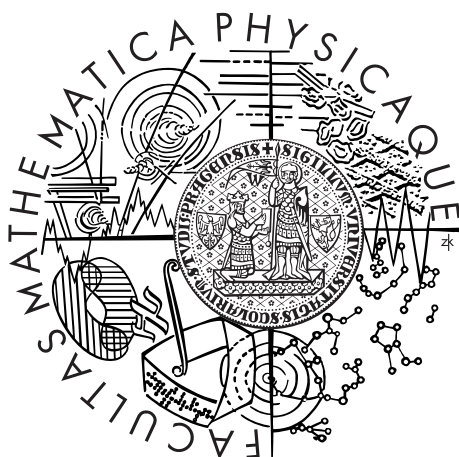


Univerzita Karlova v Praze
Matematicko–fyzikální fakulta



Studium elektromagnetických emisí pozorovaných družicí DEMETER

David Píša

Katedra fyziky povrchů a plazmatu
V Holešovičkách 2, 180 00 Praha 8

Obor: f2 – Fyzika plazmatu a ionizovaných prostředí a plazmatu

Školitelé: Doc. RNDr. Ondřej Santolík, Dr. a Dr. Michel Parrot

Praha, září 2012

David PÍŠA

Studium elektromagnetických emisí pozorovaných družicí DEMETER

Abstract :

Výsledky této práce jsou založené na pozorování družice DEMETER. Mise tohoto francouzského satelitu se uskutečnila mezi lety 2004 a 2010 na nízké orbitě ve výšce ~ 660 km. V naší práci jsme se zaměřili na měření elektromagnetických vln a variací hustot plazmatu, které byly pozorovány před následnými zemětřeseními.

V první části práce prezentujeme výsledky studie variací hustot plazmatu v blízkosti silného zemětřesení v Chile (M_w 8.8), které postihlo dne 27. února 2010. Variace hustot pozorované před hlavním otřesem v blízkosti epicentra ukázaly nárůst hustoty ionosférického plazmatu. V druhém kroku této studie jsme provedli pozorování pro 4 roky dat, kdy jsme sledovali variace hustot při podobných podmínkách měření. Z této analýzy je vidět, že takto velký nárůst hustot ionosférického plazmatu je velmi výjimečný pro danou lokaci a roční období.

Druhá část práce se zabývá statistickou studií ($\sim 6,5$ let) variací vlnové intenzity v pásmu VLF. Provedli jsme analýzu všech dostupných dat měřených v blízkosti téměř 12000 silných zemětřesení ($M \geq 5$). Tato data byla porovnána s distribucí variací intenzit elektromagnetických vln měřených za podobných podmínek. Naše analýza potvrzuje předchozí výsledky, které ukazují statisticky významný pokles vlnové intenzity pro frekvence okolo 1,7 kHz. Tento efekt by mohl souviset s poklesem dolní hranice ionosféry. Poloha této hranice přímo ovlivňuje spektrum elektromagnetických vln šířících se ve vlnovodu Země-ionosféra.

Klíčová slova : družice DEMETER, zemětřesení, elektromagnetické vlny, kosmické plazma



UNIVERSITÉ D'ORLÉANS
ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES ET TECHNOLOGIES

LPC2E/CNRS Orléans / Université Charles à Prague

THÈSE présentée par :

David PÍŠA

soutenue le : **16 Octobre 2012**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université d'Orléans**

Discipline/ Spécialité : **physique des plasmas**

**Étude des émissions électromagnétiques enregistrées par
le satellite DEMETER**

THÈSE dirigée par :

M. Michel PARROT

LPC2E/CNRS Orléans

M. Ondřej SANTOLÍK

Université Charles à Prague

RAPPORTEURS :

M. David R. SHKLYAR

Space Research Institute (IKI), Moscow

M. Jacques ZLOTNICKI

Observatoire de Physique du Globe, Clermont-Ferrand

JURY :

M. Thierry DUDOK DE WIT

Université d'Orléans, Président du jury

M. Jacques ZLOTNICKI

Observatoire de Physique du Globe, Clermont-Ferrand

M. Jan SOUČEK

Institut de Physique de l'atmosphère, Prague

M. Michel PARROT

LPC2E/CNRS Orléans

M. Ondřej SANTOLÍK

Université Charles à Prague

M. František NĚMEC

Université Charles à Prague

Remerciements

Je tiens à remercier très sincèrement toutes les personnes qui m'ont aidé lors de ma thèse. En premier lieu je voudrais remercier mes deux directeurs de thèse Michel Parrot et Ondrej Santolik. M. Parrot a dirigé mes recherches pendant mes séjours au Laboratoire de Physique et Chimie de l'Environnement et de l'Espace (LPC2E) à Orléans. Il est aussi le responsable scientifique du satellite DEMETER. Il a partagé avec moi ses connaissances. Je le remercie également pour son effort et sa patience pour améliorer mon manuscrit. O. Santolik a pris la responsabilité de superviser mon travail à l'Université Charles à Prague. Je le remercie pour ses conseils et les discussions scientifiques qui ont été fructueuses. Je les remercie tous les deux de m'avoir trouvé une bourse pour mon doctorat en collaboration avec le LPC2E. Ils m'ont incité à participer à de nombreux congrès, conférences et ateliers internationaux. Je voudrais remercier F. Nemeč qui m'a toujours aidé pendant mon doctorat. Leurs idées originales se cachent dans les résultats présentés dans cette thèse. Je voudrais également remercier le CNES pour le financement de ma thèse, et le directeur du LPC2E Michel Tagger pour m'avoir accueilli dans son laboratoire. Le travail présenté est basé sur l'utilisation extensive des données du satellite DEMETER, et je tiens également à remercier les chercheurs et les techniciens qui ont contribué à la réussite de cette mission. Je remercie en particulier J. J. Berthelier qui est l'investigateur principal des instruments ICE et IAP, et J. P. Lebreton qui est l'investigateur principal de l'instrument ISL. Enfin, je remercie J. Y. Brochet pour son aide sur l'analyse et la mise à disposition des données. Je remercie toute l'équipe du LPC2E pour l'ambiance chaleureuse et stimulante dont j'ai bénéficié pendant mes séjours. Je remercie également mes collègues de l'Université Charles à Prague et de l'IAP à Prague pour leur soutien. Finalement, je voudrais dire un grand merci à ma famille et à ma petite amie qui me soutiennent beaucoup dans mon travail.

Table des matières

1	Effets liés à l'activité sismique	19
1.1	Introduction	19
1.2	Les connaissances actuelles	20
1.2.1	Effets sur les ondes électromagnétiques	20
1.2.2	Variations de la densité du plasma	22
1.3	Exemples de mécanismes possibles	24
2	Le satellite DEMETER	27
2.1	L'objectif de la mission	27
2.2	L'instrumentation à bord	27
2.3	L'instrument ICE	28
2.3.1	La bande UBF	29
2.3.2	La bande EBF	29
2.3.3	La bande TBF	29
2.3.4	La bande HF	29
2.4	L'instrument IAP	29
2.5	L'instrument ISL	30
3	Les séismes au Chili	31
3.1	L'activité sismique au Chili	31
3.2	Le tremblement de terre du 27 Février 2010	33
3.3	L'analyse statistique	37
3.4	Résumé	39
4	L'étude statistique dans la gamme TBF	47
4.1	Le procédé de traitement	47
4.1.1	Données utilisées	47
4.1.2	Description des émissions	49
4.1.3	Méthode des époques superposées	50
4.1.4	Extension de l'étude de Némec et al.	52
4.1.5	Analyse utilisant une nouvelle paramétrisation	56
4.1.6	Analyse pour la sélection des données aléatoires	62
4.1.7	Test de signification statistique	62
4.1.8	Fréquence de coupure du guide d'ondes Terre-ionosphère	69
4.1.9	Analyse détaillée des fréquences autour de la coupure	73
4.1.10	La variation saisonnière	73

4.1.11	Dépendance en fonction des autres paramètres	81
4.1.12	Conclusion	87
5	Conclusion générale	93
A	Exemples de données biaisées et corrompues	95
A.1	Les événements SEU	96
B	Autres exemples sur l'analyse statistique au Chili	103
C	Autres figures sur l'étude statistique dans la gamme TBF	107
C.1	Analyse utilisant une nouvelle paramétrisation	107
C.2	Analyse pour la sélection des données aléatoires	109
C.3	Fréquence de coupure du guide d'ondes Terre-ionosphère	112
C.4	Analyse détaillée des fréquences autour de la coupure	114
C.5	La variation saisonnière	114
C.6	Dépendance en fonction des autres paramètres	116
D	Liste de publications	131
D.1	Ionospheric density variations recorded before the 2010 M_w 8.8 earthquake in Chile	131
D.2	Attenuation of electromagnetic waves at the frequency ~ 1.7 kHz in the upper ionosphere observed by the DEMETER satellite in the vicinity of earthquakes . .	140

Table des figures

1.1	Représentation schématique du modèle de couplage Lithosphère-atmosphère-ionosphère (<i>Pulinets and Ouzounov</i> , 2011).	26
2.1	Impression d'artiste du satellite DEMETER dessus de la Grèce. (CNES/D.Ducros)	28
2.2	Schéma du satellite montrant la configuration des antennes de l'instrument ICE avec les axes du satellite.	29
3.1	Activité historique sismique dans la région côtière du Chili (http://earthquake.usgs.gov).	32
3.2	Données enregistrées le 10 Février 2010 entre 03 :20 :00 et 03 :30 :00 UT. (en haut) La densité de l'ion O+. Les densités de l'ions H+ et He+ sont beaucoup plus faibles que la densité de l'ion O+, et ils n'apparaissent pas dans la plage de densité donnée. (bas) distance et magnitude des tremblements de terre à venir en fonction du temps. Les triangles rouges sont liés au choc principal du futur séisme et aux répliques à venir (voir le texte pour plus d'explications sur les symboles). La plus petite distance entre le satellite et le choc principal est à 03 :25 :30 UT. Les paramètres en bas indiquent que l'observation a lieu pendant la nuit le long de la zone de rupture du tremblement de terre.	34
3.3	Données enregistrées le 16 Février 2010 entre 03 :06 :00 et 03 :15 :00 UT. Le format est le même que dans la figure 3.2. La plus petite distance entre le satellite et le choc principal est à 03 :10 :17 UT.	35
3.4	Données enregistrées le 18 Février 2010 entre 02 :30 :00 et 02 :37 :00 UT. Le format est le même que dans la figure 3.2. La plus petite distance entre le satellite et le choc principal est à 02 :33 :08 UT.	36
3.5	Traces des orbites dont les données sont présentées dans les figures 3.2-3.4. L'épicentre est indiqué par un astérisque. La valeur de la densité est codée en couleur selon l'échelle des couleurs sur la droite.	37
3.6	Traces des orbites dont les données sont présentées dans les figures 3.2-3.4. L'épicentre est indiqué par un astérisque. La valeur de la densité relative comparée à la moyenne sur l'orbite est codée en couleur selon l'échelle des couleurs sur la droite.	38

3.7	Panneaux de différents paramètres observés dans la zone proche de l'épicentre au cours de l'année 2007. (a) Distribution temps-latitude des tremblements de terre de magnitude supérieure à 5. (b) Distribution de la magnitude des tremblements de terre les plus forts au sein de la zone d'étude. (c) Distribution de l'indice géomagnétique Kp sum, et du flux solaires F10.7. (d) Distribution de la densité d'électrons mesurée par ISL. (e) Distribution de la température d'électrons obtenue à partir de la même expérience. (f) Densité du plasma d'ions observée par IAP. (g) Température ionique observée par la même expérience.	40
3.8	Données enregistrées en 2008. Le format est le même que dans la figure 3.7. . . .	41
3.9	Données enregistrées en 2009. Le format est le même que dans la figure 3.7. . . .	42
3.10	Données enregistrées en 2010 (l'année du tremblement de terre Bio-Bio). Le format est le même que dans la figure 3.7.	43
3.11	Représentation des données enregistrées pendant 4 ans dans le voisinage de l'épicentre du tremblement de terre de Mw8,8. Chaque panneau concerne une année et représente la densité du plasma pour chaque jour à partir du 1er Janvier jusqu'au 31 Mars. Le jour 0 sur l'axe x correspond au 27 Février de chaque année (le jour du choc principal en 2010). Le 0 de latitude sur l'axe y correspond à la latitude de l'épicentre (35,85°S). Seules les données qui sont à une distance inférieure à 10° (~ 1100 km) de l'épicentre sont présentées. La valeur de la densité est codée en couleur selon les échelles de couleurs sur la droite. Ces échelles de couleurs sont identiques pour toutes les années. La couleur de fond bleu foncé correspond à des valeurs qui sont principalement autour de 3000 cm ⁻³ . (d'après <i>Píša et al.</i> , 2011)	45
4.1	Distribution mondiale des magnitudes des tremblements de terre avec $M \geq 5$ qui ont eu lieu pendant la mission DEMETER. L'amplitude est exprimée par la couleur selon l'échelle sur la droite.	48
4.2	Distribution mondiale des profondeurs des tremblements de terre avec $M \geq 5$ qui ont lieu pendant la mission DEMETER. La profondeur de l'hypocentre est exprimée par la couleur selon l'échelle sur la droite.	49
4.3	Exemples d'histogramme et de fonction de distribution cumulative (rouge) de données recueillies dans les conditions indiquées.	50
4.4	Carte mondiale en coordonnées géomagnétiques d'une distribution de la médiane de l'intensité des ondes pour la fréquence ~1,7 kHz, demi-orbités de nuit, conditions géomagnétiques <30, et pour les mois entre Juin et Août.	51
4.5	Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée obtenu en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit pour des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre d'un tremblement de terre inférieures à 440 km. Seuls les tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à 5.0 et de profondeur inférieure ou égale à 40 km ont été pris en compte. Les données mesurées pendant la mission complète pour toutes les valeurs de l'index Kp et toutes les saisons de l'année sont incluses.	53

4.6	Densité de probabilité normalisée (voir le texte) obtenue en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit en fonction de la distance à l'épicentre et du temps relatif au choc principal. Seuls les tremblements de terre de magnitude supérieure à 5.0 et de profondeur inférieure à 40 km ont été pris en compte. La bande de fréquence 1620-1721 Hz a été utilisée.	54
4.7	Densité de probabilité obtenue en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit en fonction de la distance à l'épicentre et du temps relatif au choc principal. Seuls les tremblements de terre de magnitude supérieure à 5.0 et de profondeur inférieure à 40 km ont été pris en compte. La bande de fréquence 1620-1721 Hz a été utilisée.	55
4.8	Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée obtenue en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit à des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre d'un tremblement de terre inférieures à 440 km. Seuls les tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à 5.0 ont été pris en compte.	57
4.9	Densité de probabilité obtenue en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit en fonction de la distance à l'épicentre et du temps relatif au choc principal. Seuls les tremblements de terre de magnitude supérieure à 5.0 ont été pris en compte. La bande de fréquence 1620-1721 Hz a été utilisée.	58
4.10	Représentation fréquence-temps des diminutions relativement au nombre total d'événements.	59
4.11	Distribution des valeurs CDF qui contribuent à la diminution observée sur l'intensité des ondes à la fréquence $\sim 1,7$ kHz et entre 0 et 4 heures avant le choc principal. La ligne pointillée verticale rouge et la ligne pointillée bleue représentent respectivement la valeur moyenne (-0,047) et la valeur médiane (-0.075).	60
4.12	Densité normalisée de probabilité en fonction de l'intervalle de temps avec le choc principal (résolution temporelle de 4 heures) pour la fréquence ~ 1.7 kHz.	61
4.13	Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée obtenu en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit avec des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre du tremblement de terre inférieures à 440 km. Un jeu de tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à 5.0 avec une position décalée (25 degrés vers l'Ouest) a été utilisé.	63
4.14	Représentation fréquence-temps des diminutions relatives par rapport au nombre total d'événements. Les tremblements de terre avec une position décalée (25 degrés vers l'Ouest) ont été utilisés.	64
4.15	Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée obtenu en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit avec des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre des séismes inférieures à 440 km. Les tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à 5.0 avec un temps changé (- 10 jours) ont été utilisés.	65
4.16	Représentation fréquence-temps des diminutions relatives par rapport au nombre total d'événements.	66
4.17	Spectrogramme temps-fréquence de la probabilité d'occurrence de données aléatoires sur la base du Test-student.	67

4.18	Spectrogramme temps-fréquence de la probabilité d'occurrence des données aléatoires basé sur le test de la distribution binomiale.	68
4.19	Dépendance de la signification statistique avec le nombre de données pris en compte dans l'étude. Les trois niveaux de signification statistique sont tracés avec des lignes de couleur : σ (rouge), 2σ (vert), 3σ (jaune). Les données sont triées chronologiquement et étiquetées par des flèches rouges pour chaque année. . . .	69
4.20	Spectrogramme fréquence-temps de la densité spectrale de puissance des fluctuations du champ électrique enregistrées par DEMETER pendant une demi-orbite complète le 24 Mai, 2006. On peut clairement noter la fréquence de coupure des whistlers 0+ (lignes verticales) à environ 1700 Hz. La fréquence de coupure reste relativement constante pour toutes les latitudes.	71
4.21	Détail du spectrogramme fréquence-temps de la densité spectrale de puissance des fluctuations du champ électrique enregistrées par DEMETER pendant une demi-orbite entre 20 :49 :48 et 20 :51 :22 UT le 24 Mai 2006 pour des fréquences entre 1 et 3 kHz. On peut clairement voir la fréquence de coupure des whistlers (lignes verticales) à environ 1700 Hz. Cependant, il y a aussi beaucoup des whistlers qui n'ont pas de coupure. Ces whistlers proviennent de l'hémisphère opposé. La ligne blanche délimite la distance entre la projection du satellite sur la Terre et la position du tremblement de terre.	71
4.22	Spectre médian pour toutes les données disponibles pour des intervalles de temps de 0–4 heures (ligne bleue) et de 24–28 heures (ligne noire) avant le choc principal.	72
4.23	Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée pour les données mesurées dans une bande de fréquence entre 600 et 4000 Hz avec une résolution en fréquence de 40 Hz, pour des tremblements de terre avec $M \geq 5.0$, et pour des distances < 440 km.	74
4.24	Dépendance de la densité de probabilité dans la bande de fréquence 600 à 4000 Hz avec une résolution de fréquence de 40 Hz. Les données mesurées ont été utilisées. La ligne pointillée rouge indique la fréquence où l'effet est le plus important soit environ 1850 kHz.	75
4.25	Distribution de la fréquence de coupure obtenue à partir du modèle IRI-2007 pour les positions et les temps des tremblements de terre qui contribuent aux résultats de la figure 4.24.	76
4.26	Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée obtenu en utilisant les données mesurées pendant les mois de Septembre à Février pour des tremblements de terre avec $M \geq 5.0$ et pour des distances < 440 km.	77
4.27	Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée obtenu en utilisant les données mesurées pendant les mois de Mars à Août pour des tremblements de terre avec $M \geq 5.0$ et pour des distances < 440 km.	78
4.28	Valeur médiane des variations mensuelles de l'intensité des ondes dans une bande de fréquence comprise entre 1620–1740 Hz observées pendant les années 2005–2010.	79
4.29	Variation saisonnière de la densité de probabilité dans la bande de fréquence comprise entre 1620 - 1740 Hz observée pendant les années 2005–2010.	80
4.30	Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée obtenu en utilisant des données pour les tremblements de terre avec un profondeur de moins de 33 km.	81

4.31 Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée obtenu en utilisant des données pour les tremblements de terre avec un profondeur supérieure ou égale à 33 km.	82
4.32 Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée obtenu en utilisant les données pour des tremblements de terre avec des positions en dessous de la mer.	83
4.33 Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée obtenu en utilisant les données pour des tremblements de terre avec des positions sur la terre.	84
4.34 Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée obtenu en utilisant les données de tremblements de terre avec une magnitude supérieure ou égale à 5,0. Les données mesurées avec des positions de latitudes géographiques inférieures ou égales à 24 degrés ont été utilisées.	85
4.35 Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée obtenu en utilisant les données de tremblements de terre avec une magnitude supérieure ou égale à 5,0. Les données mesurées avec des positions de latitudes géographiques supérieures à 24 degrés ont été utilisées.	86
4.36 Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée obtenu en utilisant les données de tremblements de terre placés sous la mer, avec une magnitude entre 4,8 à 4,9.	87
4.37 Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée obtenu en utilisant les données de tremblements de terre placés sous la mer, avec une magnitude entre 5,0 à 5,1.	88
4.38 Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée obtenu en utilisant les données des tremblements de terre placés sous la mer, avec une magnitude supérieure à 5,1.	89
4.39 Dépendance du nombre des tremblements de terre pendant des conditions pour l'effet plus fort (ligne bleue) et plus faible (ligne rouge) avec la magnitude. La ligne noire montre l'occurrence relative des cas "positifs" par rapport au nombre total de cas.	90
A.1 Parties de demi-orbités qui ont été marquées comme corrompues par des raies monochromatique (bleu), des interférences dues à la Sonde de Langmuir (bleu pâle), des bruits diffus (vert) et autres (rouge). Ces mesures concernent toute la mission pour des demi-orbités de nuit.	96
A.2 Exemples de données corrompues par «des interférences provenant de la sonde de Langmuir».	97
A.3 Exemples de données corrompues par «des raies monochromatiques».	98
A.4 Exemples de données biaisées par «des bruits diffus».	99
A.5 Exemples de données biaisées par des événements classifiés comme «Autres».	100
A.6 Quick look de la demi-orbite no. 1267.0 quand on a enregistré un événement de type «SEU». Après 13 :57 :45 UT toutes les données sont corrompues.	101
A.7 Quick look de la demi-orbite no. 4575.1 quand on a enregistré un événement de type «SEU». Après 23 :25 :00 UT toutes les données sont corrompues.	102

B.1	Représentation des données de la densité des ions enregistrées pendant 4 ans au voisinage du point (35,85°S;20,50°W). Chaque panneau est relatif à une année et représente la densité du plasma pour chaque jour à partir du 1er Janvier jusqu'au 31 Mars. Le jour 0 sur l'axe x correspond au 27 Février de chaque année (le jour du choc principal est en 2010). Le 0 en latitude sur l'axe y correspond à la latitude de l'épicentre (35,85°S). Seules les données qui sont à une distance inférieure à 10° (~ 1100 km) de l'épicentre sont présentées. La valeur de la densité est codée en couleur selon les échelles de couleurs sur la droite. Ces échelles de couleurs sont identiques pour toutes les années. La couleur de fond bleu foncé correspond à des valeurs qui sont principalement autour de 3000 cm ⁻³	104
B.2	Représentation des données enregistrées pendant 4 ans au voisinage du point (35,85°S;110,50°W). L'échelle des couleurs est la même que pour la figure B.1. . .	105
B.3	Représentation des données enregistrées pendant 4 ans au voisinage du point (35,85°S;159,50°E). L'échelle des couleurs est la même que pour la figure B.1. . .	106
C.1	Distribution des fréquences utilisées (couleur noire) dans l'étude statistique. . . .	108
C.2	Coefficient de corrélation de Pearson en fonction du décalage temporel de l'intensité des ondes de nuit à la fréquence ~1,7 kHz observées par DEMETER.	108
C.3	Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité obtenu en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit. Seuls les tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à 5.0 avec des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre d'un tremblement de terre inférieures à 440 km ont été utilisés.	109
C.4	Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité obtenu en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit pour des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre d'un tremblement de terre inférieures à 440 km. Seuls les tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à 5.0 ont été utilisés.	110
C.5	Densité normalisée de probabilité en fonction du temps autour du choc principal (résolution temporelle de 1 heure) pour la fréquence ~1.7 kHz et des données avec des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre d'un tremblement de terre inférieures à 440 km.	111
C.6	Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité obtenu en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit avec des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre du tremblement de terre inférieures à 440 km. Un jeu de tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à 5.0 avec une position décalée (25 degrés vers l'Ouest) a été utilisé.	112
C.7	Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité obtenu en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit avec des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre des séismes inférieures à 440 km. Les tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à 5.0 avec un temps changé (-10 jours) ont été utilisés.	113

C.8	Détail du spectrogramme fréquence-temps de la densité spectrale de puissance des fluctuations du champ électrique enregistrées par DEMETER pendant une demi-orbite entre 05 :53 :16 et 05 :54 :54 le 05 Mai, 2007 pour des fréquences entre 1 et 3 kHz. La ligne blanche délimite la distance de la projection du satellite sur la Terre à la position du tremblement de terre.	114
C.9	Détail du spectrogramme fréquence-temps de la densité spectrale de puissance des fluctuations du champ électrique enregistrées par DEMETER pendant une demi-orbite entre 05 :39 :32 et 05 :45 :00 le 26 Octobre, 2008 pour des fréquences entre 1 et 3 kHz. La ligne blanche délimite la distance entre la projection du satellite sur la Terre à la position du tremblement de terre.	115
C.10	Détail du spectrogramme fréquence-temps de la densité spectrale de puissance des fluctuations du champ électrique enregistrées par DEMETER pendant une demi-orbite entre 19 :20 :32 et 19 :48 :00 le 06 Juin, 2009 pour des fréquences entre 1 et 3 kHz. La ligne blanche délimite la distance entre la projection du satellite sur la Terre à la position du tremblement de terre.	115
C.11	Détail du spectrogramme fréquence-temps de la densité spectrale de puissance des fluctuations du champ électrique enregistrées par DEMETER pendant une demi-orbite entre 17 :45 :32 et 17 :55 :00 le 14 Mai, 2010 pour des fréquences entre 1 et 3 kHz. La ligne blanche délimite la distance entre la projection du satellite sur la Terre à la position du tremblement de terre.	116
C.12	Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité pour les données mesurées dans une bande de fréquence allant de 600 à 4000 Hz avec une résolution en fréquence de 40 Hz, pour des tremblements de terre avec $M \geq 5,0$; et pour des distances < 440 km.	117
C.13	Valeur médiane de l'intensité des fluctuations du champ électrique dans la bande de fréquence 1630-1740 Hz en fonction de la latitude et de la longitude géographique. Toutes les données mesurées pendant la nuit entre Décembre et Février (2005-2010) ont été utilisées.	118
C.14	Valeur médiane de l'intensité des fluctuations du champ électrique dans la bande de fréquence 1630-1740 Hz en fonction de la latitude et de la longitude géographique. Toutes les données mesurées pendant la nuit entre Mars et Mai (2005-2010) ont été utilisées.	119
C.15	Valeur médiane de l'intensité des fluctuations du champ électrique dans la bande de fréquence 1630-1740 Hz en fonction de la latitude et de la longitude géographique. Toutes les données mesurées pendant la nuit entre Juin et Août (2005-2010) ont été utilisées.	120
C.16	Valeur médiane de l'intensité des fluctuations du champ électrique dans la bande de fréquence 1630-1740 Hz en fonction de la latitude et de la longitude géographique. Toutes les données mesurées pendant la nuit entre Septembre et Novembre (2005-2010) ont été utilisées.	121
C.17	Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité obtenu en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit avec des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre des séismes inférieures à 440 km et pour la saison allant de Mars à Septembre. Les tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à 5.0 ont été utilisés.	122

C.18 Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité obtenu en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit avec des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre des séismes inférieures à 440 km et pour la saison entre Octobre et Février. Les tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à 5.0 ont été utilisés.	123
C.19 Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité obtenu en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit avec des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre d'un tremblement de terre inférieures à 440 km. Seuls les tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à 5,0 et avec une profondeur inférieure à 33 km ont été utilisés.	124
C.20 Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité obtenu en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit avec des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre d'un tremblement de terre inférieures à 440 km. Seuls les tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à 5,0 et avec une profondeur supérieure ou égale à 33 km ont été utilisés.	125
C.21 Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité obtenu en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit avec des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre d'un tremblement de terre inférieures à 440 km. Seuls les tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à 5,0, et des données mesurées pour des latitudes géographiques inférieures ou égales à 24 degrés ont été traitées.	126
C.22 Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité obtenu en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit avec des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre d'un tremblement de terre inférieures à 440 km. Seuls les tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à 5,0, et des données mesurées à des latitudes géographiques supérieures à 24 degrés ont été utilisées.	127
C.23 Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité obtenu en utilisant les données de tremblements de terre placés en dessous de la mer, avec une magnitude entre 4,8 à 4,9 et avec des distances <440 km.	128
C.24 Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité obtenu en utilisant les données de tremblements de terre placés en dessous de la mer, avec une magnitude entre 5,0 à 5,1 et avec des distances <440 km.	129
C.25 Spectrogramme de fréquence en temps de la densité de probabilité obtenu en utilisant les données de tremblements de terre placés en dessous de la mer, avec une amplitude supérieure ou égale à 5,2 et avec des distances <440 km.	130

Liste des acronymes

- AGW** Ondes Acoustique de Gravité (Acoustic Gravity Waves)
- BANT** Boîtier d'Acquisition de Numérisation et de Traitement
- CDPP** Centre de données de la Physique des Plasmas
- CNES** Centre National d'Études Spatiales
- CNRS** Centre National de la Recherche Scientifique
- DEMETER** Détection of Electro-Magnetic Emissions Transmitted from Earthquake Regions
- EBF** Extreme Basse Fréquence (15 Hz–1 kHz)
- EM** Electro-Magnétique
- GPS** Système de Localisation Mondial (Global Positioning System)
- THF** Très Haute Fréquence
- HF** Haute Fréquence (3 kHz–3,175 MHz)
- IAP** Instrument Analyseur de Plasma
- ICE** Instrument Capteur Electrique
- IDP** Instrument Détecteur de Particules
- IGRF** International Geomagnetic Reference Field
- IMSC** Instrument Magnétomètre Search-Coil
- IRI** International Reference Ionosphere
- ISL** Instrument Sonde de Langmuir
- LAIC** Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling
- LPC2E** Laboratoire de Physique et Chimie de l'Environnement et de l'Espace
- LT** Temps Local (Local Time)
- MLT** Temps Local Magnétique (Magnetic Local Time)
- PHLR** Powerline Harmonic Line Radiation
- TBF** Très Basse Fréquence (19.5 Hz–19.5 kHz)
- TEC** Contenu Électronique Total (Total Electron Content)
- UBF** Ultra Basse Fréquence (0–19 Hz)
- UT** Temps Universel (Universal Time)

Chapitre 1

Effets liés à l'activité sismique

1.1 Introduction

Au cours des vingt dernières années, des progrès considérables ont été faits dans la recherche des effets séismo-électromagnétiques. L'objectif principal de cette étude est de trouver de possibles précurseurs à court terme des tremblements de terre qui nous permettraient de prévoir ces événements dévastateurs. Bien que différents types de précurseurs possibles ont été signalés (par exemple les changements de température ou de conductivité), les perturbations électromagnétiques sont probablement l'un des candidats les plus prometteurs. Ces perturbations ont été observées en utilisant des mesures au sol et aussi des données de satellites. Elles sont censées se produire dans une large gamme de fréquences, du courant continu au très haute fréquence (*Parrot and Mogilevsky, 1989; Larkina et al., 1989; Tate and Daily, 1989; Serebryakova et al., 1992; Molchanov et al., 1993; Parrot, 1994a,b; Asada et al., 2001; Hattori, 2004; Hobara and Parrot, 2005; Bortnik et al., 2008; Němec et al., 2008, 2009*).

Néanmoins, il reste très difficile d'identifier ces effets dans l'ionosphère, parce qu'ils sont particulièrement faibles par rapport à d'autres effets électromagnétiques dus à d'autres sources (par exemple des orages magnétiques, ou du bruit électromagnétique d'origine humaine). Par conséquent, il existe toujours une controverse quant à l'existence réelle de ces effets séismo-électromagnétiques, et il y a même quelques études qui contestent leur existence (*Henderson et al., 1993; Rodger et al., 1996; Clilverd et al., 1999*). Par contre il y a de nombreuses théories qui tentent de décrire les processus physiques avant les séismes à venir et d'expliquer pourquoi ces précurseurs doivent être observés ; par exemple, le mouvement des trous positifs (*Freund, 2007a, 2011*), l'électrification par micro-fractures (*Gershenson et al., 1989; Molchanov and Hayakawa, 1998; Molchanov et al., 2006*), ou une libération de radon, un gaz radioactif (*Sorokin et al., 2001*). On peut aussi trouver dans *Pulinets and Boyarchuk (2004)*, et références citées : la production d'onde directe dans un spectre large bande par compression des roches proches de l'épicentre du tremblement de terre (cela pourrait être probablement lié à des effets piézo-électriques et triboélectriques) ; une variation du niveau d'eau dans le sol qui peut conduire à l'émanation de gaz chauds ; un chauffage qui entraîne la propagation d'une onde acoustique de gravité ; l'activation de trous positifs qui peuvent atteindre la surface du sol (voir l'article de revue par *Freund, 2009*) ; des émissions de gaz radioactifs ou des ions métalliques tels que le radon qui peut conduire à accroître le potentiel à la surface de la Terre (*Harrison et al., 2010*). Cette fine couche de particules créées avant les séismes peut jouer un rôle central dans l'augmentation du

champ électrique dans l'atmosphère et ensuite dans la basse ionosphère. La pénétration de ce champ électrique dans l'ionosphère peut induire des anomalies de densité du plasma, qui sont observées dans la zone du séisme (*Liu et al.*, 2006; *Kon et al.*, 2011, par exemple). Les ondes acoustique de gravité (AGW) pourraient également déclencher avant le séisme des perturbations ionosphériques (*Liu et al.*, 2008, par exemple).

Dans le présent chapitre, nous allons décrire plus en détail les mesures précédentes d'ondes électromagnétiques et de la variation de densité ionosphérique en relation avec l'activité pré-sismique. Par conséquent, nous parlerons aussi des possibles processus physiques.

1.2 Les connaissances actuelles

1.2.1 Effets sur les ondes électromagnétiques

Ces dernières vingt années, un grand progrès dans les études sismiques par des satellites a été fait. Un premier rapport par *Gokhberg et al.* (1983) a montré des perturbations dans l'ionosphère au-dessus de la région proche d'épicentres de tremblements de terre. Les auteurs ont utilisé des données du satellite OGO-6 et ils ont présenté une augmentation du bruit intégré dans la gamme de fréquence 100–1000 Hz quand le satellite était près d'un tremblement de terre avec $M \approx 5,4$, une distance < 480 km, et 14 heures avant le choc principal. En étudiant plusieurs observations faites par le satellite Intercosmos-19, *Larkina et al.* (1983) ont montré qu'il y avait une augmentation de l'intensité des émissions dans la gamme EBF/TBF entre une dizaine de minutes et plusieurs heures avant et après des tremblements de terre. La région affectée était étendue en longitude et l'effet était plus marqué aux environs de 15 kHz, la fréquence maximale de l'analyse. Quand le satellite était proche du tremblement de terre, l'effet a été aussi observé à des fréquences plus basses. Les émissions sont surtout électrostatiques. *Larkina et al.* (1989) ont présenté une étude de 150 orbites proches de 39 tremblements de terre de magnitude $> 5,5$. Ils ont montré que les émissions anormales aux fréquences 0,1-16 kHz se sont prolongées pour des latitudes invariante $> 45^\circ$. Ces résultats sont identiques à ceux observés par *Larkina et al.* (1983).

Une autre étude statistique de *Parrot and Lefeuvre* (1985) présente des données des satellites GEOS 1 et GEOS 2, qui étaient des satellites géostationnaires. L'observation compare les amplitudes du signal moyen pendant le choc principal (45 minutes avant et 45 minutes après le choc) avec l'amplitude moyenne observée pendant deux intervalles de 15 minutes avant et après le choc. Les données électriques et magnétiques mesurées au moment de tremblements de terre de magnitude supérieure à 4,7 ont été utilisées. En se servant de l'intensité relative des ondes dans la gamme de fréquence 0,3-10 kHz, ils ont noté une augmentation de cette intensité pour 44,3% des tremblements de terre. La même analyse a donné une augmentation de 41,4% pour des événements aléatoires, ce qui est très similaire. Quand la distance en longitude avec les épicentres a été réduite ($\pm 20^\circ$), la corrélation positive est de 51%. Pour les épicentres au-dessus du continent cela augmente de 3%. Aucune dépendance sur la magnitude des tremblements de terre n'a été observée. Les données du même satellite ont été utilisées par *Matthews and Lebreton* (1985). Aucune caractéristique spécifique n'a été trouvée par inspection visuelle dans la gamme de fréquence 0,3-11 Hz. Cependant, ils n'utilisèrent que trois mois des données et tous les tremblements de terre avaient des magnitudes inférieures à 5.

Un signal pulsé (1,4-8,0 kHz) a été observé par *Mikhaylova et al.* (1991). Ils ont utilisé des données du satellite Intercosmos-24. Ces signaux ont été mesurés seulement pendant la nuit. Mais

ce signal a été observé sur une seule orbite. *Serebryakova et al.* (1992) ont montré des émissions intenses un peu différentes à des fréquences plus basses que 450 Hz quand le satellite COSMOS-1809 était au même L qu'un tremblement de terre, et quand la distance était inférieure à 6° (L est le paramètre de McIlwain - la distance en rayons de la Terre où une ligne de force particulière du champ magnétique terrestre croise l'équateur magnétique). Ces anomalies ont été mesurées aussi aux positions géomagnétiques conjugués. Ils ont conclu qu'il y avait une probabilité haute ($\sim 90\%$) d'observation d'intenses émissions autour des épicentres.

Parrot and Mogilevsky (1989) et *Parrot* (1990) ont analysé les données du satellite AUREOL-3 (apogée 2000 km, périégée 400 km). Ils ont montré une augmentation de l'intensité des ondes électromagnétiques aux fréquences plus basses que 800 Hz près de l'épicentre des tremblements de terre. Cependant, ces études sont seulement des études de cas – la corrélation trouvée ne montre pas nécessairement un lien avec les séismes. En utilisant le même satellite AUREOL-3, *Gal'perin et al.* (1992) ont fait des observations simultanées d'ondes EBF et d'augmentation de la précipitation des électrons de haute énergie quand le satellite passait au même L que l'épicentre de séismes.

Une autre étude statistique présentée par *Henderson et al.* (1993) a utilisé des orbites de contrôle. Ils ont présenté des données du satellite DE-2 mesurées pendant 63 tremblements de terre ($M \geq 5.0$). Mais la différence entre les résultats obtenus pendant les tremblements de terre et pour les orbites de contrôle était très petite ($\sim 1\%$) et non significative. Les auteurs ont conclu que les effets liés à l'activité sismique peuvent exister, mais qu'il est très difficile de les trouver, et que plus de données sont nécessaires. Plusieurs auteurs ont refutés ces résultats, par exemple *Parrot* (1994a) ont noté une influence de la turbulence électrostatique équatoriale, et *Molchanov et al.* (1993) ont confirmé que la différence peut être très petite.

En utilisant les données de l'antenne électrique (8 Hz à 15 kHz) du satellite Intercosmos-24 (apogée 2500 km, périégée 500 km), *Molchanov et al.* (1993) ont analysé 24 tremblements de terre ($5.2 < M < 6.1$). Ils ont utilisé des données avec une latitude invariante (Lat. Inv.) $< 45^\circ$, une différence entre la latitude invariante des données et la latitude invariante de l'épicentre $|\Delta \text{Lat. Inv.}| < 10^\circ$, et une différence temporelle entre les données et le tremblement de terre $|\Delta t| < 48$ h. Ils ont inspecté visuellement les données dans les gammes EBF et TBF. Des sursauts d'émissions ont été observés entre $\pm 10^\circ$ de latitude géomagnétique pour 15 événements. Ils ont observé des émissions dans les gammes EBF (< 1 kHz) et TBF (10–15 kHz). La probabilité d'occurrence a été maximale 6–24 heures avant le choc principal. Ils ont aussi rapporté que les émissions peuvent être présentes loin de l'épicentre, mais aux mêmes valeurs de L.

Les mesures du satellite AUREOL-3 auprès de 325 tremblements de terre de $M > 5.0$ ont été analysées par *Parrot* (1994b). Les données ont été traitées seulement quand leur séparation temporelle avec le choc principal était inférieure à 24 heures et quand la latitude invariante était inférieure à 45° . L'amplitude moyenne de l'intensité des ondes a été représentée en fonction de la distance à l'épicentre (en latitude et en longitude). Les résultats ont indiqué que les ondes électromagnétiques liées à l'activité sismique sont limitées en longitude, mais sont dispersées en latitude. Une comparaison des divers papiers décrits ci-dessus a été présentée par *Parrot* (1994b). La conclusion est que les résultats obtenus sont significativement différents et que l'on ne peut pas faire de conclusion claire concernant l'existence de ces effets. En plus, dans la plupart des cas le nombre d'événements considérés est trop petit pour une étude statistiquement significative et les méthodes utilisées ne sont pas souvent optimales.

Rodger et al. (1996) ont analysé les données du satellite ISIS-2 dans un intervalle temporel

de ± 48 heures autour de 37 événements de magnitude $M > 5.0$. Les tremblements de terre ont été choisis au-dessus des continents quand le satellite passe à la latitude invariante de l'épicentre près de la région conjuguée. Aucune différence significative ne fut trouvée entre les orbites sismiques (152) et les orbites de contrôle (143) en utilisant une inspection visuelle. Après ces résultats négatifs les auteurs ont discuté l'existence possible des signaux liés aux tremblements de terre et ils ont notés la difficulté de pouvoir recueillir ces signaux avec un satellite.

Après, *Asada et al.* (2001) ont utilisé une méthode différente. Ils ont effectué des mesures avec des antennes TBF placées sur la Terre. Ils ont observé des signaux pulsés dans une gamme de fréquence 1-10 kHz. Ces signaux ont eu lieu entre 1 et 4 jours avant des tremblements de terre. Mais ils ont conclu que c'est très difficile de différencier ces signaux des signaux provenant des orages. *Hayakawa et al.* (1996) et *Hayakawa and Molchanov* (2000) ont utilisé des signaux des transmetteurs Omega. Ils ont observé des oscillations transitoires avec une période de 5 à 10 jours, qui ont débutées quelques jours avant un tremblement de terre important et qui se sont maintenues pendant quelques jours ou quelques semaines après. La zone d'observation de ces signaux est limitée (première zone de Frenel), même pour des tremblements de terre plus forts. Les auteurs ont proposé une explication concernant la modification des ondes se propageant autour de la zone perturbée par les tremblements de terre. Une modification des signaux de transmetteurs TBF a été montrée par *Molchanov et al.* (2006). Ils ont analysé les signaux des émetteurs TBF détectés par le satellite DEMETER. DEMETER (Chap. 2) était le premier satellite qui a été consacré uniquement aux observations des effets des tremblements de terre. Ils ont montré qu'il y avait une diminution de l'intensité des signaux liés à l'occurrence de tremblements de terre importants. Les dimensions de la région affectée est assez grande (1000-5000 km). Les auteurs ont proposé aussi un modèle sur les ondes acoustiques de gravité et la turbulence ionosphérique.

Les avantages d'une couverture mondiale et des mesures à long terme de DEMETER ont été utilisés par *Němec et al.* (2008). Ils ont présenté une étude utilisant plus de 2 ans de données. Ils ont statistiquement démontré qu'une diminution significative de l'intensité des ondes a été observée la nuit un peu avant des tremblements de terre ayant une grande magnitude. Cette atténuation est plus forte pour une fréquence autour de 1,7 kHz. Ils ont proposé une explication possible sur les atténuations qui peuvent affectées les ondes naturelles se propageant au-dessus des épicentres des tremblements de terre. Ils ont également noté que la fréquence est peut-être liée avec une fréquence de coupure du guide d'ondes Terre-ionosphère. Le même effet pour un plus grande ensemble de données ($\sim 3,5$ ans) a été montré par *Němec et al.* (2009). Ils ont aussi observé que l'effet est plus fort pour des tremblements de terre plus forts et moins profonds. L'effet se produit un peu (2°) à l'ouest de l'épicentre des tremblements de terre. Finalement, en utilisant toutes les données de la mission DEMETER, *Píša et al.* (2012) ont montré le même effet de la diminution des ondes. Ils ont proposé la même explication basée sur la modification des propriétés du guide d'onde Terre-ionosphère. Les résultats de l'étude statistique complète sont l'objet de cette thèse (Chap. 4).

1.2.2 Variations de la densité du plasma

De nombreux résultats démontrant la présence d'anomalies ionosphériques avant les tremblements de terre ont été publiés ces deux dernières décennies. Il y a plusieurs techniques d'observation des changements du plasma ionosphérique. La technique du sondage de l'ionosphère à partir des instruments terrestres est principalement une méthode pour observer les couches

Es (E-sporadique) et F. L'observation de variations de la couche Es a montré que cette couche était diffuse. On observe souvent un élargissement des traces sur les ionogrammes (par exemple *Liperovsky et al.*, 2000; *Silina et al.*, 2001). L'analyse des ionogrammes d'une station de sondage vertical a montré que la turbulence du plasma de la couche Es augmentait quelque jours avant des tremblements de terre, même plutôt faibles (par exemple *Liperovskaya et al.*, 2006a). Le maximum des perturbations est obtenu pendant la nuit quand l'ionosphère est plus calme. Les auteurs suggèrent que cette variation pré-sismique de la couche Es est causée par une augmentation des impulsions acoustiques. Ces ondes se propagent à partir de la région de préparation du tremblement de terre dans l'atmosphère et l'ionosphère. Dans une série d'autres études la fréquence critique $foF2$ a été souvent analysée. Cette fréquence est la fréquence maximale du plasma dans l'ionosphère. Les analyses des modifications des valeurs moyennes de $foF2$ ont été utilisées pour trouver un précurseur éventuel aux tremblements de terre. Dans plusieurs études une diminution de la fréquence critique $foF2$ avant quelques séismes a été démontrée (voir *Ondoh*, 2000; *Rios et al.*, 2004; *Singh et al.*, 2004; *Liperovskaya et al.*, 2006b). D'un autre côté, *Pulinets and Boyarchuk* (2004) ont remarqué une augmentation de $foF2$ avant un tremblement de terre extrêmement fort. Une étude statistique de la diminution $foF2$ l'après-midi avant des tremblements de terre à Taïwan a été réalisée par *Liu et al.* (2006). Ils ont montré une diminution de la turbulence dans la couche ionosphérique F une semaine avant les chocs. Cet effet était maximal juste avant les chocs. La fiabilité statistique des ces deux phénomènes seismo-ionosphériques, la diminution des valeurs de $foF2$ et la diminution de la turbulence dans la couche F est plus grande. Ainsi, si on considère les précurseurs d'un tremblement de terre, il est plus fiable d'analyser la turbulence dans la couche F, parce qu'une turbulence dans cette couche a déjà été détectée pour des tremblements de terre plutôt faibles.

Les autres méthodes de sondage de l'ionosphère sont des mesures basées sur l'analyse du changement du contenu électronique total (TEC) qui est observé lors de la variation des signaux GPS. L'un des premiers rapports a été donné par *Calais and Minster* (1995). Ils ont montré un variation exceptionnelle de la densité des électrons. La vitesse de la variation était compatible avec un modèle considérant la vitesse de propagation d'ondes ionosphériques acoustiques de gravité (AGW) excitées par des sources sismiques. Ils ont suggéré que ces perturbations des électrons ionosphériques sont causées par la réponse ionosphérique aux forts déplacements du sol associés aux tremblements de terre. *Liu et al.* (2002, 2006) ont présenté des baisses anormales de TEC entre 1-5 jours avant de forts séismes. Ces auteurs ont suggéré qu'il est possible d'utiliser cette variation comme une source fiable de précurseurs à court terme.

D'autres méthodes utilisent des mesures avec des satellites. *Pulinets* (1998); *Pulinets et al.* (2003) ont présenté des études tomographiques de l'ionosphère à partir d'un satellite. Ils ont observé une variation de la densité des électrons plusieurs jours avant des tremblements de terre. Une des premières études des mesures in-situ des paramètres du plasma a été faite à bord des satellites AE-C et ISIS-2 (*Gokhberg et al.* (1983)). *Boskova et al.* (1993, 1990) ont observé des changements dans la composition des ions avant les tremblements de terre au-dessus de la zone de préparation en utilisant les données d'Interkosmos-24. *Chmyrev et al.* (1997) ont présenté des fluctuations de la densité du plasma à petite échelle ($\sim 3-8\%$) corrélées avec des émissions EBF. Après, *Afonin et al.* (1999) ont traité un grand ensemble (presque 7000 heures) d'observations d'Interkosmos-24. Ils ont montré une corrélation entre une distribution mondiale de l'activité sismique et la variation de la densité des ions mesurés. L'étude statistique par *Afonin et al.* (2000) qui est basée sur les données du satellite Cosmos-900, a montré des irrégularités à grande

échelle dans l'ionosphère plusieurs heures ou jours avant des tremblements de terre importants. *Molchanov et al.* (2002a,b) ont présenté des résultats du satellite IK-24. Ils ont observé des fluctuations de plusieurs paramètres du plasma (densité d'ion, température d'électron et champ électrique). Ils ont expliqué que les ondes de gravité acoustiques de source sismique pourraient influencer sur la densité et la température du plasma. *Molchanov et al.* (2004) ont présenté une étude des données de Cosmos-900. Ils ont conclu qu'il y avait de la turbulence ionosphérique à proximité des épicentres. Les densités d'électrons mesurées avec le satellite Aureol-3 ont été traitées par *Hobara et al.* (2005). Ils ont analysé des variations de la densité d'électrons et de la turbulence ionosphérique dans la gamme 6–100 Hz, et ils ont calculé des indices spectraux. Ils ont conclu que l'observation des indices spectraux est plutôt stable et qu'il y avait une corrélation positive entre la densité et le champ électrique. Des variations des températures et des densités du plasma ionosphérique mesurées par le satellite DEMETER pour des tremblements de terre avec une magnitude supérieure à 6,0 ont été observées par *Akhoondzadeh et al.* (2010). Ils ont montré des anomalies de la température électronique, et aussi des anomalies des profils du TEC observés par GPS quelques heures avant des tremblements de terre. Ils ont observé des tendances similaires pour quatre tremblements de terre de même type. Ils ont aussi noté qu'il est nécessaire de tenir compte d'éventuelles sources inconnues, qui peuvent jouer un rôle. Récemment, *Piša et al.* (2011) (après dans Chap. 3) ont présenté des augmentations inhabituelles de la densité du plasma plusieurs jours avant un séisme très fort au Chili ($M \sim 8,8$). Même si les augmentations ont été exceptionnelles par rapport à 4 années d'observation au-dessus de cette zone, les auteurs ont conclu que sur la base de ces résultats, il n'est pas possible de dire quelque chose sur la position, l'heure et la puissance exacte du tremblement de terre à venir.

1.3 Exemples de mécanismes possibles

Pour expliquer les observations et envisager dans le futur la prédiction des événements sismiques, le développement de modèles physiques est nécessaire. Plusieurs exemples de modèles possibles sont présentés ci-dessous. Dans la zone de préparation des tremblements de terre, il y a de nombreux processus comme par exemple des transformations mécaniques, l'activation de réactions géochimiques, l'émanation de Radon ou de plusieurs types de composants gazeux tels que les gaz à effet de serre. La phase préparatoire à l'initiation de précurseurs ionosphériques commence par la formation d'un plasma près du sol sous la forme de longues grappes d'ions qui résulte d'une ionisation par le Radon. Les molécules d'eau empêche la recombinaison des groupes d'ions nouvellement formés. *Pulinets and Boyarchuk* (2004) ont donné une description détaillée du processus de formation d'amas d'ions dans une couche proche du sol.

Les rejets de gaz quand les roches sont comprimées (*Freund, 2007a,b, 2009*) peut également produire des aérosols submicroniques qui vont augmenter l'intensité d'un champ électrique à cause de la diminution de la conductivité de l'air créée par ces aérosols (*Krider and Roble, 1986*). Un calcul de l'augmentation du champ électrique dû à un flux d'aérosols peut être trouvé dans *Pulinets et al.* (2000). Il est également connu qu'avant un tremblement de terre d'importants rejets de gaz peuvent provenir de la croûte (principalement le CO_2), voir *Voitov and Dobrovolsky* (1994). Ces rejets de gaz peuvent jouer un double rôle. En générant des mouvements de l'air, ils créent des instabilités acoustiques capables de stimuler la production d'ondes de gravité et de provoquer une ionisation supplémentaire (en plus du Radon). Ces mouvements d'air détruisent les groupes neutres en raison de la faiblesse de l'interaction de Coulomb. Le résultat dans un

1.3. EXEMPLES DE MÉCANISMES POSSIBLES

court laps de temps est que la couche au sol à proximité de l'atmosphère devient riche en ions. Le processus de séparation de charge décrit dans *Pulinets et al.* (2000) conduit à la génération d'un champ électrique vertical intense par rapport au champ électrique usuel par temps calme (1 kV/m^{-1} et environ 100 V/m^{-1} , respectivement). L'un des principaux facteurs de la séparation de charge est la mobilité différente des ions positifs et négatifs - les composants du plasma atmosphérique. On peut trouver beaucoup de possibilités pour l'électrisation d'un tel plasma dans la littérature (*Kikuchi*, 2001). Le point suivant concerne les émissions séismo-électromagnétiques dans les bandes UBF, EBF et TBF enregistrées dans les zones séismiques actives avant les tremblements de terre (*Nagao et al.*, 2002). Le modèle de *Pulinets and Boyarchuk* (2004) peut expliquer ces émissions. La couche au sol à proximité de l'atmosphère peut contenir un plasma avec une concentration de particules comparable à certaines régions de l'ionosphère de la Terre. En outre, ce plasma est placé dans un fort champ électrique, et on peut s'attendre à une accélération des particules et une excitation des instabilités du plasma. La nature physique des émissions observées reste encore incertaine.

On a vu qu'une étape importante est la génération d'un champ électrique anormal. La génération de ce champ électrique est l'étape finale du premier acte dans la chaîne de couplage séismo-ionosphérique des processus entre l'atmosphère et l'ionosphère. Ce champ électrique anormal peut pénétrer dans les régions E et F de l'ionosphère et créer des irrégularités. Elles ont été enregistrées expérimentalement (*Liperovsky et al.*, 2000) et aussi reproduites par simulation numérique (*Grimalsky et al.*, 2003). Aux altitudes supérieures, on peut s'attendre aux effets suivants : Irrégularités à petite échelle qui se propagent le long des lignes du champ géomagnétique dans la magnétosphère en créant des tubes de courants alignés où les émissions TBF d'origine diverses seront dispersées (*Kim and Hegai*, 1997; *Sorokin et al.*, 2000). Cela conduira à des augmentations des émissions TBF dans ces tubes magnétiques le long des zones de génération du champ électrique anormal (*Shklyar and Nagano*, 1998).

Enfin, la chaîne complexe de ces processus dans l'atmosphère, l'ionosphère, et la magnétosphère peut conduire à des précipitations de particules et ainsi produire une ionisation de l'ionosphère inférieure. Cette ionisation conduit à une augmentation de la concentration d'électrons dans la région D de l'ionosphère ce qui est équivalent à abaisser l'ionosphère (*Kim et al.*, 2002). Cela provoque des changements des conditions de propagation des ondes radio dans les bandes de fréquences TBF à THF dans le guide Terre-ionosphère. Des effets anormaux dans la réception des ondes radio ont été enregistrés expérimentalement avant de forts tremblements de terre (*Gufeld et al.*, 1992; *Biagi et al.*, 2001; *Kushida and Kushida*, 2002; *Píša et al.*, 2012). Certains auteurs suggèrent d'utiliser ces modifications de la densité et ces changements de caractéristiques des ondes électromagnétiques en tant que précurseurs des tremblements de terre.

Plus récemment, *Hayakawa* (2009); *Pulinets and Ouzounov* (2011) ont présenté leur concept d'approche multidisciplinaire. Ils ont proposé un modèle de couplage lithosphère-atmosphère-ionosphère (LAIC). Ce modèle est basé sur les principes les plus fondamentaux de la tectonique ce qui implique qu'un séisme est le résultat final d'un mouvement relatif des plaques tectoniques et de blocs de tailles différentes. Ce modèle de couplage LAIC peut expliquer la plupart des phénomènes observés qui sont des précurseurs de tremblements de terre à court terme. La figure 1.1 présente un schéma du modèle LAIC. Il montre la complexité du problème. Au début il y a émanation de Radon et ionisation de l'air. Après, il y a trois branches possibles pour des effets : thermique (gauche), formation de nuages (centre), modification dans l'ionosphère et la

1.3. EXEMPLES DE MÉCANISMES POSSIBLES

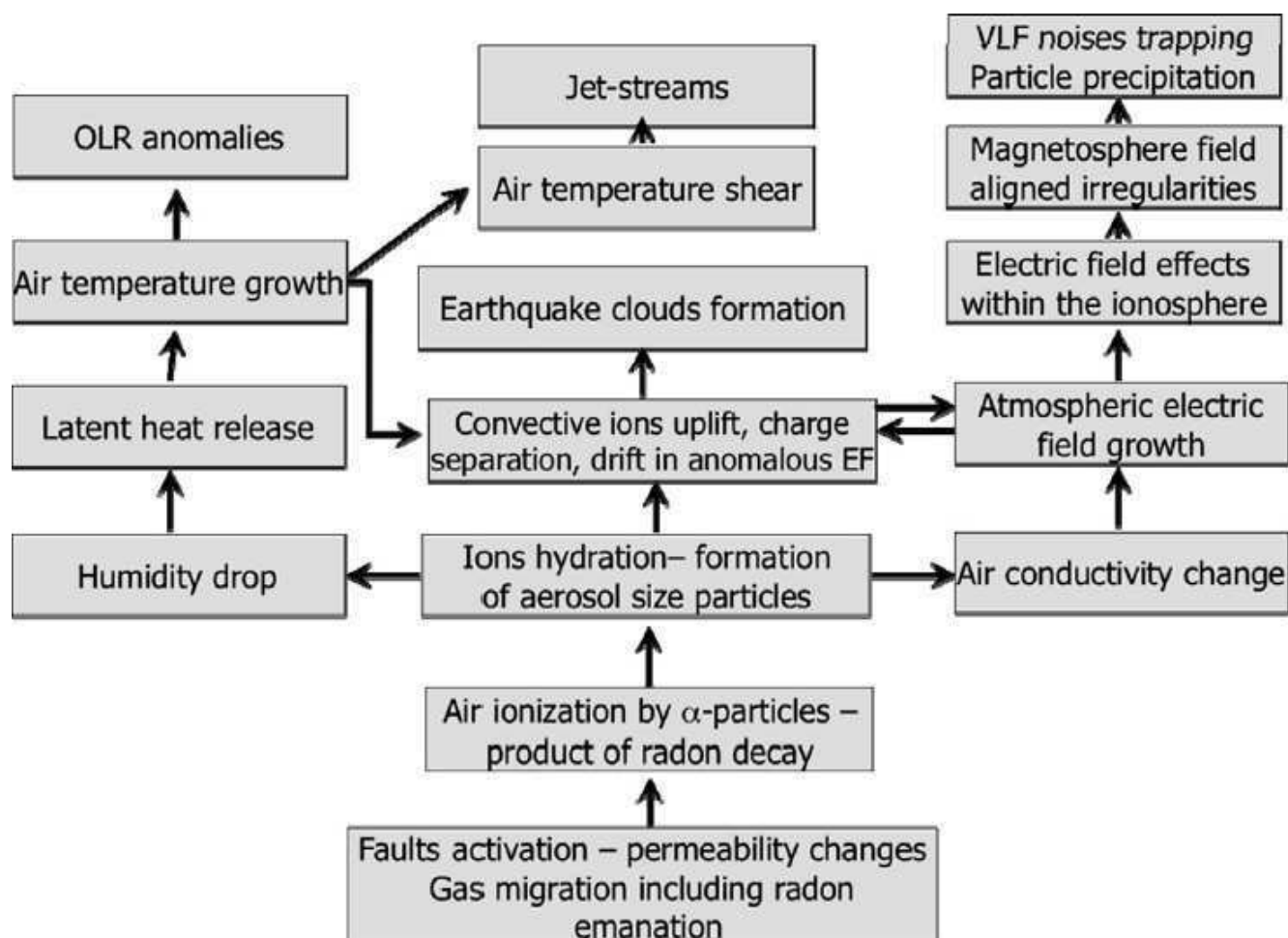


FIGURE 1.1 – Représentation schématique du modèle de couplage Lithosphère-atmosphère-ionosphère (Pulinets and Ouzounov, 2011).

magnétosphère (droite). Un point important est que ces effets ne vont pas dépendre de la position de l'épicentre (mer ou terre).

Chapitre 2

Le satellite DEMETER

2.1 L'objectif de la mission

Dans cette thèse nous utilisons les données du satellite DEMETER (Detection of Electromagnetic Emissions Transmitted from Earthquake Regions). C'est un microsatellite français développé par le CNES en coopération avec le LPC2E/CNRS à Orléans. Il a été lancé le 29 juin 2004 et la mission s'est terminée début décembre 2010. La durée de la mission était presque de 6,5 ans, soit trois fois plus que planifiée. Le satellite avait une orbite polaire et quasi synchronisée avec le Soleil ; il était toujours situé dans le jour à 10 :30 LT et la nuit à 22 :30 LT. L'attitude de l'orbite était initialement de 710 km, mais elle a été diminuée à environ 660 km en Décembre 2005. L'inclinaison de l'orbite était de 98° et le satellite parcourait 14 orbites par jour. L'objectif principal du satellite DEMETER était une étude des effets ionosphériques liés aux tremblements de terre et des phénomènes qui les accompagnent. L'autre objectif était l'analyse des effets ionosphériques induits par l'activité humaine (radiation harmonique des lignes électriques (PHLR), émetteurs TBF, stations de radio HF) et l'acquisition d'information sur l'environnement électromagnétique de la Terre. Le satellite a été opéré en deux modes principaux. Le premier mode, qui s'appelle «survey», recueille des données au-dessus de toute la Terre, sauf dans les régions avec une latitude géomagnétique plus grande que 65°. Pendant ce mode les données sont pré-analysées à bord du satellite pour réduire la quantité des données pour la télémétrie. Le deuxième mode, qui s'appelle «burst», recueille des données plus détaillées. Ce mode est actif au-dessus des régions sismiques, mais il peut être modifié si nécessaire par télécommande. Toutes les données sont placées dans la mémoire du satellite, d'où elles sont transmises deux fois par jour à la station de réception à Toulouse. Ensuite, les données peuvent être téléchargées sur le site du CDPP (Centre de données de la Physique des Plasmas) à Toulouse.

2.2 L'instrumentation à bord

À bord, il y a cinq instruments, qui permettent de déterminer un grand nombre de paramètres du plasma. Des capteurs mesurent aussi les six composantes électromagnétiques du champ dans une large bande de fréquences. Ces instruments sont pilotés par BANT (Boîtier d'Acquisition de Numérisation et de Traitement), qui fait l'interface avec la plate-forme du satellite.

Leurs noms sont :



FIGURE 2.1 – Impression d'artiste du satellite DEMETER dessus de la Grèce. (CNES/D.Ducros)

- IAP (Instrument Analyseur de Plasma) – analyseur de la composition des ions dans le plasma (*Berthelier et al.*, 2006a)
- ICE (Instrument Capteur Électrique) – quatre sondes électriques pour la mesure dans la gamme de fréquence jusqu'à 3.5 MHz (*Berthelier et al.*, 2006b)
- IDP (Instrument Détecteur de Particules) – détecteur des particules énergétique *Sauvaud et al.* (2006)
- IMSC (Instrument Magnétomètre Search Coil) – trois sondes magnétiques pour la mesure dans la gamme de fréquence de quelques Hz jusqu'à 18 kHz (*Parrot et al.*, 2006)
- ISL (Instrument Sonde de Langmuir) – deux sondes de Langmuir pour la mesure des paramètres de plasma (*Lebreton et al.*, 2006)

2.3 L'instrument ICE

L'instrument ICE est composé de quatre électrodes sphériques, qui sont étiquetées comme E1, E2, E3, E4. Les capteurs E1 et E2 sont déployés parallèlement à l'axe Y du satellite, perpendiculaire au plan XZ du satellite, qui est le plan de l'orbite de l'attitude nominale du satellite. Les capteurs E3 et E4 sont déployés à 45 degrés de l'axe X, qui est la direction du nadir (voir Figure 2.2).

Il y a quatre bandes de fréquences différentes :

- UBF (Ultra Basse Fréquence) – jusqu'à 15 Hz
- EBF (Extrême Basse Fréquence) entre 15 Hz et 1 kHz
- TBF (Très Basse Fréquence) entre 15 Hz et 17.4 kHz
- HF (Haute Fréquence) entre 10 kHz et 3.175 MHz

En fonction de la bande de fréquence et du mode du satellite, les données sont enregistrées comme des formes d'ondes «burst» ou des spectres de puissance «burst» et «survey».

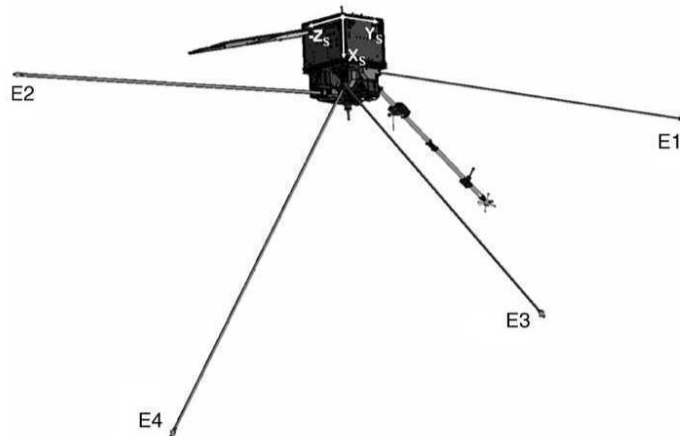


FIGURE 2.2 – Schéma du satellite montrant la configuration des antennes de l'instrument ICE avec les axes du satellite.

2.3.1 La bande UBF

Quatre canaux de forme d'ondes dans les deux modes de fonctionnement sont disponibles. Les signaux sont échantillonnés à 39 Hz et numérisés avec une résolution de 0.3 mV.

2.3.2 La bande EBF

Trois canaux de forme d'ondes dans le mode «burst» sont mesurés. Les signaux sont échantillonnés à 2.5 kHz et numérisés avec 16 bits. Les données sont disponibles uniquement dans le mode «burst».

2.3.3 La bande TBF

Un canal de forme d'ondes dans le mode «burst» et des données spectrales dans les deux modes sont enregistrés. Le signal d'onde est échantillonné à 40 kHz et numérisé avec 16 bits pendant le mode «burst». En parallèle, des données spectrales avec une résolution de 19.53 Hz chaque 2.048 s sont disponibles.

