev. Geophys.*, *1*, 177-210.

Haubrich, R. A., W. H. Munk, and F. E. Snodgrass (1963), Comparative spectra of microseisms and swell, *Bull. seism. Soc. Am.*, *53*(1), 27-37.

Haubrich, R. A., and K. McCamy (1969), Microseisms: Coastal and pelagic sources, *Rev. Geophys.*, *7*, 539-571.

Hermann, R. B. (2013), Computer Program in Seismology: an evolving tool for instruction and research, *Seismological Research Letters*, *84*(6), 1081-1088, doi: 10.1785/0220110096.

Hoteling, H. (1933), Analysis of a complex of statistical variables into principal components, *J. Educ. Psychology*, *24*, 417-441.

Husson, R., F. Ardhuin, F. Collard, B. Chapron, and A. Balanche (2012), Revealing forerunners on Envisat's wave mode ASAR using the Global Seismic Network, *Geophys. Res. Lett.*, *39*(L15609), doi: 10.1029/2012GL052334.

Jarry, N. (2009), Études expérimentales et numériques de la propagation des vagues au dessus de bathymétries complexes en milieu côtier, Université du sud Toulon-Var.

Jurkevics, A. (1988), Polarization analysis of three-component array data, *Bull. seism. Soc. Am.*, *78*, 1725-1743.

Kedar, S., M. S. Longuet-Higgins, F. Webb, N. Graham, R. Clayton, and C. Jones (2008), The origin of deep ocean microseisms in the north Atlantic ocen, *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, *464*, 777-793, doi: 10.1098/rspa.2007.0277.

Klotz, O. (1910), Microseisms, *Science*, *32*(816), 252.

Koper, K., K. Seats, and H. Benz (2010), On the composition of Earth's short-period seismic noise field., *Bull. seism. Soc. Am.*, *100*(2), 606-617, doi: 10.1785/0120090120.

Koper, K. D., and B. De Foy (2008), Seasonal Anisotropy in Short-Period Seismic Noise Recorded in South Asia, *Bull. seism. Soc. Am.*, *98*(6), 3033-3045, doi: 10.1785/0120080082.

Koper, K. D., and R. Buriaciu (2015), The fine structure of double-frequency microseisms recorded by seismometers in North America, *J. Geophys. Res.*, *120*, 1677-1691, doi: 10.1002/ 2014JB011820.

Lacombe, H. (1971), *Les Mouvements de la mer: courants, vagues et houle, marées*, Doin.

Lacoss, R. T., E. J. Kelly, and M. N. Toksöz (1969), Estimation of Seismic Noise Structure using Arrays, *Geophysics*, *34*, 21-38.

Landès, M., F. Hubans, N. M. Shapiro, A. Paul, and M. Campillo (2010), Origin of deep ocean microseisms by using teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.*, *115*, B05302, doi: 10.1029/2009jb006918.

Laplace, P. S. (1776), *Mem. Présentés par Divers Savants Acad. Sci. Inst. Fr., 542-552.*

Latham, G. V., R. S. Anderson, and M. Ewing (1967), Pressure variations produced at ocean bottom by hurricanes *J. Geophys. Res.*, *72*(22), 2545-2573, doi: 10.1029/JZ072i022p05693.

Leckler, F., F. Ardhuin, C. Peureux, A. Benetazzo, F. Bergamasco and V. Dulov (2015), Analysis and interpretation of frequency-wavenumber spectra of young wind waves, *J. Phys. Oceanogr.*, *45*(10), 2484-2496, doi: 10.1175/JPO-D-14-0237.1

Lee, A. (1935), On the direction of approach of microseismic waves., *Proceedings of the Royal Society of London Series A, Mathematical and Physical Sciences 149*(866), 183-199.

Lin, J., T. Lee, H. Hsieh, Y. Chen, Y. Lin, H. Lee, and Y. Wen (2014), A study of microseisms induced by typhoon Nanmadol using ocean-bottom seismometers, *Bull. seism. Soc. Am.*, *104*(5), 2412-2421, doi: 10.1785/0120130237.

Longuet-Higgins, M. S. and F. Ursell (1948), Sea waves and microseisms, *Nature, 162*, 700.

Longuet-Higgins, M. S. (1950), A theory of the origin of microseisms, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, *A, 243*, 1-35.

Longuet-Higgins, M. S. (1952), Can sea waves cause microseisms?, *Proceedings of the Symposium on Microseisms*, *306*, 74-93.

