

N°d'ordre : 01/2013-D/ST

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene (USTHB)
Faculté des Sciences de la Terre de la Géographie et de l'Aménagement du Territoire
(FSTGAT)



THESE

Présentée pour l'obtention du Grade de **Docteur**

En : Sciences de la Terre

Spécialité : Géophysique

Par

M^{lle} BENGHANEM Karima

THEME

**RECHERCHE DE CORRELATIONS ENTRE LES SEISMES PUISSANTS ET LES
PERTURBATIONS IONOSPHERIQUES A PARTIR DES DONNEES DE GEODESIE
SPATIALE (SATELLITE DEMETER) ET DES DONNEES GEOPHYSIQUES**

Soutenue publiquement, le : 23/01/2013 devant le jury composé de :

M. HAMOUDI Mohammed	Professeur à l'USTHB	Président
M. IDRES Mouloud	Professeur à l'USTHB	Directeur de thèse
M. KAHLOUCHE Salem	Directeur de Recherche au CTS	Co-Directeur de thèse
Mme ZAOURAR Naïma	Professeur à l'USTHB	Examinatrice
M. OUYED Merzouk	Professeur à l'USTHB	Examineur
M. BENSLAMA AbdelMalek	Professeur à l'UNIV. Constantine	Examineur

*A toi Vava incou adoré. Tu resteras, à tout jamais, vivant parmi
nous,*

Au soleil de ma vie ; ma mère,

A ma tendre et douce famille,

A ma grand-mère, oncles et tantes,

A mon père spirituel Abdelhay,

A la mémoire de mes grands parents.

A mes amis (es) où qu'ils (elles) seient.

Karima

Remerciements

L'aboutissement de ce travail n'aurait pas eu lieu sans l'aide et la mobilisation des personnes m'ayant entourée des années durant. Ainsi mes plus vifs remerciements vont à :

Messieurs M. IDRES, Professeur à la FSGAT / USTHB, et S. KAHLOUCHE, Directeur de recherche au Centre des Techniques Spatiales (CTS/Arzew) de m'avoir encadrée, mis à ma disposition les moyens requis, soutenue et encouragée afin de mener à terme cette thèse.

Madame ZAOURAR et Messieurs HAMOUDI, OUYED et BENSLAMA d'avoir accepté de lire et d'examiner cette thèse.

Le directeur du CRAAG, M. A.K. YELLES - CHAOUICHE et mes responsables au CRAAG, Messieurs A. ABTOUT , N. MERABET ainsi que M.M. DERDER. Le directeur général de l'ASAL, Monsieur A. OUSSEDIK ainsi que le directeur du CTS, Monsieur M. AARIZOU. Je vous remercie tous, pour les facilités que vous m'avez accordées afin de travailler dans la sérénité et de bien évoluer au sein de vos institutions respectives.

M. M. PARROT de m'avoir accueilli dans son laboratoire au LPC2E et d'avoir accepté de contribuer dans mes travaux. Veuillez trouver ici le témoignage de mon profond respect à vous et votre équipe.

M. S. PULINETS pour les discussions que nous avons eues ainsi que l'intérêt manifesté à ce travail.

Mes amis et collègues du CRAAG et du CTS à qui je dis merci pour vos encouragements et votre amitié. A M^{lles} Rabéa et Rachida. KORSO et L. TABTI, Mmes N. LAZIZI, A. HEDDAR, N. ZEKKOUR et M. F. TOUATI pour leur soutien et leur amitié si rare. Je ne puis m'empêcher d'avoir une pensée humble pour mes enseignants, qui sont, eux aussi pour quelque chose dans ma réussite professionnelle.

Je ne remercierai jamais assez, mon oncle, M. A. BENHALLA, de m'avoir soutenue, encouragée et d'avoir été présent tout le temps et particulièrement, dans les moments les plus durs. Merci aussi pour nos riches discussions qui demeureront toujours passionnantes.

Toute ma gratitude va à mon défunt père et à ma mère à qui je dois tout et sans qui jamais je ne serais arrivée là où j'en suis actuellement.

Une pensée va à toute ma famille pour leur encouragement et leur disponibilité à chaque fois que cela a été nécessaire.

Je ne puis citer toutes les personnes que ce soit au CRAAG, au CTS, à l'ASAL, à l'USTHB, au LPC2E ou ailleurs qui m'ont aidée et encouragée d'une manière ou d'une autre. A vous tous, je dis Merci.

Résumé

Des perturbations ionosphériques associées à l'activité sismique ont été observées, pour la première fois, dans les années 60 suite aux puissants séismes ($M \sim 9$) du Chili et de l'Alaska. Depuis, on ne cesse de rapporter l'influence de l'activité sismique sur différents éléments géochimiques, les ondes électromagnétiques, les paramètres ionosphériques, ... Or ces observations ont été, pour la plupart, éparses et n'ont pas été réalisées à partir de missions dédiées ; ce qui a donné naissance au projet DEMETER qui a permis de mener une étude complète et fiable à partir de données enregistrées in-situ. Ces perturbations, dues au couplage Lithosphère-Atmosphère-Ionosphère, se manifestent quelques jours ou quelques heures avant le choc principal de l'évènement sismique ; et sont qualifiées alors de précurseurs séismo-ionosphériques où la détection des perturbations ionosphériques associées à de puissants séismes est une préoccupation scientifique importante. Des données de la densité électronique ionosphérique (N_e) ainsi que les mesures de la fréquence critique de la couche F2 de l'ionosphère (**foF2**) enregistrées, respectivement, à bord du satellite DEMETER et au sol ont été utilisées. Deux puissants évènements sismiques ont été considérés. Le choix de ces évènements est en rapport avec la particularité d'avoir été détectés par le satellite DEMETER lors de son passage au-dessus des futures zones épicentrales quelques jours avant le choc principal. Le premier évènement est le séisme du 5 septembre 2004 ($M=6.9$) survenu dans la région de la péninsule de Kii (Japon). Quant au second ; il concerne le tremblement de terre de l'Aquila (Italie) ($M=6.3$) datant du 6 avril 2009.

La transformée en ondelettes continue (TOC) a été appliquée aux mesures de la densité électronique ionosphérique (N_e). La capacité de la TOC à localiser les singularités contenues dans le signal analysé ; permet de détecter d'éventuels précurseurs séismo-ionosphériques. En effet ; des singularités ont été corrélées avec les évènements pré-sismiques fournis par l'IPGP et leur caractérisation suggère un comportement sous une loi mathématique.

Notre étude a été renforcée par une analyse statistique des mesures au sol de **foF2** fournies par la station ionosonde ROME. L'étude s'est étalée sur une période de 50 jours précédant le séisme (15 février – 6 avril). En plus de l'année où s'est produit l'évènement ; d'autres mesures de **foF2**, obtenues en période de non activité sismique, ont été analysées pour une période de temps identique à la précédente. Ce qui permettra de détecter une éventuelle influence saisonnière sur les observations. Comme l'activité solaire agit directement sur l'ionosphère; différentes conditions sur le choix des données ont été considérées afin de dissocier l'effet d'une entité par rapport à une autre. L'analyse statistique révèle une nette variation de la déviation de **foF2** avant le séisme de l'Aquila, ce qu'elle ne montre pas pendant l'année de calme sismique.

Les résultats obtenus à partir de la TOC et de l'analyse statistique demeurent encourageants. Il devient nécessaire d'étaler ces études sur plusieurs séismes puissants en combinant différentes données qui font effet de précurseurs séismo-ionosphériques.

Table des matières

Acronymes	
Introduction Générale	1
Chapitre I L'ionosphère et le couplage sismo-ionosphérique	3
I.1 Structure de l'ionosphère	4
I.1.1 La région D	5
I.1.2 La région E	5
I.1.3 La région F	6
I.2 Outils d'observation de l'ionosphère	7
I.2.1 Instruments basés à la surface du sol	8
I.2.2 Instruments embarqués à bord des satellites	13
I.2.3 Instruments situés au sol et dans l'espace : GPS (Global Positioning System)	13
I.3 Variations et perturbations du milieu ionosphérique	14
I.3.1 Variations temporelles	14
I.3.2 Variations géographiques	15
I.3.3 Perturbations magnétiques et effets des orages géomagnétiques	15
I.3.4 Perturbations ionosphériques soudaines	16
I.3.5 Les scintillations	16
I.3.6 Perturbations itinérantes dans l'ionosphère	17
I.3.7 Variations ionosphériques régulières	17
I.3.8 Variations journalières de l'ionosphère	18
I.3.9 Perturbations sismo-ionosphériques	19
I.4 Précurseurs sismo-ionosphériques	20
I.4.1 L'émanation radon	21
I.4.2 Autres précurseurs géochimiques	22
I.4.3 Champ électrique d'anomalies	22
I.4.4 Effets sur le plasma ionosphérique	23
I.4.5 Effets de l'activité sismique sur la zone F2	26
I.4.5 Précurseurs Electromagnétiques	27
I.5 Zone de préparation d'un tremblement de terre	29
I.6 Modèle de Couplage Lithosphère-Atmosphère-Ionosphère	30
I.7 Observation	32
Chapitre II Satellite DEMETER (Detection of Electro-Magnetic Emissions Transmitted from Earthquake Regions)	34
II.1 Rappel sur les missions spatiales liées à la détection des séismes	35

II.1.1 GEOS (Geostationary Operational Environmental Satellite).....	35
II.1.2 InterKosmos-19	35
II.1.3 Aureol-3	35
II.1.4 Cosmos-1809	36
II.1.5 QuakeSat	36
II.1.6 GPS : Global Positioning System	36
II.1.7 Formosat-3/Cosmic	37
II.2 Le satellite DEMETER (Detection of Electro-Magnetic Emissions Transmitted from Earthquake Regions)	37
II.2.1 Introduction au projet DEMETER	37
II.2.3 Composition du système DEMETER	39
II.2.4 Mode de fonctionnement de DEMETER.....	46
II.2.5 Description des données	47
Chapitre III Détection des signaux précurseurs à partir de l'analyse en ondelettes de Ne enregistrée à bord de DEMETER.....	52
III.1 Introduction.....	53
III.2 Données utilisées et méthode d'analyse	55
III.2.1 Données utilisées.....	55
III.2.2 Méthode d'analyse.....	56
III.3 Traitement des données et résultats	58
III.4 Caractérisation des singularités	61
III.5 Conclusion et Discussions.....	62
Chapitre IV Etude statistique de $foF2$ avant le puissant séisme de l'Aquila.	64
IV.1 Introduction	65
IV.2 Données utilisées	67
IV.3 Méthode d'analyse.....	68
IV.4 Interprétation.....	68
IV.4.1 Variation de la déviation de la fréquence critique de février à avril 2009	69
IV.4.2 Observation de la déviation de $foF2$ 10 jours avant le 6 avril.....	73
IV.4.3 Observation de la déviation de $foF2$ 50jours avant le 6 avril.....	78
IV.5 Conclusion	83
Conclusion Générale.....	85
Références Bibliographiques	87
Annexe A Précurseurs électromagnétiques et de plasma observés jusqu'en 2004. 94	
Annexe B Organisation des données DEMETER.....	96

Annexe C	Description des données auxiliaires.....	106
Annexe D	Rappel sur la transformée en ondelettes continue.....	111
Annexe E	Description d'un fichier de données d'une ionosonde.....	112
Annexe F	Variation de la déviation de $foF2$ 10jours avant le 6 avril.....	113

Acronymes

AE-C	Atmospheric Explorer - C
AGW	Acoustic Gravity Waves (Ondes de gravité acoustiques)
APID	Application Process IDentifier
BANT	Boîtier d'Acquisition, de Numérisation et de Traitement
CBK	Space Research Institute / Pologne
CCC	Centre de Commande Contrôle
CEA	Commissariat à l'Energie Atomique / France
CESR	Centre d'Etude Spatiale des Rayonnements / France
CETP	Centre d'Etudes des Environnements Terrestres et Planétaires
CHAMP	CHAllenging Minisatellite Payload
CLAI	Couplage Lithosphère-Atmosphère-Ionosphère
CMT	Centre de Mission Technologique / France
CNES	Centre National d'Etudes Spatiales / France
CWV	Column Water Vapour
DCN	Data Communication Network
DEMETER	Detection of Electro-Magnetic Emissions Transmitted from Earthquakes
EBF	Extrême Basses fréquences
ESA	Agence Spatiale Européenne
ESTEC	European Space research and TEchnology Centre
GEOS	Geostationary Operational Environmental Satellite
GPS	Global Positioning System
HF	Hautes fréquences
IAP	Instrument Analyseur Plasma
IAP	Institute of Atmospheric Physics / République Tchèque
ICE	Instrument Champ Electrique
IDP	Instrument Détecteur Particule
IGW	Internal Gravity Waves (Ondes de gravité internes)
IPGP	Institut de Physique du Globe de Paris / France
IRI	International Reference Ionospheric
ISL	Instrument sonde de Langmuir
ISMC	Instrument Magnétique Search Coil
ISR	Radar à diffusion incohérente
ISR	Incoherent Scatter Radar
LESIA	Laboratoire d'Etudes Spatiales et d'Instrumentation en Astrophysique / France
LPC2E	Laboratoire de Physique et Chimie de l'Environnement et de l'Espace / France

MIGS	MIGS (MICrosatellite Ground Segment)
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NAVSTAR	NAVigation Satellite Timing and Ranging
Ne	Densité électronique ionosphérique
Ni	Densité ionique ionosphérique
OLR	Outgoing Longwave Radiation: radiation de grande longueur d'onde émise par la Terre
OPGC	Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand / France
RC	Réseau de Communication
SLHF	Surface Latent Heat Flux
SMC	Centre de Mission Scientifique
SSD	Département des Sciences Spatiales / France
TBF	Très Basses Fréquences
TEC	Contenu Total en Electrons (Total Electronic Content)
TETX	X band Telemetry Earth Terminal
TID	Travelling Ionospheric Disturbances
TL	Temps local
TOC	Transformée en Ondelettes Continue
TTCET	TeleCommande Earth Terminal
TU	Temps Universel
UBF	Ultra Basses Fréquences
USN	Unité de Service de Nançay / France

Introduction Générale

Les premières observations de perturbations de l'atmosphère et de l'ionosphère engendrées par les séismes remontent aux années soixante. En effet, en 1960 et 1964 se sont produits deux séismes très importants (magnitude d'ordre 9), au Chili et en Alaska. Les premières observations publiées furent réalisées suite au séisme de l'Alaska en 1964, connu sous le nom de "*good friday*". De nombreuses observations de phénomènes associés ont depuis été réalisées, par des mesures au sol ou par divers satellites dont l'objectif principal, de ces derniers, n'était pas, en général, l'étude de tels phénomènes. Il devient alors difficile de dégager un caractère commun à ces signaux. Quoique, pendant ces dernières décennies, les perturbations de l'ionosphère liées à l'activité sismique ont attiré une perceptible attention gardant à l'esprit de les utiliser pour la prédiction des séismes d'un côté et l'étude du couplage Lithosphère-Atmosphère-Ionosphère d'un autre côté.

Le projet DEMETER est donc né du constat que sans études statistiques valables, obtenues à l'aide de données provenant d'une même mission dédiée, il serait difficile de confirmer ou infirmer le lien entre les perturbations présentées comme des signaux précurseurs et les séismes. Le satellite DEMETER, du même nom que le projet est un satellite à basse altitude visant à mesurer in situ, avec une haute sensibilité et dans une large gamme de fréquences, les perturbations électromagnétiques de l'ionosphère. L'objectif principal réside en l'observation de signaux d'origine sismique au-dessus des zones sismiquement actives dont l'Algérie.

Cette thèse présente une étude basée sur l'observation et l'interprétation des perturbations ionosphériques pré-sismiques, appelés aussi signaux précurseurs séismo-ionosphériques. Il s'agit de détecter les précurseurs séismo-ionosphériques à partir de l'analyse de données fournies par le satellite DEMETER et des données au sol.

La description de l'ionosphère et de ses variations seront abordées, en premier lieu, en exposant les différentes méthodes d'observation de l'ionosphère. La notion de précurseurs séismo-ionosphériques sera définie en présentant le comportement des différents paramètres ionosphériques et/ou géochimiques influencés par de puissants séismes. Par la suite, le couplage séismo-ionosphérique sera expliqué par la présentation d'un modèle de couplage Lithosphère-Atmosphère-Ionosphère tel qu'il est établi à l'heure actuelle. Ce modèle permettra de comprendre l'origine de l'interaction de l'activité sismique avec le milieu ionosphérique. Le chapitre suivant, qui marque la fin de la partie théorique de la thèse, concernera la description de la mission DEMETER avec son objectif. Le chapitre III entame la partie application. Il traitera de la détection des précurseurs séismo-ionosphériques à partir d'une analyse en ondelettes continue de la densité électronique ionosphérique

collectée à bord du satellite DEMETER, dont les résultats ont montré les possibilités de détection des signaux précurseurs en mettant en évidence les singularités contenues dans le signal analysé. Quant au chapitre IV ; il portera sur l'étude statistique de la fréquence critique de la couche F2 de l'ionosphère enregistrée, au sol, par l'ionosonde ROME avant le puissant séisme de l'Aquila (Italie) du 6 avril 2009.

Chapitre I L'ionosphère et le couplage séismo-ionosphérique

La structure de l'ionosphère sera brièvement décrite dans ce chapitre avec les différentes méthodes d'observation de l'ionosphère. Nous nous étalerons sur la description des variations ionosphériques qu'elles soient régulières ou non, en exposant l'effet des séismes sur l'ionosphère. Ainsi, la notion de précurseurs séismo-ionosphériques sera introduite. Une description, détaillée, de ces précurseurs sera donnée par la suite. Le concept de couplage séismo-ionosphérique, sera également abordé, en présentant un modèle de Couplage Lithosphère-Atmosphère-Ionosphère (CLAI).

I.1 Structure de l'ionosphère

L'ionosphère est la région ionisée de la haute atmosphère, elle représente le milieu intermédiaire entre l'atmosphère neutre de la Terre et la magnétosphère. Actuellement, les limites d'altitude de l'ionosphère sont déterminées entre 50 et 1000km. Or, sa limite supérieure, caractérisée par une très faible densité électronique, est difficile à estimer [Artru, 2001]. Des valeurs très élevées sont proposées (1500km), mais généralement, les altitudes supérieures sont considérées comme étant la plasmasphère de la Terre, vu que l'atmosphère de la Terre devient, à ces altitudes, un plasma entièrement ionisé [Bilitza, 2001].

L'ionisation dans l'ionosphère est produite principalement par la radiation solaire Ultraviolet et par d'autres sources d'ionisation possédant un caractère sporadique lié à l'activité solaire: rayons solaires X, rayons solaires cosmiques, précipitation des particules énergétiques en hautes latitudes. La figure I.1 décrit la structure de l'ionosphère ainsi que la source principale d'ionisation pour chaque couche. Les couches ionosphériques sont subdivisées en 2 couches ou plus selon le moment de la journée et les caractéristiques du rayonnement ionisant ; ce qui permet de distinguer une zone (région) ionosphérique d'une couche ionosphérique [Table I.1] [Pulinets et Boyarchuk, 2004].

L'ionosphère est subdivisée en 3 régions D, E et F :

Table I.1. Régions et couches ionosphériques

Région	Intervalle hauteur Approximative (km)	Couche	Intervalle hauteur Approximative (km)	Densité Electronique approximative pendant le jour (m^{-3})
C			65	10^8
D	50 – 90	D	70 – 90	10^9
		E1	100 – 110	10^{11}
E	90 -140	E2	115	10^{11}
		E _s	110 – 120	Variable
		F1, F1 ^{1/2}	140 -200	2×10^{11}
F	140 – 350	F2	200 - 350	10^{12}
Topside	350– 1000			$10^{10} – 10^{11}$
Plasmasphère	> 1000			10^9

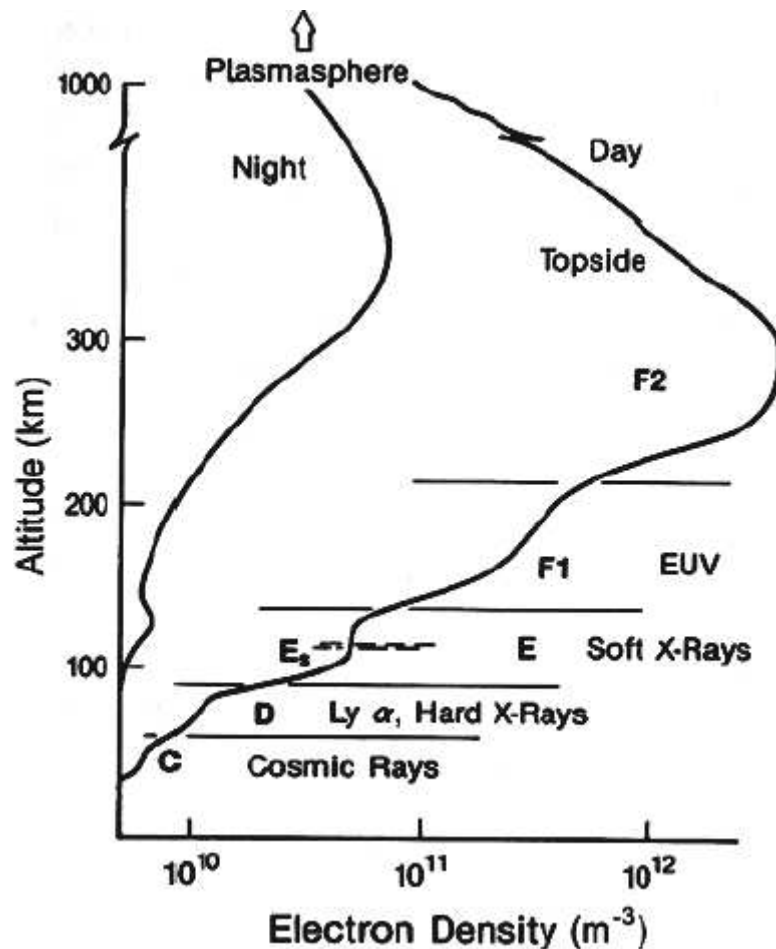


Fig. I.1. Description de la structure de l'ionosphère pendant un jour et une nuit d'été à moyenne latitude ainsi que les régions principales d'ionisation [Pulinets et Boyarchuk, 2004].

I.1.1 La région D

Elle s'étend de 60 à 90 km d'altitude. L'ionisation y est faible, elle est provoquée par la pénétration des radiations solaires et les rayonnements Lyman α et X. La couche C, contrôlée par les rayons cosmiques, peut se former à l'intérieur de la région D (Fig. I.1) [Pulinets et Boyarchuk, 2004]. La densité d'électrons est de l'ordre de 10^3 cm^{-3} pendant le jour.

I.1.2 La région E

Commence à partir de 90 km d'altitude, elle s'étend jusqu'à 140 km. L'ionosphère est formée sous l'action des rayonnements UV et X mou ; elle est principalement formée d'ions positifs NO^+ et O_2^+ . La densité électronique varie de (10^3 à 10^5 cm^{-3}). La couche E est très régulière durant le jour et quasiment inexistante la nuit. De très fines couches, appelées couches E sporadiques (Es) peuvent être formées dans la région E. La couche Es est formée par la convergence du flux vertical des ions

métalliques de longue durée de vie, comme elle peut être formée par les anomalies du champ électrique vertical d'origine sismique [Pulinets et Boyarchuk, 2004].

I.1.3 La région F

Consiste en deux couches F1 et F2 :

- a- La couche F1 apparaît comme un point d'inflexion sur le profil vertical de la concentration d'électrons entre les deux couches E et F2 à l'altitude 160-200km¹ (Fig. I.1). Elle apparaît pendant le jour en été et se transforme en une cavité "vallée" entre la couche E et F2, pendant la nuit. Elle est formée par la radiation solaire ultraviolet et principalement composée d'ions N₂ et O, avec une dominance des ions NO⁺ et O₂⁺ et une faible concentration en O₂. Notons qu'on y observe une différence entre les températures ionique et électronique [Pulinets et Boyarchuk, 2004].
- b- La couche F2 est la couche ionosphérique la plus dynamique avec une forte densité de plasma. Elle est située entre 250 et 500km [Pulinets et Boyarchuk, 2004]. Elle est formée de la même façon que la couche F1. L'élément principalement ionisé est l'oxygène atomique, mais N₂ et O₂ jouent aussi d'importants rôles dans le processus d'échange atome-ion conduisant à la perte d'électrons par recombinaison dissociative. L'ion dominant dans la couche F2 est O⁺, par contre, les ions légers He⁺ et H⁺ commencent à dépasser la concentration de O⁺ à des altitudes dépassant 700km (Fig. I.2) [Pulinets et Boyarchuk, 2004].

La différence principale entre la couche F2 et les autres couches ionosphériques réside dans la vitesse de perte d'ionisation ; laquelle est proportionnelle à la concentration ionique, alors qu'elle est proportionnelle au carré de la concentration dans les autres couches. La couche se forme durant le jour et décroît rapidement pendant la nuit, mais la densité de plasma est soutenue par la diffusion ambipolaire qui conserve la forme et l'altitude du pic maximal, mais avec une baisse de la densité [Pulinets et Boyarchuk, 2004].

¹ La couche F1 trouve, généralement, son maximum à environ 180km [Pulinets et Boyarchuk, 2004].

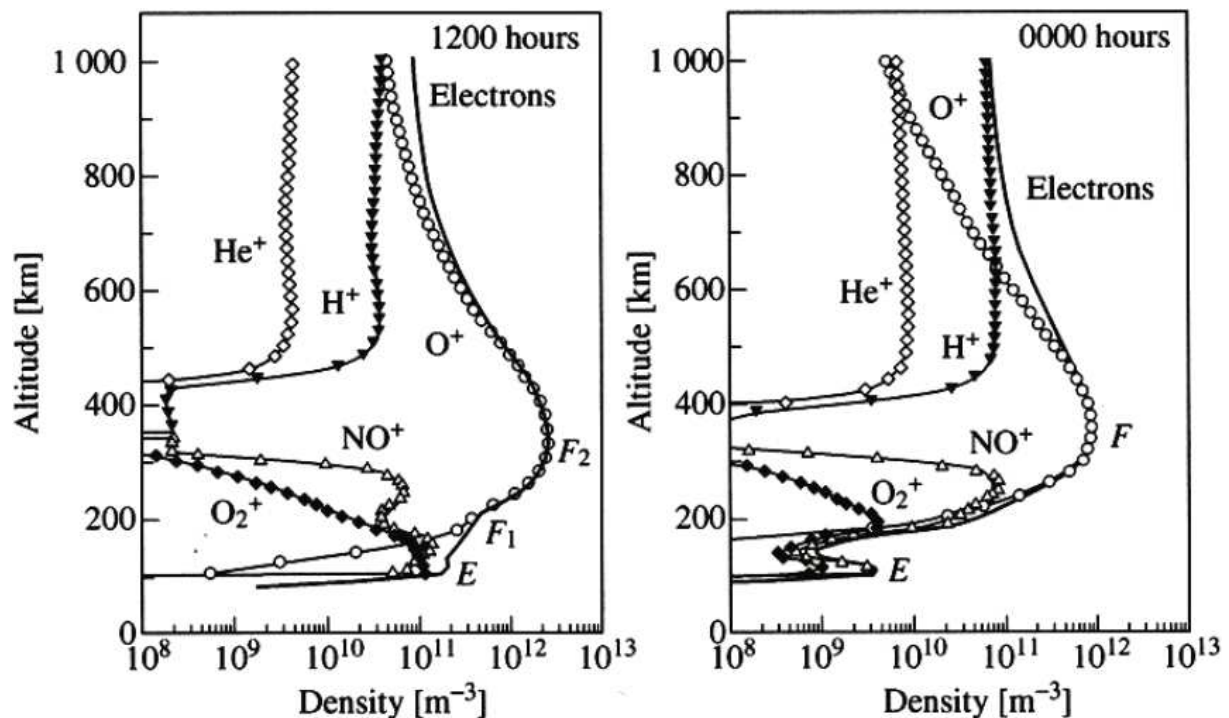


Fig. I.2 : composition ionique de l'ionosphère selon le modèle International Reference Ionospheric (IRI) à midi et à minuit (maximum solaire) [Pulinets et Boyarchuk, 2004].

I.2 Outils d'observation de l'ionosphère

La densité électronique est le paramètre le plus important de l'ionosphère aussi bien pour la compréhension du milieu ionosphérique que par rapport à son influence sur la transmission des signaux. C'est, aussi, une quantité sensible à l'activité humaine [Parrot et al., 2005 ; Němec et al., 2006 ; ...] ainsi qu'aux phénomènes naturels tels que l'activité solaire [Rishbeth et al., 1997 ; Ataç et al., 2009 ; ...]; l'activité géomagnétique [Field et al., 1997 ; Burešová et al., 2007 ; ...]; les éruptions volcaniques [Zlotnicki et al., 2006] et l'activité sismique [Liu et al., 2004a ; Liperovskaya et al., 2009 ; ...].

Différentes techniques² sont utilisées dans l'observation de l'ionosphère. Ces techniques utilisent aussi bien des instruments basés au sol qu'embarqués à bord de satellites ; ou encore situés au sol et dans l'espace comme pour le système GPS. Chaque système d'observation mesure des caractéristiques ionosphériques spécifiques avec des objectifs scientifiques associés.

² Nous nous limiterons aux techniques d'observations de l'ionosphère utilisées dans la détection des signaux séismo-ionosphériques ou procurant les paramètres adéquats à cette fin.

I.2.1 Instruments basés à la surface du sol

I.2.1.1 Sondeurs ionosphériques

Utilisés depuis les années 40 ; les sondeurs ionosphériques reposent sur le principe de réflexion des ondes électromagnétiques hautes fréquences (HF) par les couches ionosphériques. En effet ; une onde électromagnétique émise verticalement depuis le sol à une fréquence donnée sera réfléchiée par la première couche ionosphérique rencontrée ayant la même fréquence plasma. Deux types de sondages existent selon le signal émis. Quand celui-ci est une sinusoïde modulée en fréquence ; le sondeur ionosphérique est une ionosonde (Fig. I.4) permettant de déterminer la structure verticale de l'ionosphère, donc, des profils verticaux de la densité électronique jusqu'au maximum d'ionisation. Il devient un sondeur Doppler lorsque le signal émis est mono fréquentiel; mesurant, ainsi, la vitesse de déplacement des couches ionosphériques dans la direction de propagation de l'onde électromagnétique (Fig. I.3) [Artru, 2001 ; Crespon, 2007].

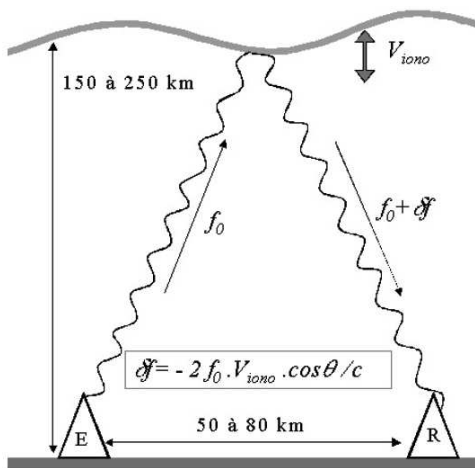


Fig. I.3 : Schéma de fonctionnement du sondeur Doppler [Artru, 2001].

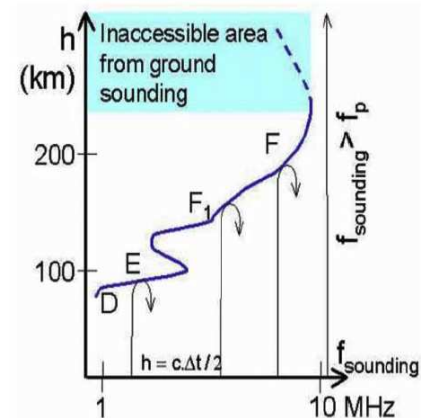


Fig. I.4 : Schéma de fonctionnement d'une ionosonde [Crespon, 2007].

a) Sondeur Doppler

Les sondeurs Doppler (Fig. I.3) fonctionnent en émettant une onde de fréquence f_0 variant entre 1 et 15 MHz. Un récepteur, placé à une certaine distance de l'émetteur, mesure la fréquence de l'onde réfléchiée. La vitesse verticale de la couche ionosphérique sondée provoque un écart δf de sa fréquence. L'écart de l'onde réfléchiée par rapport à l'onde incidente provient de l'effet Doppler induit par la vitesse verticale v de la couche ionosphérique réfléchissante. Si l'onde incidente est inclinée de la verticale d'un angle θ , la vitesse de déplacement est alors définie comme suit [Artru, 2001 ; Crespon, 2007]:

$$v = - \frac{\delta f \cdot c}{2 \cdot f_0 \cdot \cos(\theta)} \quad (I.1)$$

Le sondeur Doppler pourrait être assimilé à un sismographe. En effet ; lors du séisme (M=8) du 18 juin 2000 au sud de l'océan Indien, Farges et al. [2002] ont montré une forme d'onde similaire aux variations de vitesse verticale mesurées au sol par un sismographe, situé à Lormes (Nièvre/France), et dans l'ionosphère, par sondage Doppler. Le sondage Doppler s'est effectué aux fréquences 3.8 et à 4.6MHz pour lesquelles correspondent les altitudes de sondage ionosphérique 143km et 169km, respectivement (Fig. I.5). De même, Parrot et al. [1993] ont montré une corrélation entre l'accélération verticale de la couche ionosphérique (150km d'altitude), mesurée par sondage Doppler, avec celle du déplacement du sol (Fig. I.6) suite au séisme mexicain (M=8) du 19 septembre 1985.

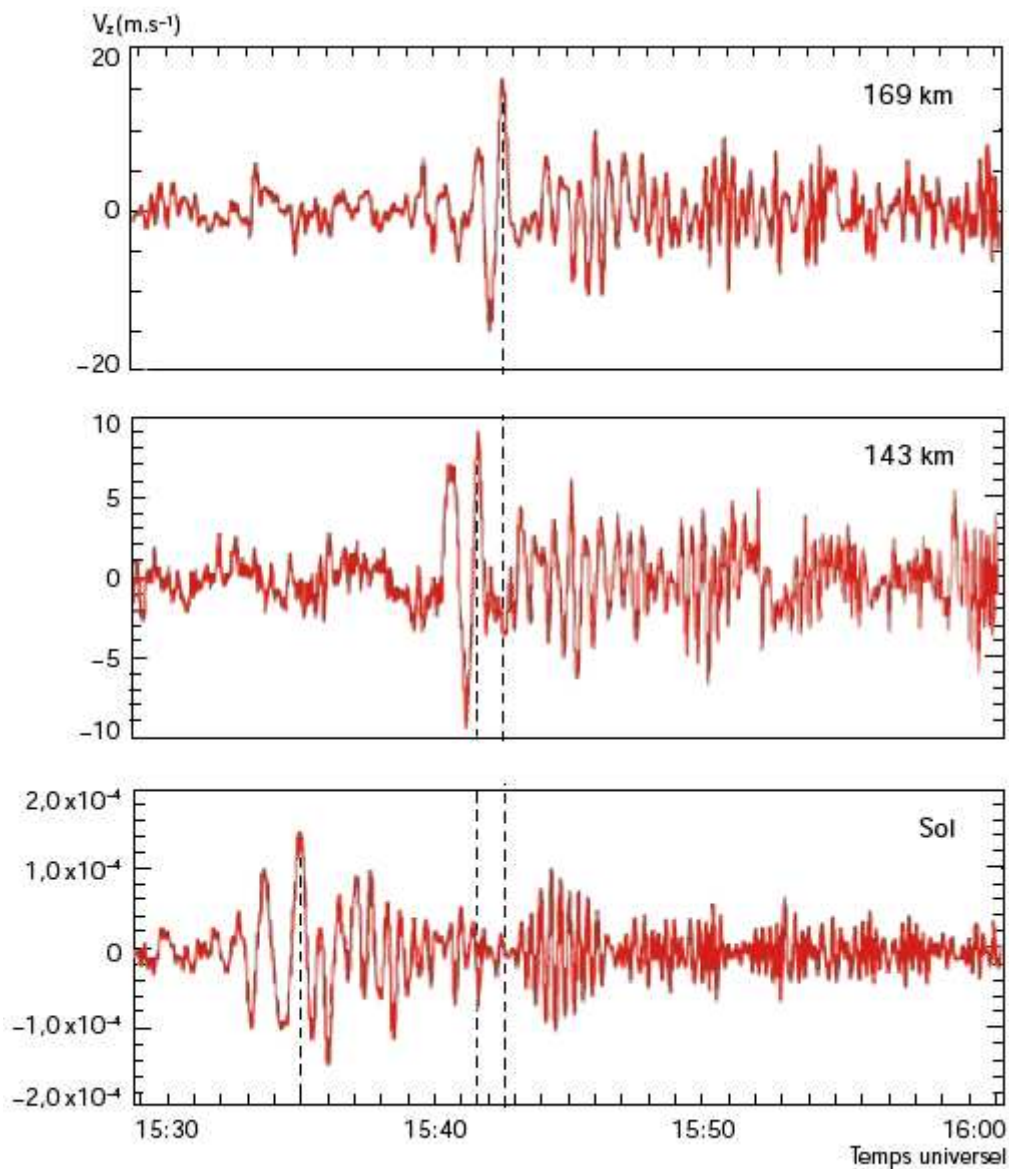


Fig. I.5 : Comparaison de la vitesse verticale de déplacement du sol (mesuré à Lormes) et des fluctuations de l'ionosphère à deux altitudes sur la liaison Francourville - Bruyères le Châtel, lors du séisme du sud de l'océan Indien du 18 juin 2000 [Farges et al., 2002].