2.3.4 La bande HF

Un canal est utilisé pour la forme d'ondes dans le mode «burst» et des données spectrales dans les deux modes sont mesurés. Le signal d'onde est échantillonné à 6.66 MHz et numérisé avec 8 bits. Dans le mode «burst», une forme d'onde d'une durée de 0.6144 ms chaque 2.048 s est mesurée. Dans les deux modes des données spectrales avec une résolution de 3.25 kHz chaque 2.048 s sont disponibles.

2.4 L'instrument IAP

L'instrument IAP est basé sur une combinaison de deux instruments indépendants. Le premier instrument est un analyseur à potentiel retardateur (APR), qui analyse la densité, la température, et une composante de la vitesse des ions majeurs (O+, H+, He+). Le deuxième instrument, l'analyseur à dérive de vitesse (ADV) enregistre la dérive des ions, et permet de déterminer la direction de leur vitesse.

2.5 L'instrument ISL

L'instrument ISL est composé de deux sondes de Langmuir. La première sonde est un détecteur cylindrique et le deuxième est un détecteur sphérique, qui est divisé en sept segments. Ces sondes mesurent la densité et la température des électrons avec une résolution temporelle de 1 s. Elles fournissent aussi la densité totale des ions et le potentiel du satellite.

Chapitre 3

Les séismes au Chili

3.1 L'activité sismique au Chili

La région littorale du Chili est un endroit historiquement sismique actif. Depuis le milieu du 16ème siècle au moins 6 grands tremblements de terre dévastateurs ont été dénombrés. C'est dans cette région que le plus grand tremblement de terre du 20e siècle dans le monde entier ($M \approx 9,5$) a eu lieu en 1962. Plus de 1600 vies ont été perdues au Chili à cause de ce séisme et du tsunami. Ce tsunami a aussi fait 200 morts au Japon, à Hawaï et aux Philippines. A Valparaiso (33.03°S , 71.38°W), un tremblement de terre de magnitude de 8,0 est survenu en 1985. Au nord de Valparaiso, un tremblement de terre de magnitude 8,5 en 1922 a généré un tsunami dans l'océan Pacifique, qui a atteint une hauteur de 9 m sur la côte chilienne près de Coquimbo et a emporté des bateaux dans le port de Hilo à Hawaï. Sur l'ensemble de la côte chilienne, il y a eu 13 tremblements de terre de magnitude 7,0 ou plus depuis 1973.

Nous nous sommes intéressés à une zone proche de Concepcion (36.49°S , 73.03°W), qui jouxte une rupture de la faille du tremblement de terre de 1960 et où le tremblement de terre Offshore Bio-Bio 2010 a eu lieu. La description écrite de très grands tremblements de terre près de Concepcion commence probablement avec un choc en 1562. Dans le voisinage du tremblement de terre de 2010, des tremblements de terre dévastateurs ont été signalés en 1730 et un peu plus loin vers le sud en 1751. Le dernier tremblement de terre important du 20e siècle dans ans cette région a eu lieu en 1835 et cet événement a été documenté par les grands explorateurs Charles Darwin et Robert FitzRoy.

La figure 3.1 montre les caractéristiques des tremblements de terre depuis 1900. Ceux d'avant 1964 avec des magnitudes $M \geq 6,5$, et ceux depuis 1964 à aujourd'hui avec des magnitudes $M \geq 5,5$ sont présentés. Pour le tremblement de terre du 27/02/2010 ($M 8,8$) le choc principal (étoile jaune) et ses répliques (cercles jaunes) sont présentés. Depuis le début du 20ème siècle, il y a eu des tremblements de terre en 1906 ($M 8,2$), 1943 ($M 8,2$), 1960 ($M 7,9$ et $M 9,5$) et un en 1985 ($M 7,8$), qui sont représentés par des cercles rouges plus grands. Le point de rupture initial pour le tremblement de terre du 27/02/2010 ($M 8,0$) est présenté, tandis que les zones de rupture estimées des tremblements de terre de 1922 ($M 8,5$) et de 1960 ($M 9,5$) sont également identifiées.

3.1. L'ACTIVITÉ SISMIQUE AU CHILI

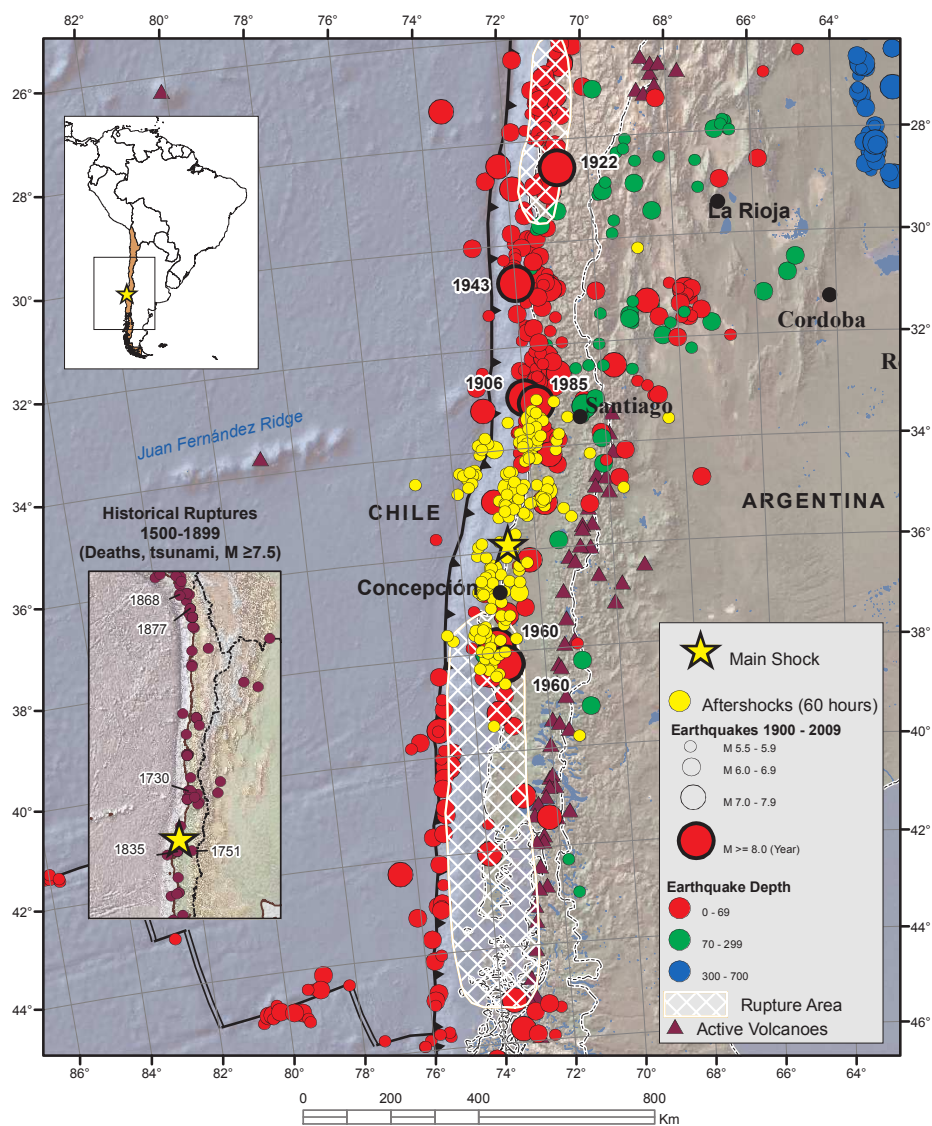


FIGURE 3.1 – Activité historique sismique dans la région côtière du Chili (<http://earthquake.usgs.gov>).

3.2 Le tremblement de terre du 27 Février 2010

Le Mw 8.8 tremblement de terre du Chili qui a eu lieu le 27 Février 2010 est le deuxième plus grand événement depuis le lancement de DEMETER. Son épicentre était situé à 35.85°S , 72.72°W et la profondeur était de 35 km. Le fait que ce puissant tremblement de terre a eu lieu pendant et après une longue période d'activité solaire très faible offre une occasion unique de vérifier ses effets sur l'ionosphère et d'effectuer une analyse statistique. Le séisme a été généré par la plaque de Nazca qui glisse sous la plaque sud-américaine. Les deux plaques se rapprochent de 7 mètres par siècle (*Norabuena et al.*, 1999). La rupture de la faille, en grande partie au large des côtes, dépasse les 100 km de largeur et est étendue sur près de 500 km parallèlement à la côte.

Comme il est écrit ci-dessus, le tremblement de terre Bio-bio 2010 a été un événement au cours de la mission DEMETER et grâce à l'orientation de l'orbite du satellite et de la faille de rupture, nous avons eu une occasion unique de faire des observations le long de la faille. En raison de son orbite, DEMETER retourne tous les jours au-dessus de la même région, mais plus ou moins à proximité d'un point donné (l'épicentre). Nous présentons plusieurs figures de la variation inhabituelle de la densité du plasma pour une position proche du tremblement de terre à venir. La densité d'ions montrée sur la figure 3.2 a été enregistrée par le satellite sur une orbite proche de l'épicentre, le 10 Février 2010, soit 17 jours avant le tremblement de terre. Cette figure 3.2 (en haut) montre la densité de l'ion O^+ obtenue à partir de IAP. La figure 3.2 (en bas) montre les symboles des tremblements de terre à venir avec leurs distances au satellite, les magnitudes et le temps qui sépare les observations du choc. Les symboles sont des carrés verts remplis pour les tremblements de terre et les répliques sismiques passés, des triangles rouges remplis pour les séismes et les répliques sismiques à venir. Les échelles de couleurs sur la droite (vert et rouge) donnent l'intervalle de temps entre les tremblements de terre et l'orbite de DEMETER avec une graduation de couleur de >30 jours jusqu'à un intervalle de (0–6 heures). Les symboles vides ont des significations similaires, sauf qu'ils sont liés aux points conjugués des épacentres (la distance D est alors la distance entre les points conjugués des épacentres et le satellite). Les tailles de symbole correspondent aux tremblements de terre de magnitude (5–6), (6–7), et (> 7). Dans la figure 3.2 (en bas), les nombreux triangles rouges pleins sont liés au choc principal et aux répliques à venir, et leurs positions allongées indiquent que l'orbite de DEMETER est presque parallèle à la faille de rupture.

La figure 3.3 montre les données enregistrées le 16 Février 2010, soit 11 jours avant le tremblement de terre. Le format est le même que dans la figure 3.2, et il peut être observé que la densité de l'ion O^+ présente un maximum au-dessus de l'épicentre. La figure 3.4 montre les données enregistrées le 18 Février 2010, soit 9 jours avant le tremblement de terre. Le format est le même que dans la figure 3.2. Pendant l'intervalle entier, la densité augmente globalement et présente deux maxima locaux. Le premier maximum est à 02 :33 :05 UT, et la figure 3.2 (en bas) indique qu'il correspond au milieu de la zone de rupture. La densité maximale du second se produit vers 02 :34 :47–02 :35 :06 UT. En utilisant un modèle de champ magnétique IGRF il se trouve que ce seconde maximum est situé au point magnétiquement conjugué de l'épicentre à l'altitude du satellite (660 km). Cela indique que le tremblement de terre pourrait induire deux perturbations différentes dans l'ionosphère : l'une qui se produit juste au-dessus de l'épicentre et la seconde au point conjugué. Cela signifie que l'instigateur de cette dernière perturbation peut suivre les lignes de champ magnétique.

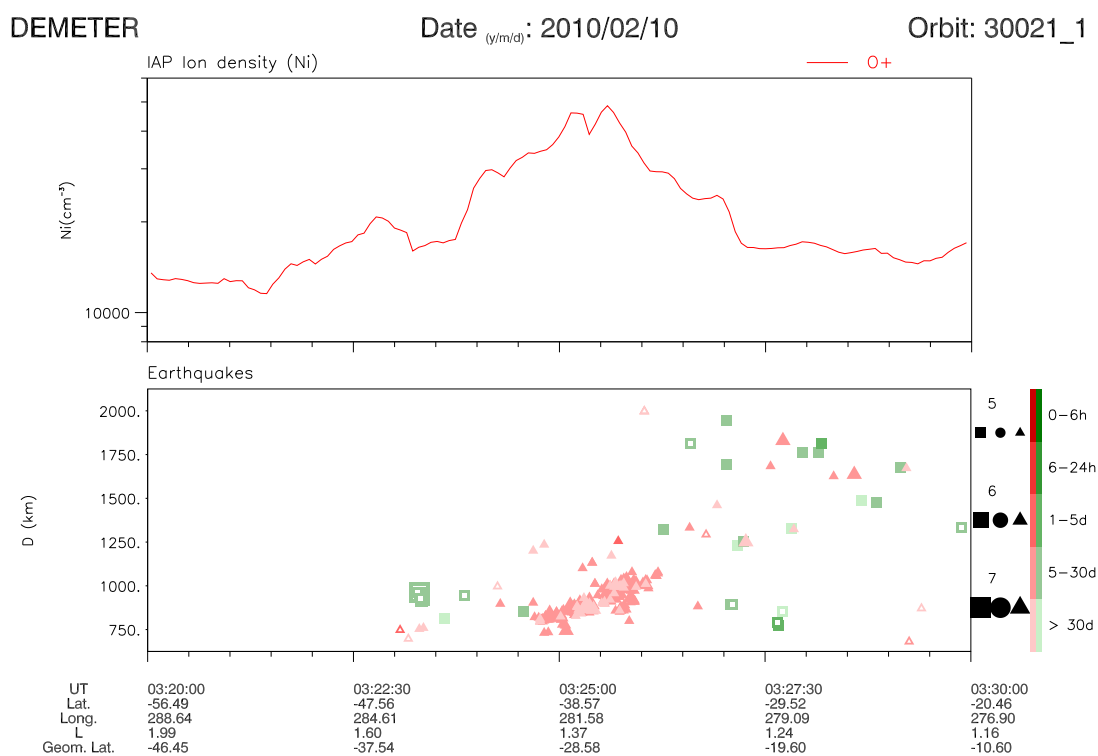


FIGURE 3.2 – Données enregistrées le 10 Février 2010 entre 03 :20 :00 et 03 :30 :00 UT. (en haut) La densité de l'ion O+. Les densités de l'ions H+ et He+ sont beaucoup plus faibles que la densité de l'ion O+, et ils n'apparaissent pas dans la plage de densité donnée. (bas) distance et magnitude des tremblements de terre à venir en fonction du temps. Les triangles rouges sont liés au choc principal du futur séisme et aux répliques à venir (voir le texte pour plus d'explications sur les symboles). La plus petite distance entre le satellite et le choc principal est à 03 :25 :30 UT. Les paramètres en bas indiquent que l'observation a lieu pendant la nuit le long de la zone de rupture du tremblement de terre.

3.2. LE TREMBLEMENT DE TERRE DU 27 FÉVRIER 2010

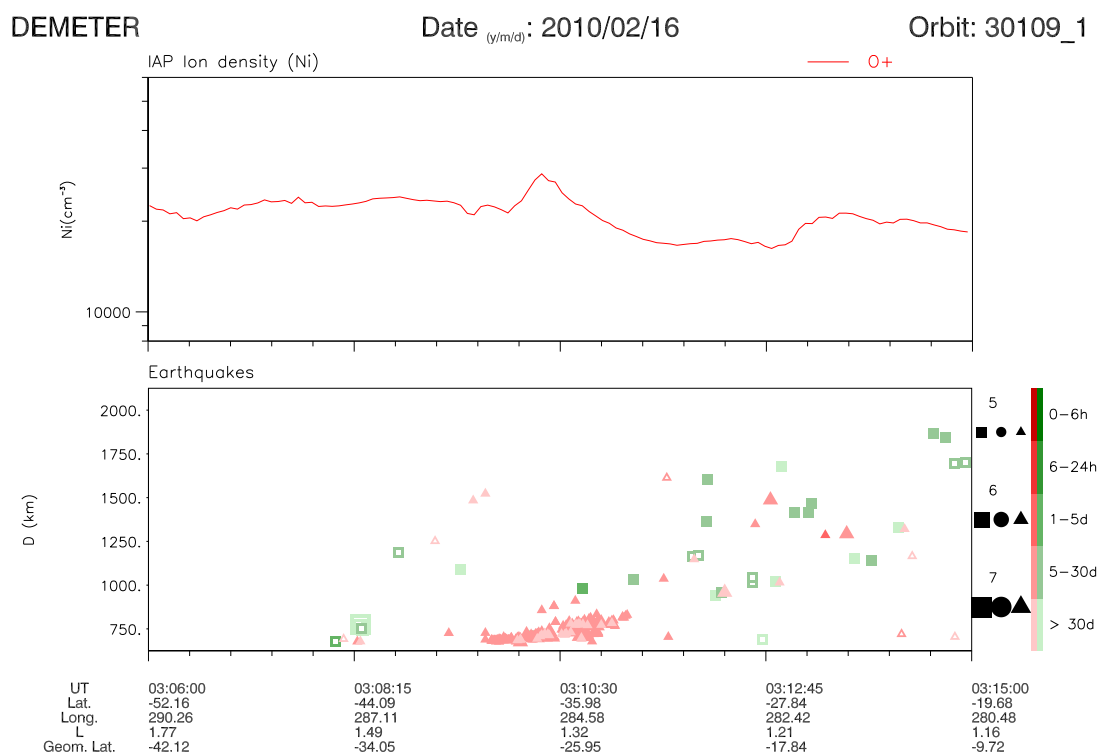


FIGURE 3.3 – Données enregistrées le 16 Février 2010 entre 03 :06 :00 et 03 :15 :00 UT. Le format est le même que dans la figure 3.2. La plus petite distance entre le satellite et le choc principal est à 03 :10 :17 UT.

3.2. LE TREMBLEMENT DE TERRE DU 27 FÉVRIER 2010

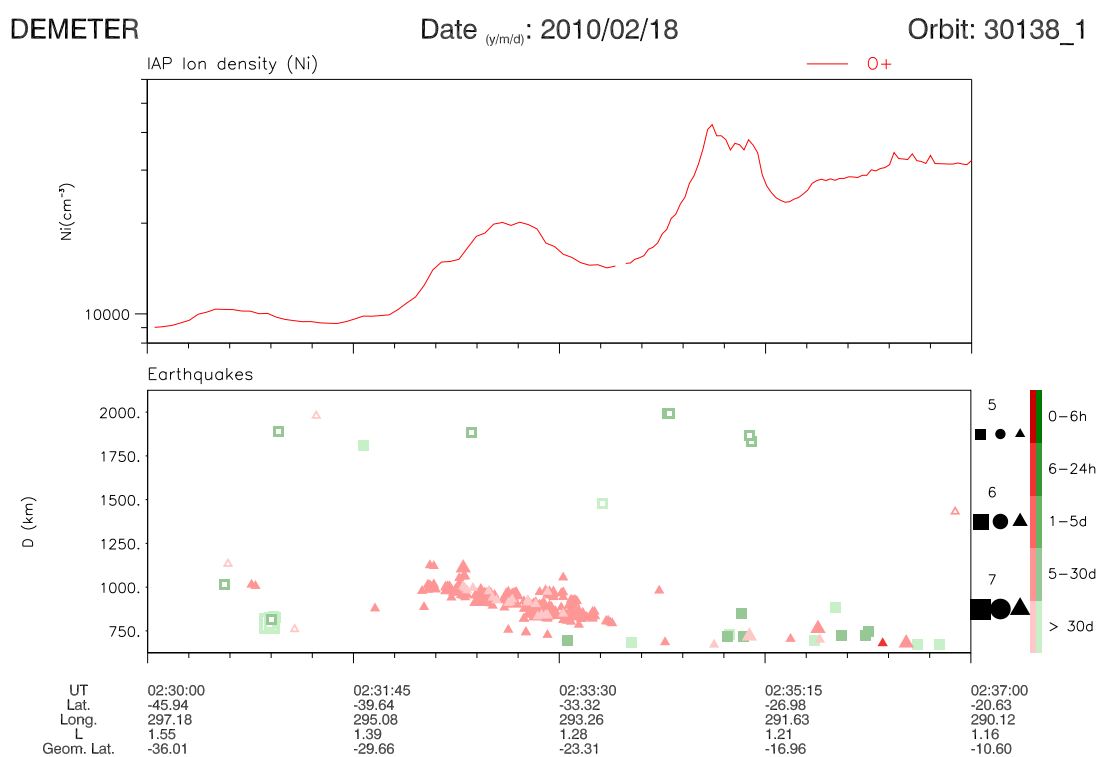


FIGURE 3.4 – Données enregistrées le 18 Février 2010 entre 02 :30 :00 et 02 :37 :00 UT. Le format est le même que dans la figure 3.2. La plus petite distance entre le satellite et le choc principal est à 02 :33 :08 UT.

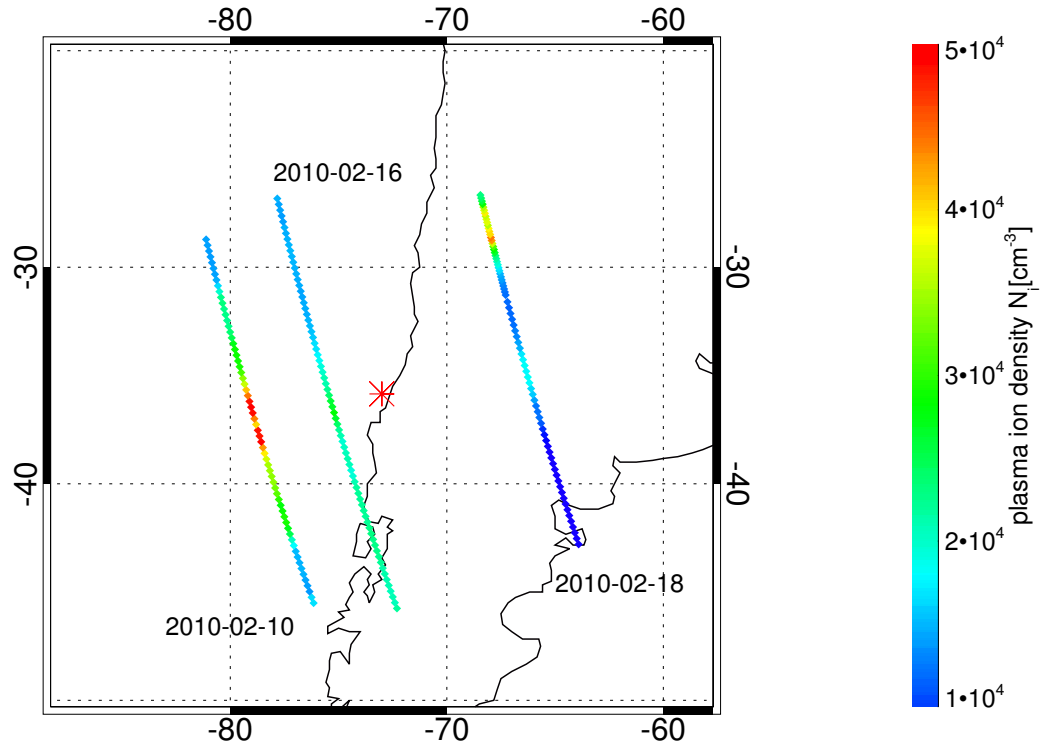


FIGURE 3.5 – Traces des orbites dont les données sont présentées dans les figures 3.2-3.4. L'épicentre est indiqué par un astérisque. La valeur de la densité est codée en couleur selon l'échelle des couleurs sur la droite.

Les figures 3.5 et 3.6 montrent les traces du satellite à une distance de l'épicentre inférieure à 10 degrés pour les orbites correspondant aux figures 3.2-3.4. Dans la figure 3.5 la densité du plasma d'ions est montré. La figure 3.6 présente une densité ionique par rapport à la moyenne sur l'orbite pour montrer que les valeurs les plus élevées ne sont pas causées par un niveau élevé de densité sur l'ensemble de l'orbite. On peut voir qu'il y a un maximum de la densité relative quand la position du satellite est la plus proche de l'épicentre pour les demi-orbites du 10/02/2010 et du 16/02/2010. La demi-orbite du 18/02/2010 a deux positions de densité plus élevées. La première est à la position le plus proche de l'épicentre et la deuxième est située dans la position la plus proche de la position d'intersection entre la trace satellite et une ligne de champ géomagnétique placée à l'épicentre.

3.3 L'analyse statistique

Suivant l'observation des événements mentionnés ci-dessus, une étude systématique de la densité du plasma, la température du plasma et des indices de l'activité géomagnétique dans le voisinage de l'épicentre du séisme a été faite. L'objectif principal est de vérifier si des perturbations similaires peuvent être trouvées quand il n'y a pas d'activité sismique. Plusieurs paramètres qui

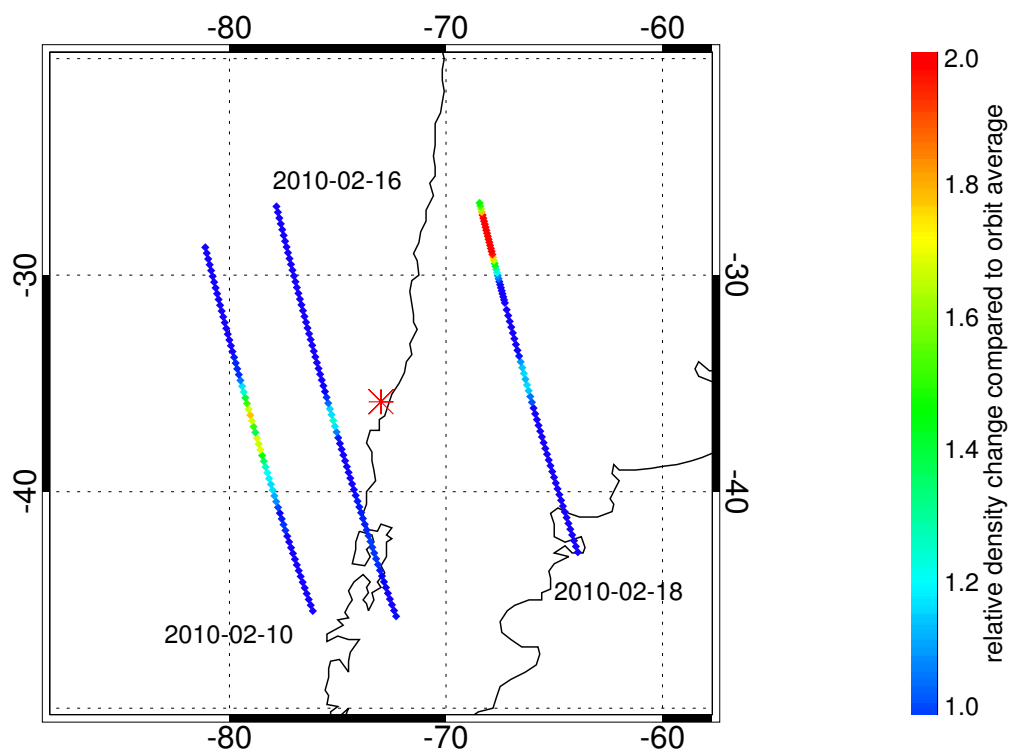


FIGURE 3.6 – Traces des orbites dont les données sont présentées dans les figures 3.2-3.4. L'épicentre est indiqué par un astérisque. La valeur de la densité relative comparée à la moyenne sur l'orbite est codée en couleur selon l'échelle des couleurs sur la droite.

3.4. RÉSUMÉ

pourraient causer des perturbations similaires comme l'indice K_p sum (<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp>) et le F10.7 flux solaire (<http://www.swpc.noaa.gov>) ont été également étudiés. Les résultats de cette étude sont présentés dans les figures 3.7-3.10. Pour notre étude, nous utilisons les données enregistrées sur des orbites avec une trace verticale à moins de 15° (1550 km) à partir de la position du choc principal (35°S , 72°W) et entre la latitude géographique 25°S et 45°S . Comme autre critère, les orbites de nuit ont été utilisées parce que les orbites de jour de DEMETER sont toujours dans les heures locales du matin et aucune perturbation (près de l'heure du tremblement de terre) n'a été observée. Lorsque ces critères sont satisfaits, toutes les données disponibles sont fournies par IAP et ISL à bord du satellite DEMETER. Nous avons fait un tableau des densités de plasma (panneaux (d) et (f)) et des températures (panneaux (e) et (g)) où chaque case correspond à la latitude géographique du satellite. Les espaces blancs indiquent la position pour laquelle les critères n'étaient pas satisfaits ou nous n'avions pas toutes les données. Panneaux (a) montrent la répartition des tremblements de terre de magnitude supérieure à 5. Les panneaux (b) montrent la plus grande magnitude dans la même zone. L'indice géomagnétique K_p sum et le flux solaire F10.7 sont affichés dans les panneaux (c). Tous ces tableaux sont tracés en fonction des jours de chaque année.

Sur les figures 3.7-3.10 on peut voir quelques variations saisonnières, particulièrement dans les densités de plasma. Des valeurs plus élevées sont observées dans les basses latitudes, pendant un été local pour l'hémisphère sud. Les densités peuvent être également influencé par le flux de l'activité solaire et géomagnétique. L'augmentation de la densité du plasma est principalement en période de hausse du flux solaire et elle est plus forte en été local. Il est nécessaire de montrer qu'elle est la différence quantitative entre les densités d'électrons et d'ions (expliqué au chapitre 2.4). Les températures de plasma ont un comportement différent. La température des électrons a des variations saisonnières et elle est également influencée par l'activité géomagnétique. Quand l'activité géomagnétique est plus forte, la température des électrons est plus élevée aux plus grandes latitudes. La température ionique a une tendance inverse. Les valeurs les plus élevées sont en hiver local et la relation avec l'activité solaire et géomagnétique n'est pas évidente. Sauf pour notre tremblement de terre, il n'y a pas d'évidence d'une autre contribution de l'activité sismique aux paramètres du plasma. Cela peut être causé par le fait que la plupart d'entre eux ont une magnitude d'environ 5. Les signatures possibles seraient donc cachées par l'activité normale.

3.4 Résumé

L'analyse statistique présentée est en accord avec les études antérieures qui faisaient état de variations locales de densité du plasma dans le temps et à proximité de tremblements de terre à venir (par exemple : *Liu*, 2009; *Kon et al.*, 2011). L'effet sismique est bien sûr d'autant plus important que la magnitude est grande (*Hobara and Parrot*, 2005). Les divers mécanismes mentionnés dans l'introduction ne seront pas abordés dans le présent document, mais notre observation dans la figure 3.11 (une perturbation verticalement au-dessus de l'épicentre et une autre à un point qui est lié géomagnétiquement à l'épicentre) indique que les phénomènes peuvent être complexes, avec une implication possible des ondes et/ou des particules chargées qui peuvent être guidées par le champ magnétique. Même si le mécanisme n'est pas connu jusqu'à présent, il faut dire que le champ électrique généré par exemple par le mécanisme de radon peut pénétrer dans l'ionosphère inférieure (*Pulinets et al.*, 1998). S'il y a un changement dans la croûte au moment d'un tremblement de terre, il est certain que cela va entraîner des changements au

Chile area year 2007

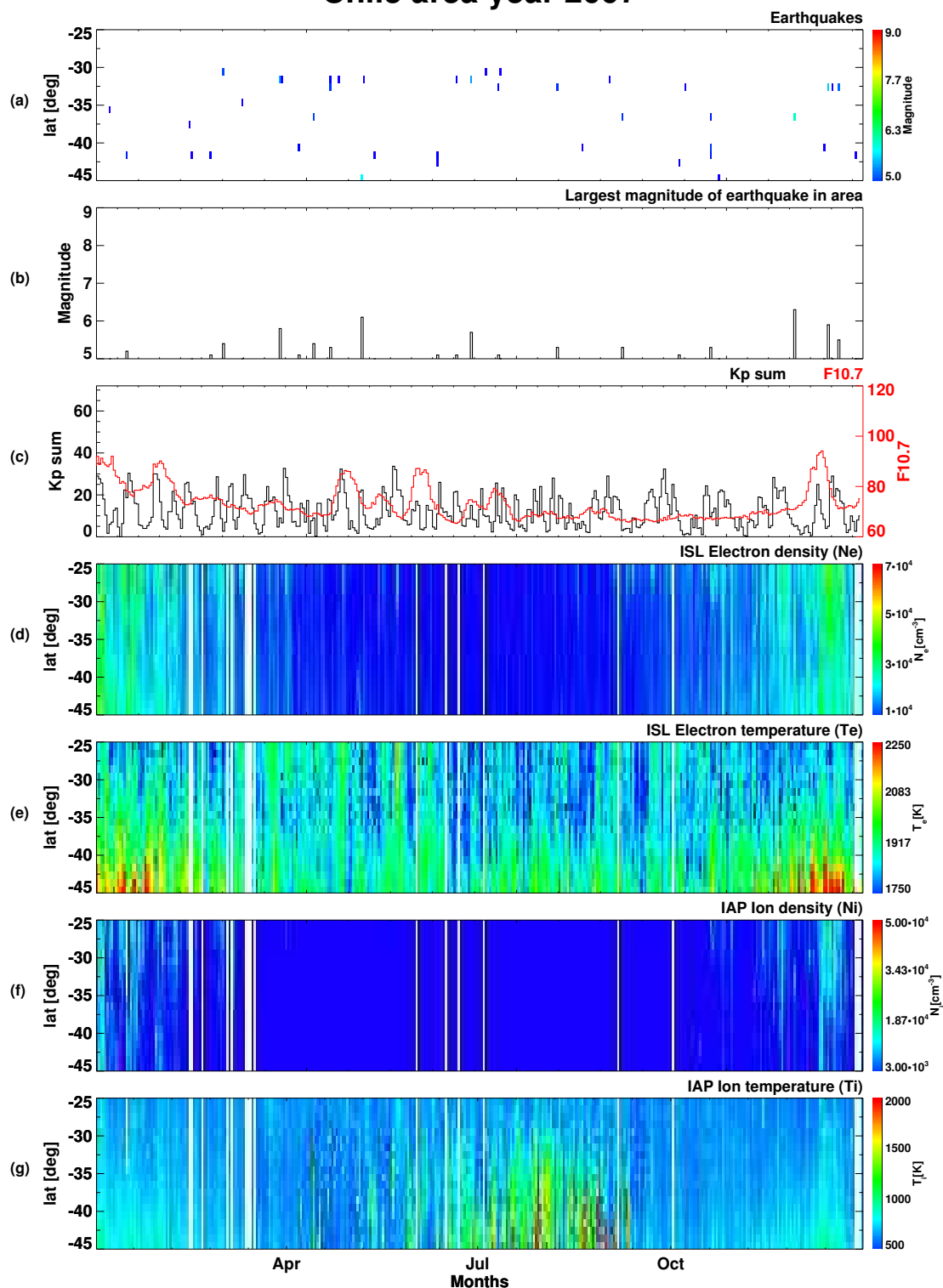


FIGURE 3.7 – Panneaux de différents paramètres observés dans la zone proche de l'épicentre au cours de l'année 2007. (a) Distribution temps-latitude des tremblements de terre de magnitude supérieure à 5. (b) Distribution de la magnitude des tremblements de terre les plus forts au sein de la zone d'étude. (c) Distribution de l'indice géomagnétique Kp sum, et du flux solaires F10.7. (d) Distribution de la densité d'électrons mesurée par ISL. (e) Distribution de la température d'électrons obtenue à partir de la même expérience. (f) Densité du plasma d'ions observée par IAP. (g) Température ionique observée par la même expérience.

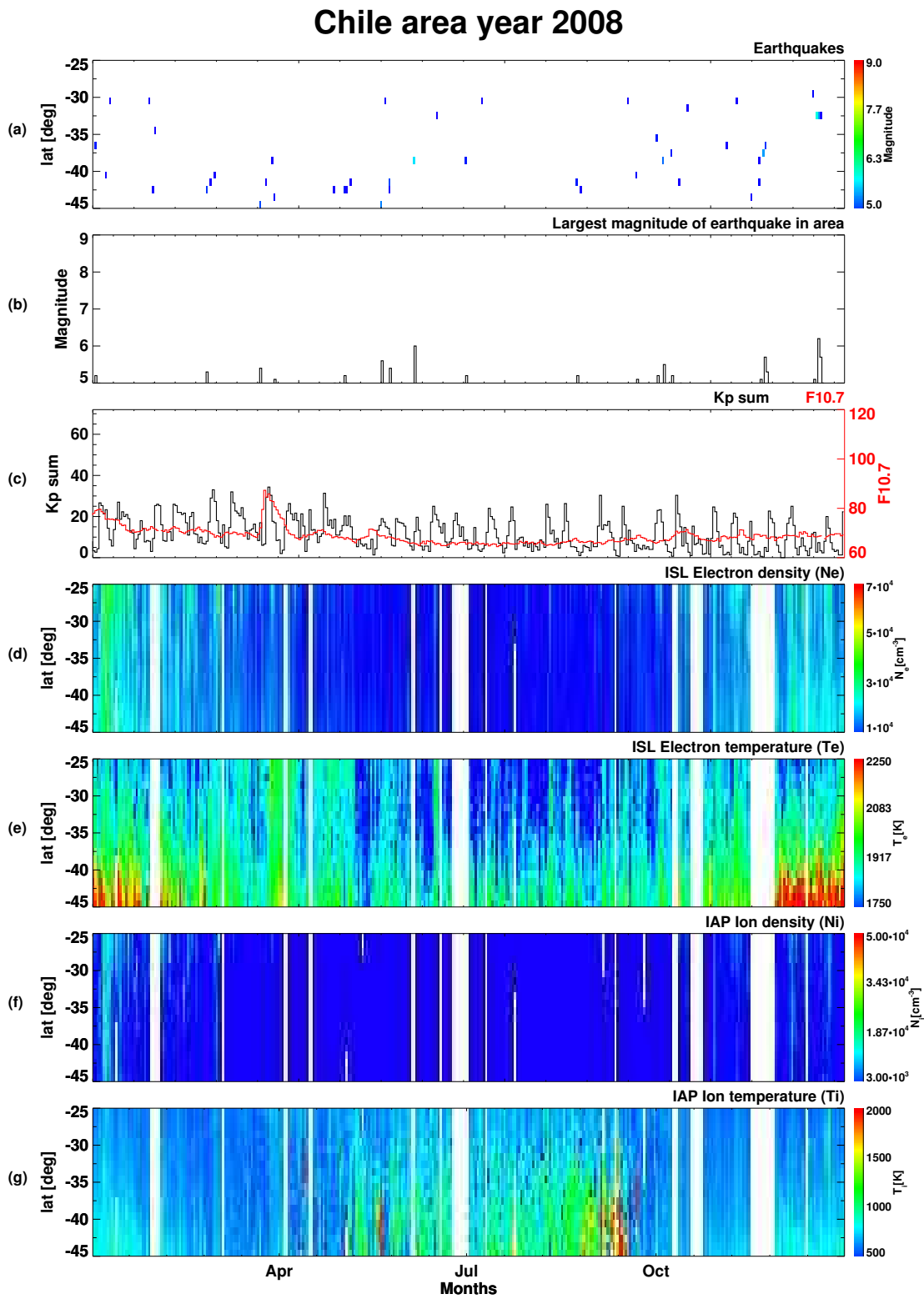


FIGURE 3.8 – Données enregistrées en 2008. Le format est le même que dans la figure 3.7.

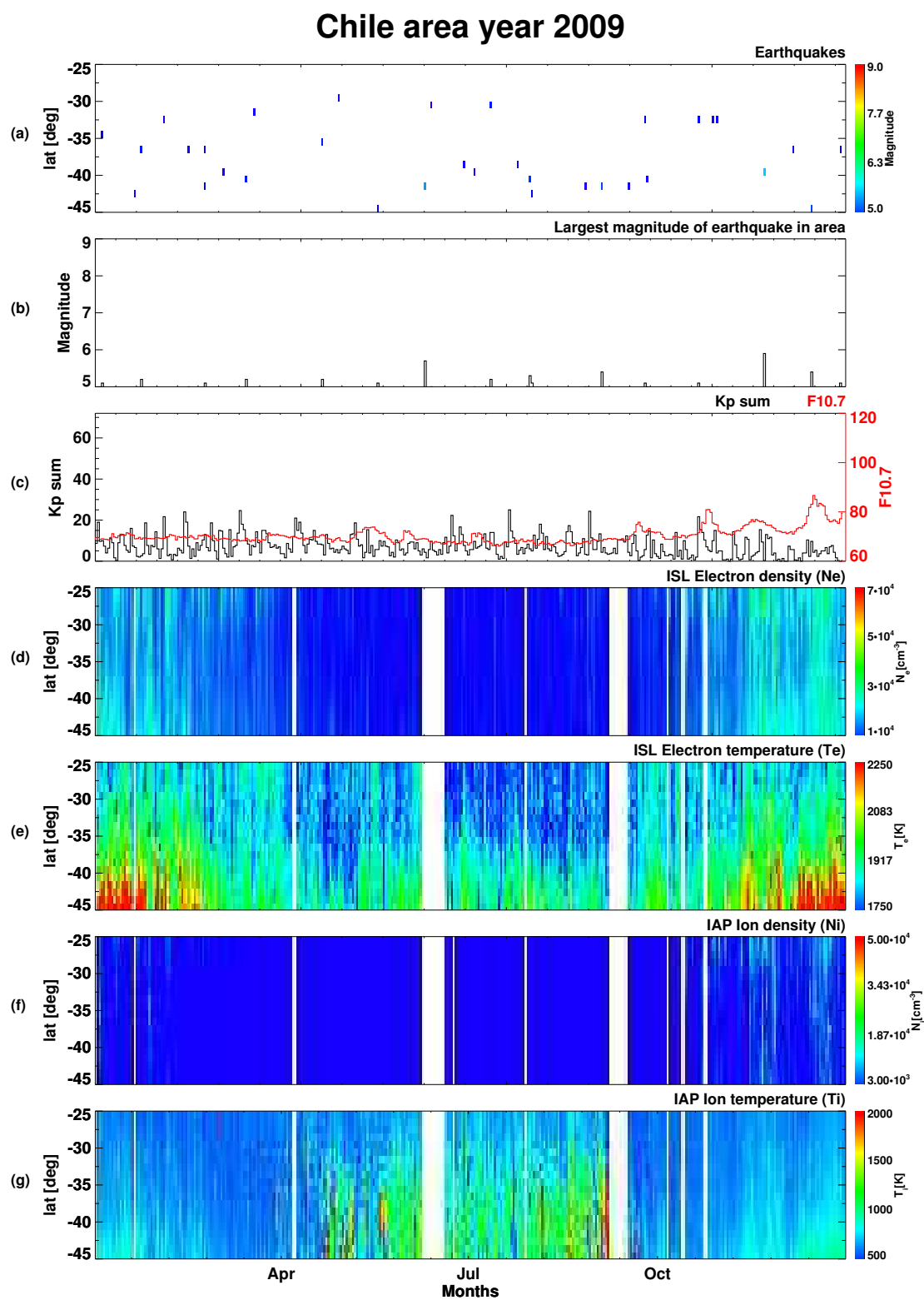


FIGURE 3.9 – Données enregistrées en 2009. Le format est le même que dans la figure 3.7.

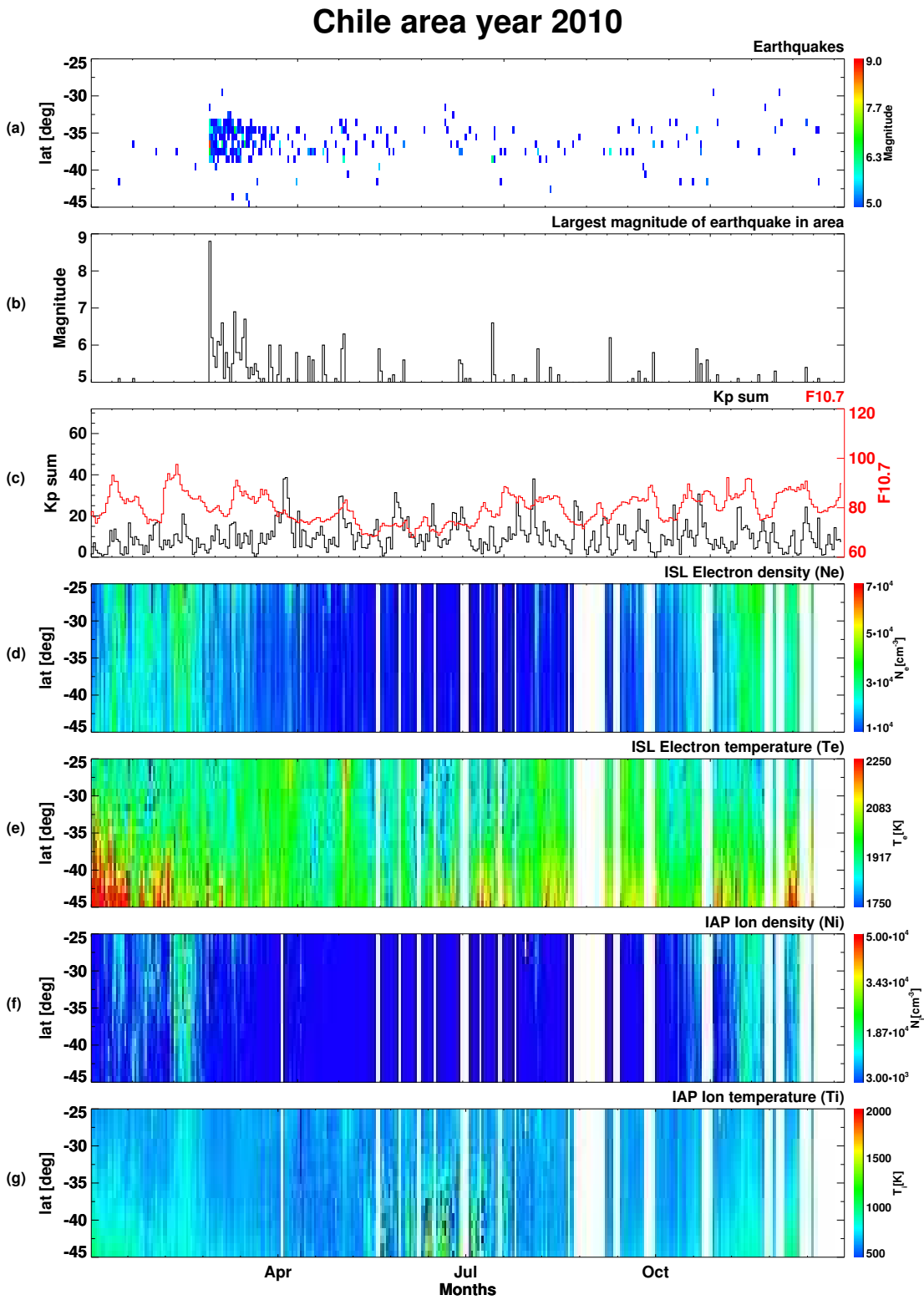


FIGURE 3.10 – Données enregistrées en 2010 (l'année du tremblement de terre Bio-Bio). Le format est le même que dans la figure 3.7.

niveau ionosphérique (*Liu et al.*, 2008).

La figure 3.11 montre un résumé des variations de la densité d'ions entre Janvier et Mars dans les années 2007-2010. Un tableau de densité de plasma où chaque case correspond à la latitude géographique du satellite par rapport à la latitude de l'épicentre (noté en tant que 0 sur chaque panneau). Ces tableaux sont affichés en fonction de jours avant et après le 27 Février de chaque année (noté que zéro sur l'axe du temps). Chaque panneau de la figure 3.11 correspond à une année différente, et la figure 3.11 (en haut) est liée à 2010, où le zéro sur l'axe du temps correspond à la journée du tremblement de terre. Des figures similaires à la figure 5 ont été également faites à la même latitude de l'épicentre du séisme, mais à différentes longitudes (6° - 36° E, 96° - 126° E, et 186° - 216° E; voir annexe A) et elles ne présentent pas de variation.

L'étude systématique de plus de 4 années de mesures a montré qu'une telle forte augmentation de la densité du plasma est seulement observé quelques jours avant le choc principal de ce puissant tremblement de terre au Chili. Afin de vérifier l'activité magnétique et de l'activité solaire. On peut observer que les valeurs K_p restent très faibles (en particulier dans le panneau de 2010) et que les valeurs F10.7 sont également très faibles en raison du fait que nous étions dans la partie basse exceptionnellement longue d'un cycle solaire. Mais, pour plusieurs raisons, il reste difficile d'utiliser ce signal précurseur potentiel à court terme. En général, il est impossible d'estimer le temps des tremblements de terre parce que ces perturbations se produisent entre quelques heures et quelques semaines avant. Dans le passé, il a été démontré (voir, par exemple, *Tsai et al.*, 2006) que les perturbations sont observées 1-6 jours avant les grands séismes. En ce qui concerne cet événement au Chili, l'observation d'augmentation de densité 10-20 jours avant pourrait être attribuée à sa très grande magnitude. Si l'on considère l'état actuel de notre compréhension des perturbations observées en tant que précurseurs possibles de l'activité sismique, les incertitudes sur la position prédite et sur la magnitude des futurs tremblements de terre sont très grandes.

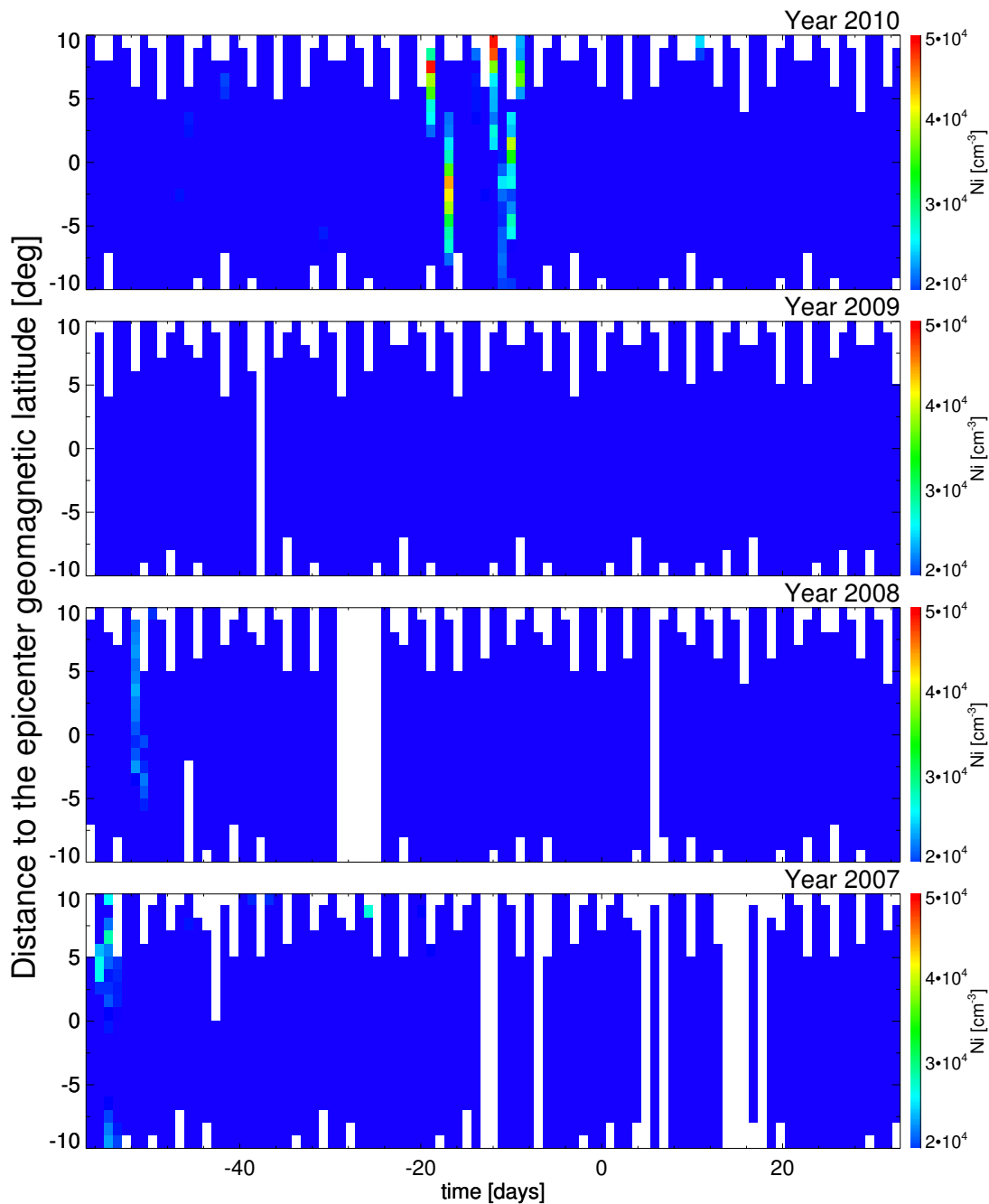


FIGURE 3.11 – Représentation des données enregistrées pendant 4 ans dans le voisinage de l'épicentre du tremblement de terre de Mw8,8. Chaque panneau concerne une année et représente la densité du plasma pour chaque jour à partir du 1er Janvier jusqu'au 31 Mars. Le jour 0 sur l'axe x correspond au 27 Février de chaque année (le jour du choc principal en 2010). Le 0 de latitude sur l'axe y correspond à la latitude de l'épicentre ($35,85^{\circ}\text{S}$). Seules les données qui sont à une distance inférieure à 10° (~ 1100 km) de l'épicentre sont présentées. La valeur de la densité est codée en couleur selon les échelles de couleurs sur la droite. Ces échelles de couleurs sont identiques pour toutes les années. La couleur de fond bleu foncé correspond à des valeurs qui sont principalement autour de 3000 cm^{-3} . (d'après *Píša et al.*, 2011)

Chapitre 4

L'étude statistique dans la gamme TBF

De nombreuses études, qui ont tenté de rechercher une possible activité présismique, ont été limitées par le nombre d'événements ou de petites zones d'observation, et la plupart étaient seulement des études de cas. Dans notre analyse, nous avons utilisé des mesures du premier satellite qui a été spécialement dédié à l'observation des effets possibles liés aux tremblements de terre. Nous sommes intéressés à l'observation de l'influence possible de la composante électrique des ondes électromagnétiques mesurés par le satellite à basse altitude. Nous profitons d'une couverture mondiale du satellite et donc d'un grand nombre d'observations. Malheureusement, le mouvement du satellite est également un inconvénient principal. Le satellite doit être juste au-dessus pour observer les effets qui sont localisés à proximité des tremblements de terre, et aussi le temps de la mesure n'est que de quelques minutes. L'activité des ondes dans l'ionosphère est principalement influencée par de l'activité orageuse, ce qui peut masquer d'autres effets plus faibles. Pour ces raisons, les possibles effets liés aux tremblements de terre ne sont pas facilement visibles.

4.1 Le procédé de traitement

Pour être capable de découvrir de très faibles effets liés aux tremblements de terre, nous avons utilisé une analyse des données en plusieurs étapes qui avait été développée par *Němec et al.* (2008). Cette méthode statistique est basée sur une comparaison des données mesurées au cours de l'activité sismique avec des données provenant de périodes non perturbées. Tout d'abord, nous décrivons la sélection de données, après, la méthode utilisée, et ensuite les résultats.

4.1.1 Données utilisées

Pendant toute la thèse, des données sismiques obtenues à partir du site de l'USGS dans le catalogue des séismes (U.S. Geological Survey - <http://earthquake.usgs.gov>) ont été utilisées. Plus de 13 000 séismes de magnitude supérieure ou égale à 5,0 ont eu lieu dans le monde entier au cours de la mission DEMETER. Les figures 4.1 et 4.2 montrent la distribution mondiale des séismes de magnitude supérieure à 5,0 lors de la mission DEMETER. Comme entrées de notre étude, la position géographique, la magnitude et la profondeur de l'épicentre ont été utilisées. Par

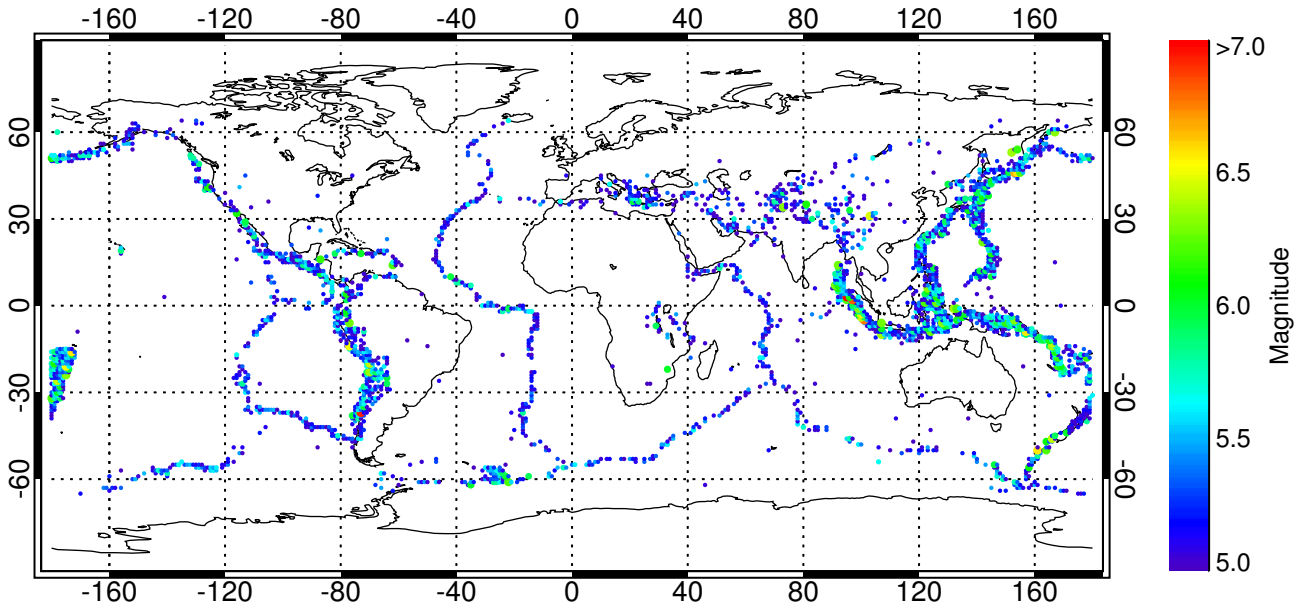


FIGURE 4.1 – Distribution mondiale des magnitudes des tremblements de terre avec $M \geq 5$ qui ont eu lieu pendant la mission DEMETER. L’amplitude est exprimée par la couleur selon l’échelle sur la droite.

conséquent, tous les tremblements de terre ont été divisés en deux groupes selon leurs positions : 0 - dans la mer et 1 - sur la terre.

Nous limitons notre analyse à la gamme de fréquence TBF inférieure à 10 kHz. Cette limite est fixée parce que la bande supérieure est plus perturbée par un certain nombre d’émetteurs TBF utilisés pour la communication des sous-marins. Mais aussi dans une bande plus basse, il y a beaucoup d’interférences, qui ont été identifiées et supprimées. Finalement nous avons sélectionné 16 bandes de fréquence (~ 117 Hz chacun ; voir la figure C.1) de telle manière à éliminer les interférences et à couvrir la gamme de fréquence étudiée de manière aussi uniforme que possible. Nous avons également limiter notre analyse aux latitudes géomagnétiques entre -65 et $+65$ degrés, car il n’existe pas de données acquises par DEMETER dans les latitudes géomagnétiques hautes.

En plus nous avons essayé d’identifier et de supprimer tous les intervalles de temps lorsque les données pouvaient être éventuellement endommagées. Nous avons utilisé une liste des événements SEU (Single Event Upset - *Ziegler and Lanford (1979)*). Les SEU sont l’affection du dispositif microélectronique (par exemple - mémoire) par un rayonnement électromagnétique induit par une particule énergétique. Il peut provoquer un changement de l’état dans ou à proximité d’un nœud important d’un élément logique. Il peut par conséquent détruire les données mesurées à l’heure indiquée. La liste complète de ces événements peut être trouvée sur le site web du projet DEMETER (<http://demeter.cnrs-orleans.fr>). En outre, nous avons exclu les intervalles de temps avec de possibles non-événements naturels, par exemple interférences de la sonde de Langmuir, rayonnement monochromatique, bruit de diffusion, etc. Une liste complète de ces événements ainsi que leur description et des exemples peuvent être trouvés sur le site web du laboratoire LPC2E à Orléans, France (<ftp://lpc2e.cnrs-orleans.fr/projects/demeter/pub/SETI/>). Plusieurs exemples des données endommagées peuvent être vus dans l’Annexe A. Toutes les données ap-

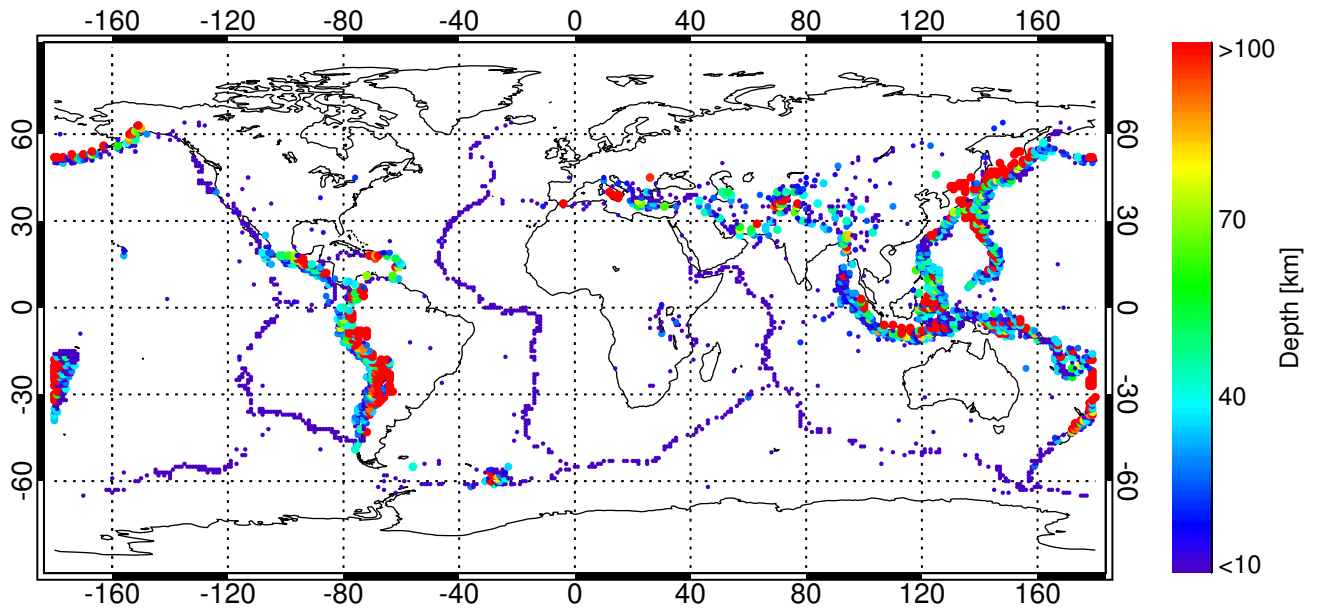


FIGURE 4.2 – Distribution mondiale des profondeurs des tremblements de terre avec $M \geq 5$ qui ont lieu pendant la mission DEMETER. La profondeur de l’hypocentre est exprimée par la couleur selon l’échelle sur la droite.

propriétés enregistrées au cours de la durée de la mission DEMETER, à savoir de Septembre 2004 à Décembre 2010, ont été incluses dans l’étude.

4.1.2 Description des émissions

Dans la première étape du traitement de données, il est donc nécessaire d’obtenir la distribution de l’intensité d’ondes électromagnétiques observées par DEMETER en utilisant toutes les données disponibles. Cette distribution à long terme des intensités est calculée séparément pour chaque combinaison des paramètres utilisés pour caractériser l’état de l’ionosphère. Les paramètres que nous avons sélectionnés et le nombre des cas utilisés pour chacun d’eux sont les mêmes que ceux utilisés par *Němec et al.* (2008), à savoir :

- la fréquence - 16 bandes (~ 117 Hz chacun) jusqu’à 10 kHz
- la latitude géomagnétique - entre -65 et 65 degrés avec une résolution de 2 degrés
- la longitude géomagnétique - toutes les longitudes avec une résolution de 10 degrés
- l’activité géomagnétique exprimée par l’indice K_p - 3 cas (0÷1o;1+÷2+;≥3-)
- la saison de l’année - 2 cas (Octobre - Avril; Mai - Septembre)

On construit un tableau multidimensionnel avec le nombre de dimensions correspondant au nombre des paramètres. Les paramètres ont été sélectionnés pour paramétrer au mieux l’activité de fond, mais aussi il était nécessaire de garder suffisamment de points dans l’étude. Dans chaque cellule de ce tableau on stocke un histogramme d’intensité des ondes observées pendant les conditions ionosphériques appropriées. L’histogramme représente un fonction de la densité de probabilité $f(E)$. Ensuite chaque histogramme est utilisé pour construire la fonction de distribution

cumulative (CDF) de l'intensité de l'onde pour chaque cellule, soit :

$$F_i = \int_{-\infty}^{E_i} f(E)dE \quad (4.1)$$

où $f(E)$ est la fonction de la densité de probabilité obtenue pour la même fréquence, la même position du satellite et pendant des conditions magnétosphériques semblables. Un exemple d'histogramme avec la fonction de distribution cumulée (rouge), se trouve dans la figure 4.3. On obtient une probabilité d'existence des ondes électromagnétiques par comparaison avec l'activité ordinaire. Dans la figure 4.4, on peut voir une carte mondiale d'une distribution de la médiane de l'intensité des ondes. C'est évident qu'il y a beaucoup plus d'intensité pour les ondes au-dessus de la terre. Cette activité est connectée avec des orages. Plusieurs exemples de cartes de variation de l'intensité des ondes sont dans l'annexe C. Le principal avantage à utiliser la valeur de la fonction de distribution cumulative F_i au lieu de l'intensité E_i des ondes électromagnétiques sera montré plus tard.