Miche, M. (1944), Mouvements Ondulatoires de la Mer en Profondeur Constante ou Décroissante, *Annales des Ponts et Chaussées*, *114*, 25-78.

Milne, J. (1893), Earth pulsations in relation to certain natural phenomena and physical investigations, *Seismology Journal of Japan*, *1*, 87-112.

Monakhov, F. I. (1970), Wave Nature of Microseisms, *Proc. of the 10th Ass. E.S.C. Leningrad, V.I. Brune*, *2*, 378-390.

Moni, A., D. Craig, and C. J. Bean (2013), Separation and location of microseism sources, *Geophys. Res. Lett.*, *40*, 3118-3122, doi: 10.1002/grl.50566.

Montalbetti, J. F., and E. R. Kanasewich (1970), Enhancement of teleseismic body phases with a polarization filter, *Geophys. J. Int.*, *21*, 119-129.

Nishida, K., H. Kawakatsu, Y. Fukao, and K. Obara (2008), Background Love and Rayleigh waves simultaneously generated at the Pacific Ocean floors, *Geophys. Res. Lett.*, *35*(L16307), doi: 10.1029/2008gl034753.

Obrebski, M. J., F. Ardhuin, E. Stutzmann, and M. Schimmel (2012), How moderate sea states can generate loud seismic noise in the deep ocean, *Geophys. Res. Lett.*, *39*(L11601), doi: 10.1029/2012gl051896.

Obrebski, M. J., F. Ardhuin, E. Stutzmann, and M. Schimmel (2013), Detection of microseismic compressional (P) body waves aided by numerical modeling of oceanic noise sources, *J. Geophys. Res.*, *118*(8), 4312-4324 doi: 10.1002/jgrb.50233.

Oliver, J., and M. Ewing (1957), Microseisms in the 11 to 18 Second Period Range, *Bull. seism. Soc. Am.*, *47*, 111-127.

Oliver, J., and R. Page (1963), Concurrent storms of long and ultralong period microseisms, *Bull. seism. Soc. Am.*, *53*(1), 15-26.

Omori, F. (1899), Horizontal pendulums for the mechanical registration of seismic and other earth movements., *Journal of the College of Science, Imperial University of Tokyo*, *11*, 121-145.

Pearson, K. (1901), On lines and planes of closest fit to system of points in space, *Phil. Mag.*, *2*(11), 559-572.

Pedreros, R., S. Lecacheux, G. Le Cozannet, A. Blangy, and Y. De la Torre (2009), "HOULREU" Quantification de la houle centennale de référence sur les façades littorales de La Réunion, 119 pp.

Peterson, J. (1993), Observation and modeling of seismic background noise, *U.S. Geol. Surv. Open File Rep*, *93-322*, 1-95.

Poli, P., C. Thomas, M. Campillo, and H. A. Pedersen (2015), Imaging the D'' reflector with noise correlations, *Geophys. Res. Lett.*, *42*(1), 60-65, doi: 10.1002/2014GL062198.

Proskurjakova, T. A., L. N. Rykunov, and E. F. Savarensky (1973), Some Results of Study of Microseisms in the U.S.S.R, *Pure and Applied Geophysics*, *103*, 290-295.

Ramirez, J. (1940a), An experimental investigation of the nature and origin of microseisms at St. Louis; Missouri, Part Two., *Bull. seism. Soc. Am.*, *30*, 139-178.

Ramirez, J. (1940b), An experimental investigation of the nature and origin of microseisms at St. Louis, Missouri, Part One., *Bull. seism. Soc. Am.*, *30*, 35-84.

Reading, A. M., K. D. Koper, M. Gal, L. S. Graham, H. Tkalčić, and M. A. Hemer (2014), Dominant seismic noise sources in the Southern Ocean and West Pacific, 2000-2012, recorded at the Warramunga Seismic Array, *Geophys. Res. Lett.*, *41*, 3455-3463.

Reymond, D. (2002), STK (Seismic ToolKit) - SVDS (Singular Value Decomposition of Signal), edited, p. Tool for seismic signal processing.

Rind, D., and W. L. Donn (1978), Interpreting Geologic Structure from Microseismic Rayleigh-Love Wave Ratios, *IUGG Chronicle*, *124*, 85-86.

Roux, P., M. Wathelet, and A. Roueff (2011), The San Andreas Fault revisited through seismic-noise and surface-wave tomography, *Geophys. Res. Lett.*, *38*(L13319), doi: 10.1029/2011GL047811.