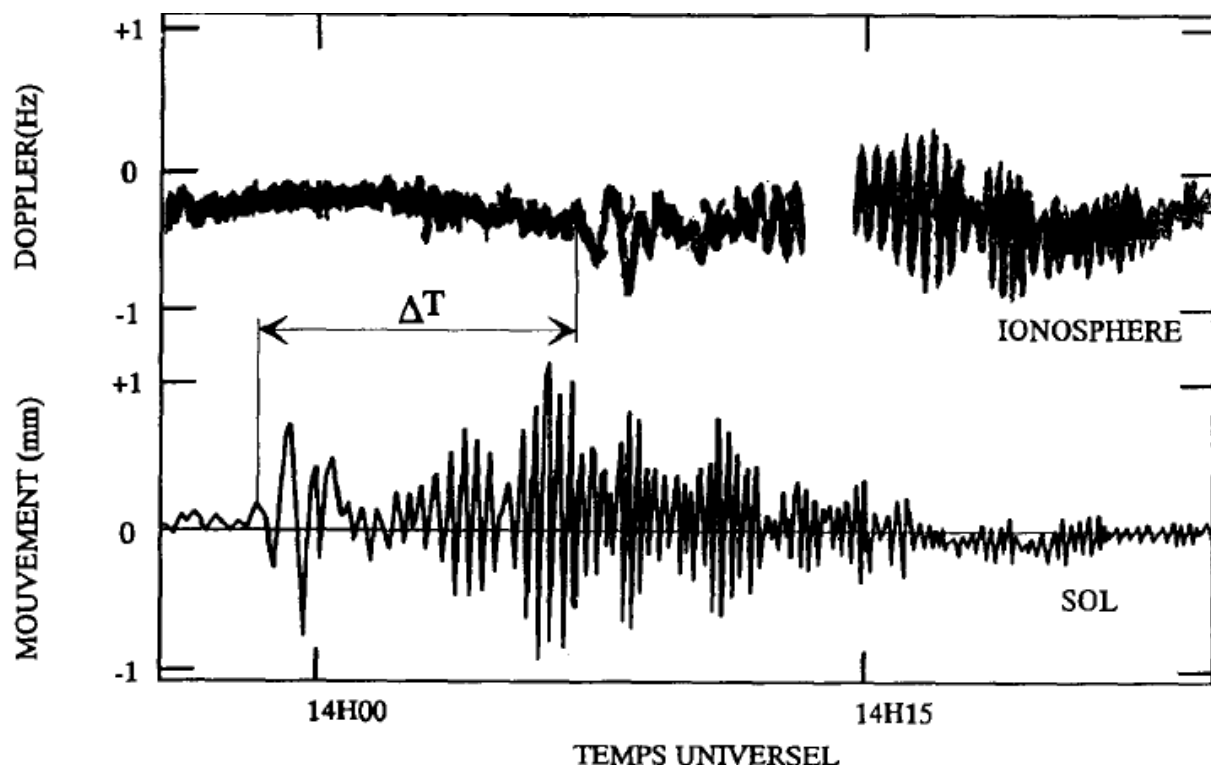


Fig. I.6 : Mouvement induit, en France, dans l'ionosphère (150km), après un temps de propagation $\Delta t \sim 8$ minutes, par le mouvement du sol (onde de Rayleigh) suite au tremblement de terre mexicain (M=8) du 19 septembre 1985 [Parrot et al., 1993].

b) Les ionosondes

Les ionosondes (Fig. I.4) permettent de décrire le profil vertical, jusqu'au maximum de densité électronique. Elles émettent des ondes électromagnétiques dans le sens ascendant dans la gamme de fréquence 1 à 15MHz. Dès qu'une impulsion, émise avec une fréquence donnée, atteint une couche ionosphérique de fréquence identique ; l'onde est réfléchiée pour être reçue au temps Δt . Ce temps de parcours entre l'émission et la réception donne l'altitude apparente h de la couche ionosphérique [Artru, 2001 ; Crespon, 2007].

$$h = c \cdot \frac{\Delta t}{2} \quad (\text{I.2})$$

Cependant, la vitesse de propagation d'une onde HF est variable dans un milieu ionisé ; un traitement plus fin est, donc, nécessaire afin d'obtenir le profil de densité vertical [Artru, 2001].

Cet instrument est principalement utilisé pour étudier, localement, la dynamique des régions E, D et F et n'offre que des mesures ponctuelles et seule la dynamique de l'ionosphère à la verticale de l'instrument peut être étudiée [Crespon, 2007]. Malheureusement, la distribution des stations ionosondes, à travers le globe, est plus importante dans la partie nord que dans la partie sud, comme on peut le constater à partir de la figure I.7.

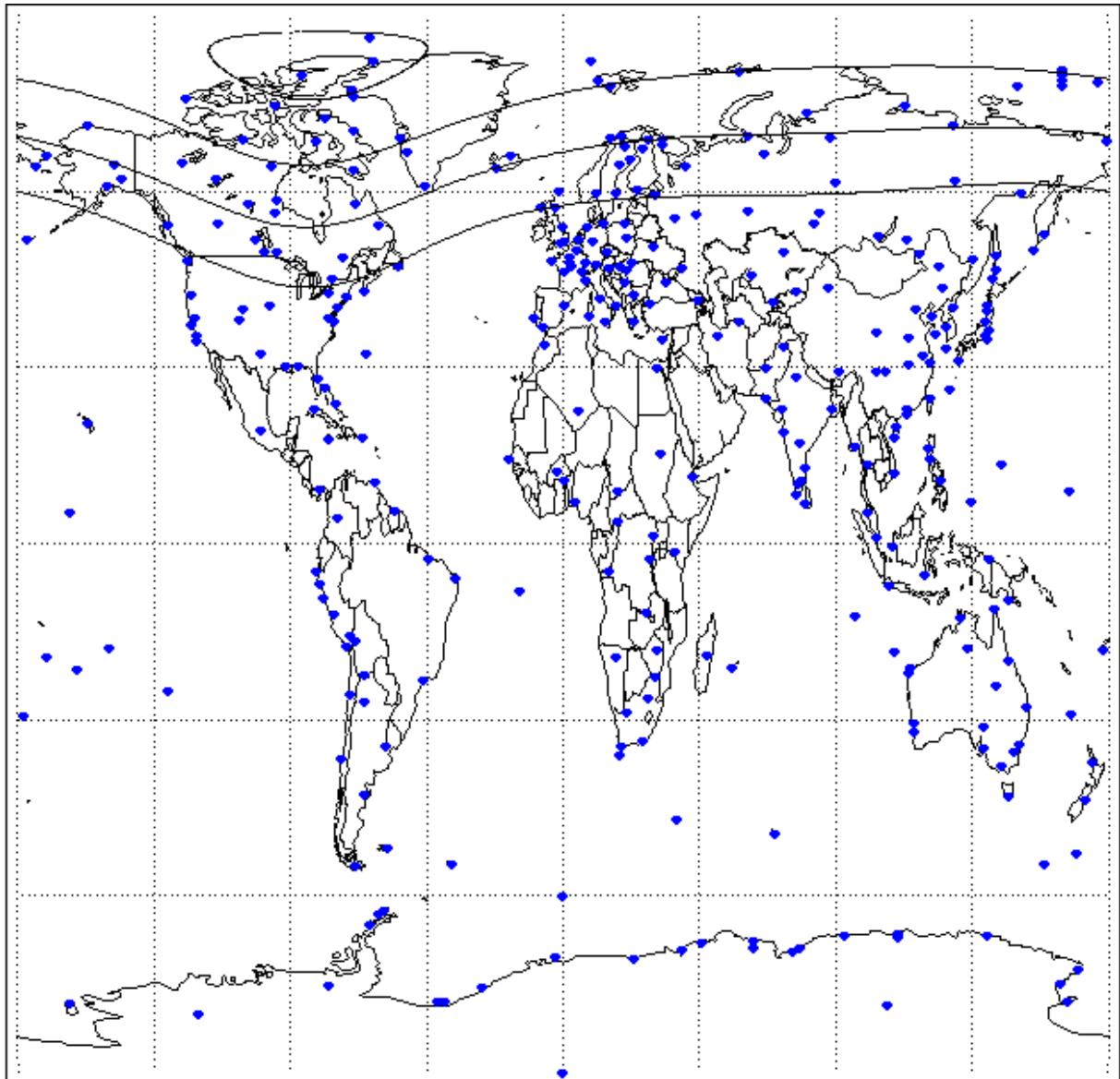


Fig. I.7 : Distributions des stations ionosondes à travers le globe terrestre
(<http://www.ukssdc.ac.uk/wdcc1/ionosondes/world.html>).

1.2.1.2 Les ISR (Radars à diffusion incohérente)

Les radars à diffusion incohérente (ISR) est une technique de détection et d'étude des cibles à distance. Une onde radio est transmise dans la direction de la cible, dans des bandes de fréquence VHF et UHF (plusieurs dizaines de MHz). Un signal de faible puissance réémis par l'ionosphère est enregistré. Il fournit, directement, des informations sur les densités électroniques, l'altitude des couches ionosphériques, et le rapport des températures électron-ion (T_e/T_i). Les ISR procurent, également, des mesures indirectes d'un certain nombre de paramètres supplémentaires, dont le vent neutre à des altitudes ionosphériques inférieures à 130km. Notons qu'une douzaine d'ISR est comptée à travers le monde (Fig. I.8) [Crespon, 2007 ; Blaunstein et Plohotniuc, 2008].



Fig. I.8 : Distribution des ISR à travers le globe [Blaunstein et Plohotniuc, 2008].

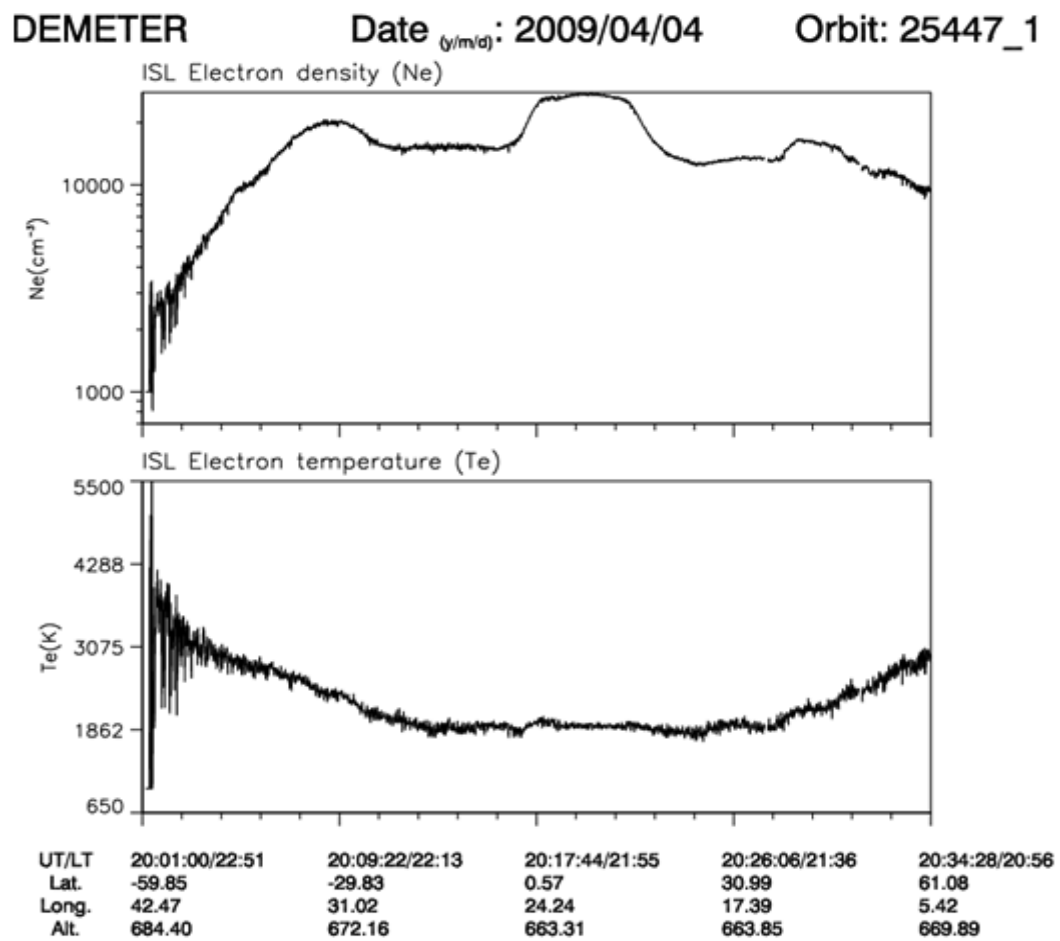


Fig. I.9 : Exemple d'enregistrement de la densité et de la température électronique à partir de la sonde de Langmuir, le long de l'orbite.

I.2.2 Instruments embarqués à bord des satellites

I.2.2.1 Sonde de Langmuir

La sonde de Langmuir, qui sera décrite au chapitre II, permet de déterminer la densité du plasma ainsi que la température des électrons par une mesure électrique [Lebreton et al., 2006]. Embarquée à bord du satellite DEMETER (Detection of Electro-Magnetic Emissions Transmitted from Earthquake Regions); l'instrument mesure les anomalies ionosphériques le long de l'orbite du satellite comme le montre la figure I.9.

I.2.2.2 Les altimètres bi-fréquences

Destinés à calculer des corrections ionosphériques et mesurer la hauteur des océans par rapport au géoïde ; ils sont devenus un outil d'observation de la dynamique de l'ionosphère pouvant détecter les perturbations ionosphériques induites par les tsunamis, comme ce fut le cas lors du tsunami provoqué par le séisme de Sumatra en décembre 2004 [Occhipinti, 2006].

I.2.3 Instruments situés au sol et dans l'espace : GPS (Global Positioning System)

Le GPS permet l'observation de l'ionosphère avec l'avantage de sonder aussi les couches supérieures de l'ionosphère, et de récolter ainsi, contrairement au sondage Doppler, les informations sur les perturbations du plasma à plus haute altitude. Le sondage Doppler ne dépassant pas l'atmosphère neutre et les basses couches de l'ionosphère ; ne permet, donc, pas d'étudier l'extension horizontale des perturbations atmosphériques engendrées par un séisme [Artru, 2001].

Le système GPS est fondé sur le principe de mesure, par un récepteur au sol, des temps d'arrivée des signaux émis par quatre satellites au minimum. La position des satellites doit être connue. Le système GPS, est constitué de trois parties distinctes appelées segments : a) le segment spatial, b) le segment de contrôle et c) le segment utilisateur.

- a) Le segment spatial : Le système est constitué d'une constellation de 31 satellites NAVSTAR (NAVigation Satellite Timing and Ranging) (Fig. I.10). Il permet d'assurer une visibilité d'au moins 4 satellites pour un utilisateur donné. Ils sont disposés sur six plans orbitaux avec une inclinaison de 55° par rapport au plan équatorial et espacés de 60° chacun. Les satellites sont lancés sur des orbites quasi-circulaires à 20200km d'altitude. Leur période de révolution moyenne est de l'ordre de 12heures. Cette configuration permet la visibilité de 10 satellites, pendant de courtes durées, pour un angle d'élévation supérieur à 10° [Crespon, 2007].
- b) Le segment de Contrôle : Assure la surveillance et l'entretien du système GPS à partir du sol. Ce segment est composé de cinq stations dont la principale est dans le Colorado (Falcon Air Force Base). Les quatre autres stations, situées à Hawaii ; Ascension ; Diego Garcia et Kwajalein, sont sous le contrôle des USA. Le rôle de ces différentes stations est de s'assurer

du bon fonctionnement des satellites et de mettre à jour les informations transmises par ces derniers (éphémérides, paramètres d'horloge) [Garnir et al., 2002].

- c) Le segment Utilisateur : concerne tout utilisateur à des fins scientifiques, techniques ou militaires. Le système GPS est amplement utilisé dans l'étude et la détection des signaux sismo-ionosphériques ainsi que dans la modélisation ionosphérique [Ducic, 2004 ; Occhipinti, 2006 ; Crespon, 2007 ; Liu et al., 2011, ...].

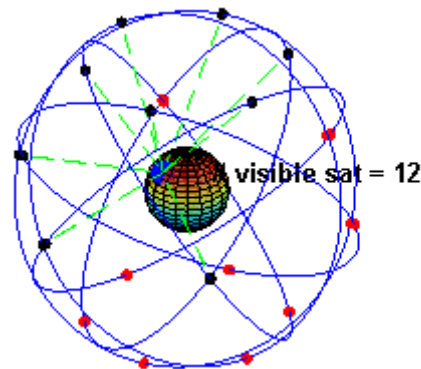


Fig. I.10 : Schéma de la constellation GPS.

I.3 Variations et perturbations du milieu ionosphérique

Les variations de l'ionosphère sont importantes et fortement liées au rayonnement solaire. La structure ionosphérique et le maximum de la densité électronique varient considérablement au cours du temps et en fonction de la position géographique. Des variations plus locales peuvent également se produire. Ces perturbations sont générées par différents phénomènes atmosphériques ou solaires [Ducic, 2004], nous distinguons :

I.3.1 Variations temporelles

L'ionosphère suit un cycle diurne correspondant à la rotation de la Terre. Le maximum d'ionisation se produit autour du midi local. Le minimum d'ionisation correspond aux périodes nocturnes [Ducic, 2004]. En effet ; la concentration électronique varie très différemment entre le jour et la nuit (Fig. I.1). Pendant la nuit, la densité du plasma varie très peu dans la zone F alors qu'elle diminue énormément dans la région E. Les recombinaisons dans la couche F sont peu fréquentes, toutefois l'ionisation est maintenue au cours de la nuit grâce à la longue durée de vie des ions de cette zone [Ducic, 2004].

A plus long terme, la variation temporelle est liée aux saisons et à l'activité solaire, notamment au cycle solaire de 11ans.

I.3.2 Variations géographiques

L'ionisation varie également en fonction du lieu. Effectivement, la densité électronique passe par un minimum local à l'équateur magnétique pour atteindre des maxima entre les latitudes 10°/20° nord et sud de l'équateur et forme, ainsi, l'anomalie équatoriale. De plus, la production d'électrons par rayonnement solaire est plus faible en hautes latitudes ; ce qui rend la densité électronique moins importante en ces lieux [Ducic, 2004]. La figure I.11 montre la distribution de la densité électronique (N_e) à travers le globe. Celle-ci est calculée à partir du modèle IRI pour l'année 2007.

Distribution de la densité électronique – Modèle IRI – 2007

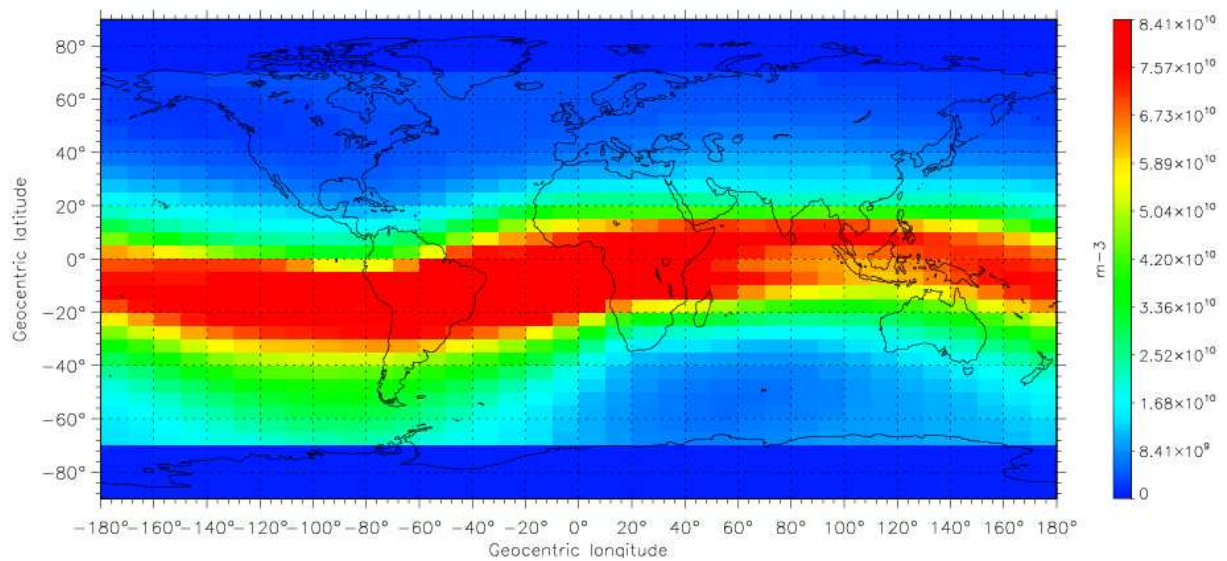


Fig. I.11 : Variation géographique de la densité électronique calculée à partir du modèle IRI pour l'année 2007.

I.3.3 Perturbations magnétiques et effets des orages géomagnétiques

Parmi les phénomènes perturbant l'ionosphère, les effets des orages magnétiques sont les plus importants. Ils sont provoqués par des fluctuations anormales du champ magnétique terrestre. La durée de ces perturbations est variable, et s'étale de quelques heures à plusieurs jours [Ducic, 2004].

Un orage géomagnétique donne naissance à un orage ionosphérique dans la région F2. L'orage ionosphérique se manifeste, habituellement, par des variations de la concentration en électrons sur un grand intervalle s'étalant de 200 à 800 voire 1000 km. Les orages ionosphériques consistent en des effets d'orages positifs ou négatifs selon que la concentration en électrons diminue ou augmente, respectivement. On parle alors ; dans le 1^{er} cas de phase "positive" de l'orage et dans le 2nd de phase "négative" de l'orage (Fig. I.12) [Danilov, 2001 ; Pulinets et Boyarchuk, 2004].

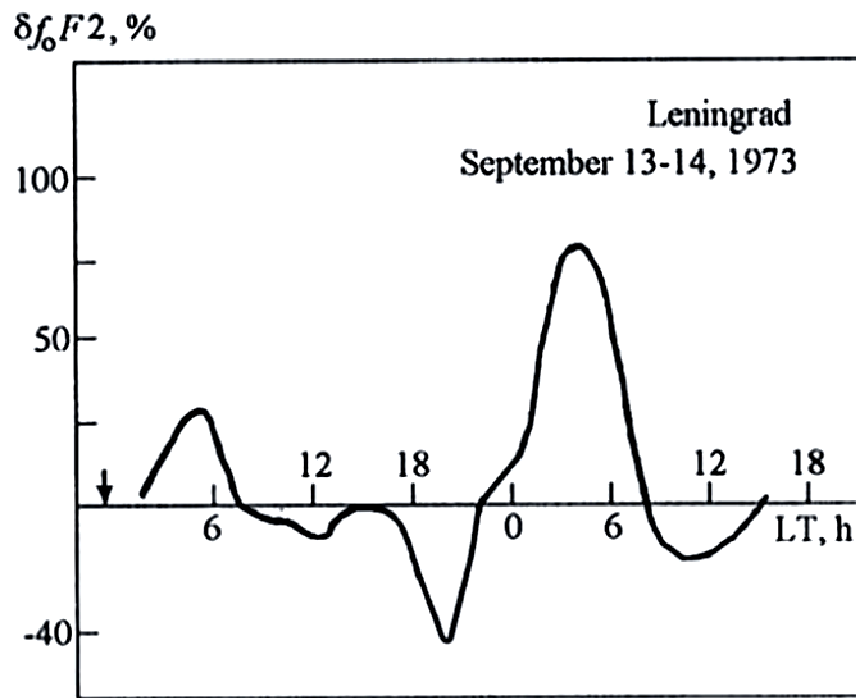


Fig. I.12: Variations de $\delta f_o F_2$ lors de l'orage ionosphérique du 13-14 septembre 1973 à Leningrad [Danilov, 2001].

I.3.4 Perturbations ionosphériques soudaines

Elles se manifestent souvent par une importante augmentation ou baisse de la densité électronique, et sont généralement stimulées par l'activité solaire. Comme ces perturbations peuvent, également, se produire suite à des phénomènes divers, tels que ; les explosions atomiques (y compris souterraines), les éruptions volcaniques ainsi que les séismes. Ces perturbations ionosphériques sont à l'origine de la disparition des signaux de haute fréquence suite à une forte croissance des particules chargées. Durant ces apparitions, la densité électronique dans la région D augmente brusquement, généralement en quelques minutes. Cette situation peut durer plusieurs dizaines de minutes avant que l'ionosphère ne retrouve son état d'équilibre [MacDoran, 1984 ; Ducic, 2004].

I.3.5 Les scintillations

Les scintillations sont des irrégularités de petites échelles pouvant durer quelques heures. Elles affectent les liaisons Terre-satellite. Leur intensité dépend, entre autres, du lieu, de l'heure locale et de l'activité solaire. Elles se manifestent, essentiellement, dans les zones aurorales et polaires ainsi que dans les régions tropicales où elles se produisent souvent pendant la nuit (19h et 23h TL). Par ailleurs, l'intensité et la probabilité d'occurrence des scintillations sont plus importantes en période d'activité solaire maximum [Lassudrie-Duchesne et al., 2010].

I.3.6 Perturbations itinérantes dans l'ionosphère

Lorsqu'une onde de gravité (AGW) se propage jusqu'à l'ionosphère, le mouvement global des particules neutres entraîne les électrons libres et les ions du plasma par le biais de collisions entre particules. Il se produit alors des perturbations ionosphériques appelées TID (*Travelling Ionospheric Disturbances*). Ces perturbations se manifestent sur des échelles spatiales et temporelles diverses ; elles peuvent dépasser 1000 km pour des périodes comprises entre 1h et 3 h, comme elles peuvent être de quelques dizaines de kilomètres et des périodes de l'ordre de quelques minutes. Ces perturbations se caractérisent par des variations de la densité électronique qui peuvent être de plusieurs dizaines de pourcentages [Ducic, 2004 ; Wyman, 2009].

I.3.7 Variations ionosphériques régulières

Variabilités liée au cycle solaire

La plus grande échelle temporelle de la variabilité ionosphérique est liée au cycle de l'activité solaire. En effet, la fréquence critique (f_oF_2) (Fig., I.13a) est fortement corrélée avec l'activité solaire (Fig., I.13b) ; la valeur absolue de jour de la fréquence critique croît avec la croissance de l'activité solaire. En plus des variations de la valeur absolue de la densité électronique, l'effet saisonnier³, lié au niveau de l'activité solaire, est également présent. Les valeurs aux maxima dans les variations saisonnières ainsi que l'amplitude des variations journalières baissent au minimum du cycle solaire. Des variations latitudinales sont également observées avec le cycle solaire. Par ailleurs, l'anomalie équatoriale persiste durant les heures de nuit dans des conditions de forte activité solaire alors qu'elle disparaît lorsque cette dernière est faible [Pulinets, 1989 ; Pulinets et Boyarchuk, 2004].

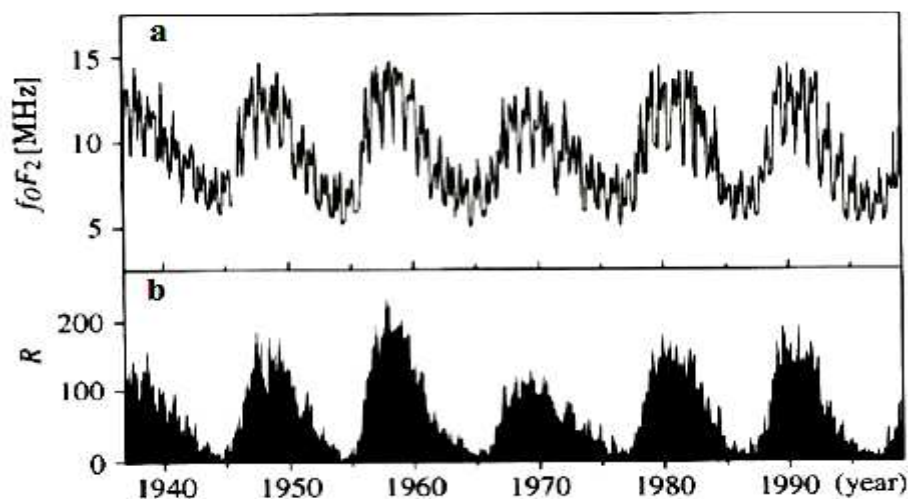


Fig. I.13 : Variations du cycle solaire de la fréquence critique à Tokyo (a) et le flux radioélectrique solaire (b) sur une période de 60ans d'activité solaire [Pulinets et Boyarchuk, 2004].

³ L'effet saisonnier sera discuté dans le paragraphe suivant.

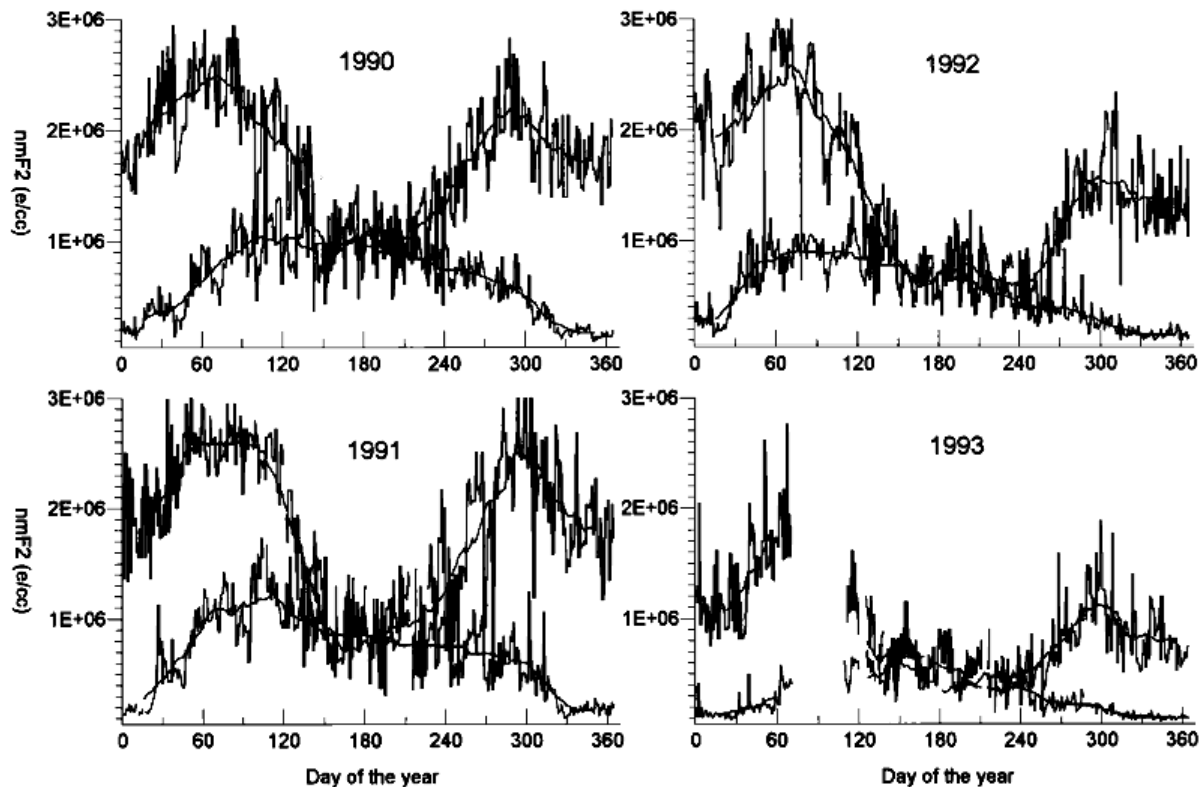


Fig. I.14 : Variation de la concentration électronique de la zone F2 (NmF2) à midi et à minuit sur 4ans, durant le cycle 22 de l'activité solaire. Une moyenne mobile de 30jours est superposée à la moyenne journalière pour chaque courbe [Wilkinson et al., 1996].

Variabilité saisonnière

Afin de mettre en évidence la variation saisonnière ; Wilkinson et al. [1996] ont analysé les valeurs de la concentration en électrons de la zone F2 (NmF2) ; enregistrées à midi et à minuit à l'observatoire ionosphérique de Tokyo (35.7°N ; 139.5°E) de 1990 à 1993 (Fig. I.14). Cette période coïncide avec le maximum d'activité et la phase de déclin du cycle solaire 22. La moyenne mobile de NmF2, calculée sur 30jours, est superposée aux moyennes journalières de NmF2, dessinant ainsi les variations saisonnières (Fig. I.14). A midi, la concentration en électrons est à son maximum autour des équinoxes et marque un minimum en été. En revanche, il n'existe pas de prédominance équinoxiale apparente à minuit [Wilkinson et al., 1996].

I.3.8 Variations journalières de l'ionosphère

La variation journalière ionosphérique demeure très complexe à définir. Cela est dû à la difficulté à déterminer la source principale de cet effet où différents facteurs (activité solaire, géomagnétique, saison, latitude, longitude) y contribuent ; le rendant ainsi imprévisible. De plus, il n'existe pas un moyen, communément défini, d'une description quantitative de la variation journalière. Toutefois, son comportement typique dans des conditions calmes est décrit dans la figure I.15. Les variations

journalières de la fréquence critique peuvent être différentes d'un lieu à l'autre. Elles sont caractérisées par l'apparition d'un ou de deux maxima pendant le jour, et parfois, d'un minimum à l'approche du lever du soleil, mais la variation la plus évidente est l'oscillation du jour vers la nuit [Pulinets et Boyarchuk, 2004].

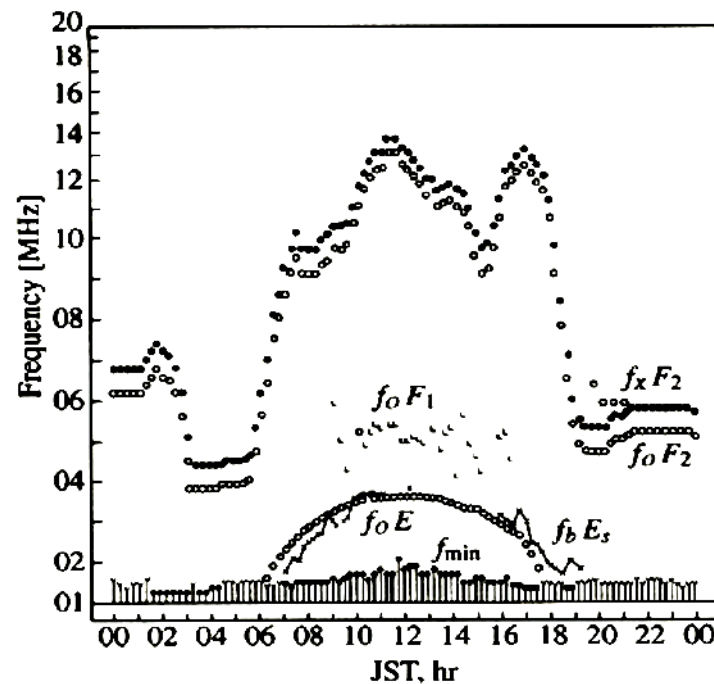


Fig. I.15 : Variations journalières typiques de la fréquence critique $f_o F_2$ et autres caractéristiques fréquentielles échelonnées à partir de l'ionogramme [Pulinets et Boyarchuk, 2004].

I.3.9 Perturbations sismo-ionosphériques

Suite au couplage dynamique entre le sol et l'atmosphère ; les séismes génèrent des ondes de gravité acoustiques se propageant verticalement et latéralement, loin de la source (Fig. I. 16). Ces perturbations atteignent les couches ionosphériques, où le couplage entre l'atmosphère neutre et le plasma ionisé entraîne des fluctuations de la densité électronique ionosphérique. Comme la densité de l'air diminue de manière quasi exponentielle avec l'altitude, la conservation d'énergie fait que l'amplitude de l'impulsion augmente avec l'altitude lors de sa propagation dans l'atmosphère. Si l'on considère une source proche de la surface du sol, par exemple, le facteur d'amplification peut atteindre 10^4 au niveau de l'ionosphère [Calais et al., 1998].

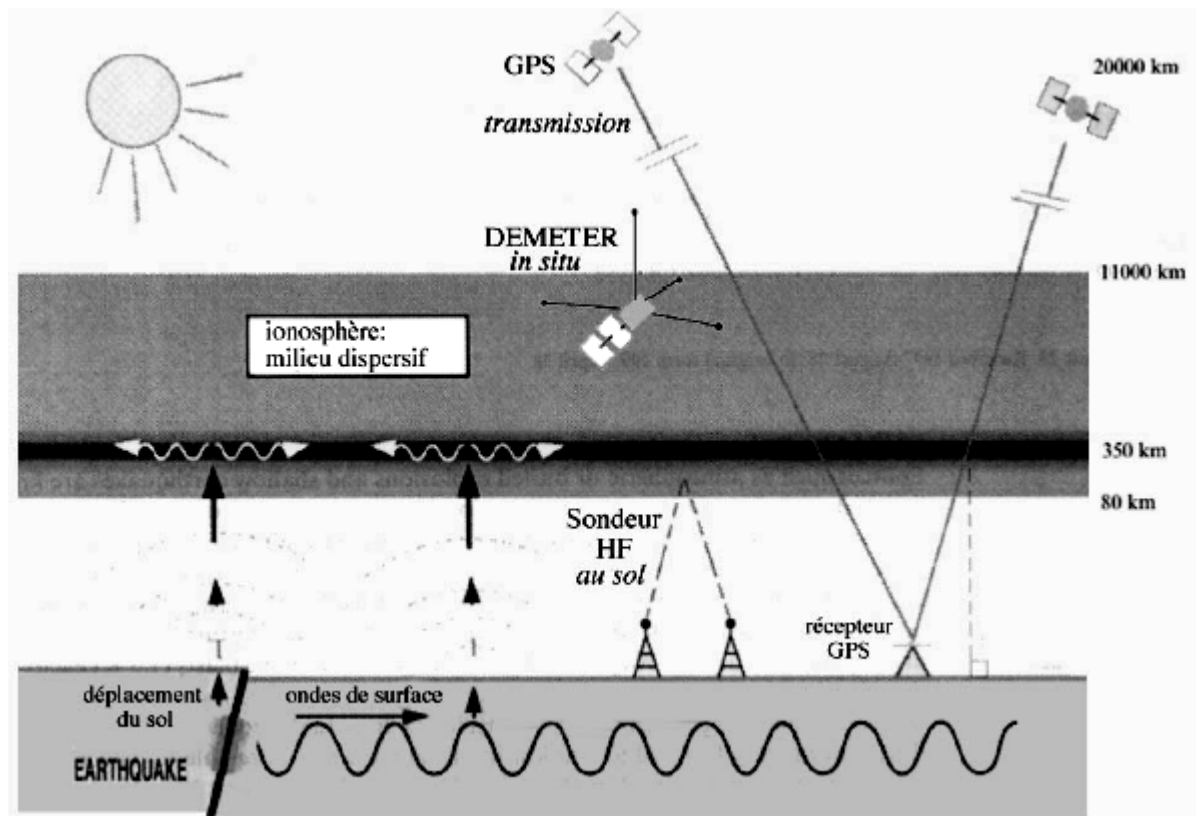


Fig. I.16 : Vue schématique des mécanismes d'excitation des ondes atmosphériques par un séisme [Artru, 2001].

I.4 Précurseurs séismo-ionosphériques

En plus de l'effet des séismes sur l'ionosphère suite à leurs déclenchements, divers scientifiques ont mis en évidence des perturbations ionosphériques pendant la phase de préparation d'un puissant tremblement de terre en détectant des signaux séismo-ionosphériques quelques jours avant le choc principal. On parle alors de signaux précurseurs séismo-ionosphériques ou de perturbations ionosphériques pré-sismiques.

Pulinets [2006a] a réussi à définir les caractéristiques des précurseurs séismo-ionosphériques à partir d'études statistiques antérieures, réalisées avec des données au sol :

1. Les variations inosphériques dépendent du temps local (sous forme du signe de la déviation de la fréquence critique par rapprt au niveau non perturbé) ;
2. Il existe un seuil de magnitude du tremblement de terre ($M=5$) à partir duquel l'ionosphère *commence à ressentir* le processus de préparation du tremblement de terre ;
3. Les variations anormales dans l'ionosphère apparaissent, en moyenne (avec un seuil de confiance élevé), dans un intervalle de temps compris entre 5 à 1jour avant le choc sismique ;
4. La dimension de la surface perturbée dans l'ionosphère croît avec la magnitude du séisme.