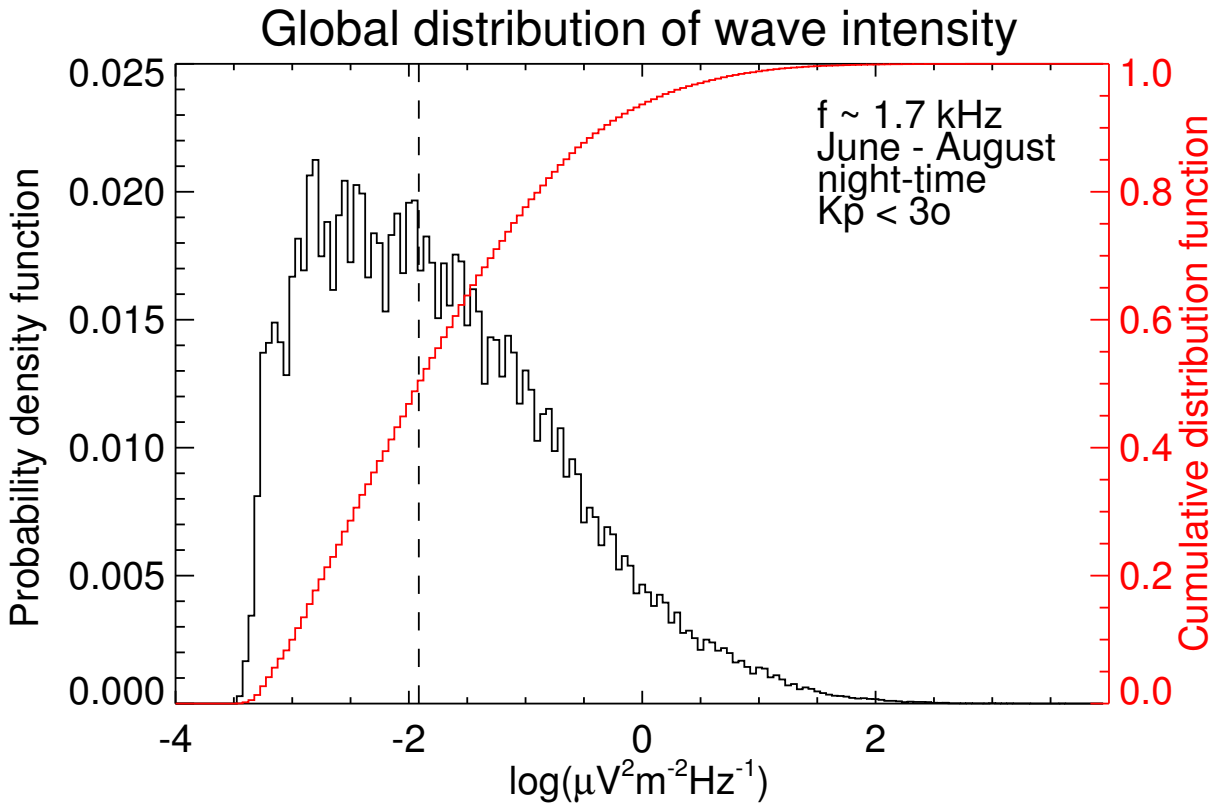


FIGURE 4.3 – Exemples d'histogramme et de fonction de distribution cumulative (rouge) de données recueillies dans les conditions indiquées.

4.1.3 Méthode des époques superposées

Dans l'étape suivante du traitement des données, les données relatives aux tremblements de terre (à savoir les données acquises à proximité de l'épicentre du tremblement de terre à la fois

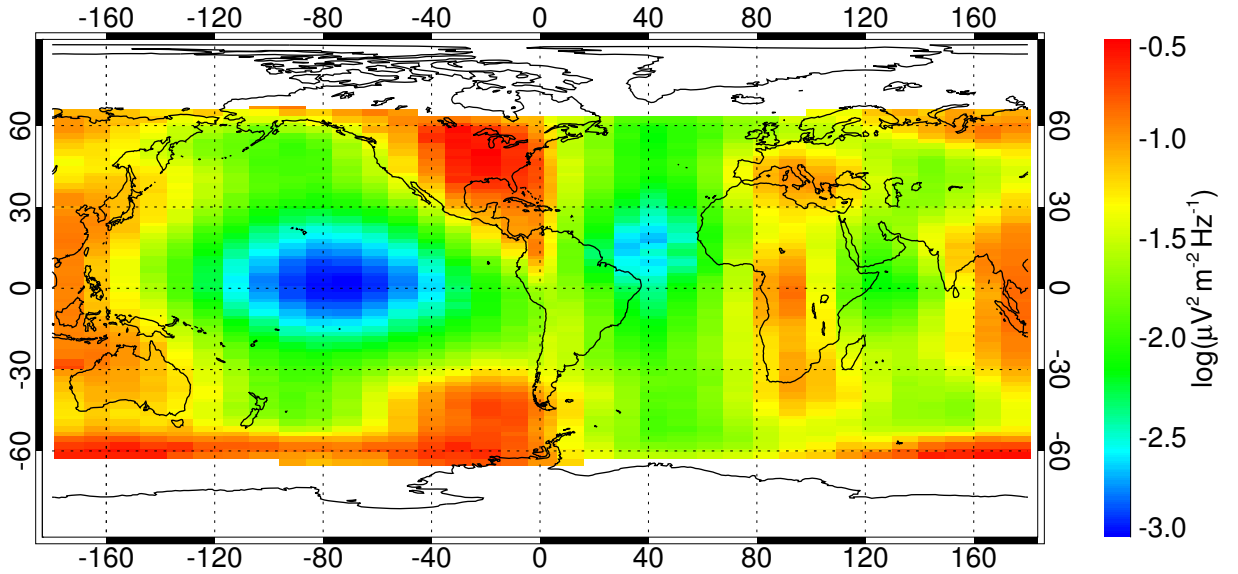


FIGURE 4.4 – Carte mondiale en coordonnées géomagnétiques d’une distribution de la médiane de l’intensité des ondes pour la fréquence $\sim 1,7$ kHz, demi-orbités de nuit, conditions géomagnétiques $< 3\sigma$, et pour les mois entre Juin et Août.

dans l’espace et dans le temps) sont pris en compte. Ces données sont évaluées en utilisant des cartes de fond obtenues dans la première étape du traitement de données. Ensuite on obtient les valeurs F_i et nous organisons ces données (F_i) relatives aux tremblements de terre dans la matrice en fonction des paramètres suivants :

- fréquence - 16 bandes comme dans la première étape
- temps par rapport au choc principal - 2 jours avant et 1 jour après avec une résolution de 4 heures
- distance entre la projection du satellite au sol et l’épicentre du tremblement de terre (5 intervalles avec une résolution de $1^\circ \approx 110 \text{ km}$)

Les valeurs, qui seraient utilisées plus d’une fois (généralement le choc principal et les répliques) ont été exclues de notre analyse pour éviter de mélanger des activités pré-et post-sismiques. Sinon, une mesure pourrait être utilisée plus d’une fois et il serait impossible d’attribuer, ces données à une séisme. Cela se traduirait par une plus grande incertitude sur la statistique. Cette condition revient en fait à ne traiter que les tremblements de terre “isolés” dans l’espace et dans le temps.

Pour chaque cellule b de la matrice (définie par les 3 paramètres au-dessus) on peut définir l’intensité probabiliste - I_b :

$$I_b = \frac{\sum_{i=1}^{M_b} F_i}{M_b} - 0.5 \quad (4.2)$$

où M_b est le nombre des valeurs de la probabilité cumulative F_i collectées dans la cellule b . I_b est soustraite de 0,5 afin d’obtenir une valeur médiane égale à 0. Si les intensités observées étaient significativement plus faibles ou plus fortes que normalement, les valeurs correspondantes de la probabilité cumulée seraient significativement différentes de 0,5 et la valeur résultante de l’intensité probabiliste serait significativement différente de 0. On peut éliminer ainsi l’influence

de la distribution de l'intensité des ondes naturelles sur la statistique. Après notre objectif est d'estimer la signification statistique des résultats obtenus. Pour répondre nous utilisons les caractéristiques élémentaires de l'intensité probabiliste. Les valeurs F_i de la probabilité cumulée calculées en utilisant toutes les données sont distribuées uniformément entre 0 et 1 (*Press et al.*, 1992). En les moyennant dans des cellules en fonction de la position et du temps, on totalise beaucoup de ces valeurs. D'après le théorème de la limite centrale et en supposant que le nombre des valeurs M_b est assez grand, les valeurs I_b ont ainsi une distribution normale avec la valeur moyenne 0 et un écart type σ_b . A ce moment, on a utilisé un avantage de notre transition des intensités E_i aux valeurs cumulées F_i . Les intensités E_i ne sont pas distribuées normalement (voir la figure 4.3), ce qui n'est pas un problème si grand, en raison de l'utilisation du théorème de la limite centrale. Mais l'avantage est qu'on peut calculer l'écart type des valeurs uniformément réparties. Si toutes les valeurs F_i étaient indépendantes, on pourrait calculer σ_b comme :

$$\sigma_b = \frac{1}{\sqrt{12M_b}} \quad (4.3)$$

Le problème est que toutes les valeurs F_i ne sont pas indépendantes (voir la figure C.2). Le calcul de σ_b est ainsi un peu plus difficile. On peut déterminer une estimation de l'écart type, lorsque l'on suppose que les données dans chaque demi-orbite sont indépendantes. Après on peut normaliser les résultats pour obtenir l'intensité probabiliste normalisée définie par :

$$\Upsilon_b = \frac{I_b}{\sigma_b} \quad (4.4)$$

On connaît exactement la distribution de Υ_b sauf si il y a l'influence des tremblements de terre. La valeur moyenne est égale à 0 et l'écart type est égal à 1. Ce paramètre est décrit en détail dans *Němec et al.* (2008).

4.1.4 Extension de l'étude de Němec et al.

Notre première approche présentée au début est d'appliquer la méthode de *Němec et al.* (2008) à l'ensemble des données acquises par le satellite DEMETER et de vérifier si les résultats obtenus en utilisant les premières années des données ne changent pas. Ces travaux ont été publiés (*Piša et al.* (2012)) et nous allons les développer ici. Afin de permettre une comparaison directe avec les résultats obtenus précédemment, la même méthode de traitement des données avec exactement les mêmes paramètres (intervalles de fréquence et autres paramètres individuels) a été utilisée (voir la section 4.1.2). Suite à leurs résultats, nous nous sommes concentrés uniquement sur les mesures nocturnes dans le voisinage des tremblements de terre ayant des magnitudes supérieures ou égales à 5,0 et de faibles profondeurs (inférieures à 40 km).

La Figure 4.5 montre la dépendance fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée, qui a été obtenue pour des distances inférieures à 440 km de l'épicentre. On peut voir que le principal effet est une diminution de la densité de probabilité normalisée à la fréquence d'environ 1,7 kHz peu de temps (0 - 4 heures) avant les principaux chocs. La valeur de cette diminution correspond à environ 3 écarts-types. Cet effet est basé sur les valeurs de 6790 CDF recueillies au cours de 153 orbites différentes. La valeur moyenne des CDF dans ce creux est d'environ 0,429, ce qui correspond à une diminution de l'intensité des ondes égale à environ 1,8 dB. Les données

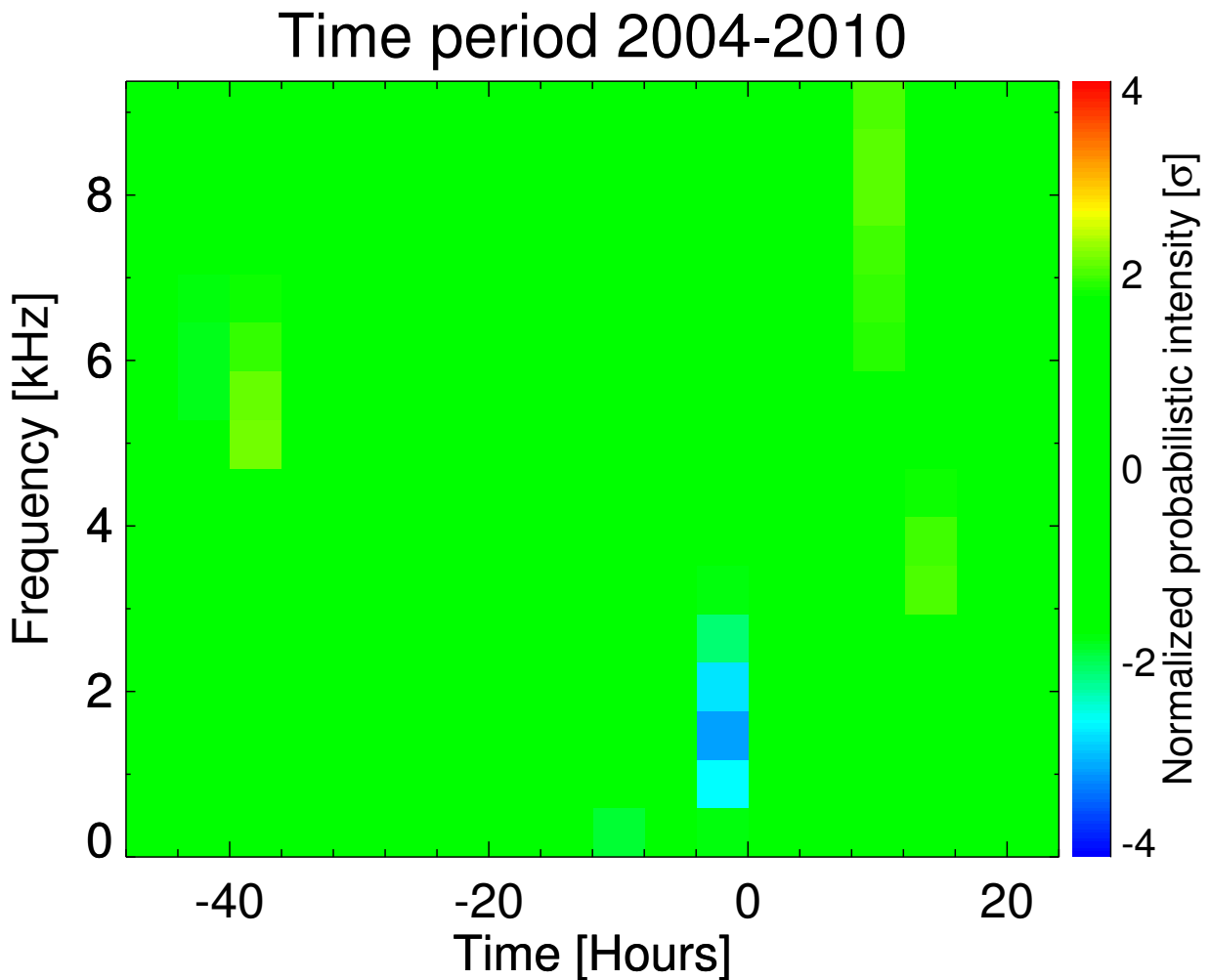


FIGURE 4.5 – Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée obtenu en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit pour des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre d'un tremblement de terre inférieures à 440 km. Seuls les tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à 5.0 et de profondeur inférieure ou égale à 40 km ont été pris en compte. Les données mesurées pendant la mission complète pour toutes les valeurs de l'index Kp et toutes les saisons de l'année sont incluses.

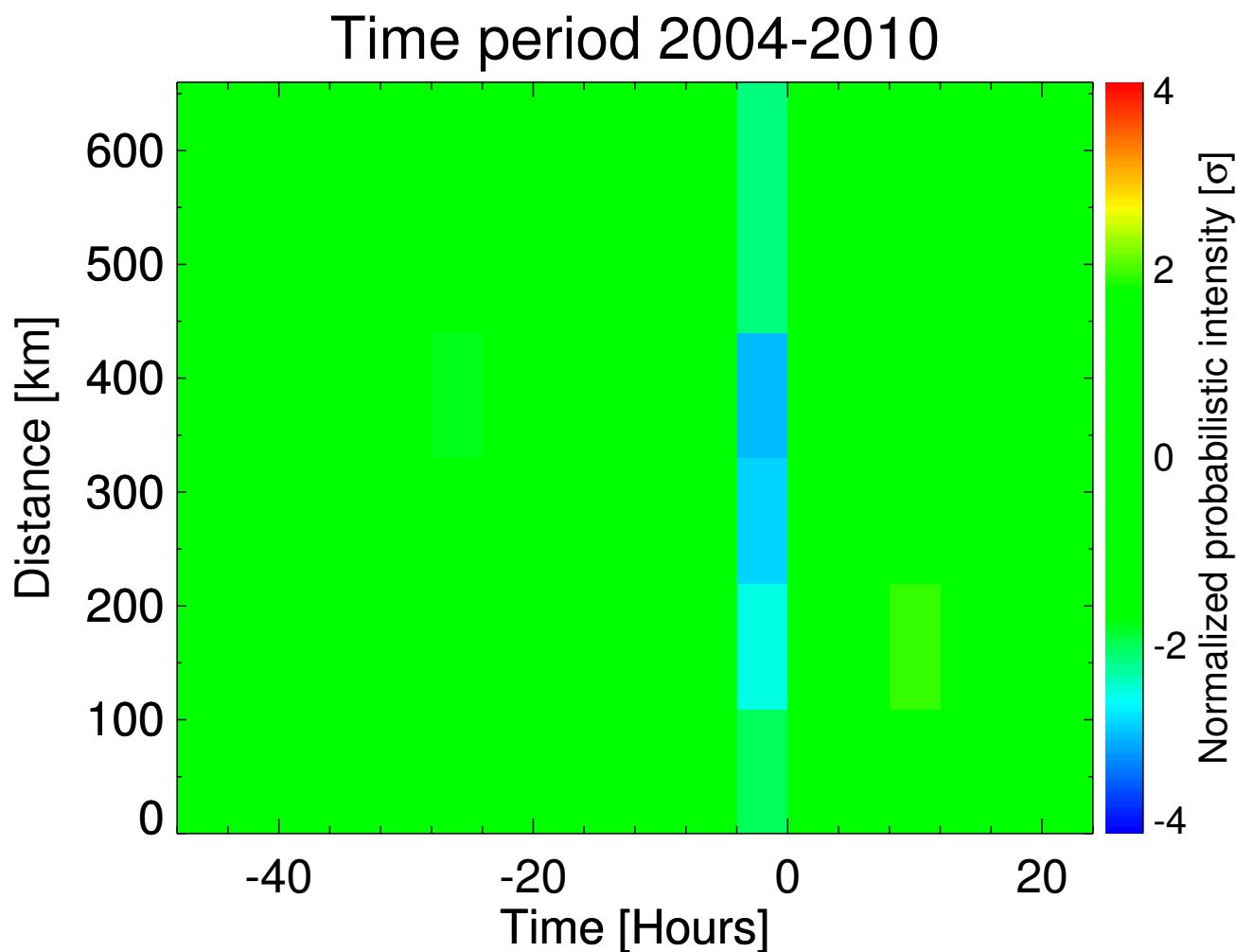


FIGURE 4.6 – Densité de probabilité normalisée (voir le texte) obtenue en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit en fonction de la distance à l'épicentre et du temps relatif au choc principal. Seuls les tremblements de terre de magnitude supérieure à 5.0 et de profondeur inférieure à 40 km ont été pris en compte. La bande de fréquence 1620-1721 Hz a été utilisée.

nocturnes dans la bande de fréquence centrée autour de 1,7 kHz mesurées dans le monde entier pendant toute la période analysée ont été utilisées comme distribution de référence des intensités d'ondes pour le calcul des baisses en dB (voir Fig. A1 de *Němec et al.* (2009)). À partir du même histogramme on montre que les variations correspondant à un écart-type de la moyenne sont égales à environ $\pm 7,5$ dB.

La Figure 4.6 montre la dépendance en distance-temps de la densité de probabilité normalisée dans l'intervalle de fréquence 1620–1740 Hz. Elle montre que la zone affectée est limitée à des distances inférieures à environ 440 km de l'épicentre. L'effet semble être plus fort à de plus grandes distances de l'épicentre. Toutefois, quand la quantité de données incluses dans les cellules individuelles n'est pas constante, mais augmente avec la distance de l'épicentre, la prudence est nécessaire lors de l'interprétation des résultats normalisés. Cela peut s'expliquer si l'on considère que des changements même très petits de l'intensité de l'onde peuvent être statistiquement

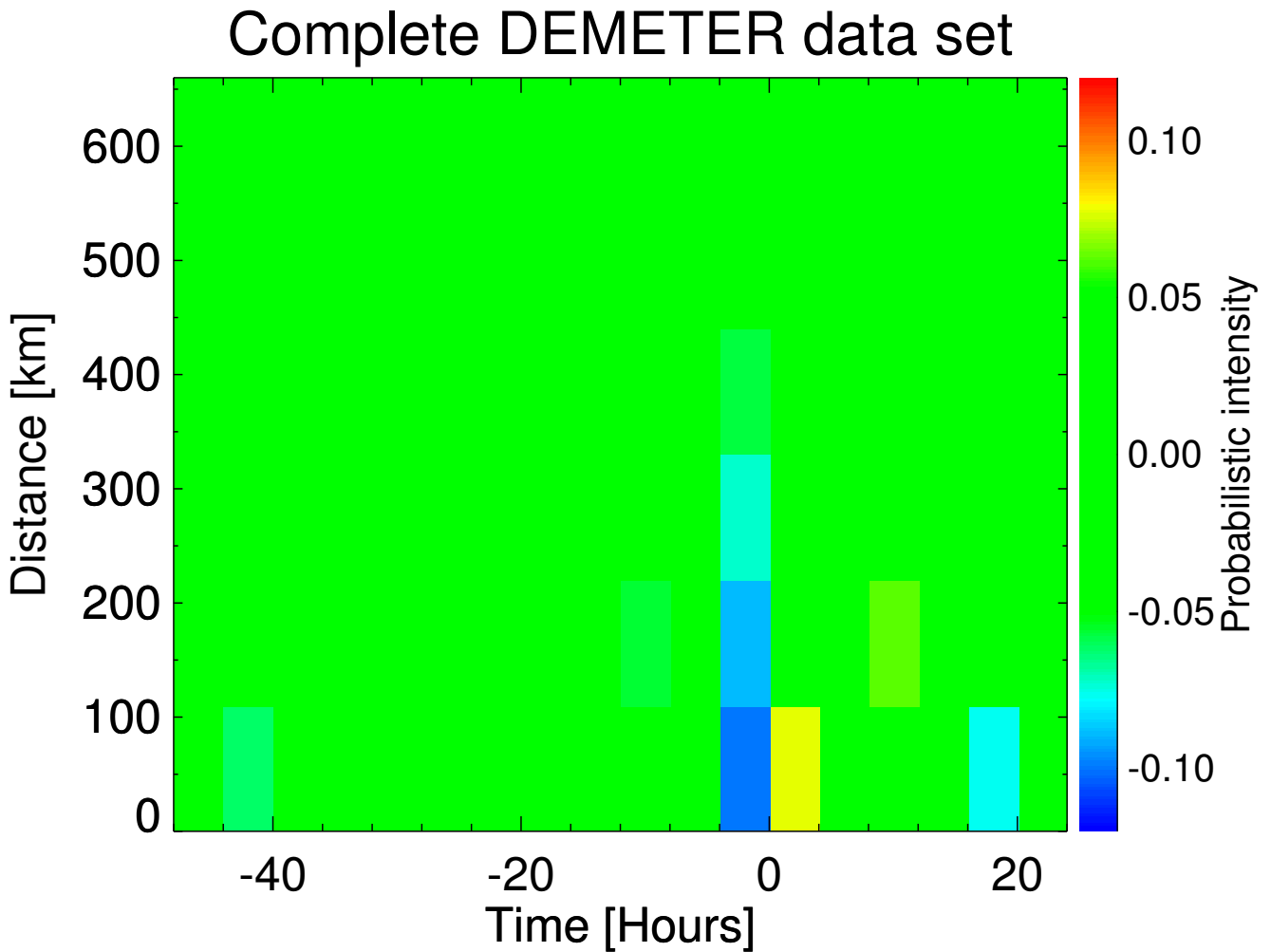


FIGURE 4.7 – Densité de probabilité obtenue en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit en fonction de la distance à l'épicentre et du temps relatif au choc principal. Seuls les tremblements de terre de magnitude supérieure à 5.0 et de profondeur inférieure à 40 km ont été pris en compte. La bande de fréquence 1620-1721 Hz a été utilisée.

significatifs s'ils apparaissent systématiquement dans une grande quantité de données. D'autre part, une diminution même assez grande de l'intensité des ondes ne serait pas statistiquement significative si elle est observée uniquement sur un couple d'orbites. Le fait que cette explication intuitive est valable pour notre situation est démontré dans la figure 4.7. Elle représente la même information que dans la figure 4.6, mais cette fois avec les résultats avant la normalisation, c'est à dire les valeurs de la densité de probabilité. On peut voir que la plus forte baisse de la densité de probabilité est observée à des distances inférieures à 110 km de l'épicentre et que l'amplitude de l'effet diminue progressivement avec la distance.

On peut s'attendre à ce que tout éventuel effet soit très proche de l'épicentre. Mais, *Němec et al.* (2009) ont montré un changement localisé vers 2 degrés à l'ouest. Ceci n'est pas démontré par notre étude, puisque nous utilisons une méthode d'analyse différente de celle de *Němec et al.* (2009). Nous ne pouvons donc pas exclure qu'un petit décalage de la zone déterminée

par la projection verticale de l'épicentre soit caché dans les fluctuations statistiques de résultats présentés dans la figure 4.7. Ceci est également suggéré par les valeurs normalisées de la figure 4.6.

L'existence de la diminution précédemment rapportée de l'intensité de l'onde peu de temps avant le temps des principaux chocs (*Němec et al.* (2008, 2009)) a été confirmée en utilisant l'ensemble de données complètes de DEMETER ($\sim 6,5$ années) (d'après *Píša et al.* (2012)). Cependant, l'amplitude de l'effet observé - les valeurs moyennes et médianes de CDF égales à 0,419 et 0,375, respectivement - est environ le même que les valeurs rapportées dans les études précédentes, des valeurs moyennes/médianes du CDF égales à 0.417/0.374 (*Němec et al.*, 2009) et la moyenne des valeurs médianes ou de CDF égale à 0.354/0.324 (*Němec et al.*, 2008). La différence peut être éventuellement causée par l'utilisation des cartes d'émission différentes sur une plus longue période. Ces cartes peuvent cacher d'éventuels petits effets d'échelle de temps, qui peuvent jouer un rôle dans les résultats finaux.

4.1.5 Analyse utilisant une nouvelle paramétrisation

Après la confirmation de l'effet découvert par *Němec et al.* (2008) en utilisant les données complètes, nous avons commencé à analyser ces données avec davantage d'attention pour chercher un phénomène physique possible, qui peut causer cette petite (mais statistiquement significative) diminution de l'intensité des ondes. Nous avons utilisé la même méthode, mais nous avons paramétré les valeurs de référence avec un nouvel ensemble de paramètres. Les résultats précédents ne montrant pas une forte dépendance avec l'activité géomagnétique, nous avons divisé cette activité géomagnétique en deux groupes. Ensuite nous avons déterminé une carte tous les trois mois sans interruption pendant toute la mission pour décrire les variations annuelle et saisonnière de référence. La résolution de l'intensité des ondes a également été doublée pour inspecter plus précisément cette variation d'intensité des ondes.

L'ensemble actualisé des paramètres est :

- la fréquence - 16 bandes (~ 117 Hz chacune) jusqu'à 10 kHz
- la latitude géomagnétique - entre -65 et 65 degrés avec une résolution de 2 degrés
- la longitude géomagnétique - toutes les longitudes avec une résolution de 10 degrés
- l'activité géomagnétique exprimée par l'indice Kp - 2 cas ($<3o$; $\geq 3o$)
- la saison de l'année - 4 cas (Décembre-Février; Mars-Mai; Juin-Aout; Septembre-Novembre)

Les conditions pour les tremblements de terre ont été également actualisées. Nous avons sélectionné tous les tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à 5,0 et sans aucune restriction pour la profondeur. Les critères pour l'exclusion des données sont réduits à deux jours avant et un jour après le temps du choc principal et à une distance inférieure à 5 degrés (~ 550 km) à partir de la position de l'épicentre. Par conséquent, nous avons modifié le calcul de la densité de probabilité normalisée. Seules les orbites avec au moins 8 valeurs (distance ~ 110 km) qui contribuent à l'analyse ont été sélectionnées. C'est à dire que pour ces orbites les 8 plus proches valeurs de l'épicentre ont été sélectionnées, ceci pour tenir compte du fait que chaque orbite peut contribuer avec un nombre différent de valeurs. Le nombre de demi-orbites indépendantes a été utilisé pour une estimation de l'écart-type de la densité de probabilité normalisée. La variation de la densité de probabilité normalisée a été réduite à $\pm 3 \sigma$ et ceci pour toutes les figures. Il est également très important de présenter des résultats non normalisés qui peuvent cacher une variation naturelle. Toutes les figures montrant la densité de probabilité sans normalisation sont

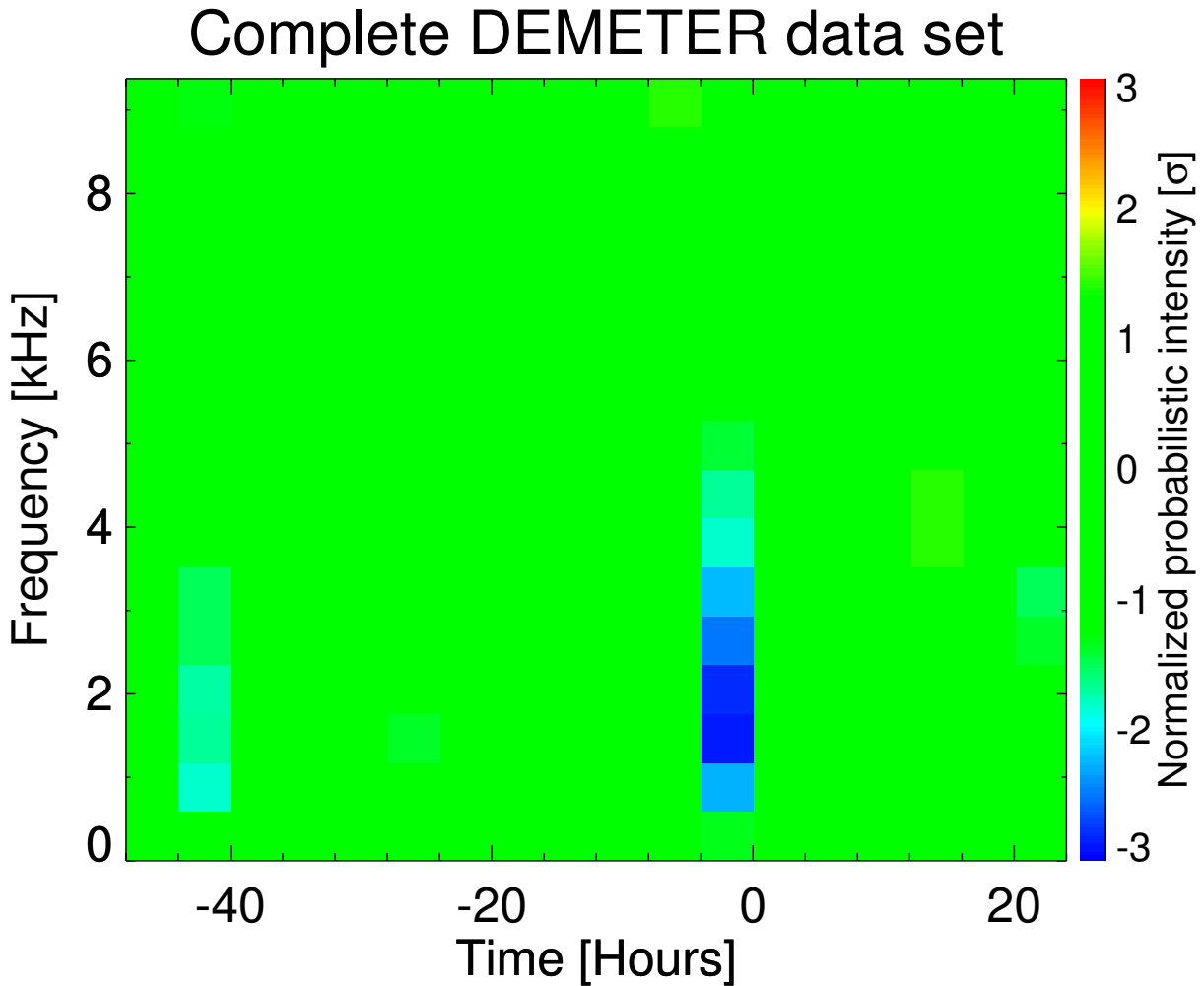


FIGURE 4.8 – Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée obtenue en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit à des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre d'un tremblement de terre inférieures à 440 km. Seuls les tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à 5,0 ont été pris en compte.

présentées dans l'Annexe C. Ces figures ont été calculées à partir de toutes les données qui peuvent contribuer à l'analyse (sans prendre seulement 8 valeurs par demi-orbite).

Les résultats de l'analyse sont présentés dans les figures 4.8 et 4.9 respectivement. Le résultat obtenu est basé sur les valeurs de 2952 CDF recueillies au cours de 369 orbites différentes. La figure 4.8 montre le spectrogramme temps-fréquence de la densité de probabilité normalisée pour les données distantes de l'épicentre de 440 km (projection du satellite à la Terre) et pour des séismes de magnitude supérieure ou égale à 5,0. Le pic de diminution de la densité de probabilité normalisée est situé entre 0 et 4 heures avant et à la fréquence d'environ 1,7 kHz. Il diminue pour des fréquences voisines. La valeur de cette diminution correspond à environ 2,8 écarts-types. La figure 4.9 présente le spectrogramme distance-temps de la densité de probabilité normalisée à la fréquence d'environ 1,7 kHz, pour les données distantes de 440 km, et pour des tremblements de terre dont la magnitude est supérieure ou égale à 5,0. La plus forte diminution est 2σ pour l'intervalle de temps (0 - 4 heures avant), et à une distance d'environ 110-220 km des épicentres.

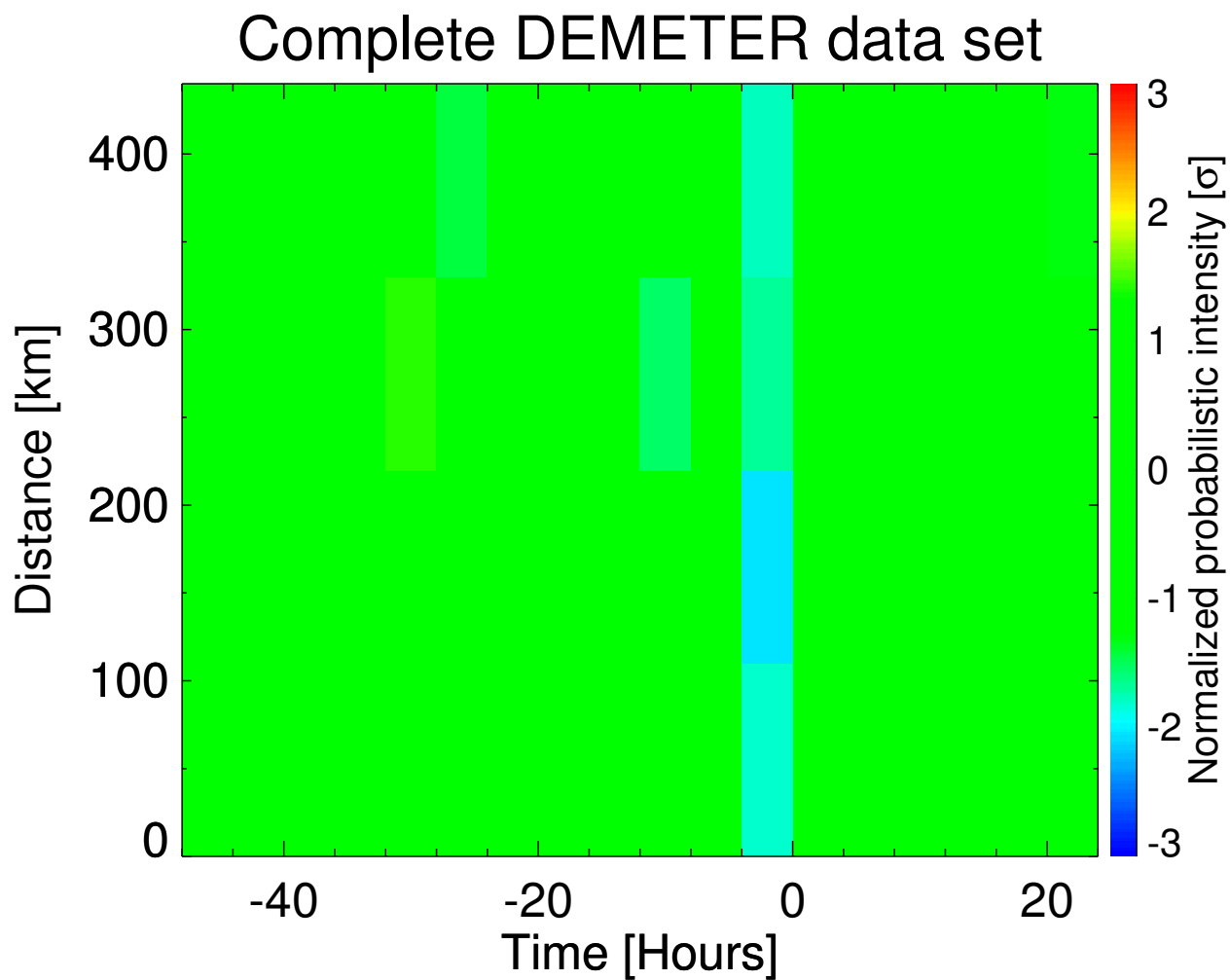


FIGURE 4.9 – Densité de probabilité obtenue en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit en fonction de la distance à l'épicentre et du temps relatif au choc principal. Seuls les tremblements de terre de magnitude supérieure à 5.0 ont été pris en compte. La bande de fréquence 1620-1721 Hz a été utilisée.

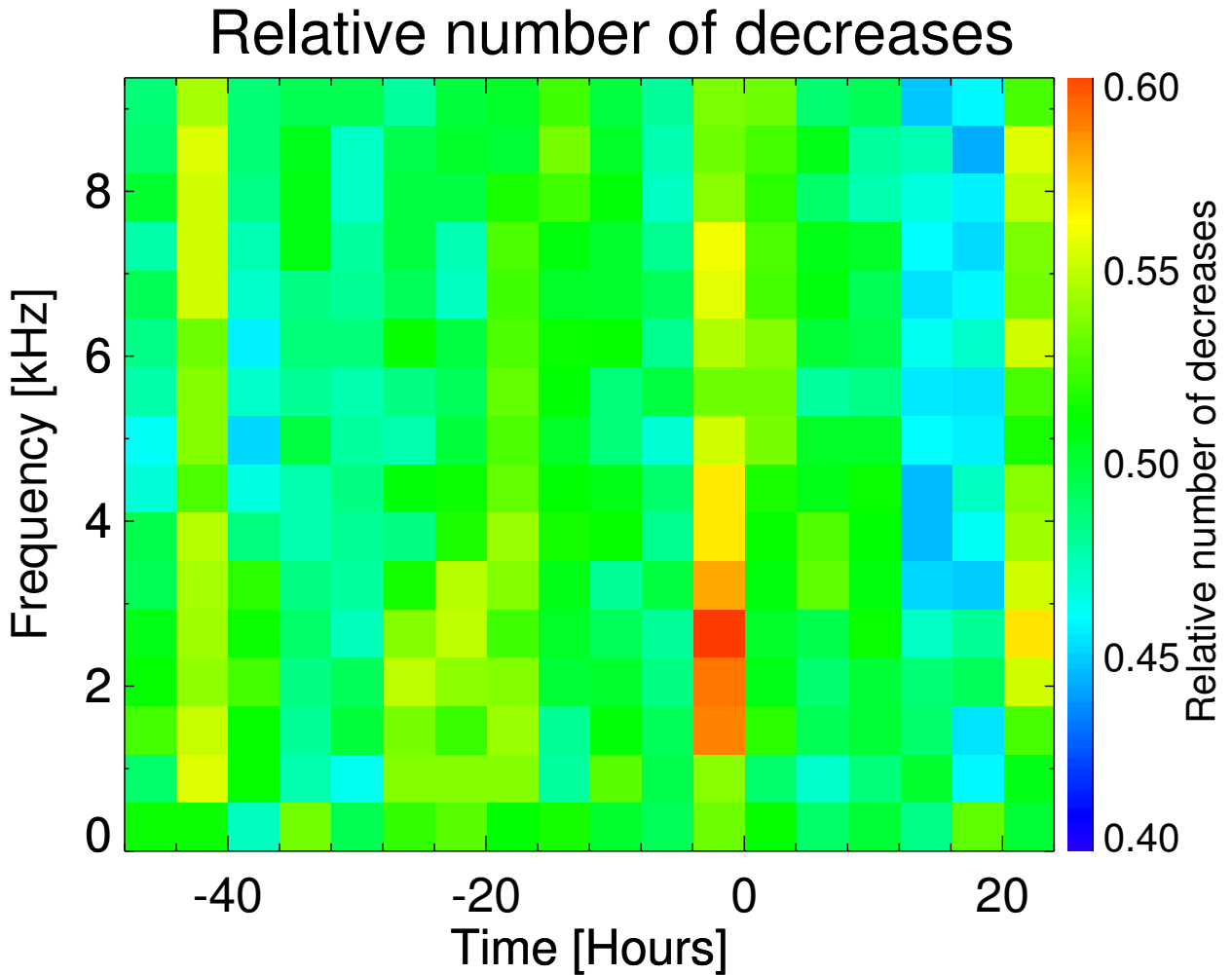


FIGURE 4.10 – Représentation fréquence-temps des diminutions relativement au nombre total d'événements.

La figure 4.10 montre la dépendance temps-fréquence des diminutions relativement au nombre total d'observations. Les paramètres sont similaires à ceux de la figure 4.8. La valeur moyenne des 8 valeurs plus proches de l'épicentre de chaque demi-orbite a été utilisée pour l'estimation des diminutions ou des augmentations. Le nombre de valeurs dans chaque cellule de temps est égal au nombre d'orbites concernées. On peut voir que la plus forte baisse relative (~ 0.61) est localisée à la fréquence d'environ $\sim 2,8$ kHz et entre 0 et 4 heures avant le choc principal du tremblement de terre. A la fréquence d'environ 1,7 kHz la diminution relative atteint un niveau de 0,59. Le niveau de la plus faible diminution relative est d'environ 0,44.

Pour analyser l'intervalle de fréquence-temps correspondant à la diminution de la figure 4.8 (gamme de fréquence de 1620 à 1721 Hz et l'intervalle de temps 0-4 heures avant l'heure de la secousse principale) plus en détail, nous allons analyser une distribution des valeurs appropriées de CDF. Un histogramme de ces valeurs est illustré dans la figure 4.11. On voit que l'histogramme est décalé vers les valeurs inférieures, ce qui correspond à une diminution de la densité de probabilité normalisée. La valeur moyenne de la distribution est marquée par la ligne verticale en pointillés rouges et est égale à environ -0,047. La médiane est tracée par la ligne pointillée en bleu et

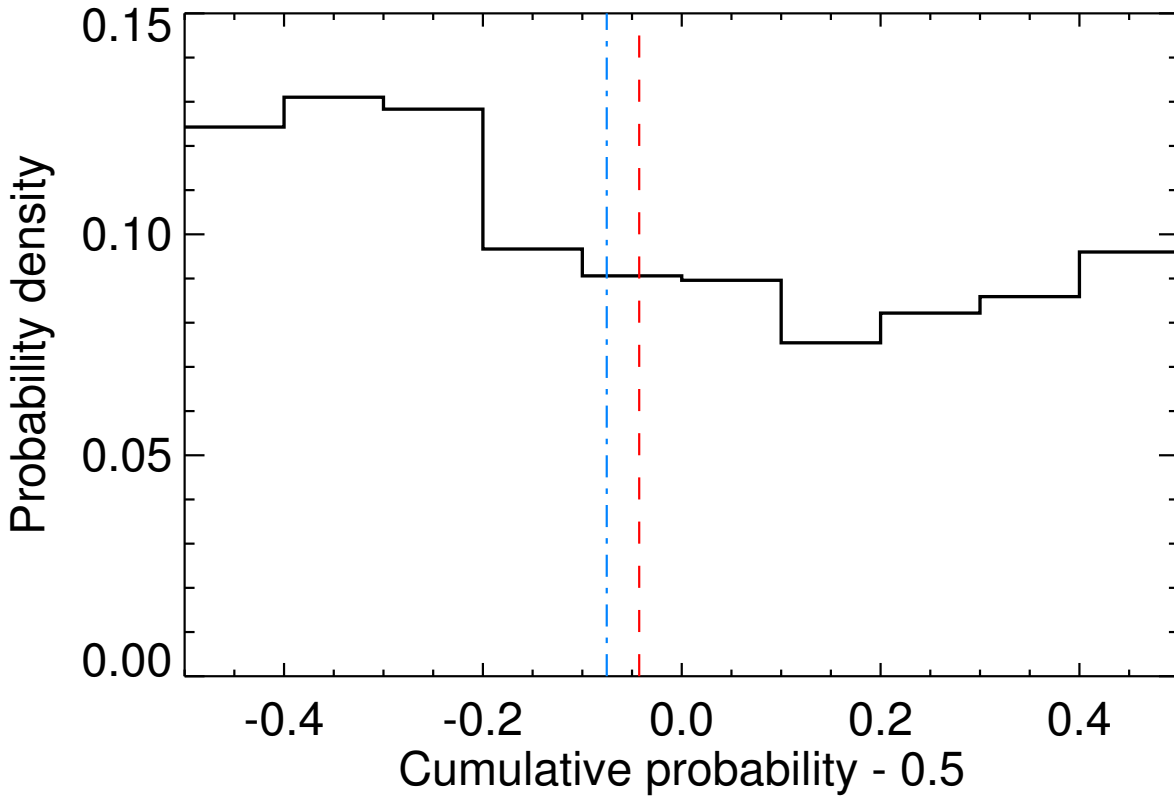


FIGURE 4.11 – Distribution des valeurs CDF qui contribuent à la diminution observée sur l’intensité des ondes à la fréquence $\sim 1,7$ kHz et entre 0 et 4 heures avant le choc principal. La ligne pointillée verticale rouge et la ligne pointillée bleue représentent respectivement la valeur moyenne (-0,047) et la valeur médiane (-0,075).

est égale à environ -0,075. La distribution des valeurs de CDF obtenues pour les données qui contribuent à l’effet illustré dans la figure 4.11 représente un test indépendant de la signification statistique de cet effet. En outre, il peut être utilisé pour exclure la possibilité que la diminution soit causée par quelques orbites ayant une intensité des ondes exceptionnellement basses. La figure 4.12 montre la dépendance du temps de la densité de probabilité normalisée avec une résolution de 4 heures. Le niveau de signification statistique de 2σ est délimité par des lignes rouges en pointillé. La même figure avec une résolution plus élevée du temps est présentée dans l’annexe C (fig. C1.4).

L’existence de la diminution précédemment rapportée de l’intensité de l’onde peu de temps avant le temps des principaux chocs (*Němec et al. (2008, 2009); Piša et al. (2012)*) a été confirmée en utilisant l’ensemble de données de DEMETER et une nouvelle méthode de paramétrisation de l’intensité moyenne. Cependant, l’amplitude de l’effet observé - les valeurs moyennes et médianes de CDF égales à 0,453 et 0,425, respectivement, sont plus élevées que les valeurs rapportées dans les études précédentes. La différence peut être éventuellement causée par l’utilisation de cartes d’émission différentes et concernent peut-être une dépendance saisonnière. Le fait qui peut également jouer un rôle est un changement de la résolution de l’intensité des ondes. Tout cela montre que l’effet est très faible et peut être observé qu’avec une analyse statistique fondée

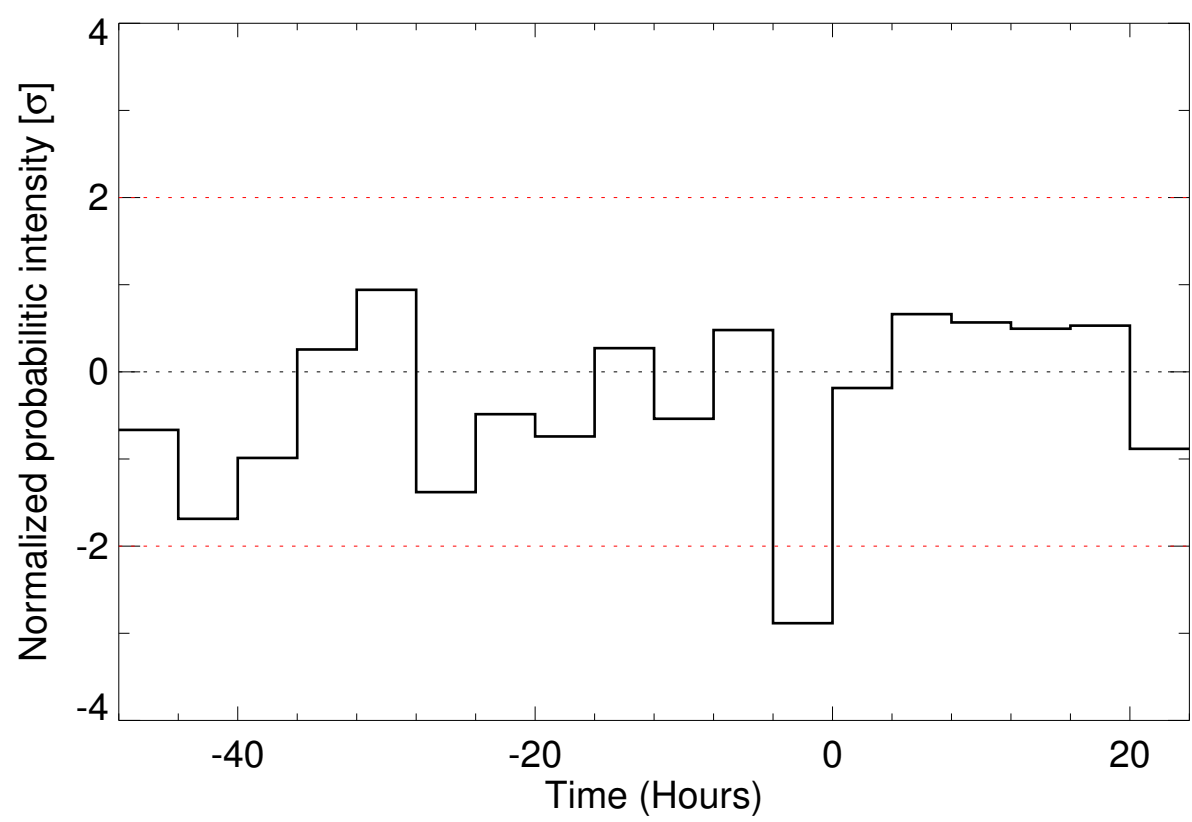


FIGURE 4.12 – Densité normalisée de probabilité en fonction de l'intervalle de temps avec le choc principal (résolution temporelle de 4 heures) pour la fréquence ~ 1.7 kHz.

sur un grand ensemble de données.

4.1.6 Analyse pour la sélection des données aléatoires

Dans cette section, nous présentons les résultats d'analyse pour 'la sélection des données aléatoires'. Comme l'a noté *Rodger et al.* (1996) la sélection de l'ensemble de données de contrôle est très important afin de prouver qu'un effet peut être observé à proximité des séismes. Deux jeux de données ont été sélectionnés pour être le plus semblable à l'ensemble examiné dans l'analyse. Comme premier jeu de données on a utilisé la liste originale des tremblements de terre, mais la position de tous ces tremblements de terre a été déplacée en longitude géographique vers l'ouest de 25 degrés. Ce changement dans la position correspond à la distance entre deux orbites contigues du satellite. La direction vers l'ouest a été choisie pour éviter un effet possible de la rotation de la Terre. Le spectrogramme temps-fréquence de la densité de probabilité normalisée dans la figure 4.13 représente le résultat pour le contrôle des données de cet ensemble. La même gamme et la même échelle des couleurs que pour la figure 4.8 ont été utilisées.

En utilisant la même méthode nous avons fait une figure semblable à la figure 4.10. Cette figure 4.14 montre le spectrogramme fréquence-temps des diminutions relatives par rapport au nombre total de données pour l'ensemble des séismes avec des positions décalées de l'épicentre (25 degrés vers l'ouest). Les variations de diminutions relatives sont dans la gamme $0,44 \div 0,56$.

Comme deuxième ensemble de données de contrôle on a utilisé la liste originale des tremblements de terre, mais où tous les temps ont été décalés vers le passé de 10 jours. Ce critère a été choisi afin d'être en dehors de la période examinée par l'ensemble de données d'origine, mais aussi pour rester dans la même saison. Le spectrogramme temps-fréquence de la densité de probabilité normalisée dans la figure 4.15 montre le résultat pour les données de contrôle de cet ensemble. La même gamme et la même échelle des couleurs que pour la figure 4.8 ont été utilisées. Les diminutions relatives varient entre 0,45 et 0,57.

Nous avons utilisé deux jeux de données de contrôle pour tester une possible apparition d'effets similaires à ceux que l'on a avec les vrais séismes. Les deux ensembles de contrôle ont presque une variation identique, c.a.d. une densité de probabilité normalisée entre $\pm 2\sigma$ pour les diminutions relatives autour d'une même distribution de diminutions, et $\pm 0,06$ pour les augmentations de l'intensité des ondes. Ces variations peuvent être considérées comme des bruits de fond. Cette analyse ne montre pas d'effet plus important que celui qui a été observé pour la série de données d'origine. Le jeu original de données montre une densité normalisée de probabilité maximale d'environ $2,8\sigma$, et une diminution relative maximale d'environ 0,61 (minimum $\sim 0,44$).

4.1.7 Test de signification statistique

Après des tests basés sur le contrôle des orbites, les résultats du traitement de l'ensemble original de données ont été testés. Deux méthodes différentes ont été utilisées. Tout d'abord, nous avons utilisé le Test-t classique (*Press et al.* (1992), chapitre 14.2). Il s'agit d'un test d'hypothèse statistique conçu pour évaluer si les moments de deux populations distribuées normalement sont égaux. Nous avons testé la possibilité que la déviation observée de la valeur moyenne autour de 0 est aléatoire. S'il n'y a pas d'effets séismiques, nous nous attendons à ce que la densité de probabilité tende vers une limite égale à 0. Le spectrogramme de temps-fréquence de la probabilité d'occurrence aléatoire est présenté dans la figure 4.17. Les résultats sont obtenus à partir des données pour une distance inférieure à 440 km de l'épicentre des tremblements de

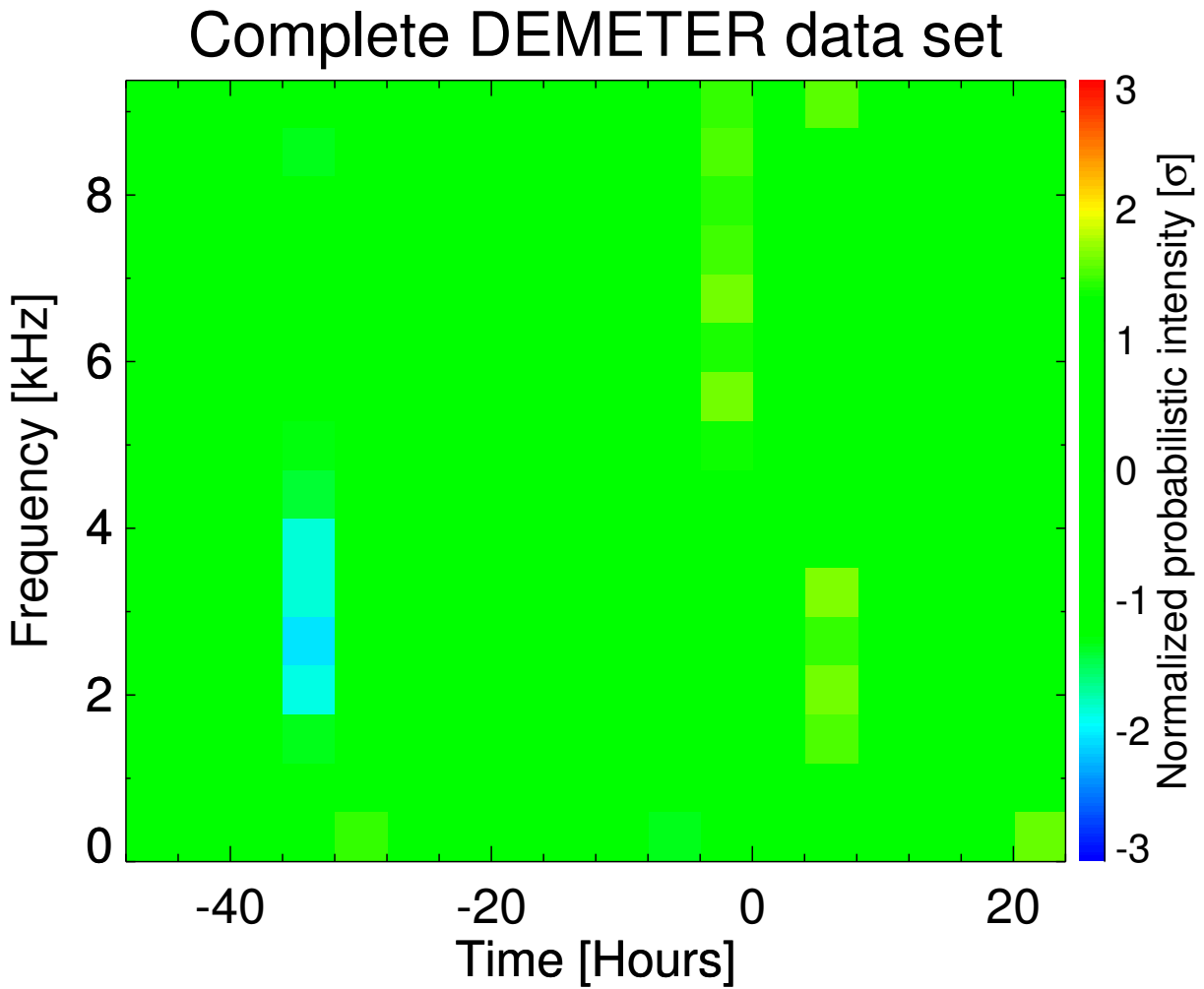


FIGURE 4.13 – Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée obtenu en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit avec des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre du tremblement de terre inférieures à 440 km. Un jeu de tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à 5.0 avec une position décalée (25 degrés vers l'Ouest) a été utilisé.

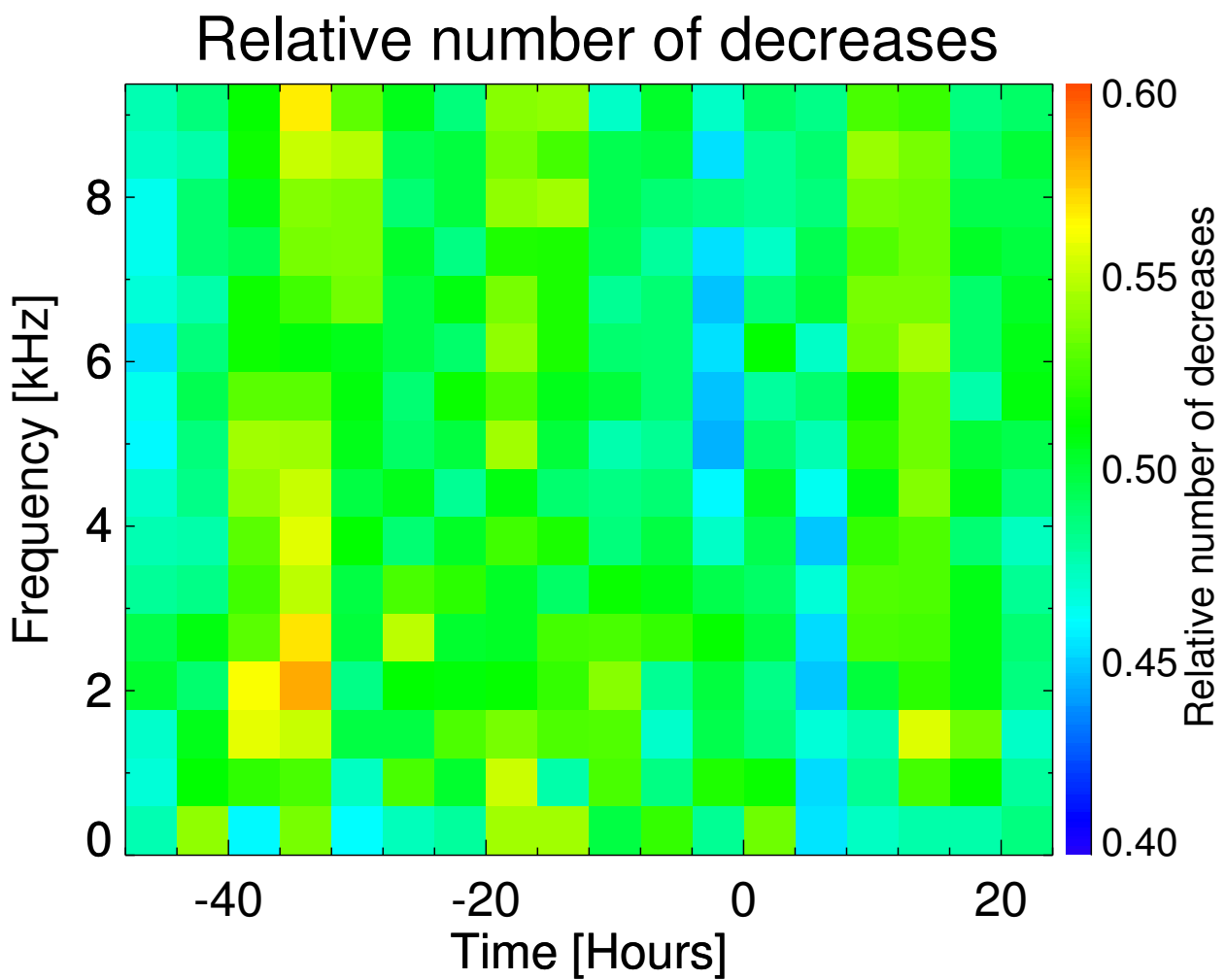


FIGURE 4.14 – Représentation fréquence-temps des diminutions relatives par rapport au nombre total d'événements. Les tremblements de terre avec une position décalée (25 degrés vers l'Ouest) ont été utilisés.

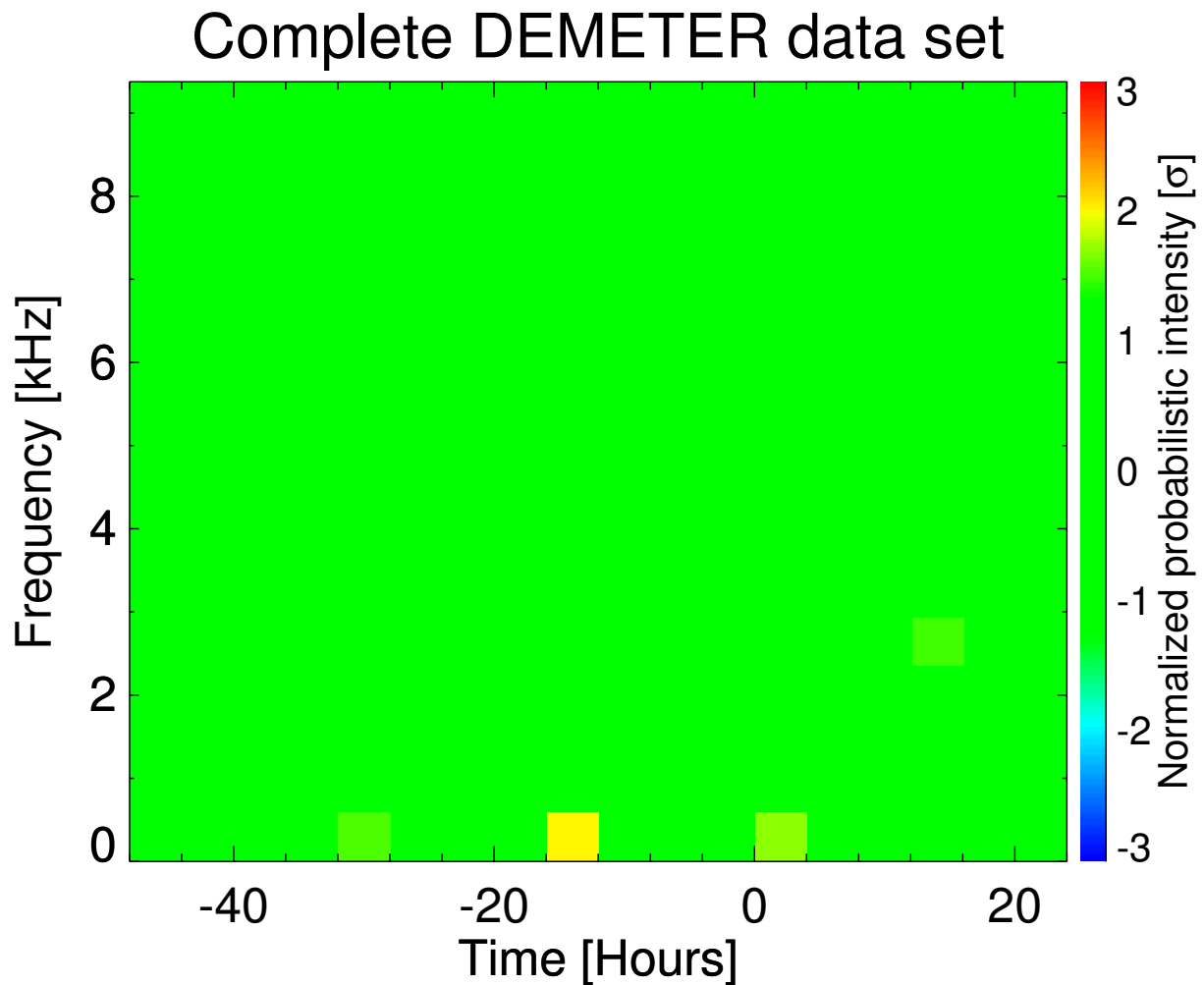


FIGURE 4.15 – Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée obtenu en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit avec des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre des séismes inférieures à 440 km. Les tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à 5.0 avec un temps changé (- 10 jours) ont été utilisés.