Rusu, E. (2011), Strategies in using numerical wave models in ocean/coastal applications, *Journal of Marine Sciences and Technology*, *19*(1), 58-75.

Schimmel, M., and J. Gallart (2003), The use of instantaneous polarization attributes for seismic signal detection and image enhancement, *Geophys. J. Int.*, *155*(2), 653-668.

Schimmel, M., and J. Gallart (2004), Degree of polarization filter for frequency-dependent signal enhancement through noise suppression, *Bull. seism. Soc. Am.*, *94*(3), 1016-1035.

Schimmel, M., and J. Gallart (2005), The inverse S transform in filters with time-frequency localization, *IEEE Trans. Signal Processing*, *53*(11), 4417-4422, doi: 10.1109/TSP.2005.857065.

Schimmel, M., E. Stutzmann, F. Ardhuin, and J. Gallart (2011), Polarized Earth's ambient microseismic noise, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *12*, Q07014, doi: 10.1029/2011gc003661.

Sergeant, A., E. Stutzmann, A. Maggi, M. Schimmel, F. Ardhuin, and M. Obrebski (2013), Frequency-dependent noise sources in the North Atlantic Ocean, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *14*(12), 5341-5353, doi: 10.1002/2013gc004905.

Shapiro, N. M., and M. Campillo (2004), Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, *31*(7), doi: 10.1029/2004gl019491.

Shapiro, N. M., M. Campillo, L. Stehly, and M. H. Ritzwoller (2005), High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise, *Science*, *307*(5715), 1615-1618, doi: 10.1126/science.1108339.

Sheen, D. (2014), Microseisms from huge Indian Ocean storms in May 2007, *Geosciences J.*, *18*(3), 347-354, doi: 10.1007/s12303-013-0068-1.

Stehly, L., M. Campillo, and N. M. shapiro (2006), A study of the seismic noise from its long-range correlation properties, *J. Geophys. Res.*, *111*(B10306), doi:10.1029/2005JB004237.

Stehly, L., B. Fry, M. Campillo, N. M. Shapiro, J. Guilbert, L. Boschi, and D. Giardini (2009), Tomography of the Alpine region from observations of seismic ambient noise, *Geophys. J. Int.*, *178*(1), 338-350, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04132.x.

Stockwell, R. G. (1996), Localization of the complex spectrum : The S transform, *IEEE Trans. Signal Processing*, *44*(4), 998-1001.

Stutzmann, E., M. Schimmel, G. Patau, and A. Maggi (2009), Global climate imprint on seismic noise, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *10*(Q11004), doi: 10.1029/2009gc002619.

Stutzmann, E., F. Ardhuin, M. Schimmel, A. Mangeney, and G. Patau (2012), Modelling long-term seismic noise in various environments, *Geophys. J. Int.*, *191*(2), 707-722, doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05638.x.

Tabulevich, V. (1971), The effect of the velocity of the centre of a cyclone on the generation of microseisms, *Pure and Applied Geophysics*, *85*(2), 69-74.

Tanimoto, T., and L. Rivera (2005), Prograde Rayleigh wave particle motion, *Geophys. J. Int.*, *162*(2), 399-405, doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02481.x.

Tanimoto, T., S. Ishimaru, and C. Alvizuri (2006), Seasonality in particle motion of microseisms, *Geophys. J. Int.*, *166*, 253-266.

Tanimoto, T. (2013), Excitation of microseisms: views from the normal-mode approach, *Geophys. J. Int.*, *194*, 1755-1759, doi: 10.1093/gji/ggt185.

Tanimoto, T., C. Hadziioannou, H. Igel, J. Wasserman, U. Schreiber, and A. Gebauer (2015), Estimate of Rayleigh-to-Love wave ratio in the secondary microseism by colocated ring laser and seismograph, *Geophys. Res. Lett.*, *42*, doi: 10.1002/2015GL063637.

Toksöz, M., and R. Lacoss (1968), Microseisms: mode structure and sources, *Science*, *159*(3817), 872-873.

Tolman, H. L., and D. V. Chalikov (1996), Source terms in a third-generation wind wave model, *Journal of Physical Oceanography*, *26*, 2497-2518.

Tolman, H. L. (2002), *User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 2.22*, NOAA/NWS/NCEP/MMAB, Technical Note 222 , 133pp.