Pulinets et Boyarchuk [2004] ont établi une liste (Annexe A) des différents types de précurseurs observés expérimentalement en décrivant le processus physique responsable de leur génération. Cette étude a concerné l'ensemble des précurseurs séismo-ionosphériques détectés de 1965 à 2004.

Parmi les précurseurs séismo-ionosphériques nous distinguons :

I.4.1 L'émanation radon

La surveillance du radon⁴ est une technique largement utilisée dans les études géologiques. En présence de fissures et de flux de gaz ascendants ; le radon peut atteindre une altitude de 200m [Pulinets et Boyarchuk, 2004]. Différents auteurs ont observé la variabilité du radon avant un évènement sismique et l'ont, ainsi, tantôt proposé comme un moyen de prédiction des séismes à court-terme [Uyeda et al., 2009], tantôt utilisé comme précurseur sismique [Humanante et al., 1990; Kawada et al., 2007]. En effet, la concentration du radon croît au voisinage des épicentres de futurs séismes. Cette croissance est observée quelques jours avant de puissants évènements [Pulinets et al., 1997 ; Pulinets et al., 1999 ; Omori et al., 2007]. La figure I.17 illustre une remarquable anomalie de la concentration du radon, dépassant la moyenne par un multiple de l'écart type (3σ), avant le séisme de Kobe (Japon) du 17 janvier 1995 ($M_w=6.9$, 34.583° N, 135.018° E).

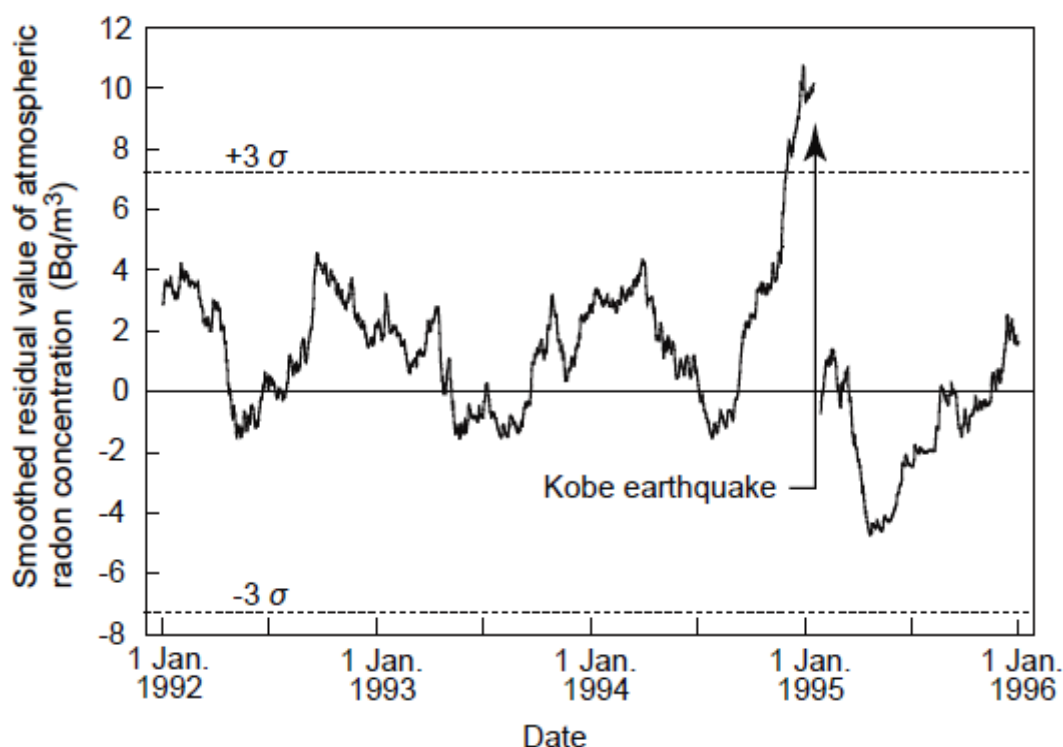


Fig. I.17 : Variations de la concentration du radon mesurées au voisinage de la ville de Kobe, à 5m au-dessus de la surface du sol, pendant quatre ans (1992-1996). Une importante croissance de la concentration du radon est observée avant le puissant séisme de Kobe du 17 janvier 1995 [Omori et al., 2007].

⁴ Produit par la désintégration du radium, lequel à son tour se produit après la désintégration de ^{238}U .

I.4.2 Autres précurseurs géochimiques

La libération systématique du dioxyde de carbone (CO_2) au niveau des failles sismiquement actives est un phénomène à long terme et permanent par rapport aux tremblements de terre [Toutain et al., 1999]. Il peut indiquer l'élévation de la pression interstitielle de la croûte et des régions potentiellement sismiques [Pulinets et Boyarchuk, 2004]. La libération du CO_2 est un caractère régulier au niveau des failles tectoniques comme résultat des anomalies thermiques de la croûte. Cependant, elles ne sont pas toujours observées. Ce phénomène a conduit à associer les failles actives au dégazage de l'Hélium riche en azote [Toutain et al., 1999]. Toutain et al., [1999] ont, également, constaté que l'hélium émanant de la croûte est d'origine plus profonde en comparaison avec le radon et peut, ainsi, indiquer un soulèvement magmatique. Une distinction entre l'hélium d'origine atmosphérique, crustale et mantellique devient nécessaire. Elle est donnée par le rapport isotopique $^3\text{He}/^4\text{He}$.

D'autres gaz comme le H_2 , CH_4 , He, Rn, les hydrocarbures aromatiques sont également enregistrés au niveau des failles tectoniques ainsi que l'émanation de métaux volatils tels que Hg ; As ; Sb [Toutain et al., 1999]. Ces derniers jouent un rôle particulier dans le développement du couplage séismo-ionosphérique [Pulinets et Boyarchuk, 2004].

I.4.3 Champ électrique d'anomalies

Des perturbations du champ électrostatique vertical près du sol de l'ordre de 50 à 150V/m sont souvent observées avant les tremblements de terre et de violentes éruptions volcaniques, et dépassent 1000V/m avant des séismes catastrophiques. Une baisse ou même un changement de signe de la composante du champ électrique vertical apparaît quelques heures avant de puissants séismes. Les épïcêtres sont souvent localisés près des cassures dans la croûte terrestre, à travers desquelles provient un apport significatif d'aérosols "métalliques" et de radon. Ce dernier est d'une contribution principale dans l'ionisation de l'atmosphère proche de la surface du sol [Pulinets et al., 1998]. Ces mêmes auteurs ont montré que le champ électrique vertical au sol commence à pénétrer efficacement dans l'ionosphère et créer des irrégularités dans la concentration des électrons quand le champ d'anomalies couvre, à la surface du sol, une étendue de plus de 200km de diamètre. Cette surface pourrait être identifiée par la zone de préparation du tremblement de terre ou par la détermination de la zone d'activation d'un précurseur sismique tel qu'elles sont, respectivement, définies par Dobrovolsky et al. en 1979 et Bowman et al. en 1998. En effet, la figure I.18 montre clairement la variation du champ électrique atmosphérique dans des conditions de beau temps ; où des variations journalières dans une limite de 50V/m sont observées. Or, le comportement du champ électrique a considérablement changé un jour avant le puissant séisme survenu dans les montagnes des Carpates le

30 août 1986 avec une magnitude de 6.9 (Fig. I.18). Le champ électrique atteint la valeur de 770V/m, change de direction et atteint la valeur de -280V/m à 04h (TL). La variation de crête à crête du champ électrique dépasse 1kV/m. Précisons que les mesures du champ électrique étaient réalisées en Pologne, à 700km de l'épicentre ; ce qui donne une idée sur la grande surface de la zone de préparation du tremblement de terre, et par conséquent, la grande magnitude de celui-ci [Pulinets et Boyarchuk, 2004].

I.4.4 Effets sur le plasma ionosphérique

Pulinets et al., [2003] ont étudié l'effet de la préparation d'un tremblement de terre sur la composition ionique de l'ionosphère. En effet, ils ont réussi à mettre en évidence des variations dans les concentrations, respectives, de l'oxygène atomique O^+ au maximum de la couche F2 et des ions moléculaires NO^+ et O_2^+ au bas de la couche F2. Notons que les variations des concentrations de O^+ , NO^+ et O_2^+ sont de même signe avant un séisme (Fig. I.19) [Pulinets et al., 2003].

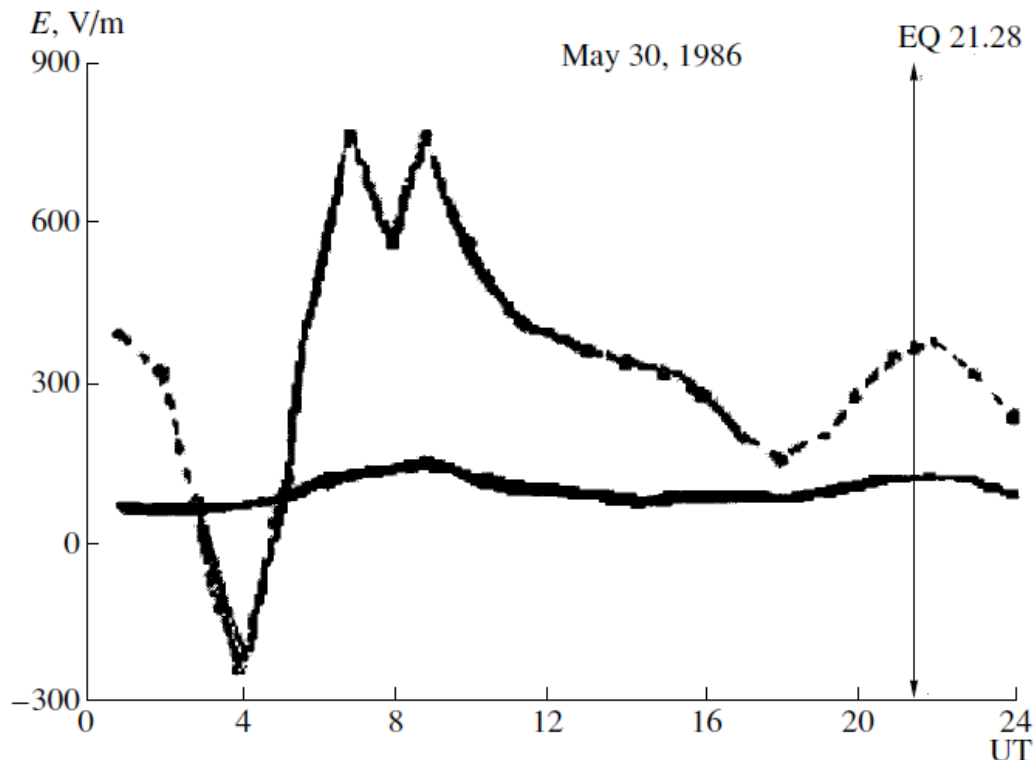


Fig. I.18 : Champ électrique atmosphérique d'anomalies avant le puissant tremblement de terre des montagnes de Carpates du 30/08/1986 enregistré à l'observatoire Swider, en Pologne, et sa valeur moyenne mensuelle dans des conditions de beau temps [Pulinets et Boyarchuk, 2004].

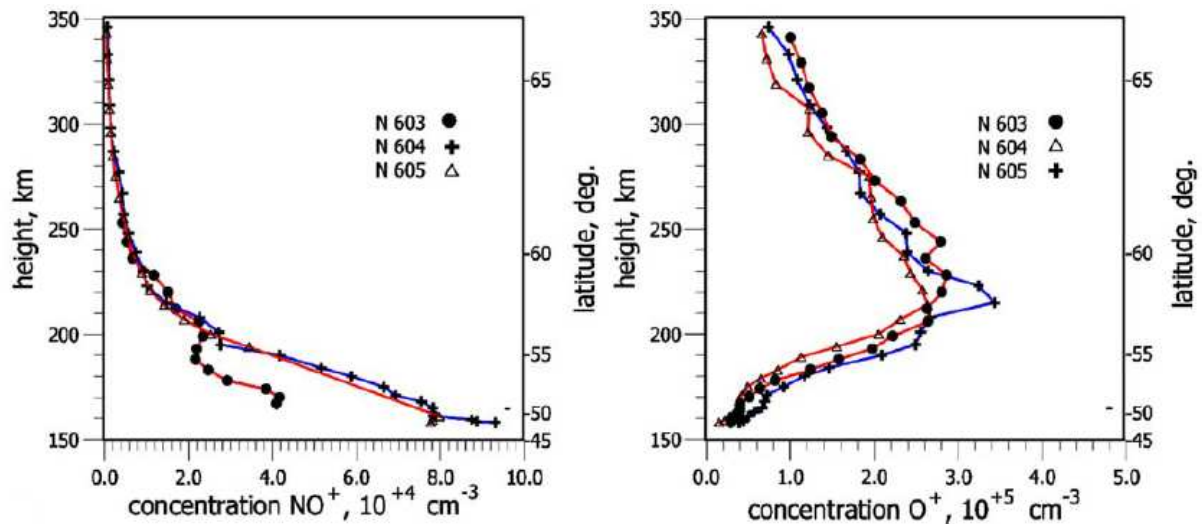


Fig. I.19 : Exemples de variations de la concentration des ions NO⁺ et O⁺ avant un imminent tremblement de terre au moment du passage du satellite AE-C près de l'épicentre (points), et loin de celui-ci (croix) [Pulinets et al., 2003].

Une croissance dans la concentration des ions légers dans l'ionosphère au-dessus d'une zone de préparation d'un puissant tremblement de terre est aussi rapportée ; ce qui sous-entend une baisse de la masse moyenne des ions. Ces observations sont confortées par les résultats de Pulinets et al., [2003] lors de l'analyse des données du satellite AE-C⁵ (Fig. I.20) où la masse ionique moyenne (cercles pleins) a diminué par rapport au niveau de référence (croix) quand le satellite est passé au-dessus de la zone épicentrale un jour avant le séisme. Un résultat identique est obtenu à partir de l'analyse des données du satellite Intercosmos-19 lors de son passage au-dessus de la zone épicentrale du séisme d'Irpinia (Italie, 40°46'N, 15°18'E, M=6.9), survenu le 23 novembre 1980. Les auteurs ont pris le soin de considérer des périodes calme et perturbée où l'on observe, clairement, la baisse de la masse moyenne des ions 117 heures et 56 heures (cercles pleins) avant le tremblement de terre pour croître 7h après le même évènement (croix) (Fig. I.21).

⁵ AE-C : Atmosphere Explorer est un satellite américain (1973-1978) destiné à étudier la thermosphère.

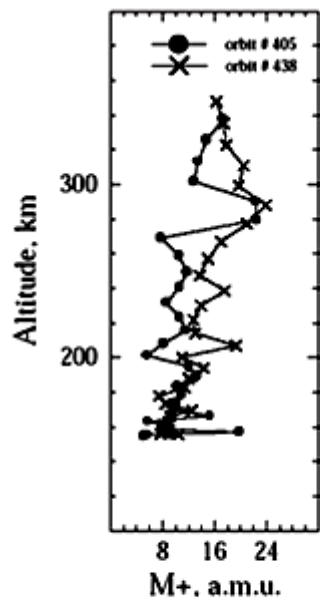


Fig. I.19 : Comparaison de la masse moyenne des ions au niveau de référence (croix) et au passage du satellite (cercles pleins) un jour avant l'évènement sismique (Pulinets et al., 2003).

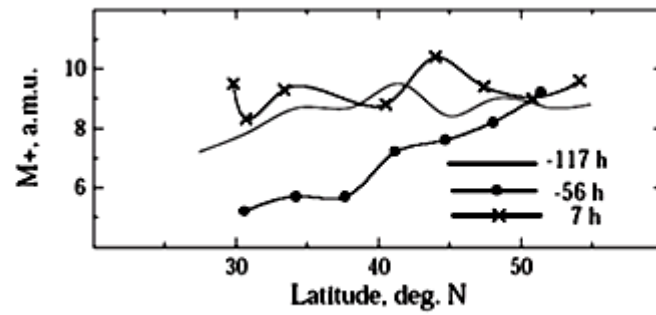


Fig. I.20: Variation de la masse moyenne des ions au-dessus de la zone épicentrale lors de la préparation du séisme d'Irpinia (117 et 56 heures) et après le choc principal (7 heures) (Pulinets et al., 2003).

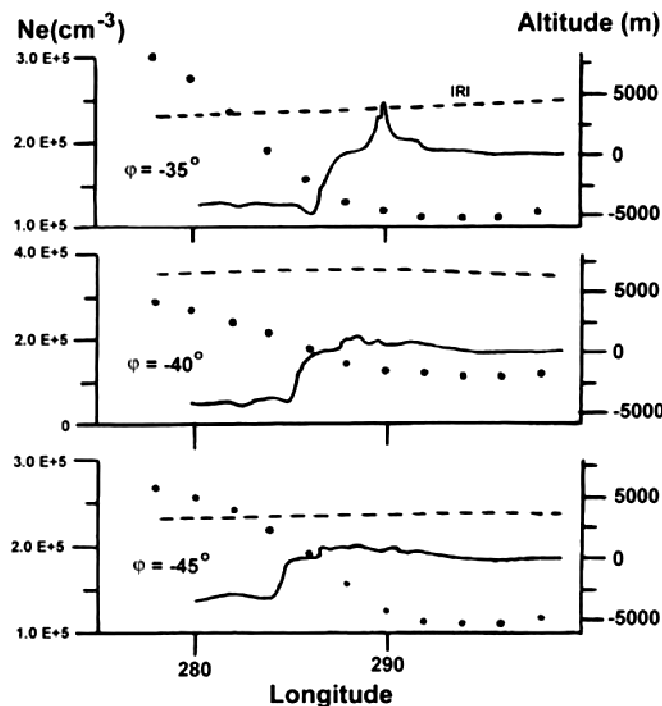


Fig. I.22 : Profils longitudinaux de la densité électronique observée en juillet 1980 par le satellite Interkosmos-19 (lignes en pointillés) et le modèle ionosphérique IRI-85 (lignes tiretets) à l'altitude $z=400\text{km}$ et à 05TL pour les trois latitudes sélectionnées : 35° , 40° , 45°S . La ligne continue correspond au relief de la surface du sol [Pulinets et al., 1998a].

I.4.5 Effets de l'activité sismique sur la zone F2

Pulinets et al. [1998a] ont montré l'effet de l'activité sismique sur la zone F2 suite aux fortes variations de la densité ionosphérique et de la fréquence critique enregistrées par le satellite Intercosmos-19 lors de son passage au-dessus des Andes, en juillet 1980 où l'activité solaire était intense. Ils ont considéré des profils longitudinaux de la fréquence critique (**foF2**) et de la densité électronique (**Ne**) à 400km d'altitude pour les latitudes $\varphi=35^\circ$, 40° et 45°S . Ces profils sont comparés à ceux du modèle ionosphérique IRI-85 (Fig. I.22). La figure I.22 montre que la densité électronique, mesurée comme fonction de la longitude, décroît d'un facteur d'ordre 3 quand la longitude croît de 280° à 295°E . Cette caractéristique longitudinale n'est pas retrouvée dans le modèle IRI-85 ; ce qui ne permet pas de l'expliquer par les facteurs héliomagnétosphériques. On suppose qu'il est en rapport avec la particularité de la zone géographique considérée ($35^\circ\text{-}34^\circ\text{S}$; $278^\circ\text{-}296^\circ\text{E}$), qui est une zone hautement sismique [Pulinets et Boyarchuk, 2004].

Afin de comprendre le comportement de la densité électronique par rapport à la longitude ; il est nécessaire de noter que le secteur longitudinal, dans lequel ont été effectuées les observations, comprend le système global des failles tectoniques actives étendues méridionalement le long des Andes sur des milliers de kilomètres. Nous savons, par ailleurs, que le champ électrique vertical E_z peut être perturbé à la surface de la Terre, dans une zone sismiquement active et perturber, ainsi, à son tour, la densité électronique ionosphérique. Cette hypothèse est soutenue par le résultat obtenu lors du calcul d'un modèle de variations longitudinales de la densité électronique pour une altitude égale à 400km (Fig. I.23) [Pulinets et al., 1998a].

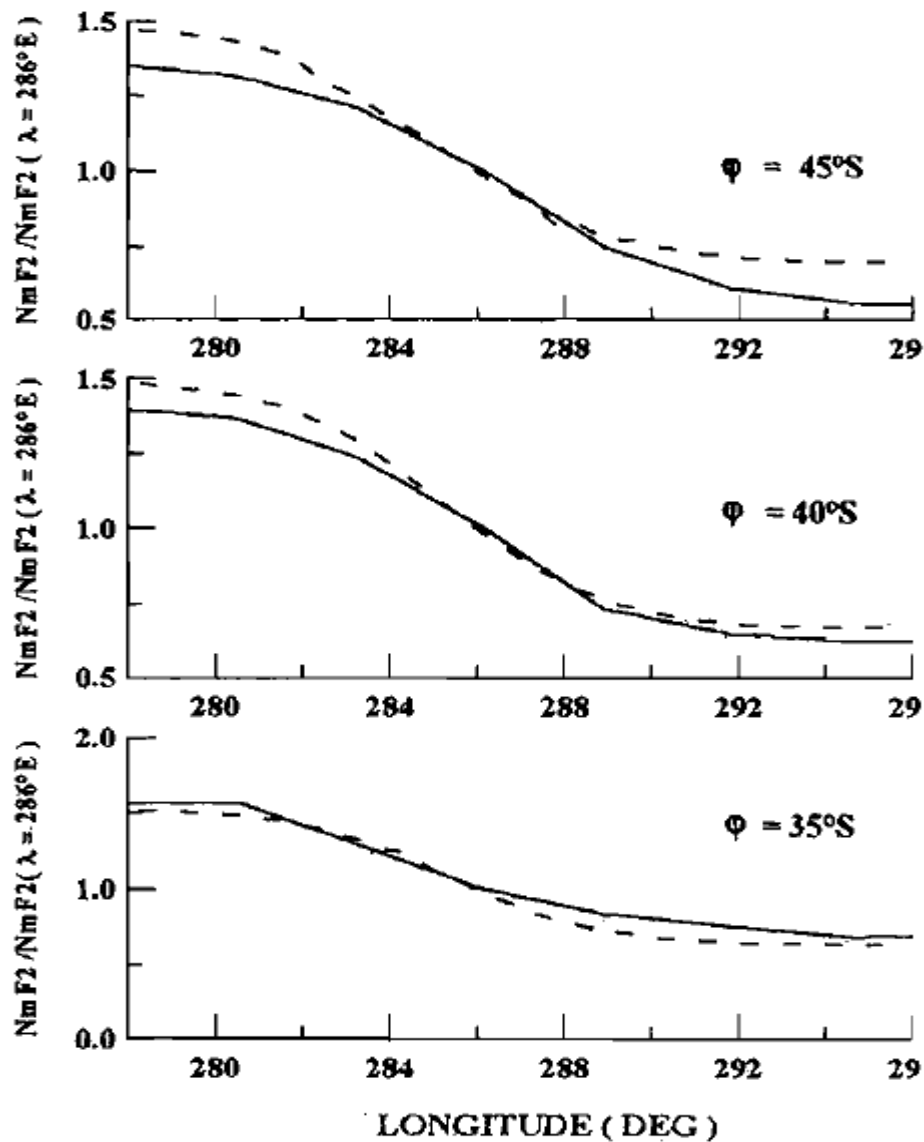


Fig. I.23 : Comparaison des distributions longitudinales calculées (lignes en tiretets) et observées (lignes continues) à 400km d'altitude pour les latitudes sélectionnées (35°, 40° et 45°S) [Pulinets et al., 1998a].

I.4.5 Précurseurs Electromagnétiques

Les émissions électromagnétiques, associées aux tremblements de terre, sont observées au sol ou par satellites dans une large gamme de fréquences : allant du DC, ULF à VHF [Hayakawa et al., 2006, Zhang et al., 2009, ...]. Gokhberg et al. [1982] ont été les premiers à publier des observations sur les émissions électromagnétiques avant un évènement sismique. Ils ont considéré un certain nombre de puissants séismes ($M > 5$) survenus au Japon entre 1980 et 1981 où ils ont réussi à détecter, dans chaque cas, une croissance des émissions dans la bande VLF (3-30 kHz)-LF (30-300 kHz) à 81kHz 1 ou 2h avant le choc principal pour décroître brutalement juste après (Fig. I.24). Eftaxias et al. [2003] ont mis en évidence des anomalies séismo-électromagnétiques couvrant une large gamme de

fréquence allant de l'ULF, VLF jusqu'à VHF. Les anomalies électromagnétiques ont été observées 30h avant le tremblement de terre ($M > 6$) de Kozani-Grevena/Grèce du 13 mai 1995 dans les bandes HF à 41MHz et 54MHz. Elles croissent nettement avant le choc sismique (Fig. I.25).

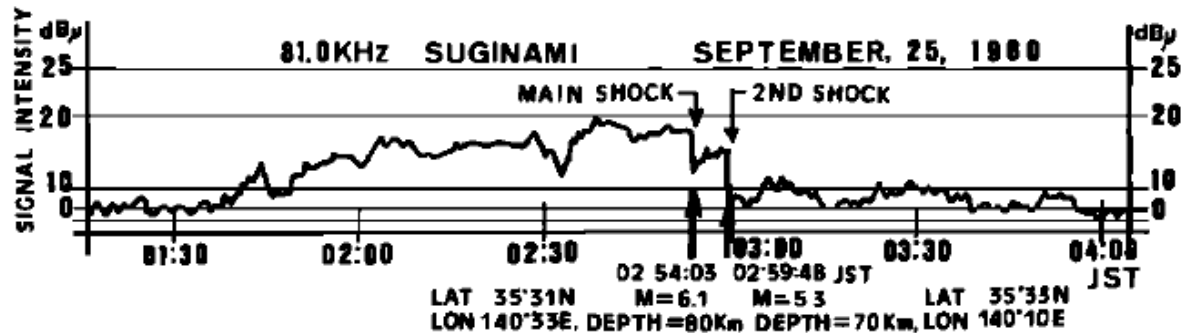


Fig. I.24 : Niveau d'intensité d'émission électromagnétique observé à 81 kHz, le 25 septembre 1980 à 02:54 (JST) [Gokhberg et al., 1982].

En plus de l'observation des émissions électromagnétiques au niveau des stations basées au sol ; divers satellites ont détecté, à leur tour, de puissantes anomalies électromagnétiques lors de leurs passages au-dessus de zones sismiques en montrant une croissance des signaux électromagnétiques, dans différentes bandes de fréquences, quelques minutes ou heures avant le séisme [Parrot et al., 1993 ; Sarkar et al., 2006 ; Parrot, 2009]. En effet, Larkina et al. [1983] ont détecté, à partir des données du satellite Intercosmos-19, une croissance anormale de l'intensité des émissions VLF dans la région F. Cette croissance a été observée sur une période d'une dizaine de minutes à plusieurs heures avant de puissants séismes. Le satellite Demeter a, également, réussi à enregistrer une importante croissance du signal électromagnétique dans la bande ULF/ELF quelques jours à quelques heures avant de puissants séismes ($M \geq 5.5$) lors de son passage au-dessus de la zone épiscopentrale [Bhattacharya et al., 2006 ; Sarkar et al., 2006 et Bhattacharya et al., 2007].

On doit noter que les anomalies électromagnétiques pré-sismiques possèdent un comportement type quelque soit la bande de fréquence à laquelle elles sont observées ou le lieu d'observation (sol ou/et satellite). Elles sont caractérisées par une croissance de quelques jours ou heures avant le séisme pour décroître juste avant l'évènement. Bien sûr le taux de croissance de l'anomalie électromagnétique dépend de la magnitude du tremblement de terre. Němec et al. [2009] ont confirmé, à partir d'une étude statistique, une baisse significative de l'intensité de l'onde très peu de temps avant le choc principal. Ils ont constaté que l'effet est très important dans le cas de tremblements de terre puissants ainsi que dans le cas des séismes de surface. La localité de l'évènement (océanique ou continental) n'a pas d'influence sur le comportement de l'anomalie électromagnétique.

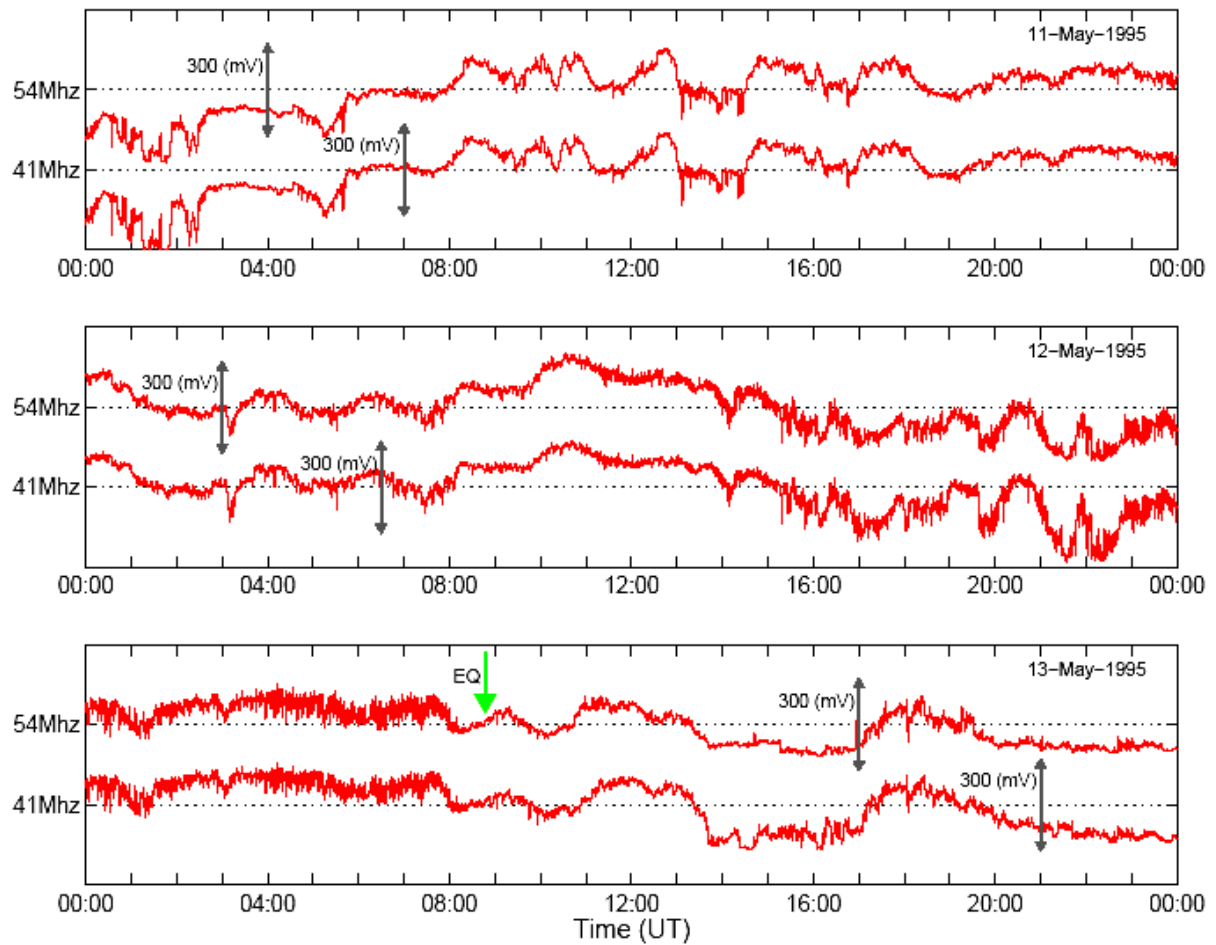


Fig. I.25 : Anomalies électromagnétiques détectées avant le séisme grecque ($M > 6$) du 13 mai 1995 à 08:47:13 UT à 41 et 54 MHz [Eftaxias et al., 2003].

I.5 Zone de préparation d'un tremblement de terre

Diverses études établies au cours de la décennie 1970-1980 ont réussi à mettre en évidence des observations des déformations de la croûte terrestre, les variations de la vitesse des ondes sismiques, la libération de gaz, les variations de la conductivité électrique crustale, etc. Ces observations ne se sont pas uniquement limitées à la région épacentrale mais elles se sont étendues au-delà de cette zone, relativement à la magnitude (M) de l'évènement sismique. Il s'agit, dans ce cas, de "zone de préparation d'un tremblement de terre" telle qu'elle a été défini par Dobrovolsky et al. [1979] :

$$\rho = 10^{0.43M} \text{ Km} \quad (\text{I.3})$$

Avec ρ le rayon de la zone de préparation du tremblement de terre et M sa magnitude. Les valeurs du rayon de la zone de préparation du tremblement de terre, conformément à la relation ci-dessus, sont données dans la table I.2 [Pulinets, 2004a].

Table I.2. Valeurs du rayon de la zone de préparation du tremblement de terre selon la relation (I.3).

Magnitude	3	4	5	6	7	8	9
Rayon de la zone de préparation d'un tremblement de terre ρ (km)	19.5	52.5	141	380	1022	2754	7413

I.6 Modèle de Couplage Lithosphère-Atmosphère-Ionosphère

Le couplage séismo-ionosphérique est un sujet multidisciplinaire nécessitant une connaissance simultanée de plusieurs disciplines, à savoir : la tectonique des plaques, la sismologie, la physique et chimie de l'atmosphère et l'ionosphère ainsi que l'électricité atmosphérique [Pulinets et Boyarchuk, 2004].

Le Couplage Lithosphère-Atmosphère-Ionosphère (CLAI) n'est qu'un cas particulier des effets de l'ionisation de l'air. A titre d'exemple ; des effets thermiques ainsi que des anomalies OLR (Outgoing Longwave Radiation) ont été mis en évidence après la catastrophe de la centrale nucléaire de Chernobyl (Ukraine). Cette catastrophe et l'explosion du réacteur nucléaire de Three-Mile Island (USA) ont été à l'origine des anomalies ionosphériques. Des anomalies OLR et ionosphériques sont, également, observées par des satellites au-dessus des ouragans. Ici, dans le cas d'un tremblement de terre, nous traitons avec la radioactivité naturelle du sol [Pulinets et al., 2011].

Pulinets et al. [2011] ont montré qu'un mécanisme physique commun est à l'origine de la plupart des phénomènes observés avant les tremblements de terre. Ce mécanisme a été déterminé suite à la synchronisation temporelle et spatiale des effets atmosphériques et ionosphériques. Par exemple, un décalage entre l'apparition de l'anomalie thermique de surface et la croissance de la température a été établi dans l'analyse du tremblement de terre de Colima (Mexique, $M=7.8$, 21/01/2003) [Pulinets et al., 2006].

Le concept du CLAI, proposé par Pulinets et al. [2011], est basé sur des effets ne dépendant pas du lieu de l'épicentre : séismes de subduction, intra-plaque ou sous-marin ; le rendant, ainsi, plus fiable. Par exemple, des anomalies OLR étaient enregistrées aussi bien dans le cas de séismes de subduction (par exemple, celui de Colima), que dans le cas des séismes intra-plaque (Kashmir du 8 octobre 2005), ainsi que dans l'océan suite aux séries de tremblements de terre à l'île de Tonga en 2009.

Le modèle de couplage Lithosphère-Atmosphère-Ionosphère peut être subdivisé en plusieurs branches : thermique, nuages, ionosphère et magnétosphère. L'ensemble de ces branches ont pour source l'émanation radon et l'ionisation de l'air. Le concept de CLAI, schématisé par la figure I.26, est résumé comme suit [Pulinets et al., 2011] :

1. La radioactivité naturelle du sol (le radon au voisinage des failles tectoniques actives) est la source principale des anomalies atmosphériques et ionosphériques. Elles sont observées, au sol ou par satellites, une semaine à quelques jours avant de puissants séismes dans (ou au-dessus de) la zone de préparation d'un tremblement de terre.
2. L'ionisation de l'air, produite par les particules α lors de la désintégration du ^{222}Rn , déclenche la chaîne de processus impliquant l'ensemble des couches de l'atmosphère et de l'ionosphère. Elle conduit à l'émanation d'une grande quantité d'énergie thermique due à la chaleur latente dégagée par les molécules d'eau lors de leur fixation aux ions produits par ionisation.
3. Les effets thermiques sont observés dans la chaîne temporelle avec un certain décalage des niveaux inférieurs aux niveaux supérieurs: l'élévation de la température de la surface du sol, l'élévation de la température de l'air au sol, les anomalies de flux de la chaleur latente.

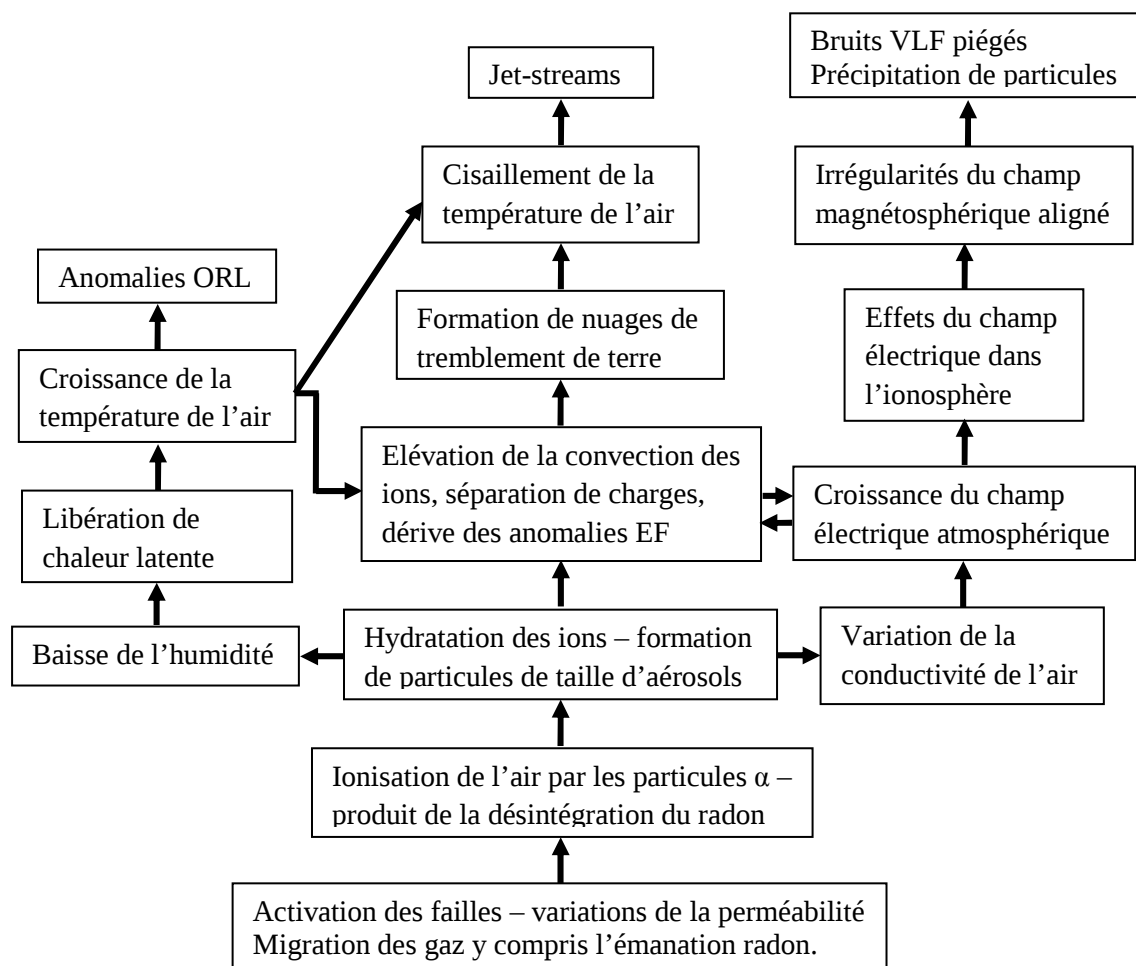


Fig. I.26 : Schéma du modèle de Couplage Lithosphère-Atmosphère Ionosphère [adapté à partir de Pulinets et al., 2011].