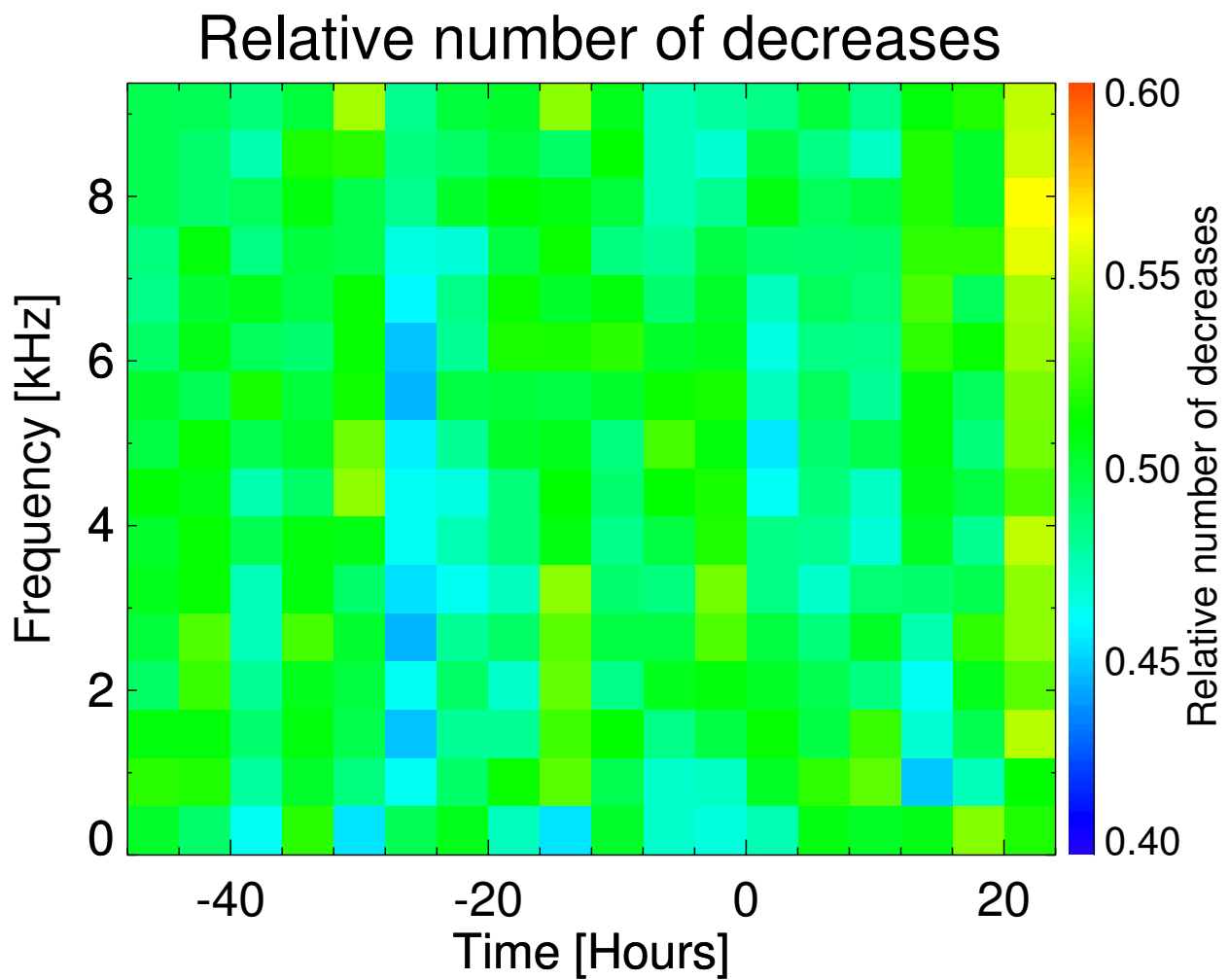


FIGURE 4.16 – Représentation fréquence-temps des diminutions relatives par rapport au nombre total d'événements.

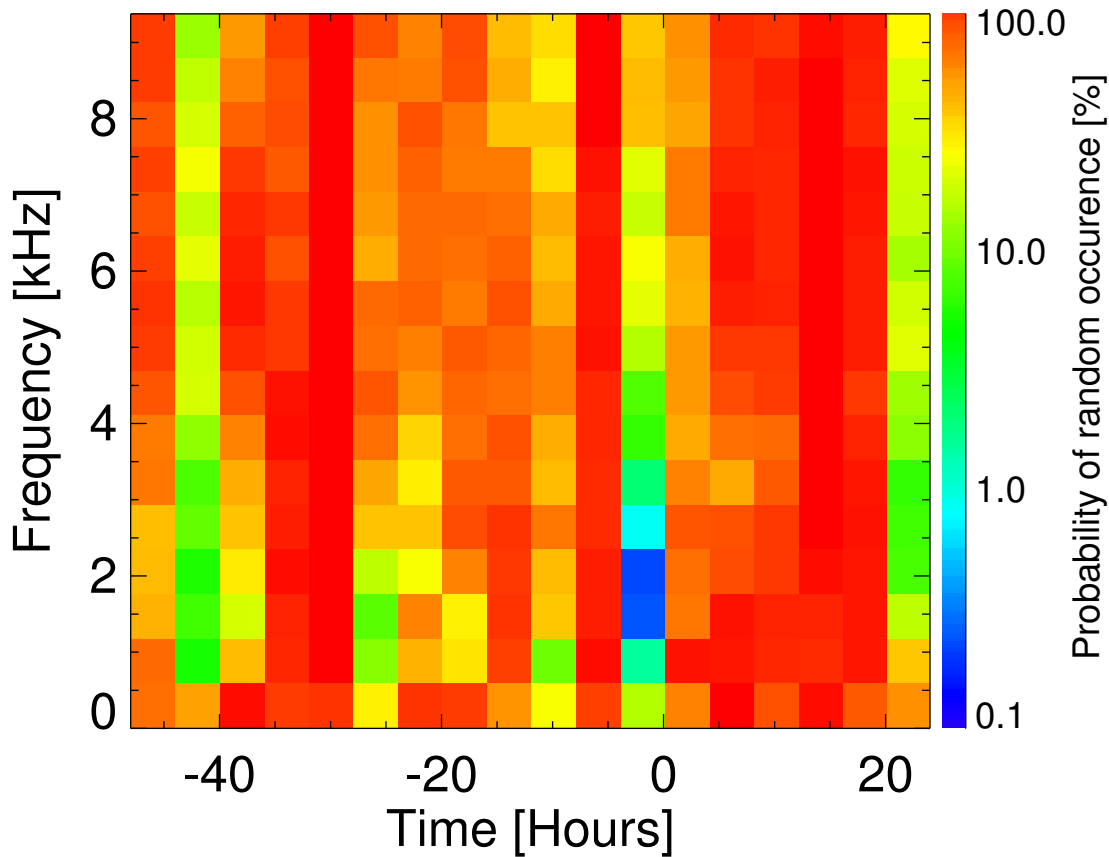


FIGURE 4.17 – Spectrogramme temps-fréquence de la probabilité d'occurrence de données aléatoires sur la base du Test-student.

terre de magnitude supérieure ou égale à 5,0. Pour chaque demi-orbite concernée, les 8 valeurs les plus proches de l'épicentre ont été sélectionnées. La probabilité résultante pour un intervalle de temps de (0-4 heures) avant le choc principal et une gamme de fréquence 1620-2285 Hz est égale à environ 0,1%, ce qui signifie que la déviation observée autour de la valeur moyenne 0 a une probabilité très faible d'être aléatoire.

Le deuxième procédé qui a été utilisé pour estimer la signification statistique de cet effet est de déterminer le nombre de valeurs correspondant à la diminution et le nombre de valeurs correspondant à l'augmentation. La probabilité qu'une telle situation pourrait se produire au hasard a ensuite été évaluée sur la base d'une distribution binomiale en faisant l'hypothèse que la probabilité d'une diminution est égale à la probabilité d'une augmentation. Les résultats sont présentés dans la figure 4.18. La probabilité qui en résulte est inférieure à 0,001% pour un intervalle de temps de (0 - 4 heures) avant les tremblements de terre et pour des fréquences entre 1620 et 2880 Hz. Les résultats du test binomial montrent que l'évolution observée sur les valeurs les plus faibles a une probabilité très faible d'être aléatoire. Selon les deux tests appliqués, la diminution est donc statistiquement très significative.

La figure 4.19 présente la signification de la statistique en fonction du nombre de données. Les données de chaque demi-orbite (les 8 valeurs les plus proches de l'épicentre) pour un intervalle de temps de (0-4 heures) avant les séismes et une distance inférieure à 440km par rapport à

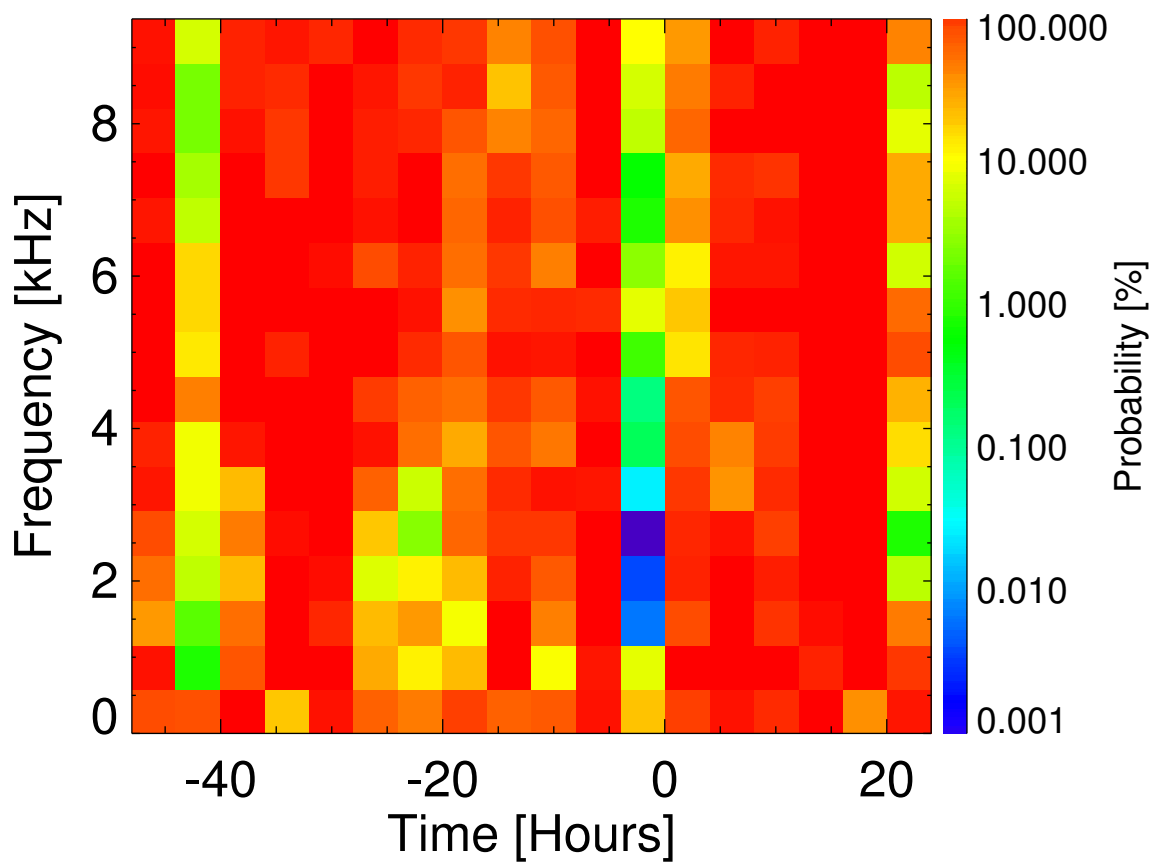


FIGURE 4.18 – Spectrogramme temps-fréquence de la probabilité d'occurrence des données aléatoires basé sur le test de la distribution binomiale.

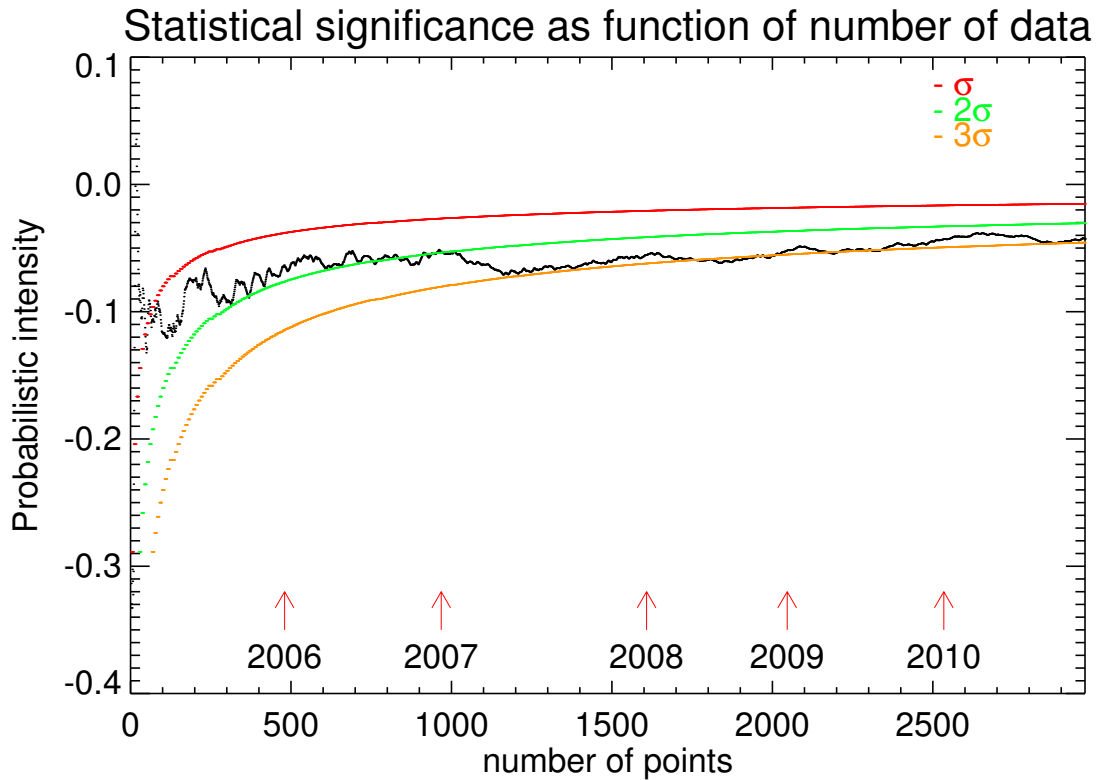


FIGURE 4.19 – Dépendance de la signification statistique avec le nombre de données pris en compte dans l'étude. Les trois niveaux de signification statistique sont tracés avec des lignes de couleur : σ (rouge), 2σ (vert), 3σ (jaune). Les données sont triées chronologiquement et étiquetées par des flèches rouges pour chaque année.

l'épicentre, ont été prises en compte. Les données sont triées par ordre chronologique et chaque année est marquée par une flèche rouge. Trois niveaux de signification statistique sont tracés par des lignes de couleur. Ces significations sont estimées à partir du nombre de demi-orbités indépendantes. La densité de probabilité pour un très petit nombre de données fluctue beaucoup. A partir d'un nombre de données environ égal à 1000 les résultats sont proches d'une signification de niveau 2σ , et ensuite les résultats sont plus stables. La densité de probabilité pour un grand nombre de données se trouve à proximité du niveau de signification supérieur à 3σ et fluctue peu autour. Cela peut être causé par la variation saisonnière de cet effet, et ce sera expliqué plus tard dans la section 4.2.7. Cette figure explique que l'effet peut être observé seulement avec le traitement d'un grand ensemble de données.

4.1.8 Fréquence de coupure du guide d'ondes Terre-ionosphère

L'ionosphère joue un rôle important dans la propagation des ondes EBF/BF. Pour ces fréquences (3 Hz–30 kHz), le sol et l'ionosphère peuvent être considéré comme de bons conducteurs électriques. Ils forment une guide d'ondes sphérique entre la Terre et l'ionosphère avec une frontière plus élevée dans la couche D de l'ionosphère (~ 60 – 90 km). Les principales sources d'ondes à l'intérieur de ce guide d'ondes sont les éclairs, qui rayonnent l'essentiel de leur énergie électromagnétique dans les bandes EBF/TBF. Cette énergie, contenue dans l'impulsion des signaux appelés atmosphériques ou Sferics, est guidé pour de longues distances par des réflexions

multiples à partir du sol et de l'ionosphère inférieure. Les propriétés de ce guide d'ondes sont largement utilisés pour la communication longue distance et les systèmes de navigation. Au cours du 20-ème siècle, les études sur la propagation EBF/TBF ont été importantes (par exemple *Wait and Spies*, 1964). Si cela reste un ancien problème, il existe de nouvelles applications scientifiques et pratiques qui s'appuient sur une modélisation précise de cette propagation EBF/TBF, comme la télédétection de l'ionosphère, la détection de la distance des orages, la surveillance du climat mondial, et même la détection des précurseurs des tremblements de terre. Malheureusement, il est généralement difficile de mesurer les paramètres de la région ionosphérique D (<90 km), surtout la nuit. Les ionosondes et les radars à diffusion incohérente en général ne reçoivent pas de résultats significatifs de cette région, où la densité d'électrons est typiquement $< 10^3 \text{ cm}^{-3}$ (voir *Hargreaves*, 1992). La région D est trop faible en altitude pour que les satellites conventionnels puissent faire des mesures in-situ, et trop élevée pour les ballons expérimentaux. Un résumé des techniques de mesure dans la région D peut être trouvé dans le travail de *Sechrist* (1974). Néanmoins, *Cummer et al.* (1998) a utilisé le fait que les ondes TBF sont presque complètement réfléchies par la région D et ils ont utilisé cette idée pour mesurer la densité d'électrons dans cette gamme d'altitude.

Comme l'a noté *Harrison et al.* (2010), la fréquence d'environ 1,7 kHz où la diminution est observée correspond approximativement à la fréquence de coupure du guide d'ondes entre la Terre et l'ionosphère pendant la nuit (*Budden*, 1961). Le n-ème mode de la fréquence de coupure inférieure de ce guide d'ondes (éq. 4.5) est inversement proportionnel à la hauteur de l'ionosphère.

$$f_n = \frac{nc}{2h} \quad (4.5)$$

où c est la vitesse de la lumière, n est le n-ème mode de coupure et h est la hauteur de la couche limite inférieure de l'ionosphère. En tenant compte du fait que pendant la nuit les ondes électromagnétiques générées en raison de l'activité orageuse sont la source principale du rayonnement TBF observé par DEMETER (*Němec et al.*, 2010), on peut s'attendre à ce que la fréquence exacte de cette coupure peut affecter de manière significative le spectre de puissance des ondes électromagnétiques observées par DEMETER à des fréquences proches de 1700 Hz. Ceci est bien illustré dans la figure 4.20 qui présente un exemple de spectrogramme fréquence-temps des densités spectrales de puissance des fluctuations du champ électrique observées au cours d'une demi-orbite. La fréquence de coupure à une fréquence d'environ 1700 Hz peut être clairement identifiée comme la fréquence en dessous de laquelle la densité spectrale de puissance des fluctuations du champ électrique diminue de façon drastique. Une augmentation de cette fréquence de coupure doit donc nécessairement conduire à une diminution de la densité spectrale de puissance des fluctuations du champ électrique observées par DEMETER dans la gamme de fréquence appropriée. Une telle augmentation de la fréquence de coupure correspond à une diminution de la hauteur de l'ionosphère.

La figure 4.21 présente une partie détaillée de la même demi-orbite. La ligne blanche délimite la distance entre la trace du satellite et la position de l'épicentre en kilomètre. On peut voir la fréquence de coupure à la fréquence d'environ 1700 Hz. Un changement au minimum de la position (approche la plus près du séisme) ne peut pas être clairement observé. Ceci peut s'expliquer par la faible intensité de l'effet comparé à la variation globale du signal. Il y a aussi de nombreux whistlers qui sont en provenance de l'hémisphère conjugué et ne sont donc pas coupés.

Nos résultats pourraient donc indiquer que la hauteur de l'ionosphère est statistiquement

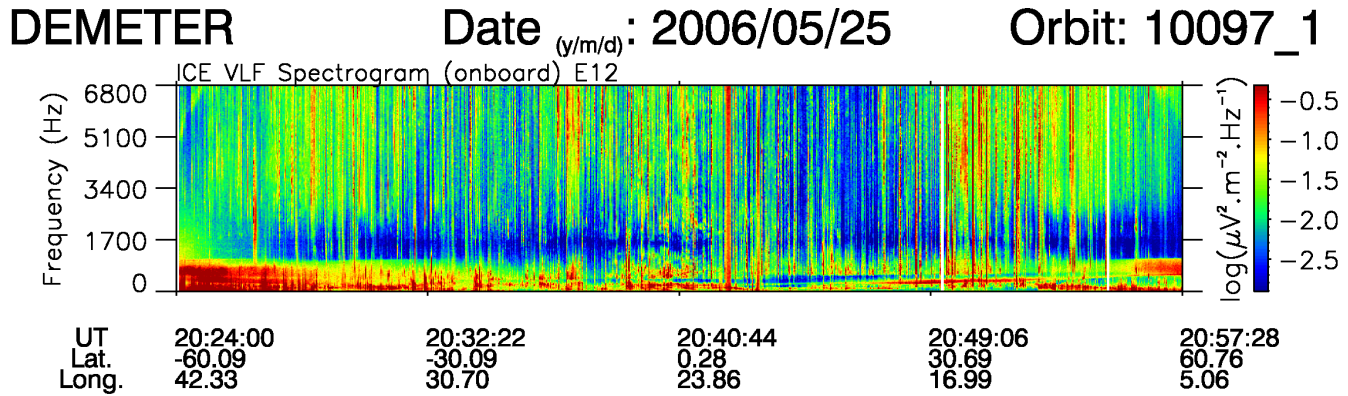


FIGURE 4.20 – Spectrogramme fréquence-temps de la densité spectrale de puissance des fluctuations du champ électrique enregistrées par DEMETER pendant une demi-orbite complète le 24 Mai, 2006. On peut clairement noter la fréquence de coupure des whistlers 0+ (lignes verticales) à environ 1700 Hz. La fréquence de coupure reste relativement constante pour toutes les latitudes.

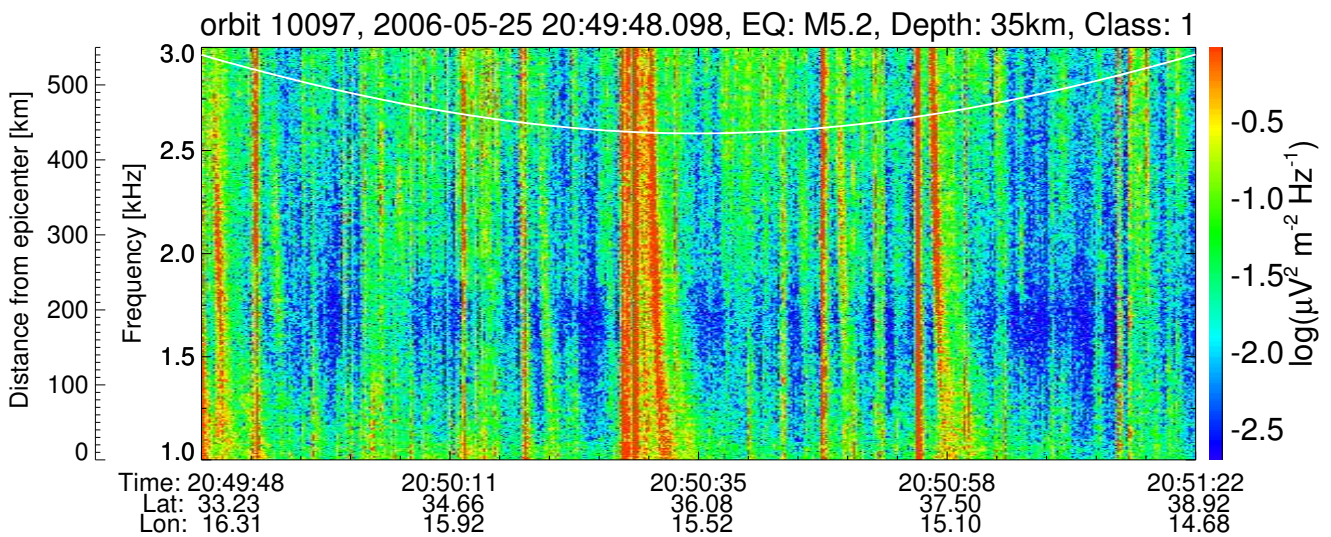


FIGURE 4.21 – Détail du spectrogramme fréquence-temps de la densité spectrale de puissance des fluctuations du champ électrique enregistrées par DEMETER pendant une demi-orbite entre 20 :49 :48 et 20 :51 :22 UT le 24 Mai 2006 pour des fréquences entre 1 et 3 kHz. On peut clairement voir la fréquence de coupure des whistlers (lignes verticales) à environ 1700 Hz. Cependant, il y a aussi beaucoup des whistlers qui n'ont pas de coupure. Ces whistlers proviennent de l'hémisphère opposé. La ligne blanche délimite la distance entre la projection du satellite sur la Terre et la position du tremblement de terre.

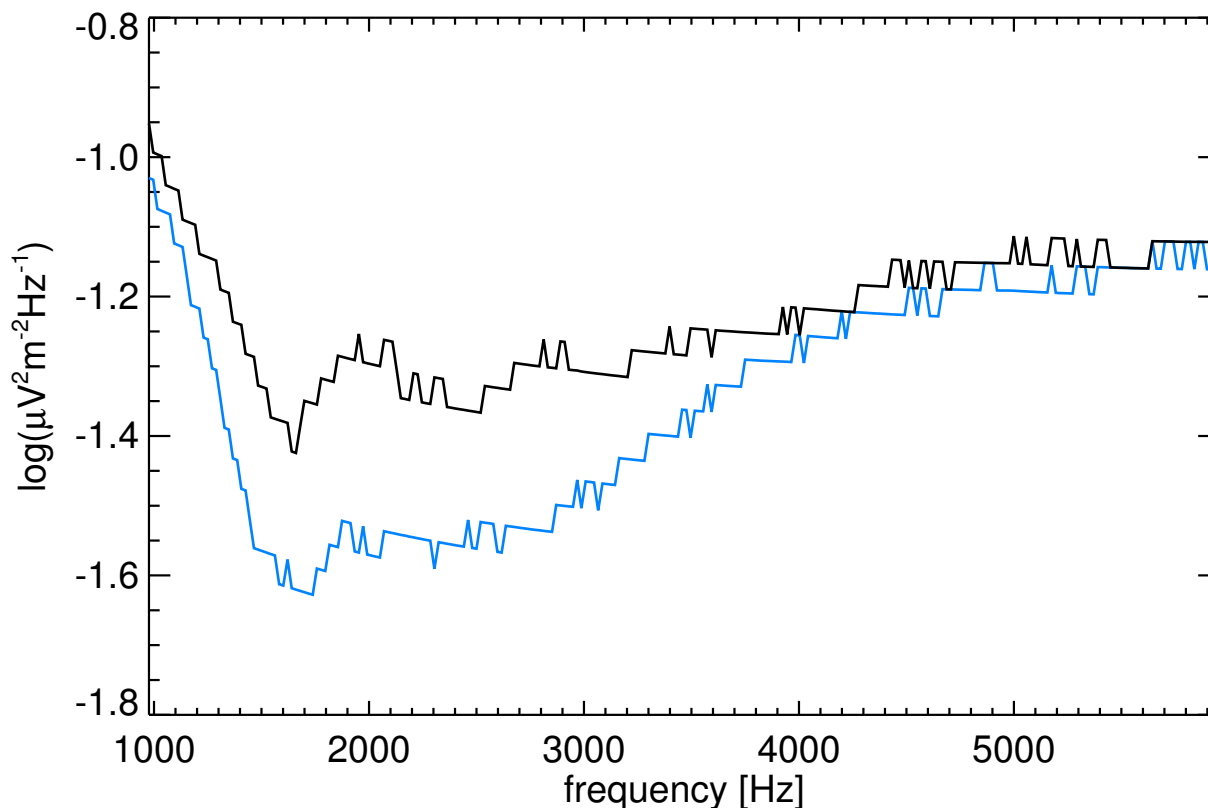


FIGURE 4.22 – Spectre médian pour toutes les données disponibles pour des intervalles de temps de 0–4 heures (ligne bleue) et de 24–28 heures (ligne noire) avant le choc principal.

plus faible au-dessus des épicentres des tremblements de terre imminents. Nous avons essayé de vérifier visuellement pour les orbites des tremblements de terre, la présence d'un tel changement de la fréquence de coupure. Néanmoins, aucun changement évident de la fréquence de coupure n'a été identifié. Cela peut être éventuellement expliqué par les fluctuations de l'intensité du signal qui se situent dans une plage dynamique d'environ $\pm 7,5$ dB par rapport à la variation de 2 dB correspondant à notre effet d'atténuation.

Ensuite, une approche différente a été utilisée. Les résultats présentés par *Toledo-Redondo et al.* (2012) montrent que l'altitude de la couche D de l'ionosphère dépend de la saison et de la position sur la Terre. Par conséquent, il est nécessaire de comparer des ensembles de données avec des positions et des temps similaires. La figure 4.22 montre deux spectres médians. Ces spectres ont été calculés à partir de toutes les données disponibles pour des intervalles de temps de 0–4 heures (ligne bleue) et de 24–28 heures (ligne noire) avant l'heure des tremblements de terre, et pour des distances < 440 km. Plus de 2000 spectres de 58 tremblements de terre ($M \geq 5$) ont été utilisés. On peut voir que le spectre pour le temps où l'effet est observé (ligne bleue) présente une forte diminution de l'intensité des ondes (entre 1500 et 4000 Hz) et il montre, que la fréquence de l'intensité minimale (coupure ionosphérique) est décalée de ~ 1660 Hz (ligne noire) à ~ 1730 Hz (ligne bleue). Mais il ne fait pas oublier que la dynamique de l'intensité des ondes est très large et que le nombre d'événements pris pour le calcul est faible. C'est donc un résultat plus qualitatif que quantitatif.

Selon une étude récente de *Harrison et al.* (2010), cet effet peut résulter d'une augmentation de la conductivité électrique dans la basse troposphère en raison d'une augmentation de l'émanation de radon avant les tremblements de terre majeurs. La variation correspondante du courant vertical atmosphérique qui se trouve entre l'ionosphère et la surface de la Terre peut modifier le profil de densité d'électrons dans la région D, et donc la fréquence de coupure du guide d'ondes Terre-ionosphère. Cette explication est aussi en accord avec un calcul présenté par *Budden* (1961). Il a montré que l'atténuation des ondes à l'intérieur du guide d'onde Terre-ionosphère est faible pour une conductivité plus élevée de la limite inférieure ionosphérique. Cela peut empêcher la pénétration des ondes jusqu'à la position du satellite. Une étude numérique de l'augmentation de la conductivité dans l'ionosphère inférieure pendant l'activité sismique est présentée dans *Grimalsky et al.* (2003).

4.1.9 Analyse détaillée des fréquences autour de la coupure

Comme il est mentionné ci-dessus, en raison d'interférences possibles, nous avons choisi des bandes de fréquences comme *Němec et al.* (2008) (voir la figure C.1). On montre ainsi un effet de la diminution de l'intensité des ondes dans la bande de fréquence 1620-1740 kHz. Dans ce paragraphe, nous avons fait une analyse détaillée de la bande de fréquence comprise entre 600 et 4000 Hz avec une résolution d'environ 40 Hz. La figure 4.23 présente le spectrogramme temps-fréquence de la densité de probabilité normalisée des tremblements de terre avec $M \geq 5.0$ pour une distance < 440 km de la trace du satellite.

La variation de la densité de probabilité normalisée pour les données mesurées dans l'intervalle de temps (0-4 heures) et la distance < 440 km des épicentres est montrée dans la figure 4.24. La ligne pointillée délimite un minimum de densité normalisée de probabilité ($3,2\sigma$) à la fréquence d'environ 1850 Hz.

Cette analyse montre que l'intensité de l'onde est moins intense à la fréquence de 1850 Hz, ce qui correspond à une hauteur moyenne de la limite inférieure ionosphérique d'environ 81 km. Une explication de l'observation de cette fréquence bien déterminée est montrée dans la figure 4.25. Cette figure présente une distribution de fréquences de coupure calculées à partir des données du modèle international Reference Ionosphere (IRI-2007, *Bilitza and Reinisch* (2007)). Ce modèle donne la hauteur du pic de la densité dans la région D. Les positions et les heures des tremblements de terre, qui contribuent aux résultats de la figure 4.24 ont été sélectionnées. La partie inférieure de l'ionosphère se situe donc entre 70 - 110 km, ce qui correspond à une fréquence de coupure entre 1350 à 2150 Hz (voir par exemple *Toledo-Redondo et al.* (2012)). On peut voir que la fréquence de coupure survient le plus souvent vers 1850 Hz. Ceci est en bon accord avec la fréquence où nous avons la plus forte diminution de l'intensité des ondes.

4.1.10 La variation saisonnière

Le changement de la fréquence de coupure dans le guide Terre-ionosphère nous a conduit à faire une étude en fonction de la variation saisonnière (compte tenu que les sources les plus puissantes des ondes électromagnétiques autour de la Terre à des fréquences de l'ordre du kHz sont les éclairs atmosphériques). L'apparition des éclairs a une forte dépendance saisonnière qui peut être montrée indirectement dans la figure 4.28. Les spectrogrammes temps-fréquence de la densité de probabilité normalisée pour deux saisons différentes ont été tracés. La figure 4.26 montre les résultats pour la période entre les mois de Septembre et Février.

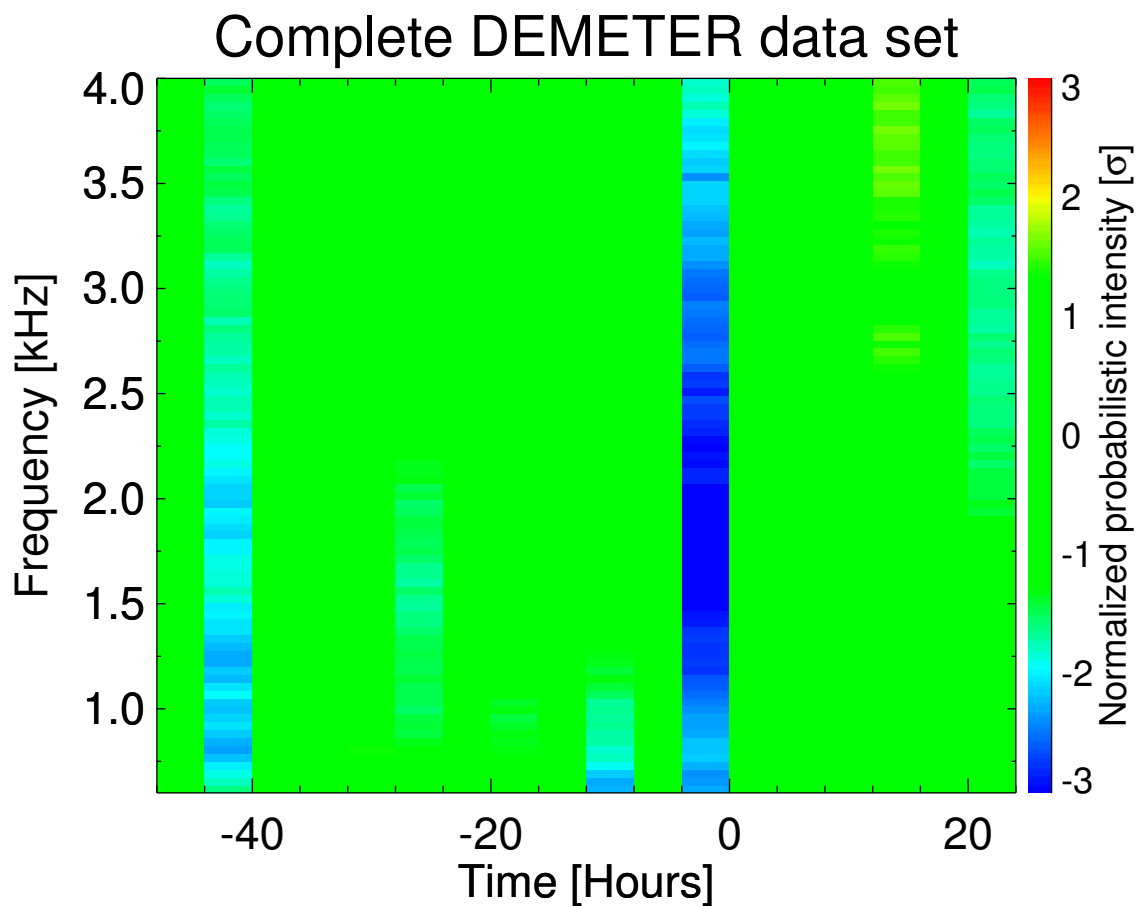


FIGURE 4.23 – Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée pour les données mesurées dans une bande de fréquence entre 600 et 4000 Hz avec une résolution en fréquence de 40 Hz, pour des tremblements de terre avec $M \geq 5.0$, et pour des distances < 440 km.

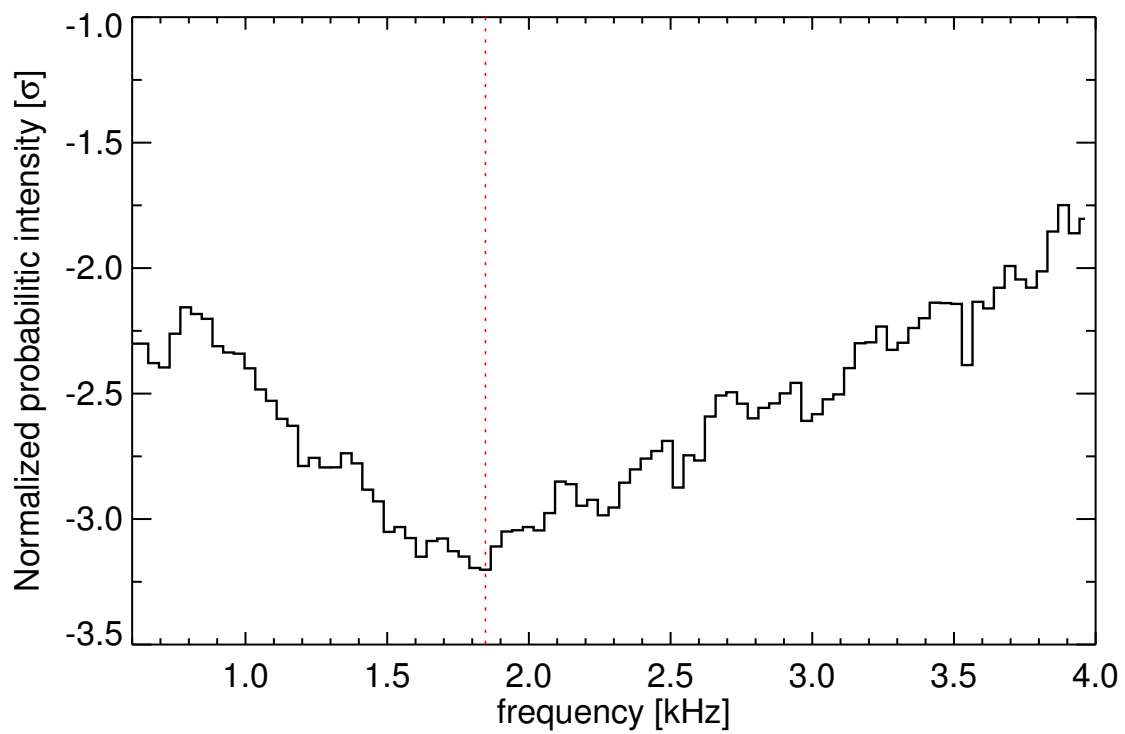


FIGURE 4.24 – Dépendance de la densité de probabilité dans la bande de fréquence 600 à 4000 Hz avec une résolution de fréquence de 40 Hz. Les données mesurées ont été utilisées. La ligne pointillée rouge indique la fréquence où l'effet est le plus important soit environ 1850 kHz.

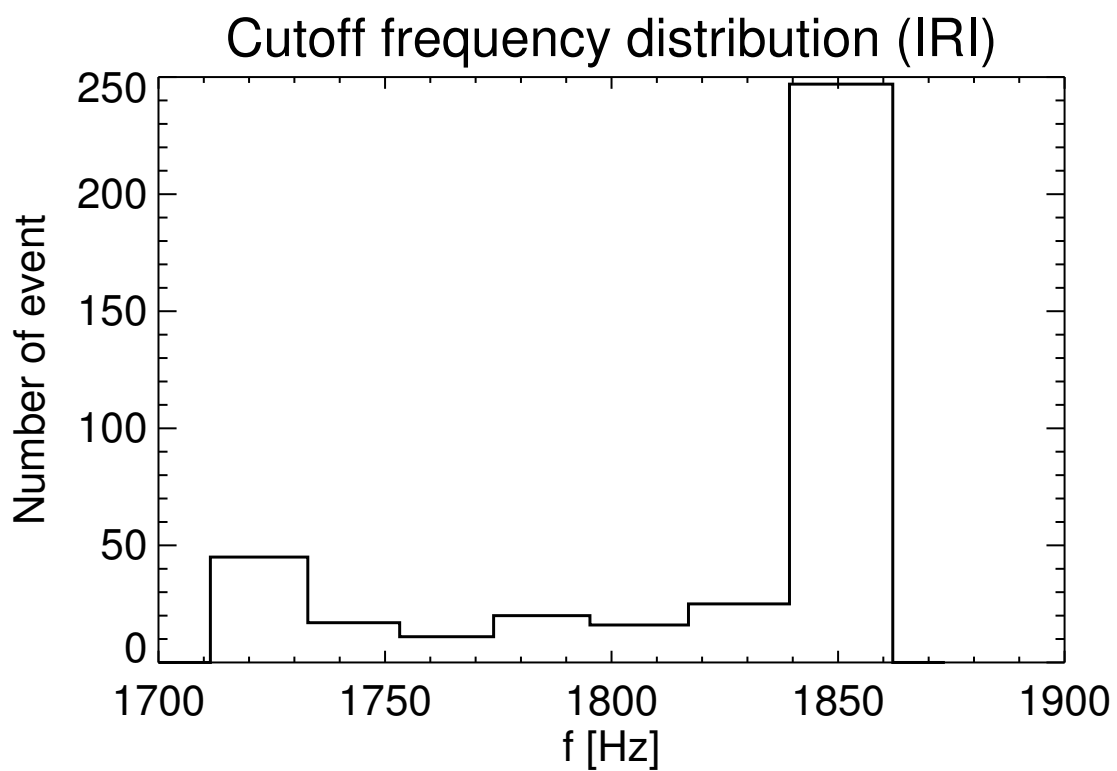


FIGURE 4.25 – Distribution de la fréquence de coupure obtenue à partir du modèle IRI-2007 pour les positions et les temps des tremblements de terre qui contribuent aux résultats de la figure 4.24.

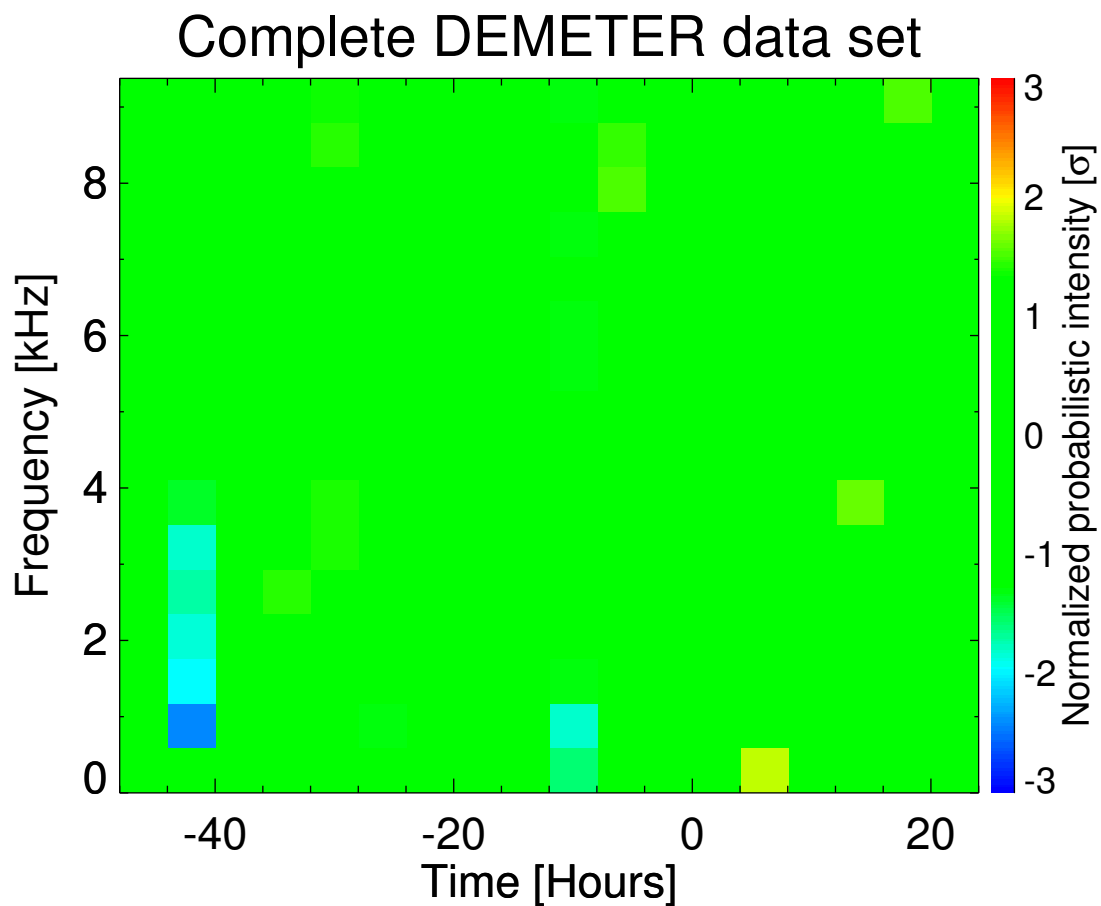


FIGURE 4.26 – Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée obtenu en utilisant les données mesurées pendant les mois de Septembre à Février pour des tremblements de terre avec $M \geq 5.0$ et pour des distances < 440 km.

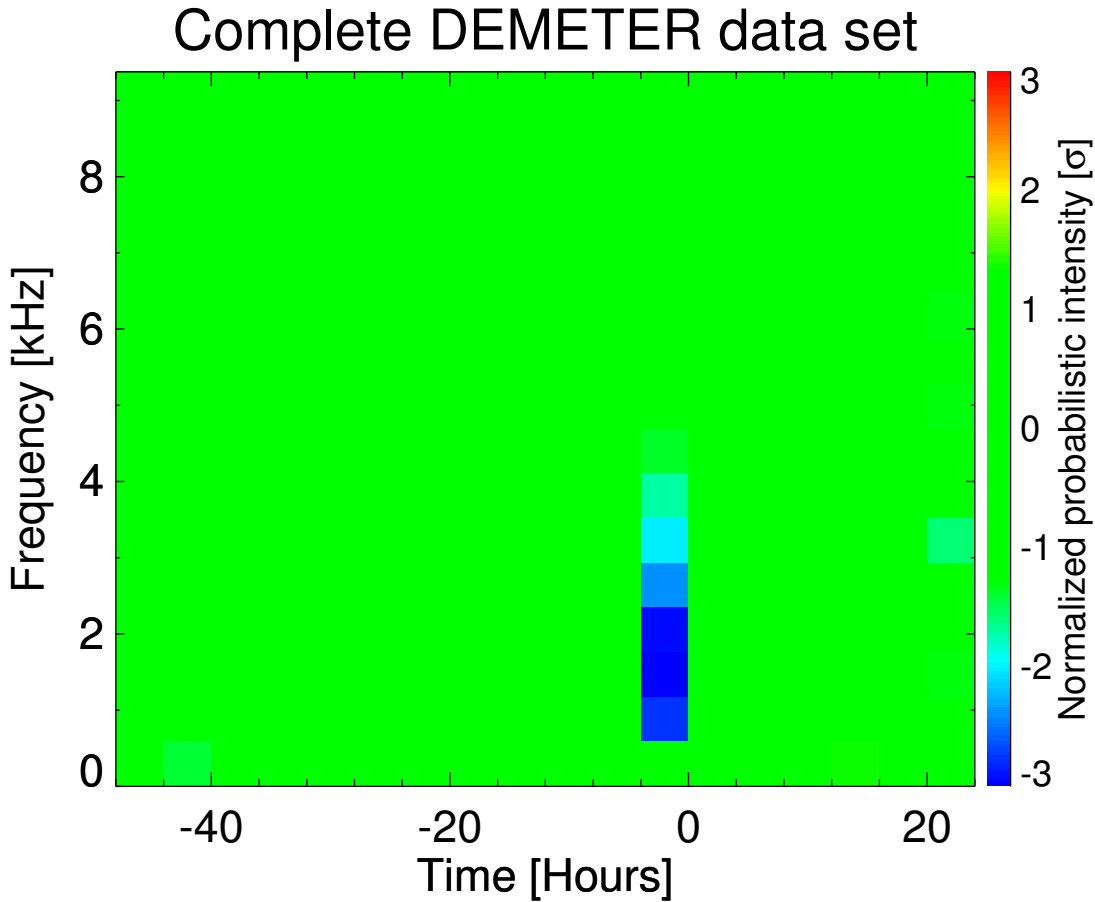


FIGURE 4.27 – Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée obtenu en utilisant les données mesurées pendant les mois de Mars à Août pour des tremblements de terre avec $M \geq 5.0$ et pour des distances < 440 km.

La dépendance pour les mois de Mars à Août est présentée dans la figure 4.27. On peut voir qu'il n'y a pas du tout le même effet dans la figure 4.26 et dans la figure 4.27.

La figure 4.28 montre la dépendance mensuelle de l'intensité des ondes pour des fréquences entre 1620-1740 Hz. Les valeurs médianes de l'intensité des ondes ont été calculées pour tous les mois pendant les années 2005-2010. Les lignes de couleur présentent une position différente des observations : sous la terre (jaune), la mer (bleu) et les deux ensemble (noir). La variation d'intensité est en bon accord avec l'activité mondiale saisonnière des éclairs qui présente un pic en Août (*Christian et al.*, 2003). L'intensité des ondes observée au-dessus de la mer a une variation similaire à celle au-dessus de la terre, mais avec des valeurs inférieures. Cela concerne la propagation des ondes whistler à partir des points conjugués, qui fournissent alors une plus faible occurrence des éclairs au-dessus de la mer. Les figures présentant des cartes mondiales de l'intensité des ondes pendant diverses saisons entre les années 2005 et 2010 peuvent être trouvées dans l'annexe C.

Une dépendance saisonnière plus détaillée de la densité de probabilité normalisée est montrée dans la figure 4.29. Afin d'avoir suffisamment de données contribuant à la densité de probabilité normalisée, seules quatre saisons (voir sec 4.2.2) ont été considérées. Toutes les données disponibles à la fréquence $\sim 1,7$ kHz, dans l'intervalle de temps (0–4 heures), et pour des dis-

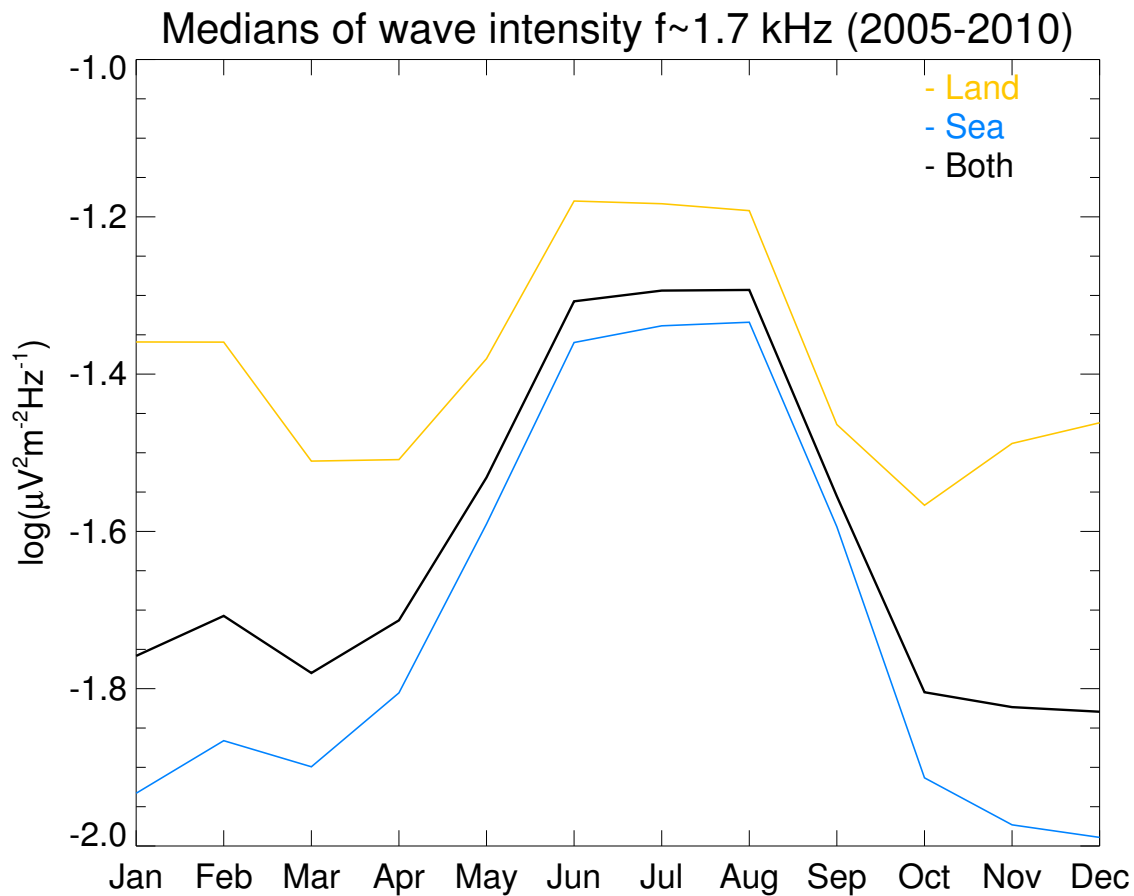


FIGURE 4.28 – Valeur médiane des variations mensuelles de l’intensité des ondes dans une bande de fréquence comprise entre 1620–1740 Hz observées pendant les années 2005–2010.

tances inférieures à 440 km ont été utilisées. Les données recueillies pour une position différente des épicentres des tremblements de terre sont tracées par des lignes de couleurs différentes : épicentres placés au-dessous des terres (jaune), sous la mer (bleu) et les deux positions ensemble (noir), et elles sont normalisées par l’écart-type calculé à partir du nombre de demi-orbitales indépendantes. La densité de probabilité normalisée atteint les minima ($2,2\sigma$ et $2,1\sigma$ respectivement) pendant les mois entre Mars et Août. Pour les tremblements de terre placés au-dessous des terres, le minimum est plus faible ($1,22\sigma$) et se produit dans les mois de Mars à Mai. Le plus grand minimum ($2,7\sigma$) de la densité de probabilité normalisée est pour des tremblements de terre placés au-dessous de la mer et se produit pendant les mois de Juin à Août.

La dépendance saisonnière de la diminution de l’intensité des ondes proches des tremblements de terre a été montrée. Cela peut être relié au fait que pendant les mois de Mars à Août l’activité orageuse est plus élevée. Cette plus grande activité entraîne une occurrence plus élevée des ondes se propageant à l’intérieur du guide d’onde Terre-ionosphère. On observe alors avec une intensité très faible, mais statistiquement évidente, une diminution.

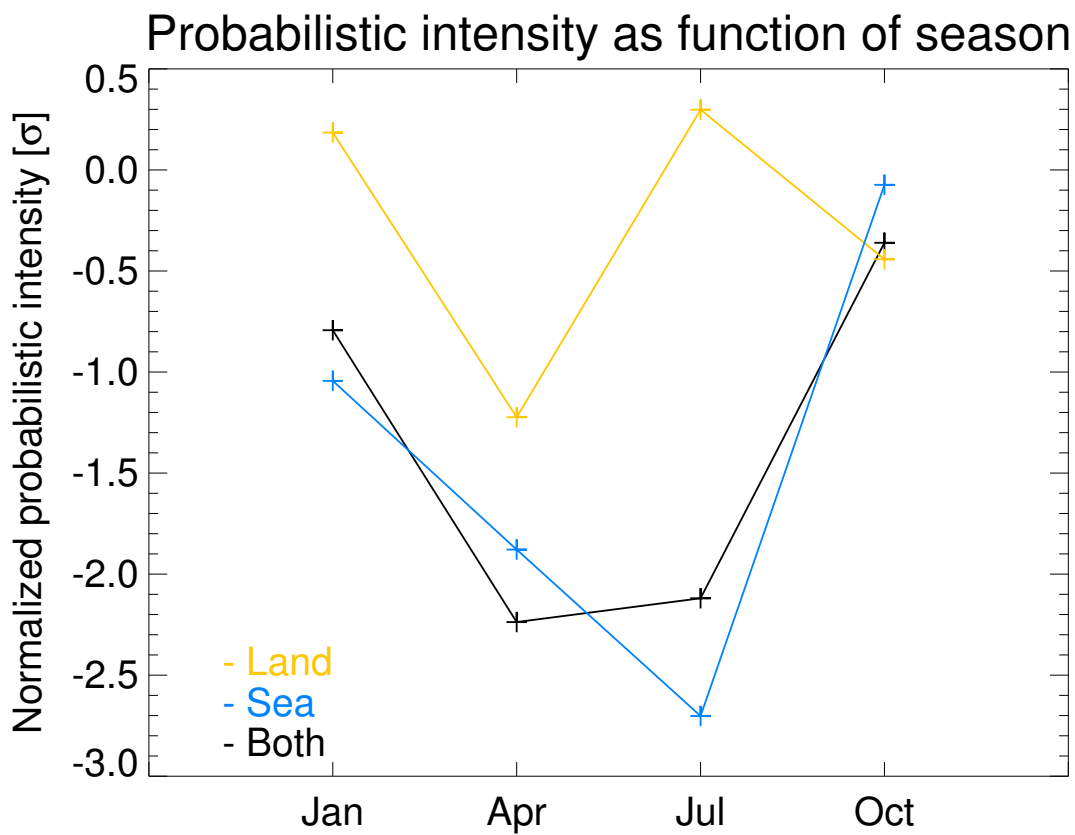


FIGURE 4.29 – Variation saisonnière de la densité de probabilité dans la bande de fréquence comprise entre 1620 - 1740 Hz observée pendant les années 2005–2010.

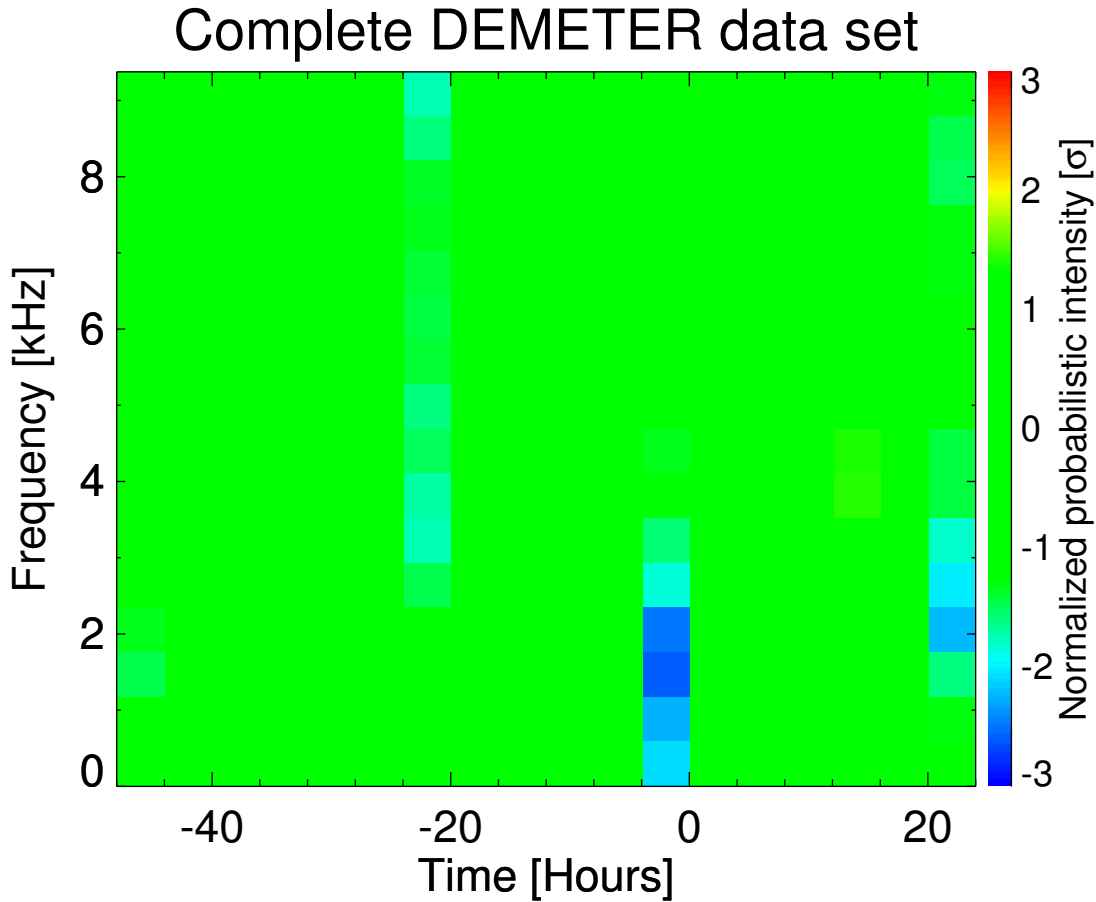


FIGURE 4.30 – Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée obtenu en utilisant des données pour les tremblements de terre avec un profondeur de moins de 33 km.

4.1.11 Dépendance en fonction des autres paramètres

Pour mieux comprendre les phénomènes observés une analyse des dépendances possibles avec d'autres paramètres a été effectuée. Dans un premier temps, les tremblements de terre ont été divisés en deux groupes en fonction de la profondeur de leurs hypocentres. Afin d'avoir deux ensembles de données presque identiques, un seuil de 33 km a été choisi. Les figures 4.30 et 4.31 présentent les spectrogrammes temps-fréquence de la densité de probabilité normalisée pour les séismes de magnitude supérieure ou égale à 5,0 et deux profondeurs d'épicentres (<33 km ; ≥ 33 km). Les 8 valeurs les plus proches de l'épicentre ont été sélectionnées pour chaque demi-orbite. L'écart-type pour la normalisation a été estimé à partir du nombre d'orbites indépendantes.

Ces analyses montrent que l'effet est plus fort pour les tremblements de terre avec une plus faible profondeur (<33 km). Les résultats pour les profondeurs de moins de 33 km montrent un effet plus fort au niveau de $\sim 2.6\sigma$ comparé avec $\sim 1.5\sigma$ pour les tremblements de terre avec une profondeur plus grande. Le résultat peut être biaisé par le fait que, quand il est difficile d'estimer la profondeur d'un hypocentre, une valeur égale à 10 km est fixée.

Les figures 4.32 et 4.33 montrent les spectrogrammes temps-fréquence de la densité de probabilité normalisée pour les données dont la distance est de 440 km entre l'épicentre et la projection

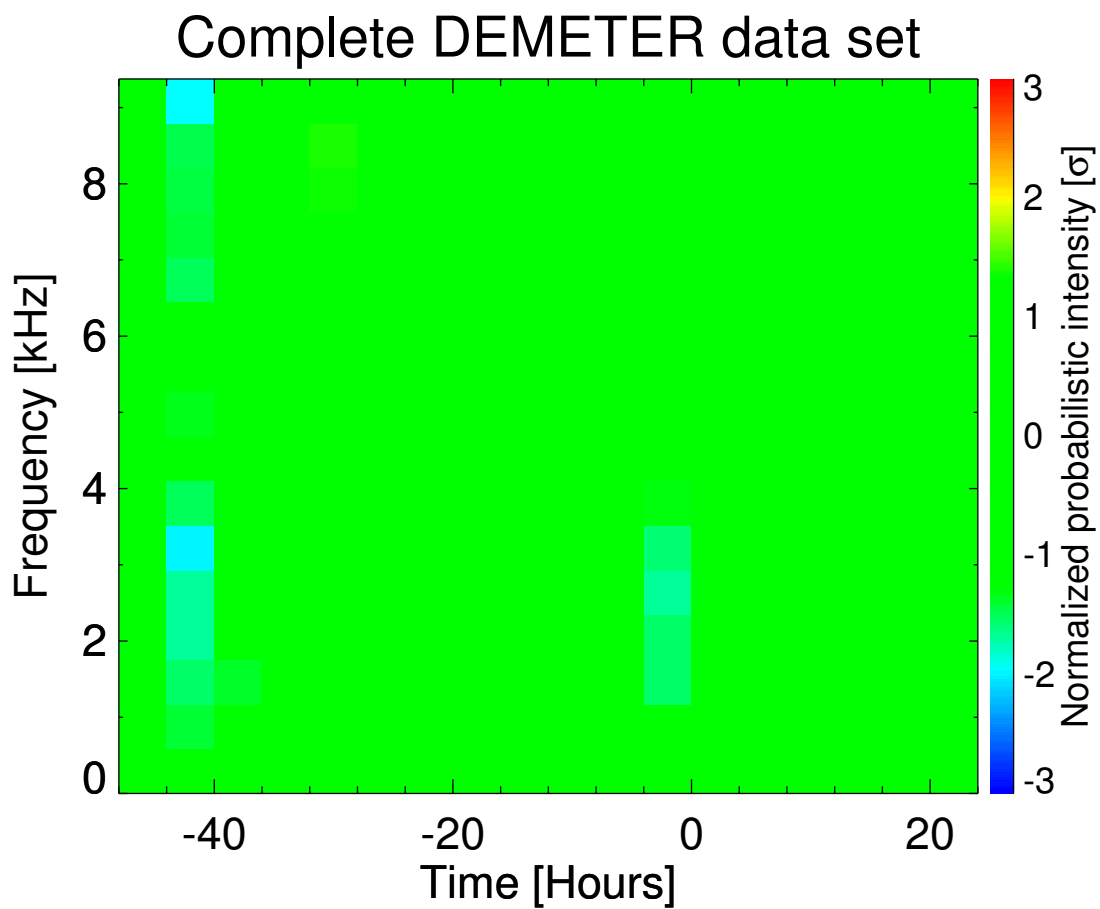


FIGURE 4.31 – Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée obtenu en utilisant des données pour les tremblements de terre avec un profondeur supérieure ou égale à 33 km.