Tsai, V., and D. McNamara (2011), Quantifying the influence of sea ice on ocean microseism using observations from the Bering Sea, Alaska, *Geophysical Journal Research*, *38*(L22502), doi: 10.1029/2011GL049791.

Ventosa, S., C. Simon, M. Schimmel, J. J. Dañobeitia, and A. Manuel (2008), S-transform from a wavelets point of view, *IEEE Trans. Signal Processing*, *56*, 2771-2780.

Vinnik, L. P. (1973), Source of Microseisms P Waves, *Pure and Applied Geophysics*, *103*, 282-289.

Walker, G. W. (1913), *Modern Seismology*.

Wang, D. W., D. A. Mitchell, W. J. Teague, E. Jarosz, and M. S. Hulbert (2005), Extreme Waves Under Hurricane Ivan, *Science*, *309*(5736), 896, doi: 10.1126/science.1112509.

Webb, S. C., and W. C. Crawford (2010), Shallow-Water Broadband OBS Seismology, *Bull. seism. Soc. Am.*, *100*(4), 1770-1778, doi: 10.1785/0120090203.

Wegler, U., and C. Sens-Schönfelder (2007), Fault zone monitoring with passive image interferometry, *Geophys. J. Int.*, *168*(3), 1029-1033, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03284.x.

Wiechert, E. (1904), Verhandlungen der Zweiten Internationalen Seismologischen Konferenz, Strassburg, 1903, *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, *2*, 41-43.

Young, A. P., R. T. Guza, M. E. Dickson, W. C. O'Reilly, and R. E. Flick (2013), Ground motions on rocky, cliffed, and sandy shorelines generated by ocean waves, *J. Geophys. Res. Oceans*, *118*, 6590-6602, doi: 10.1002/2013JC008883.

Zha, Y., S. C. Webb, and W. Menke (2013), Determining the orientations of ocean bottom seismometers using ambient noise correlation, *Geophys. Res. Lett.*, *40*, 3585-3590, doi: 10.1002/grl.50698.

Zhang, J., P. Gerstoft, and P. D. Bromirski (2010), Pelagic and coastal sources of P-wave microseisms: Generation under tropical cyclones, *Geophys. Res. Lett.*, *37*, doi: L15301

10.1029/2010gl044288.

Résumé

Les données sismologiques enregistrées sur les îles océaniques offrent l'opportunité d'analyser de façon qualitative et quantitative la houle via sa signature dans le "bruit" microsismique. Nous avons tout d'abord analysé dans ce travail les sources de bruit « secondaires », qui sont générées par l'interaction entre des vagues de même période au sein d'une tempête, d'un cyclone ou encore par le phénomène de réflexion des vagues sur la côte. L'analyse des « microséismes secondaires », à l'échelle du bassin océanique, permet d'une part d'assurer un suivi spatio-temporel de la source qui les génère, même si celle-ci est distante de plusieurs milliers de km des stations sismiques d'enregistrement. D'autre part, à plus long terme, leur étude permet d'assurer un suivi climatique global de l'activité des vagues enregistrées dans une région donnée. Nous avons également étudié les sources de bruit « primaires », qui sont générées par l'interaction directe de la houle avec la côte. L'analyse des « microséismes primaires » permet de caractériser la houle localement par son amplitude, sa période et, dans certains cas, sa direction de propagation. Il est alors possible d'utiliser un capteur sismique comme substitut d'un houlographe pour obtenir de précieuses informations sur les vagues aux endroits où l'on ne dispose pas d'observation directe. Dans le contexte des îles Éparses et de La Réunion, nous avons étudié plusieurs épisodes de houles extrêmes qui les touchent fréquemment et qui peuvent avoir d'importantes répercutions sociales ou environnementales. Enfin, en utilisant un réseau temporaire de stations sismologiques à La Réunion, nous avons analysé les variations du niveau de bruit microsismique à l'échelle de l'île pour mieux caractériser l'impact des houles extrêmes sur ses différentes façades. Cette étude permet d'identifier les sites les plus exposés aux vagues qui présentent un intérêt pour la récupération de cette énergie renouvelable encore trop sous-exploitée.