4. enregistrées par les satellites de télédétection, et l'OLR dans la couche supérieure de l'atmosphère.
5. Les variations de la conductivité de l'air au-dessus de la zone de préparation des tremblements de terre produit la modification locale des paramètres du circuit électrique global.
6. Le mouvement de l'air de convection dû à la libération de la chaleur latente augmente le nombre des clusters d'ions/des noyaux de condensation à une altitude de plusieurs kilomètres conduisant à la formation (ou dispersion) de nuages dépendant du signe de la charge électrique de l'ion. Le champ électrique vertical au-dessus des failles tectoniques actives confine les flux d'ions dans une structure planaire ; ce qui constitue la forme linéaire des nuages de tremblements de terre.
7. Les variations dans l'électricité de l'atmosphère induit des variations dans l'ionosphère ; y compris la concentration ionique et électronique, la température ionique et électronique, la composition ionique, la hauteur d'échelle.
8. La plupart des effets observés sont bipolaire (positif/négatif, croissance/décroissance) dépendant du signe de la charge électrique et de la phase du processus d'ionisation (augmentation/diminution de la conductivité de l'air en fonction de la taille du groupe d'ions), et de la polarisation des charges à grande échelle spatiale formées au-dessus de la surface du sol.
9. Les électrons précipitant modifient la région D de l'ionosphère (abaissement) conduisant à la propagation des anomalies d'ondes VLF dans le guide d'onde Terre-ionosphère.

I.7 Observation

Le concept de précurseurs physiques est important dans le développement du modèle de couplage séismo-ionosphérique. Cependant, il est important de considérer en premier lieu la notion de "zone de préparation du tremblement de terre" où le phénomène de précurseurs associés à un imminent tremblement de terre est observé à la surface du sol. La préparation d'un tremblement de terre est accompagnée par un ensemble de précurseurs liés à des transformations dans la croûte terrestre. L'émanation de gaz dans la zone de préparation de tremblements de terre est l'un des précurseurs importants de l'activité sismique. Parmi les différentes espèces émanant de la croûte ; le radon est capable de provoquer l'ionisation de l'air. Les rejets de gaz réguliers, spécialement le CO₂, peuvent transporter avec eux des aérosols y compris les aérosols de haute teneur en métal. Les métaux peuvent aussi provenir de la croûte sous forme de métaux volatiles tels que Hg, As, Sb. Ces aérosols métalliques peuvent être aisément chargés et donc, capable de changer les propriétés électriques de

l'air près du sol. Il est important de noter que l'étendue de la surface des précurseurs géochimiques est identique à celle de la surface de la zone de préparation des tremblements de terre. Enfin, le dernier phénomène important, associé à la préparation du tremblement de terre est le *champ électrique vertical anormalement élevé* enregistré, également, dans la zone de préparation du tremblement de terre plusieurs jours ou heures avant le choc sismique [Pulinets et Boyarchuk, 2004].

Chapitre II Satellite DEMETER (Detection of Electro-Magnetic Emissions Transmitted from Earthquake Regions)

Les objectifs du satellite DEMETER, la description de sa charge utile, du mode d'acquisition et d'enregistrement des données seront exposés dans ce chapitre. Un rappel sur les missions spatiales, ayant précédé le satellite DEMETER, dont les données furent utilisées dans l'étude des signaux précurseurs séismo-ionosphériques sera, également, donné.

Les perturbations ionosphériques, liées à de puissants séismes, ont été détectées par des satellites depuis des décennies. Or, ces observations ont été effectuées aléatoirement et à des périodes de temps différentes. Leur exploitation dans la détermination et l'étude des signaux séismo-ionosphériques précurseurs devient, donc, très limitée. Cependant, différentes missions spatiales se sont consacrées à l'observation et l'étude des signaux séismo-ionosphériques à partir des mesures d'ondes électromagnétiques avant DEMETER (Detection of Electro-Magnetic Emissions Transmitted from Earthquake Regions). Or ces missions ne répondent pas aux besoins d'investigations consacrées, essentiellement, à ce type d'observations en considérant tous les paramètres ionosphériques, en même temps, sur une large gamme de fréquences. Ce qui aurait permis de mieux cerner la problématique ; comme a pu le permettre le satellite DEMETER.

Nous rapportons ci-après les principales missions spatiales qui se sont intéressées aux signaux séismo-ionosphériques :

II.1 Rappel sur les missions spatiales liées à la détection des séismes

II.1.1 GEOS (Geostationary Operational Environmental Satellite)

Le premier satellite de la série fut lancé en 1977 par la NASA (Etats Unis) dont l'objectif était d'obtenir des statistiques sur les variations des ondes électromagnétiques de très basse fréquence (TBF) pendant une activité sismique. En effet, des tremblements de terre de magnitude d'ordre 5, localisés près de la station Djibouti (11.52°N, 42.83°E) ont été considérés lors du passage du satellite GEOS-2 au-dessus de la zone épicertrale. Une croissance de l'intensité du signal électromagnétique fut observée par le satellite dans chaque cas. Notons qu'à la même période de temps, une croissance de la fréquence critique f_oE_s de la couche sporadique Es a été détectée, au sol, par la station Djibouti [Parrot et al., 1989].

II.1.2 InterKosmos-19

Lancé en 1979 dans le cadre du programme international de l'étude de la magnétosphère, ce satellite de l'ex-Union des républiques socialistes Soviétique (URSS) fut le "témoin" d'une augmentation anormale de l'intensité des ondes TBF dans la zone F, entre quelques dizaines de minutes et quelques heures, avant ou après de puissants séismes [Larkina et al., 1983].

II.1.3 Aureol-3

Aureol-3 est un satellite franco-russe (1981-1989) dont l'objectif était l'étude du couplage magnétosphère-ionosphère en haute latitude. Malgré qu'il ne soit pas destiné à détecter des signaux séismo-ionosphériques; il a réussi à enregistrer des intensifications des ondes électromagnétiques lors

de son passage au-dessus de la zone épacentrale de deux tremblements de terre de magnitude modérée ($M \geq 5$), survenus le 17 mars 1982 (3.37°S; 177.57°E; $M=5.1$) et le 8 septembre 1982 (27.06°N; 140.19°E; $M=5.3$), respectivement [Parrot et al., 1989 et Parrot, 1990].

II.1.4 Cosmos-1809

Cosmos-1809 (1986 à 1993) a été lancé par l'Ex-URSS dans le but de mesurer le champ électromagnétique à hautes et basses fréquences. Il a réussi à enregistrer des fluctuations du champ magnétique terrestre ainsi que celles de la densité du plasma juste après le puissant séisme de Spitak/Arménie (7 Décembre 1988) indépendamment des conditions géophysiques [Chmyrev et al., 1997]. Auparavant, Serebryakova et al. [1992] ont trouvé, en analysant les données de Cosmos-1809, une corrélation entre les émissions ELF et les précurseurs de ce même séisme.

II.1.5 QuakeSat

Le nano satellite américain QuakeSat, lancé en juin 2003, dont l'objectif était de mesurer, pendant un an, les fluctuations ELF du champ magnétique terrestre liées à de puissants événements sismiques [Long et al., 2002]. Les données spatiales viennent, ainsi, compléter des mesures obtenues à partir d'un réseau terrestre d'une quarantaine de capteurs, installés essentiellement en Californie. QuakeSat a réussi à détecter, pendant un an, des ondes ELF en mode "événements" au niveau de 8 zones à activité sismique importante [Bleier et al., 2005].

II.1.6 GPS : Global Positioning System

Différents auteurs ont utilisé les données GPS dans la détection des précurseurs séismo-ionosphériques, en analysant le Contenu Total en Electrons (TEC). En effet ; Liu et al. [2004b] ont commencé par étudier les anomalies ionosphériques pré-sismiques dans la région de Taiwan en considérant 20 puissants séismes ($M \geq 6.0$) ; où ils ont montré une baisse significative du TEC avant le choc principal de 16 événements sur un intervalle de 1 à 5 jours. En plus de cette étude Liu et al. [2004a] ont analysé le comportement du TEC avant le choc principal de 144 séismes ($M \geq 5.0$), ayant lieu dans la même région que dans l'étude précédente et enregistrés de 1997 à 1999. Ils montrent, également, une décroissance du TEC 4 jours avant la date de l'événement. Un comportement identique du TEC a été reporté par [Liu et al., 2008 ; et Liu et al., 2009 et Jhuang et al., 2010] en considérant, respectivement, les séismes de Pingtung (Taiwan) dont la magnitude est d'ordre 7, 35 séismes ($M \geq 6.0$) survenus en Chine sur une période de 10ans (1 mai 1998 au 30 avril 2008), ainsi que celui de Wenchuan en Chine ($M=8.0$).

II.1.7 Formosat-3/Cosmic

Formosat-3/ Cosmic est un projet de collaboration entre les USA et Taiwan ayant pour objectif l'amélioration de la surveillance du climat global et de la météorologie spatiale. Lancé en 2006 ; il est composé d'un ensemble de six microsatellites et d'une Constellation Système d'Observation de la Météorologie, l'Ionosphère et le Climat (COSMIC) [Anthes et al., 2008]. Hsiao et al. [2009 et 2010] ont étudié les anomalies ionosphériques pré-sismiques quelques jours avant le couple de séismes de Pingtung/Taiwan ($M=7.0$; 26/12/2006) et de Wenchuan/Chine ($M_w=7.9$; 12/05/2008) à partir de l'analyse des données collectées par Formosat-3/Cosmic. Ils ont réussi à montrer, pour les trois événements, une décroissance de la densité électronique ionosphérique dans les 5 jours précédant les séismes.

II.2 Le satellite DEMETER (Detection of Electro-Magnetic Emissions Transmitted from Earthquake Regions)

II.2.1 Introduction au projet DEMETER

DEMETER, premier microsatellite de la filière Myriade, est développé par le CNES (Centre National d'Etudes Spatiales / France) depuis 1997. L'objectif de Myriade était de bénéficier de la miniaturisation des technologies afin de développer un produit de taille réduite, et dont le poids et le coût permettraient de mettre en œuvre des missions scientifiques, des appareils de démonstration ou des opérations opérationnelles dans différents domaines (observation de la Terre, astronomie, physique fondamentale, télécommunication) avec un budget financier limité [Cussac et al., 2006]. DEMETER, dont le nom rappelle celui de la déesse de l'agriculture et de la moisson dans la mythologie grecque, est l'acronyme pour "*Detection of Electro-Magnetic Emissions Transmitted from Earthquakes*". Les objectifs scientifiques de DEMETER sont la détection et la caractérisation des perturbations ionosphériques associées aux phénomènes naturels (séismes, éruptions volcaniques, tsunamis) [Sarkar et al., 2007 ; Parrot et al., 2006a and Zhu et al., 2008 ; ...] et aux activités anthropogéniques [Inan et al., 2007 ; Némec et al., 2006 ; ...]. Afin d'atteindre ses objectifs ; DEMETER doit sonder, en permanence, l'environnement électromagnétique terrestre. Il est ainsi équipé d'une importante charge utile ; collectant des données en continu à une latitude invariante de 65° ; dans des bandes de fréquences appropriées [Cussac et al., 2006].

Le projet DEMETER, dont l'objectif est l'exploitation des observations collectées par le satellite du même nom, fût piloté par le Laboratoire de Physique et Chimie de l'Environnement et de l'Espace (LPC2E) situé à Orléans en France. Plusieurs autres laboratoires scientifiques ont participé à la mission, à savoir : le Centre d'Etudes des Environnements Terrestres et Planétaires (CETP, Saint Maur des Fossés, France), le Centre d'Etude Spatiale des Rayonnements (CESR, Toulouse, France), le

Département des Sciences Spatiales (SSD) de l'Agence Spatiale Européenne (ESA) à European Space research and TEchnology Centre (ESTEC), à Noordwijk, Hollande, l'Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP/France), l'Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand (OPGC/France), l'Unité de Service de Nançay (USN/ France), le CBK (Space Research Institute, Varsovie / Pologne) et Institute of Atmospheric Physics (IAP), à Prague, République Tchèque [Parrot, 2006].

Le satellite DEMETER est de forme cubique ($60 \times 60 \times 80 \text{ cm}^3$) et pèse près de 130kg en ayant à bord les charges utiles scientifiques et technologiques (Fig. II.1). Il est équipé d'un panneau solaire, placé du côté droit du satellite (partie sombre) et de la charge utile scientifique, laquelle est située en haut du satellite (Fig. II.2). Un bras soutenant les trois capteurs magnétiques et la sonde Langmuir est placé à gauche. Quant aux quatre capteurs électriques, ils sont sous forme de sphères⁶.

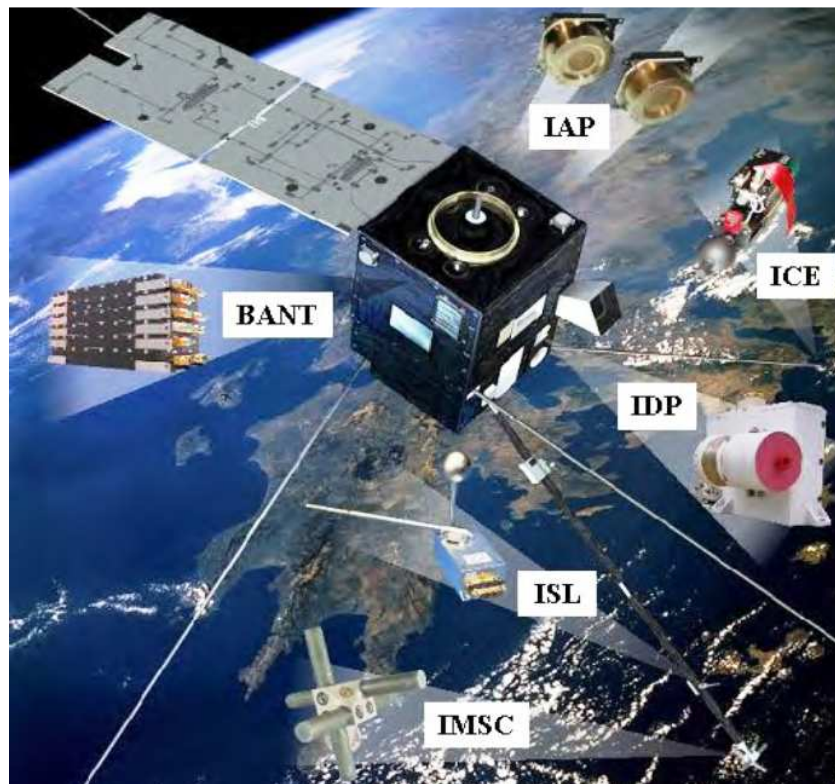


Fig. II.1 : Vue du satellite DEMETER et de sa charge utile [http://demeter.cnrs-orleans.fr/].

⁶ La figure II.2 ne montre que trois des quatre sphères (sphères vertes).



Fig. II.2 : Disposition de la charge utile sur DEMETER [<http://demeter.cnrs-orleans.fr/>].

Le satellite DEMETER a été placé sur une orbite circulaire héliosynchrone polaire à une altitude de 710km par un lanceur Dnepr. Le lancement s'est effectué depuis la base de Baïkonour au Kazakhstan le 29 juin 2004 [Parrot, 2006]. L'orbite du satellite est abaissée en 2005 à une altitude de 660km en gardant le même phasage de l'orbite par rapport à l'équateur. DEMETER s'est éteint le 17 mars 2010 après plus de 6.5 ans de service alors que sa durée de vie était initialement espérée de 2 ans. Il laisse, ainsi, un héritage d'une importante quantité de données.

II.2.3 Composition du système DEMETER

Le système DEMETER se compose d'un segment sol et d'un segment spatial ou satellite. Le segment spatial, qui est le satellite DEMETER, comporte une composante technologique et une composante scientifique (charge utile scientifique).

II.2.3.1 Segment spatial

Le satellite est constitué d'une plate-forme microsatellite (Myriade⁷), conçue pour des satellites dont la masse est de l'ordre de 100kg au lancement. D'une charge utile constituée d'une composante technologique et d'une composante scientifique.

⁷ Une description détaillée de la plate-forme Myriade est donnée sur le site du CNES : http://smc.cnes.fr/DEMETER/Fr/GP_satellite.htm.

Composante Technologique et Scientifique

La composante technologique comprend :

- La mémoire de masse 8Gb,
- La télémétrie Haut Débit,
- L'expérience COA-GPS (Contrôle d'Orbites Autonome par GPS)
- Une chaîne d'initiation photonique de système pyrotechnique (PYROLASER)
- La qualification de revêtement de contrôle thermique (THERME)

La charge utile à bord de DEMETER est composée d'un ensemble triaxial de trois capteurs magnétiques Search Coil (IMSC), d'un système de quatre capteurs électriques (ICE), d'un analyseur plasma (IAP), d'une sonde de Langmuir (ISL), d'un détecteur de particules (IDP) et d'une unité électronique BANT (Boîtier d'Acquisition, de Numérisation et de Traitement) à laquelle sont connectés les instruments su-cités (Fig. II.1). Les principaux paramètres mesurés par DEMETER sont décrits dans la Table II.1 [Cussac et al., 2006].

Table II.1 : Liste des paramètres mesurés par la charge utile scientifique à bord de DEMETER [Cussac et al., 2006].

Paramètres mesurés	Intervalle de mesure
Gamme de Fréquence, B	10 Hz – 17 kHz
Gamme de Fréquence, E	DC – 3.5 MHz
Sensibilité B	$2 \times 10^{-5} \text{ nT Hz}^{-1/2}$ à 1kHz
Sensibilité E	$0.2 \mu\text{V m}^{-1} \text{ Hz}^{-1/2}$ à 500kHz
Particules : Electrons	30 keV – 10 MeV
Densité ionique	$5 \times 10^2 - 5 \times 10^6 \text{ ions/cm}^3$
Température ionique	1000 – 5000 K
Composition ionique	$\text{H}^+, \text{He}^+, \text{O}^+, \text{NO}^+$
Densité électronique	$10^2 - 5 \times 10^6 \text{ cm}^{-3}$
Température électronique	500 – 3000K

II.2.3.1.1 IMSC (Instrument Magnetic Search Coil)

L'IMSC, développé par le LPC2E, est composé de trois antennes magnétiques orthogonales (type search coil) lié à une unité de préamplificateur par un câble blindé de 80cm (Fig. II.3). L'IMSC mesure les trois composantes du champ magnétique dans une gamme de fréquences comprises entre quelques Hertz à 17.4 kHz (Table. II.1). L'IMSC est fixé à l'extrémité d'un bras de 1,90m afin de réduire les interférences provenant du satellite. Cependant, l'IMSC est perturbé par des interférences provenant de BANT pendant l'acquisition des données avec un haut débit. Les interférences les plus intenses apparaissent entre 1 et 8kHz et les plus faibles sont à 19.5Hz et ses harmoniques. Le

préamplificateur, destiné à amplifier les trois signaux avant leur filtrage et leur conversion de l'analogique au numérique, est situé sur le même bras à 80cm [Parrot et al., 2006b].



Fig. II.3 : Instrument Magnétique Search Coil avec le préamplificateur associé [Parrot et al., 2006b].

II.2.3.1.2 ICE (Instrument Champ Electrique)

L'Instrument Champ Electrique (ICE), réalisé par le CETP, est composé de quatre sondes, un préamplificateur et l'électronique associée à l'élément BANT. Ces deux derniers ont le même rôle que pour l'IMSC. Les sondes sont montées à l'extrémité de 4 antennes longues de 4m (Fig. II.4). Les mesures sont effectuées dans une large gamme de fréquence (DC – 3.25 MHz). Une composante électrique, dans une direction donnée, est obtenue par le calcul de la différence des potentiels électriques entre deux sondes. Ainsi, les trois composantes du champ électrique sont déterminées en utilisant des paires de sondes différentes, selon le schéma suivant [Berthelier et al., 2006a]:

- E_{12} ($\approx$ le long de l'axe Y du satellite) $= E_1 - E_2$
- E_{34} ($\approx$ le long de l'axe Z du satellite) $= E_3 - E_4$
- $E_R = E_{13} = E_1 - E_3$.

L'ICE enregistre les données sur quatre bandes de fréquences :

- UBF (Ultra Basse Fréquence) : 0 à 15 Hz,
- EBF (Extra Basse Fréquence) : 15 Hz à 1 kHz,
- TBF (Très Basse Fréquence) : 15 Hz à 17.4 kHz,
- HF (Hautes Fréquence) : 10 kHz à 3.175 MHz.

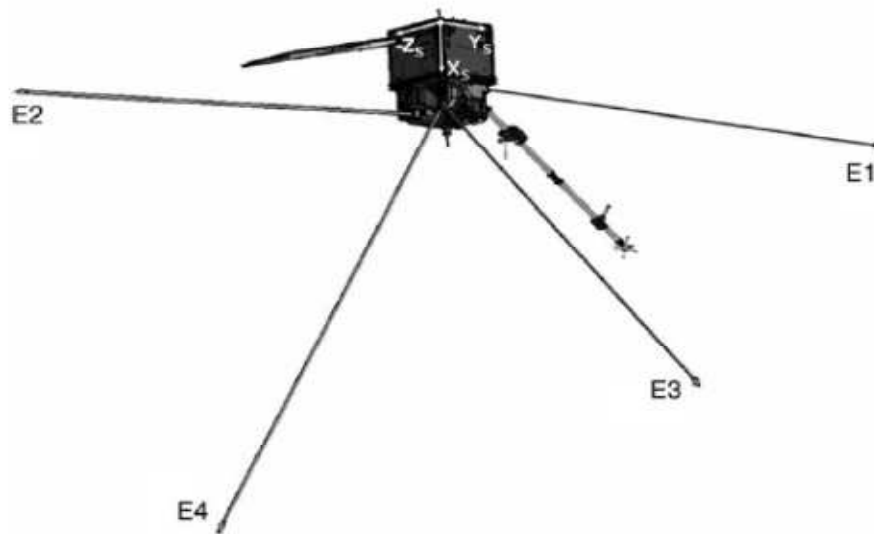


Fig. II.4 : Instrument Champ Electrique (ICE) [Bertheliet et al., 2006a].

II.2.3.1.3 IAP (Instrument Analyseur Plasma)

L'analyseur de plasma est réalisé par le CETP. Il mesure la densité, la température et la vitesse des ions majoritaires H^+ , He^+ , O^+ , NO^+ à l'altitude du satellite. Les mesures sont effectuées avec une résolution temporelle très fine (n'atteint pas la seconde), correspondant à une résolution spatiale de quelques kilomètres. Les résolutions souhaitées sont de quelques % pour la densité, environ 20K pour la température et 25m/s pour la vitesse. Les caractéristiques de l'instrument sont résumées dans le tableau ci-dessous [Bertheliet et al., 2006b].

Table II.2 : Caractéristiques de l'instrument IAP [Bertheliet et al., 2006b].

Paramètres d'ions	Ni	Ti	Viz.	Φ_x, Φ_y
Intervalle	10^2 - 5×10^5 ions/cm ⁻³	500–5000K	0-1500 ms ⁻¹	$\pm 15^\circ$
Précision	Dépend de Ni de 2 à ~10%	30K ou 5%	5%(avec 2 ions)	$\sim 0.1^\circ$
Résolution	1 – 3% dépendant de Ni	20K	25 ms ⁻¹	0.02°
Résolution temporelle	Survey 1	Survey 2	Burst	
Ni, Ti, Vi	360ms	720ms	360ms	
δNi	12.8ms	12.8ms	6.4ms	

L'IAP a pour objectifs de [Bertheliet et al., 2006b] :

- Détecter les faibles perturbations du plasma ionosphérique pouvant être associées à l'activité sismique en procédant à des mesures précises et presque continues des paramètres thermiques des ions.

- Fournir une surveillance du plasma ionique pouvant être utilisée pour analyser les caractéristiques de propagation des ondes de plasma mesurées à bord de DEMETER par l'ICE et l'IMSC.
- Compléter et renforcer les mesures du TEC obtenues à partir d'un réseau de stations, en assimilant, en temps quasi-réel, les mesures de densité de plasma et de température le long de l'orbite dans des modèles.
- Etudes du couplage électrodynamique entre les orages actifs et l'ionosphère. L'IAP peut mesurer des dérives du plasma avec une haute sensibilité et donner, ainsi, un aperçu des perturbations induites dans l'ionosphère par des nuages hautement électrofiés dans les zones orageuses.

II.2.3.1.4 ISL (Instrument Sonde Langmuir)

L'instrument Sonde Langmuir, développé par le laboratoire SSD/ESTEC de l'ESA, est composé de deux sonde Langmuir (Fig. II.5), l'une cylindrique et l'autre sphérique segmentée avec un diamètre de 6cm. Cette dernière comprend 6 collecteurs isolés de 1 cm de diamètre placés judicieusement sur la surface de la sphère. Cette configuration permet d'estimer la direction du flux d'ions, et de séparer la contribution du courant de photo-électrons de la contribution du courant du plasma ambiant. Elle sera principalement utilisée pour les attitudes non-nominales du satellite, attitudes pour lesquelles la sonde cylindrique n'est pas orientée de façon nominale. L'ISL est destiné à mesurer, avec une résolution temporelle de 1s, la densité électronique, la température électronique et le potentiel du satellite dans les gammes 10^2 à $5 \times 10^6 \text{ cm}^{-3}$, 500-3000K et $\pm 5\text{V}$, respectivement [Lebreton et al., 2006].

L'ISL a pour objectif de mesurer les paramètres globaux du plasma dans l'environnement du satellite et de mettre en évidence des variations corrélées avec l'activité sismique.

II.2.3.1.5 IDP (Instrument Détecteur de Plasma)

L'Instrument Détecteur de Plasma (IDP), développé par le CESR, permet la détection des faibles flux d'électrons (dans la gamme 30 keV - $\sim 2 \text{ MeV}$) dans la partie basse latitude de l'orbite de DEMETER afin de mesurer les perturbations des ceintures de radiation induites par les séismes et leurs précurseurs. IDP a également pour but de reconstituer la chaîne de processus physique conduisant aux observations d'ondes et de particules avant et après les séismes. Il procure, également, la possibilité d'étudier systématiquement les variations des ceintures de radiations dues aux divers couplages entre le milieu interplanétaire et la Terre, dans le but de construire des modèles statistiques [Sauvaud et al., 2006].



Fig. II.5 : Instrument Sonde Langmuir (ISL). (a) sonde cylindrique (0.6 cm de diamètre et 5 cm de longueur), (b) sonde sphérique segmentée (0.4 cm de diamètre) [Lebreton et al., 2006].

II.2.3.2 Segment sol DEMETER

Le segment sol est composé de trois entités (Fig. II.6) [Lagoutte et al., 2006a]:

- 1) Une Composante Sol de Commande Contrôle : le MIGS (MICrosatellite Ground Segment) est constitué de :
 - Un Centre de Commande Contrôle CCC (Command Control Center) situé à Toulouse (France) et qui est mis sous la responsabilité du CNES. Il se charge, entre autres, de l'exploitation des satellites, la gestion des stations de télémesure au sol et des données auxiliaires.
 - Deux Stations de Réception 2GHz (SCC ou TTCET (Telemetry et TeleCommande Earth Terminal) utilisées pour commander le satellite et pour la télémesure de la charge utile transmise à travers la liaison bande-S (nettoyage et entretien du satellite, sauvegarde des données) à un débit de l'ordre de 245 kb/s.
 - Une Station de Réception 8 GHz TETX (X band Telemetry Earth Terminal) destinée à recevoir la télémesure à haut débit.
 - Un Réseau de Communication RTD ou DCN (Data Communication Network).

- 2) Un Centre de Mission Scientifique SMC (Fig. II.7) ayant pour rôle de:
 - Préparer les télécommandes des instruments,
 - Optimiser le fonctionnement des instruments,
 - Traiter, archiver et distribuer les données scientifiques.
- 3) Un Centre de Mission Technologique permettant l'exploitation des données de la charge utile technologique.

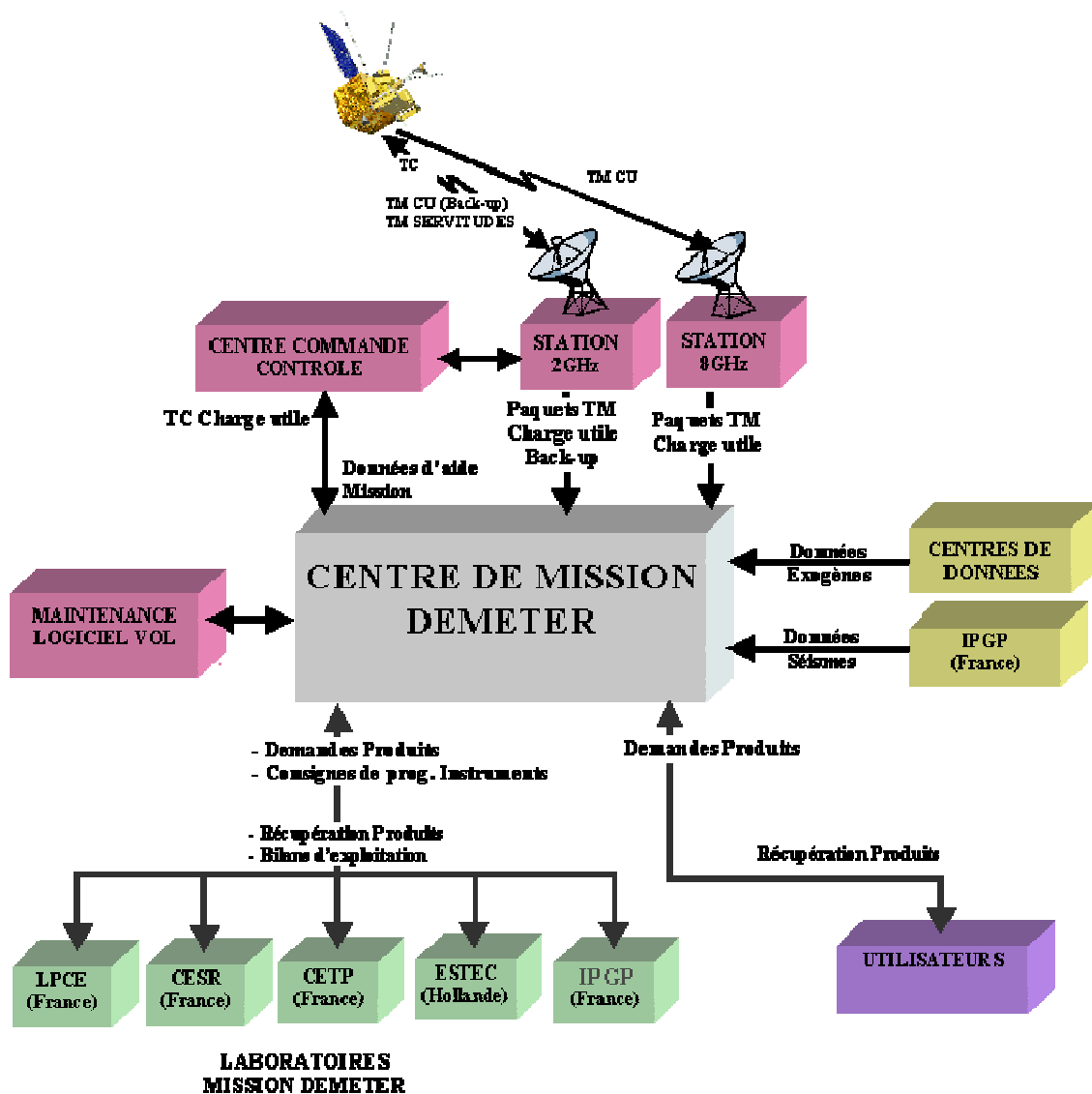


Fig. II.6 : Schéma descriptif du Segment sol DEMETER
[http://smc.cnes.fr/DEMETER/Fr/GP_segment_sol.html].

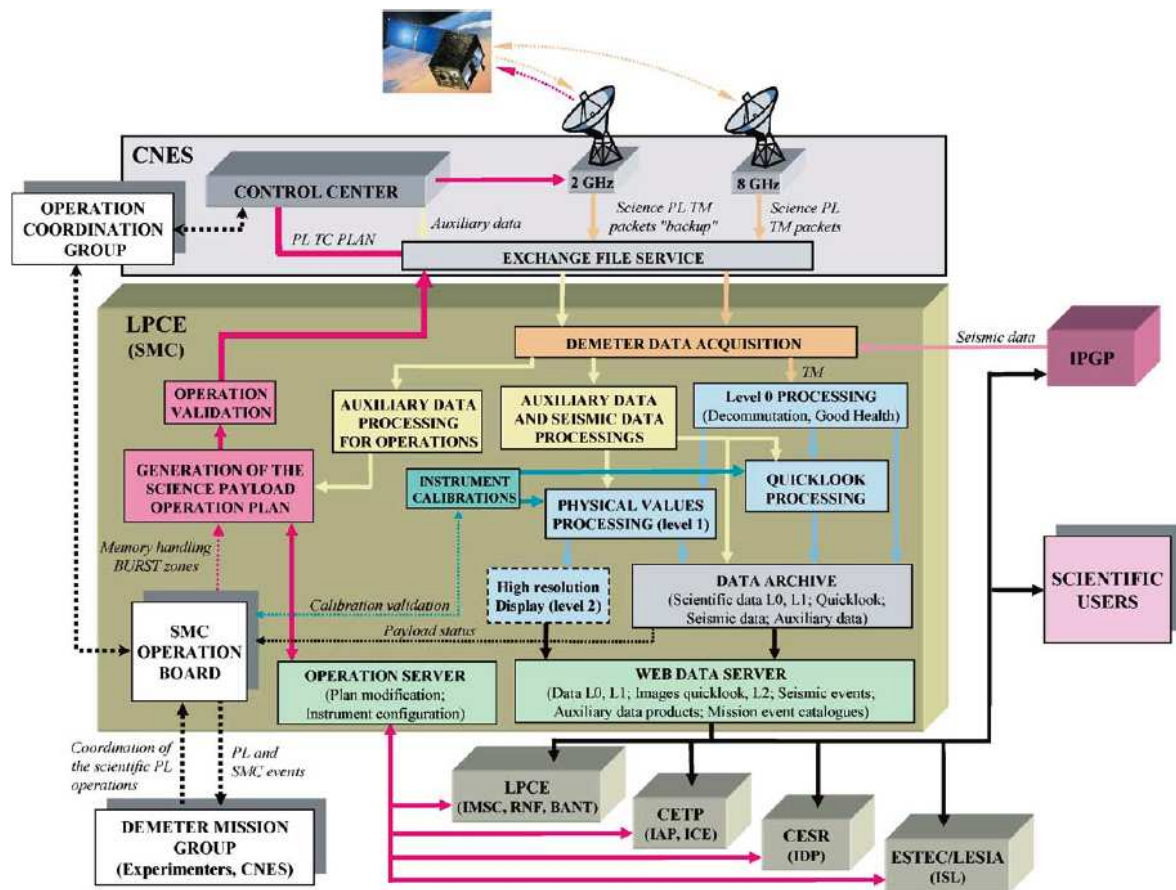


Fig. II.7. Diagramme généralisé de SMC avec un schéma du système de traitement des données [Lagoutte et al., 2006a].

II.2.4 Mode de fonctionnement de DEMETER

L'originalité de DEMETER par rapport aux autres missions d'études de l'environnement radioélectrique terrestre est la détection et la caractérisation des phénomènes électromagnétiques transitoires Très Basses Fréquences (TBF). Ainsi, un système de traitement, par réseau de neurones, a été installé dans le calculateur embarqué. DEMETER offre deux modes d'opération ; selon que le satellite est au-dessus de zones sismiquement actives "burst" ou pas "survey".

II.2.4.1 Mode Survey (Surveillance)

L'acquisition est continue et recueille les spectres de faibles résolutions temporelles et fréquentielles avec un débit de 25 kbits/s. Les données acquises par ce mode sont :

- Formes d'onde de 4 potentiels électriques jusqu'à 15Hz,
- Spectre de 2 composantes (1B+1E) jusqu'à 17kHz,
- Spectre d'une composante électrique jusqu'à 3MHz,
- Réseau de neurones pour la détection des sifflements.

II.2.4.2 Mode Burst (Evènement)

L'acquisition est ciblée sur les zones sismiquement actives (Fig. II.8) et recueille les formes d'onde haute cadence avec un débit de 1.8Mbits/s. Les données acquises par ce mode sont :

- Forme d'onde de 4 potentiels électriques jusqu'à 15Hz,
- Forme d'onde de 6 composantes du champ électromagnétique jusqu'à 1kHz,
- Forme d'onde de 2 composantes (1B+1E) jusqu'à 17kHz,
- Spectre d'une composante électrique jusqu'à 3MHz, ou forme d'ondes,
- Spectre de 2 composantes (1B+1E) jusqu'à 17kHz,
- Réseau de neurones pour la détection des sifflements.

Les données scientifiques acquises sont transmises avec peu ou sans traitements. Le débit maximal est de l'ordre de 1.7 Mbits/s.