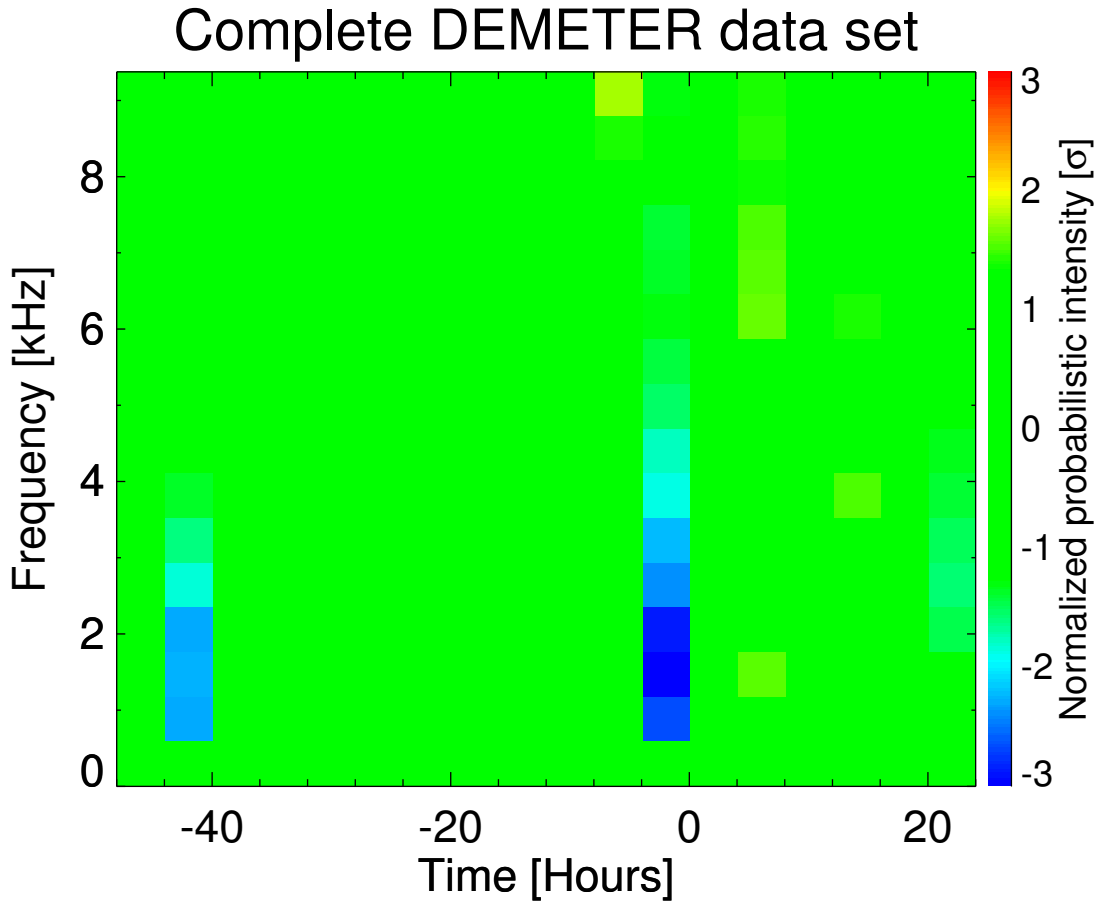


FIGURE 4.32 – Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée obtenu en utilisant les données pour des tremblements de terre avec des positions en dessous de la mer.

du satellite sur la terre, et pour les séismes de magnitude supérieure ou égale à 5,0. Les données sont divisées en deux groupes en fonction de la position des tremblements de terre en dessous de la mer et sur la terre. La dépendance à l'égard de la position de l'épicentre montre une grande différence entre la position des épicentres sous la mer et sur la terre. L'effet de la diminution des ondes montre un effet plus fort au niveau de $\sim 3.8\sigma$ pour les tremblements de terre sous la mer comparé avec $\sim 0.7\sigma$ pour les tremblements de terre sur la terre. Cette dépendance peut être expliquée par la faible atténuation des ondes TBF, qui se propagent dans le guide d'ondes Terre-ionosphère au-dessus de la mer (voir par exemple *Meyer et al.*, 2011).

Les figures 4.34 et 4.35 supportent notre explication concernant les ondes TBF qui sont dues aux orages atmosphériques. Elles montrent une dépendance avec la latitude géographique. Le résultat pour des latitudes géographiques supérieures à 24 degrés dans la figure 4.35 montre un effet avec un niveau supérieur à 3σ . Le résultat pour des données avec des latitudes géographiques inférieures ou égales à 24 degrés (fig. 4.35) montre un effet avec un niveau inférieur à 2σ . C'est en accord avec les résultats de *Němec et al.* (2010). Ils ont montré qu'une plus forte activité des ondes liées aux orages peut être observée à bord du satellite pour des latitudes plus élevées.

Finalement, nous avons testé une éventuelle dépendance des magnitudes sur l'effet. L'ensemble de données des tremblements de terre avec des magnitudes supérieures ou égales à 4,8 a été utilisé. Les tremblements de terre ont été divisés en trois groupes en fonction de leurs magnitudes

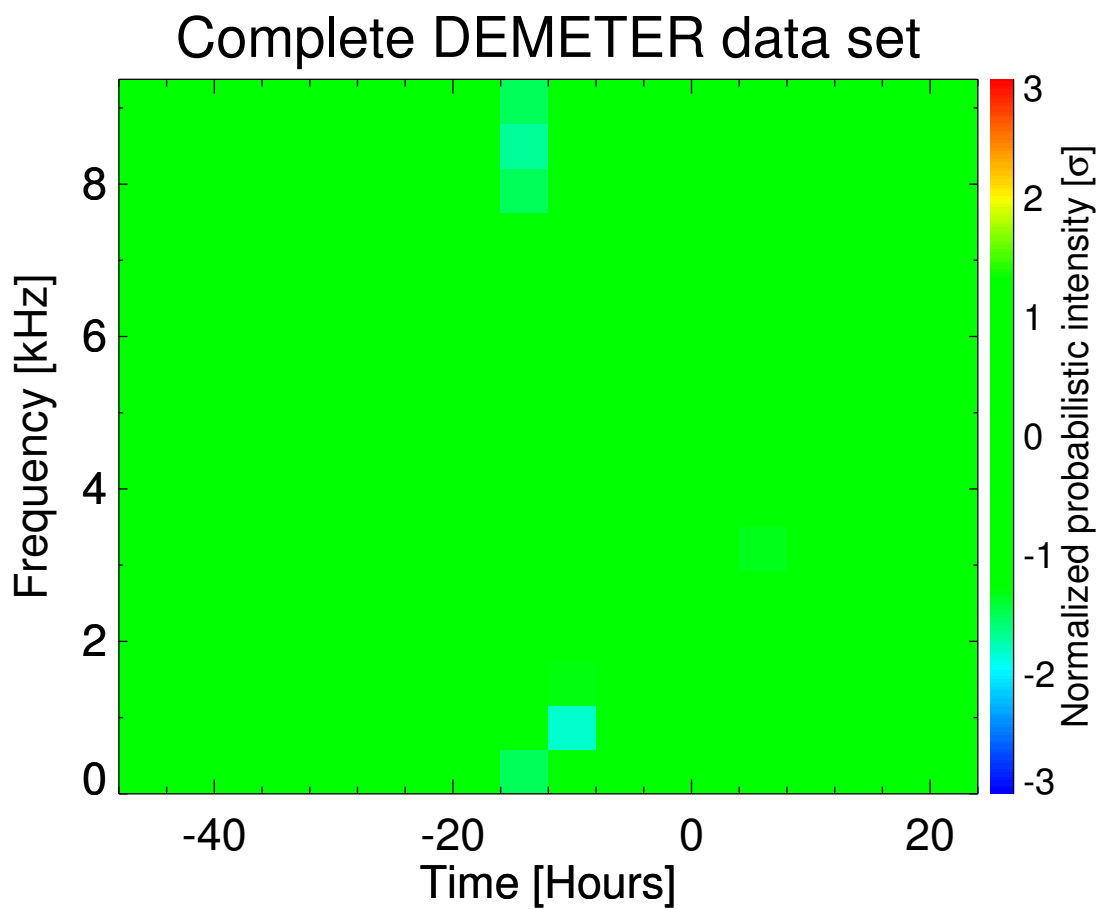


FIGURE 4.33 – Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée obtenu en utilisant les données pour des tremblements de terre avec des positions sur la terre.

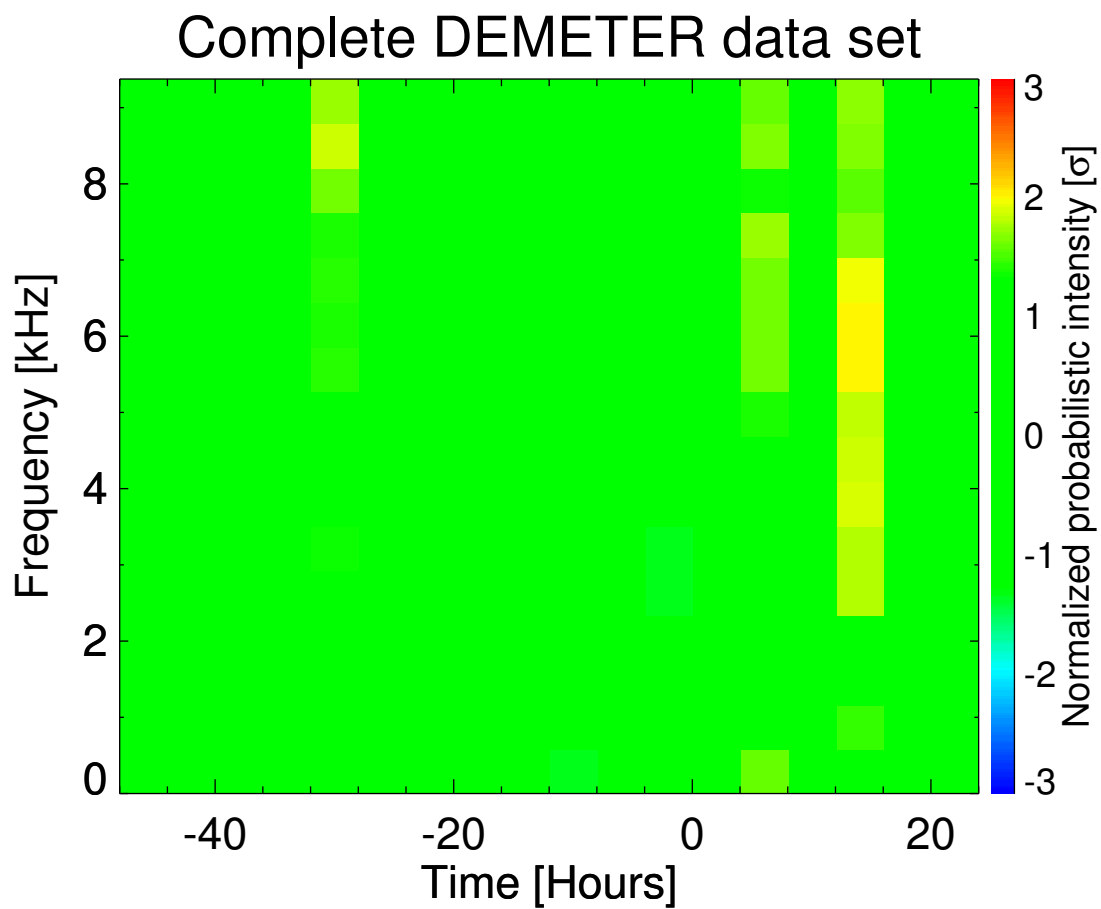


FIGURE 4.34 – Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée obtenu en utilisant les données de tremblements de terre avec une magnitude supérieure ou égale à 5,0. Les données mesurées avec des positions de latitudes géographiques inférieures ou égales à 24 degrés ont été utilisées.

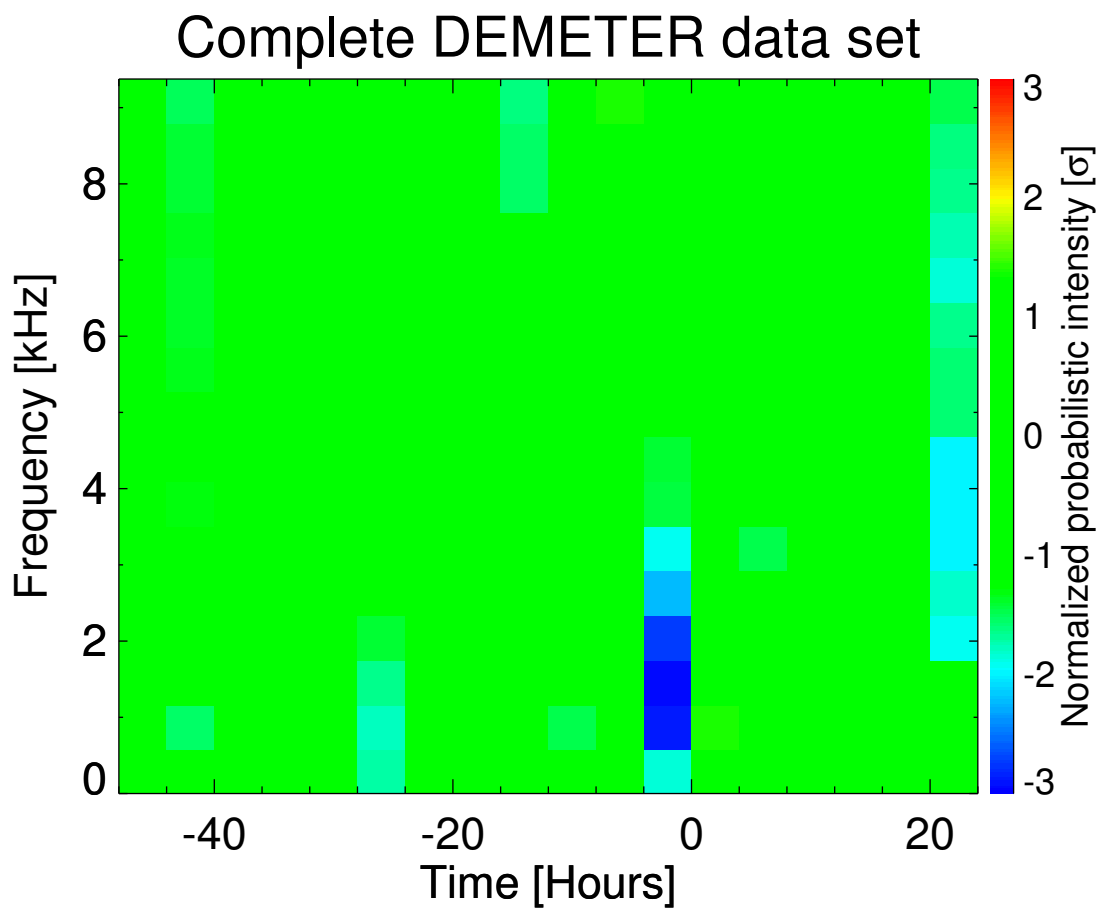


FIGURE 4.35 – Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée obtenu en utilisant les données de tremblements de terre avec une magnitude supérieure ou égale à 5,0. Les données mesurées avec des positions de latitudes géographiques supérieures à 24 degrés ont été utilisées.

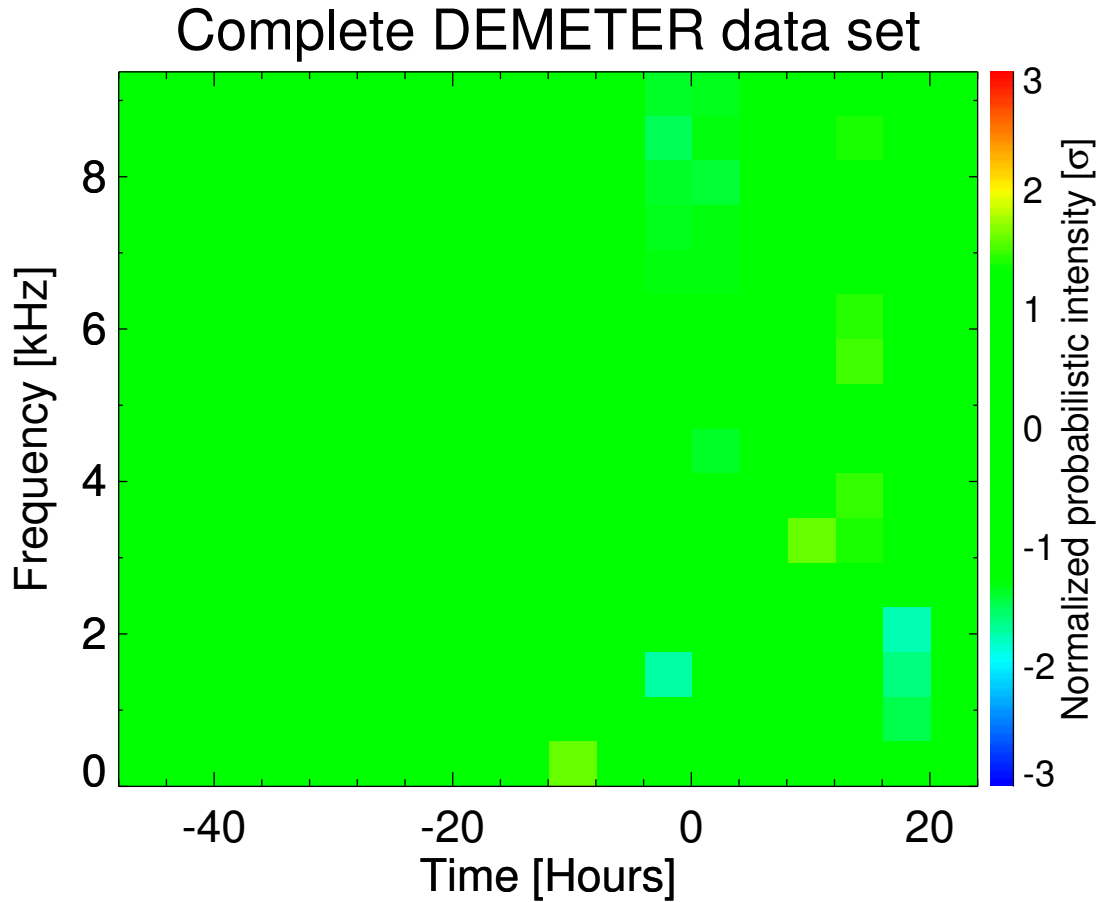


FIGURE 4.36 – Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée obtenu en utilisant les données de tremblements de terre placés sous la mer, avec une magnitude entre 4,8 à 4,9.

($4,8 \div 4,9$; $5,0 \div 5,1$; $> 5,1$). Les figures 4.36, 4.37, 4.38 représentent les spectrogrammes fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée dans les conditions données.

Une corrélation entre l'intensité de l'effet et la magnitude des tremblements de terre n'a pas été observée. L'effet statistique n'est pas plus fort pour les tremblements de terre ayant une plus grande magnitude. Une explication possible est basée sur la distribution des tremblements de terre survenus dans le temps et la saison pour de faibles effets (ligne rouge). Cette explication n'est pas confirmée par la figure 4.39. Elle montre que l'occurrence relative des tremblements de terre avec des conditions pour observer un effet plus fort (ligne bleue ; latitudes plus élevées, saison d'été, épicentres sous la mer) est presque la même ($\sim 20\%$) pour toutes les magnitudes (ligne noire). Mais, on peut voir que le nombre d'événements diminue rapidement avec la magnitude.

4.1.12 Conclusion

Nous avons étudié la diminution précédemment rapporté de l'intensité des ondes électromagnétiques à la fréquence d'environ 1,7 kHz observées dans le voisinage des tremblements de terre imminents (*Němec et al.*, 2008, 2009). En utilisant un ensemble beaucoup plus grand de données couvrant $\sim 6,5$ années de mesure, nous avons confirmé que durant la nuit, il y a une diminution très faible, mais statistiquement significative de l'intensité des ondes observées

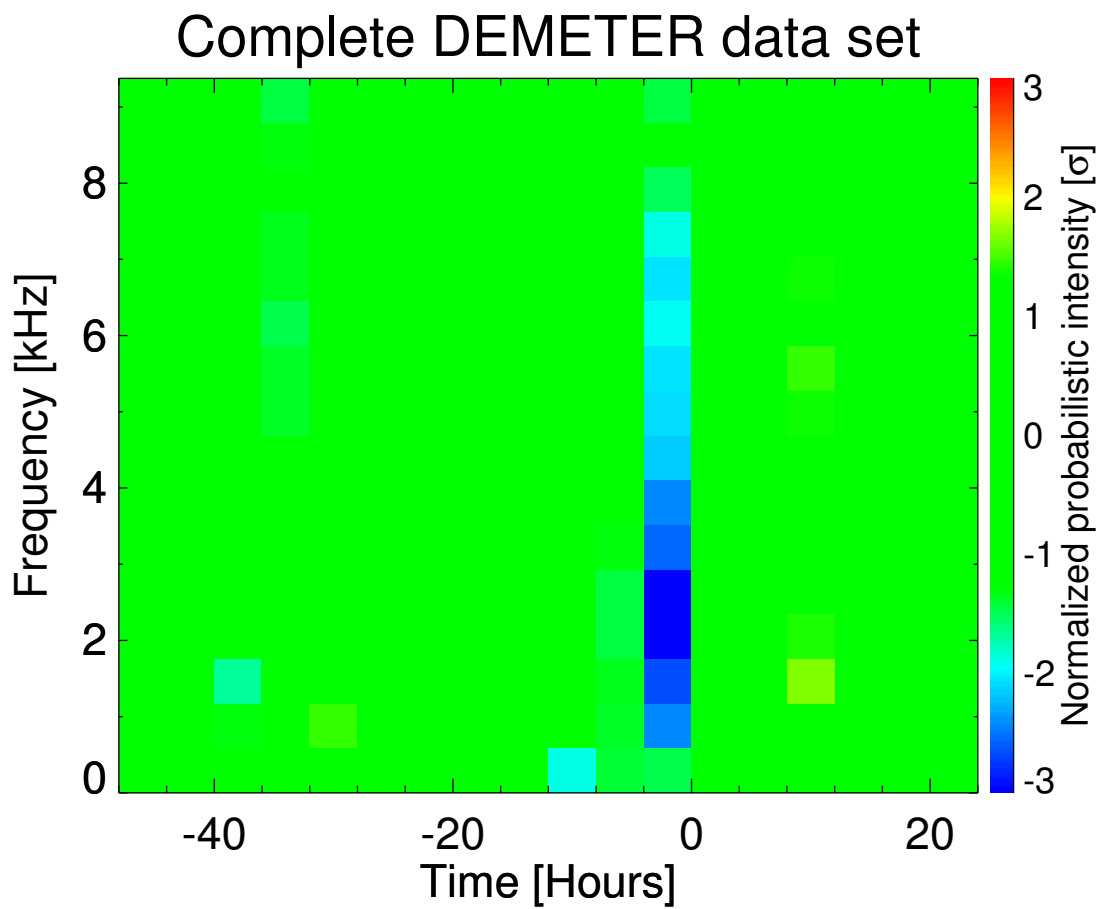


FIGURE 4.37 – Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée obtenu en utilisant les données de tremblements de terre placés sous la mer, avec une magnitude entre 5,0 à 5,1.

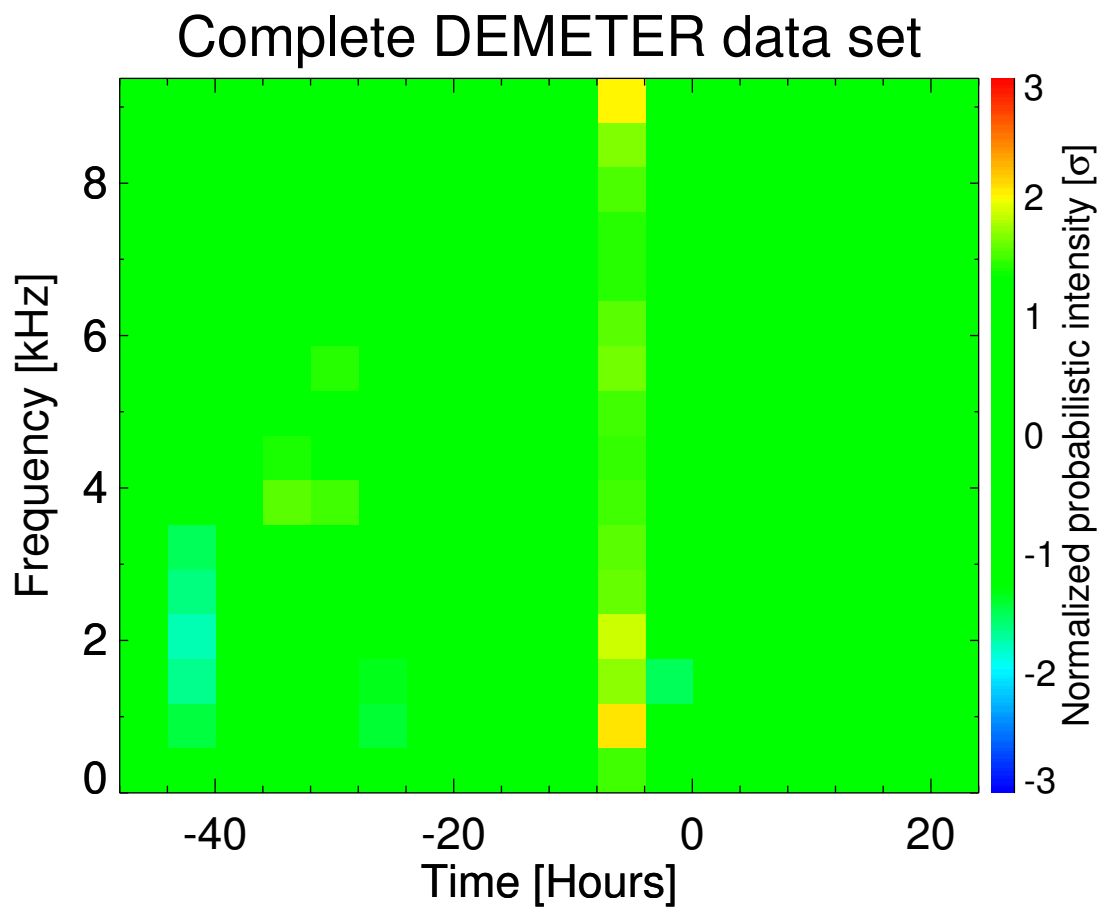


FIGURE 4.38 – Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité normalisée obtenu en utilisant les données des tremblements de terre placés sous la mer, avec une magnitude supérieure à 5,1.

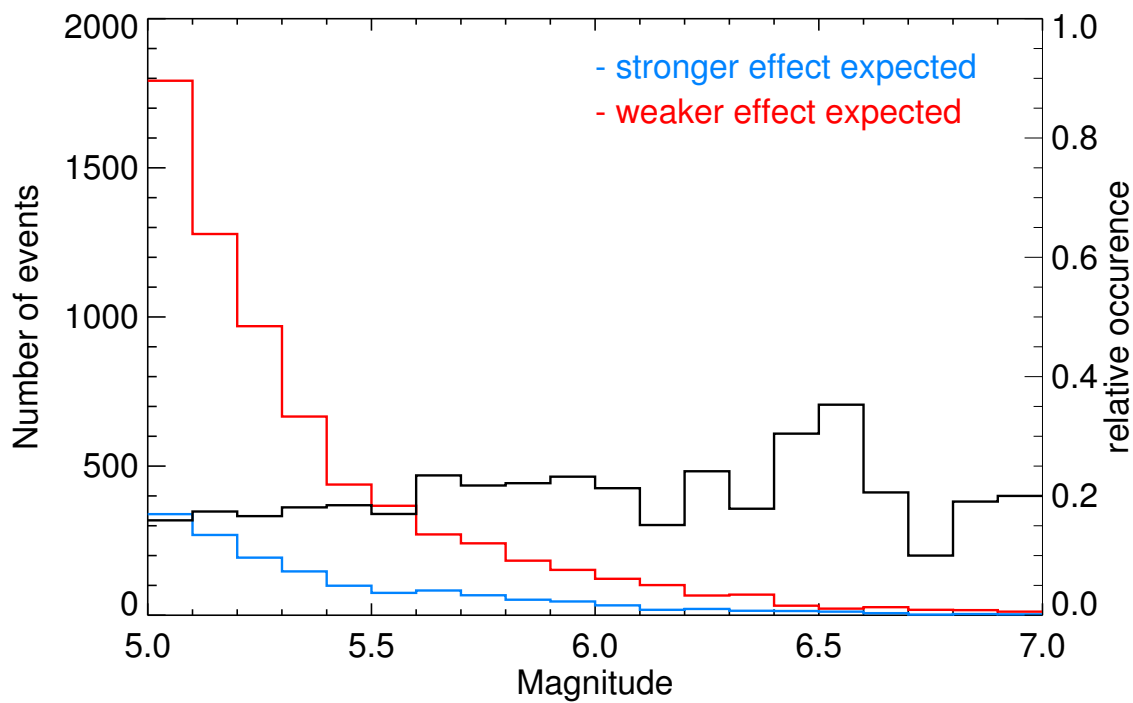


FIGURE 4.39 – Dépendance du nombre des tremblements de terre pendant des conditions pour l'effet plus fort (ligne bleue) et plus faible (ligne rouge) avec la magnitude. La ligne noire montre l'occurrence relative des cas "positifs" par rapport au nombre total de cas.

par le satellite près des tremblements de terre de magnitude $\geq 5,0$, et avant (0 - 4 heures) les principaux chocs (voir *Píša et al.*, 2012). Deux tests statistiques sur la possibilité d'une occurrence aléatoire ont été faits. Ils montrent que les résultats ne sont pas aléatoires et qu'ils sont statistiquement significatifs.

L'effet est plus fort :

- pendant la saison où l'activité orageuse est plus élevée (Mars-Septembre)
- pour des positions avec des latitudes géographiques plus élevées
- pour des tremblements de terre avec des épicentres sous la mer
- pour des tremblements de terre avec une faible profondeur

Tous ces résultats sont en accord avec l'explication suggérée par *Harrison et al.* (2010) sur la base de la modification des propriétés du guide d'ondes Terre-ionosphère. Cette explication est supportée par les dépendances avec la saison et la position (latitudes géographiques plus élevées). Elle est en accord avec le calcul numérique qui montre une possible augmentation de la conductivité de l'ionosphère au-dessus des tremblements de terre à venir. Malheureusement aucun exemple d'atténuation d'un certain type d'ondes (par exemple 0+ whistlers) n'a pu être visuellement détecté. Peut-être parce que cet effet est très faible (~ 2 dB) comparé aux variations habituelles de l'activité de fond ($\pm 7,5$ dB). On peut voir qu'un grand nombre de données (~ 1000 ; voir fig. 4.19) doit être utilisé pour avoir une signification statistique ($> 2\sigma$). Par conséquent, il est très difficile d'observer cet effet directement sur des cas particuliers. Néanmoins le spectre moyenné (~ 2000 spectres de 58 événements) a montré un décalage de la fréquence de l'intensité des ondes minimale peut expliquer nos observations. A cause de ces problèmes, cette méthode ne peut pas être considérée comme un précurseur à court terme des tremblements de terre. Cette étude montre un phénomène observé à proximité des tremblements de terre imminents. Elle est en accord avec les résultats et les explications déjà publiés.

Chapitre 5

Conclusion générale

Dans cette thèse nous avons présenté des résultats concernant l'étude des effets ionosphériques connectés à l'activité sismique. Les données mesurées par le satellite DEMETER (Chap. 2) en orbite basse ont été utilisées. Deux approches possibles ont été effectuées : une étude de cas d'un tremblement de terre puissant au Chili (Chap. 3), et une étude statistique sur l'ensemble des mesures satellitaires (Chap. 4). La plupart des résultats ont été publiés dans des journaux scientifiques, et ces papiers se trouvent en Annexe D.

Dans une première partie les résultats de la variation de la densité du plasma concernant un événement au Chili (27 Février, 2012) sont présentés. L'étude systématique de plus de 4 années de mesures a montré qu'une telle augmentation de la densité du plasma est seulement observée quelques jours avant ce puissant tremblement de terre au Chili. Pour ce cas, l'activité magnétique et l'activité solaire sont restées très faibles car on était dans une partie basse exceptionnellement longue d'un cycle solaire. En ce qui concerne cet événement au Chili, l'observation d'une augmentation de densité 10-20 jours avant pourrait être attribuée à son exceptionnelle magnitude. Si l'on considère l'état actuel de notre compréhension des perturbations observées en tant que précurseurs possibles de l'activité sismique, les incertitudes sur la position prédite et sur la magnitude des futurs tremblements de terre sont très grandes.

Dans une deuxième partie on présente l'étude statistique des ondes TBF observées pendant toute la mission du satellite. Nous avons étudié la diminution précédemment rapportée de l'intensité des ondes électromagnétiques à la fréquence d'environ 1,7 kHz observés au voisinage de tremblements de terre imminents. Nous avons utilisé la méthode des époques superposées. Les données mesurées autour de presque 12000 tremblements de terre ont été comparées avec la variation globale de l'intensité des ondes. Dans une première étape les résultats utilisant les mêmes paramètres que l'étude précédente de *Němec et al.* (2008) ont été vérifiés pour toutes les données de la mission. Ensuite, des tests statistiques ont été faits pour voir si ces résultats ne sont pas aléatoires. Ils montrent que les résultats sont statistiquement significatifs. Après nous avons introduit de nouveaux paramètres sur les positions et la saison des tremblements de terre.

Les nouveaux résultats obtenus montrent que :

- La corrélation entre l'intensité des ondes électromagnétiques TBF dans l'ionosphère et l'activité sismique a été confirmée en analysant toutes les données disponibles de la mission DEMETER.

-
- L'effet est observé seulement pendant la nuit, quand l'activité dans l'ionosphère est plus calme.
 - L'intensité des ondes électromagnétiques autour de la fréquence 1,7 kHz est plus faible peu avant (0–4 heures) les chocs principaux. Les dimensions spatiales de la région affectée sont de quelques centaines de kilomètres.
 - L'effet est plus fort pour les tremblements de terre moins profonds. Aucun effet n'a été observé pour les tremblements de terre très profonds (≥ 33 km).
 - L'effet est plus fort pendant la saison des orages (Mars–Août)
 - L'effet est plus fort pour des tremblements de terre avec des hypocentres sous la mer.
 - L'effet est plus fort pour des positions avec des latitudes géographiques plus élevées.

Ces résultats peuvent être expliqués sur la base de la modification des propriétés du guide d'ondes Terre-ionosphère. La modification de ce guide d'ondes peut changer la propagation des ondes générées par les éclairs, qui pénètrent depuis des latitudes plus élevées jusqu'à l'orbite du satellite (~ 660 km). Cette explication est supportée par les dépendances sur la saison (Mars–Août) et sur la position (des latitudes géographiques plus élevées). Malheureusement aucun exemple d'atténuation de ce type d'ondes n'a pu être détecté visuellement. Il est important de noter que cet effet est très faible par rapport aux variations habituelles de l'activité globale, et par conséquent il est très difficile de l'observer directement pour des cas particuliers. Un grand nombre de données est aussi nécessaire pour obtenir une signification statistique. Cette méthode ne peut pas être considérée comme un précurseur à court terme des tremblements de terre imminents. Cette étude montre un phénomène observé à proximité des tremblements de terre, qui peut contribuer à une meilleure compréhension de ces événements dévastateurs, et qui peut être utilisé dans des travaux futurs.

La recherche d'effets électromagnétiques observés par un satellite passant au-dessus de séismes est un domaine relativement nouveau. L'existence de tels effets et de leurs observations sont encore l'occasion de débats. Afin de permettre l'identification claire des phénomènes observés, les études futures devront utiliser un ensemble de données multi-instruments, et aussi des modèles pour simuler les résultats obtenus. Il sera ainsi plus facile d'exclure d'autres sources possibles de perturbations dans l'ionosphère. Il est également clair qu'il est nécessaire d'utiliser plus d'une méthode pour la vérification des résultats. Aussi, un examen d'autres paramètres comme les caractéristiques des chocs doit être entrepris. Ces constatations doivent aussi pouvoir aider pour la construction de modèles physiques et l'identification de ces phénomènes d'une manière plus précise.

Annexe A

Exemples de données biaisées et corrompues

Dans cette annexe nous présentons plusieurs exemples de données biaisées et corrompues. La premier groupe concerne des événements SETI. La liste et la description peuvent être trouvées sur le site du laboratoire LPC2E (<ftp://lpc2e.cnrs-orleans.fr/projects/demeter/pub/SETI/>). Ces événements ont été classés suivant leurs signatures en quatre groupes :

- Interférences provenant de la Sonde de Langmuir
- Raies monochromatiques
- Bruits diffus
- Autres

Ci-dessous, on peut voir une carte montrant le lieu d'observation de ces événements.

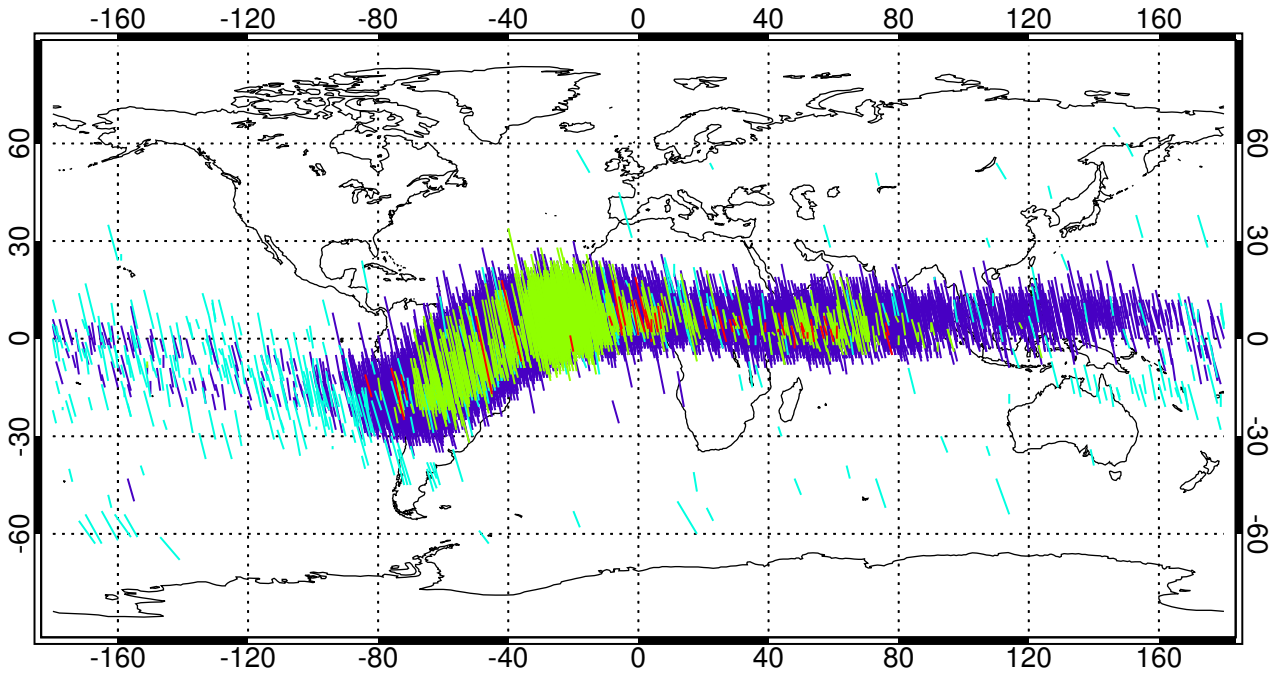


FIGURE A.1 – Parties de demi-orbites qui ont été marquées comme corrompues par des raies monochromatique (bleu), des interférences dues à la Sonde de Langmuir (bleu pâle), des bruits diffus (vert) et autres (rouge). Ces mesures concernent toute la mission pour des demi-orbites de nuit.

A.1 Les événements SEU

Le dernier grand groupe de données corrompues concernent les évènements de type SEU. Dans cette section on peut voir deux exemples de la corruption de données par un SEU qui affecte aussi le calcul des spectrogrammes TBF. Une explication plus détaillée est donnée dans la section 4.4.1 et la liste des intervalles de temps corrompus est sur le site de DEMETER (<http://demeter.cnrs-orleans.fr>).

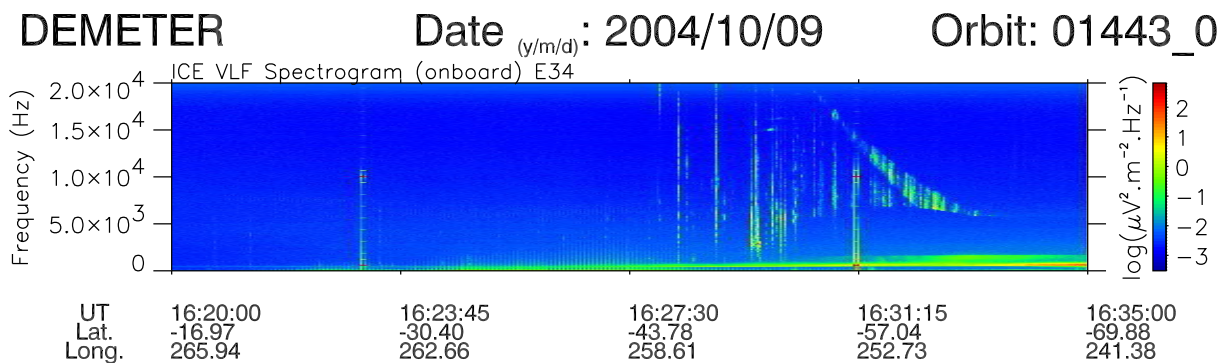
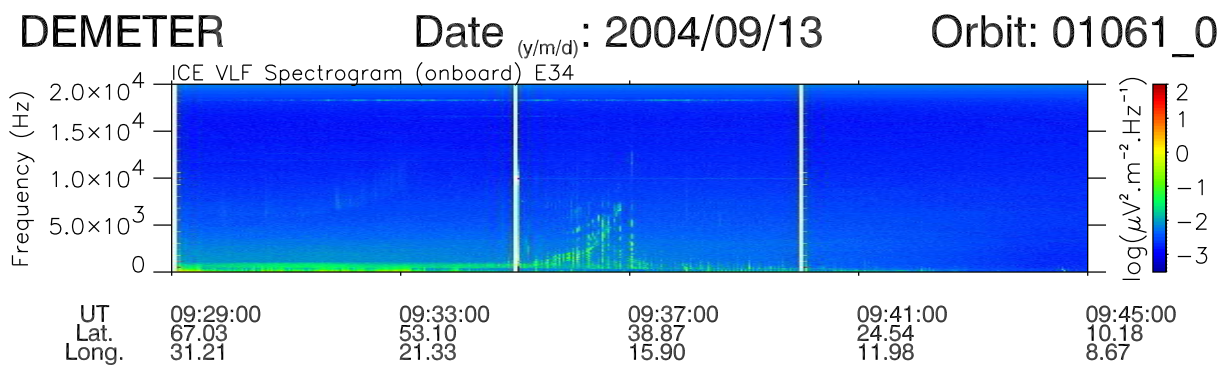
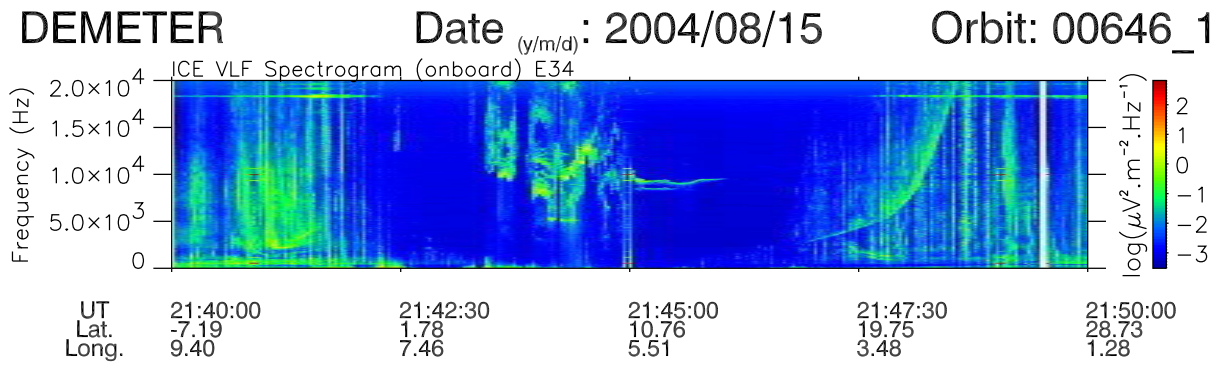
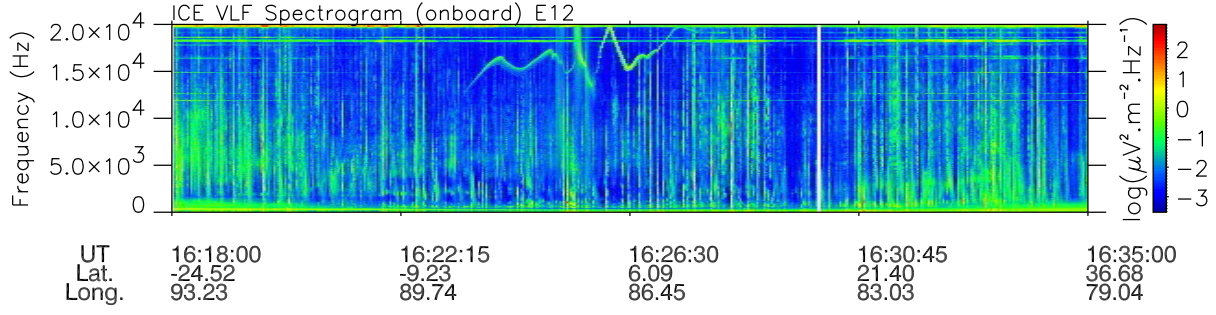
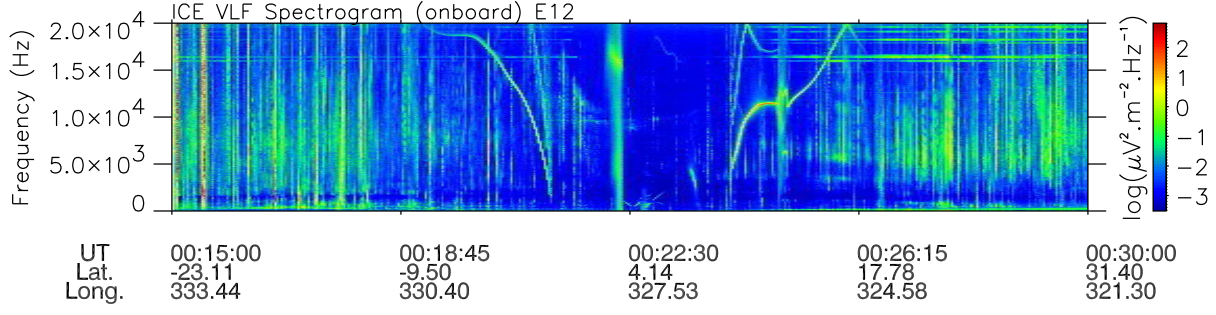


FIGURE A.2 – Exemples de données corrompues par «des interférences provenant de la sonde de Langmuir».

DEMETER Date (y/m/d) : 2005/12/03 Orbit: 07556_1



DEMETER Date (y/m/d) : 2007/03/30 Orbit: 14623_1



DEMETER Date (y/m/d) : 2010/07/29 Orbit: 32502_1

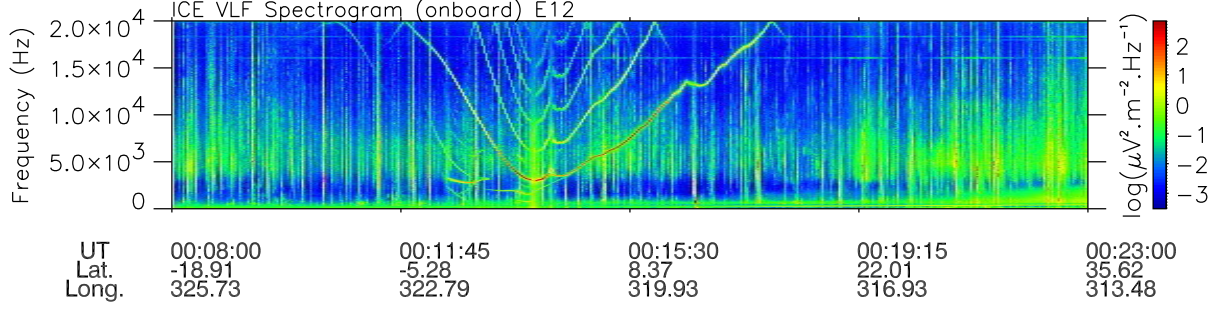


FIGURE A.3 – Exemples de données corrompues par «des raies monochromatiques».

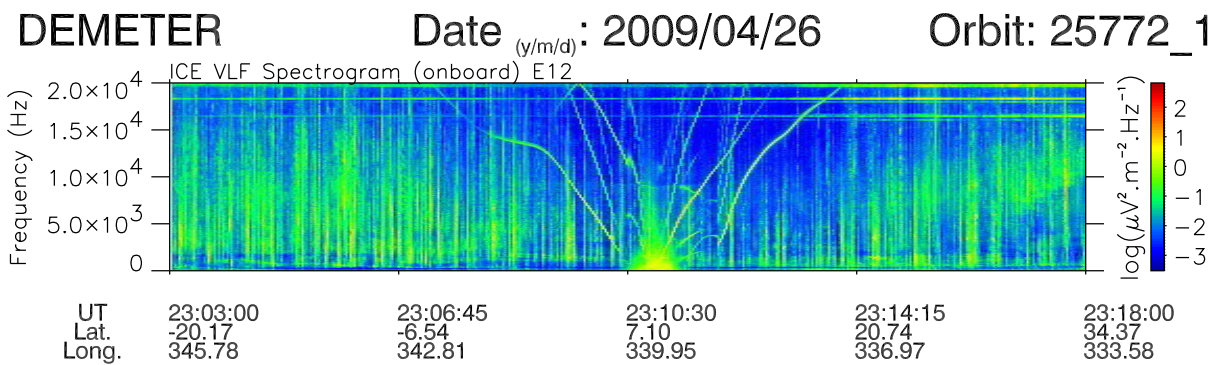
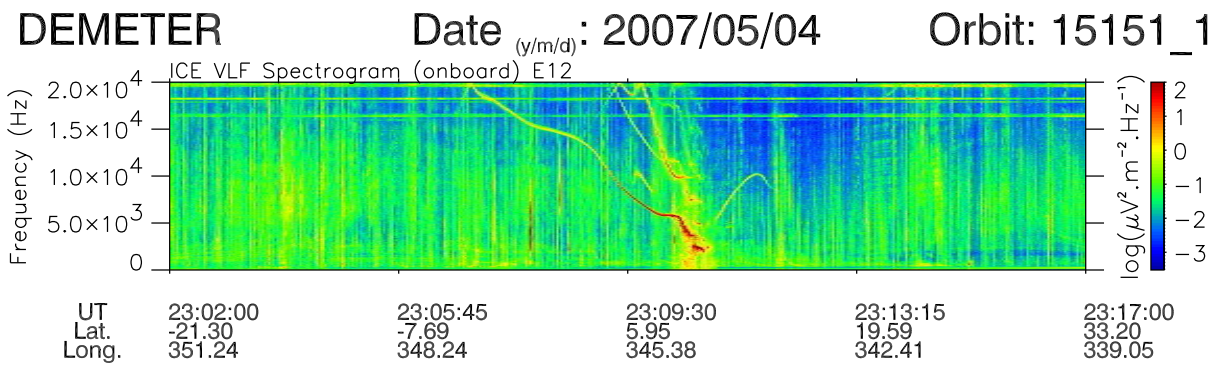
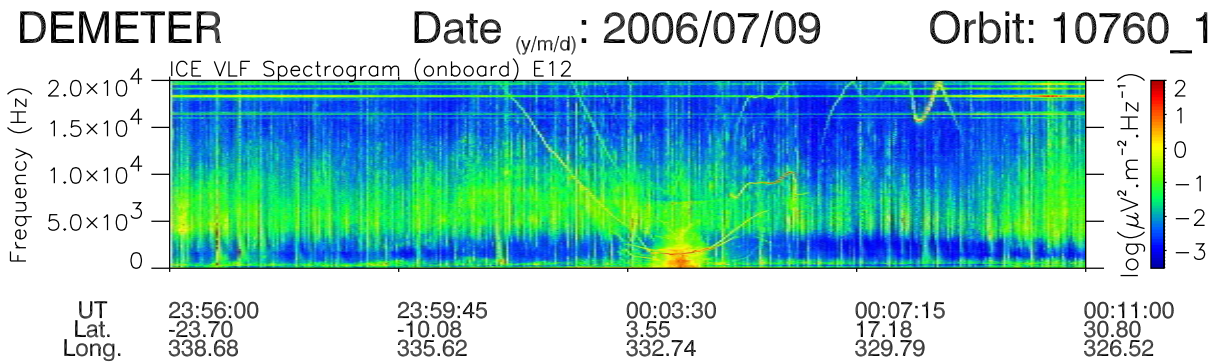
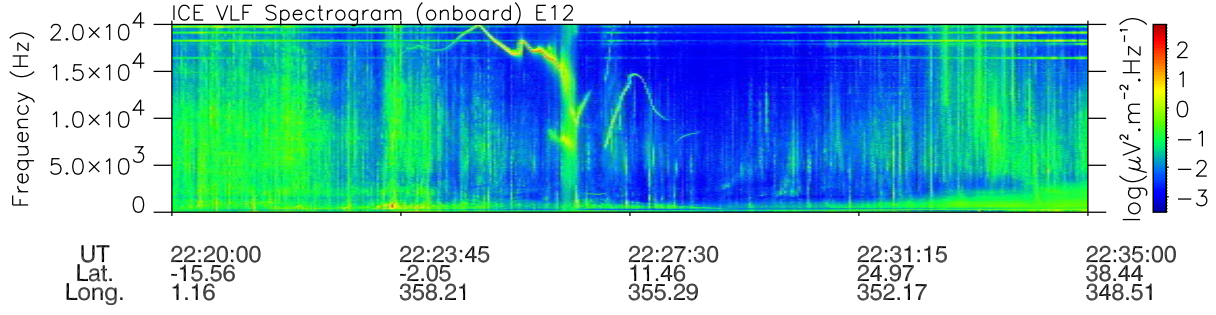
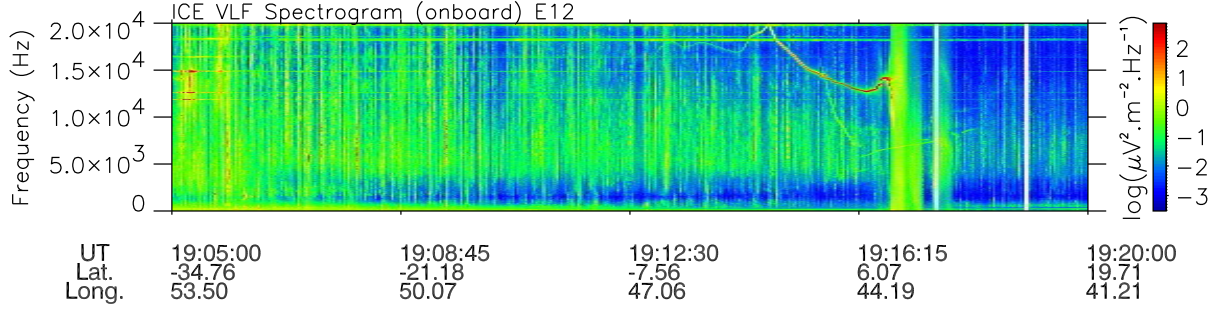


FIGURE A.4 – Exemples de données biaisées par «des bruits diffus».

DEMETER Date (y/m/d) : 2005/06/16 Orbit: 05084_1



DEMETER Date (y/m/d) : 2006/07/06 Orbit: 10713_1



DEMETER Date (y/m/d) : 2007/02/01 Orbit: 13797_1

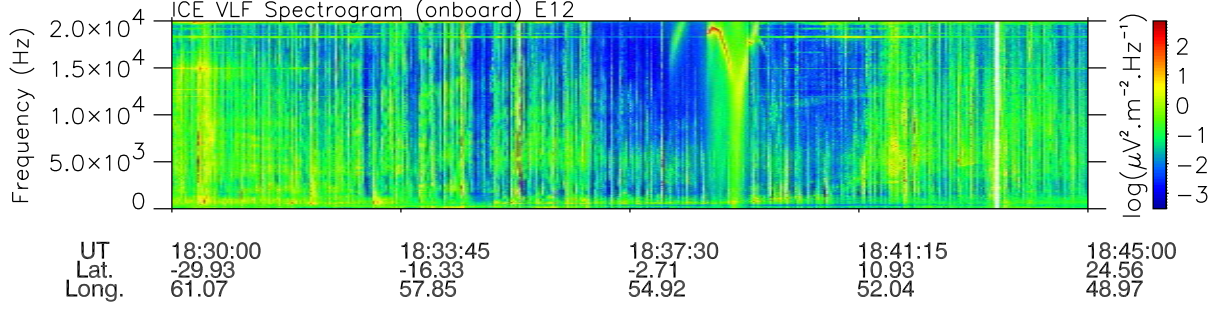


FIGURE A.5 – Exemples de données biaisées par des événements classifiés comme «Autres».

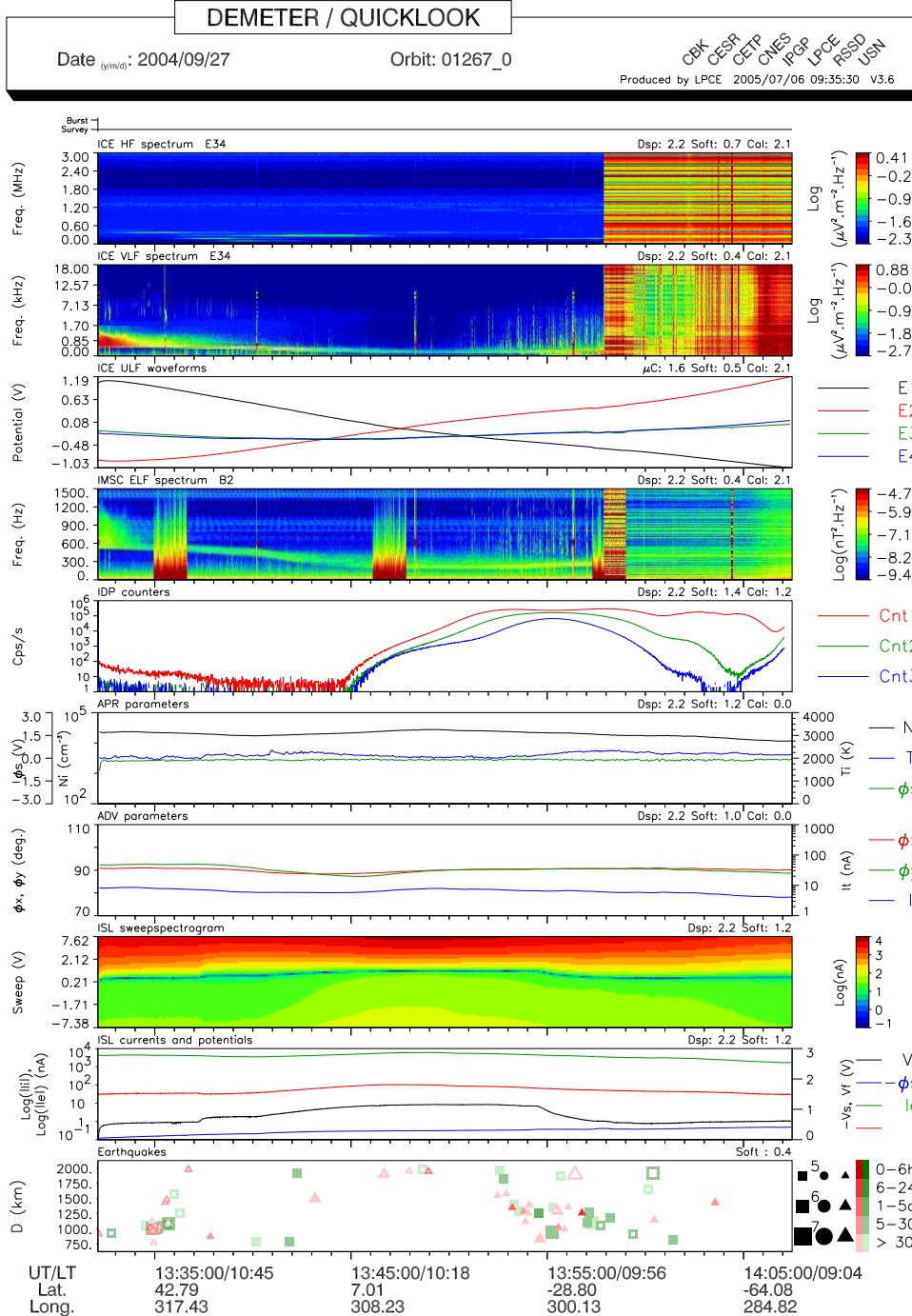


FIGURE A.6 – Quick look de la demi-orbite no. 1267.0 quand on a enregistré un événement de type «SEU». Après 13 :57 :45 UT toutes les données sont corrompues.

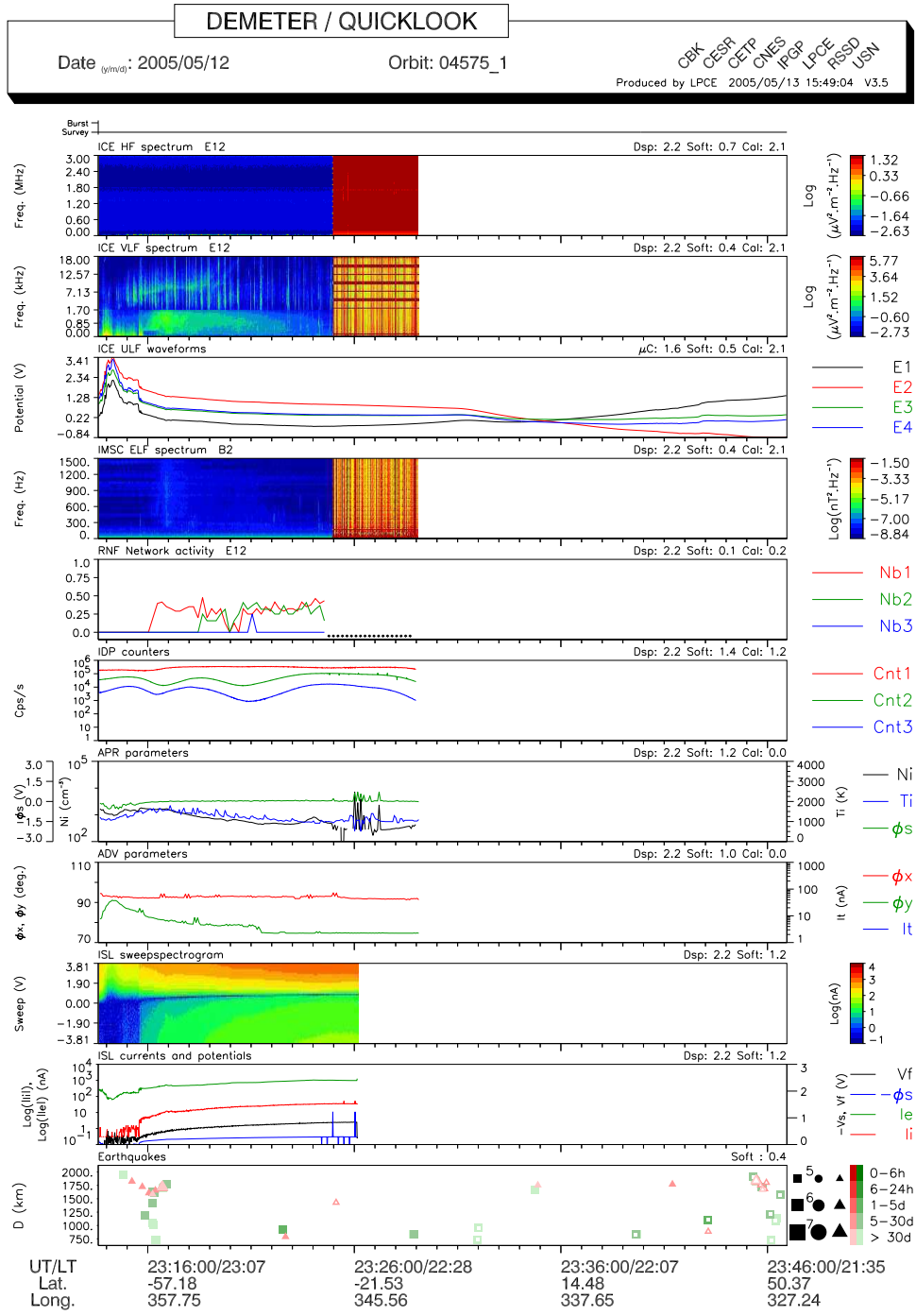


FIGURE A.7 – Quick look de la demi-orbite no. 4575.1 quand on a enregistré un événement de type «SEU». Après 23 :25 :00 UT toutes les données sont corrompues.

Annexe B

Autres exemples sur l'analyse statistique au Chili

Pour montrer la variation inhabituelle de la densité des ions du plasma dans le voisinage du tremblement de terre au Chili, trois figures couvrant différentes longitudes géographiques ont été faites. La densité des ions ionosphériques a une forte dépendance en latitude. Par conséquent, une analyse identique à celle présentée dans le chapitre 3 a été faite pour trois positions avec une latitude géographique fixe ($35,85^{\circ}\text{S}$) et avec une longitude géographique ($11^{\circ}\div 31^{\circ}$; $101^{\circ}\div 111^{\circ}$, $191^{\circ}\div 211^{\circ}$) couvrant ainsi une partie différente du globe.