Abstract

Seismic data recorded on oceanic islands can be used to analyze qualitatively and quantitatively the swell through its signature in the microseismic noise. We first analysed the "secondary" noise sources, which are generated by the interaction of ocean waves with similar period within a storm, a cyclone or by the reflection phenomena off the coast. By analyzing secondary microseisms at the scale of the oceanic basin, we first performed a spatio-temporal tracking of the source, even localized thousands km off the recording seismic stations. Secondly, in the long-term, they can be used to follow the global climate change related to the ocean waves activity in a specific region. We also studied the "primary" seismic noise sources, which are created by the direct interaction of ocean waves with the coast. By analyzing these primary microseisms, we succeeded to characterize ocean waves locally in terms of amplitude, period, and, sometimes, direction of propagation. This showed that it is possible to use a seismic station as an ocean waves gauge to get precious swell data, particularly in remote and poorly instrumented areas. In the context of the Iles Éparses and of La Réunion Island, we studied a few extreme swells, which occur there frequently and can have strong social and environmental consequences. Finally, by using a temporary network of seismic stations installed in La Reunion, we studied the spatial variations of the seismic noise level across the island to characterize the swell impact on the different coasts. This study enables us to identify the most exposed spots to the swell, which may be attractive for generating renewable energy with this powerful resource yet underexploited.

POLE RECHERCHE
Ecoles **D**octorales

LETTRE D'ENGAGEMENT DE NON-PLAGIAT

Je, soussignée Céline DAVY, en ma qualité de doctorante de l'Université de La Réunion, déclare être consciente que le plagiat est un acte délictueux passible de sanctions disciplinaires. Aussi, dans le respect de la propriété intellectuelle et du droit d'auteur, je m'engage à systématiquement citer mes sources, quelle qu'en soit la forme (textes, images, audiovisuel, internet), dans le cadre de la rédaction de ma thèse et de toute autre production scientifique, sachant que l'établissement est susceptible de soumettre le texte de ma thèse à un logiciel anti-plagiat.

Fait à Nanterre, le 9 novembre 2015

Signature :

Extrait du Règlement intérieur de l'Université de La Réunion
(validé par le Conseil d'Administration en date du 11 décembre 2014)

Article 9. Protection de la propriété intellectuelle – Faux et usage de faux, contrefaçon, plagiat

L'utilisation des ressources informatiques de l'Université implique le respect de ses droits de propriété intellectuelle ainsi que ceux de ses partenaires et plus généralement, de tous tiers titulaires de tes droits.
En conséquence, chaque utilisateur doit :
- utiliser les logiciels dans les conditions de licences souscrites ;
- ne pas reproduire, copier, diffuser, modifier ou utiliser des logiciels, bases de données, pages Web, textes, images, photographies ou autres créations protégées par le droit d'auteur ou un droit privatif, sans avoir obtenu préalablement l'autorisation des titulaires de ces droits.

La contrefaçon et le faux
Conformément aux dispositions du code de la propriété intellectuelle, toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle d'une œuvre de l'esprit faite ans le consentement de son auteur est illicite et constitue un délit pénal.
L'article 444-1 du code pénal dispose : « Constitue un faux toute altération frauduleuse de la vérité, de nature à cause un préjudice et accomplie par quelque moyen que ce soit, dans un écrit ou tout autre support d'expression de la pensée qui a pour objet ou qui peut avoir pour effet d'établir la preuve d'un droit ou d'un fait ayant des conséquences juridiques ».
L'article L335_3 du code de la propriété intellectuelle précise que : « Est également un délit de contrefaçon toute reproduction, représentation ou diffusion, par quelque moyen que ce soit, d'une œuvre de l'esprit en violation des droits de l'auteur, tels qu'ils sont définis et réglementés par la loi. Est également un délit de contrefaçon la violation de l'un des droits de l'auteur d'un logiciel (…) ».

Le plagiat est constitué par la copie, totale ou partielle d'un travail réalisé par autrui, lorsque la source empruntée n'est pas citée, quel que soit le moyen utilisé. Le plagiat constitue une violation du droit d'auteur (au sens des articles L 335-2 et L 335-3 du code de la propriété intellectuelle). Il peut être assimilé à un délit de contrefaçon. C'est aussi une faute disciplinaire, susceptible d'entraîner une sanction.
Les sources et les références utilisées dans le cadre des travaux (préparations, devoirs, mémoires, thèses, rapports de stage…) doivent être clairement citées. Des citations intégrales peuvent figurer dans les documents rendus, si elles sont assorties de leur référence (nom d'auteur, publication, date, éditeur…) et identifiées comme telles par des guillemets ou des italiques.

Les délits de contrefaçon, de plagiat et d'usage de faux peuvent donner lieu à une sanction disciplinaire indépendante de la mise en œuvre de poursuites pénales.