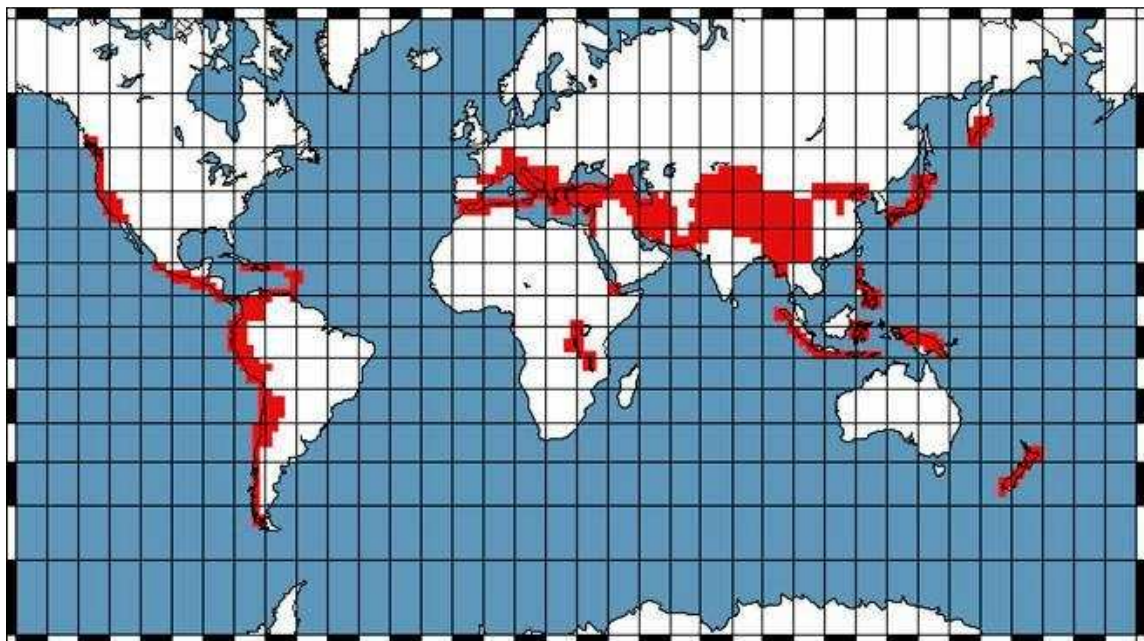


Fig. II.8 : Le secteur rouge correspond aux zones sismiques où DEMETER passe au mode «burst» [Zlotnicki et al., 2006].

II.2.5 Description des données

Tous les fichiers de données sont plotés et organisés par demi-orbites. Les demi-orbites allant vers le haut correspondent à l'heure de nuit (2200LT) et les demi-orbites allant vers le bas à l'heure de jour (1000LT).

II.2.5.1 Description des données DEMETER

Sachant que la charge utile scientifique effectuait des mesures dans un intervalle de latitudes invariant $\pm 65^\circ$, les données sont sélectionnés par date et par demi-orbite (Fig. II.9) et organisées selon l'instrument, la date et la demi-orbite (DMT_N1_1139_20090423_091008_20090427_203623.dat).

DEMETER DATA SERVER
Level 1 data - Half orbit selection

Home Logout Contact Help User logged : kahlouche == Type : Guest-Investigator

Current Selection

Instrument selected : IAP
IDP

Level 1 data selected : IDP/Burst
IDP/Survey
IAP/Burst
IAP/Survey

[Back to level 1 data selection](#)

	Orbit number	Type	Start time
First half orbit :	42	down	2004-07-05 08:00:30
Last half orbit :	35865	up	2011-03-14 20:24:30

☐ All

☒ From time (YYYY-MM-DD HH:MM:SS) : 2005-03-20 11:00:00 to 2006-03-20 11:00:00

☐ From half orbit number : ☒ up ☐ down to ☒ up ☐ down

Fig. II. 9 : Exemple de sélection des données à partir du serveur des données DEMETER
[<http://demeter.cnrs-orleans.fr/>].

Les données DEMETER sont classées selon le niveau de traitement [Lagoutte et al., 2006a]:

- Niveau 0 : Les données brutes issues de la télémétrie sont dé-commutées⁸ et déspatialisées⁹. Les données de niveau 0 sont au format de l'instrument et ne sont disponibles que pour les expérimentateurs.
- Niveau 0' : Les données de niveau 0 sont converties en valeurs instrumentales intermédiaires (ou en valeurs physiques). Les données sont ensuite réduites en réduisant les résolutions (moyennes, résolution temporelle de plusieurs secondes). La sortie de niveau 0' est une image "Quick-look" mise à la disponibilité de l'ensemble de la communauté scientifique (Fig. II.9).
- Niveau1 : Les données de niveau 0 sont converties en valeurs physiques directement exploitables. Il est structuré en quatre blocs où l'on peut lire (Annexe B):
 - 1) Entête comprenant, par exemple, la date de mesure, le numéro d'orbite et le nom de la station de réception;
 - 2) Paramètres orbitaux et géomagnétiques;
 - 3) Paramètres d'attitude ;
 - 4) Données expérimentales de l'instrument considéré.
- Niveau 2 : Les données de niveau 1 sont représentées avec des résolutions temporelles et d'analyse maximales avec les paramètres d'orbitographie restituées en abscisses (Fig. II.10). Cette représentation s'effectue sur le serveur des données (<http://demeter.cnrs-orleans.fr>).

⁸ Tri par instrument, par mode et par type de données.

⁹ Suppression du format de télémétrie.

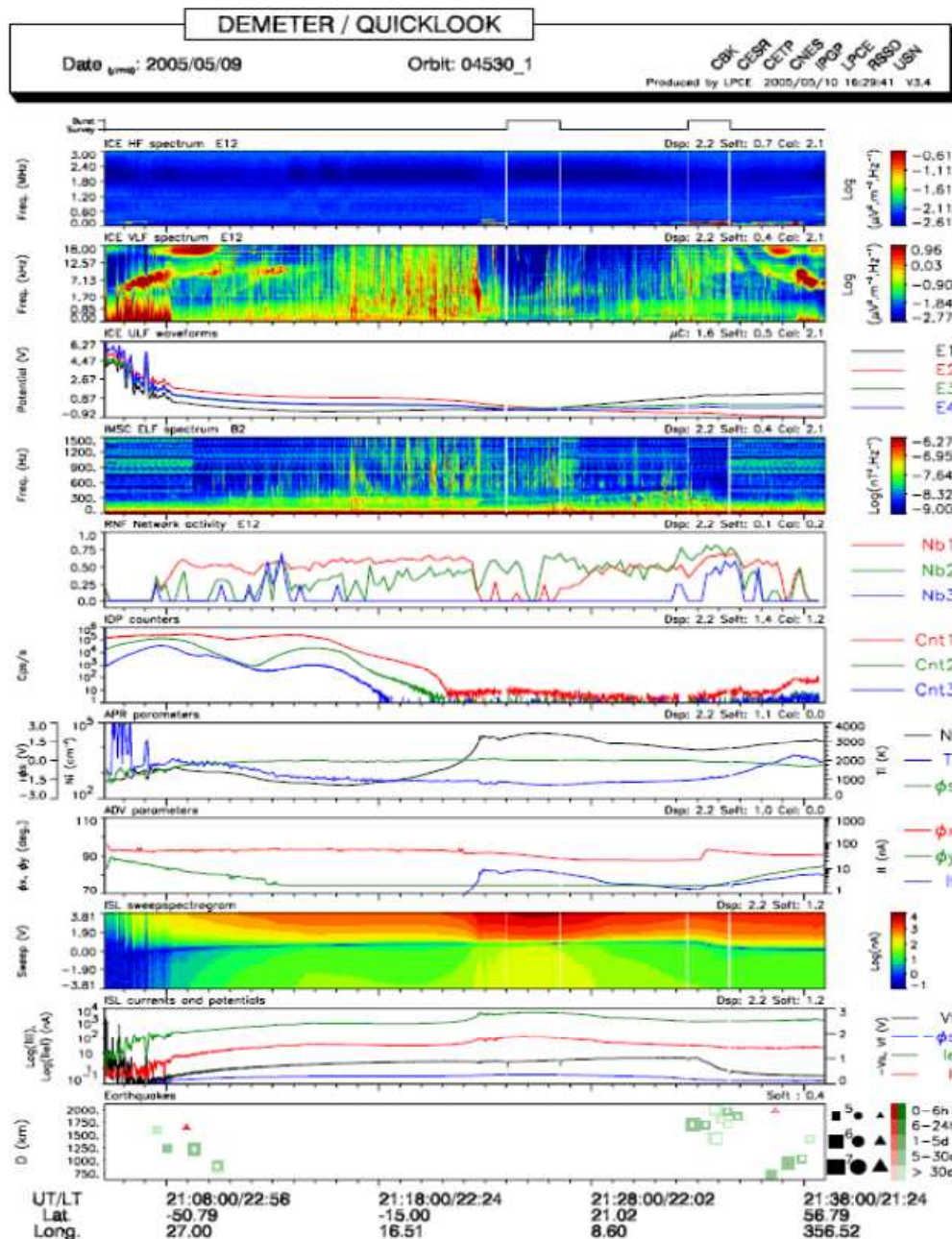


Fig. II.10 : Exemple d'image Quick-look [<http://demeter.cnrs-orleans.fr/>].

II.2.7.2 Description des données auxiliaires

Paramètres d'orbite

La position et la vitesse du satellite ayant une résolution temporelle de 3 minutes sont tous les jours transférées à partir du CCC. Les paramètres orbitaux sont calculés dans le système de coordonnées géographiques (position, vitesse, altitude, latitude, longitude et temps local) avec une résolution temporelle équivalente à 30s. On détermine, par la suite, les paramètres géomagnétiques (latitude et longitude géomagnétique, période locale magnétique, les composantes du champ magnétique et la position des points conjugués). Les résultats sont enregistrés dans un fichier nommé

(ORBIT_EPHEMERIS_date-début_date-fin), lequel est disponible au niveau du serveur de données (Annexe C) [Lagoutte et al., 2006a et Lagoutte et al., 2002].

Paramètres d'attitude

Les paramètres d'attitude, fournis par un capteur stellaire, sont quotidiennement transférés à partir du CCC. Les paramètres d'attitude sont des éléments de matrice permettant le passage du système de coordonnées du satellite au système de coordonnées géographiques et de ce dernier au système de coordonnées géomagnétiques locales. Les résultats sont enregistrés dans un fichier nommé (ATTITUDE_date-début_date-fin), lequel est accessible à partir du serveur de données (Annexe C) [Lagoutte et al., 2002 et Lagoutte et al., 2006a].

Evénements sismiques

L'IPGP (Institut de Physique du Globe de Paris) fournit régulièrement au centre de mission de DEMETER les renseignements suivant :

- La liste des séismes de magnitude supérieure à 5 s'étant produit la veille. La position du séisme est combinée avec les paramètres d'orbite de DEMETER afin d'établir une base de données d'événements sismiques et procéder, ainsi, à une étude systématique de tous les événements ayant lieu à une distance proche de la trace de l'orbite de DEMETER (Fig. II.11).
- Les mesures effectuées au sol dans des régions sismiques afin de les comparer avec les données recueillies par DEMETER au-dessus de la même région.
- L'état de l'ionosphère au-dessus de certaines régions ; à savoir la Californie ou le Japon où il existe des cartes du TEC avec une grande résolution temporelle et spatiale.

Un fichier (SEISMIC_EVENTS_date-début_date-fin) est ainsi établi. Il fournit les informations nécessaires dans le but de répondre aux objectifs de la mission DEMETER. A savoir ; le numéro de l'orbite au moment du séisme, les coordonnées du séisme, sa magnitude et sa profondeur, la distance du satellite de l'épicentre et de son point conjugué (Fig. II.12), ainsi que le temps écoulé entre l'instant du tremblement de terre et celui de l'enregistrement des données. Des distances minimales sont calculées pour chaque événement sismique selon les paramètres suivants [Lagoutte et al., 2006a]:

- Distance directe entre l'épicentre et l'orbite inférieure à 2000km ;
- Intervalle de temps [-2, +2] mois pour un tremblement de terre de magnitude supérieure ou égale à 5.

L'ensemble des paramètres, fournis par l'IPGP, sont décrits dans l'Annexe C. L'opérateur a la possibilité de sélectionner les paramètres selon ses besoins.

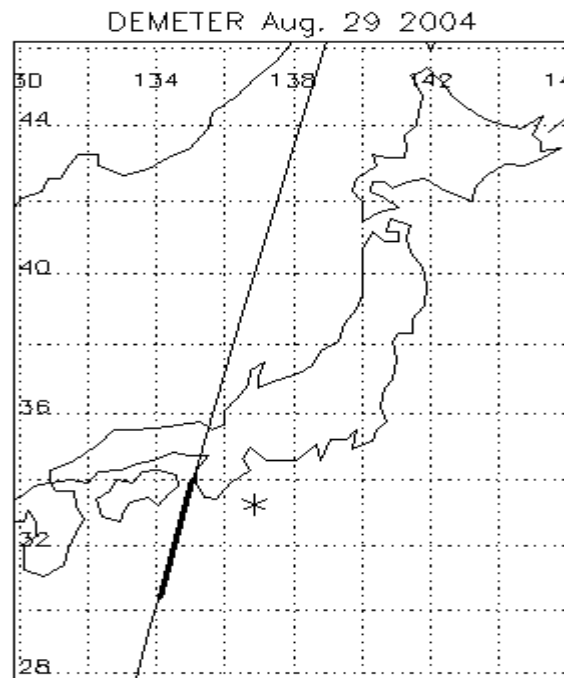


Fig. II.11 : Orbite de DEMETER au-dessus du Japon le 29 Août 2004. L'étoile représente l'épicentre d'un tremblement de terre de magnitude 7.1. La partie épaisse de la trajectoire de DEMETER correspond à la période où les perturbations ionosphériques ont été observées [Parrot et al., 2006].

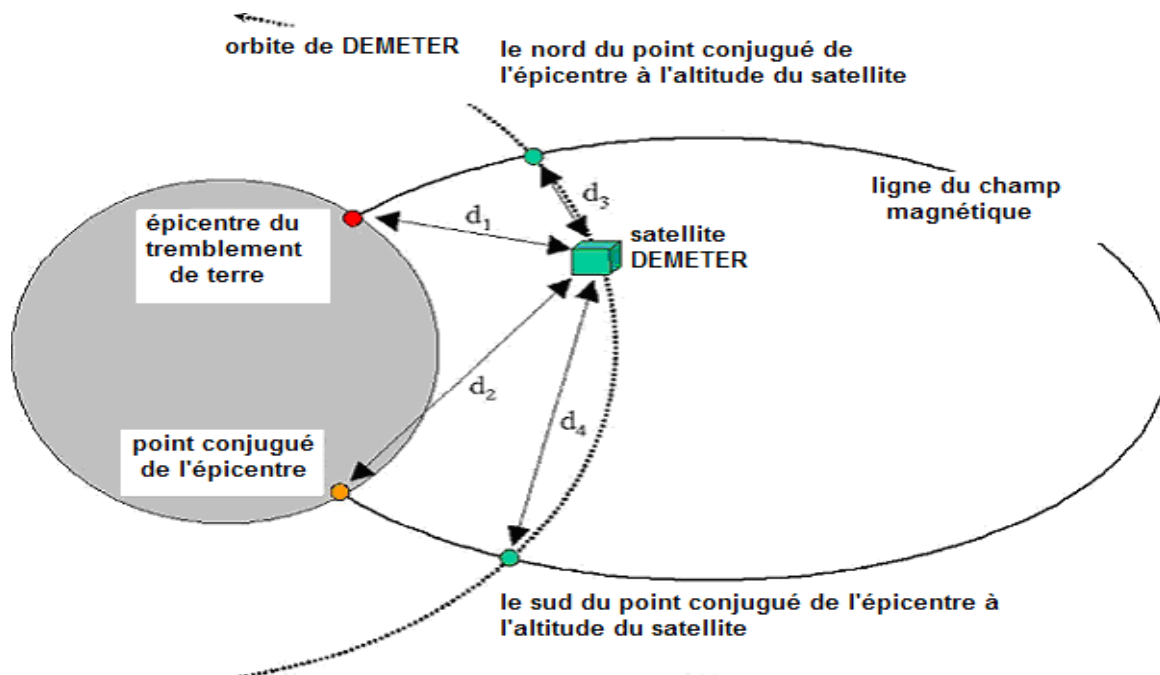


Fig. II.12 : Définition des distances entre le satellite et l'épicentre : **d1** est la distance entre le satellite et l'épicentre ; **d2** est la distance entre le satellite et le point conjugué de l'épicentre ; **d3** est la distance entre le satellite et le nord du point conjugué de l'épicentre à l'altitude du satellite et **d4** est la distance entre le satellite et le sud du point conjugué de l'épicentre à l'altitude du satellite [Lagoutte et al., 2006a].

Chapitre III Détection des signaux précurseurs à partir de l'analyse en ondelettes de Ne enregistrée à bord de DEMETER

Le chapitre III traite de la première partie de l'analyse des données ionosphériques, dans le but de détecter des signaux précurseurs séismo-ionosphériques précédant le puissant séisme survenu au Japon (Péninsule de Kii) le 5 septembre 2004 avec une magnitude égale à 6.9. Ainsi, la densité ionosphérique (Ne), enregistrée à bord du satellite DEMETER par l'ISL, est traitée à partir de la transformée en ondelettes continue. Cette dernière possède la capacité de mettre en évidence les singularités contenues dans le signal traité. Chaque singularité doit correspondre à une perturbation que nous tenterons de définir.

III.1 Introduction

Suite au couplage Terre-Atmosphère-Ionosphère et au couplage Terre-Océan-Atmosphère, l'ionosphère est perturbée avant, pendant et après un événement sismique important. Différents auteurs ont analysé ces signaux précurseurs et étudié les anomalies atmosphériques et ionosphériques pendant l'occurrence des tremblements de terre [Fujiwara et al., 2004 ; Liu et al., 2004b et Di Mauro et al., 2005]. En effet, les anomalies ionosphériques révélées par la variation de la fréquence critique du plasma **foF2** mesurée à partir de satellites ou d'ionosondes [Chmyrev et al., 1997 ; Kamogawa, 2006 et Benghanem et al., 2010] sont observées quelques jours avant de puissants événements. Une corrélation statistique entre les anomalies ionosphériques et 148 tremblements de terre puissants survenus à Taïwan entre 1994 et 1999 est mise en évidence pour des tremblements de terre de grande magnitude ($M \geq 5.4$), sachant que la distance séparant l'épicentre de la station ionosonde est inférieure à 140km [Kamogawa, 2006]. D'un autre côté, une croissance de la colonne de la vapeur d'eau (CWV) et de la surface latente du flux de chaleur (SLHF) dans les zones côtières est observée sur une période de quelques jours avant de puissants séismes côtiers ($M \geq 5.4$) [Dey et al., 2003 ; Dey et al., 2004 et Singh et al., 2007b]. En fait, l'analyse de la colonne de la vapeur d'eau (CWV) et de la surface latente du flux de chaleur (SLHF), à travers le globe, en considérant 40 séismes côtiers survenus entre 1998 et 2003 a montré des caractéristiques similaires 1 à 14 jours avant les séismes [Singh et al., 2007a]. Singh et al. [2007a] ont également montré des variations de l'humidité relative cohérentes avec les variations de la colonne de vapeur d'eau et de la surface latente du flux de chaleur avant le tremblement de terre de Denali (Alaska) ($M_w=7.9$) survenu le 3 novembre 2002. Cependant, ce comportement n'est pas observé au niveau des régions situées loin des côtes avant de puissants séismes ($M \geq 5.4$) [Singh et al., 2007a ; Dey et al., 2003]. Liu et al. [2004b] ont montré, suite à une étude statistique des données du TEC par GPS pour les 20 plus puissants séismes ($M \geq 6$) survenus de septembre 1999 à décembre 2002 dans la région de Taïwan, que les précurseurs ionosphériques apparaissaient dans un intervalle de 1 à 5 jours avant le choc principal.

Le satellite DEMETER est parvenu à enregistrer un événement sismique, caractérisé par sa puissance ($M=6.9$), 7 jours avant le choc principal. Ce dernier a eu lieu le 5 septembre 2004 à 10:07:07 TU dans la région de la péninsule de Kii au Japon. Le passage du satellite DEMETER au-dessus du Japon a coïncidé avec l'épicentre (33.05°N , 136.78°E) du futur séisme, tel que c'est décrit par la trajectoire de la demi-orbite jour (838_0) (Fig. II.11) où l'épicentre est symbolisé par une étoile. Ainsi ; des perturbations ionosphériques furent observées par le satellite DEMETER lors de son passage au-dessus du Japon (Fig. III.1) [Parrot et al., 2006a]. La figure III.1 montre clairement de nettes variations des densités et températures électronique et ionique lors de l'activité sismique. Les événements sismiques observés par le satellite DEMETER sont indiqués en bas de la figure où l'axe Y

représente la distance D entre l'épicentre et le satellite [750 - 2000km]. L'échelle de couleur (à droite) décrit l'intervalle de temps entre les séismes et les orbites de DEMETER avec une graduation de couleur décrivant des intervalles à partir de >30 jours jusqu'à [0-6h], la taille des symboles (carrés, cercles et triangles) est relative à la magnitude du séisme [Parrot et al., 2006a]. Les carrés, les triangles et les cercles pleins correspondent, respectivement, aux événements ayant lieu avant, après et pendant une demi-orbite. Les symboles vides correspondent à des événements identiques détectés au point conjugué de l'épicentre [Lagoutte et al., 2006b].

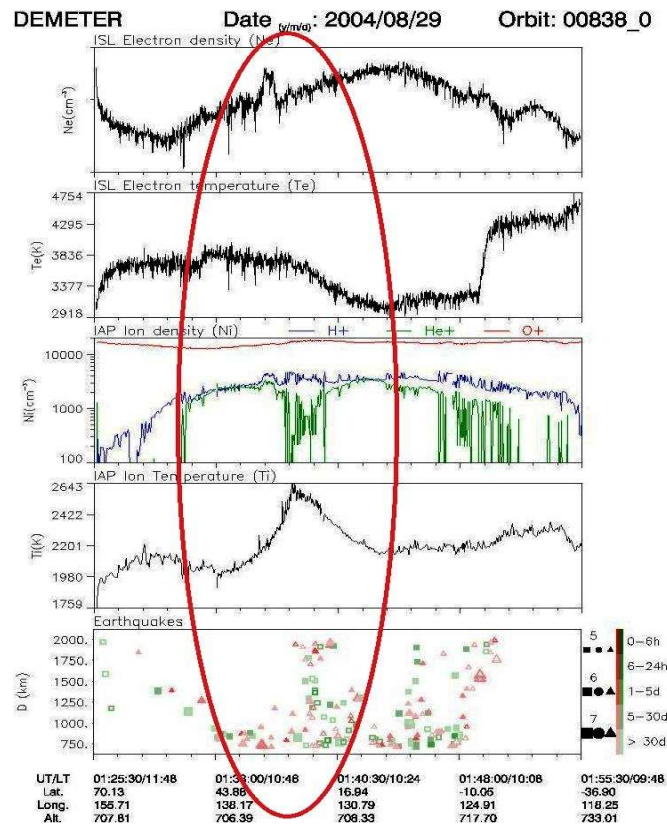


Fig. III.1 : Signaux ionosphériques enregistrés par le satellite DEMETER au-dessus du Japon (33.05°N, 136.78°E) 7 jours avant le tremblement de terre du 5 septembre 2004 (10:07:07TU ; M=6.9). On peut lire, successivement, de haut vers le bas; la densité et la température électronique (Ne et Te) ainsi que la densité et la température ionique (Ni et Ti). Le dernier panneau montre la distribution des tremblements de terre observés par le satellite DEMETER le long de la demi-orbite jour (838_0) [Parrot et al., 2006a].

Compte tenu de ces différentes observations et de celles établies par Parrot et al. [2006a]. Nous avons décidé de regarder de près le comportement de la densité électronique ionosphérique (Ne) avant l'évènement décrit ci-dessus. De ce fait ; nous avons tenté de montrer une éventuelle corrélation entre ce tremblement de terre (M=6.9 ; 33.05°N, 136.78°E) et les perturbations ionosphériques observées à partir des mesures de la densité électronique ionosphérique (Ne). Cette corrélation s'est faite au moyen

d'une analyse en ondelettes continue appliquée à Ne mesurée à bord du satellite Demeter. Cette méthode d'analyse est en mesure de détecter d'éventuelles perturbations ionosphériques liées à ce séisme ; sachant que la transformée¹⁰ en ondelettes continue est très efficace dans la localisation des variations rapides et transitoires contenues dans un signal (Annexe D) [Mallat et al., 1992 et Gibert, 1996].

III.2 Données utilisées et méthode d'analyse

III.2.1 Données utilisées

Nous avons considéré les mesures de densité électronique ionosphérique (Ne) collectées à bord du satellite DEMETER par la sonde Langmuir avec une résolution temporelle de 1s. Les données enregistrées en mode "Evènement" avec un taux d'acquisition élevé (1.6 Mbit/s) sont prises en compte; sachant que ce mode est automatiquement déclenché dès que le satellite survole les zones sismiquement actives. Les données ont été téléchargées à partir du site <http://demeter.cnrs-orleans.fr>.

Les mesures de Ne, effectuées à bord du satellite DEMETER, sont sélectionnées sur deux périodes de temps distinctes. La première période correspond au passage du satellite Demeter au-dessus de la zone épiscopale du futur tremblement de terre survenu le 5 septembre 2004 dans la région de la péninsule de Kii (Japon) (33.05°N, 136.78°E). Le satellite a réussi à enregistrer les variations des paramètres ionosphériques au-dessus de cette région 7jours avant le choc principal ; soit le 29 août 2004. Compte tenu de l'absence des données de nuit ; nous n'avons, donc, considéré que celles de jour fournies par la demi-orbite 838_0. Quant à la seconde période de temps ; elle correspond à une période sismiquement calme sur une longue durée dans la région de la péninsule de Kii et la demi-orbite sélectionnée (3296_0) correspond au passage du satellite au-dessus de cette région pendant le jour.

De plus ; l'ionosphère est directement influencée par l'activité solaire. Par ailleurs, nous savons que l'activité géomagnétique était calme pendant la préparation du tremblement de terre de la péninsule de Kii tel que c'est mentionné dans la Table ci-après. Il est évident que le choix de la demi-orbite 3296_0 réponde aux mêmes conditions géomagnétiques. Cette condition de calme géomagnétique permet, éventuellement, de dissocier les singularités dues à l'activité sismique de celles dues à une source externe.

¹⁰ Un rappel sur la transformée en ondelettes continues sera donné en Annexe C.

Les critères de sélection des demi-orbités sont résumés dans la Table suivante :

Critères de sélection d'orbites.

Date – Numéro d'orbite	Activité Sismique	Temps	Activité Géomagnétique (ΣKp)
29/08/2004 – 838	Séisme (M=6.9) le 05/09/2004 Japon (Kii-peninsula) (33.05°N, 136.78°E) à 10:07:07UT	Jour	11
14/02/2005 – 3296	Aucun évènement	Jour	11

Enfin, les fichiers d'évènements sismiques fournis par l'IPGP au CMS sont également considérés. Les données collectées par l'IPGP vont permettre une corrélation des perturbations ionosphériques détectées lors de notre analyse de la densité électronique ionosphérique avec les évènements sismiques ayant lieu au passage du satellite DEMETER au-dessus de la future zone épacentrale.

III.2.2 Méthode d'analyse

Différentes méthodes sont utilisées dans la détection des signaux précurseurs séismo-ionosphériques, dont l'analyse en ondelettes [Biagi et al., 2006 ; Benghanem et al., 2008 ; ...] Sachant que l'analyse en ondelettes est très efficace dans la localisation des variations rapides et transitoires contenues dans un signal. Ces variations sont définies comme étant des discontinuités de dérivée α . Dans le cas où une telle singularité est contenue dans le signal, l'analyse en ondelettes est en mesure de la détecter, fournir sa localisation temporelle (Annexe D) ainsi que la valeur de la régularité α . Cette dernière pourrait permettre de caractériser le phénomène physique étudié [Alexandrescu et al., 1995 et Mallat, 2000].

Notre travail vise à détecter les singularités résultantes de la discontinuité de la dérivée $\alpha^{\text{ième}}$ de la densité électronique ionosphérique. La valeur α peut, éventuellement, être un nombre positif non entier. Sachant que les données réelles sont souvent accompagnées de bruit ; il devient nécessaire de dissocier le signal utile du bruit qui crée des singularités, à son tour. Ainsi, la transformée en ondelettes continue, dont les propriétés seront décrites dans l'annexe D, est proposée dans l'analyse de la densité électronique ionosphérique. Le choix de la méthode réside dans sa capacité et son adaptation à détecter des singularités [Mallat et al., 1992 ; Gibert, 1996].

Le signal étudié, en l'occurrence la densité électronique ionosphérique (Ne), est exprimé par la forme canonique suivante :

$$f(t) = \beta(t - t_0)_+^\alpha + c(t) + b(t) \quad (\text{III.1})$$

Où $c(t)$ représente les variations globales de la densité électronique ionosphérique exprimées par une forme harmonique ; $b(t)$ est un processus stochastique représentant le bruit dans le signal, et la

distribution $(t - t_0)_+^\alpha = \begin{cases} 0 & t \leq t_0 \\ (t - t_0)^\alpha & t > t_0 \end{cases}$ représente une variation brusque de régularité α ,

localisée au temps t_0 [Alexandrescu et al., 1995].

Quant à la transformée en ondelettes est donnée par le produit de convolution du signal f par l'ondelette analysante ψ (III.2).

$$Wf(t, a) \equiv f * \psi_a(t) \quad (\text{III.2})$$

Où $\psi_a(t) = a^{-1} \psi(t/a)$, t représente le temps, et $a > 0$ est le paramètre de dilatation.

La propriété de linéarité de la transformée en ondelette (Annexe D) permet d'avoir :

$$Wf(t, a) = Wf(t, a) = \beta W[(t - t_0)_+^\alpha](t, a) + Wc(t, a) + Wn(t, a) \quad (\text{III.3})$$

Par ailleurs, nous montrons de quelle manière l'information caractérisant la singularité peut être retrouvée à partir de la transformée en ondelettes $W[(t - t_0)_+^\alpha]$ [Alexandrescu et al., 1995].

La transformée en ondelettes de la singularité est [Alexandrescu et al., 1995]:

$$\begin{aligned} \beta W[(t - t_0)_+^\alpha](t, a) &= \beta \frac{1}{a} \frac{d^n}{d(\frac{t}{a})^n} \phi\left(\frac{t}{a}\right) * (t - t_0)_+^\alpha = \beta a^\alpha \frac{d^{n-\alpha-1}}{d(\frac{t}{a})^{n-\alpha-1}} \phi\left(\frac{t}{a}\right) * \frac{d^{\alpha+1}}{dt^{\alpha+1}} (t - t_0)_+^\alpha \\ &= \Gamma(\alpha + 1) \beta a^\alpha \phi^{n-\alpha-1}\left(\frac{t}{a}\right) * \delta(t - t_0) = \Gamma(\alpha + 1) \beta a^\alpha \phi^{n-\alpha-1} \frac{t - t_0}{a} \end{aligned} \quad (\text{III.4})$$

$$\text{Sachant que : } \frac{d^{\alpha+1}}{dt^{\alpha+1}} (t - t_0)_+^\alpha = \Gamma(\alpha + 1) \delta(t - t_0) \quad (\text{III.5})$$

Soit $\phi(t)$ une ondelette analysante, n fois dérivable.

On suppose que $|\phi^{(n-\alpha-1)}(t)|$ ($n \geq \alpha + 1$) possède N maxima, $\{\phi_{max,j}; j=1, \dots, N\}$ localisées aux temps $\{t_{max,j}; j=1, \dots, N\}$. Le module de la transformée en ondelettes, $|W[(t - t_0)_+^\alpha](t, a)|$, possède également N maxima localisées aux temps $\{at_{max,j} + t_0; j=1, \dots, N\}$ qui convergent vers t_0 quand a tend vers zéro. Les maxima des modules de la transformée en ondelettes sont disposés en N lignes, $\{t = at_{max,j} + t_0; j=1, \dots, N\}$, qui convergent vers t_0 l'instant où la singularité apparaît. La "crête d'ondelette" est définie comme la valeur absolue de la transformée en ondelettes le long d'une ligne de maxima [Alexandrescu et al., 1995] :

$$r_j(a) = |\beta W[(t - t_0)_+^\alpha](at_{max,j} + t_0, a)| = \Gamma(\alpha + 1)|\beta|a^\alpha \Phi_{max,j} \quad (\text{III.6})$$

En plus claire :

$$\ln r_j(a) = \alpha \ln a + \ln \Gamma(\alpha + 1) + \ln |\beta| + \ln \Phi_{max,j} \quad (\text{III.7})$$

La régularité α sera la pente de la crête d'ondelettes représentée sur une échelle logarithmique. L'effet du bruit est essentiellement limité à des intervalles de dilatations très petits pour lesquels les crêtes d'ondelettes cessent d'être linéaires [Alexandrescu et al., 1995].

III.3 Traitement des données et résultats

Nous avons considéré les données jour de la densité électronique ionosphérique (Ne) collectées à bord du satellite Demeter avant une importante activité sismique et en absence de toute activité sismique, respectivement, pendant une période géomagnétique calme. Or, les données réelles sont systématiquement accompagnées de bruits. Ces derniers altèrent les résultats obtenus et conduisent, par leur génération de singularités, à une interprétation erronée. Afin de pallier à cela, nous avons corrigé du bruit la densité électronique ionosphérique (Ne) pour chacune des deux demi-orbités. Nous obtenons ainsi la densité électronique ionosphérique corrigée du bruit (Ne_c) (Fig. III.2a et III.3a). Le signal obtenu (Ne_c) est analysé, par la suite, à partir de l'ondelette de Ricker¹¹ (III.8). En observant les figures III.2a et III.3a, nous remarquons, que le signal enregistré lors de la préparation du tremblement de terre est plus perturbé que celui enregistré en période calme, compte tenu de la similarité des conditions d'enregistrement.

$$\Psi(x) = \frac{d}{dx} e^{\left(-\frac{x^2}{2}\right)} \quad (\text{III.8})$$

L'analyse en ondelettes révèle, donc, des lignes de maxima associées aux singularités contenues dans le signal de la densité électronique ionosphérique corrigé (Ne_c). Il est clair que les différentes lignes de maxima convergent vers le temps d'apparition des singularités détectées (Fig. III.2b et III.3b) [Benghanem et al., 2010a].

¹¹ Dérivée première de la Gaussienne.

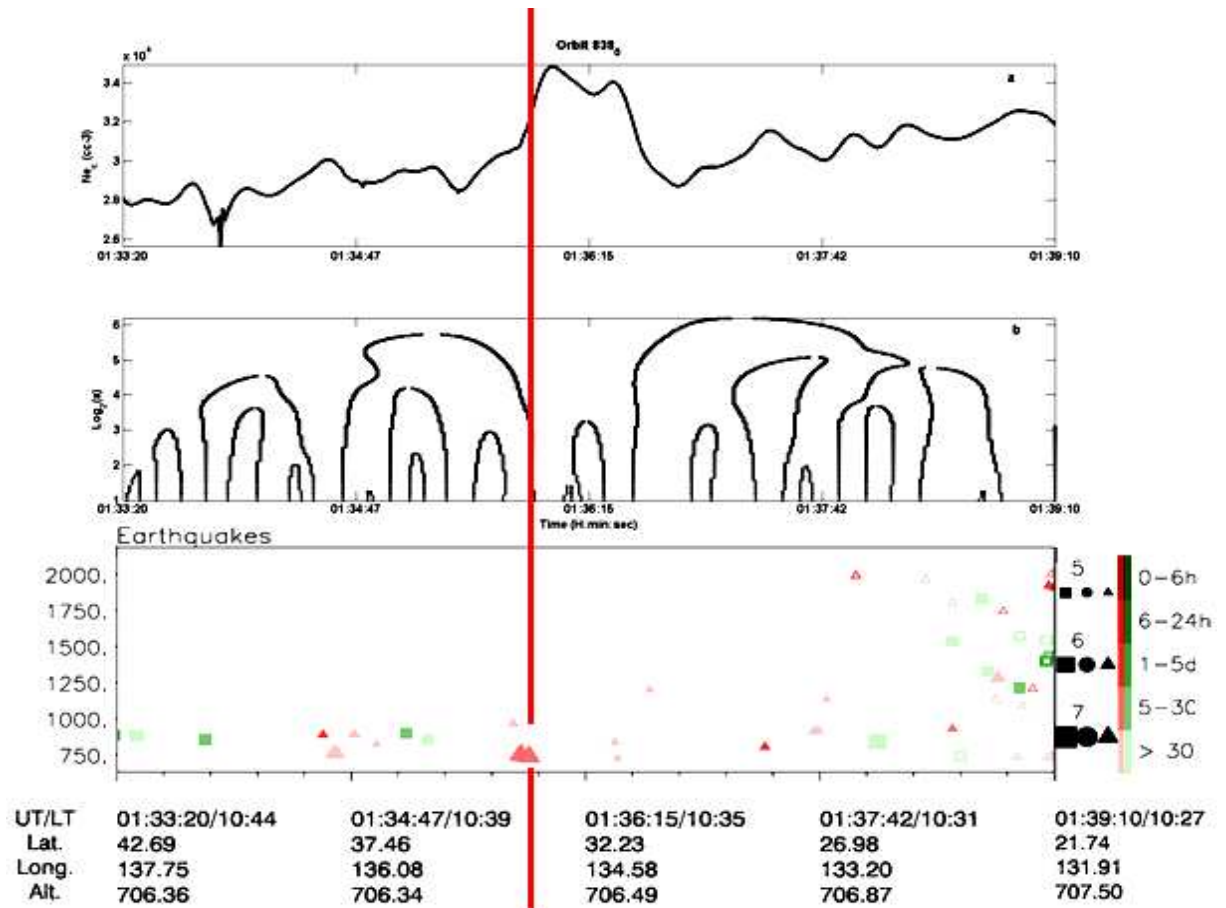


Fig. III.2 : (a) Ne_c le long de l'orbite jour 838_0 (au-dessus du Japon). (b) Lignes de maxima associées aux singularités contenues dans Ne_c . Les lignes de maxima convergent vers le temps d'apparition des singularités (dilatation $a \rightarrow 0$). Les événements sismiques relevés par DEMETER représentés dans le panneau du bas, montrent une forte variations de Ne_c dans la zone épicentrale [adapté de Benghanem et al., 2010a].