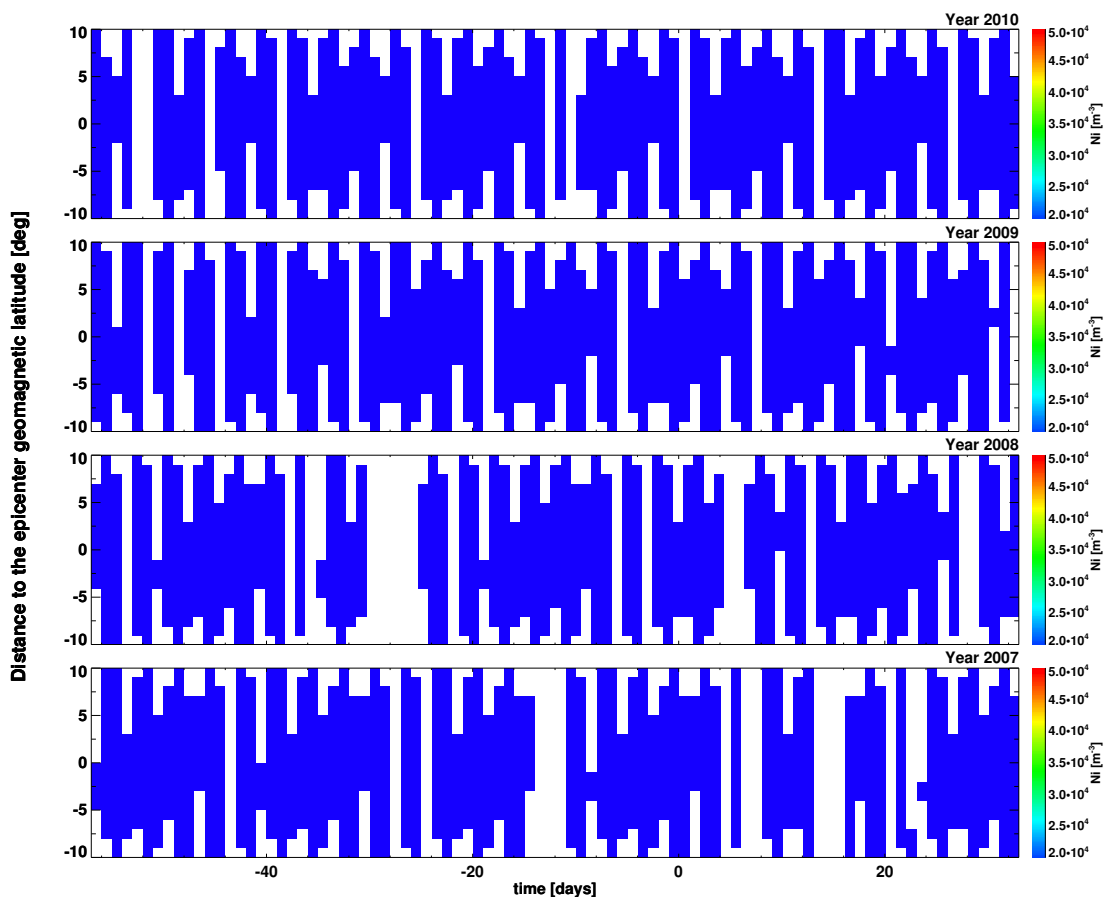


FIGURE B.1 – Représentation des données de la densité des ions enregistrées pendant 4 ans au voisinage du point $(35,85^{\circ}\text{S};20,50^{\circ}\text{W})$. Chaque panneau est relatif à une année et représente la densité du plasma pour chaque jour à partir du 1er Janvier jusqu'au 31 Mars. Le jour 0 sur l'axe x correspond au 27 Février de chaque année (le jour du choc principal est en 2010). Le 0 en latitude sur l'axe y correspond à la latitude de l'épicentre $(35,85^{\circ}\text{S})$. Seules les données qui sont à une distance inférieure à 10° (~ 1100 km) de l'épicentre sont présentées. La valeur de la densité est codée en couleur selon les échelles de couleurs sur la droite. Ces échelles de couleurs sont identiques pour toutes les années. La couleur de fond bleu foncé correspond à des valeurs qui sont principalement autour de 3000 cm^{-3} .

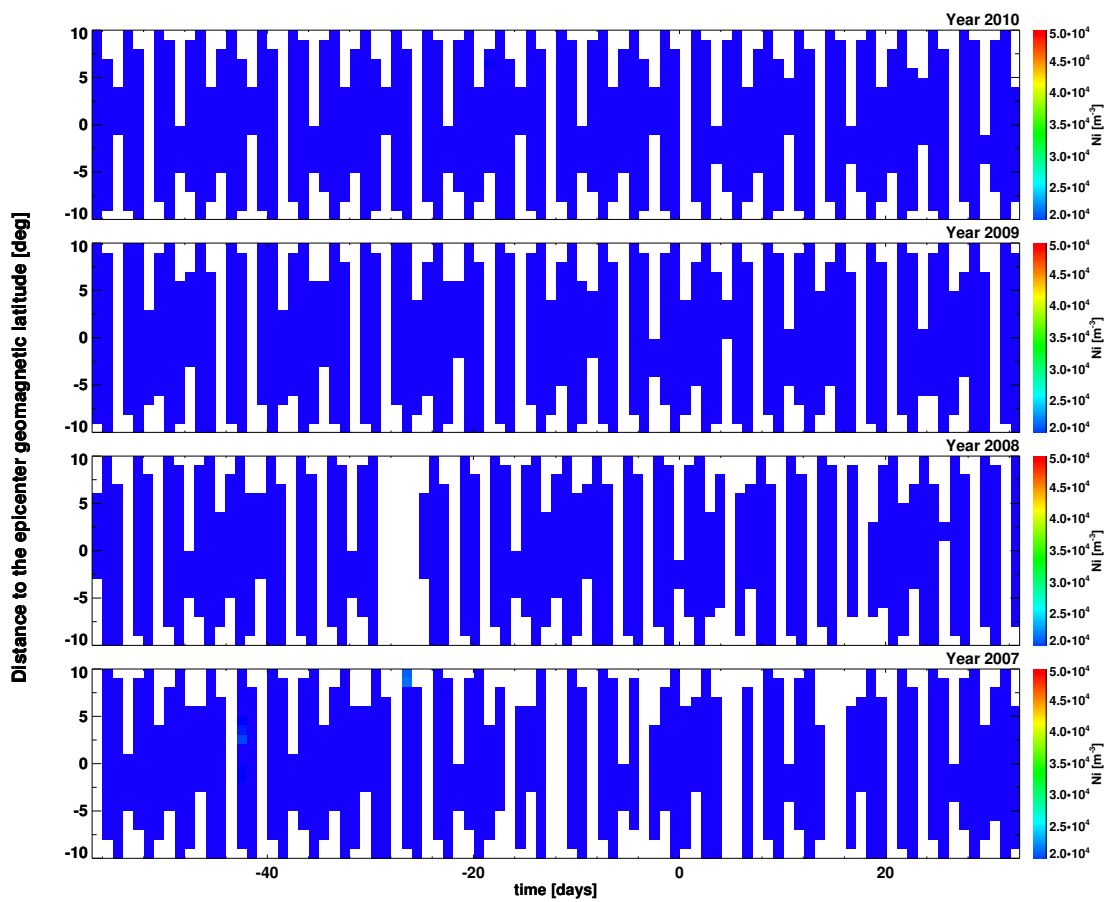


FIGURE B.2 – Représentation des données enregistrées pendant 4 ans au voisinage du point $(35,85^{\circ}\text{S};110,50^{\circ}\text{W})$. L'échelle des couleurs est la même que pour la figure B.1.

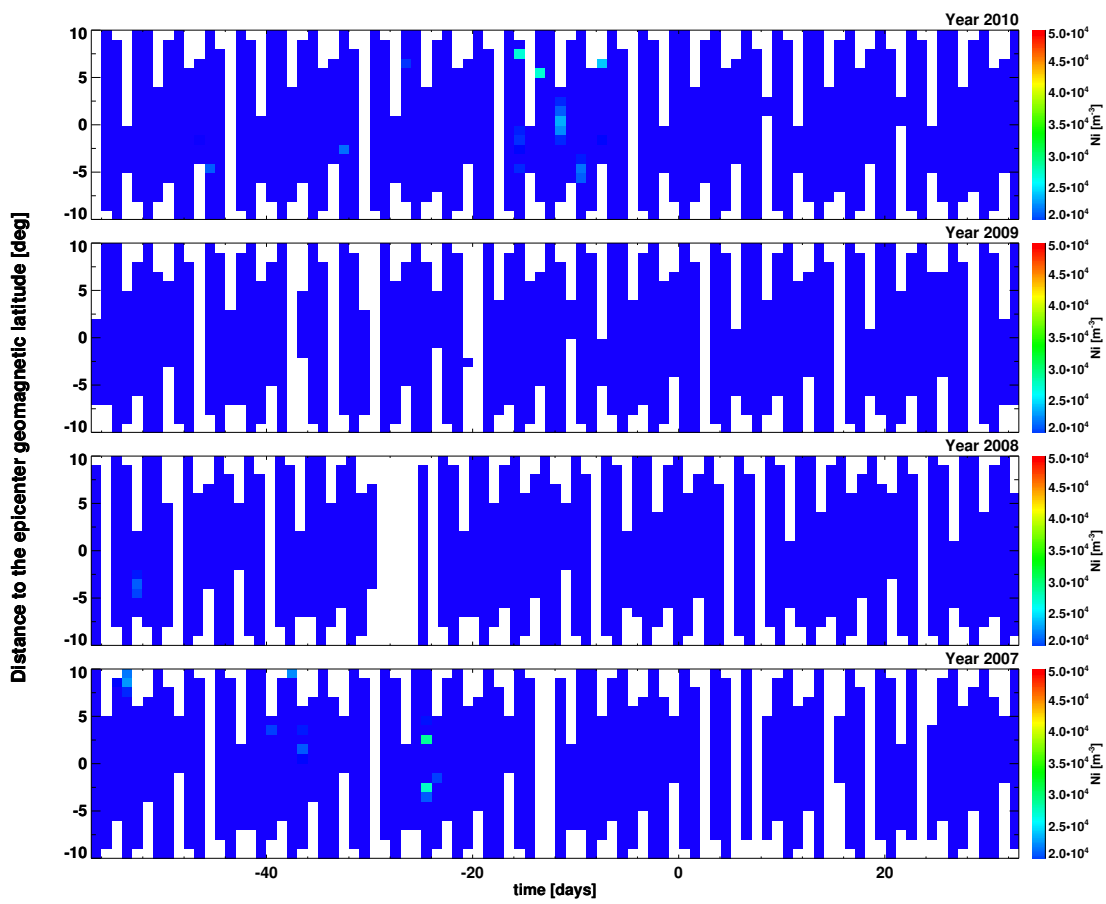


FIGURE B.3 – Représentation des données enregistrées pendant 4 ans au voisinage du point (35,85°S;159,50°E). L'échelle des couleurs est la même que pour la figure B.1.

Annexe C

Autres figures sur l'étude statistique dans la gamme TBF

La figure C.1 montre la distribution des fréquences utilisées dans l'étude statistique. Toutes les fréquences de la gamme TBF n'ont pas été considérées car il y a des interférences (voir ailleurs *Němec et al.*, 2008).

Dans la section 4.1.3 nous avons mentionné que les données voisines de l'intensité de l'onde, mesurées sur une demi-orbite, ne peuvent pas être considérées comme indépendantes. En utilisant une technique simple, la dépendance à l'égard des données voisines a été démontrée. Les données de l'intensité des ondes pour la fréquence $f \sim 1,7$ kHz à partir de 360 demi-orbites de nuit ont été utilisées. Pour chaque demi-orbite un coefficient de corrélation de Pearson entre deux ensembles de données avec décalage dans le temps à partir de ~ 2 s à 120 s a été estimé. Enfin, les médianes de coefficient de corrélation pour chaque décalage ont été calculées. La figure C.2 présente cette dépendance du coefficient de corrélation de Pearson (*Press et al.*, 1992) sur le décalage dans le temps des données observées. On peut voir, que les coefficients de corrélation varient entre 0,6 et 0,25. Il montre que les données voisines ne sont pas indépendantes. On peut voir que si le délai entre deux demi-orbites est de plus de 40 minutes, c'est assez long pour être considéré comme indépendant.

Dans cet chapitre d'autres figures concernant l'étude statistique sont présentées. Toutes les données mesurées pendant la nuit avec des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre d'un tremblement de terre inférieures à 440 km ont été utilisées (sans prendre seulement 8 valeurs par demi-orbite). Tous les spectrogrammes temps-fréquence et temps-distance sont montrés sans normalisation et avec une échelle de couleur linéaire. Il est très important de présenter des résultats non normalisés qui peuvent montrer une variation naturelle.

C.1 Analyse utilisant une nouvelle paramétrisation

Le figure C.3 montre le spectrogramme temps-fréquence de la densité de probabilité pour les données distantes de l'épicentre de 440 km (projection du satellite à la Terre) et pour des séismes de magnitude supérieure ou égale à 5,0. En utilisant une échelle de couleur linéaire, on peut voir des variations naturelles. Mais l'effet le plus fort est situé entre 0 et 4 heures avant et à la fréquence d'environ 1,7 kHz. Le spectrogramme temps-distance de la densité de probabilité à

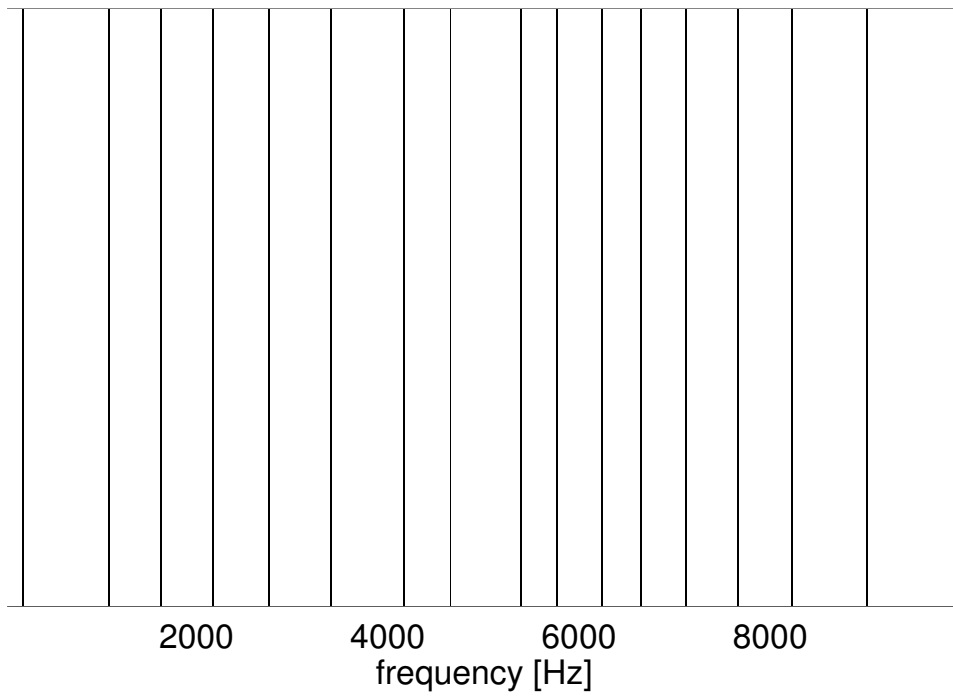


FIGURE C.1 – Distribution des fréquences utilisées (couleur noire) dans l'étude statistique.

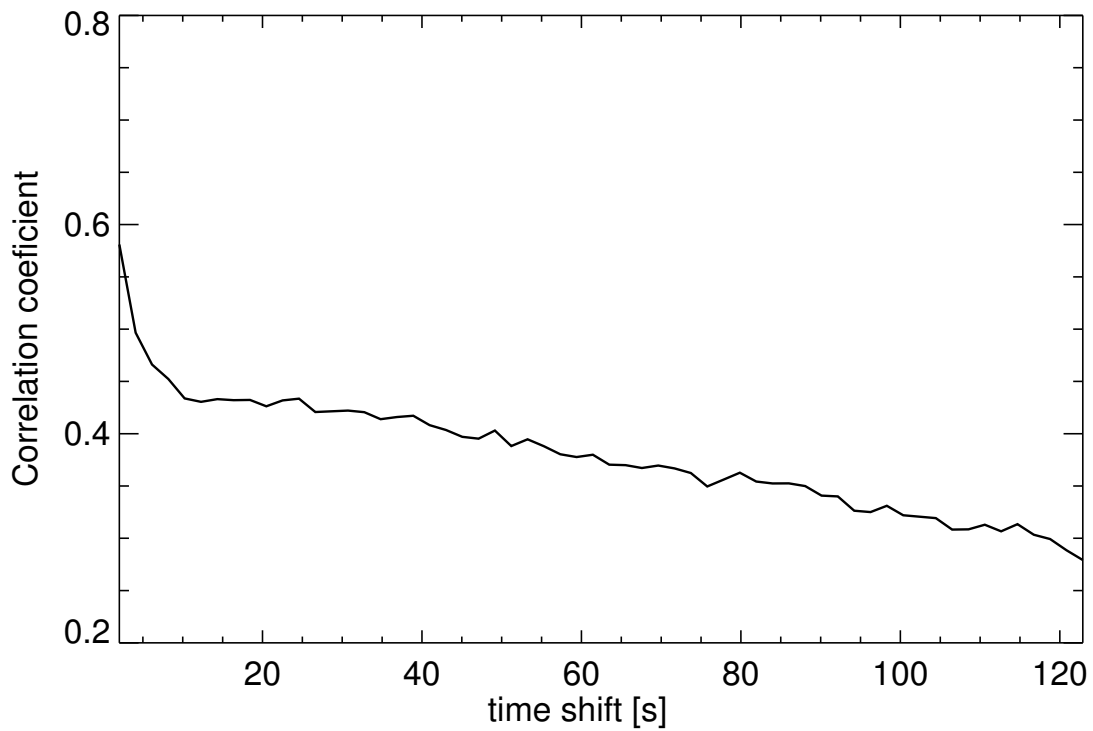


FIGURE C.2 – Coefficient de corrélation de Pearson en fonction du décalage temporel de l'intensité des ondes de nuit à la fréquence $\sim 1,7$ kHz observées par DEMETER.

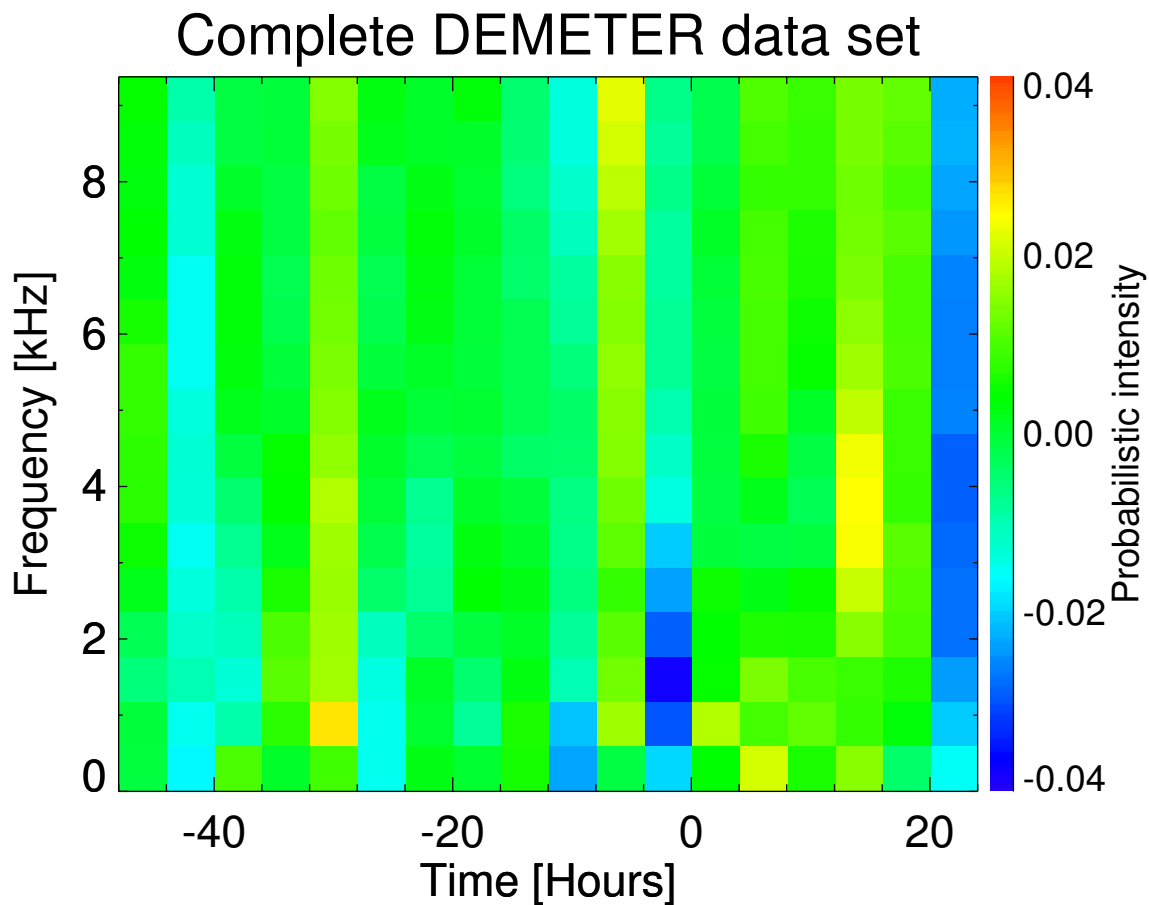


FIGURE C.3 – Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité obtenu en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit. Seuls les tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à 5.0 avec des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre d'un tremblement de terre inférieures à 440 km ont été utilisés.

la fréquence d'environ 1,7 kHz pour les mêmes données est présenté dans la figure C.4. La plus forte diminution est à une distance d'environ 0-110 km des épicentres. Cela montre que l'effet est plus fort près des tremblements de terre parce que le faible nombre de données n'est pas plus statistiquement significatif (voir Fig. 4.9).

La figure C.5 est la même que la figure 4.12 mais avec une résolution plus élevée du temps. La figure C.5 montre la dépendance du temps de la densité de probabilité normalisée avec une résolution d'une heure. Le niveau de signification statistique de 2σ est délimité par des lignes rouges en pointillés. Cette figure montre que l'effet le plus fort est vraiment avant (3-4 heures) le temps du choc principal. Le résolution temporelle plus élevée entraîne une diminution du nombre de données utilisées pour la normalisation. Les résultats ne seraient pas très significatifs si on prenait une résolution de 1 heure. L'effet le plus fort est au même endroit.

C.2 Analyse pour la sélection des données aléatoires

Dans cette section, nous présentons les résultats d'analyse pour 'la sélection des données aléatoires'. Les figures C.6 et C.7 présentent les spectrogrammes temps-fréquence de la densité

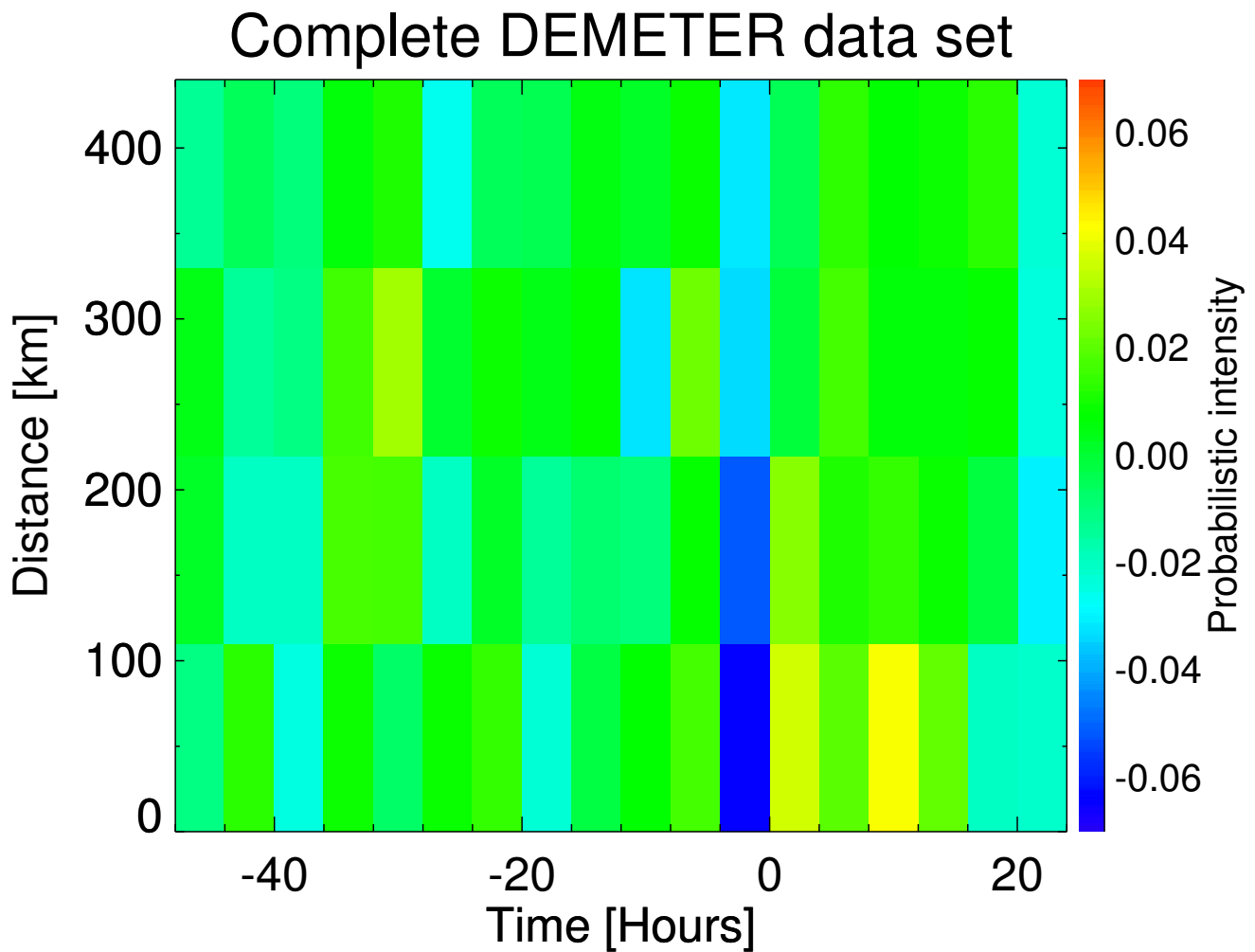


FIGURE C.4 – Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité obtenu en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit pour des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre d'un tremblement de terre inférieures à 440 km. Seuls les tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à 5.0 ont été utilisés.

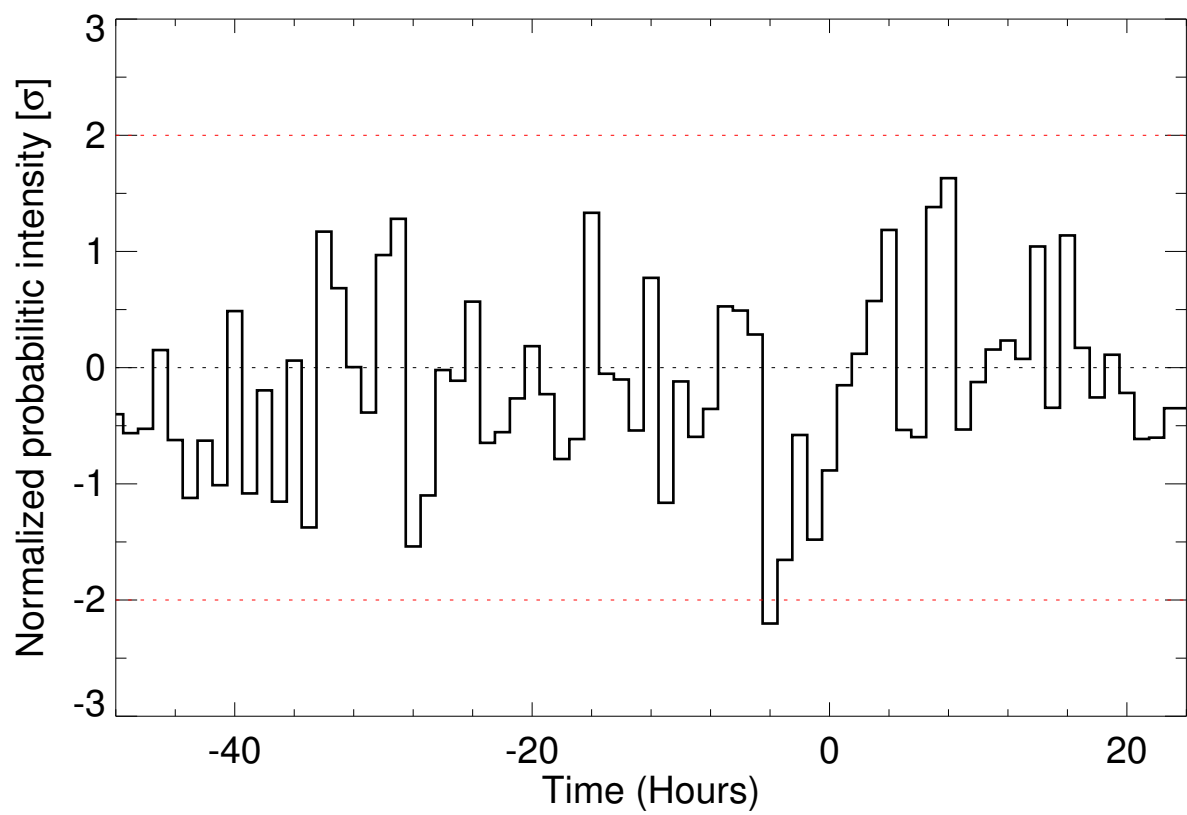


FIGURE C.5 – Densité normalisée de probabilité en fonction du temps autour du choc principal (résolution temporelle de 1 heure) pour la fréquence ~ 1.7 kHz et des données avec des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre d'un tremblement de terre inférieures à 440 km.

Complete DEMETER data set

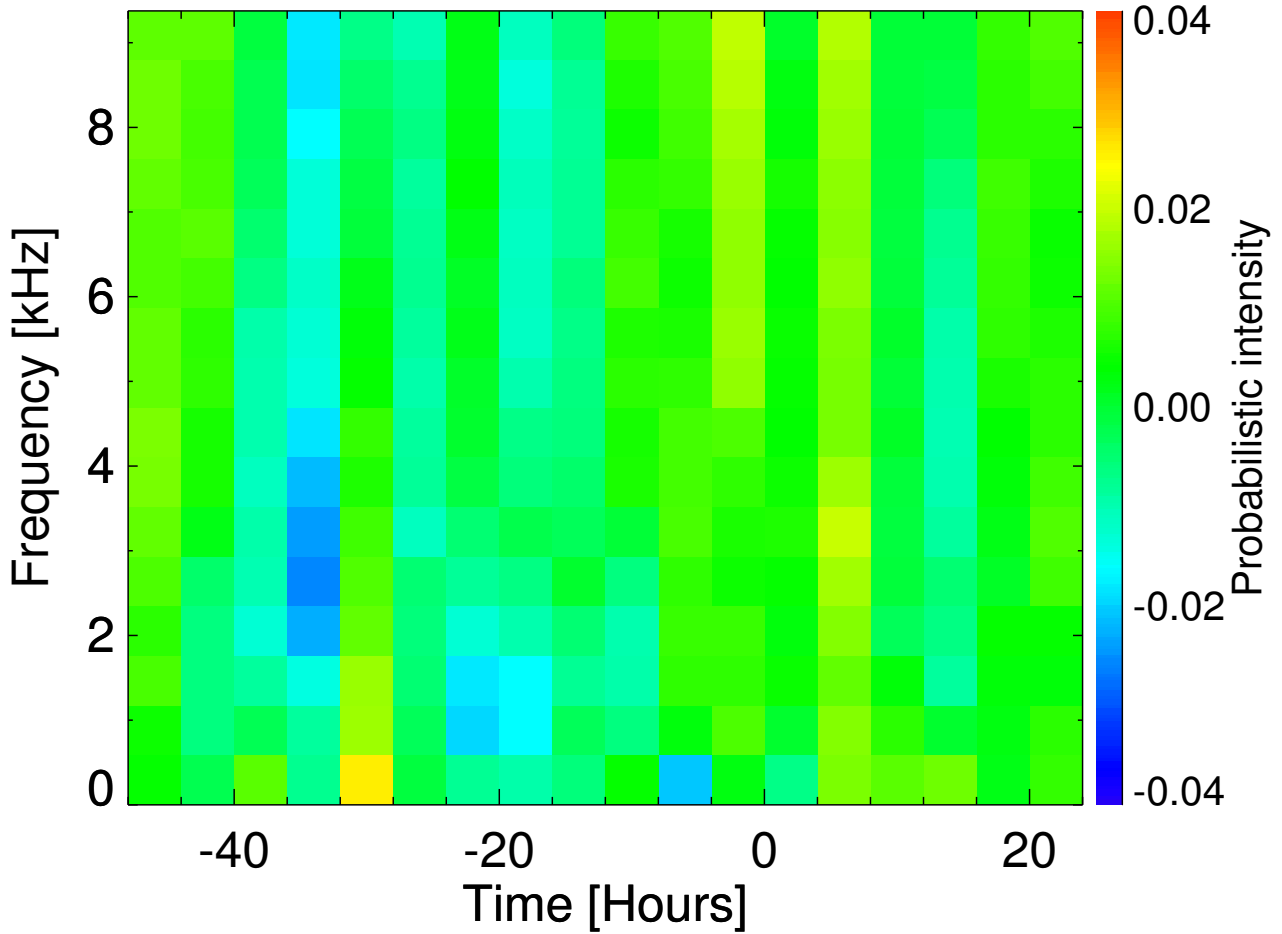


FIGURE C.6 – Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité obtenu en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit avec des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre du tremblement de terre inférieures à 440 km. Un jeu de tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à 5.0 avec une position décalée (25 degrés vers l'Ouest) a été utilisé.

de probabilité pour l'ensemble des séismes avec des positions décalées de l'épicentre (25 degrés vers l'ouest) et du temps (- 10 jours). Pour une meilleure comparaison, la même gamme d'intensité a été utilisée dans les deux cas.

C.3 Fréquence de coupure du guide d'ondes Terre-ionosphère

Les figures C.8-C.11 présentent des exemples de demi-orbites où l'effet de la diminution des ondes a été observée. La ligne blanche délimite la distance entre la trace du satellite et la position de l'épicentre en kilomètres. On peut voir dans tous les cas que la fréquence de coupure est d'environ 1700 Hz. Les spectrogrammes ont été calculés à partir de formes d'onde TBF mesurées pendant le mode BURST dans le temps (0-4 heures) et la position (<440 km), près

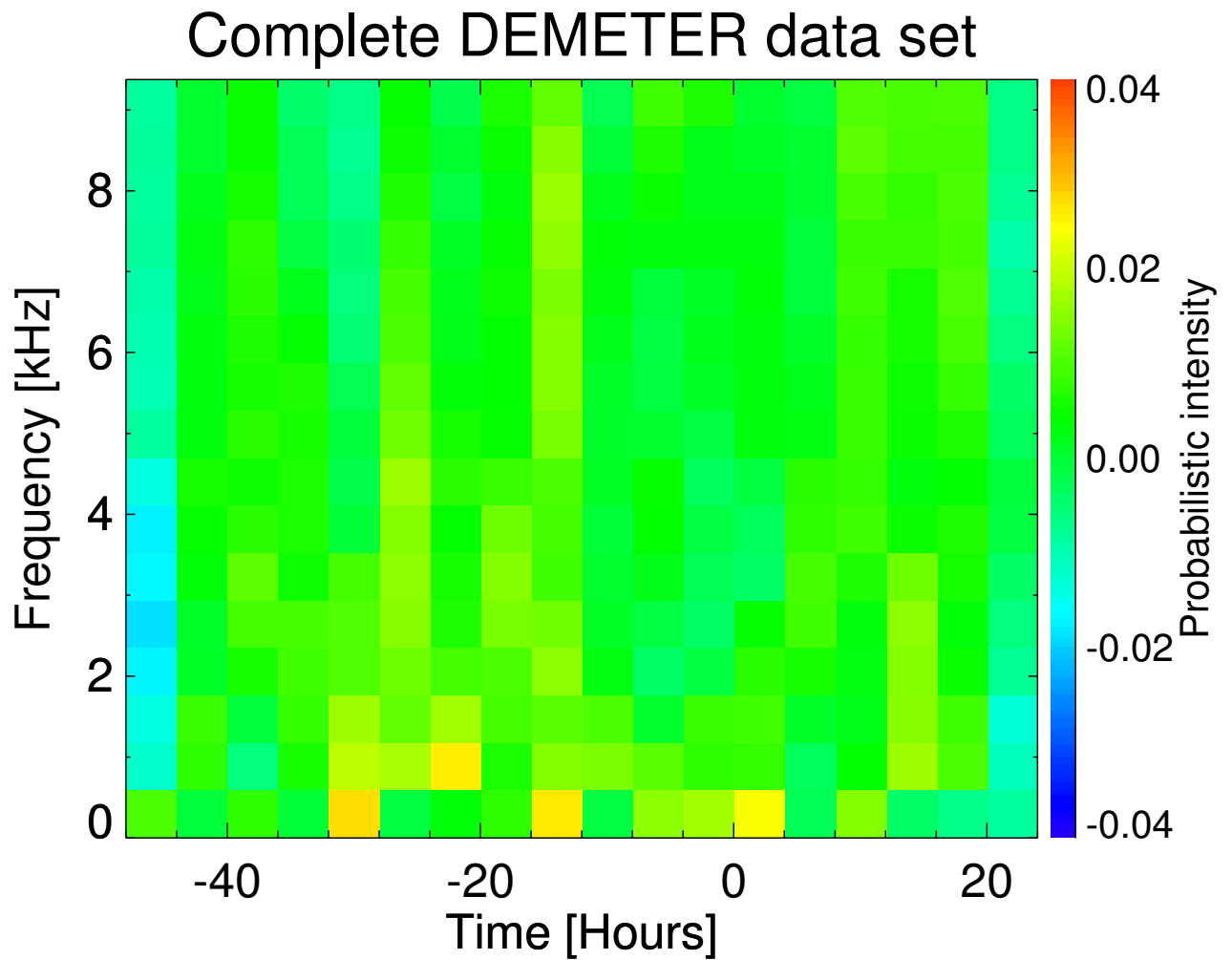


FIGURE C.7 – Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité obtenu en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit avec des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre des séismes inférieures à 440 km. Les tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à 5.0 avec un temps changé (-10 jours) ont été utilisés.

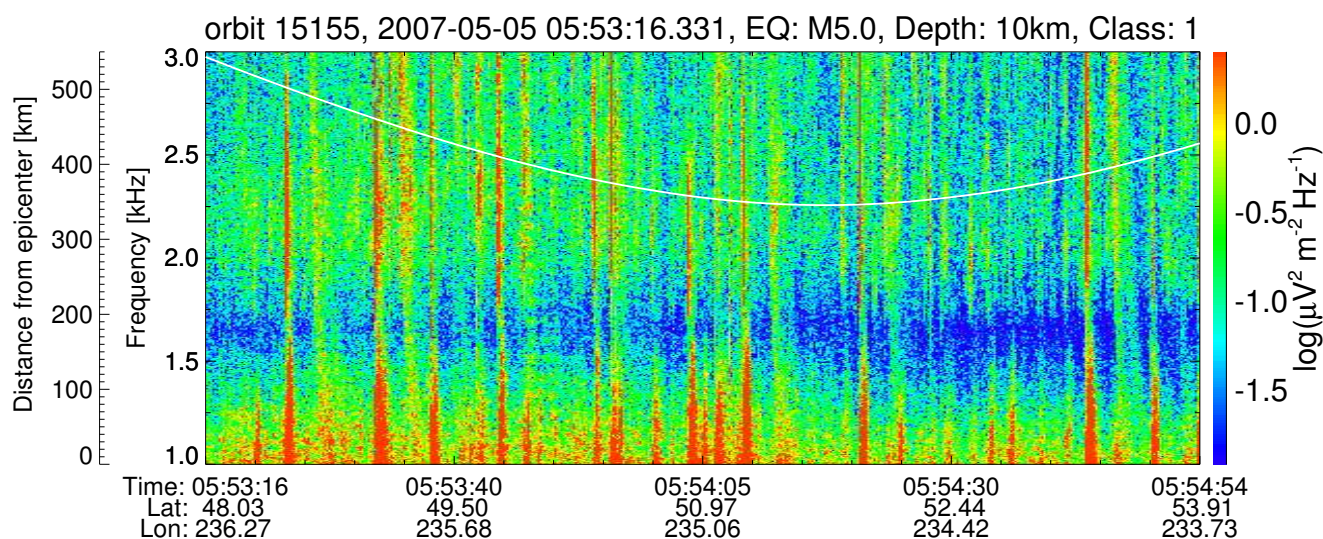


FIGURE C.8 – Détail du spectrogramme fréquence-temps de la densité spectrale de puissance des fluctuations du champ électrique enregistrées par DEMETER pendant une demi-orbite entre 05 :53 :16 et 05 :54 :54 le 05 Mai, 2007 pour des fréquences entre 1 et 3 kHz. La ligne blanche délimite la distance de la projection du satellite sur la Terre à la position du tremblement de terre.

des tremblements de terre à venir.

C.4 Analyse détaillée des fréquences autour de la coupure

La figure C.12 présente le spectrogramme temps-fréquence de la densité de probabilité des tremblements de terre avec $M \geq 5.0$ pour une distance < 440 km de la trace du satellite. Une analyse détaillée de la bande de fréquence comprise entre 600 et 4000 Hz avec une résolution d'environ 40 Hz a été utilisée. Une échelle de couleur linéaire a été utilisée.

C.5 La variation saisonnière

Les cartes des émissions électromagnétique obtenues pendant des saisons différentes (Décembre-Février ; Mars-Mai ; Juin-Aout ; Septembre-Novembre) sont présentées dans les figures C.13-C.16. Toutes les cartes ont été obtenues pour la bande de fréquence 1620-1740 Hz – la bande dans laquelle on observe l'effet en corrélation avec l'activité sismique (voir le Chapitre 4). La résolution spatiale est $1^\circ \times 1^\circ$. Elles illustrent donc la représentation graphique de la base de données que nous avons utilisée (voir la section 4.1.9). Les figures C.18 et C.17 montrent les résultats pour les deux périodes (Mars ÷ Août ; Septembre ÷ Février). Toutes les données disponibles pour les tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à 5.0 avec des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre d'un tremblement de terre inférieures à 440 km ont été utilisées.

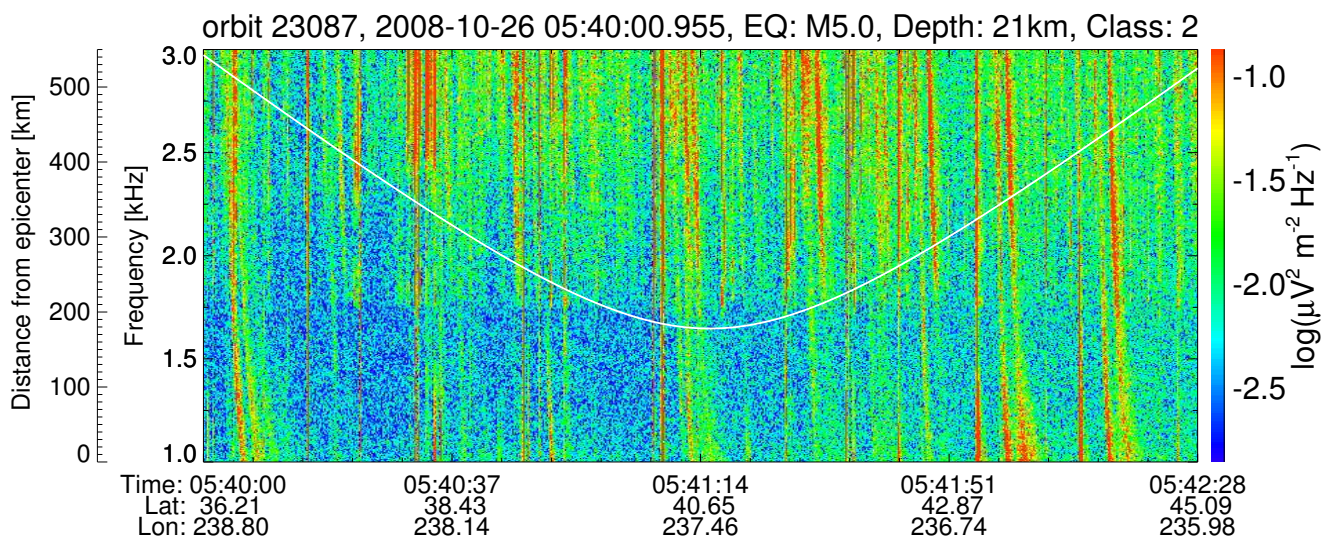


FIGURE C.9 – Détail du spectrogramme fréquence-temps de la densité spectrale de puissance des fluctuations du champ électrique enregistrées par DEMETER pendant une demi-orbite entre 05 :39 :32 et 05 :45 :00 le 26 Octobre, 2008 pour des fréquences entre 1 et 3 kHz. La ligne blanche délimite la distance entre la projection du satellite sur la Terre à la position du tremblement de terre.

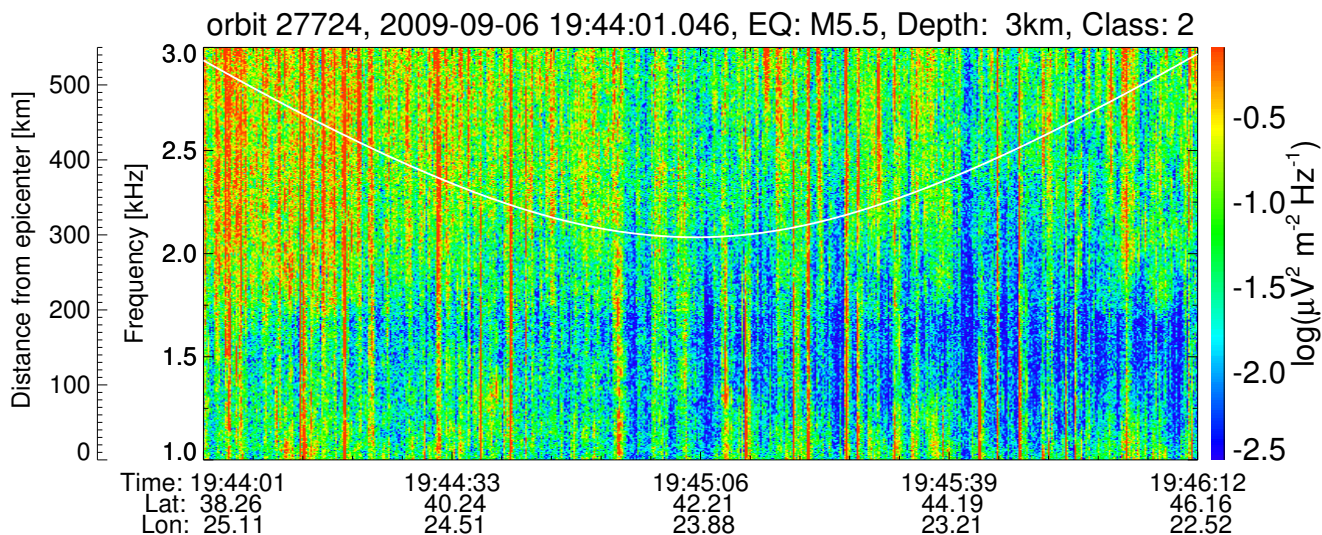


FIGURE C.10 – Détail du spectrogramme fréquence-temps de la densité spectrale de puissance des fluctuations du champ électrique enregistrées par DEMETER pendant une demi-orbite entre 19 :20 :32 et 19 :48 :00 le 06 Juin, 2009 pour des fréquences entre 1 et 3 kHz. La ligne blanche délimite la distance entre la projection du satellite sur la Terre à la position du tremblement de terre.

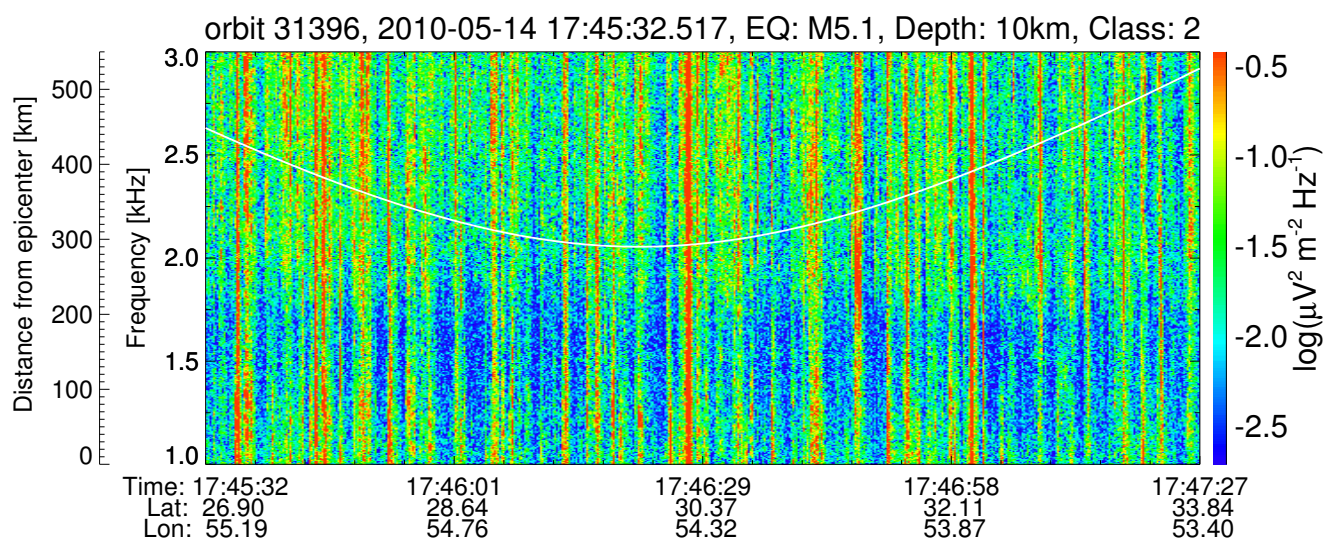


FIGURE C.11 – Détail du spectrogramme fréquence-temps de la densité spectrale de puissance des fluctuations du champ électrique enregistrées par DEMETER pendant une demi-orbite entre 17 :45 :32 et 17 :55 :00 le 14 Mai, 2010 pour des fréquences entre 1 et 3 kHz. La ligne blanche délimite la distance entre la projection du satellite sur la Terre à la position du tremblement de terre.

C.6 Dépendance en fonction des autres paramètres

L'analyse des dépendances possibles avec d'autres paramètres a été faite. Les figures C.19 et C.25 montrent les spectrogrammes temps-fréquence de la densité de probabilité. Toutes les données disponibles pour les tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à 5.0 avec des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre d'un tremblement de terre inférieures à 440 km ont été utilisées. Dans toutes les figures une échelle de couleur linéaire a été utilisée.

Les figures C.19 – C.20 montrent les spectrogrammes temps-fréquence de la densité de probabilité pour des tremblements de terre ayant les deux profondeurs des épicentres (<33 km ; ≥ 33 km).

Les figures C.21 – C.22 montrent les spectrogrammes temps-fréquence de la densité de probabilité pour des tremblements de terre ayant des magnitudes $\geq 5,0$. Toutes les données avec des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre d'un tremblement de terre inférieures à 440 km ont été utilisées. Les données ont été divisées en deux groupes liés à la latitude géographique (≤ 24 ; > 24).

Les figures C.23 – C.25 montrent les spectrogrammes temps-fréquence de la densité de probabilité pour des tremblements de terre ayant les trois magnitudes ($4,8 \div 4,9$; $5,0 \div 5,1$; $\geq 5,2$).

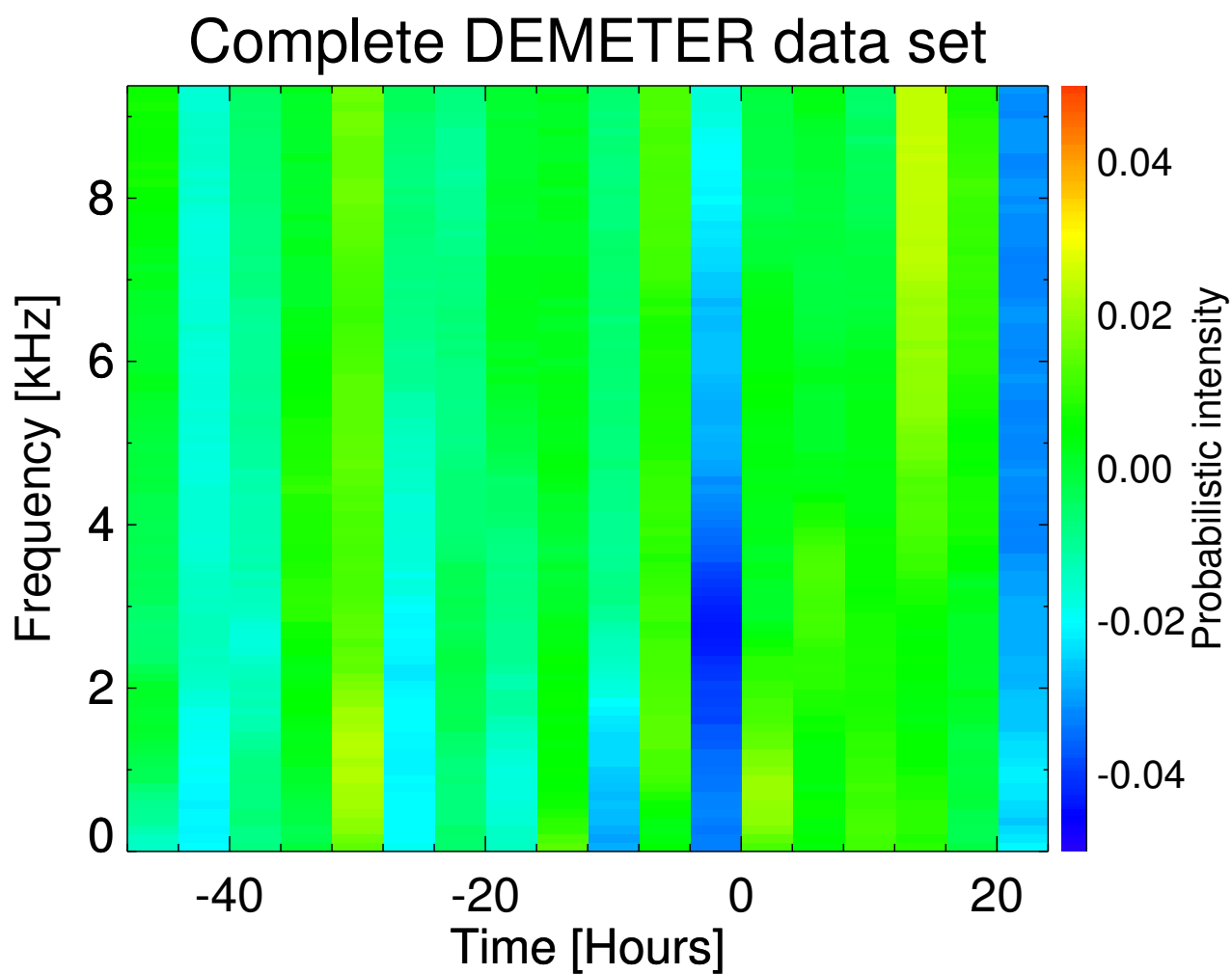


FIGURE C.12 – Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité pour les données mesurées dans une bande de fréquence allant de 600 à 4000 Hz avec une résolution en fréquence de 40 Hz, pour des tremblements de terre avec $M \geq 5,0$; et pour des distances < 440 km.

Medians of wave intensity $f \sim 1620-1740$ Hz, night-time, 2005-2010 (DJF)

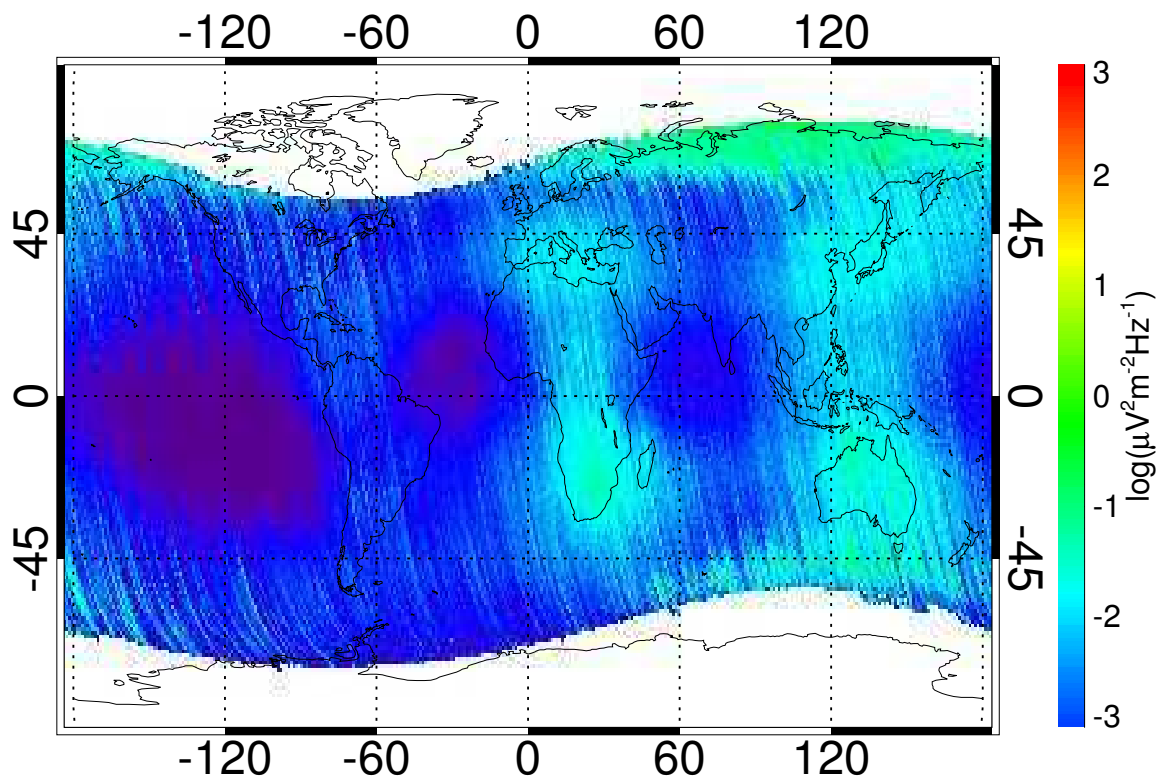


FIGURE C.13 – Valeur médiane de l'intensité des fluctuations du champ électrique dans la bande de fréquence 1630-1740 Hz en fonction de la latitude et de la longitude géographique. Toutes les données mesurées pendant la nuit entre Décembre et Février (2005-2010) ont été utilisées.

Medians of wave intensity $f \sim 1620-1740$ Hz, night-time, 2005-2010 (MAM)

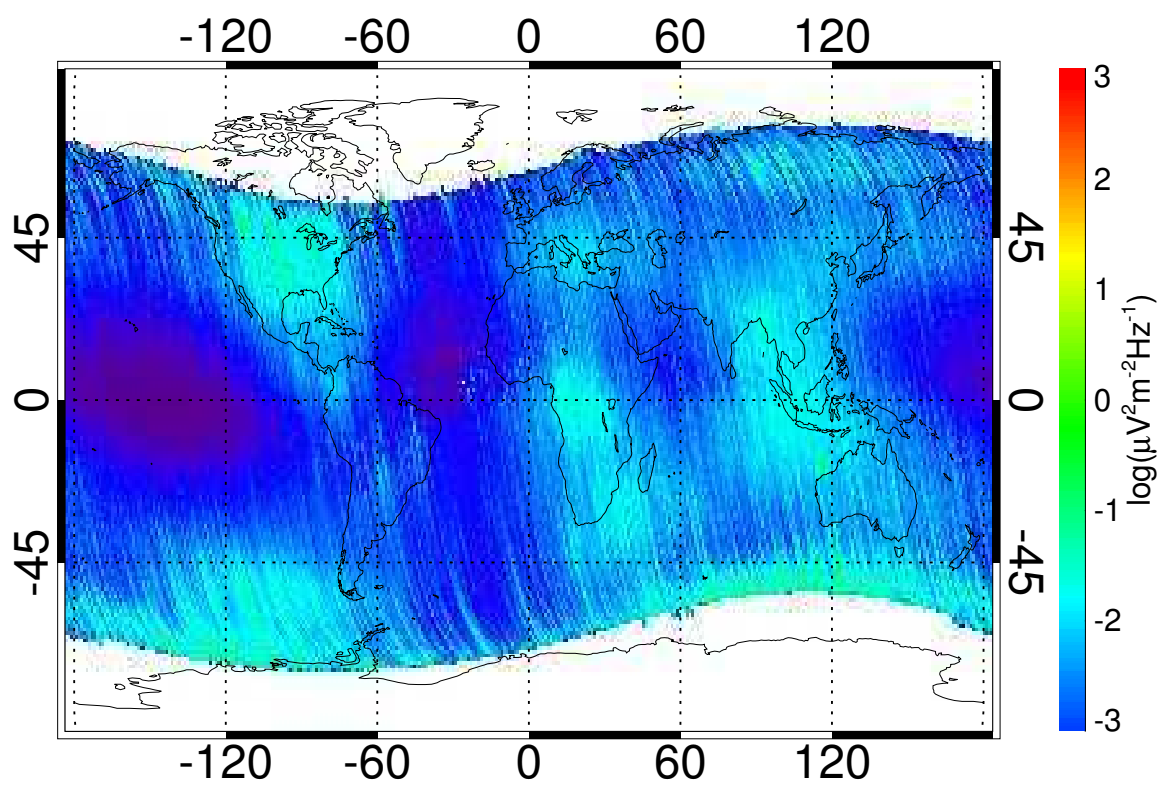


FIGURE C.14 – Valeur médiane de l'intensité des fluctuations du champ électrique dans la bande de fréquence 1630-1740 Hz en fonction de la latitude et de la longitude géographique. Toutes les données mesurées pendant la nuit entre Mars et Mai (2005-2010) ont été utilisées.

Medians of wave intensity $f \sim 1620-17340$ Hz, night-time, 2005-2010 (JJA)

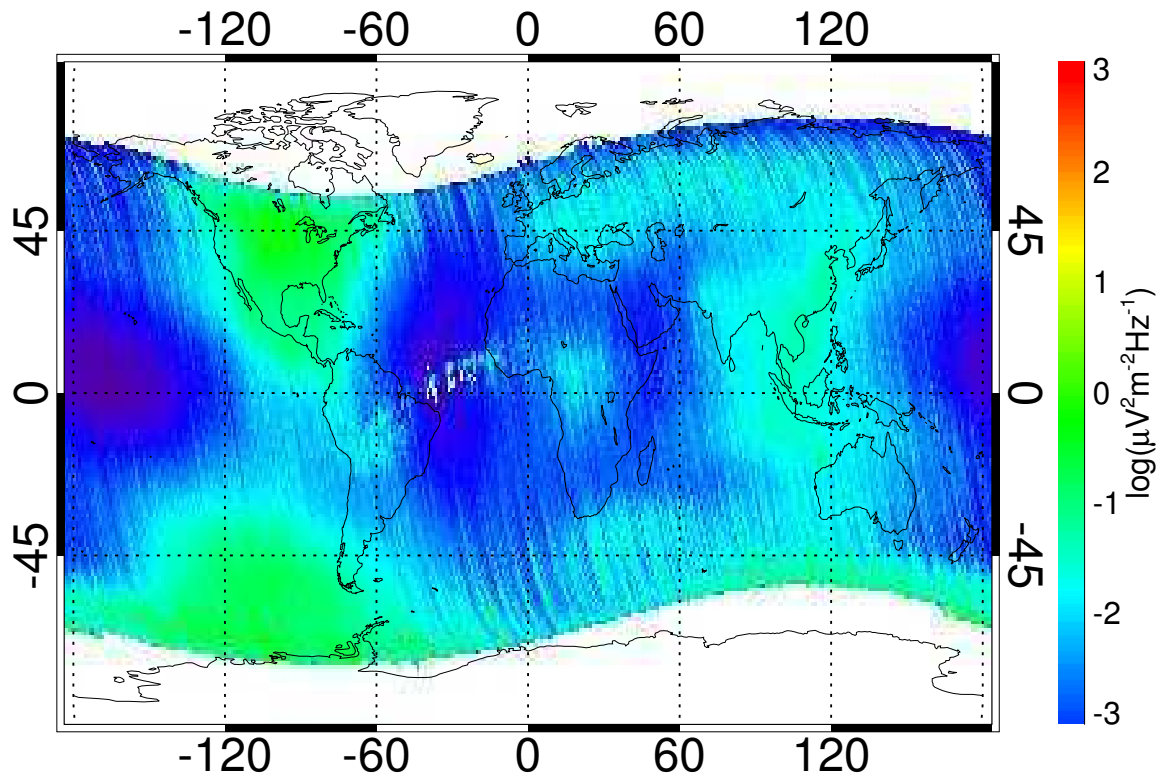


FIGURE C.15 – Valeur médiane de l'intensité des fluctuations du champ électrique dans la bande de fréquence 1630-1740 Hz en fonction de la latitude et de la longitude géographique. Toutes les données mesurées pendant la nuit entre Juin et Août (2005-2010) ont été utilisées.

Medians of wave intensity $f \sim 1620-1740$ Hz, night-time, 2005-2010 (SON)

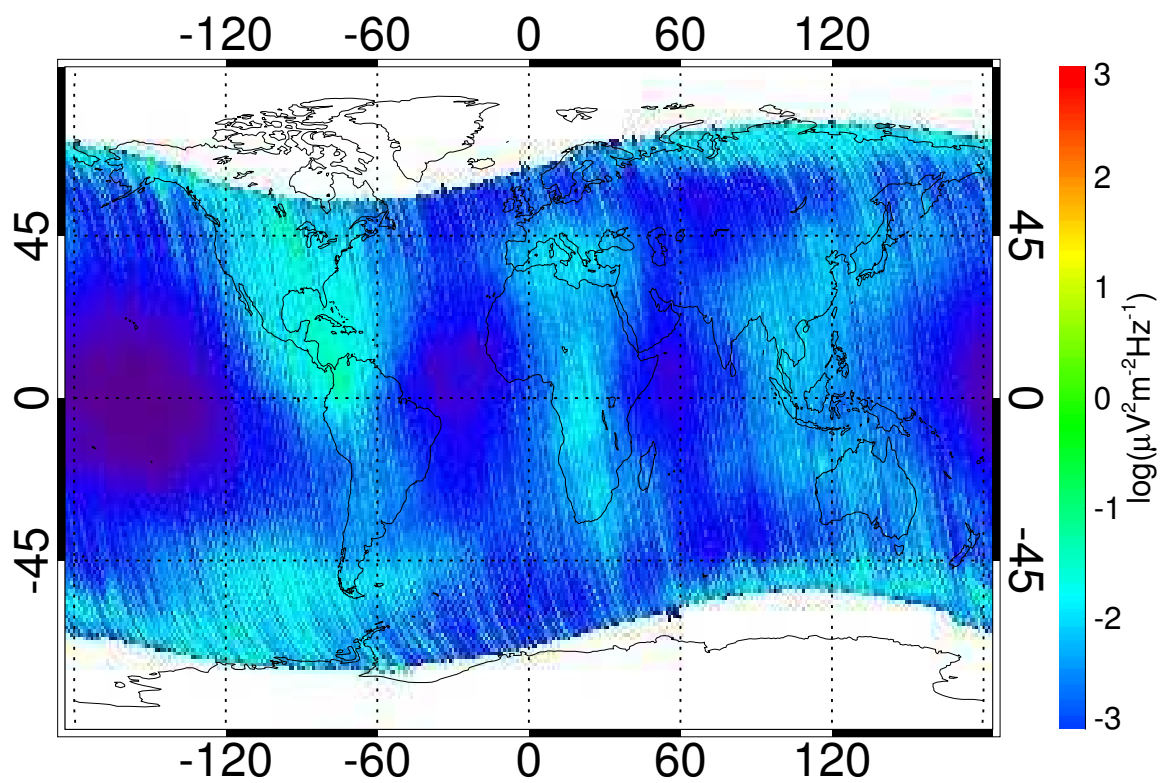


FIGURE C.16 – Valeur médiane de l'intensité des fluctuations du champ électrique dans la bande de fréquence 1630-1740 Hz en fonction de la latitude et de la longitude géographique. Toutes les données mesurées pendant la nuit entre Septembre et Novembre (2005-2010) ont été utilisées.