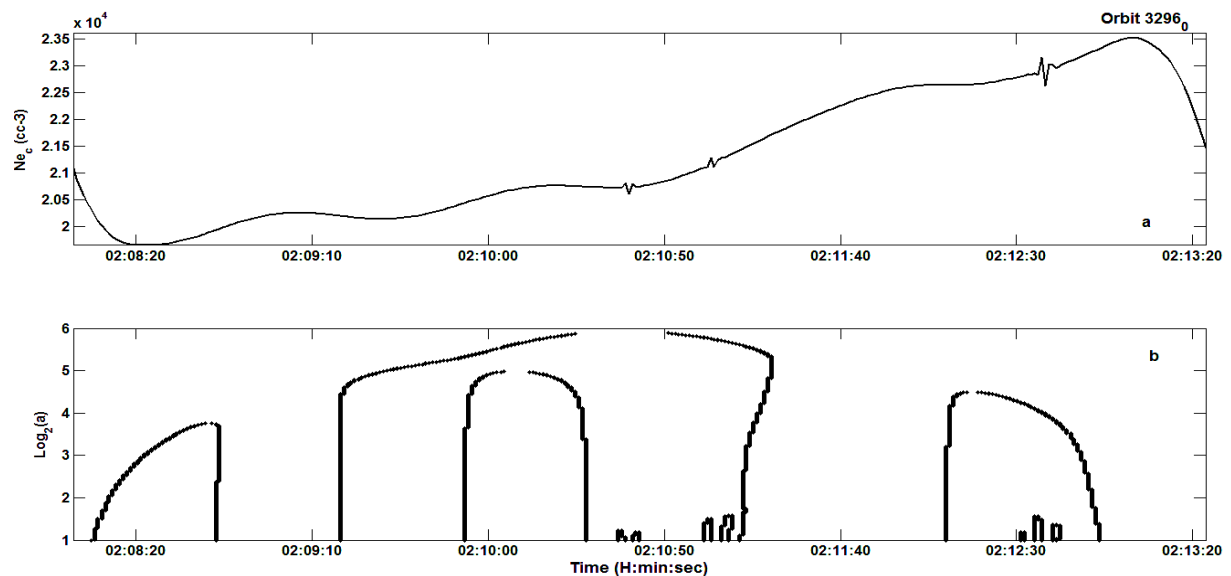


Fig. III.3 : (a) Ne_c le long de l'orbite jour 3296_0 (au-dessus du Japon). (b) Lignes de maxima associées aux singularités contenues dans Ne_c . Les lignes de maxima convergent vers le temps d'apparition des singularités (dilatation $a \rightarrow 0$) [Benghanem et al., 2010a].

Comme les lignes de maxima contenues dans les densités (Ne_c) analysées convergent vers le temps d'apparition des singularités les créant. Il devient, donc, possible de voir si ces perturbations sont sismiques ou non en tenant compte du fichier donnant les évènements sismiques fourni par l'IPGP. Remarquons, par ailleurs, qu'une forte perturbation de Nec est détectée dans la zone épacentrale et qu'une ligne de maxima est générée par ce signal (Fig. III.2). A cet effet ; nous avons comparé le temps d'apparition des singularités avec celui des évènements pré-sismiques enregistrés à bord du satellite DEMETER et tirés du fichier "évènements sismiques". Nous avons, ainsi, tracé les localités temporelles des différents évènements (Fig. III.4) où les singularités détectées dans le signal sont représentées par des croix alors que les évènements pré-sismiques donnés par le satellite sont symbolisés par des carrés.

La figure III.4 montre que parmi les singularités contenues dans le signal traité, certaines d'entre elles correspondent exactement à un signal précurseur séismo-ionosphérique, alors que d'autres singularités, plus nombreuses, sont à proximité d'un évènement pré-sismique. Ce comportement suggère deux hypothèses :

- Le filtre utilisé décale les dates d'occurrence des singularités contenues dans les signaux traités ;
- Il met en évidence des singularités non détectées auparavant.

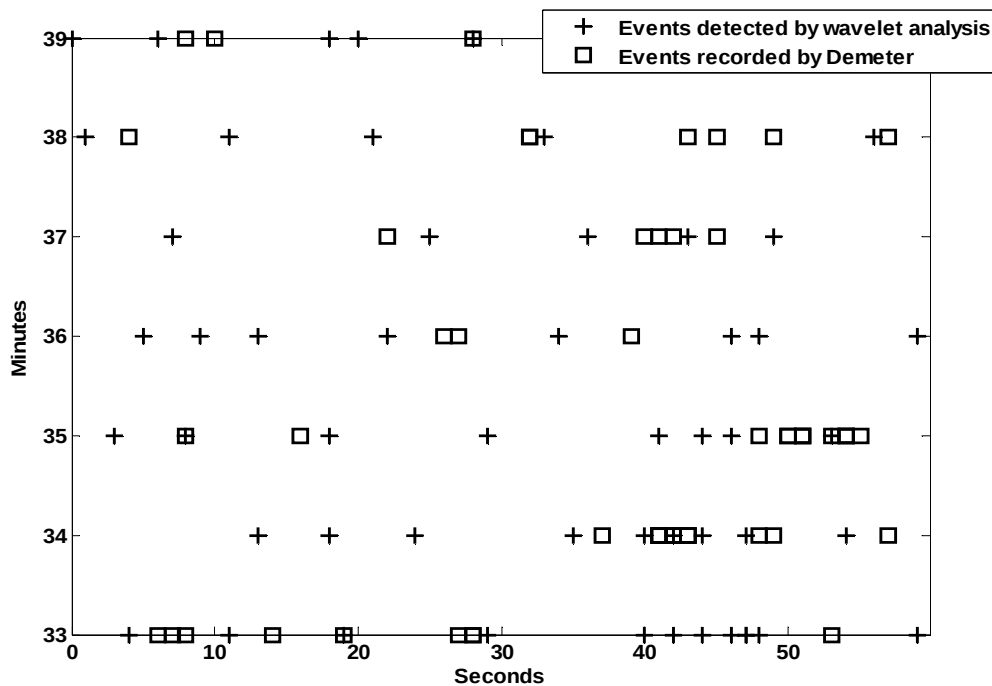


Fig. III.4 : Distribution temporelle des singularités détectées par l'analyse en ondelettes de Ne_c (demi-orbite 838_0) et des évènements pré-sismiques du tremblement de terre du 5 septembre 2004 (péninsule de Kii; 33.05°N, 136.78°E) à 10:07:07TU, enregistrés par le satellite DEMETER le long de l'orbite 838_0 [Benghanem et al., 2010a].

Afin d'apporter une éventuelle réponse à ces hypothèses; nous déterminons la régularité α qui est un élément caractéristique des singularités. Rappelons que la régularité est calculée à partir de la variation du module d'ondelette en fonction de la dilatation le long d'une ligne de maxima donnée que l'on appelle "crêtes d'ondelettes". La régularité α est donnée par la pente de la partie linéaire de la crête d'ondelette (Fig. III.5). Une distribution des régularités α en fonction des dates d'apparition des singularités qui leur sont associées sera également réalisée dans la section suivante.

III.4 Caractérisation des singularités

Rappelons que la densité électronique ionosphérique corrigée (N_e) est traitée dans le cas de l'existence et de l'absence de l'activité sismique (demi-orbite 838_0) et (demi-orbite 3296_0), respectivement. L'analyse en ondelettes continue a révélé, dans les deux cas, des singularités dans les signaux traités (Figures III.2 et III.3). Cependant, il est nécessaire de caractériser ces singularités afin de distinguer celles générées par l'activité sismique de celles générées par une source externe, sachant que les demi-orbites considérées sont celles de jour. La régularité α est déterminée pour chacune des singularités.

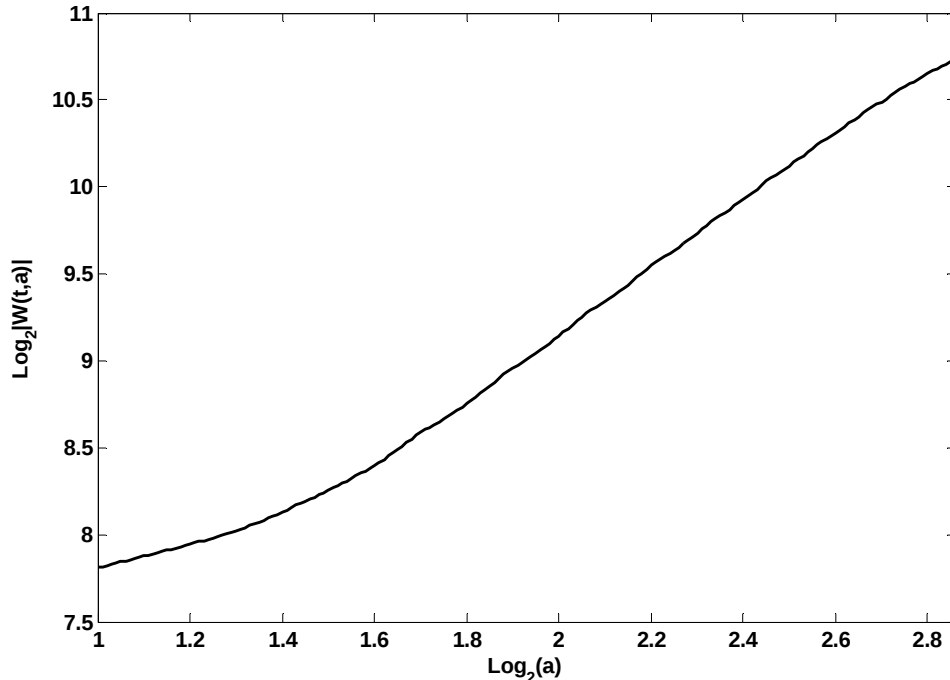


Fig. III.5 : Exemple d'une crête d'ondelette [Benghanem et al., 2010a].

La représentation des différentes régularités α sur une même figure (Fig. III.6) permet de voir de quelle manière varient les régularités détectées dans le cas de la préparation d'un puissant séisme et en absence d'activité sismique, respectivement. Les croix représentent les valeurs des régularités des singularités contenues dans le signal lors de la préparation du séisme, quant aux cercles ; ils correspondent aux régularités des singularités détectées en absence de toute activité sismique. En considérant la figure III.6 ; nous remarquons que les régularités varient de manière régulière dans l'intervalle [0.2 1.4] dans les deux cas, sachant que l'activité géomagnétique est calme. Cependant, les régularités des singularités contenues dans le signal enregistré par la demi-orbite 838_0 semblent varier en sinusoïde. Ce comportement suggère une variation sous une loi mathématique. Le modèle d'une telle loi mathématique permettra de prédire des précurseurs séismo-ionosphériques.

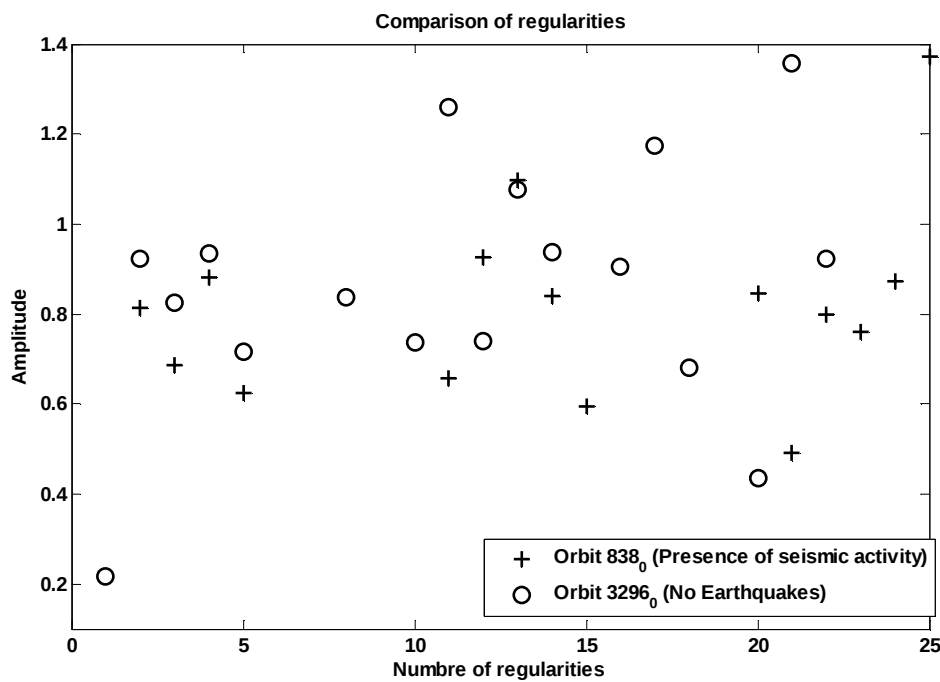


Fig. III.6 : Distribution des régularités des singularités contenues dans Ne_c pendant une activité géomagnétique était calme. Lors de la préparation du tremblement de terre (demi-orbite 838_0 ; croix). Absence d'activité sismique (demi-orbite 3296_0 ; cercles) [Benghanem et al., 2010a].

III.5 Conclusion et Discussions

Les mesures de densité électronique ionosphérique (Ne) enregistrées à bord du satellite DEMETER, le long des orbites jour (838_0) et (3296_0), pendant la préparation d'un tremblement de terre et en absence d'une activité sismique quelconque, respectivement, sont utilisées et traitées par une analyse en ondelettes continue. Effectivement, la TOC a réussi à détecter des singularités contenues dans la densité électronique ionosphérique corrigée du bruit (Ne_c). Parmi les singularités

détectées ; il y en a celles qui ont coïncidé avec un certain nombre d'évènements sismiques détectés par DEMETER lors de son passage au-dessus de la zone épicentrale pendant la préparation du tremblement de terre; comme illustré par la figure III.4. La caractérisation des singularités détectées s'avère nécessaire. A cet effet ; la régularité des singularités a été déterminée et suggère un comportement sous une loi mathématique (Fig. III.6). La détermination de la loi mathématique des variations des régularités des singularités contenues dans la densité électronique ionosphérique corrigée du bruit (N_e) conduira à un moyen de prédiction des tremblements de terre à court terme.

Compte tenu des conditions géomagnétiques calmes pendant la collecte des données traitées ; nous avons constaté que les régularités dans le cas de l'activité sismique comme dans celui de calme sismique varient dans un intervalle identique [0.2 1.4]. Comme les données considérées sont des données jour ; elles demeurent sous l'influence du Soleil malgré les conditions géomagnétiques calmes de la période d'étude ; il devient, donc, indispensable de distinguer les différentes contributions.

Il est important de rappeler que les résultats obtenus sont très encourageants et prometteurs malgré qu'ils concernent un seul évènement. Ainsi, il est vivement recommandé d'étendre cette étude en considérant plusieurs séismes puissants. Une analyse similaire peut être appliquée aux différents paramètres ionosphériques enregistrés à bord du satellite DEMETER.

Chapitre IV Etude statistique de $foF2$ avant le puissant séisme de l'Aquila.

Le chapitre IV est consacré à l'étude statistique des paramètres ionosphériques enregistrés avant le choc principal du puissant séisme de l'Aquila (Italie) survenu le 6 avril 2009. La fréquence critique de la couche ionosphérique F2, enregistrée à la station ionosonde basée à Rome, est analysée statistiquement sur une période de 50 jours avant le choc principal du séisme. Cette période de temps va permettre d'établir une distinction entre les évènements saisonniers et les signaux précurseurs séismo-ionosphériques.

IV.1 Introduction

L'Italie a connu un puissant séisme à Aquila ($M=6.3$, 42.33°N , 13.33°E) le 6 avril 2009 (Fig. IV.1). Il a causé le décès de 308 personnes, principalement à l'Aquila et 1179 blessés dans toute la région. 25000 personnes se sont retrouvées sans abris suite à la destruction de 10000 bâtiments endommagés voire détruits. La puissance du séisme a permis au satellite DEMETER d'observer des anomalies ionosphériques deux (2) jours avant le choc principal, en survolant la zone épacentrale (Fig. IV.2). Ces faits nous ont amené à nous interroger sur une éventuelle existence d'une relation entre les perturbations ionosphériques observées à bord du satellite DEMETER et le tremblement de terre de l'Aquila. Afin d'apporter une éventuelle réponse ; nous avons procédé à une étude statistique des variations de la fréquence critique de la couche F2 (**foF2**) sur une période de 50 jours avant le choc principal [Benghanem et al., 2011]. Les mesures de **foF2** sont données par l'instrument ionosonde situé à la station ROME/Italie (RO041), distante d'une centaine de kilomètres de l'épicentre (Fig. IV.1). Notons que la station RO041 est située dans la zone de préparation du tremblement de terre telle qu'elle a été définie par Dobrovolsky (I.3). Or, les anomalies ionosphériques observées peuvent être le résultat d'un phénomène saisonnier lié à l'activité solaire décrite par les indices A_p (Fig. IV.3). Cette hypothèse a conduit à analyser les variations de la fréquence critique de la couche F2 enregistrées par la station ionosonde RO041 sur différentes années pour une époque d'enregistrement identique à celle de l'étude précédente ainsi que l'intervalle de temps (50 jours avant la date du choc principal). Afin de distinguer les anomalies pré-sismiques de celles liées à l'activité solaire ; des conditions sont posées quant à la sélection de l'année à considérer ; sachant que l'activité solaire, lors du séisme de l'Aquila, était calme :

- (a) Absence de l'activité sismique et présence d'une activité solaire,
- (b) Absence de l'activité sismique et de l'activité solaire.

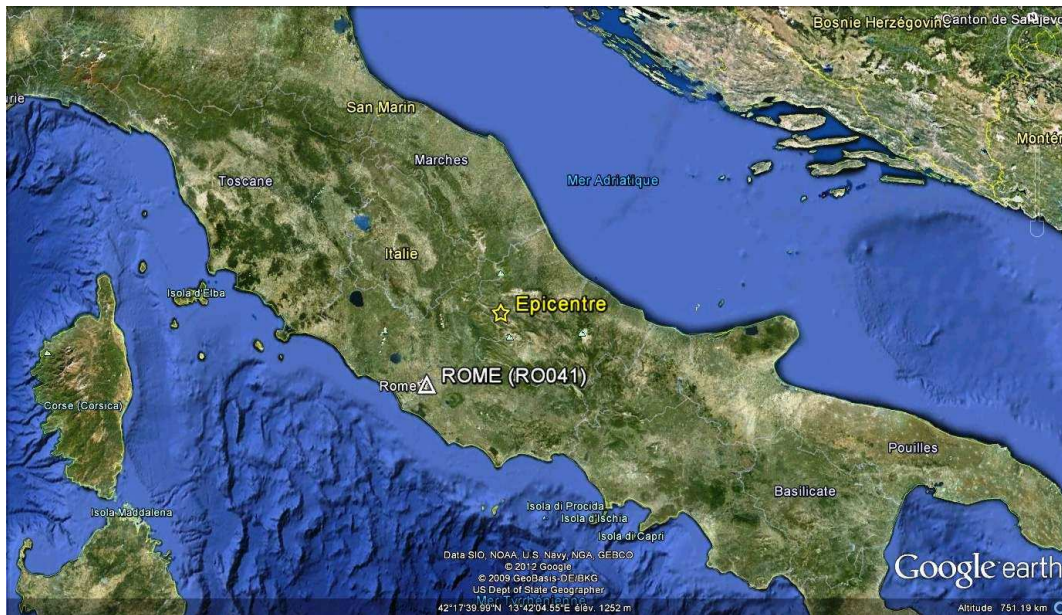


Fig. IV.1 : Situation de l'épicentre du séisme de l'Aquila du 6 avril 2009 ($M=6.3$, 42.33°N , 13.33°E) et de la station ionosonde ROME (RO041).

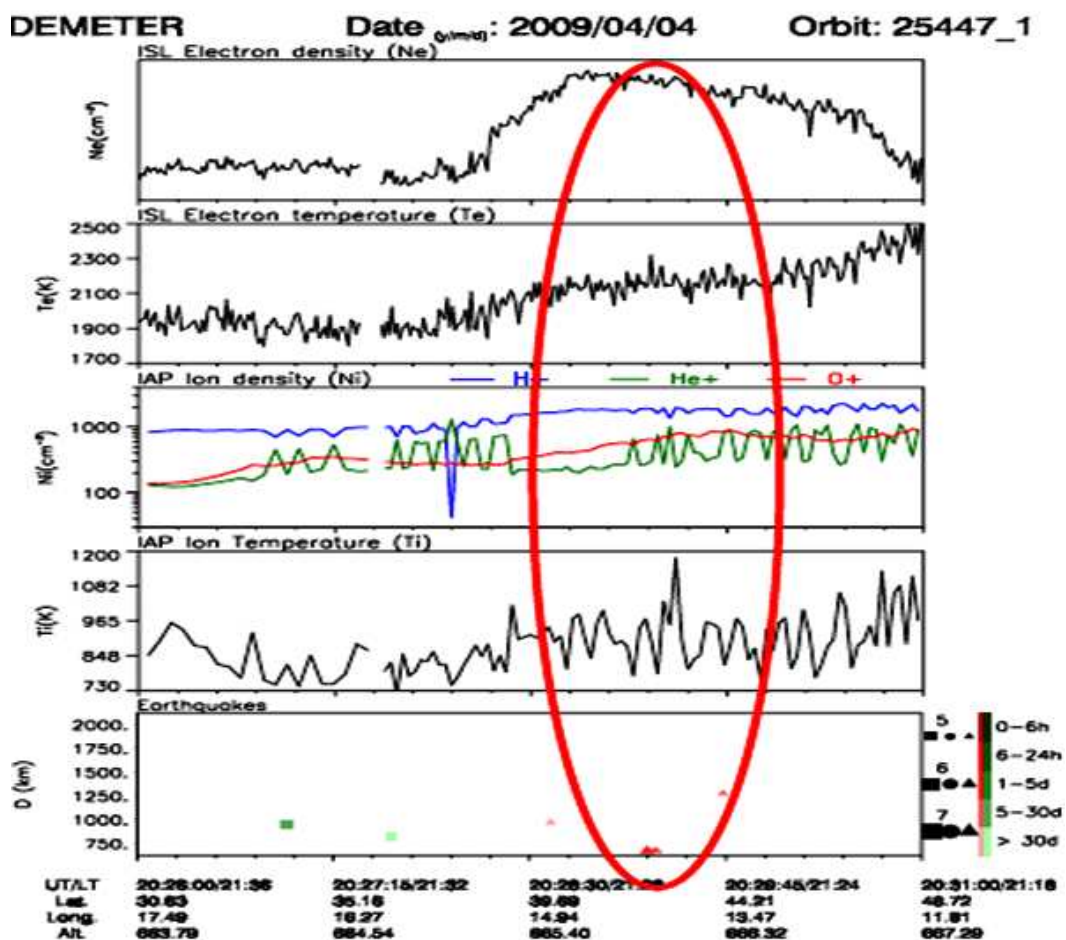


Fig. IV.2 : Perturbations ionosphériques observées, pendant la nuit, par DEMETER, 2 jours avant le puissant séisme ($M=6.3$) de l'Aquila (Italie), survenu le 6 avril 2009 (42.334°N , 13.334°E) [<http://demeter.cnrs-orleans.fr/>].

IV.2 Données utilisées

Les données de la fréquence critique¹² **foF2** de la couche ionosphérique F2 sont utilisées. Les mesures de **foF2** sont fournies par la station ionosonde ROME (RO041) de latitude 41.9°N et longitude 12.5°E. Or, la station RO041 est située dans la zone de préparation du tremblement de terre de l'Aquila. Il devient, donc, possible d'exploiter la fréquence critique enregistrée en cette station ; ce qui va permettre d'étudier l'influence de ce séisme sur la couche ionosphérique F2. En d'autres termes : étudier l'impact du séisme sur l'ionosphère, quelques jours/heures avant le choc principal.

Les valeurs **foF2** sont fournies en MHz avec une résolution temporelle de 1 heure. Cet échantillonnage offre 24 valeurs de **foF2** par jour. Les détails sur les mesures fournies par l'ionosonde sont décrites dans l'entête du fichier de données ; où l'on peut lire, entre autres : le paramètre à analyser (**foF2**, dans notre cas), l'unité de mesure, le code de la station, le pas d'échantillonnage, ... (Annexe E).

La période de temps considérée est comprise entre le 15 février et le 6 avril de chacune des deux années sélectionnées (1994 et 1996), en plus de celle où a eu lieu le tremblement de terre (2009). Rappelons qu'en cette période de temps l'activité sismique était complètement absente en 1994 et 1996. La sélection de ces deux années ne s'est pas uniquement basée sur l'absence de l'activité sismique entre février et avril, mais aussi sur les conditions de l'activité solaire/géomagnétique sur une période de 10 jours précédant le séisme de l'Aquila. Ainsi, nous avons pris en considération l'indice de l'activité solaire *Ap*.

Notons que l'activité géomagnétique était très calme au cours des 10 jours avant le séisme de l'Aquila (6 avril 2009) ainsi qu'en 1996 pendant la même période de temps, contrairement à l'année 1994 ; où l'activité solaire s'est révélée importante pendant cette période de temps (Fig. IV.3). Ce choix devrait permettre de distinguer les effets précurseurs séismo-ionosphériques de ceux liés à une activité externe dans la variation de **foF2**.

¹² Les données disponibles au niveau du site <http://spidr.ngdc.noaa.gov/spidr/>.

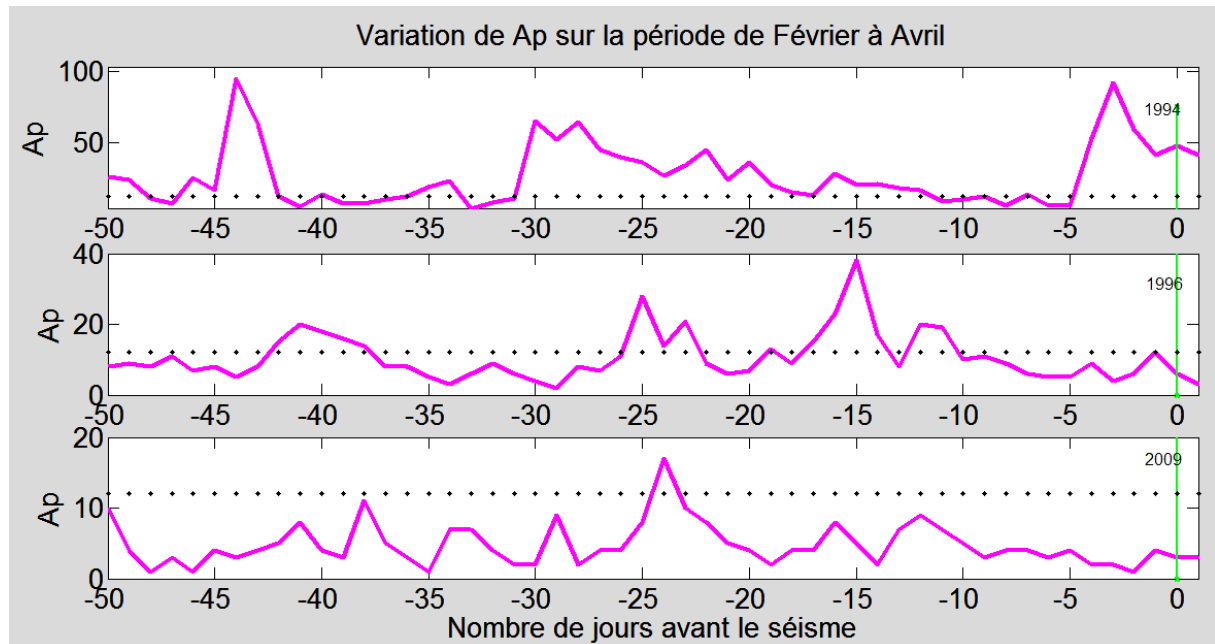


Fig. IV.3 : Variation de A_p sur la période de temps considérée de février à avril (1994, 1996, 2009).

IV.3 Méthode d'analyse

Le but de cette analyse est de détecter les extrema de **foF2**, en d'autres termes ; détecter des variations significatives de **foF2**. De ce fait ; nous procédons au calcul de la déviation de la fréquence critique de la couche F2 de l'ionosphère. Or, la fréquence critique (**foF2**) est affectée par la variation diurne qui risque de nous induire en erreur. Nous allons l'ôter en considérant la déviation de la fréquence critique ($\Delta foF2$) en fonction du jour (i) et de l'heure (j=0 à 23h, TL), tel que c'est décrit par la relation (IV.1) [Hobara et al., 2005].

$$\Delta foF2(i,j)=X(i,j)-\text{median}[X(k,j)], \quad i-i_1 \leq k \leq i+i_1, \quad (\text{IV.1})$$

Avec $i_1=3$ pour une fenêtre glissante correspondant à 7 jours. Cette valeur est suffisamment petite pour que les variations supérieures à 7 jours soient éliminées [Hobara et al., 2005].

Ainsi, nous allons calculer la déviation de la fréquence critique ($\Delta foF2$) sur une période de 50 jours avant le choc principal et observer, par conséquent, sa variation sur cette période.

IV.4 Interprétation

Les figures obtenues sont tracées de manière à observer le comportement de $\Delta foF2$ pendant les 50 jours précédant le choc principal du séisme de l'Aquila qui date du 6 avril 2009. Le comportement de $\Delta foF2$ est également observé pendant la même période de temps en 1994 et 1996 où l'activité sismique était calme. La durée de 50 jours est jugée largement suffisante pour mettre en évidence une

éventuelle variation saisonnière de Δf_oF2 . Or, nous savons, d'après la littérature, que les signaux précurseurs séismo-ionosphériques sont observés 1 à 10 jours avant le choc principal d'un puissant séisme. Nous nous sommes, donc, focalisé sur la variation de Δf_oF2 pendant les 10 jours précédant le séisme de l'Aquila du 6 avril 2009 (28 mars au 6 avril) ainsi que sa variation en 1994 et 1996 du 28 mars au 6 avril. La comparaison avec les années de calme activité sismique permettra, éventuellement, de distinguer l'influence de l'activité sismique de l'activité solaire pendant ces 10 jours. Le jour du séisme est désigné par J_0 .

La variation de la déviation de la fréquence critique de la couche F2 est donnée pour chaque heure locale, de 0h à 23h, sur l'ensemble de la période de temps étudiée pour les différentes années. Cette représentation permettra d'examiner le comportement de la variation de $\Delta f_oF2(i,j)$ à la même heure sur un certain nombre de jours avant le séisme, tel que c'est montré par les différentes figures (Fig. IV.4 ; IV.5 ; IV.6 et IV.7). Ceci dit ; notre but est de mettre en évidence l'influence du séisme de l'Aquila sur la variation de la fréquence critique ionosphérique de la couche F2, en tenant compte des conditions de l'activité solaire. En effet ; nous remarquons que Δf_oF2 marque, à certaines heures, un minima à J_0 (jour du séisme). Ce comportement est plus ou moins retrouvé pendant ces mêmes heures dans les données analysées pour les différentes années.

La figure IV.4 montre la variation de $\Delta f_oF2(i,j)$ avant le séisme de l'Aquila en 2009 où l'activité solaire est calme pendant la période de temps considérée. Les variations de $(\Delta f_oF2(i,j))$ obtenues seront comparées à celles détectées en 1994 et 1996, pour la même période de temps, où l'activité sismique est absente alors que l'activité solaire est, respectivement, intense et calme.

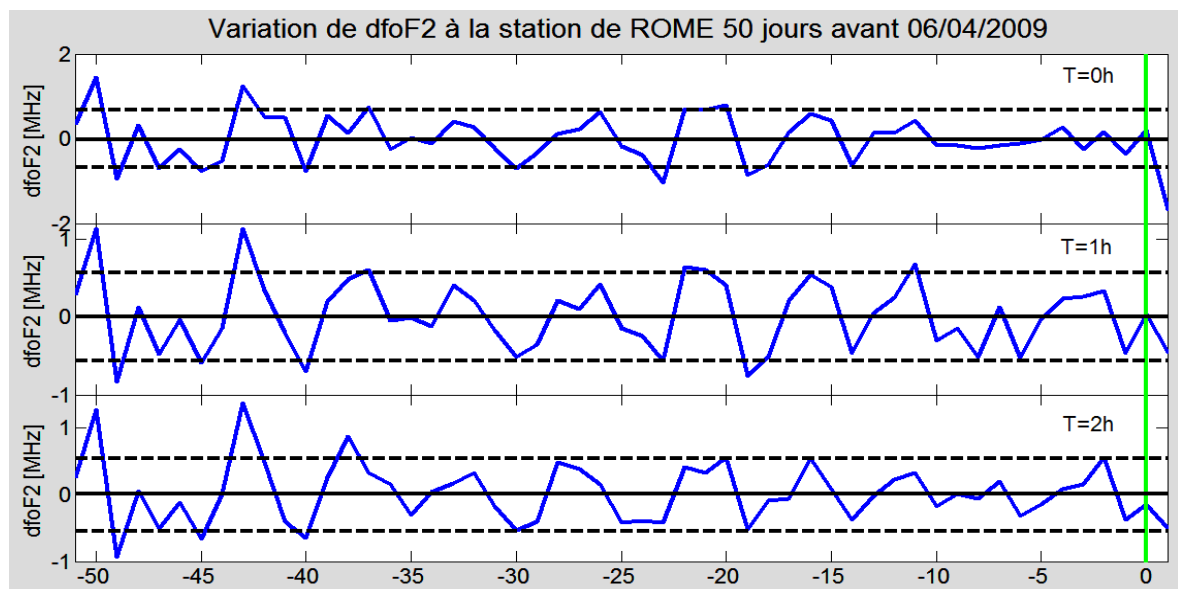
IV.4.1 Variation de la déviation de la fréquence critique de février à avril 2009

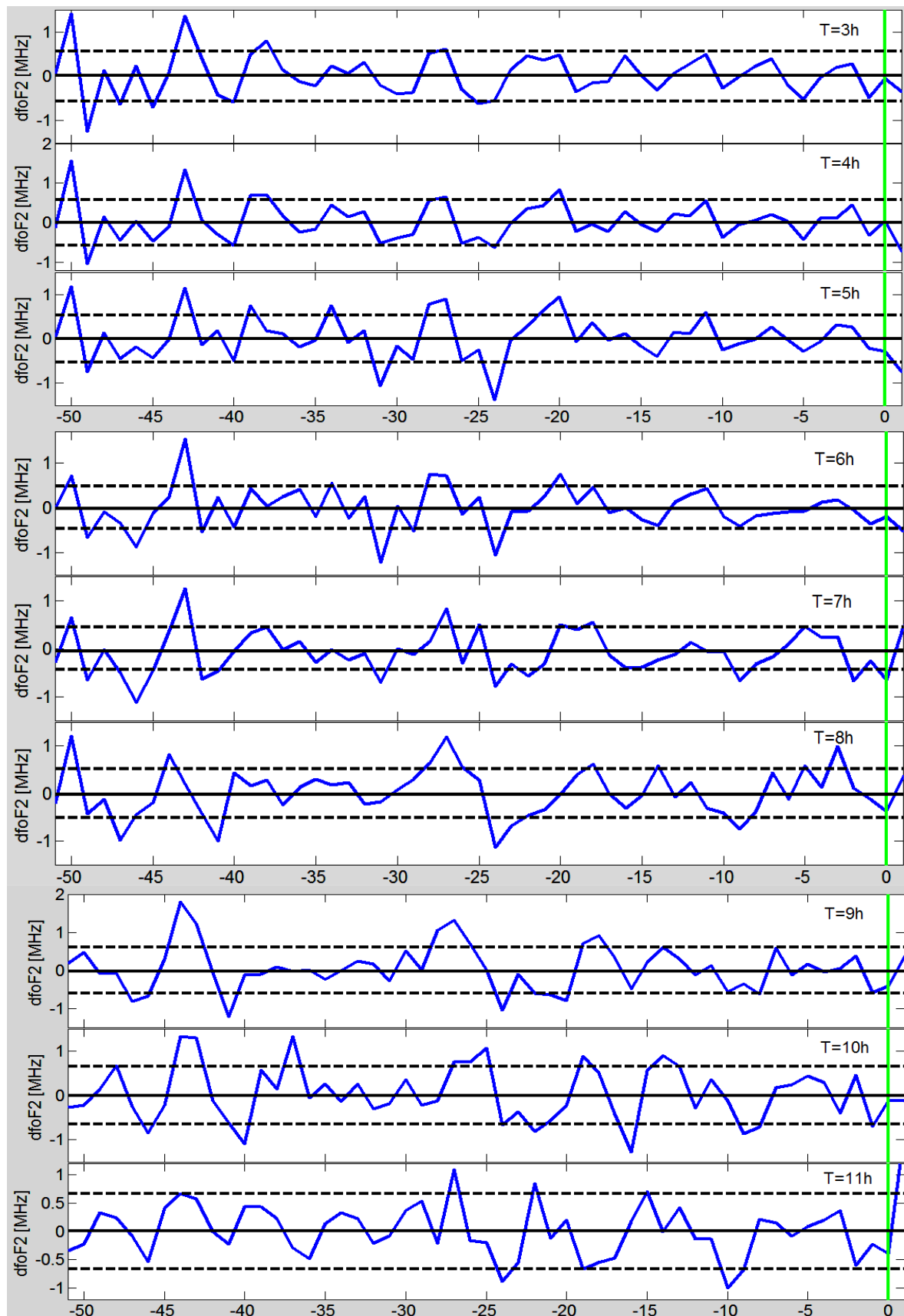
Les variations de la déviation de la fréquence critique de la couche ionosphérique F2 seront considérées sur deux intervalles de temps distincts. Le premier intervalle concerne la période de temps de J_0-50 jours à J_0-10 jours (15 février – 28 mars) et le second correspond aux 10 derniers jours avant la date du séisme (28 mars – 6 avril).

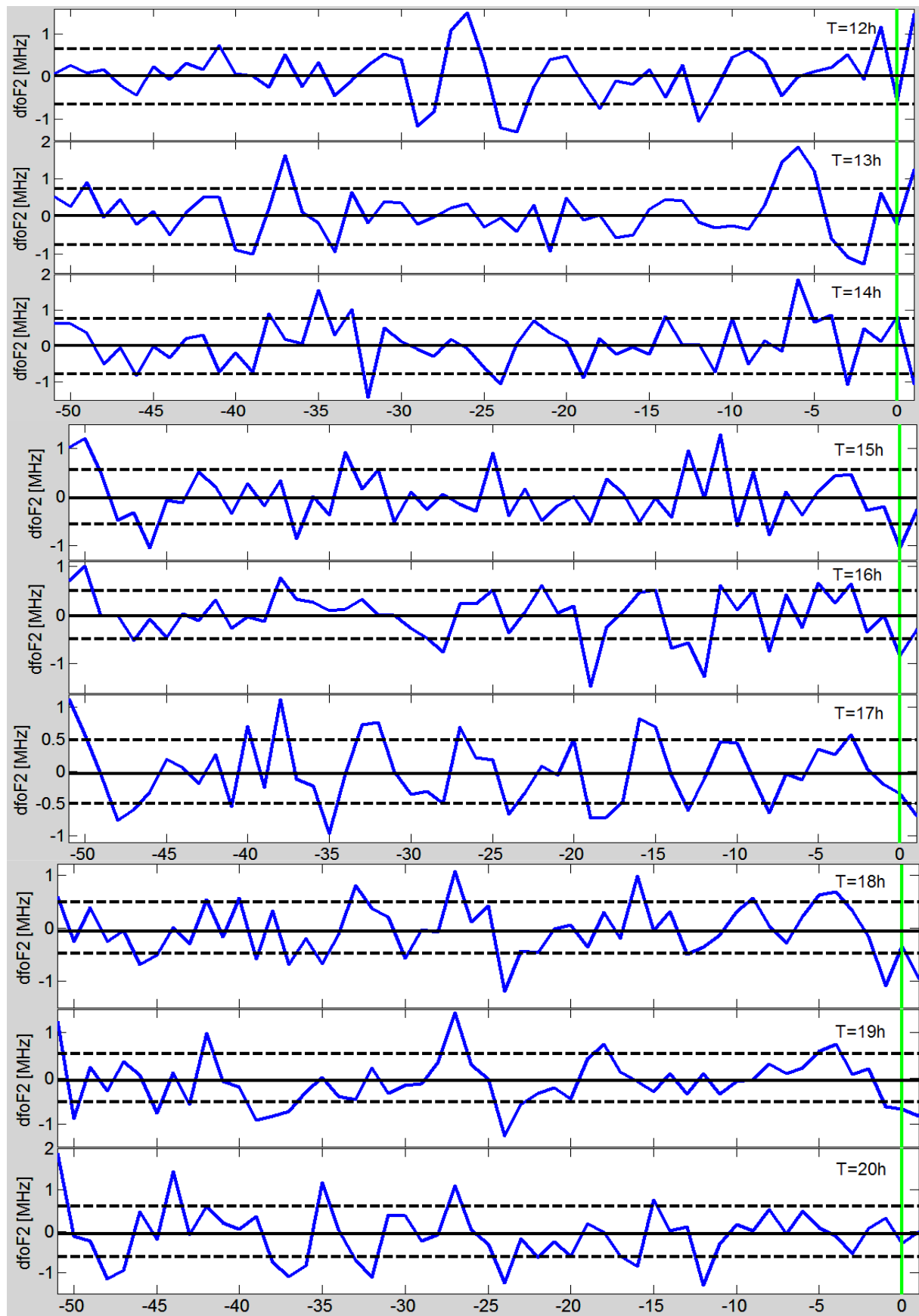
IV.4.1.1 Variation de J_0-50 à J_0-10 .