Complete DEMETER data set

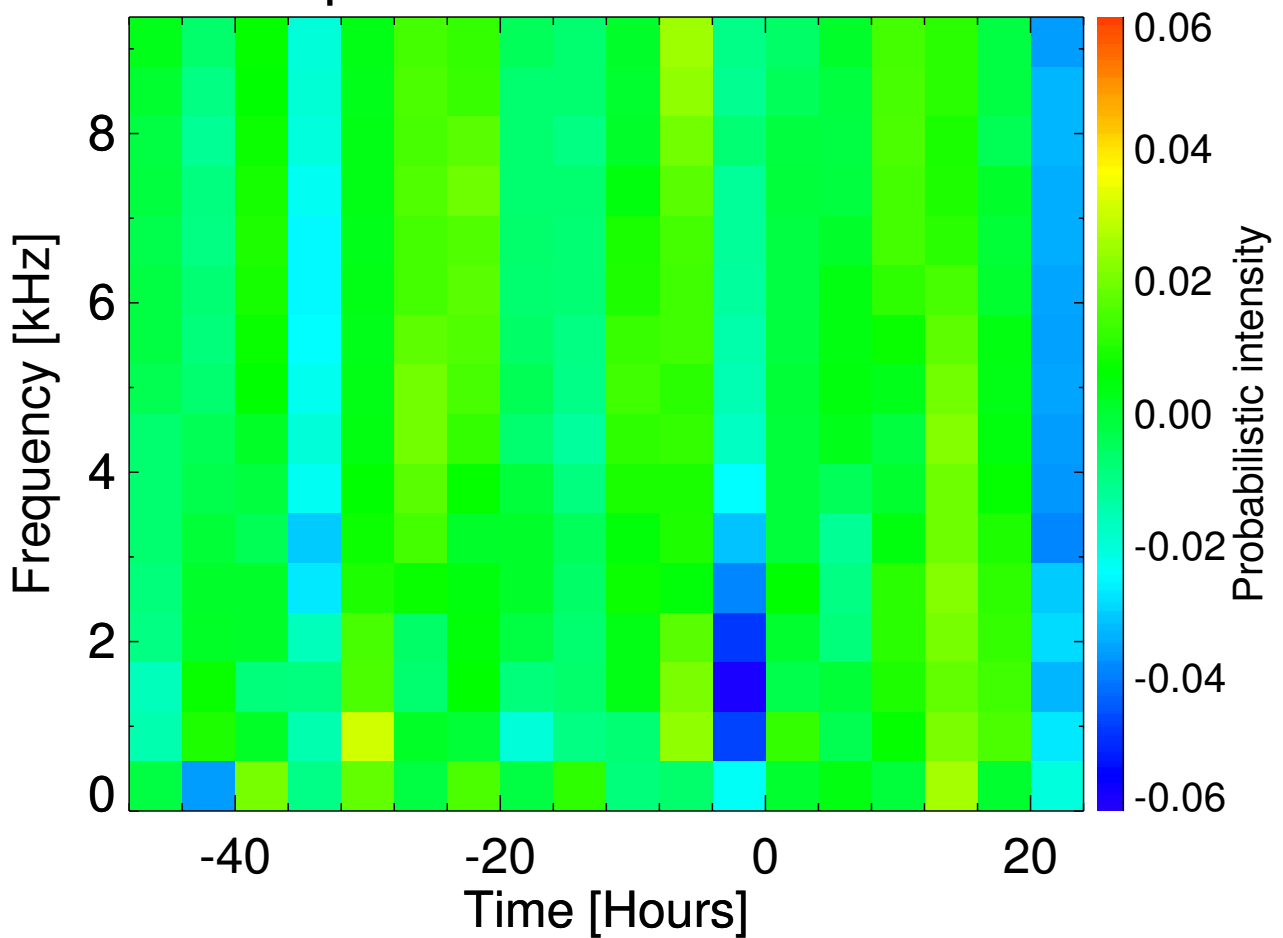


FIGURE C.17 – Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité obtenu en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit avec des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre des séismes inférieures à 440 km et pour la saison allant de Mars à Septembre. Les tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à 5.0 ont été utilisés.

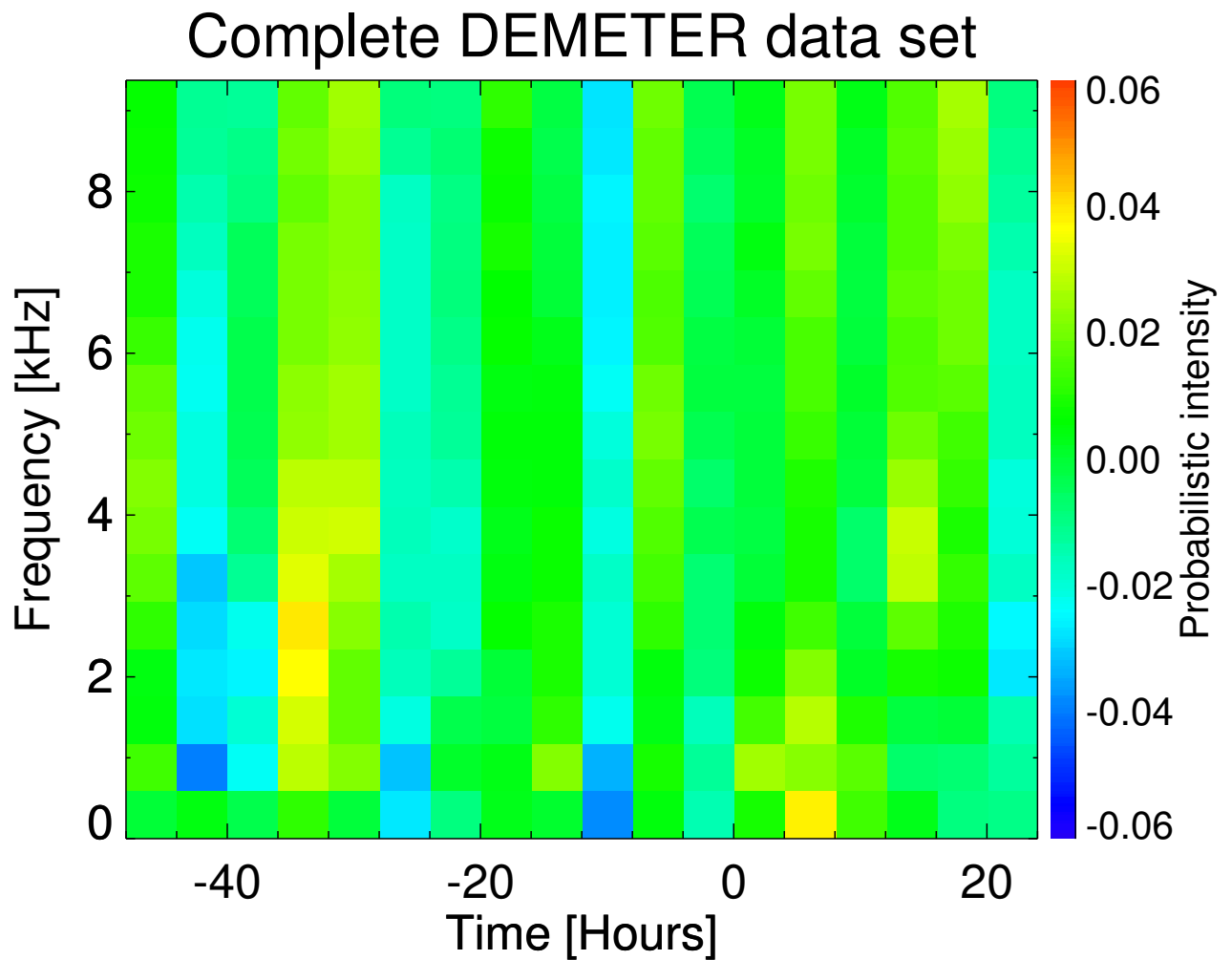


FIGURE C.18 – Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité obtenu en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit avec des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre des séismes inférieures à 440 km et pour la saison entre Octobre et Février. Les tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à 5.0 ont été utilisés.

Complete DEMETER data set

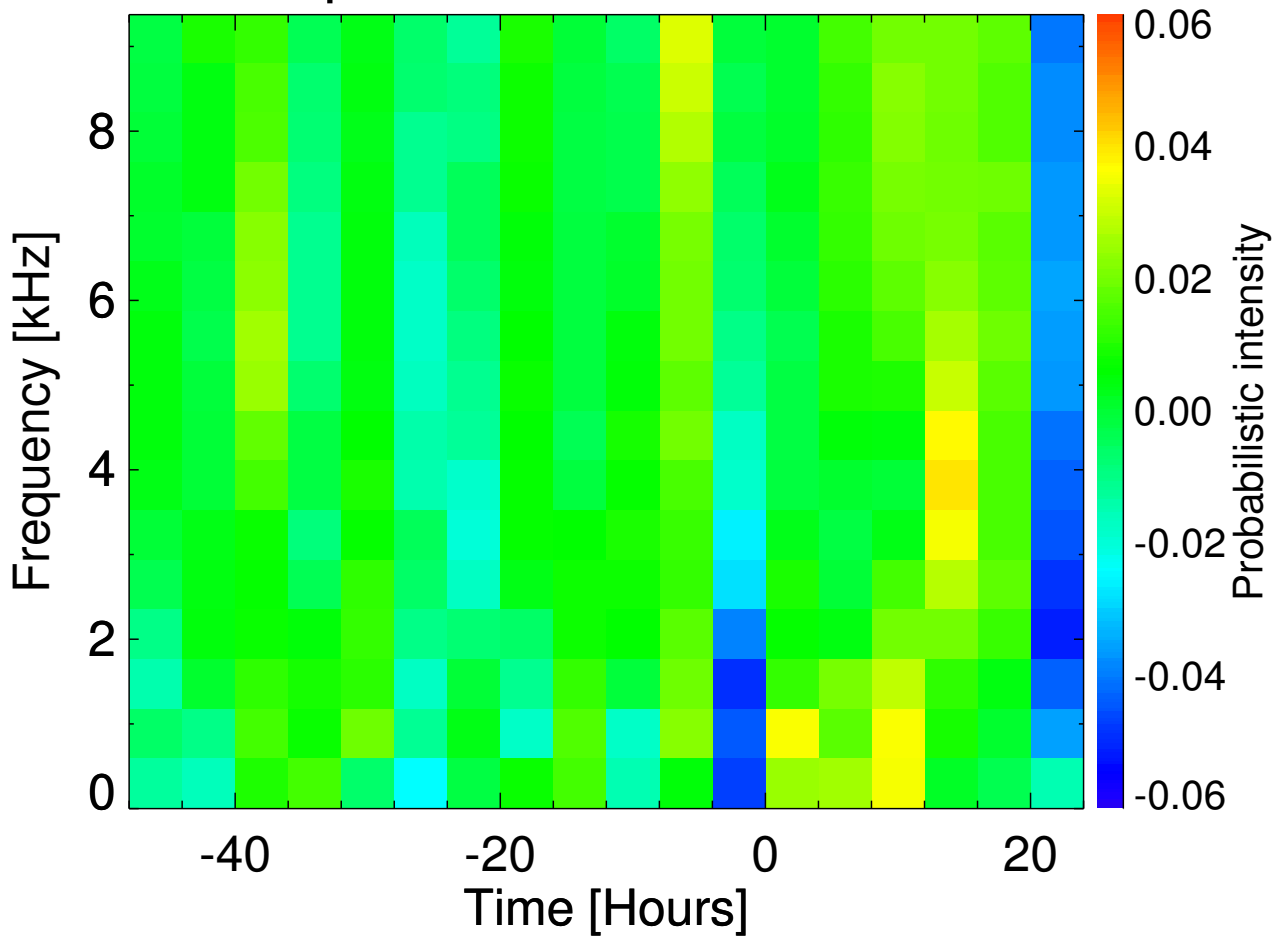


FIGURE C.19 – Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité obtenu en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit avec des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre d'un tremblement de terre inférieures à 440 km. Seuls les tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à 5,0 et avec une profondeur inférieure à 33 km ont été utilisés.

Complete DEMETER data set

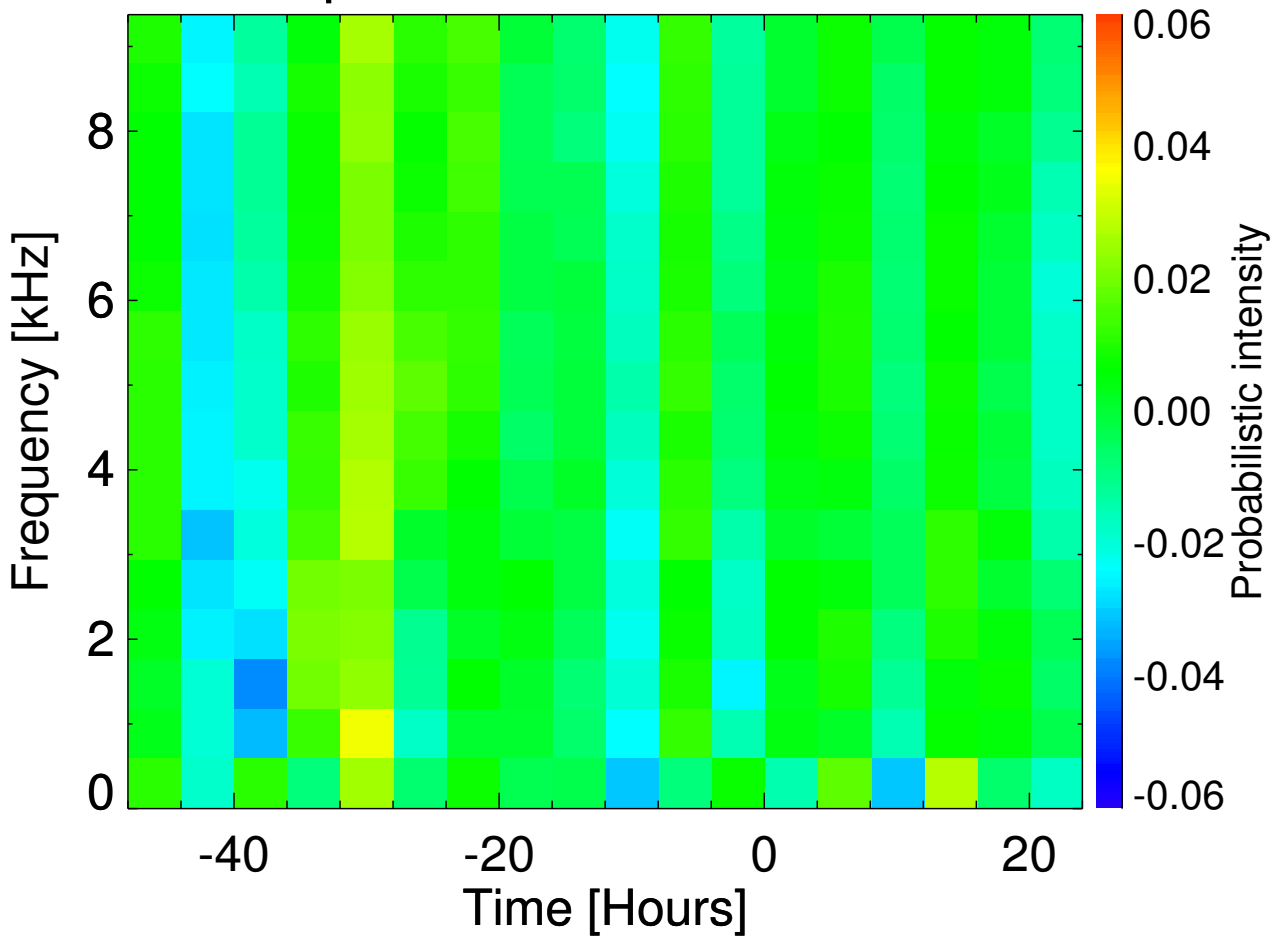


FIGURE C.20 – Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité obtenu en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit avec des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre d'un tremblement de terre inférieures à 440 km. Seuls les tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à 5,0 et avec une profondeur supérieure ou égale à 33 km ont été utilisés.

Complete DEMETER data set

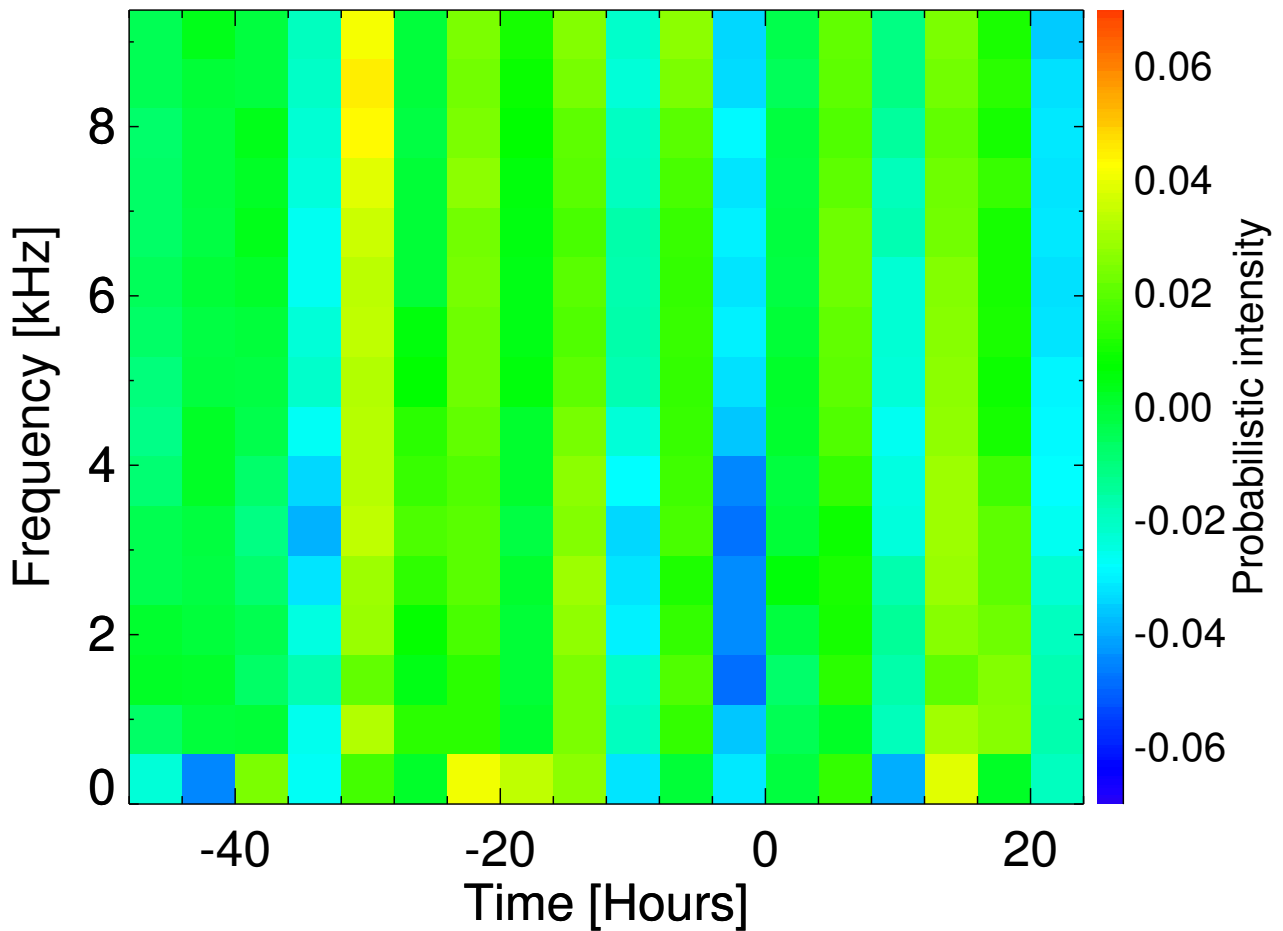


FIGURE C.21 – Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité obtenu en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit avec des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre d'un tremblement de terre inférieures à 440 km. Seuls les tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à 5,0, et des données mesurées pour des latitudes géographiques inférieures ou égales à 24 degrés ont été traitées.

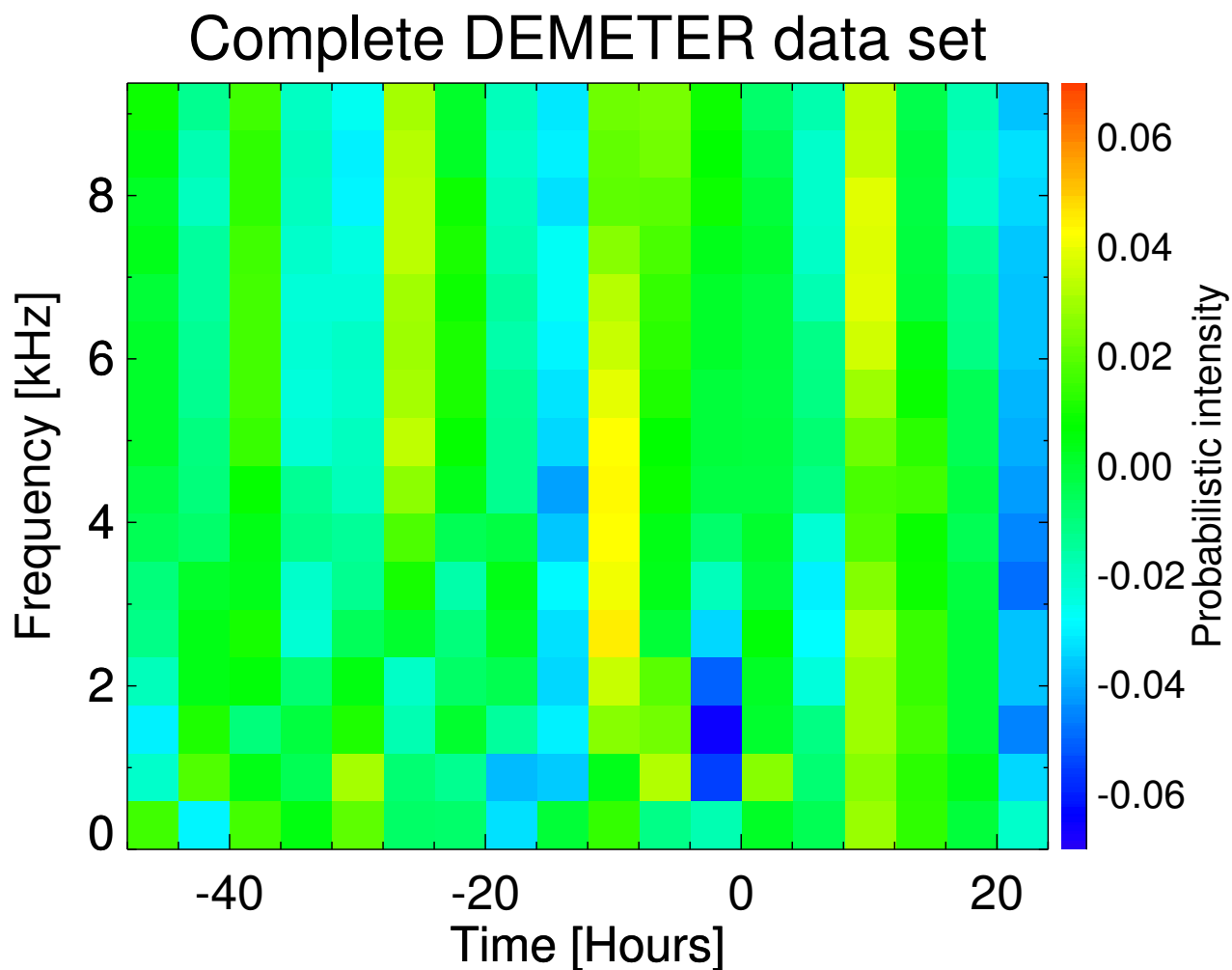


FIGURE C.22 – Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité obtenu en utilisant les données électriques mesurées pendant la nuit avec des distances entre la projection du satellite au sol et l'épicentre d'un tremblement de terre inférieures à 440 km. Seuls les tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à 5,0, et des données mesurées à des latitudes géographiques supérieures à 24 degrés ont été utilisées.

Complete DEMETER data set

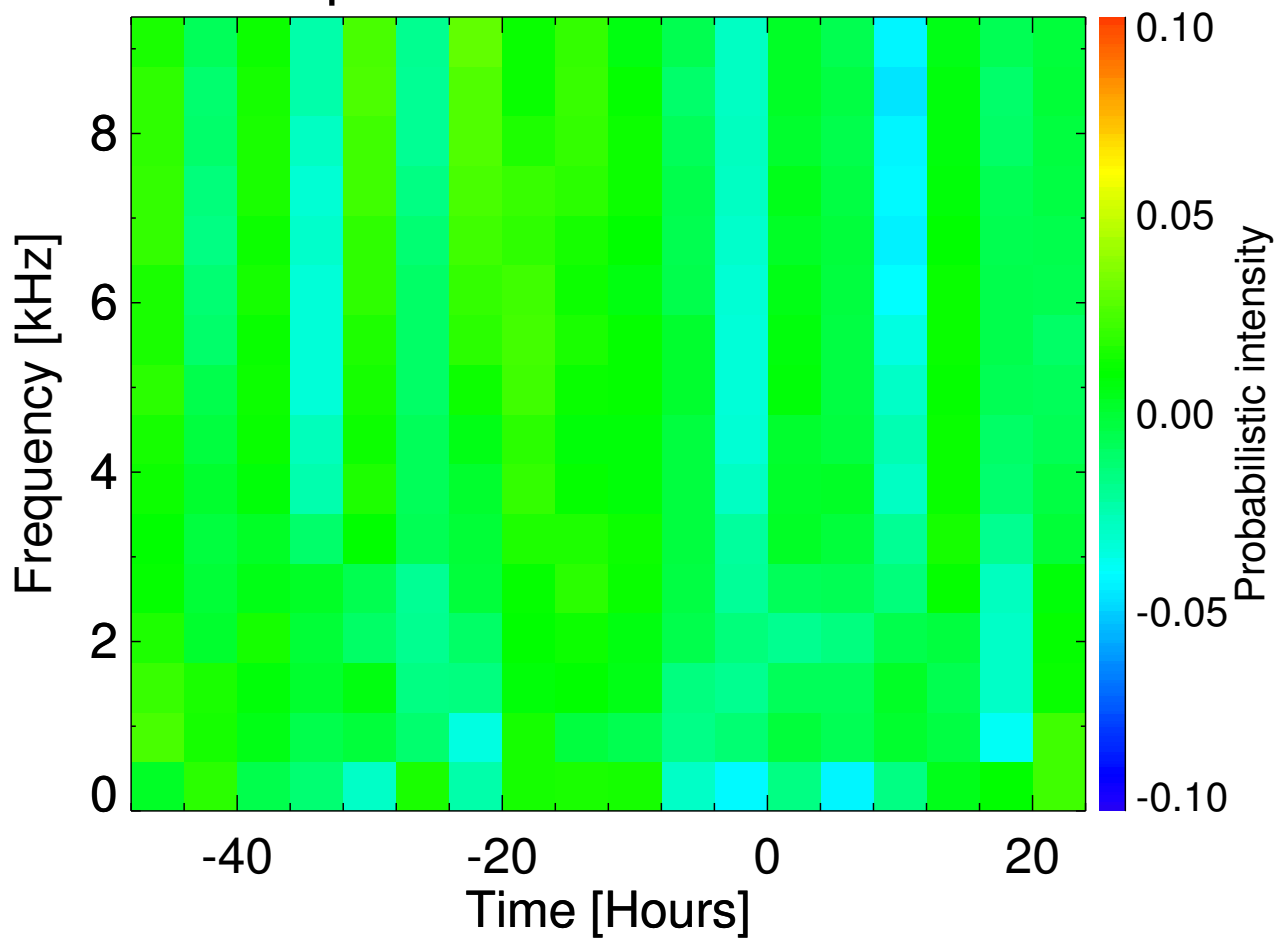


FIGURE C.23 – Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité obtenu en utilisant les données de tremblements de terre placés en dessous de la mer, avec une magnitude entre 4,8 à 4,9 et avec des distances <440 km.

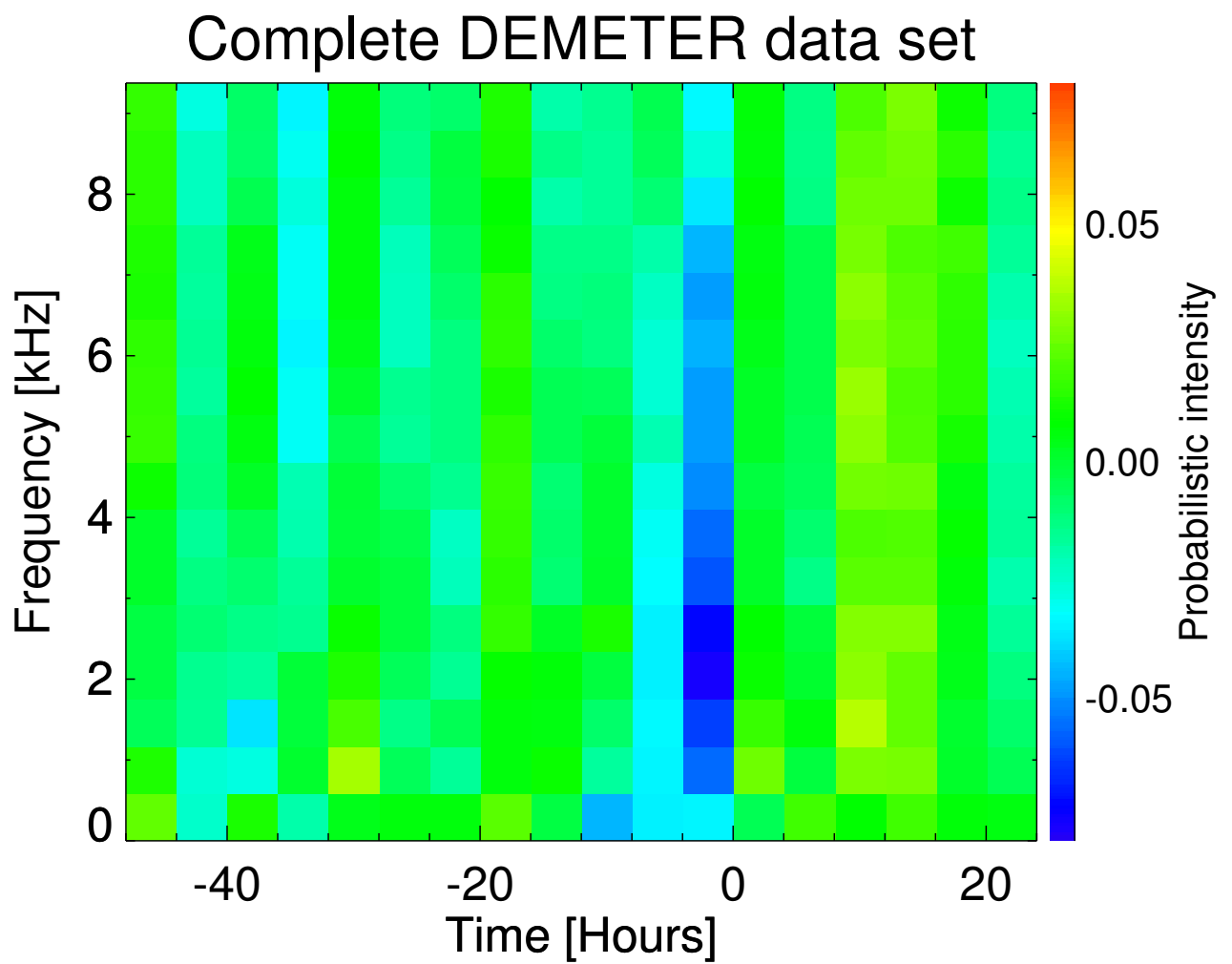


FIGURE C.24 – Spectrogramme fréquence-temps de la densité de probabilité obtenu en utilisant les données de tremblements de terre placés en dessous de la mer, avec une magnitude entre 5,0 à 5,1 et avec des distances <440 km.

Complete DEMETER data set

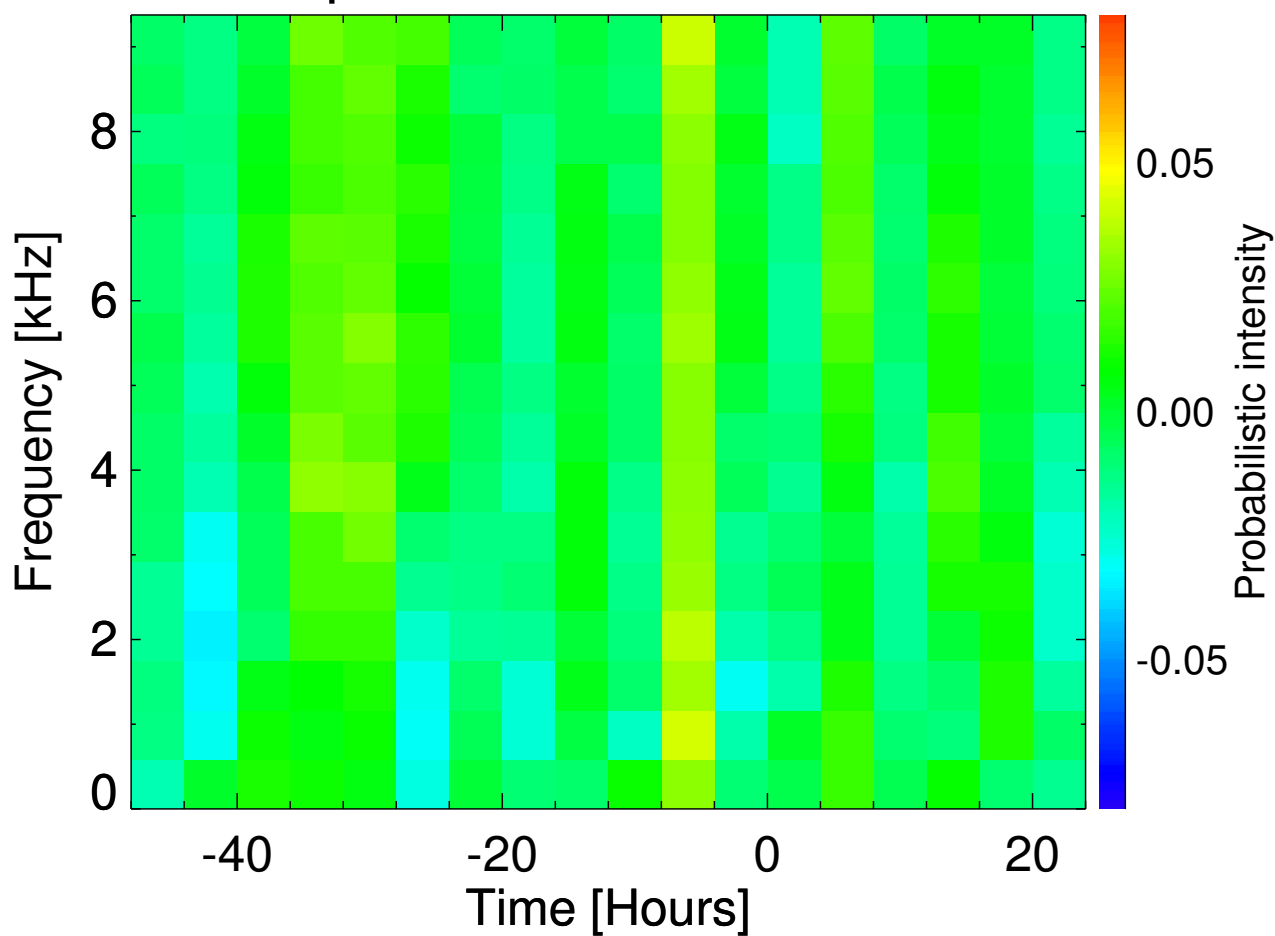


FIGURE C.25 – Spectrogramme de fréquence en temps de la densité de probabilité obtenu en utilisant les données de tremblements de terre placés en dessous de la mer, avec une amplitude supérieure ou égale à 5,2 et avec des distances <440 km.

Annexe D

Liste de publications

D.1 Ionospheric density variations recorded before the 2010 M_w 8.8 earthquake in Chile

Ionospheric density variations recorded before the 2010 M_w 8.8 earthquake in Chile

D. Piša,^{1,2,3} M. Parrot,¹ and O. Santolík^{2,3}

Received 3 March 2011; revised 20 July 2011; accepted 22 July 2011; published 18 August 2011.

[1] We present a study of plasma density variations observed by the DEMETER spacecraft in the vicinity of a very powerful earthquake in Chile. This earthquake of moment magnitude 8.8 occurred on 27 February 2010 with an epicenter located at 35.85°S, 72.72°W. Data recorded 10–20 days before the main shock along orbits close to the future epicenter show increasing plasma densities. In a second step, a statistical analysis with DEMETER data has been performed using the first 3 months of the years 2007–2010 to monitor density variations in the vicinity of the epicenter at the same local time and seasonal conditions. This study shows that a large increase of the plasma density is very uncommon at this location and at this time and that the increases observed during the days before the main shock could be considered as possible short-term precursors of this powerful earthquake.

Citation: Piša, D., M. Parrot, and O. Santolík (2011), Ionospheric density variations recorded before the 2010 M_w 8.8 earthquake in Chile, *J. Geophys. Res.*, 116, A08309, doi:10.1029/2011JA016611.

1. Introduction

[2] Observations of phenomena related with the seismic activity represent a very relevant topic because once again a series of strong and damaging earthquakes recently occurred around the world. Many efforts are done to find effects which can be considered as possible short-term precursors. Authors have recently discussed the electromagnetic wave perturbations possibly connected with the seismic activity using ground-based data [Tate and Daily, 1989; Asada *et al.*, 2001; Hattori, 2004] and satellite data [Parrot and Mogilevsky, 1989; Larkina *et al.*, 1989; Parrot, 1994]. In general, it is very difficult to show which perturbations are connected to earthquakes because they are weak and often superposed on more powerful signals for example related to lightning strokes. Therefore some authors tried to eliminate these effects by statistical studies of electromagnetic field variations which can remove the influence of ambient noises [Parrot, 1999; Němec *et al.*, 2008, 2009].

[3] There are many theories involving a lithosphere-atmosphere-ionosphere coupling to explain these ionospheric perturbations. They can be found in work by Pulinetz and Boyarchuk [2004, and references therein]; Direct wave production in a wide band spectrum by compression of rocks close to earthquake epicenter (it could be likely related to piezoelectric and triboelectric effects); Rising fluids under

the ground which can lead to emanation of warm gases; Heating and propagation of acoustic-gravity waves; Activation of positive holes that can reach the ground surface (see the review paper by Freund [2009]); Emissions of radioactive gas or metallic ions such as radon lead to increase the potential at the Earth's surface [Harrison *et al.*, 2010]. This thin layer of particles created before earthquakes due to ion radiation from the Earth has a main role in transferring electric field to the above atmosphere and then to the ionosphere. The penetration of this electric field in the ionosphere could induce plasma density anomalies, which are observed in the earthquake area [see, e.g., Liu *et al.*, 2006; Kon *et al.*, 2011]. Acoustic-gravity wave (AGW) could also trigger pre-earthquake ionospheric perturbations [see, e.g., Liu *et al.*, 2008]. Just after the earthquake it is well known that it is the AGW raised by the shock which perturbs the ionosphere [Blanc, 1985].

[4] The purpose of this paper is to present a statistical analysis of the ionospheric density observed by the DEMETER satellite around the time of a large earthquake in Chile. The area along Chile's coast is one of the most active seismic zones around the world. It is due to the very fast relative motion (up to 130 mm/y) of the Nazca and the South American tectonic plates [Norabuena *et al.*, 1999]. The M_w 8.8 Chile earthquake which occurred on 27 February 2010 is the second largest event since the launch of DEMETER. Its epicenter was located at 35.85°S, 72.72°W and the depth was 35 km. The fact that this powerful earthquake occurred during and after a long period of very low solar activity provides a unique opportunity to check its effects on the ionosphere and to perform a statistical analysis. The DEMETER payload is briefly described in section 2. In section 3, three individual events which occurred 17, 11, and 9 days before the main shock are shown. The results of the

¹LPC2E, CNRS, Orléans, France.

²IAP, ASCR, Prague, Czech Republic.

³Faculty of Mathematics and Physics, Charles University, Prague, Czech Republic.

DEMETER

Date (y/m/d): 2010/02/10

Orbit: 30021_1

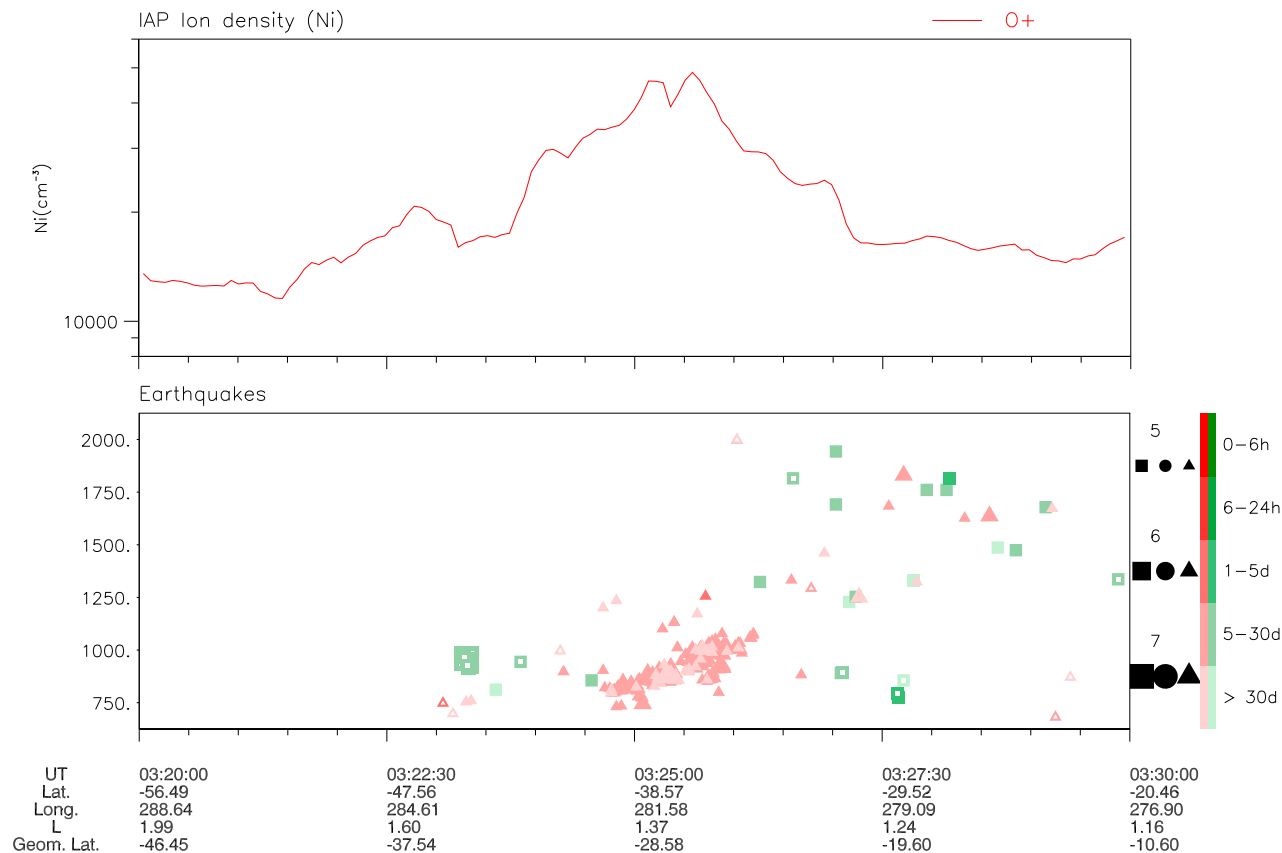


Figure 1. Data recorded on 10 February 2010 between 03:20:00 and 03:30:00 UT. (top) The density of the ion O^+ . The densities of the ions H^+ and He^+ are much lower than the density of the ion O^+ , and they do not appear within the given density range. (bottom) The distance and magnitude of coming earthquakes as a function of the time. The red triangles are related to the future main shock and to the future aftershocks (see the text for more explanations about the symbols). The closest approach to the main shock is at 03:25:30 UT. The parameters below the plots indicate that the observation takes place during nighttime along the rupture zone of the earthquakes in Chile.

statistical analysis are presented in section 4. Discussion and conclusions are provided in section 5.

2. The Experiment

[5] DEMETER is a low-altitude satellite (710 km) launched in June 2004 into a polar and circular orbit. It measures electromagnetic waves and plasma parameters all around the globe except in the auroral zones [Parrot, 2006]. The altitude of the satellite was decreased to 660 km in December 2005. Due to technical reasons data are only recorded at invariant latitudes less than 65° . The orbit of DEMETER is nearly Sun-synchronous and the northward half-orbits correspond to nighttime (22:30 LT) whereas the southward half-orbits correspond to daytime (10:30 LT). Variations of the ion density are measured by the instrument IAP (Instrument Analyseur de Plasma). IAP is fully described by Berthelier *et al.* [2006]. Observations of ionospheric perturbations and their interpretation as possible

short-term precursors of earthquakes represent the main scientific objective of DEMETER.

3. DEMETER Observations

[6] Due to its orbit, DEMETER returns every day above the same region but more or less close to a given point (epicenter). The ion density shown in Figure 1 has been recorded by the satellite along an orbit close to the epicenter on 10 February 2010, i.e., 17 days before the earthquake. Figure 1 (top) shows the O^+ ion density obtained from IAP. Figure 1 (bottom) shows symbols of coming earthquakes with their distances from the satellite, magnitudes and times to the shock. The symbols are filled green squares for past earthquakes and aftershocks, filled red triangles for earthquakes and aftershocks which will occur soon close to the half-orbit. The color scales on the right (green and red) give the time interval between the earthquakes and the DEMETER orbit with a color gradation from >30 days up to a [0–6 h] interval. The empty symbols have similar sig-

DEMETER

Date _(y/m/d): 2010/02/16

Orbit: 30109_1

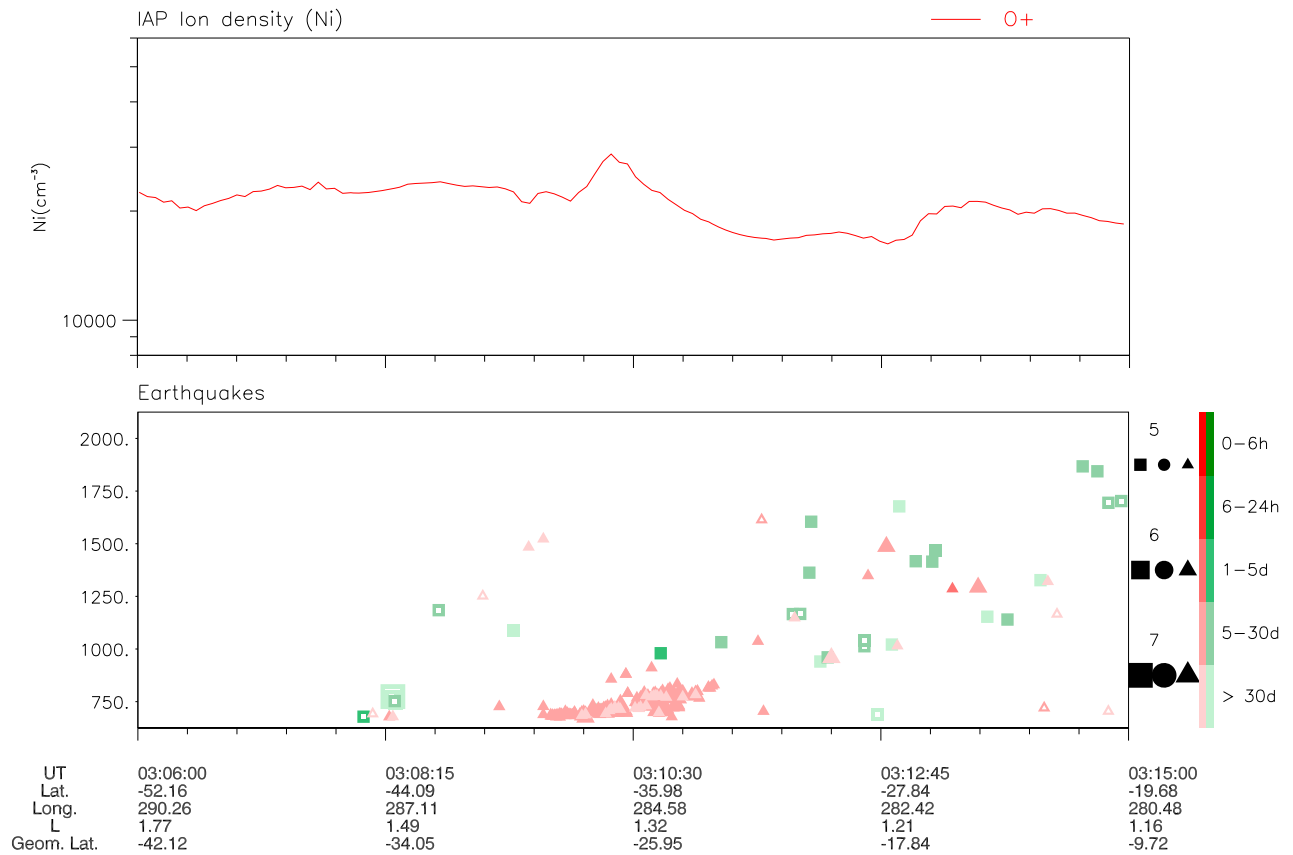


Figure 2. Data recorded on 16 February 2010 between 03:06:00 and 03:15:00 UT. The format is the same as in Figure 1. The closest approach to the main shock is at 03:10:17 UT.

DEMETER

Date (y/m/d): 2010/02/18

Orbit: 30138_1

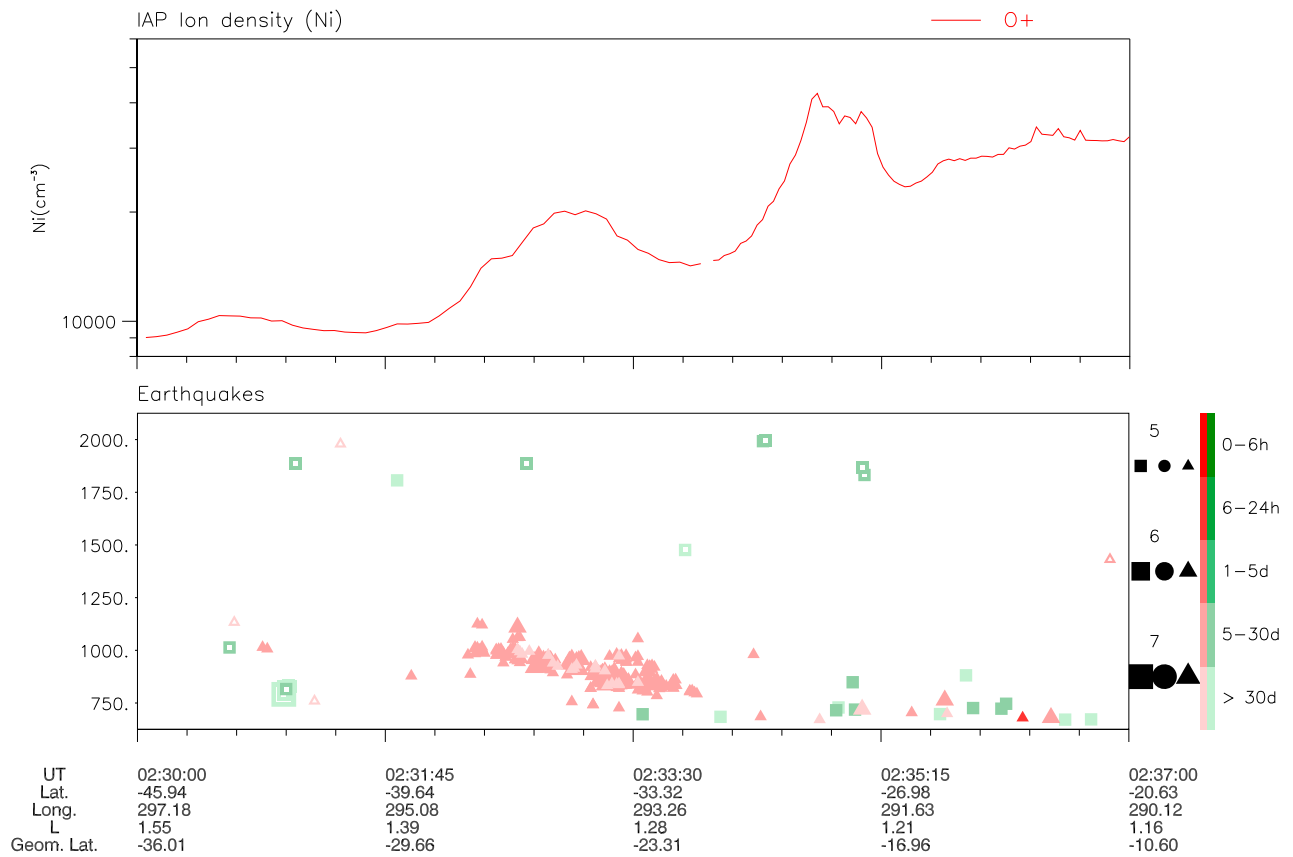


Figure 3. Data recorded on 18 February 2010 between 02:30:00 and 02:37:00 UT. The format is the same as in Figure 1. The closest approach to the main shock is at 02:33:08 UT.

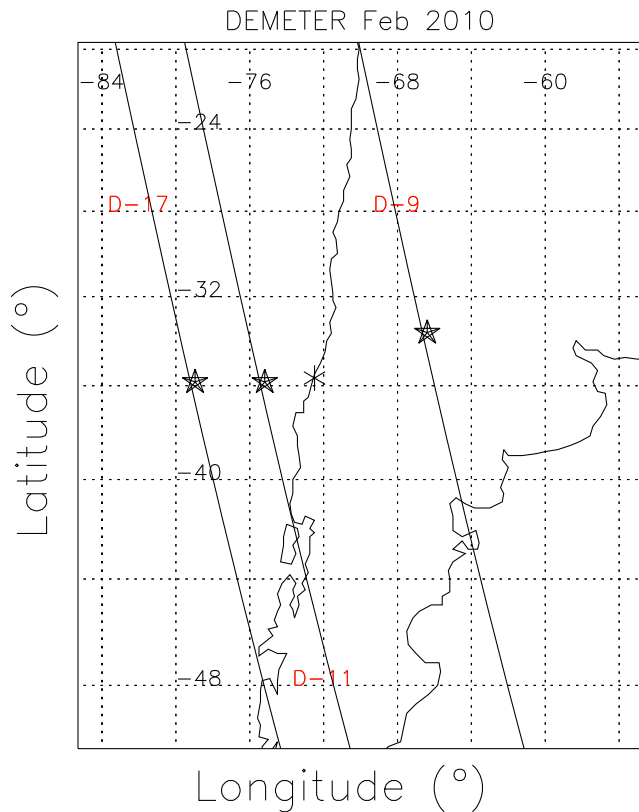


Figure 4. Traces of the orbits whose data are shown in Figures 1–3. The epicenter is indicated by an asterisk. The stars on each trace indicate the location where the maximum of the signal is observed.

nifications except that they are related to the conjugate points of the epicenters (the distance D is then the distance between the conjugate points of the epicenters and the satellite). The symbol sizes correspond to earthquakes of magnitude [5–6], [6–7], and [>7]. In Figure 1 (bottom), the numerous red filled triangles are related to the future main shock and to the future aftershocks, and their elongated positions indicate that the DEMETER orbit is almost parallel to the rupture fault. The electron density and the O^+ ion density have the same variation (not shown). These densities present a clear local maximum around 03:25 UT, vertically above the future epicenter. Figure 2 displays the data recorded on 16 February 2010, i.e., 11 days before the earthquake. The format is the same as Figure 1, and it can be observed that the O^+ ion density presents a maximum above the epicenter. Figure 3 shows the data recorded on 18 February 2010, i.e., 9 days before the earthquake. The format is the same as in Figure 1. During the whole time interval, the density globally increases and presents two local maxima. The first maximum is at 02:33:05 UT, and Figure 1 (bottom) indicates that it corresponds to the middle of the rupture zone. The second density maximum occurs between 02:34:47 and 02:35:06 UT. Using the IGRF magnetic field model it occurs that this second maximum is located at the magnetically conjugate point of the epicenter at the altitude of the satellite (660 km). This indicates that the earthquake could possibly induce two different perturbations in the ionosphere: one which occurs right above the

epicenter and the second one at the conjugate point. It means that the instigator of this second perturbation can follow the magnetic field lines. In Figures 2 and 3, the electron density and the O^+ ion density have again the same variation (not shown).

[7] Figure 4 shows the traces of the orbits corresponding to Figures 1–3. The star on each orbit indicates the position where the density is maximum and one can see that it corresponds to the closest approach to the epicenter for the three events.

4. A Systematic Analysis

[8] Following the observation of the events mentioned above, a systematic study of the ion density in the vicinity of the earthquake's epicenter has been done to check if similar perturbations could be found when there is no seismic activity. The results are displayed in Figure 5. For our study, we use data recorded on orbits with a vertical trace at less than 10° (~ 1100 km) from the position of the main shock (35.85°S , 72.72°W). As another criterion, nighttime orbits have been used because the daytime orbits of DEMETER are always in the local morning hours and no perturbation is observed. The data have also been selected for the same season from the beginning of January to the end of March during 4 years. When these criteria are satisfied, all available data provided by the IAP instrument on board the DEMETER satellite correspond to about 350 orbits. For each chosen orbit 6 min of data are approximately considered and we have made an array of plasma density where each bin corresponds to the geographic latitude of the satellite with respect to the latitude of the epicenter (noted as 0 on each panel of Figure 5). The white gaps show position in which the given criteria were not satisfied and we do not have any data. These arrays are displayed as function of days before and after 27 February each year, noted as zero on the time axis. Each panel of Figure 5 corresponds to a different year, and Figure 5 (top) is related to 2010 where zero on the time axis corresponds to the earthquake day. Among others, density enhancements shown in Figures 1–3 can be recognized in the 2010 panel. Among the 4 years of data, it can be observed that the plasma density presents maxima only during days preceding the Chile earthquake. Plots similar to Figure 5 have been also done at the same latitude of the earthquake epicenter but at different longitudes (6° – 36°E , 96° – 126°E , and 186° – 216°E) and they do not display any variation. In order to check the magnetic activity and the solar activity, Figure 6 displays the daily sum of the Kp indices and the $F_{10.7}$ indices for the same four time intervals as in Figure 5. It can be observed that Kp values remain very low (particularly in the 2010 panel) and that $F_{10.7}$ values are also very low due to the fact that we were in an exceptionally long lower part of a solar cycle.

5. Discussions and Conclusions

[9] The presented statistical analysis agrees with previous studies that reported local variations of plasma density in time and position close to coming earthquakes [see, e.g., Liu *et al.*, 2009; Kon *et al.*, 2011]. The seismic effect is of course all the more important as the magnitude is large [Hobara and Parrot, 2005]. DEMETER often registers such

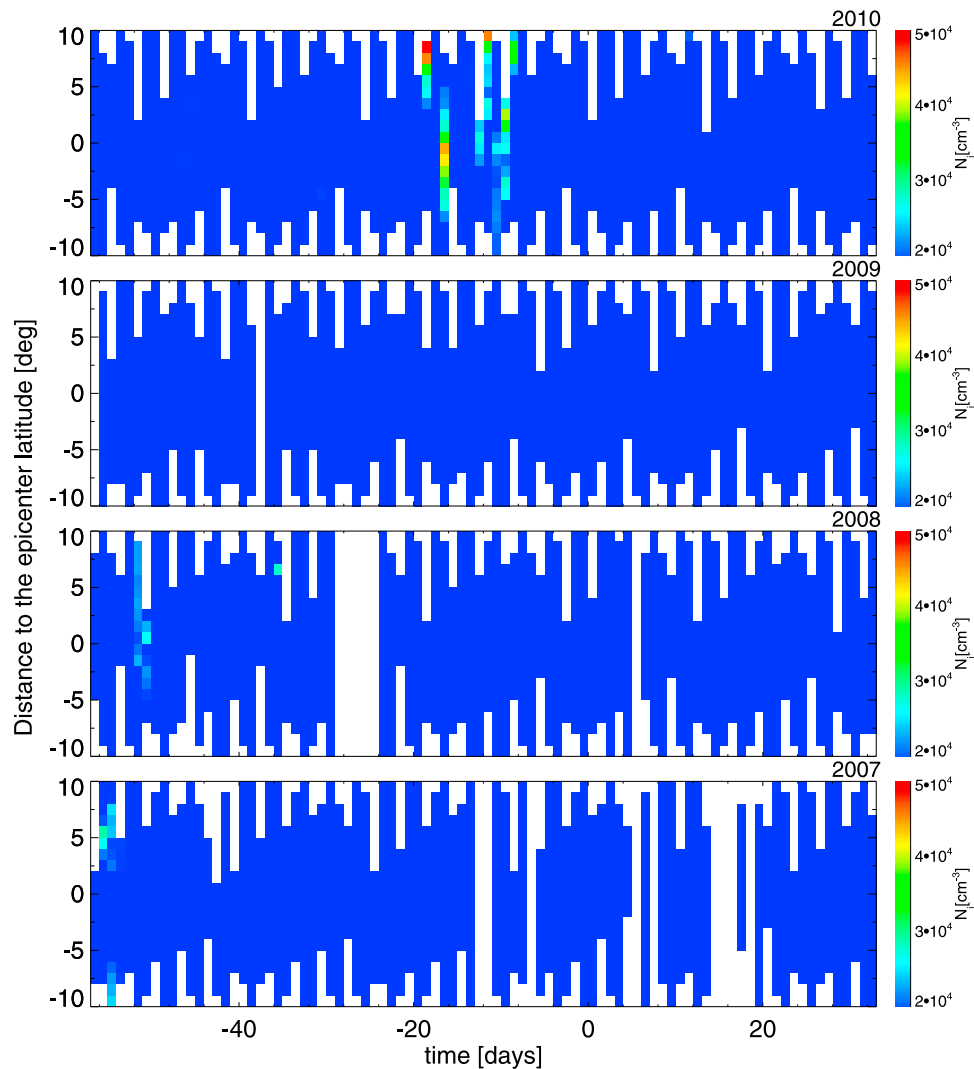


Figure 5. Representation of the data recorded during 4 years in the vicinity of the epicenter of the M_w 8.8 Chile earthquake. Each panel is related to 1 year and represents the plasma density for each day from 1 January to 31 March. The day 0 on the x axis corresponds to 27 February each year (the day of the main shock in 2010). The latitude 0 on the y axis corresponds to the latitude of the epicenter (35.85°S). Only data which are at a distance less than 10° (~ 1100 km) from the epicenter are shown. The value of the density is color coded according to the color scales on the right. These color scales are identical for all years. The background dark blue color corresponds to values which are mainly around 3000 cm^{-3} .

anomalies before earthquakes. It already demonstrated a statistical link between the apparition of electromagnetic perturbations and the earthquakes with magnitude larger than 5 [Němec *et al.*, 2008]. The various mechanisms mentioned in the introduction will not be discussed in this paper but our observation shown in Figure 3 (a perturbation vertically above the epicenter and another at a point that is geomagnetically linked to the epicenter) indicates that the phenomena could be complex, with a possible involvement of waves and/or charged particles which can be guided by the magnetic field. Even if the mechanism is not known up to now, one must say that electric field generated for example by radon mechanism can penetrate in the lower ionosphere [Pulinets *et al.*, 1998]. If there is a change in the

crust at the time of an earthquake, it is certain that it will induce changes at ionospheric levels.