L'évolution de la variation de la déviation de f_oF2 sur 24h décrite par la figure IV.4 ne montre pas de changements considérables à 0h, 1h, 2h, 3h et 4h. Une légère différence commence à se faire sentir à partir de J_0-20 à 4h. La différence dans le comportement de Δf_oF2 entre J_0-50 et J_0-10 devient plus nette à 5h où l'amplitude devient plus intense de J_0-39 à J_0-24 . La variation semble plus régulière à 5h qu'aux heures suivantes sur la longueur du signal indiquée au début du paragraphe. Une variation quasi-similaire entre 5h et 6h du matin est relevée. Cette similarité est également observée à 7h de J_0-

50 à J_0-42 . Malgré des fluctuations locales, l'allure générale de la variation de $\Delta f_o F2$ de J_0-50 et J_0-10 reste quasi-similaire. Des extrema de différentes amplitudes sont, également, détectés. A 10h, la variation semble plus instable de J_0-40 et J_0-20 comparée à la même période une heure auparavant. La variation est plus régulière à 11h à partir de J_0-50 ; ce que nous n'avons pas observé auparavant. Cette régularité est moins accentuée à partir de J_0-28 mais garde son allure générale ; comme cela a été observé plutôt. La régularité observée à 11h à partir de J_0-50 se perd à 12h ; où elle commence à se manifester à partir de J_0-34 pour durer jusqu'à J_0-18 . L'amplitude du signal est plus faible à 15h qu'à 14h. La régularité observée au début du signal se déplace vers la droite au fur et à mesure que nous avançons dans la journée, quant à l'ensemble du signal ; il reprend une variation régulière globale à partir de 17h à J_0-35 . Nous remarquons, par ailleurs, que la variation n'est pas très régulière à 18h comparée à ce qu'elle a été à 17h. Toutefois, elle montre une certaine régularité de J_0-35 à J_0-24 . Autrement, elle se montre stable par paliers en considérant la tendance générale de la variation de $\Delta f_o F2$ dans ces paliers : [J_0-52 J_0-46], [J_0-46 J_0-37], [J_0-19 J_0-13]. Passé 18h ; l'amplitude du signal augmente. Plus nous avançons dans la nuit, plus la variation de $\Delta f_o F2$ reprend une allure plus ou moins stable à partir de J_0-24 à 22h et J_0-32 à 23h.







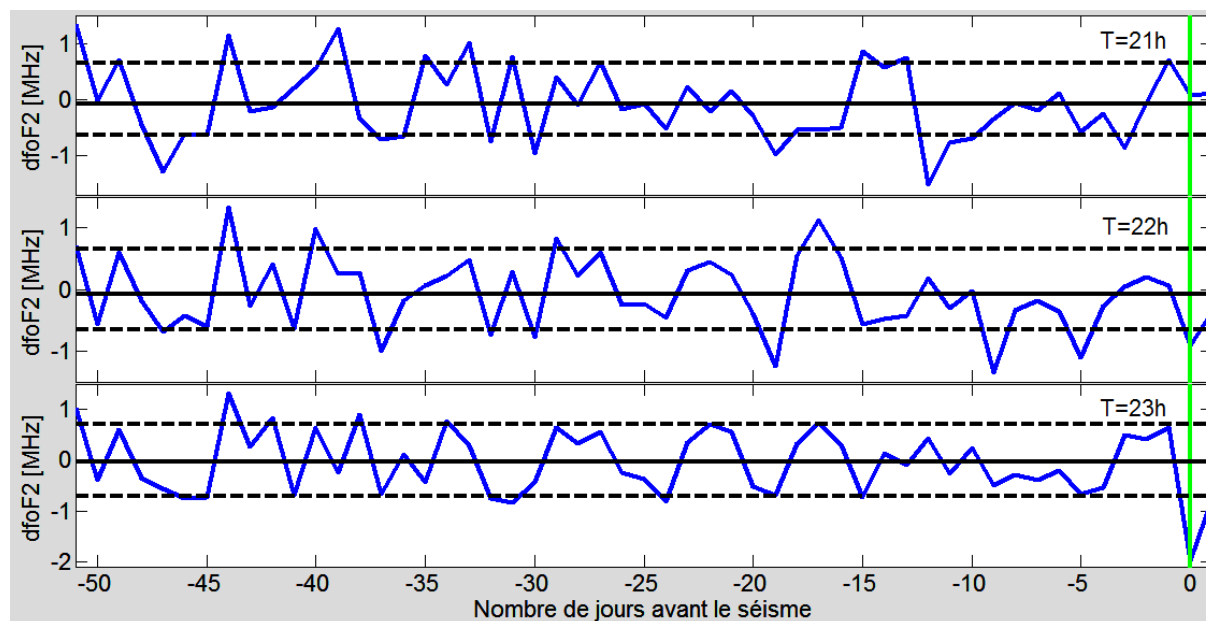


Fig. IV.4 : Variation de la déviation de la fréquence critique 50 jours avant le séisme de l'Aquila, pour chaque heure locale. La droite verticale (vert) correspond à la date du séisme (06/04/2009).

IV.4.1.2 Variation de J_0-10 à J_0 .

La variation de la déviation de la fréquence critique de l'ionosphère pendant cette période de temps ne montre pas un comportement unique au cours des heures de la journée. Un intervalle de confiance de la variation de $\Delta foF2$, défini par l'écart type $\pm\sigma$, est établi. Les fluctuations ne dépassent pas l'intervalle de confiance pendant les premières heures (de 0h à 6h) de la journée où elles sont tantôt irrégulières comme on peut le voir à 1h, tantôt régulières tel que c'est montré à 3h. A certaines heures de la journée, $\Delta foF2$ varie intensément tel qu'on le voit à 8h et peut être très instable autour de J_0 comme c'est le cas à 14h. Parfois $\Delta foF2$ varie régulièrement malgré l'existence d'extrema ainsi qu'on le voit, par exemple, à 7h et 18h (Fig. IV.5).

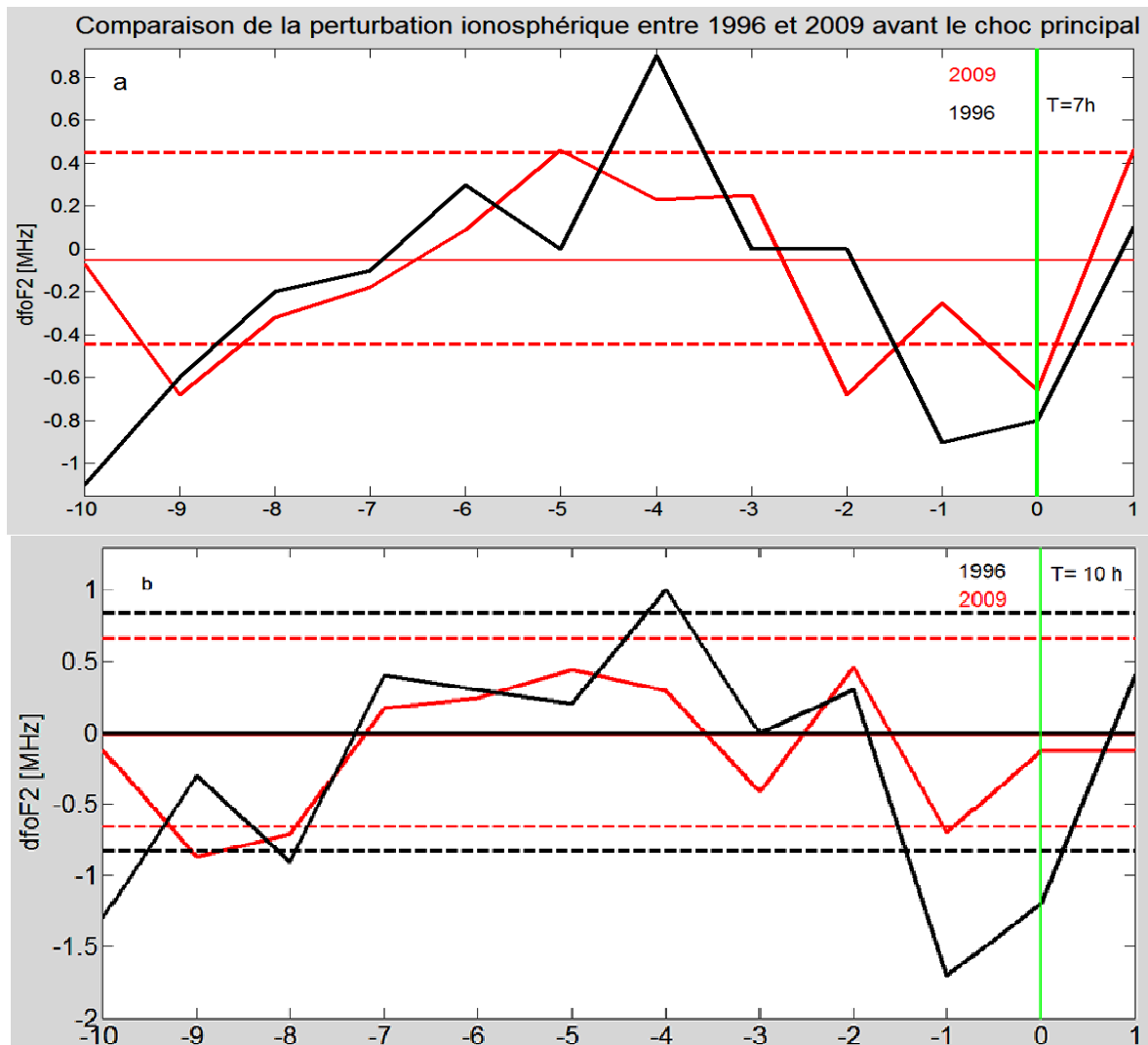
Dans ce qui suit, nous nous intéresserons, en premier lieu, au comportement de la déviation de $foF2$ ($\Delta foF2$) pendant les 10 jours précédant le séisme de l'Aquila en comparaison avec des périodes de non activité sismique.

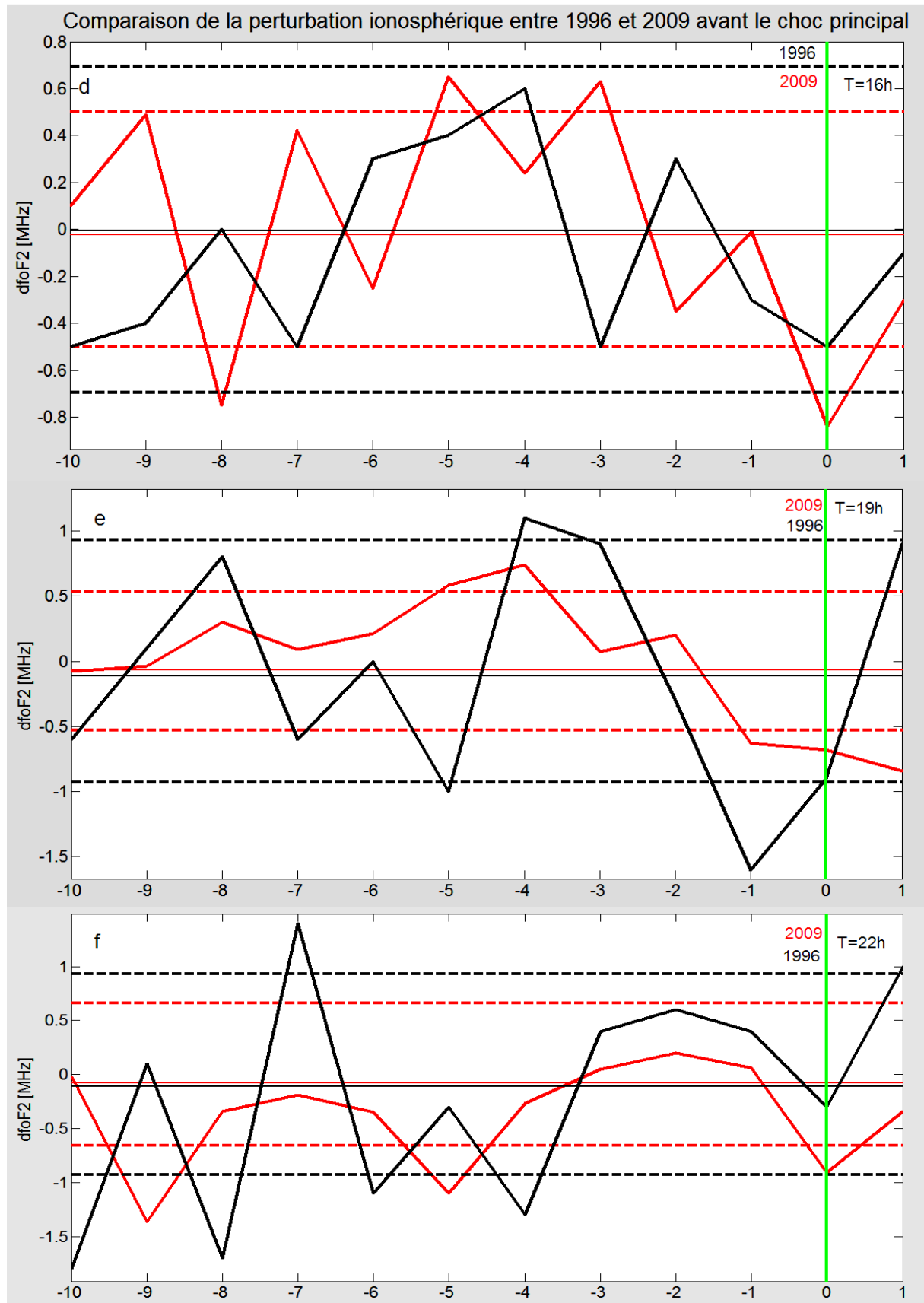
IV.4.2 Observation de la déviation de $foF2$ 10 jours avant le 6 avril

Dans cette partie, nous avons choisi de représenter la variation de la déviation de $foF2$ uniquement pendant les heures où la déviation de la fréquence critique de la couche F2 a montré un extrema le jour du tremblement de terre (J_0).

IV.4.2.1 Comparaison entre 1996 et 2009

L'activité géomagnétique, décrite par l'indice Ap, est calme pendant les 10 jours précédant le choc principal du tremblement de terre de l'Aquila, survenu en 2009. Une activité géomagnétique calme est également décrite pour la même période de temps en 1996 sauf qu'à J₀-11 Ap atteint la valeur 19 (Fig. IV.3). De manière générale, la variation de la déviation de la fréquence critique **foF2** ($\Delta foF2$), 10 jours avant J₀ est différente entre 1996 et 2009 ; tel que c'est décrit par la figure ci-dessous. Les deux courbes de variation de $\Delta foF2$ sont, parfois, inversées ; quand l'une augmente l'autre décroît, comme elles peuvent montrer des similarités à des intervalles de temps différents : J-9 à J-6 (Fig. IV.5a); J-1 à J+2 (Fig. IV.5c); J-11 à J-6 (Fig. IV.5e) et J-4 à J+2 (Fig. IV.5f). Or $\Delta foF2$ décroît à J₀ dans les deux cas où une nette baisse du signal est, parfois, marquée en 2009, dépassant la valeur de l'écart type, représentée sur la même figure. Rappelons que l'écart type indique l'intervalle de confiance de la variation de la quantité considérée. La moyenne de ($\Delta foF2$) est également représentée. Notons, également, que les amplitudes de $\Delta foF2$ sont assez différentes pour les deux années.





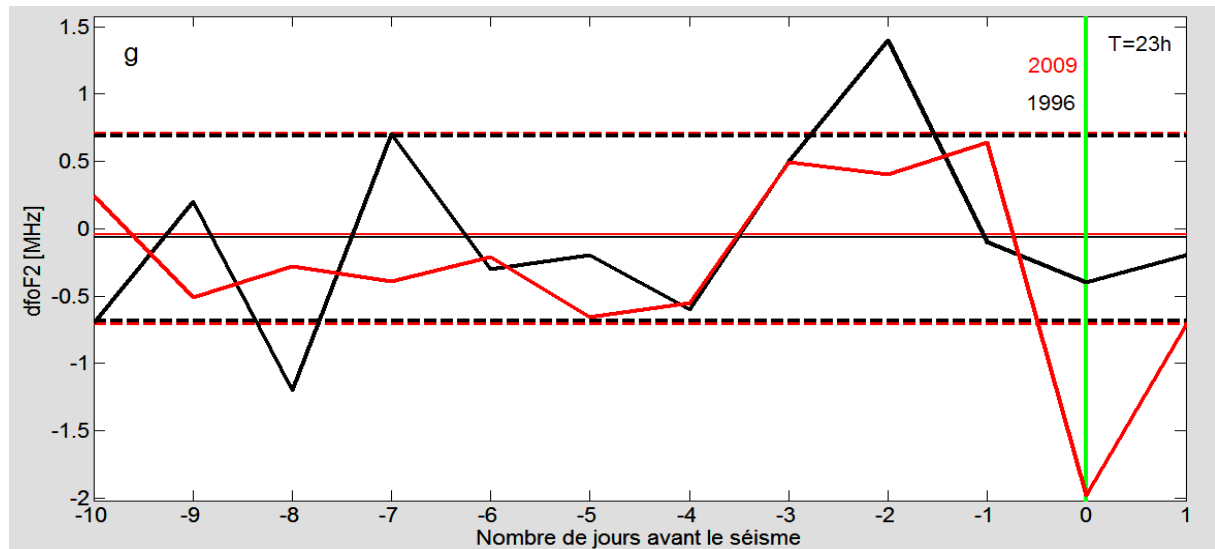
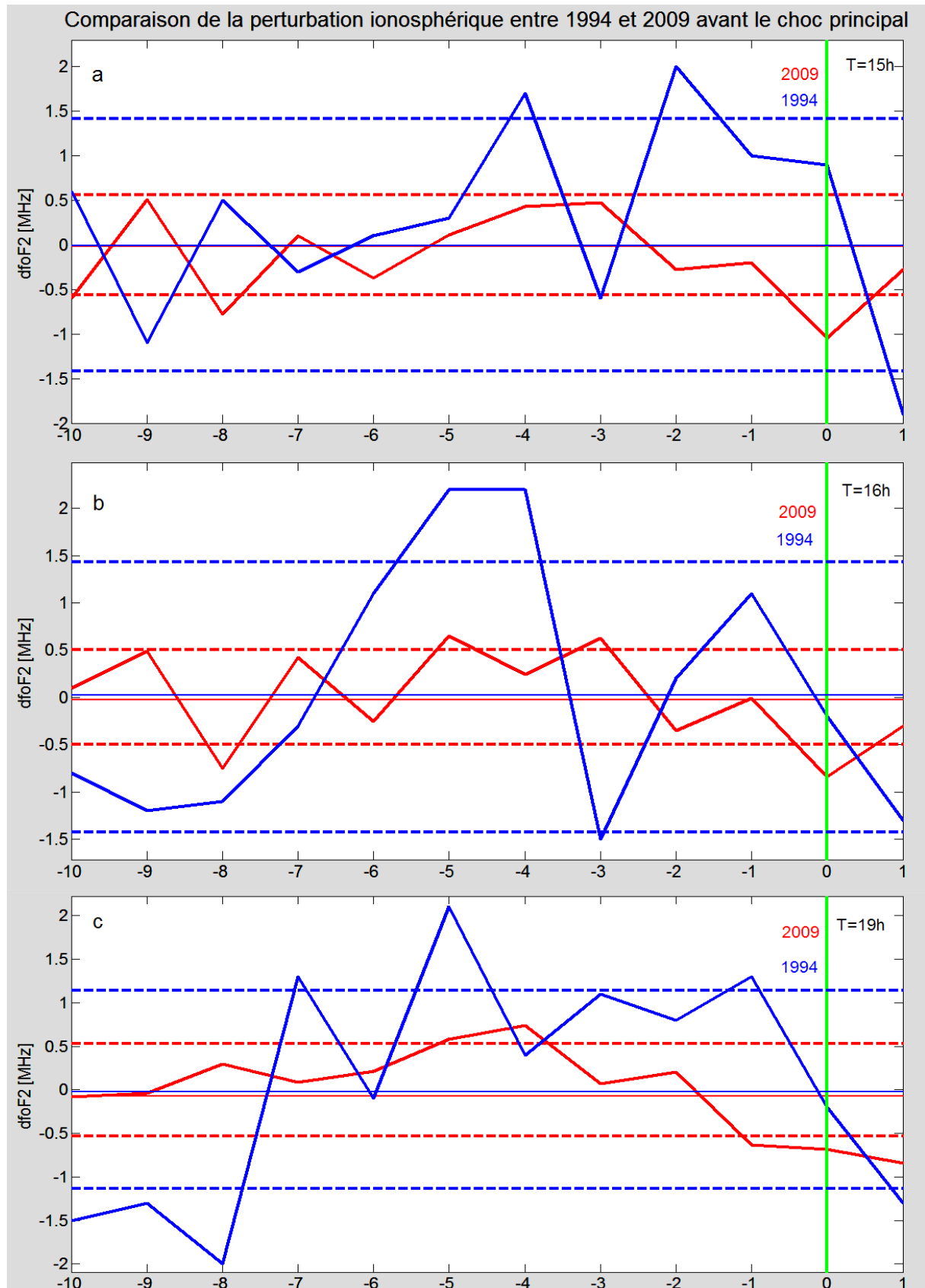


Fig. IV.5 : Variation de la déviation de la fréquence critique de la couche F2 ($\Delta foF2$) 10 jours avant le choc principal du séisme d'Aquila (Italie) du 6 avril 2009 et comparaison avec celle de 1996 à la même période. L'écart type ($\pm\sigma$) de $\Delta foF2$ ainsi que sa moyenne sont, également, représentées. La ligne verticale de couleur verte correspond à la date du séisme.

IV.4.2.2 Comparaison entre 1994 et 2009

A la différence de 1996, la période de temps considérée en 1994 a connu une forte activité géomagnétique (Fig. IV.3). En comparant la variation de la déviation de la fréquence critique de la couche F2 en 1994 et 2009 pendant les 10 jours avant le 6 avril ; nous remarquons, que les deux courbes varient différemment pendant les heures considérées (Fig. IV.6b, IV.6c, IV.6d, IV.6e, IV.6f). En général, quand l'une augmente l'autre décroît, par contre nous remarquons qu'à 7h (TL), les deux courbes varient globalement de la même manière de J-9 à J-2, pour varier inversement à partir de cette date. A 16h (Fig. IV.6c), la variation de $\Delta foF2_{94}$ semble plus régulière que celle de $\Delta foF2_{09}$, pour la même période de temps, excepté autour du 6 avril, par contre à 22h (Fig. IV.6e) la variation $\Delta foF2_{09}$ semble plus régulière que $\Delta foF2_{94}$, qui marque un minima en J_0 . Notons que sur l'ensemble de la période de temps considérée en 1994 ; la variation locale de la déviation de la fréquence critique de la couche F2 n'a pas marqué de pic en J_0 , excepté à 22h, malgré la forte activité magnétique en J_0 (6 avril 1994) où A_p a atteint la valeur de 48.



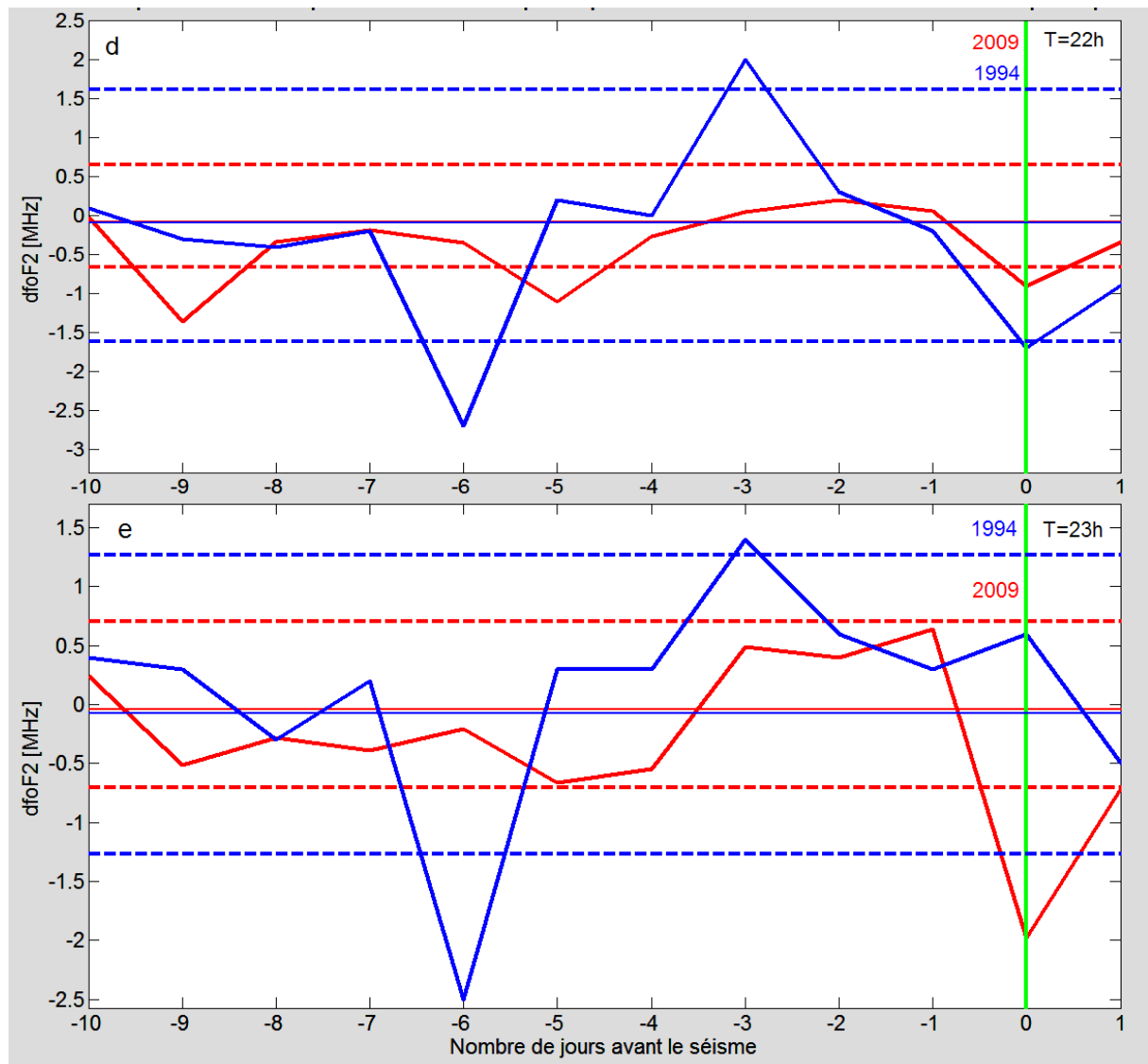


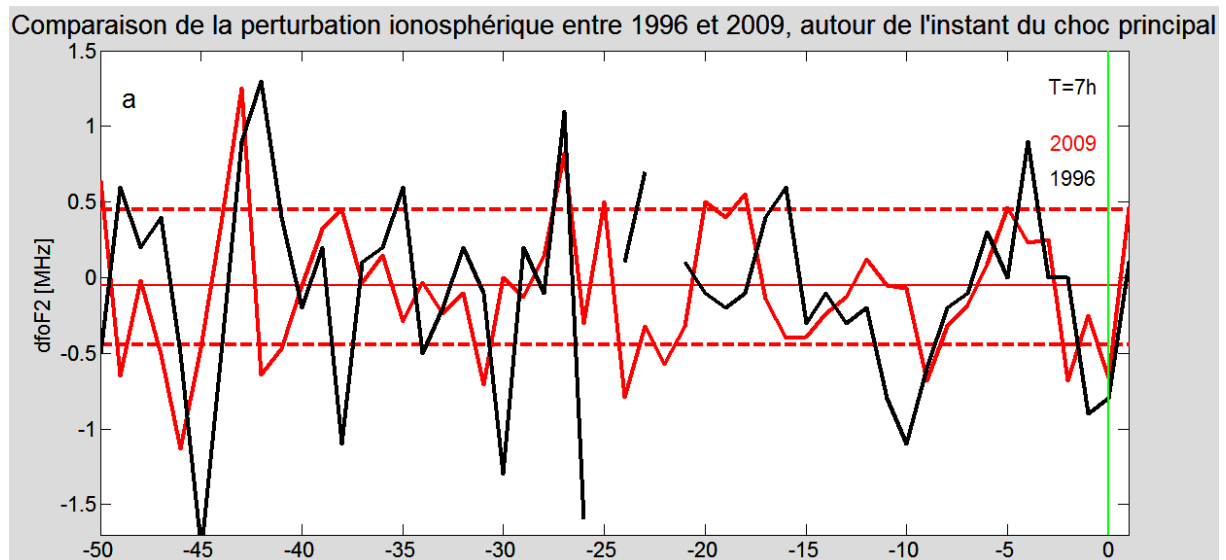
Fig. IV.6 : Variation de la déviation de la fréquence critique de la couche F2 ($\Delta foF2$) 10 jours avant le choc principal du séisme d'Aquila (Italie) du 6 avril 2009 et comparaison avec celle de 1994 à la même période. L'écart type ($\pm\sigma$) de $\Delta foF2$ ainsi que sa moyenne sont, également, représentées. La ligne verticale de couleur verte correspond à la date du séisme.

IV.4.3 Observation de la déviation de $foF2$ 50 jours avant le 6 avril

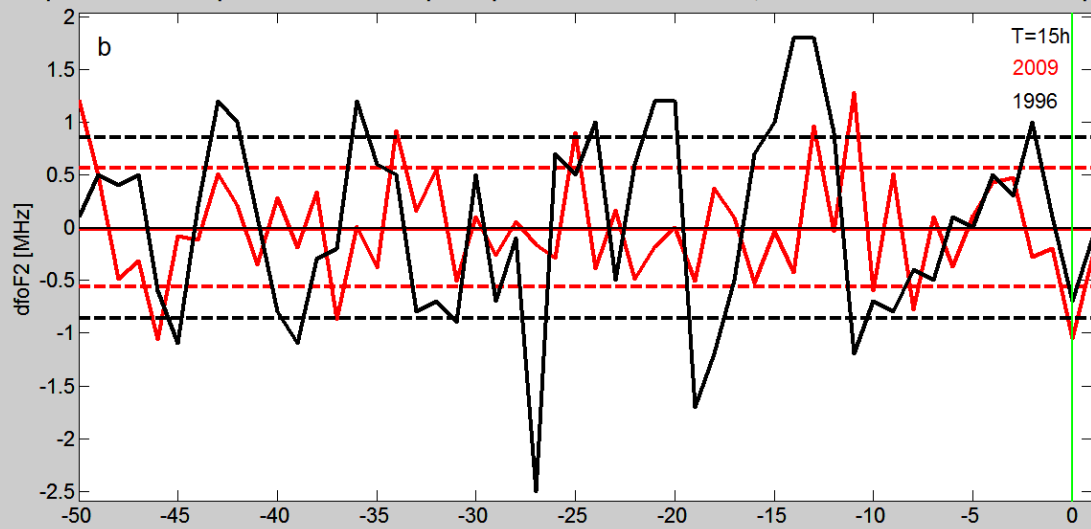
IV.4.3.1 Comparaison entre 1996 et 2009

Malgré l'importance de l'activité géomagnétique en 1996 sur des périodes de temps considérables pendant les 50 jours de données traitées ; nous remarquons, néanmoins que la variation de $\Delta foF2$ en 2009 est plus intense et moins régulière qu'en 1996. Les deux courbes varient presque de la même manière, avec un décalage d'un jour, entre J_0-50 et J_0-46 (par référence à 2009). Notons que les variations intenses de $\Delta foF2_{96}$ ne correspondent pas systématiquement à celles observées en 2009 excepté à J_0-13 où elles ont le même signe, contrairement à J_0-11 . Notons, par ailleurs, que $\Delta foF2_{09}$

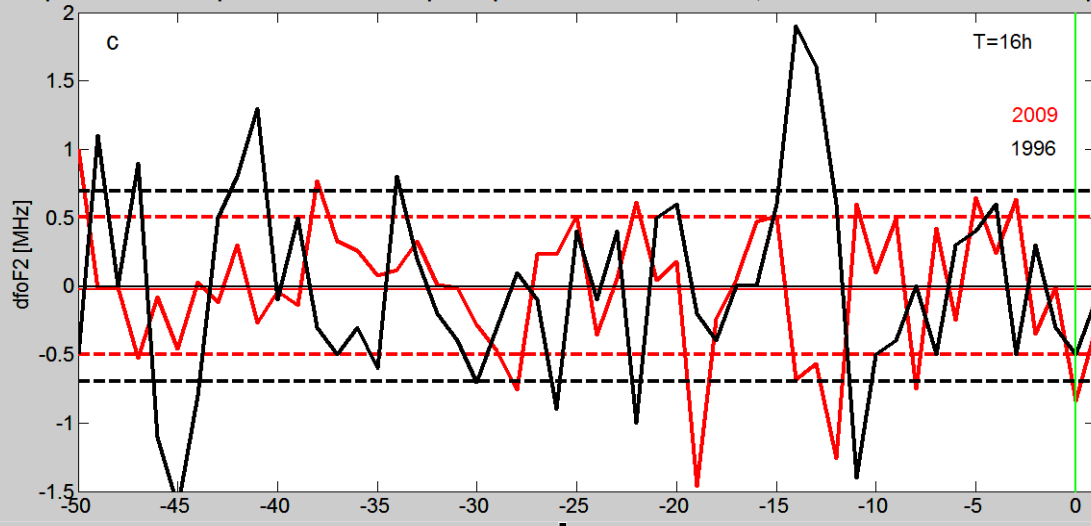
n'a pas connu de fortes variations en comparaison avec $\Delta f_o F2_{96}$ (Fig. IV.7b). La figure IV.7c montre des courbes variant différemment. Les extrema n'apparaissent pas pendant les mêmes jours à l'exception de J₀-22. $\Delta f_o F2_{96}$ semble varier plus régulièrement entre J₀-47 et J₀-40 par rapport à 2009 où la déviation de la fréquence critique varie en dents de scie. Par contre, les deux courbes montrent une variation régulière entre J₀-38 et J₀-28 en 2009 et de J₀-39 à J₀-28 en 1996. $\Delta f_o F2_{09}$ reprend une certaine régularité entre J₀-19 et J₀-11. A 19h (Fig. IV.7d) ; les deux courbes ne varient pas de manière similaire. Nous remarquons de fortes amplitudes en $\Delta f_o F2_{96}$ de J₀-28 à J₀-11 (J₀-28, J₀-25, J₀-19, J₀-18, J₀-16, J₀-15, J₀-14 et J₀-11). Ces amplitudes sont tantôt positives et tantôt négatives. $\Delta f_o F2_{09}$ marque, également, d'importantes amplitudes avoisinantes celles de $\Delta f_o F2_{96}$ à J₀-27 et J₀-24. A 22h (Fig. IV.7e) ; la variation de la déviation de la fréquence critique en 1996 est moins intense, en termes d'amplitudes, de J₀-50 à J₀-36 par rapport à celle observée en 2009 ; dont la variation semble plus régulière, en comparaison avec 1996, sur toute la période considérée avant J₀-10. Cette régularité peut être observée par paliers, en considérant l'amplitude, où l'on observe, respectivement, pour $\Delta f_o F2_{09}$ et $\Delta f_o F2_{96}$: 1^{ier} palier : J₀-50 à J₀-45, J₀-50 à J₀-36 ; 2^{ième} palier : J₀-47 à J₀-38, J₀-36 à J₀-29. Un 3^{ième} palier est relevé dans $\Delta f_o F2_{09}$ de J₀-34 à J₀-26 et semble varier sinusoïdalement de J₀-24 à J₀-13. La figure IV.7f montre, également, une variation par paliers en termes d'amplitudes : J₀-50 à J₀-37, J₀-34 à J₀-15 en 2009 et J₀-50 à J₀-32, J₀-29 à J₀-13 en 1996. Remarquons que les écarts type (σ) respectifs des déviations de la fréquence critique de l'ionosphère calculées pour 1996 et 2009 sont très proches. Les variations des deux courbes semblent similaires de J₀-24 à J₀-15 et $\Delta f_o F2_{96}$ semble plus régulière qu'en 2009 entre J₀-50 à J₀-39.