[10] The systematic study over 4 years of measurements has shown that such high increase of plasma density is only observed a few days before the main shock of this powerful Chile earthquake. But, for several reasons, it remains difficult to perform prediction from this potential short-term precursor signal. In general, it is impossible to estimate the time of the earthquakes because these perturbations occur between a few hours and a few weeks before earthquakes. In the past it has been shown [see, e.g., Tsai *et al.*, 2006] that perturbations are observed 1–6 days before large earthquakes. Concerning this Chile event, the observation of density enhancements 10–20 days could be attributed to its

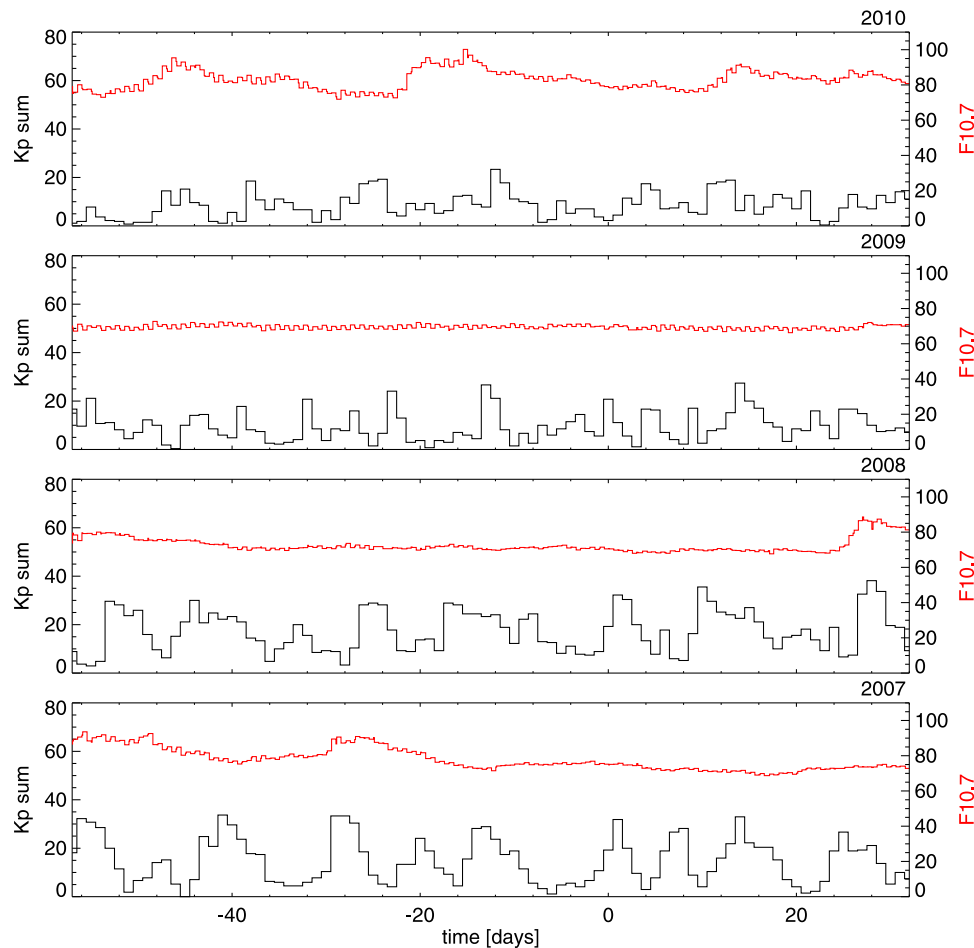


Figure 6. Representation of the sum of the Kp (black, left scale) and $F_{10.7}$ (red, right scale) indices recorded during 4 years around the time of the M_w 8.8 Chile earthquake. Each panel is related to 1 year and represents the indices for each day from 1 January to 31 March. The day 0 on the x axis corresponds to 27 February each year (the day of the main shock in 2010). Kp data are from the Kyoto World Data Center, and $F_{10.7}$ data are from the National Geophysical Data Center (NGDC) of the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA).

very large and outstanding magnitude. If we consider the current state of our understanding of the observed perturbations as possible precursors of seismic activity, the uncertainties on the predicted position and on the magnitude of the future earthquakes are very large.

[11] There are many scientists over the world working with the DEMETER data. Their objective is to characterize these anomalies and the kind of seismic events they are associated with, to learn how to automatically detect them in the data, to compare their occurrence with the seismic activity in order to understand their origin, and to define criteria which can be used in the future to make predictions. This is a long-term goal of our research, but the signal observed before the M_w 8.8 Chile earthquake will contribute to this task.

[12] **Acknowledgments.** This work was supported by the Centre National d'Etudes Spatiales. It is based on observations with the plasma analyzer IAP embarked on DEMETER. The authors thank J. J. Berthelier, the PI of this instrument, for the use of the data.

[13] Robert Lysak thanks the reviewers for their assistance in evaluating this paper.

References

- Asada, T., H. Baba, M. Kawazoe, and M. Sugiura (2001), An attempt to delineate very low frequency electromagnetic signals associated with earthquakes, *Earth Planets Space*, *53*, 55–62.
- Berthelier, J. J., M. Godefroy, F. Leblanc, E. Seran, D. Peschard, P. Gilbert, and J. Artru (2006), IAP, the thermal plasma analyzer on DEMETER, *Planet. Space Sci.*, *54*(5), 487–501, doi:10.1016/j.pss.2005.10.018.
- Blanc, E. (1985), Observations in the upper atmosphere of infrasonic waves from natural or artificial sources: A summary, *Ann. Geophys.*, *3*, 673–687.
- Freund, F. (2009), Stress-activated positive hole charge carriers in rocks and the generation of pre-earthquake signals, in *Electromagnetic Phenomena Associated With Earthquakes*, edited by M. Hayakawa, pp. 41–96, Transworld Res. Network, Trivandrum, India.
- Harrison, R. G., K. L. Aplin, and M. J. Rycroft (2010), Atmospheric electricity coupling between earthquake regions and the ionosphere, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, *72*, 376–381, doi:10.1016/j.jastp.2009.12.004.
- Hattori, K. (2004), ULF geomagnetic changes associated with large earthquakes, *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, *15*, 329–360.
- Hobara, Y., and M. Parrot (2005), Ionospheric perturbations linked to a very powerful seismic event, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, *67*, 677–685, doi:10.1016/j.jastp.2005.02.006.

- Kon, S., M. Nishihashi, and K. Hattori (2011), Ionospheric anomalies possibly associated with $M \geq 6.0$ earthquakes in the Japan area during 1998–2010: Case studies and statistical study, *J. Asian Earth Sci.*, 41(4–5), 410–420, doi:10.1016/j.jseae.2010.10.005.
- Larkina, V. I., V. V. Migulin, O. A. Molchanov, I. P. Kharkov, A. S. Inchin, and V. B. Schvetcova (1989), Some statistical results on very low frequency radiowave emissions in the upper ionosphere over earthquake zones, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 57, 100–109, doi:10.1016/0031-9201(89)90219-7.
- Liu, J. Y., et al. (2006), Giant ionospheric disturbances excited by the M9.3 Sumatra earthquake of 26 December 2004, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L02103, doi:10.1029/2005GL023963.
- Liu, J. Y., S. W. Chen, Y. C. Chen, H. Y. Yen, C. P. Chang, W. Y. Chang, L. C. Tsai, C. H. Chen, and W. H. Yang (2008), Seismo-ionospheric precursors of the 26 December 2006 M 7.0 Pingtung earthquake doublet, *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, 19, 751–759, doi:10.3319/TAO.2008.19.6.751(PT).
- Liu, J. Y., et al. (2009), Seismoionospheric GPS total electron content anomalies observed before the 12 May 2008 Mw 7.9 Wenchuan earthquake, *J. Geophys. Res.*, 114, A04320, doi:10.1029/2008JA013698.
- Němec, F., O. Santolík, M. Parrot, and J. J. Berthelier (2008), Spacecraft observations of electromagnetic perturbations connected with seismic activity, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L05109, doi:10.1029/2007GL032517.
- Němec, F., O. Santolík, and M. Parrot (2009), Decrease of intensity of ELF/VLF waves observed in the upper ionosphere close to earthquakes: A statistical study, *J. Geophys. Res.*, 114, A04303, doi:10.1029/2008JA013972.
- Norabuena, E. O., T. H. Dixon, S. Stein, and C. G. A. Harrison (1999), Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, 26(22), 3405–3408, doi:10.1029/1999GL005394.
- Parrot, M. (1994), Statistical study of ELF/VLF emissions recorded by a low-altitude satellite during seismic events, *J. Geophys. Res.*, 99, 23,339–23,347, doi:10.1029/94JA02072.
- Parrot, M. (1999), Statistical studies with satellite observations of seismogenic effects, in *Atmospheric and Ionospheric Electromagnetic Phenomena Associated With Earthquakes*, edited by M. Hayakawa, pp. 685–695, Terra Sci., Tokyo.
- Parrot, M. (Ed.) (2006), First results of the DEMETER micro-satellite, *Planet. Space Sci.*, 54(5), pp. 411–557.
- Parrot, M., and M. M. Mogilevsky (1989), VLF emissions associated with earthquakes and observed in the ionosphere and the magnetosphere, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 57, 86–99, doi:10.1016/0031-9201(89)90218-5.
- Pulinets, S. A., and K. A. Boyarchuk (2004), *Ionospheric Precursors of Earthquakes*, Springer, Heidelberg, New York.
- Pulinets, S. A., V. V. Khagai, K. A. Boyarchuk, and A. M. Lomonosov (1998), Atmospheric electric field as a source of ionospheric variability, *Sov. Phys. Usp., Engl. Transl.*, 41(5), 515–522, doi:10.1070/PU1998v041n05ABEH000399.
- Tate, J., and W. Daily (1989), Evidence of electro-seismic phenomena, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 57, 1–10, doi:10.1016/0031-9201(89)90207-0.
- Tsai, Y. B., J. Y. Liu, K. F. Ma, Y. H. Yen, K. S. Chen, Y. I. Chen, and C. P. Lee (2006), Precursory phenomena associated with 1999 Chi-Chi earthquake in Taiwan as identified under the iSTEP program, *Phys. Chem. Earth*, 31, 365–377.

M. Parrot, LPC2E, CNRS, 3A Ave. de la Recherche Scientifique, F-45071 Orléans CEDEX 2, France. (mparrot@cnrs-orleans.fr)

D. Piša and O. Santolík, Faculty of Mathematics and Physics, Charles University, Prague 18000, Czech Republic.

D.2 Attenuation of electromagnetic waves at the frequency ~ 1.7 kHz in the upper ionosphere observed by the DEMETER satellite in the vicinity of earthquakes

Special Issue: EARTHQUAKE PRECURSORS

Attenuation of electromagnetic waves at the frequency ~ 1.7 kHz in the upper ionosphere observed by the DEMETER satellite in the vicinity of earthquakesDavid Píša^{1,2,3}, František Němec², Michel Parrot¹, Ondřej Santolík^{3,2}¹ *Laboratoire de Physique et Chimie de l'Environnement et de l'Espace, Université d'Orléans, CNRS, Orléans, France*² *Charles University in Prague, Faculty of Mathematics and Physics, Prague, Czech Republic*³ *Institute of Atmospheric Physics, Academy of Science of the Czech Republic, Prague, Czech Republic***Article history**

Received July 7, 2011; accepted September 19, 2011.

Subject classification:

Surveys, measurements, and monitoring, Waves and wave analysis, Wave propagation.

ABSTRACT

The DEMETER satellite was the first satellite specifically dedicated to the recording of electromagnetic phenomena connected with seismic activity. Almost 6.5 years of measurements provide good opportunities to analyze a unique dataset with global Earth coverage. We present the results of a statistical study of the intensity of very low frequency electromagnetic waves recorded in the upper ionosphere. Robust two-step data processing has been used. The expected unperturbed distribution of the power spectral densities of electromagnetic emissions was calculated first. Then, the power spectral densities measured in the vicinities of earthquakes are compared with the unperturbed distribution and are examined for the presence of uncommon effects related to seismic activity. The statistical significance of the observed effects is evaluated. We confirm the previously reported results of a very small, but statistically significant, decrease in wave intensities a few hours before times of main shocks using this much larger dataset. The wave intensity decrease at a frequency of about 1.7 kHz is observed only during the night and only for shallow earthquakes. This can potentially be explained by increases in the cut-off frequency of the Earth ionosphere waveguide caused by imminent earthquakes.

1. Introduction

Over the past two decades, considerable progress has been made in the field of seismo-electromagnetic effects. The main aim of this study is to find possible short-term precursors of earthquakes that would allow us to predict these devastating events. Although various types of possible precursors have been reported (e.g. changes in temperature or conductivity), electromagnetic perturbations are probably one of the most promising candidates. These have been observed both using ground-based measurements and satellites, and they are believed to occur across a wide range of frequencies, from direct current to very high frequency [Parrot and Mogilevsky 1989, Larkina et al. 1989, Tate and

Daily 1989, Serebryakova et al. 1992, Molchanov et al. 1993, Parrot 1994, Asada et al. 2001, Bortnik et al. 2008, Hobara et al. 2005, Němec et al. 2008, 2009]. However, it remains very difficult to identify these effects in the ionosphere, because they are most certainly particularly weak when compared to other electromagnetic effects due to other sources (e.g. lightning, geomagnetic storms, man-made noise). Consequently, there is still controversy concerning the actual existence of these seismo-electromagnetic effects, and there are quite a few studies that dispute their existence [Henderson et al. 1993, Rodger et al. 1996, Clilverd et al. 1999].

There are many theories that try to describe the processes before upcoming earthquakes and to explain why precursors should be observed; e.g. motion of the positive holes [Freund 2007, 2011], microfracturing electrification [Gershenson et al. 1989, Molchanov and Hayakawa 1998, Molchanov et al. 2006], or a release of radon gas [Sorokin et al. 2001]. Nevertheless, widely accepted and demonstrated short-term precursors are still missing.

The advantage of the robust statistical study that we present here is that we are able to exclude the electromagnetic variations due to other than seismic sources. A similar statistical study that used a dataset obtained by the DEMETER (Detection of Electro-Magnetic Emissions Transmitted from Earthquake Regions) satellite was performed by Němec et al. [2008]. They systematically investigated 2.5 years of the DEMETER data, and they showed that during the night there was a small, but statistically significant, decrease in wave intensities in the vicinity of earthquakes shortly before (0-4 h) the time of the main shock.

In the present study, we applied the method of Němec et al. [2008] to the complete dataset acquired by DEMETER

(~6.5 years). The dataset that we used is described in Section 2. Section 3 presents the data processing method that we applied. The results that were obtained are presented in Section 4, and discussed in Section 5. Finally, Section 6 gives a brief summary.

2. The dataset

DEMETER was a low-altitude satellite (altitude, 710 km) that was launched in June 2004, on a circular polar orbit. It measured electromagnetic waves and plasma parameters all around the globe, except in the auroral zones [Parrot 2006]. The altitude of the satellite was decreased to 660 km in December 2005. The satellite science mission came to an end in December 2010, providing a total of about 6.5 years of data. The orbit of the DEMETER satellite was nearly Sun-synchronous. The up-going half-orbits corresponded to night-time (22.30 LT), whereas the down-going half-orbits corresponded to day-time (10.30 LT). The electric field measurements were carried out by an electric field instrument known as an ICE (Instrument Champ Electrique), which operated from direct current up to about 3 MHz. There were two different modes of operation of the satellite, called 'burst' and 'survey'. During the burst mode, more detailed data were collected. However, this was active only above limited areas, and therefore it is not very suitable for the intended statistical study. In the survey mode and the very low frequency (VLF) range (20 Hz to 20 kHz) that we have used, the frequency spectra of one electric field component calculated on board with a frequency resolution of about 19.5 Hz and a time resolution of either 2.048 s or 0.512 s are available. A more detailed description of the ICE instrument can be found in Berthelier et al. [2006].

We limited our analysis to the frequency range below 10 kHz, to avoid the frequencies of terrestrial VLF transmitters. Following Němec et al. [2008], we selected 16 frequency bands (117 Hz each) in such a way that they omit spacecraft interferences and cover the entire studied frequency range as uniformly as possible. We also limited our analysis to the geomagnetic latitudes between -65 and $+65$ degrees, because there were no data acquired by DEMETER at larger geomagnetic latitudes. All of the appropriate data recorded during the lifetime of the DEMETER mission were included in the present study; i.e. from September 2004 to December 2010.

We tried to identify and remove all of the time intervals when the data might be corrupted. We used a list of the single event upset events [Ziegler and Lanford 1979], which is available on the project website (<http://demeter.cnrs-orleans.fr>). The single event upsets are the results of effects on the microelectronic device (e.g. memory) of electromagnetic radiation caused by, e.g., an energetic particle. This can cause a change in state that occurs in or close to an important node of a logic element, which can

consequently destroy the data measured at that given time. Moreover, we excluded the time intervals with possible non-natural events; e.g. interference of the Langmuir probe, monochromatic radiation, and diffusive noise, among others. A complete list of these events, along with their descriptions and examples, can be obtained from the website of the LPC2E laboratory in Orléans, France (<ftp://lpc2e.cnrs-orleans.fr/projects/demeter/pub/SETI/>).

For the earthquake data, we used the US Geological Survey earthquake catalog (<http://earthquake.usgs.gov>). Altogether, about 9,000 earthquakes with magnitudes ≥ 5.0 and depths ≤ 40 km occurred all over the world during the period analyzed. All of these were included in the study.

3. Processing methodology

We used the data processing method developed and described by Němec et al. [2008, 2009]. As the method is described in detail in these studies, we will only present a brief overview. The basic idea of the method is to collect all of the available data observed in the vicinity of earthquakes and to interpret these in the context of long-term distributions obtained for similar ionospheric conditions. In the first step of the data processing, it is therefore necessary to describe the distribution of the intensity of electromagnetic waves observed by DEMETER using all of the available data. This long-term distribution of intensities is calculated separately for each combination of the parameters used to characterize the state of the ionosphere. The parameters that we selected and the number of bins used for each of these are the same as those used by Němec et al. [2008], namely: frequency (16), geomagnetic latitude (66), geomagnetic longitude (36), magnetic local time (2), geomagnetic activity expressed by Kp index (3), and season of the year (2). We constructed a multidimensional array with the number of dimensions equal to the number of parameters. In each bin of this array, we stored a histogram of the wave intensities observed during the appropriate ionospheric conditions. The histograms were then used to construct the experimental cumulative distribution function (CDF) of the wave intensity for each of the bins.

In the second step of the data processing, the data related to the earthquakes (i.e. the data acquired close to earthquake epicenters both in space and time) are considered. These data were evaluated using the CDFs obtained in the first step of the data processing, and it was determined whether they were different from the expected distributions that were or were not seismically perturbed. To do so, we organized the data related to earthquakes into a grid, as a function of the frequency, the time relative to the main shock, and the distance from the epicenter. Moreover, the day-time and the night-time data were treated separately. Values that would be used more than once (typically the main shock and aftershocks) were excluded from our

analysis, to avoid the mixing of pre-seismic and post-seismic activity. Otherwise, a single measurement can be used more than once, and it would be impossible say to which earthquake the observed data can be attributed. This would result in greater uncertainty of the statistics.

For each measurement, the values of the corresponding CDF were evaluated. Afterwards, we calculate the mean values of the CDFs in each bin of the grid (the ‘probabilistic intensity’; 0.5 is subtracted to get the mean value equal to 0). The resulting mean values were then normalized to have the mean value equal to 0 and the standard deviation equal to 1 (the ‘normalized probabilistic intensity’). A lower estimate of the standard deviation used for normalization was obtained by taking into account the uniform distribution of the probabilistic intensity values, and by assuming that all of these values are independent. As this is not exactly the case, an additional factor is introduced, expressing the relative fraction of the data that was measured during the same half-orbit that can be considered as independent [see Němec et al. 2008, 2009].

4. Results

The main purpose of the present study is to apply the method of Němec et al. [2008] to the whole dataset acquired by the DEMETER satellite, and to determine whether the results obtained by Němec et al. [2008] using the first few years of data hold. To enable a direct comparison with the previously obtained results, exactly the same data processing method was used, with the same selection of frequency intervals and binning of individual parameters. Following their results, we have focused only on the night-time measurements in the vicinity of earthquakes with magnitudes ≥ 5.0 and with shallow depths ≤ 40 km.

Figure 1 shows the frequency-time dependence of the normalized probabilistic intensity obtained for distances lower than 330 km from the epicenter. It can be seen that the main observed feature is a decrease in the normalized probabilistic intensity at the frequency of about 1.7 kHz shortly before (0-4 h) the time of the main shocks. The value of this decrease corresponds to about 2.74 standard deviations. This effect is based on 3,920 values of CDFs collected during 115 different orbits. The mean value of the CDFs in this bin is about 0.419, which corresponds to a decrease in the wave intensity equal to about 2 dB. The night-time data in the frequency band centered at 1.7 kHz measured all over the world during all of the period analyzed were used as the referent distribution of wave intensities for the calculation of decreases in dB [see Němec et al. 2009, Figure A1]. From the same histogram, variations corresponding to one standard deviation from the mean are equal to about ± 7.5 dB.

Figure 2 shows the same dependence obtained for distances up to 440 km from the epicenter of earthquakes. The statistical significance of the effect is stronger when this

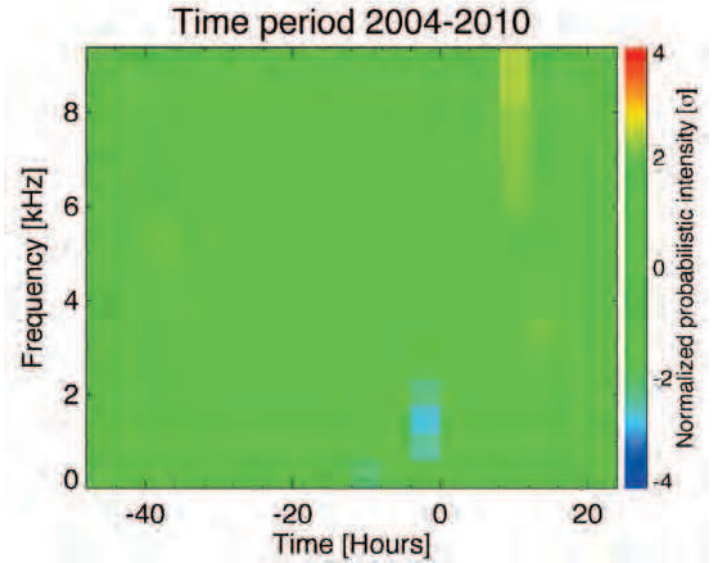


Figure 1. Frequency-time dependence of the normalized probabilistic intensity (see text) obtained from the night-time electric field data measured within 330 km from the epicenters of earthquakes with magnitudes ≥ 5.0 and depth ≤ 40 km.

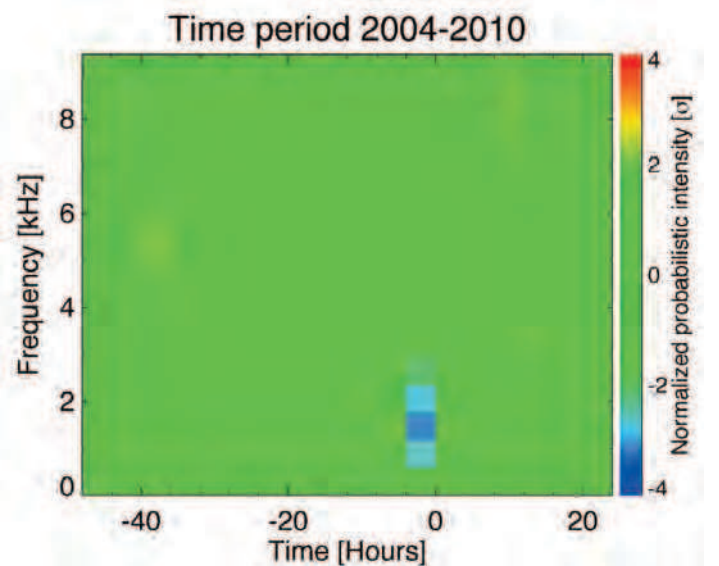


Figure 2. Frequency-time dependence of the normalized probabilistic intensity (see text) obtained from the night-time electric field data measured within 440 km from the epicenters of earthquakes with magnitudes ≥ 5.0 and depth ≤ 40 km.

extended area is considered. The normalized probabilistic intensity decreases by about 3 standard deviations. This effect is based on 6,790 values of CDFs collected during 153 different orbits. The mean value of the CDFs in this bin is 0.429, corresponding to a decrease in the wave intensity of about 1.8 dB.

Figure 3 shows the distance-time dependence of the normalized probabilistic intensity in the frequency interval 1,640 Hz to 1,740 Hz. This shows that the affected area is limited to distances ≤ 440 km from the epicenter. The effect

in this plot appears to be stronger at greater distances from the epicenter. However, as the amount of data included in the individual bins is not constant, but increases with the distance from the epicenter, a certain awareness is needed when interpreting the normalized results. The idea becomes clear when it is considered that even relatively small changes in the wave intensity can be statistically significant if they appear systematically in the large amount of data. On the other hand, even rather huge decreases in wave intensity would not be statistically significant if they were observed only in a couple of orbits. That this intuitive explanation is valid for our situation is demonstrated in Figure 4. This

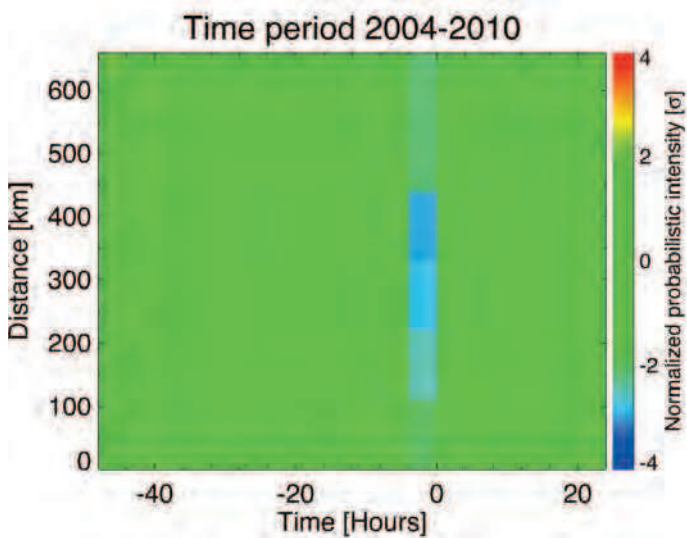


Figure 3. Distance-time dependence of the normalized probabilistic intensity (see text) obtained from the night-time electric field data measured at a frequency of about 1.7 kHz close to earthquakes with magnitude ≥ 5.0 and depth ≤ 40 km.

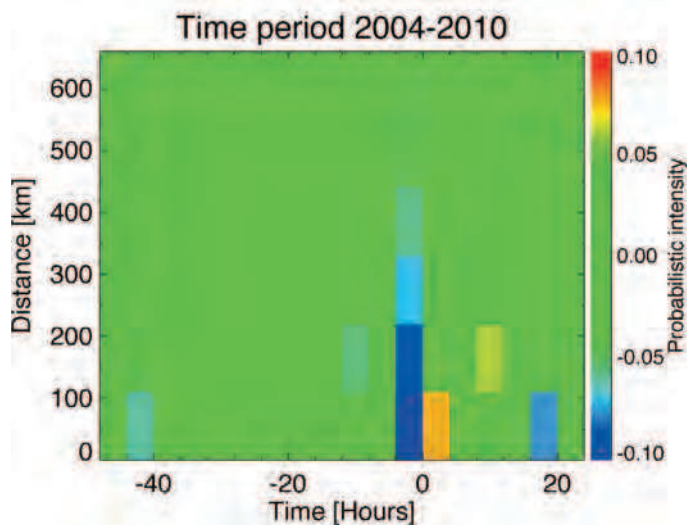


Figure 4. Distance-time dependence of the probabilistic intensity (without normalization; see text) obtained for the night-time electric field data measured at a frequency of about 1.7 kHz close to earthquakes with magnitude ≥ 5.0 and depth ≤ 40 km.

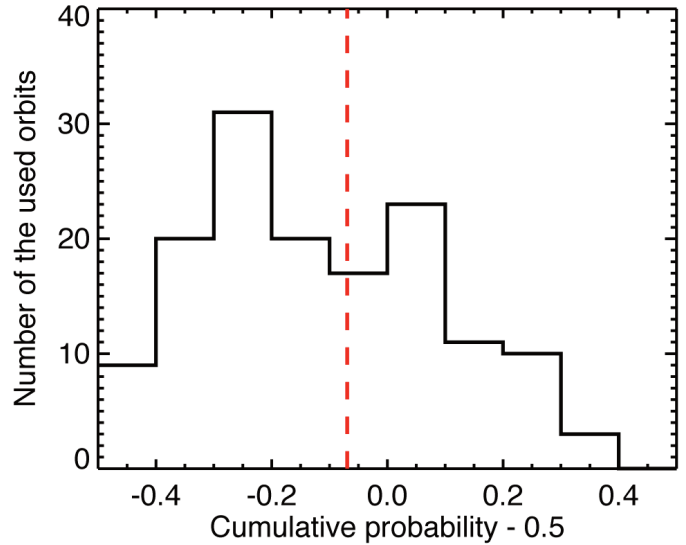


Figure 5. Distribution of the mean values of the CDFs that contribute to the observed wave intensity decrease. Vertical dashed red line, mean CDF.

represents the same dependence as in Figure 3, but this time for the results before the normalization; i.e. the values of the probabilistic intensity. It can be seen that the largest decrease in the probabilistic intensity is observed at distances < 110 km from the epicenter, and the magnitude of the effect gradually decreases with increasing distance. It can be seen that an increase is clearly seen right after the time of the shocks. This is not a surprise, as it is known that the shock itself induces acoustic gravity waves that propagate upward [see for example, Blanc 1985].

To analyze the frequency-time interval that corresponds to the decrease in Figure 2 in more detail (i.e. the frequency range 1640 Hz to 1740 Hz, and the time interval 0 h to 4 h before the time of the main shock), we analyzed the distribution of the appropriate values of CDFs. Only the orbits with at least 12 values contributing to the effects were selected. A single value was obtained for each of these as a mean of the 12 CDF values closest to the epicenter. This was done as the data recorded within one orbit cannot be considered as independent. Using this procedure, we obtained a number of values that are lower than the number of orbits that contributed to the decrease in Figure 2. A histogram of these values is shown in Figure 5. It can be seen that this histogram is shifted towards the lower values, which corresponds to a decrease in the normalized probabilistic intensity. The mean value of the distribution is marked by the vertical dashed red line in Figure 5, which is about -0.069 . We can evaluate the statistical significance of this shift; i.e. we can determine the probability that it might occur randomly. Two different methods were used. First, we used the classical t-test [Press et al. 1992, Ch. 14.2]. This is a statistical hypothesis test designed to assess whether the means of two normally distributed populations are equal. We have tested the

possibility that the observed deviation of the mean from 0 is random (0 is the expected mean if no seismic-related effects were present). The resulting probability is about 0.1%, which means that the observed deviation of the mean value from 0 is unlikely to be random. The second method that we used to estimate the statistical significance of the effects was to determine the number of values corresponding to the decrease (97) and the number of values corresponding to the increase (47). The probability that such a situation might occur randomly was then evaluated based on the binomial distribution with the anticipated probability of a decrease being equal to the anticipated probability of an increase. The resulting probability is lower than 0.1%, which means again that the observed shift toward the lower values is unlikely to be random.

5. Discussion

The existence of the previously reported decrease in the wave intensity shortly before the time of main earthquake shocks [Němec et al. 2008, 2009] has been confirmed here using the complete DEMETER dataset. However, the amplitudes of the observed effect – with mean and median CDFs of 0.419 and 0.375, respectively – are approximately the same as those reported in these previous studies. They reported mean and median CDFs as 0.417 and 0.374, respectively [Němec et al. 2009], and 0.354 and 0.324, respectively [Němec et al. 2008]. The differences might be caused by using different emission maps describing a longer time period. These can hide possible small time-scale effects, which can have a role in the final results.

It can be expected that any potential effect should be very close to the epicenter. However, Němec et al. [2009] showed a shift of the effect by 2 degrees westwards. This is not shown by our study, as we used a different analysis method than Němec et al. [2009]. We cannot therefore exclude that a small shift in the affected area from the vertical

projection of the epicenter is hidden in statistical fluctuations of the results shown in Figure 4. This is also suggested by the normalized values shown in Figure 3.

The distribution of the mean values of the CDFs obtained for the data forming the effect shown in Figure 5 represents an independent test of the statistical significance of the effect. Moreover, it can be used to exclude the possibility that the decrease is caused by a few orbits of exceptionally low wave intensity. We used two independent statistical tests. The one sample t-test is designed specifically to test if a mean of a distribution is equal to a given value or not. However, it assumes that the distribution is normal, which is not exactly the case for the distribution studied here. Consequently, we used the independent and rougher test based on the binomial distribution. According to both of these tests applied, the decrease is statistically very significant.

As noted by Němec et al. [2008], the frequency of about 1.7 kHz where the decrease is observed corresponds approximately to the cut-off frequency of the Earth-ionosphere waveguide during the night-time [Budden 1961]. The lower frequency cut-off of this waveguide is inversely proportional to the height of the ionosphere. Taking into account that during the night-time the electromagnetic waves generated due to thunderstorm activity were a crucial source of VLF radiation observed by DEMETER [Němec et al. 2010], it can be expected that the exact frequency of this cut-off can significantly affect the power spectrum of the electromagnetic waves observed by DEMETER at frequencies close to 1.7 kHz. This is illustrated well in Figure 6, which presents an example of the frequency-time spectrogram of the power spectral densities of electric field fluctuations observed during one half orbit. The frequency cut-off at a frequency of about 1.7 kHz can be clearly identified as the frequency below which the power spectral density of the electric field fluctuations decreases drastically.

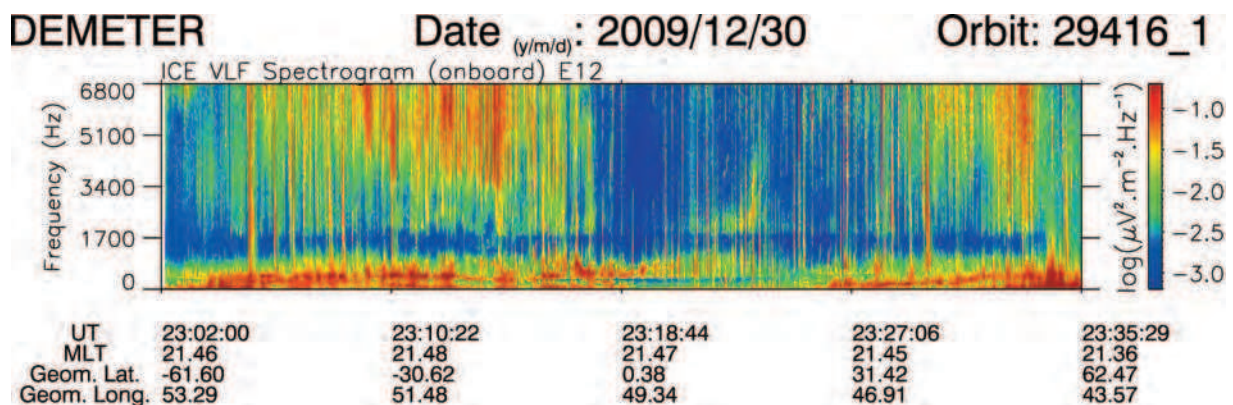


Figure 6. Frequency-time spectrogram of the power spectral density of the electric field fluctuations recorded by DEMETER along a complete half-orbit on December 30, 2009. Note the clear cut-off frequency of the whistlers (vertical lines) at about 1,700 Hz. The cut-off frequency remains relatively constant over all of the sampled latitudes.

An increase in this cut-off frequency would therefore necessarily lead to a decrease in the power spectral density of electric field fluctuations observed by DEMETER in the appropriate frequency range. Such an increase of the cut-off frequency would correspond to a decrease in the height of the ionosphere. Our results could therefore indicate that the height of the ionosphere is statistically lower above epicenters of imminent earthquakes. We have visually checked the earthquake orbits for the presence of such changes in the cut-off frequency. However, no clear change in the cut-off frequency was identified. This might be explained by the fluctuations of the background intensity in the dynamic range of about ± 7.5 dB, as compared to the 2 dB change that corresponds to the attenuation effect. A more detailed analysis of the changes in the cut-off frequencies is beyond the scope of the present study, and this will be investigated in the future. According to a recent study by Harrison et al. [2010], this effect might result from an increase in the electric conductivity in the lower troposphere due to an increase in radon emanation prior to major earthquakes. The corresponding variations in the vertical atmospheric current that flows between the ionosphere and the surface of the Earth would modify the lower D-region electron density profile, and then the cut-off frequency of the Earth-ionosphere waveguide.

6. Conclusions

We have studied previously reported decreases in the intensities of electromagnetic waves at frequencies of about 1.7 kHz observed in the vicinity of imminent earthquakes [Němec et al. 2008, 2009]. Using the very large DEMETER dataset of ~ 6.5 years of measurements, we have confirmed that during the night there was a very small, but statistically significant, decrease in the wave intensity observed by the satellite close to earthquakes with magnitudes ≥ 5.0 and depths ≤ 40 km shortly before the time of the main shocks (0-4 h). However, it is important to note that this effect is very small (a decrease of ~ 2 dB) as compared to the usual variations in the background activity (± 7.5 dB), and therefore it is very difficult to observe it directly in separate cases. These results are in agreement with an explanation suggested by Harrison et al. [2010] based on changing the properties of the Earth-ionosphere waveguide. Attenuation of a certain type of waves (e.g. 0+ whistlers) has not been visually detected.

Acknowledgements. This study was supported by the Centre National d'Etudes Spatiales. It is based on observations with the electric field experiment embarked on DEMETER. The authors thank J.J. Berthelier, the PI of this instrument, for the data supply. A part of the studies leading to these results was also funded from the European Community Seventh Framework Programme (FP7/2007-2013), under grant agreement n° 262005. We acknowledge additional support from grants ME09107, GACR 205-09-1253, and GAUK 403511.

References

- Asada, T., H. Baba, M. Kawazoe and M. Sugiura (2001). An attempt to delineate very low frequency electromagnetic signals associated with earthquakes, *Earth Planet. Space*, 53, 55-62.
- Berthelier, J.J., M. Godefroy, F. Leblanc, M. Malingre, M. Menvielle, D. Lagoutte, J.Y. Brochot, F. Colin, F. Elie, C. Legendre, P. Zamora, D. Benoist, Y. Chapuis and J. Artru (2006). ICE, the electric field experiment on DEMETER, *Planet. Space Sci.*, 54, 456-471.
- Blanc, E. (1985). Observations in the upper atmosphere of infrasonic waves from natural or artificial sources: a summary, *Ann. Geophysicae*, 3, 673-688.
- Bortnik, J., J.W. Cutler, C. Dunson and T.E. Bleier (2008). The possible statistical relation of Pc1 pulsations to earthquake occurrence at low latitudes, *Ann. Geophys.*, 26, 2825-2836.
- Budden, K.G. (1961). *The Waveguide Mode Theory of Wave Propagation*, London, Logos Press; Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall [c1961].
- Cilverd, M.A., C.J. Rodger and N.R. Thomson (1999). Investigating seismoionospheric effects on a long subionospheric path, *J. Geophys. Res.*, 104, 28171-28179.
- Freund, F.T. (2007). Pre-earthquake signals: part 1. Deviatoric stresses turn rocks into a source of electric currents, *Nat. Haz. Earth Syst. Sci.*, 7, 535-541.
- Freund, F. (2011). Pre-earthquake signals: Underlying physical processes, Original Research Article, *J. Asian Earth Sci.*, 41, 383-400.
- Gershenson, N.I., M.B. Gokhberg, A.V. Karakin, N.V. Petviashvili and A.L. Rykunov (1989). Modelling the connection between earthquake preparation processes and crustal electromagnetic emission, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 57, 129-138.
- Harrison, R.G., K.L. Aplin and M.J. Rycroft (2010). Atmospheric electricity coupling between earthquake regions and the ionosphere, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 72, 376-381.
- Henderson, T.R., V.S. Sonwalkar, R.A. Helliwell, U.S. Inan and A.C. Fraser-Smith (1993). A search for ELF/VLF emissions induced by earthquakes as observed in the ionosphere by the DE 2 satellite, *J. Geophys. Res.*, 98, 9503-9514.
- Hobara, Y., F. Lefeuvre, M. Parrot and O.A. Molchanov (2005). Low-latitude ionospheric turbulence observed by Aureol-3 satellite, *Ann. Geophys.*, 23, 1259-1270.
- Larkina, V.I., V.V. Migulin, O.A. Molchanov, I.P. Kharkov, A.S. Inchin and V.B. Schvetcova (1989). Some statistical results on very low frequency radiowave emissions in the upper ionosphere over earthquake zones, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 57, 100-109.
- Molchanov, O.A. and M. Hayakawa (1998). On the generation mechanism of ULF seismogenic electromagnetic emissions, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 105, 201-210.
- Molchanov, O.A., O.A. Mazhaeva, A.N. Goliavin and M.

*Corresponding author: David Piša

Institute of Atmospheric Physics, Academy of Science of the Czech Republic, Prague, Czech Republic;
e-mail: david.pisa@cnrs-orleans.fr

- Hayakawa (1993). Observation by the Intercosmos-24 satellite of ELF-VLF electromagnetic emissions associated with earthquakes, *Ann. Geophys.*, 11, 431-440.
- Molchanov, O., A. Rozhnoi, M. Solovieva, O. Akentieva, J. J. Berthelier, M. Parrot, F. Lefeuvre, P.F. Biagi, L. Castellana and M. Hayakawa (2006). Global diagnostics of the ionospheric perturbations related to the seismic activity using the VLF radio signals collected on the DEMETER satellite, *Nat. Haz. Earth Syst. Sci.*, 6, 745-753.
- Němec, F., O. Santolík, M. Parrot and J.J. Berthelier (2008). Spacecraft observations of electromagnetic perturbations connected with seismic activity, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L05109; doi: 10.1029/2007GL032517.
- Němec, F., O. Santolík and M. Parrot (2009). Decrease of intensity of ELF/VLF waves observed in the upper ionosphere close to earthquakes: A statistical study, *J. Geophys. Res.*, 114, A04303; doi: 10.1029/2008JA013972.
- Němec, F., O. Santolík, M. Parrot and C.J. Rodger (2010). Relationship between median intensities of electromagnetic emissions in the VLF range and lightning activity, *J. Geophys. Res.*, 115, A08315; doi: 10.1029/2010JA015296.
- Parrot, M. and M.M. Mogilevsky (1989). VLF emissions associated with earthquakes and observed in the ionosphere and the magnetosphere, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 57, 86-99.
- Parrot, M. (1994). Statistical study of ELF/VLF emissions recorded by a low-altitude satellite during seismic events, *J. Geophys. Res.*, 99, 23339-23347.
- Parrot, M. (Ed.) (2006). First results of the DEMETER microsatellite, *Special Issue of Planet. Space Sci.*, 54, 411-558.
- Press, W.H., S.A. Teukolsky, W.T. Vetterling and B.P. Flannery (1992). *Numerical Recipes in C. The Art of Scientific Computing*, 2nd Edition, Chapter 14.2.
- Rodger, C.J., N.R. Thomson and R.L. Dowden (1996). A search for ELF/VLF activity associated with earthquakes using ISIS satellite data, *J. Geophys. Res.*, 101, 13369-13378.
- Serebryakova, O.N., S.V. Bilichenko, V.M. Chmyrev, M. Parrot, L. Rauch, F. Lefeuvre and O.A. Pokhotelov (1992). Electrodynamical ELF radiation from earthquake regions as observed by low-altitude satellites, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 91-94.
- Sorokin, V.M., V.M. Chmyrev and A.K. Yaschenko (2001). Electrodynamical model of the lower atmosphere and the ionosphere coupling, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 63, 1681-1691.
- Tate, J. and W. Daily (1989). Evidence of electro-seismic phenomena, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 57, 1-10.
- Ziegler, J.F. and W.A. Lanford (1979). Effect of cosmic rays on computer memories, *Science*, 206, 776-788.

© 2012 by the Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. All rights reserved.

Bibliographie

- Afonin, V., O. A. Molchanov, T. Kodama, M. Hayakawa, and O. A. Akentieva (1999), *Statistical study of ionosphere plasma response to seismic activity : search for reliable result from satellite observations*, pp. 597–618, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo.
- Afonin, V. V., O. A. Akentieva, O. A. Molchanov, and M. Hayakawa (2000), Statistical study of equatorial anomaly from high apogee satellite APEX and low apogee satellite COSMOS-900, in *International Workshop on Seismo-Electromagnetics*, pp. 645–659.
- Akhoondzadeh, M., M. Parrot, and M. R. Saradjian (2010), Electron and ion density variations before strong earthquakes ($M > 6.0$) using DEMETER and GPS data, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, *10*, 7–18.
- Asada, T., H. Baba, M. Kawazoe, and M. Sugiura (2001), An attempt to delineate very low frequency electromagnetic signals associated with earthquakes, *Earth Planets Space*, *53*, 55–62.
- Berthelier, J., et al. (2006b), ICE, the electric field experiment on DEMETER, *Planet. and Space Sci.*, *Elsevier*, *54*, 456–471.
- Berthelier, J. J., M. Godefroy, F. Leblanc, E. S. D. Peschard, P. Gilbert, and J. Artru (2006a), IAP, the thermal plasma analyzer on DEMETER, *Planet. Space Sci.*, *54*(5), 487–501.
- Biagi, P. F., A. Ermini, and S. P. Kingsley (2001), Disturbances in LF radiosignals and the Umbria-Marche (Italy) seismic sequence in 1997-1998, *Phys. Chem. Earth.*, *26*, 755–759.
- Bilitza, D., and B. Reinisch (2007), International Reference Ionosphere 2007 : Improvements and new parameters, *J. Adv. Space Res.*, *42*, 599–609.
- Bortnik, J., J. W. Cutler, C. Dunson, and T. E. Bleier (2008), The possible statistical relation of Pc1 260 pulsations to Earthquake occurrence at low latitudes, *Ann. Geophys.*, *26*, 2825 – 2836.
- Boskova, J., J. Smilauer, P. Triska, and K. Kudela (1990), Anomalous behaviour of plasma parameters as observed by the Intercosmos 24 satellite prior to the Iranian Earthquake of 20 June, 1990, *Studia Geophys. et Geod.*, *38*, 213–220.
- Boskova, J., J. Smilauer, and F. J. P. Triska (1993), Is the ion composition of outer ionosphere related to seismic activity?, *J. of Atm. and Ter. Physics*, *55*, 1689–1695.
- Budden, K. G. (1961), *The waveguide mode theory of wave propagation*, London, Logos Press ; Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall.

- Calais, E., and J. B. Minster (1995), GPS detection of ionospheric TEC perturbations following the January 17, 1994, Northridge earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, *22*, 1045–1048.
- Chmyrev, V. M., N. V. Isaev, O. N. Serebryakova, V. M. Sorokin, and Y. P. Sobolev (1997), Small-scale plasma inhomogeneities and correlated ELF emissions in the ionosphere over an earthquake region, *J. Atmos. Terr. Phys.*, *59*, 967–974.
- Christian, H. J., et al. (2003), Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector, *J. Geophys. Res.*, *108*, doi :10.1029/2002JD002347.
- Clilverd, M. A., C. J. Rodger, and N. R. Thomson (1999), Investigating seismoionospheric effects on a long subionospheric path, *J. Geophys. Res.*, *28*, 28,171 – 28,179.
- Cummer, S. A., U. S. Inan, and T. F. Bell (1998), Ionospheric D region remote sensing using VLF radio atmospherics, *Radio Sci.*, *33*, 1781–1792.
- Freund, F. (2009), *Stress-activated positive hole charge carriers in rocks and the generation of pre-earthquake signals*, pp. 41–96, PTransworld Res. Network, Trivandrum, India.
- Freund, F. (2011), Pre-earthquake signals : Underlying physical processes, *J. of Asian Earth Sci.*, *41*, 383–400.
- Freund, F. T. (2007a), Pre-earthquake signals – Part I : Deviatoric stresses turn rocks into a source of electric currents, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, *7*, 535–541.
- Freund, F. T. (2007b), Pre-earthquake signals – Part ii : Flow of battery currents in the crust, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, *7*, 543–548.
- Gal'perin, Y. I., V. A. Gladyshev, N. V. Dzhordzhio, V. I. Larkina, and M. M. Mogilevskii (1992), Precipitation of high-energy captured particles in the magnetosphere above the epicenter of an incipient earthquake, *Cosmic Research*, *30*, 89–106.
- Gershenson, N. I., M. B. Gokhberg, A. V. Karakin, N. V. Petviashvili, and A. L. Rykunov (1989), Modelling the connection between earthquake preparation processes and crustal electromagnetic emission, *Phys. Earth Planet. Inter.*, *57*, 129–138.
- Gokhberg, M. B., V. A. Pilipenko, and O. A. Pokhotelov (1983), Satellite observation of the electromagnetic radiation above the epicentral region of an incipient earthquake, *Dokl. Acad. Sci. USSR Earth Sci. Ser., Engl. Transl.*, *268*(1), 5–7.
- Grimalsky, V., M. Hayakawa, V. Ivchenko, Y. Rapoport, and V. Zadorozhnyi (2003), Penetration of an electrostatic field from the lithosphere into the ionosphere and its effect on the D-region before earthquakes, *J. of Atm. and Solar-Terr. Phys.*, *65*, 391–407.
- Gufeld, I. L., A. A. Rozhnoy, S. N. Tyumentsev, S. V. Sherstyuk, and V. S. Yampolsky (1992), Radio wave field disturbances prior to Rudbar and Rachinsk earthquakes, *Izvestiya. Earth Phys.*, *28*, 267–270.
- Hargreaves, J. K. (1992), *The Solar-Terrestrial Environment*, Cambridge Univ. Press, New York.
- Harrison, R. G., K. L. Aplin, and M. J. Rycroft (2010), Atmospheric electricity coupling between earthquake regions and the ionosphere, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, *72*, 376–381.

- Hattori, K. (2004), ULF geomagnetic changes associated with large earthquakes, *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, *15*, 329–360.
- Hayakawa, M. (Ed.) (2009), *Electromagnetic phenomena associated with earthquakes*, 235–253 pp., Trans. Res. Network, India.
- Hayakawa, M., and . A. Molchanov (2000), Effect of earthquakes on lower ionosphere as found by subionospheric VLF propagation, *Adv. Space Res.*, *26*, 1273–1276.
- Hayakawa, M., O. A. Molchanov, T. Ondoh, and E. Kawai (1996), The precursory signature effect of the Kobe earthquake on VLF subionospheric signals, *J. Comm. Res. Lab.*, *43*, 169–180.
- Henderson, T. R., V. S. Sonwalkar, R. A. Helliwell, U. S. Inan, and A. C. Fraser-Smith (1993), A search for ELF/VLF emissions induced by earthquakes as observed in the ionosphere by the DE-2 satellite, *J. Geophys. Res.*, *98*, 9503–9514.
- Hobara, Y., and M. Parrot (2005), Ionospheric perturbations linked to a very powerful seismic event, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, *67*, 677–685.
- Hobara, Y., F. Lefeuvre, M. Parrot, and O. A. Molchanov (2005), Low-latitude ionospheric turbulence observed by Aureol-3 satellite, *Ann. Geophys.*, *23*, 1259–1270.
- Kikuchi, H. (2001), *Electrodynamics in dusty and dirty plasmas*, Kluwer Academic Publishers.
- Kim, V. P., and V. V. Hegai (1997), On possible changes in the midlatitude upper ionosphere before strong earthquakes, *J. Earthq. Predict. Res.*, *6*, 275–280.
- Kim, V. P., S. A. Pulnits, and V. V. Hegai (2002), Theoretical model of possible disturbances in the nighttime mid-latitude ionospheric D-region over an area of strong earthquake preparation, *Radiophys and Quantum Electr.*, *45*, 262–268.
- Kon, S., M. Nishihashi, and K. Hattori (2011), Ionospheric anomalies possibly associated with $M \geq 6.0$ earthquakes in the Japan area during 1998–2010 : Case studies and statistical study, *J. Asian Earth Sci.*, *41*, 410–420.
- Krider, E. P., and R. W. Roble (1986), *The Earth's Electrical Environment*, National Academy Press, Washington D.C.
- Kushida, Y., and R. Kushida (2002), Possibility of earthquake forecast by radio observations in the VHF band, *J. of Atmos. Elect.*, *22*, 239–255.
- Larkina, V. I., A. V. Nalivayko, N. I. Gershenson, M. B. Gokhberg, V. A. Liperovskiy, and S. L. Shalimov (1983), Observations of VLF emissions related with seismic activity, on the Intercosmos-19 satellite, *Geomag. and Aeron.*, *23*, 684–687.
- Larkina, V. I., V. V. Migulin, O. A. Molchanov, I. P. Kharkov, A. S. Inchin, and V. B. Schvetcova (1989), Some statistical results on very low frequency radiowave emissions in the upper ionosphere over earthquake zones, *Phys. Earth Planet. Inter.*, *57*, 100–109.
- Lebreton, J.-P., et al. (2006), The ISL langmuir probe experiment processing onboard DEMETER : Scientific objectives, description and first results, *Planet. and Space Sci.*, *54*, 472–486.

- Liperovskaya, E. V., C.-V. Meister, O. A. Pokhotelov, M. Parrot, V. V. Bogdanov, and N. E. Vasil'eva (2006a), On Es-spread effects in the ionosphere connected to earthquakes, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, *6*, 741–744.
- Liperovskaya, E. V., M. Parrot, V. V. Bogdanov, C.-V. Meister, M. V. Rodkin, and V. A. Liperovsky (2006b), On variations of foF2 and F-spread before strong earthquakes in Japan, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, *6*, 735–739.
- Liperovsky, V., O. Pokhotelov, E. Liperovskaya, M. Parrot, C. Meister, and O. A. Alimov (2000), Modification of sporadic E-layers caused by seismic activity, *Surv. in Geophys.*, *21*, 449–486.
- Liu, J., Y. Chuo, S. A. Pulnits, H. F. Tsai, and X. Zeng (2002), *Seismo-Electromagnetics : Lithosphere–Atmosphere–Ionosphere–Coupling*, chap. A study on the TEC perturbations prior to the Rei-Li, Chi-Chi and Chia-Yi earthquakes, pp. 297–301, TERRRAPUB, Tokyo.
- Liu, J. Y. (2009), Seismoionospheric GPS total electron content anomalies observed before the 12 May 2008 Mw 7.9 Wenchuan earthquake, *J. Geophys. Res.*, *114*, 1533–1538, doi : 10.5194/angeo-28-1533-2010.
- Liu, J. Y., Y. B. Tsai, S. W. Chen, C. P. Lee, Y. C. Chen, H. Y. Yen, W. Y. Chang, and C. Liu (2006), Giant ionospheric disturbances excited by the M9.3 Sumatra earthquake of 26 December 2004, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, doi :10.1029/2005GL023963.
- Liu, J. Y., S. W. Chen, Y. C. Chen, H. Y. Yen, C. P. Chang, W. Y. Chang, L. C. Tsai, C. H. Chen, and W. H. Yang (2008), Seismoionospheric precursors of the 26 December 2006 M7.0 Pingtung earthquake doublet, *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, *19*, 751–759.
- Matthews, J. P., and J. P. Lebreton (1985), A search for seismic related wave activity in the micropulsation and ULF frequency ranges using GEOS-2 data, *Ann. Geophys.*, *3*, 739–754.
- Meyer, S. G., A. B. Collier, and C. J. Rodger (2011), Daytime VLF modeling over land and sea, comparison with data from DEMETER satellite, *IEEE CONFERENCE PUBLICATIONS, General Assembly and Scientific Symposium, 2011 XXXth URSI*, doi : 10.1109/URSIGASS.2011.6051108.
- Mikhaylova, G. A., A. M. Goliavin, and I. U. M. Mikhailov (1991), Dynamic spectra of VLF emissions in the topside ionosphere connected with the Iranian earthquake of 21 June 1990, *Geomagnetizm i Aeronomiia.*, *31*, 801–807.
- Molchanov, O. A., and M. Hayakawa (1998), On the generation mechanism of ULF seismogenic electromagnetic emissions, *Phys. Earth Planet. Inter.*, *105*, 201–210.
- Molchanov, O. A., O. A. Mazhaeva, A. N. Goliavin, and M. Hayakawa (1993), Observation by the Intercosmos-24 satellite of ELF–VLF electromagnetic emissions associated with earthquakes, *Ann. Geophys.*, *11*, 431–440.
- Molchanov, O. A., M. Hayakawa, V. V. Afonin, O. A. Akentieva, and E. A. Mareev (2002a), *Possible influence of seismicity by gravity waves on ionospheric equatorial anomaly from data of IK-24 satellite ; 1. Search for idea of seismo-ionosphere coupling*, pp. 275–285, TERRAPUB, Tokyo.

- Molchanov, O. A., M. Hayakawa, V. V. Afonin, O. A. Akentieva, and E. A. Mareev (2002b), *Possible influence of seismicity by gravity waves on ionospheric equatorial anomaly from data of IK-24 satellite ; 2. Equatorial anomaly and small-scale ionospheric turbulence*, pp. 287–296, TERRAPUB, Tokyo.
- Molchanov, O. A., O. S. Akentieva, V. V. Afonin, E. A. Mareev, and E. N. Fedorov (2004), Plasma density-electric field turbulence in the low-latitude ionosphere from the observation on satellites ; possible connection with seismicity, *Phys. Chem. Earth*, *29*, 569–577.
- Molchanov, O. A., M. Rozhnoi, S. O. Akentieva, J. J. Berthelier, M. Parrot, F. Lefeuvre, P. F. Biagi, L. Castellana, and M. Hayakawa (2006), Global diagnostics of the ionospheric perturbations related to the seismic activity using the VLF radio signals collected on the DEMETER satellite, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, *6*, 745–753.
- Nagao, T., et al. (2002), Electromagnetic anomalies associated with 1995 KOBE earthquake, *J. Geodynamics*, *33*, 401–411.
- Norabuena, E. O., T. H. Dixon, S. Stein, and C. G. A. Harrison (1999), Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, *26*(22), 3405–3408.
- Němec, F., O. Santolík, M. Parrot, and J. J. Berthelier (2008), Spacecraft observations of electromagnetic perturbations connected with seismic activity, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, doi : 10.1029/2007GL032517.
- Němec, F., O. Santolík, and M. Parrot (2009), Decrease of intensity of ELF/VLF waves observed in the upper ionosphere close to earthquakes : A statistical study, *J. Geophys. Res.*, *114*, doi : 10.1029/2008JA013972.
- Němec, F., O. Santolík, M. Parrot, and C. J. Rodger (2010), Relationship between median intensities of electromagnetic emissions in the vlf range and lightning activity, *J. Geophys. Res.*, *115*.
- Ondoh, T. (2000), Seismo-ionospheric phenomena, *Adv. Space Res.*, *26*, 1267–1272.
- Parrot, M. (1990), Electromagnetic disturbances associated with earthquakes : An analysis of ground-based and satellite data, *J. of Sci. Expl.*, *4*(2), 203–211.
- Parrot, M. (1994a), Statistical study of ELF/VLF emissions recorded by a low-altitude satellite during seismic events, *JouGR*, *99*, 23,339–23,347.
- Parrot, M. (1994b), *Electromagnetic Phenomena Related to Earthquake Prediction*, chap. Seismo-Electromagnetic Waves Detected by a Low-Altitude Satellites, pp. 361–372, TERRAPUB, Tokyo.
- Parrot, M., and F. Lefeuvre (1985), Correlation between GEOS VLF emissions and earthquakes, *Ann. Geophys.*, *3*, 737–747.
- Parrot, M., and M. M. Mogilevsky (1989), VLF emissions associated with earthquakes and observed in the ionosphere and the magnetosphere, *Phys. Earth Planet. Inter.*, *57*, 86–99.
- Parrot, M., et al. (2006), The magnetic field experiment IMSC and its data processing onboard DEMETER : scientific objectives, description and first results, *Planet. Space Sci.*, *54*(5), 441–455.

- Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling, and B. P. Flannery (1992), *Numerical Recipes in C. The Art of Scientific Computing, 2nd Edition*.
- Pulinets, S., and D. Ouzounov (2011), Lithosphere-atmosphere-ionosphere coupling (LAIC) model - an unified concept for earthquake precursors validation, *J. of Asian Earth Sci., Elsevier*, *41*, 371–382.
- Pulinets, S. A. (1998), Strong earthquakes prediction possibility with the help of topside sounding from satellites, *Adv. Space Res.*, *21*, 455–458.
- Pulinets, S. A., and K. A. Boyarchuk (2004), *Ionospheric Precursors of Earthquakes*, Springer, Hedelberg, New York.
- Pulinets, S. A., V. V. Khagai, K. A. Boyarchuk, and A. M. Lomonosov (1998), Atmospheric electric field as a source of ionospheric variability, *Sov. Phys. Usp., Engl. Transl.*, *41(5)*, 515–522.
- Pulinets, S. A., K. A. Boyarchuk, V. V. Khagai, V. P. Kim, and A. M. Lomonosov (2000), Quasielectrostatic model of atmosphere-thermosphere-ionosphere coupling, *Adv. Space Res.*, *26*, 1209–1121.
- Pulinets, S. A., A. Legen'kab, T. Gaivoronskayab, and V. Depuev (2003), Main phenomenological features of ionospheric precursors of strong earthquakes, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, *65*, 1337–1347.
- Píša, D., M. Parrot, and O. Santolík (2011), Ionospheric density variations recorded before the 2010 Mw 8.8 earthquake in Chile, *J. Geophys. Res.*, *116*, doi :10.1029/2011JA016611.
- Píša, D., F. Němec, M. Parrot, and O. Santolík (2012), Attenuation of electromagnetic waves at the frequency ~ 1.7 kHz in the upper ionosphere observed by the DEMETER satellite in the vicinity of earthquakes, *Annals of Geophys.*, *55*, 157–163.
- Rios, V. H., V. P. Kim, and V. V. Hegai (2004), Abnormal perturbations in the F2 region ionosphere observed prior to the great San Juan earthquake of 23 November 1977, *Adv. Space Res.*, *33*, 323–327.
- Rodger, C. J., N. R. Thomson, and R. L. Dowden (1996), A search for ELF/VLF activity associated with earthquakes using ISIS satellite data, *J. Geophys. Res.*, *101*, 13,369–13,378.
- Sauvaud, J., et al. (2006), High-energy electron detection onboard DEMETER : The IDP spectrometer, description and first results on the inner belt, *Planet. and Space Sci.*, *54*, 502–511.
- Sechrist, J., C. F. (1974), Comparisons of techniques for measurement of D-region electron densities, *Radio Sci.*, *9*, 137–149.
- Serebryakova, O. N., S. V. Bilichenko, V. M. Chmyrev, M. Parrot, L. Rauch, F. Lefeuvre, and O. A. Pokhotelov (1992), Electrodynamic ELF radiation from earthquake regions as observed by low-altitude satellites, *Geophys. Res. Lett.*, *19*, 91–94.
- Shklyar, D. R., and I. Nagano (1998), On vlf wave scattering in plasma with density irregularities, *J. Geophys. Res.*, *103*, 29,515–29,526.
- Silina, A. S., E. V. Liperovskaya, V. A. Liperovsky, and C.-V. Meister (2001), Ionospheric phenomena before strong earthquakes, *Nat. Hazards Earth Sys. Sci.*, *1*, 113–118.

- Singh, B., V. Kushwah, O. P. Singh, D. R. Lakshmi, and B. M. Reddy (2004), Ionospheric perturbations caused by some major earthquakes in India, *Phys. Chem. Earth*, *29*, 537–550.
- Sorokin, V. M., V. M. Chmyrev, and M. Hayakawa (2000), The formation of ionosphere-magnetosphere ducts over the seismic zone, *Planet. Space Sci.*, *48*, 175–180.
- Sorokin, V. M., V. M. Chmyrev, and A. K. Yaschenko (2001), Electrodynamical model of the lower atmosphere and the ionosphere coupling, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, *63*, 1681–1691.
- Tate, J., and W. Daily (1989), Evidence of electro-seismic phenomena, *Phys. Earth Planet. Inter.*, *57*, 1–10.
- Toledo-Redondo, S., M. Parrot, and A. Salinas (2012), Variation of the first cut-off frequency of the Earth-ionosphere waveguide observed by DEMETER, *J. Geophys. Res.*, *117*.
- Tsai, Y. B., J. Y. Liu, K. F. Ma, Y. H. Yen, K. S. Chen, Y. I. Chen, and C. P. Lee (2006), Precursory phenomena associated with 1999 Chi-Chi earthquake in Taiwan as identified under the iSTEP program, *Phys. Chem. Earth*, *31*, 365–377.
- Voitov, G. I., and I. P. Dobrovolsky (1994), Chemical and isotopic-carbon instabilities of the native gas flows in seismically active regions, *Izvestiya Earth Sci.*, *3*, 20–31.
- Wait, J. R., and K. P. Spies (1964), *Characteristics of the Earth-ionosphere waveguide for VLF radio waves*, Nat. Bur. of Stand., Boulder, Colorado.
- Ziegler, J. F., and W. A. Lanford (1979), Effect of cosmic rays on computer memories, *Science*, *206*, 776–788.

David PÍŠA

Étude des émissions électromagnétiques enregistrées par le satellite DEMETER

Résumé :

Cette thèse présente des résultats basés sur les mesures d'ondes réalisées par le satellite DEMETER. Ce satellite français a été exploité entre les années 2004 et 2010 à l'altitude de ~ 660 km. Nous nous sommes concentrés sur les mesures des ondes électromagnétiques et de la densité du plasma au voisinage des tremblements de terre imminents.

Dans la première partie, nous présentons une étude des variations de la densité du plasma dans le voisinage d'un tremblement de terre très puissant au Chili (M_w 8.8) qui a eu lieu le 27 Février 2010. Les données enregistrées avant le choc principal le long des orbites proches de l'épicentre ont montré des augmentations de densité du plasma. Dans une deuxième étape, une analyse statistique a été effectuée en utilisant 4 ans de données pour suivre les variations saisonnières de densité. Cette étude montre qu'une augmentation forte de la densité du plasma est très rare dans cette région à l'époque du séisme.

Dans la deuxième partie, une étude statistique ($\sim 6,5$ ans) des variations de l'intensité des ondes TBF est montrée. Nous avons analysé toutes les données mesurées disponibles à proximité (en temps et en distance) de grands séismes ($M \geq 5$). Les données relatives à plus de 12000 tremblements de terre ont été comparées avec une distribution de référence non perturbée. Nous confirmons les résultats déjà rapportés de la diminution statistiquement significative de l'intensité des ondes à des fréquences de l'ordre de $\sim 1,7$ kHz. Cet effet semble être lié à une diminution de la limite inférieure de l'ionosphère qui affecte les ondes TBF qui se propagent dans le guide Terre-ionosphère.

Mots clés : DEMETER, tremblements de terre, ondes électromagnétiques, plasma spatial

Study of electromagnetic emissions recorded by the DEMETER satellite

Résumé :

This thesis presents results based on wave measurements performed by the DEMETER spacecraft. This French spacecraft was operating between 2004 and 2010 at the altitude of 660 km. We focus on measurements of the electromagnetic waves and plasma density in the vicinity of imminent earthquakes.

In a first part, we present a study of plasma density variations in the vicinity of a very powerful earthquake in Chile (M_w 8.8) which occurred on February 27, 2010. Data recorded before the main shock along orbits close to the future epicenter showed increasing plasma densities. In a second step, a statistical analysis using 4 years of data to monitor density variations under similar conditions has been performed. This study shows that a large increase of the plasma density is very uncommon at this location and at this time.

In a second part, a statistical study (~ 6.5 years) of variations of VLF wave intensity is shown. We have analyzed all available data measured close (in time and in distance) to large earthquakes ($M \geq 5$). Data related to more than 12000 earthquakes have been compared with an unperturbed background distribution. We confirm the previously reported results of a statistically significant decrease of the wave intensity at frequencies of about 1.7 kHz. This effect seems to be related to a decrease of the lower ionospheric boundary which affects the VLF waves propagating in the Earth-ionosphere waveguide.

Keywords : DEMETER, earthquakes, electromagnetic waves, space plasma



LPC2E/CNRS, 3A Avenue de la Recherche
Scientifique, 45071 Orléans Cedex 2