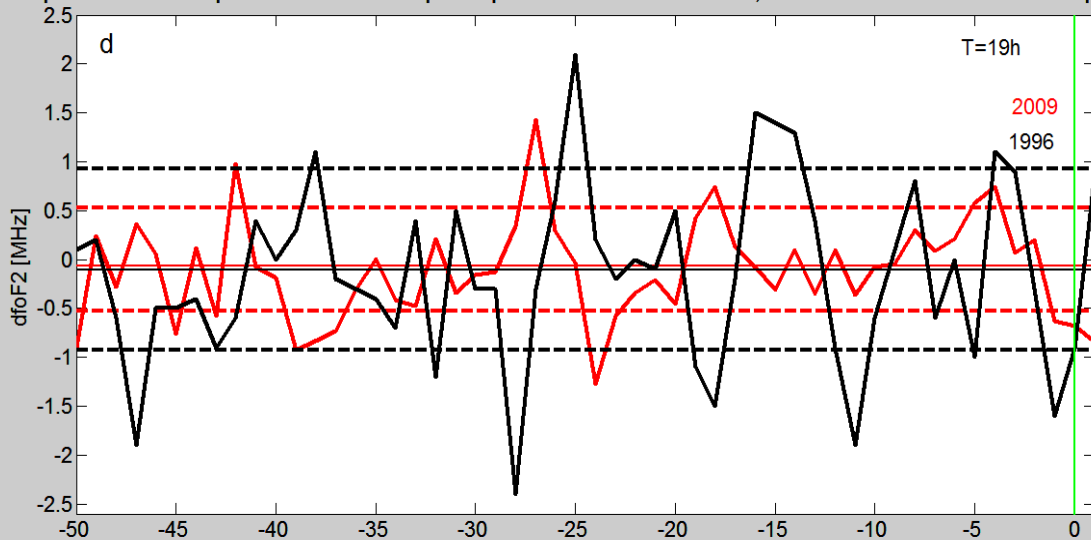
Comparaison de la perturbation ionosphérique entre 1996 et 2009, autour de l'instant du choc principal



Comparaison de la perturbation ionosphérique entre 1996 et 2009, autour de l'instant du choc principal



Comparaison de la perturbation ionosphérique entre 1996 et 2009, autour de l'instant du choc principal



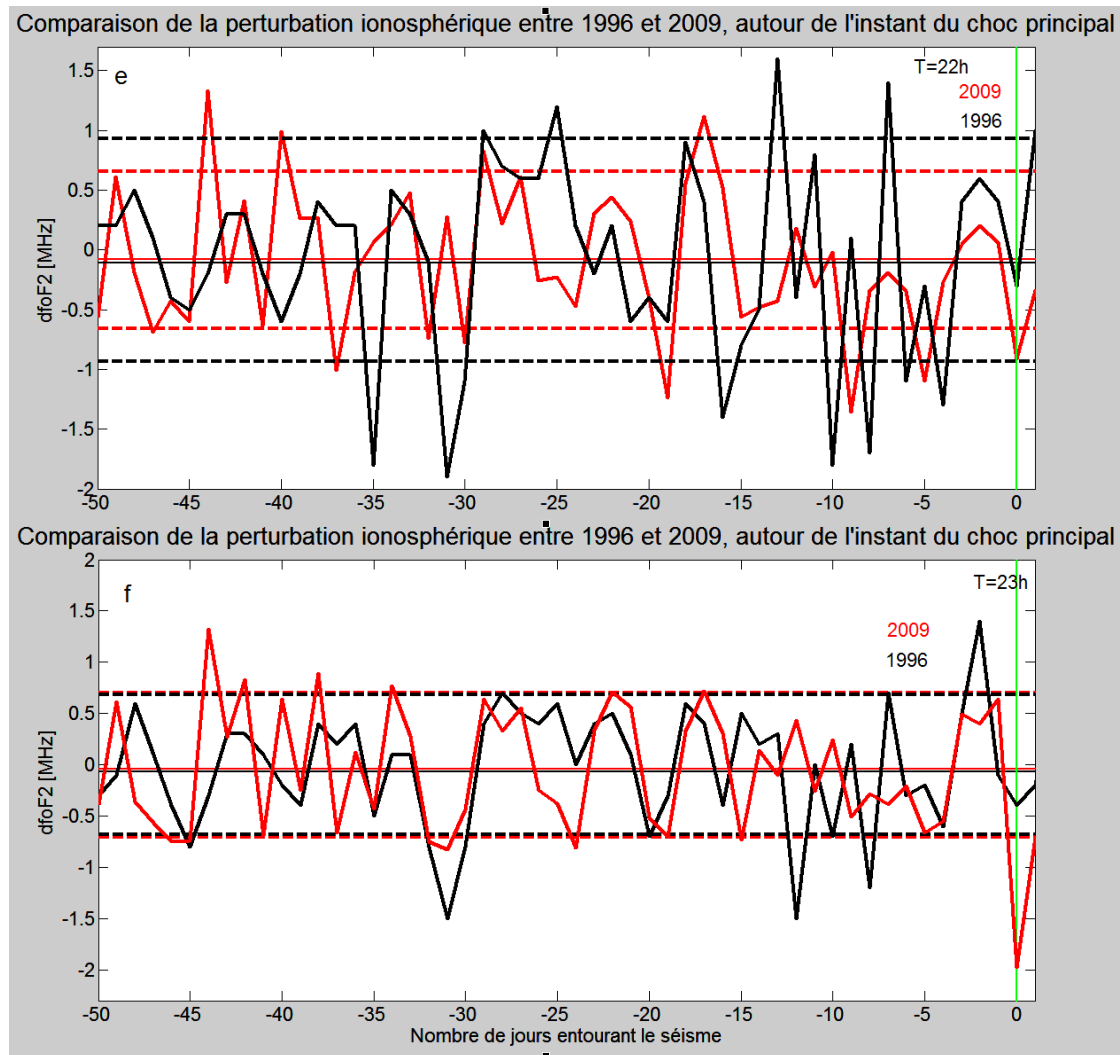
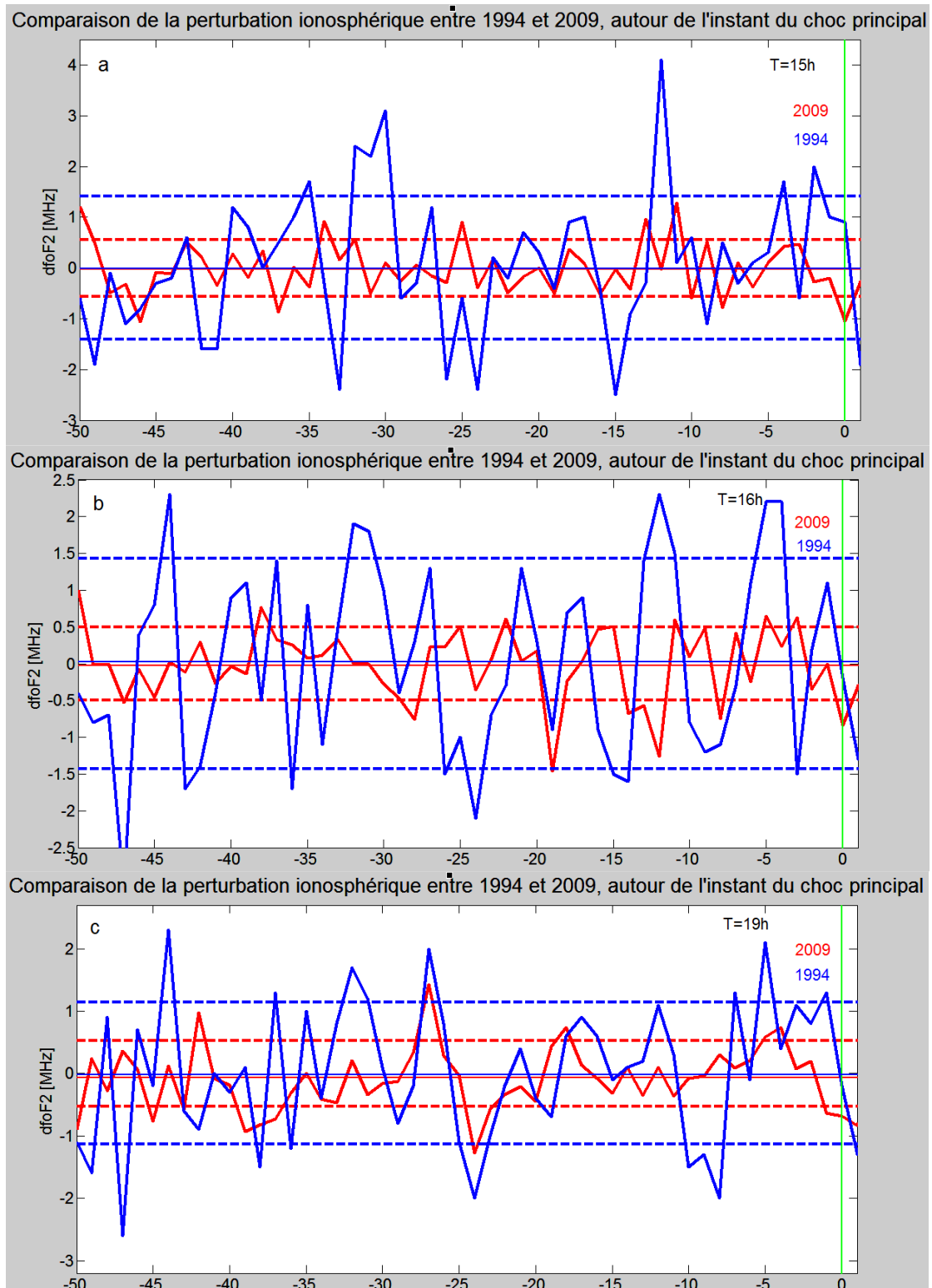


Fig. IV.7 : Variation de la déviation de la fréquence critique de la couche F2 ($\Delta foF2$) 2 mois avant le choc principal du séisme du d'Aquila (Italie) 6 avril 2009 et comparaison avec celle de 1996 à la même période. L'écart type ($\pm\sigma$) de $\Delta foF2$ ainsi que sa moyenne sont, également, représentées. La ligne verticale en vert correspond à la date du séisme.

IV.4.3.2 Comparaison entre 1994-2009

La variation est plus intense en 1994 qu'en 2009, en termes d'amplitude. Les extrema n'apparaissent pas en même temps sur les deux courbes (Fig. IV.8a). A 16h (Fig. IV.8b) ; l'amplitude de la déviation de la fréquence critique de l'ionosphère est plus importante en 1994 qu'en 2009. Or de fortes variations en amplitudes sont observées sur les deux courbes à 19h (Fig. IV.8c). Elles varient, parfois dans un même sens, sans pour autant présenter des extrema en même temps, excepté à J_0-38 et J_0-37 , avec un signe opposé pour ce dernier cas. A J_0-27 et J_0-24 ; elles marquent un pic très net (Fig. IV.8c). La figure IV.8d montre une intense variation de $\Delta foF2_{94}$ malgré l'heure de nuit. Des extrema apparaissent au même temps (J_0-47 ; J_0-44 ; J_0-30 et J_0-19) dont les amplitudes ne sont pas

proportionnelles par rapport aux valeurs de l'écart type σ . La variation est également très intense à 23h (Fig. IV.8e) en 1994, notamment, à J_0-31 et J_0-22 . Les deux courbes varient différemment. Une régularité est observée en 2009 de J_0-35 à J_0-15 . Par contre, les deux courbes manifestent des extrema synchrones à J_0-34 et J_0-31 .



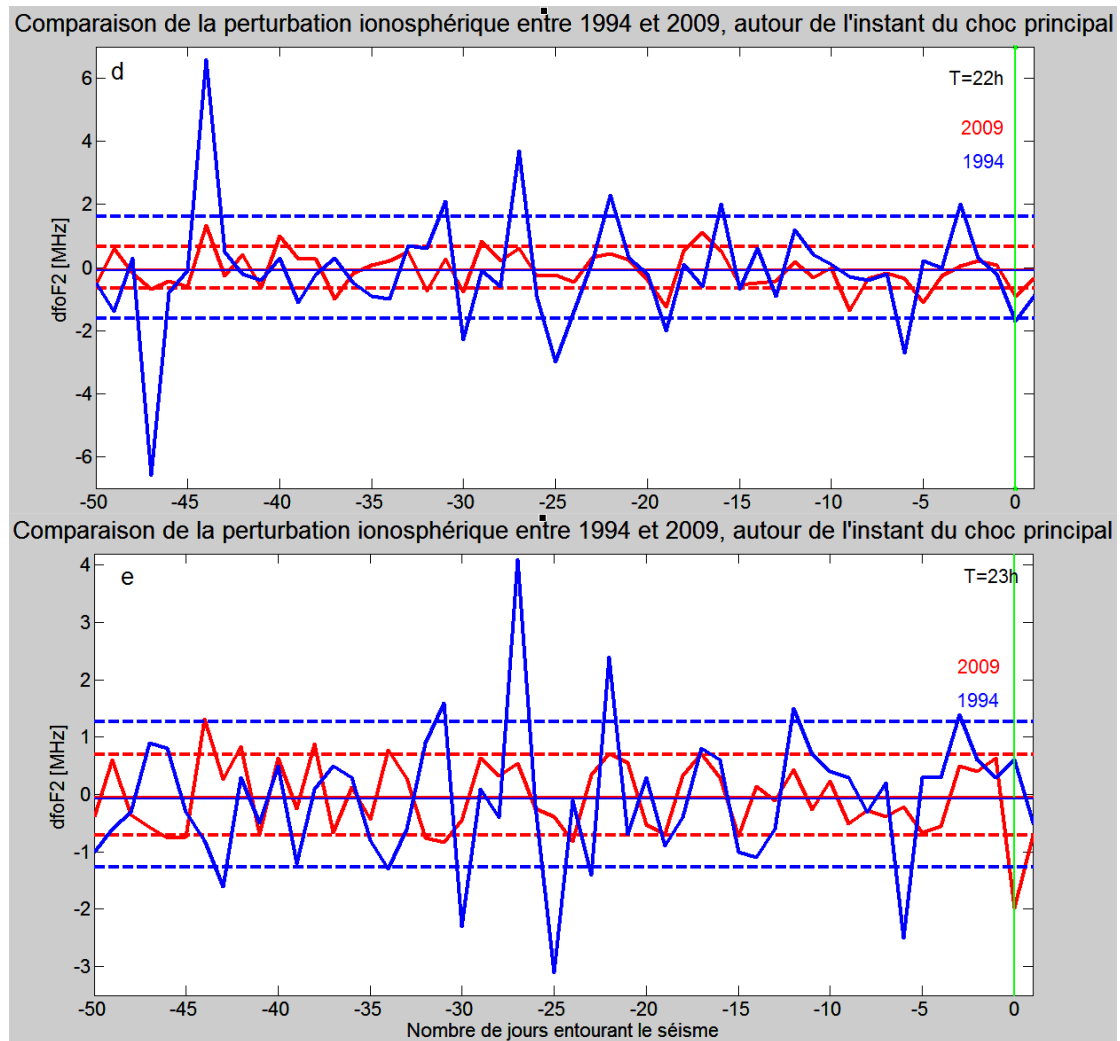


Fig. IV.8 : Variation de la déviation de la fréquence critique de la couche F2 ($\Delta foF2$) 2 mois avant le choc principal du séisme d'Aquila (Italie) du 6 avril 2009 et comparaison avec celle de 1994 à la même période. L'écart type ($\pm\sigma$) de $\Delta foF2$ ainsi que sa moyenne sont, également, représentés. La ligne verticale en vert correspond à la date du séisme.

IV.5 Conclusion

Le satellite DEMETER a montré une nette variation des paramètres ionosphériques au dessus du futur séisme de l'Aquila du 6 avril 2009. Suite à cela ; nous avons décidé de vérifier s'il existait un lien entre les anomalies observées et l'évènement. Nous nous sommes, donc, proposé d'établir une étude statistique de la fréquence critique de la couche ionosphérique F2 (*foF2*) avant le choc principal. Les valeurs de *foF2* sont fournies par la station ionosphérique ROME (RO041), laquelle est située dans la zone de préparation du tremblement de terre. Les données sont analysées sur une période équivalente à deux mois (15 février au 6 avril) ce qui permet de détecter une éventuelle variation saisonnière.

L'analyse statistique établie par le calcul de la déviation de la fréquence critique (Δf_oF2) a, également, concerné des périodes de temps n'ayant connu aucune activité sismique en prenant soin de choisir des périodes géomagnétique calme et perturbée afin de pouvoir distinguer le comportement de Δf_oF2 dans un cas comme dans un autre.

Afin de détecter des effets séismo-ionosphériques ; nous avons considéré la variation de Δf_oF2 pendant les 10 jours (28 mars au 6 avril) précédant le séisme y compris en période de non activité sismique. Nous remarquons que Δf_oF2 est plus intense en 1994 qu'en 1996 et 2009. Ce comportement est tout à fait naturel à cause de l'intense activité solaire en cette période. Par ailleurs, nous remarquons qu'au courant de la journée Δf_oF2 en 1996 ne varie pas, tout le temps, de la même manière que Δf_oF2 en période de préparation du séisme. Nous supposons que ceci est dû à l'effet de la préparation du séisme sur l'ionosphère.

Comme l'activité solaire était plus importante en 1994 qu'en 1996 sur toute la période de temps considérée, l'influence du Soleil sur la déviation de la fréquence critique de la couche F2 de l'ionosphère est plus importante en 1994 qu'en 1996. Cette influence apparaît aussi bien pendant les heures de jour que les heures de nuit ; ce qui empêche de mettre en évidence un caractère saisonnier entre ces deux périodes de temps.

Conclusion Générale

L'étude présentée dans cette thèse concerne essentiellement la détection des signaux séismo-ionosphériques avant le choc principal de puissants séismes. Deux importants séismes ont été considérés avec différents jeu de données. Le premier, de magnitude d'ordre de 6.9, est survenu dans la péninsule de Kii (Japon) le 5 septembre 2004. Quant au second ; il a eu lieu à l'Aquila (Italie) le 6 avril 2009 avec une magnitude 6.3. Des mesures de densité ionosphériques collectées à bord du satellite Demeter et des données de géophysiques fournies par l'ionosonde ROME (**foF2**) ont été considérées. La fréquence critique de la couche F2 de l'ionosphère (**foF2**) a été enregistrée au sol dans la zone de préparation du puissant séisme de l'Aquila (Italie). Deux méthodes de calculs ont été adoptées afin d'étudier les signaux précurseurs pour ces deux séismes.

L'analyse en ondelettes continue a été appliquée aux données de la densité électronique ionosphérique collectées à bord du satellite Demeter en survolant la zone de la péninsule de Kii (Japon) quelques jours avant le choc principal. L'activité géomagnétique pendant la collecte des données était calme. Cette analyse a permis la détection de singularités dont certaines d'entre elles correspondent aux événements pré-sismiques fournis par l'IPGP. Une analyse identique a été appliquée à Ne corrigée du bruit en périodes de calme sismique et dans des conditions géomagnétiques similaires à celles existantes lorsque DEMETER a survolé la zone épiscopale. Une comparaison des résultats s'est imposée en caractérisant les singularités. La régularité α a été donc calculée pour chaque singularité déterminée dans un cas comme dans un autre. Ces dernières suggèrent une variation sous une loi mathématique. La détermination de cette loi serait un moyen de prédiction des séismes à court terme. Ce résultat est encourageant et prometteurs. Il conduit à pousser cette étude en considérant d'autres séismes puissants en considérant différents paramètres ionosphériques fournis par le satellite DEMETER.

Une étude statistique a été consacrée au second événement. Il s'agit de détecter les signaux précurseurs séismo-ionosphériques en analysant les données au sol (**foF2**) fournies par la station ionosonde de Rome (Italie) sur une durée équivalente à deux mois avant l'événement. Afin de détecter un effet saisonnier dans les résultats, l'étude s'est étendue, pour la même période de temps, sur d'autres années n'ayant pas connu d'activités sismiques, mais en considérant différentes conditions d'activité solaire (active/calme) pendant les 10 jours précédant le séisme ; afin d'observer le comportement de **foF2** dans chacun des cas considérés. A certaines heures de la journée ; la déviation de la fréquence critique baisse considérablement 1 à 10 jours avant le choc principal. Des minimas sont également dévoilés le jour du séisme. Ce comportement n'apparaît pas forcément, simultanément, au cours de l'année de non activité sismique, sachant que l'activité solaire était calme en cette période

de temps. Toutefois, la variation de Δf_oF2 en 1994 où l'activité solaire était intense ne montre pas une similitude avec ce qui a été observé en 1996 et 2009 pour une période de temps identique. Ces constatations nous conduisent à conclure, dans un premier temps, que les minimas observés juste avant le séisme de l'Aquila sont essentiellement dû à l'évènement en question.

Les résultats obtenus sont encourageants et doivent être poursuivis en considérant d'autres évènements sismiques. Une étude statistique est impérative afin de confirmer nos observations dans la détection des précurseurs séismo-ionosphériques. Il serait d'autant plus intéressant de considérer, en plus des données satellites, des données au sol qui seraient proches de la source sismique lors d'un important évènement. D'autres paramètres ionosphériques et géophysiques, des éléments géochimiques et des composantes de champs électromagnétiques ; peuvent être considérés du fait du couplage dynamique entre la Terre solide et l'atmosphère.

Références Bibliographiques

Alexandrescu, M., Gibert, D., Hulot, G., Le Mouél, J.L., Saracco, G. Detection of geomagnetic jerks using wavelet analysis. *J. Geophys. Res.* 100 : 12557-12572, 1995.

Anthes, R.A., Bernhardt, P.A., Chen, Y., Cucurull, L., Dymond, K.F., Ector, D., Healy, S.B., Ho, S.-P., Hunt, D. C., Kuo, Y.-H., Liu, H., Manning, K., McCormick, C., Meehan, T. K., Randel, W. J., Rocken, C., Schreiner, W. S., Sokolovskiy, S. V., Syndergaard, S., Thompson, D. C., Trenberth, K. E., Wee, T.-K., Yen, N. L., Zeng, Z. The Cosmic/Formosat-3 Mission : Early Results. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 89 (3) :313-333, 2008.

Artru, J. Observations au sol ou par satellite et modélisation des signaux ionosphériques post-sismiques. Thèse de Doctorat de l'Institut de Physique du Globe de Paris, 2001.

Ataç, T., Özgüç, A., Pektaş. The variability of foF2 in different phases of solar cycle 23. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 71 : 583–588, 2009.

Balasis, G., Manda, M. Can electromagnetic disturbances related to the recent great earthquakes be detected by satellite magnetometers? *Tectonophysics*. 431: 173-195, 2007.

Benghanem, K., Dekkiche, H. Kahlouche, S., Idres, M. Study of the ionospheric perturbations associated with earthquakes using wavelet transform for Demeter satellite data. EGU General assembly, Vienne (Autriche), 2008.

Benghanem, K., Parrot, M., Kahlouche, S., Idres, M. Ionospheric disturbances connected to the powerful Minahasa (Indonesia) earthquake. Toulouse Space Show'10, France. Juin 2010.

Benghanem, K., Kahlouche, S., Idres, M. Correlation possibility between earthquakes and Demeter satellite ionospheric electron density perturbations. *Res. J.Earth Sci.* 2(1): 17-23, 2010a.

Benghanem, K., Parrot, M., Kahlouche, S., Idres, M. Perturbations ionosphériques liées au puissant séisme de l'Aquila (Italie), Conférence Internationale "Informations Géo-Spatiales : Impacts et Adaptations aux Changements Climatiques en Afrique", Maroc. 2011.

Berthelier, J. J., Godefroy, M., Leblanc, F., Malingre, M., Menvielle, M., Lagoutte, D., Brochot, J.Y., Colin, F., Elie, F., Legendre, C., Zamora, P., Benoist, D., Chapuis, Y., Artru, J., Pfaff, R. ICE, the electric field experiment on DEMETER. *Planet. Space Sci.* 54: 456– 471, 2006a.

Berthelier, J. J., Godefroy, M., Leblanc, F., Seran, E., Peschard, D., Gilbert, P., Artru, J. IAP, the thermal plasma analyzer on DEMETER. *Planet. Space Sci.* 54: 487–501, 2006b.

Bhattacharya, S., Sarkar, S., Gwal, A.K. ULF/ELF Electromagnetic Emissions Detected by DEMETER Satellite before Earthquakes. 18th IAGA WG 1.2 Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth. 2006.

Bhattacharya, S., Sarkar, S., Gwal, A.K., Parrot, M. Satellite and ground-based ULF/ELF emissions observed before Gujarat earthquake in March 2006. *Current Science*. 93: (1), 2007.

Biagi, P.F., Castellana, L., Maggipinto, T., Piccolo, R., Minafra, A., Ermini, A., Martellucci, S., Bellecci, C., Perna, G., Capozzi, V., Molchanov, O.A., Hayakawa, M. LF radio anomalies revealed in Italy by the wavelet analysis: Possible preseismic effects during 1997–1998. *Physics and Chemistry of the Earth*. 31: 403-408, 2006.

- Bilitza, D. International Reference Ionosphere 2000. *Radio Science*. 36, 261-275, 2001.
- Blaunstein, N., Plohotniuc, E. Ionosphere and applied aspects of radio communication and radar. CRC Press Taylor & Francis Group. 2008.
- Bleier, T., Dunson, C. Simultaneous ELF Magnetic Field Monitoring of Earthquakes from a Nano-Satellite (QuakeSat) and a Ground Network. IWSE L3-3. 2005.
- Bowman, D.D., Ouillon, G., Sammis, C.G., Sornette, A., Sornette, D. An observation test of the critical earthquake concept. *J. Geophys. Res.* 103: 24359–24372, 1998.
- Burešová, D., Laštovička, J. Pre-storm enhancements of foF2 above Europe. *Adv. Space Res.* 39 : 1298–1303, 2007.
- Calais, E., Minster, J. B. GPS, earthquakes, the ionosphere, and the space shuttle. *Phys. Earth Planet. Int.* 105, 167-181, 1998.
- Chmyrev, V.M., Isaev, N.V., Serebryakova, O.N., Sorokin, V.M., Sobolev, Y.P. Small-scale plasma inhomogeneities and correlated ELF emissions in the ionosphere over an earthquake region. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 59(9): 967-974, 1997.
- Crespon, F. Tomographie 2D et 3D de l'ionosphère par GPS : applications aux aléas géophysiques. Thèse Doctorat. Institut de Physique du Globe de Paris. 2007.
- Cussac, T., Clair, M.A., Ultré-Guerard, P., Buisson, F., Lassalle-Balier, G., Ledu, M., Elisabelar, C., Passot, X., Rey, N. The Demeter microsatellite and ground segment. *Planet. Space Sci* 54 : 413–427, 2006.
- Danilov, A.D. F2-region response to geomagnetic disturbances. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 63: 441–449, 2001.
- Daubechies, I. Ten lectures on wavelets, Society for industrial and applied mathematics Philadelphia, Pennsylvania. 1992.
- Dey, S., Singh, R.P. Surface latent heat flux as an earthquake precursor. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 3: 749-755, 2003.
- Dey, S., Sarkar, S., Singh, R.P. Anomalous changes in column water vapor after Gujarat earthquake. *Adv. Space Res.* 33(3): 274-278, 2004.
- Di Mauro, D., Lepidi, S., Meloni, A. Palangio, P. Magnetic and Electromagnetic signals related to tectonic activity: updates and new analyses on measurements in Central Italy. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 5: 925-930, 2005.
- Dobrovolsky, I.P., Zubkov, S.I., Miachkin, V.I. Estimation of the Size of Earthquake Preparation Zones. *Pure and Applied Geophysics*. 117 (5): 1025-1044, 1979.
- Ducic, V. Tomographie de l'ionosphère et de la troposphère à partir des données GPS denses. Applications aux risques naturels et amélioration de l'interférométrie SAR. Thèse de Doctorat de l'université Paris 7- Denis Diderot, 2004.
- Eftaxias, K., Kapiris, P., Polygiannakis, J., Peratzakis, A., Kopanas, J., Antonopoulos, G., Rigas, D. Experience of short term earthquake precursors with VLF–VHF electromagnetic emissions. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 20: 1–12, 2002.

Farges, T., Artru, J., Lognonné, P., Le Pichon, A. Effets des séismes sur l'ionosphère. *Chocs CEA*. 26 : 6-18, 2002.

Field, P.R., Rishbeth, H. The response of the ionospheric F2-layer to geomagnetic activity: an analysis of worldwide data. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 59(2): 163-180, 1997.

Fujiwara, H., Kamogawa, M., Ikeda, M., Liu, J.Y., Sakata, H., Chen, Y.I., Ofuruton, H., Muramatsu, S., Chuo, Y.J., Ohtsuki, Y.H. Atmospheric anomalies observed during earthquake occurrences. *Geophys. Res. Let.* 31(17) : L17110.1-L17110.4, 2004.

Garnir, H.-P., Strivay, D., Bastin, T. Le GPS et la physique. *Science and Culture*. 2002.

Gibert, D. Éléments de traitement du signal. Université de Rennes 1. UMR Géosciences Rennes. France. 1996.

Gokhberg, M.B., Morgounov, V.A., Yoshino, T., Tomizawa, I. Experimental measurement of electromagnetic emissions possibly related to earthquakes in Japan. *J. Geophys. Res.* 87 (B9): 7824–7828, 1982.

Hayakawa, M., Ohta, K., Maekawa, S., Yamauchi, T., Ida, Y., Gotoh, T., Yonaiguchi, N., Sasaki, H., Nakamura, T. Electromagnetic precursors to the 2004 Mid Niigata Prefecture earthquake. *Physics and Chemistry of the Earth*. 31 : 356–364, 2006.

Hobara, Y., Parrot, M. Ionospheric perturbations linked to a very powerful seismic event. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 67: 677-685, 2005.

Hsiao, C.C., Liu, J.Y., Oyama, K.-I., Yen, N.L., Wang, Y.H., Miao, J.J. Ionospheric electron density anomaly prior to the December 26, 2006 M7.0 Pingtung earthquake doublet observed by FORMOSAT-3/COSMIC. *Physics and Chemistry of the Earth*. 34: 474–478, 2009.

Hsiao, C.C., Liu, J.Y., Oyama, K.-I., Yen, N.L., Liou, Y.A., Chen, J.J., Miao, J.J. Seismo-ionospheric precursor of the 2008 Mw7.9 Wenchuan earthquake observed by FORMOSAT-3/COSMIC. *GPS Solut.* 14:83–89, 2010.

Humanante, B.F., Giroletti, E., Idrovo, J., Monnin, M., Pasinetti, R., Seidel, J.-L. Radon Signals Related to Seismic Activity in Ecuador, March 1987. *PAGEOPH.* 132(3): 506-520, 1990.

Inan, U. S., Piddiyachiy, D., Peter, W. B., Sauvaud, J. A. and Parrot, M. Demeter satellite observations of lightning-induced electron precipitation. *Geophys. Res. Let.* 34: L07103, 2007.

Jhuang, H.K., Ho, Y.Y., Kakinami, Y., Liu, J.Y., Oyama, K.I., Parrot, M., Hattori, K., Nishihashi, M., Zhang, D. Seismo-ionospheric anomalies of the GPS-TEC appear before the 12 May 2008 magnitude 8.0 Wenchuan Earthquake. *International Journal of Remote Sensing*. 31(13) : 3579–3587, 2010.

Kamogawa, M. Preseismic Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling. *Eos*. 87(40): 417-424, 2006.

Kawada, Y., Nagahama, H., Omori, Y., Yasuoka, Y., Ishikawa, T., Tokonami, S., Shinogi, M. Time-scale invariant changes in atmospheric radon concentration and crustal strain prior to a large earthquake. *Nonlin. Processes Geophys.* 14: 123–130, 2007.

Lagoutte, D., Brochot, J.Y., Parrot, M. DEMETER microsatellite - Scientific Mission Centre - Data Product Description, DMT-SP-9-CM-6054-LPC, Technical Note. LPCE, CNRS. 2002.

Lagoutte, D., Brochot, J.Y., De Carvalho, D., Elie, F., Harivelo, F., Hobara, Y., Madrias, L., Parrot, M., Pinc-on, J.L., Berthelier, J.J., Peschard, D., Seran, E., Gangloff, M., Sauvaud, J.A., Lebreton, J.P., Stverak, S., Travnicek, P., Grygorczuk J., Slominski, J., Wronowski, R., Barbier, S., Bernard, P., Gaboriaud, A., Wallut, J.M. The DEMETER Science Mission Centre. *Planet. Space Sci.* 54 : 428- 440, 2006a.

Lagoutte, D., Brochot, J.Y., De Carvalho, D., Madrias, L., Parrot, M. Demeter Microsatellite, Scientific mission center, data product description. LPCE, CNRS. 2006b.

Larkina, V.I., Nalivaiko, A.V., Gershenzon, N.I., Gokhberg, M.B., Liperovskii, V.A., Shalimov, S.L. Intercosmos-19 observations of VLF emissions associated with seismic activity. *Geomagnetizm i Aeronomiia*. 23: 842-846, 1983.

Lassudrie – Duchesne, P., Béniguel, Y., Bourdillon, A., Fleury, R., Valette, J.J., Le Huy, M., Tran Thi, L. Les effets de la scintillation ionosphérique sur le GPS. *Revue de Navigation*, Paris, 2010.

Lebreton, J.P., Stverak, S., Travnicek, P., Maksimovic, M., Klinge, D., Merikallio, S., Lagoutte, D., Poirier, B., Blelly, P.L., Kozacek, Z., Salaquarda, M. The ISL Langmuir probe experiment processing onboard Demeter: Scientific objectives, description and first results. *Planet. Space Sci.* 54: 472-486, 2006.

Liperovskaya, E. V., Bogdanov, V. V., Biagi, P.-F., Meister, C.-V., Liperovsky, V. A., Rodkin, M. V. Day-time variations of foF2 connected to strong earthquakes. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 9 : 53–59, 2009.

Liu, J.-Y., Chen, Y.-I., Jhuang, H.-K., Lin, Y.-H. Ionospheric foF2 and TEC Anomalous Days Associated with $M \geq 5.0$ Earthquakes in Taiwan during 1997-1999. *TAO*. 15(3): 371-383, 2004a.

Liu, J.Y., Chuo, Y.J., Shan, S.J., Tsai, Y.B., Chen, Y.I., Pulinets, S.A., Yu, S.B. Pre-earthquake ionospheric anomalies registered by continuous GPS TEC measurements. *Annales Geophysicae*. 22: 1585-1593, 2004b.

Liu, J.Y., Chen, S.W., Chen, Y.C., Yen, H.Y., Chang, C.P., Chang, W.Y., Tsai, L.C., Chen, C.H., Yang, W.H. Seismo-ionospheric precursors of the December 26, 2006 Pingtung earthquake doublet. *Terr Atmos Ocean Sci.* 19:751–759, 2008.

Liu, J.Y., Chen, Y.I., Chen, C.H., Liu, C.Y., Chen, C.Y., Nishihashi, M., Li, J.Z., Xia, Y.Q., Oyama, K.I., Hattori, K., Lin, C.H. Seismoionospheric GPS total electron content anomalies observed before the 12 May 2008 Mw7.9 Wenchuan earthquake. *J. Geophys. Res.* 114 : A04320, 2009.

Liu, J.Y., Le, H., Chen, Y.I., Chen, C.H., Liu, L., Wan, W., Su, Y.Z., Sun, Y.Y., Lin, C., Chen, M.Q. Observations and simulations of seismo-ionospheric GPS total electron content anomalies before the 12 January 2010 M7 Haiti earthquake. *J. Geophys. Res.* 116: A04302, doi:10.1029/2010JA015704, 2011.

Long, M., Lorenz, A., Rodgers, G., Tapio, E., Tran, G., Jackson, K., Twiggs, R., Bleier, T. A cubesat derived design for a unique academic research mission in earthquake signature detection. proceedings of the 16th annual/usu Conference on Small Satellites, Logan, Utah. 2002.

MacDoran, P.F. Method and apparatus for calibrating the ionosphere and application to surveillance of geophysical events. U.S. Patent. No. 4463357, 1984.

Mallat, S., Hwang, W.L. Singularity detection and processing with wavelets. *IEEE transactions on information theory*. 38(2): 617-643, 1992.

- Mallat, S. Une exploration des signaux en ondelettes. Editions de l'Ecole Polytechnique. 2000.
- Němec, F., Santolík, O., Parrot, M., Berthelier, J.J. Power line harmonic radiation (PLHR) observed by the Demeter spacecraft. *J. Geophys. Res.* 111 : a04308, 2006.
- Němec, F., Santolík, O., Parrot, M. Decrease of intensity of ELF/VLF waves observed in the upper ionosphere close to earthquakes: A statistical study. *J. Geophys. Res.* 114 : A04303, 2009.
- Occhipinti, G. Observations multi-paramètres et modélisation de la signature ionosphérique du grand séisme de Sumatra. Thèse Doctorat. Institut de Physique du Globe de Paris. 2006.
- Omori, Y., Yasuoka, Y., Nagahama, H., Kawada, Y., Ishikawa, T., Tokonami, S., and Shinogi, M. Anomalous radon emanation linked to preseismic electromagnetic phenomena. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 7: 629–635, 2007.
- Parrot, M., Mogilevsky, M. M. VLF emissions associated with earthquakes and observed in the ionosphere and the magnetosphere. *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* 57: 1-2, 86-99, 1989.
- Parrot, M. Electromagnetic Disturbances Associated With Earthquakes: An analysis of Ground-Based and Satellite Data. *Journal of Scientific Exploration.* 4(2): 203-211, 1990.
- Parrot, M., Achache, J., Berthelier, J., Blanc, E., Deschamp, A., Lefeuvre, F., Menvielle, M., Plantet, J., Tarits, P., Vilain, J. High Frequency seismo-electromagnetic effects. *Phys. Earth Planet. Inter.* 77 : 65-83, 1993.
- Parrot, M., Němec, F., Santolík, O., Berthelier, J.J. ELF magnetospheric lines observed by DEMETER. *Annales Geophysicae.* 23 : 3301–3311, 2005.
- Parrot, M. Special issue of Planetary and Space Science 'Demeter'. *Planet. Space Sci.* 54 : 411–412, 2006.
- Parrot, M., Berthelier, J.J., Lebreton, J.P., Sauvaud, J.A., Santolík, O., Blecki, J. Examples of unusual ionospheric observations made by the Demeter satellite over seismic regions. *Physics and Chemistry of the Earth.* 31 : 486-495, 2006a.
- Parrot, M., Berthelier, J. J., Błęcki, J., Chapuis, Y., Colin, F., Elie, F., Fergeau, P., Lagoutte, D., Lefeuvre, F., Legendre, C., Lévêque, M., Pinçon, J. L., Poirier, B., Seran, H.-C., Zamora, P. The magnetic field experiment IMSC and its data processing onboard DEMETER: Scientific objectives, description and first results. *Planet. Space Sci.* 54: 441-455, 2006b.
- Parrot, M. Anomalous seismic phenomena: View from space, in Electromagnetic Phenomena Associated with Earthquakes, M. Hayakawa (Ed.), Transworld Research Network, Trivandrum, India. pp. 205–233, 2009.
- Pulinets, S.A. Prospects of Topside Sounding. In: WITS handbook Vol. 2, Liu, C.H. ed., Chapter 3, SCOSTEP Publishing, Urbana, Illinois: 99-127, 1989.
- Pulinets, S.A., Alekseev, V.A., Legen'ka, A.D., Khagai, V.V. Radon and metallic aerosols emanation before strong earthquakes and their role in atmosphere and ionosphere modification. *Adv. Space Res.* 20 (11) : 2173-2176, 1997.
- Pulinets, S.A., Khagai, V.V., Boyarchuk, K.A., Lomonosov, A.M. Atmospheric electric field as a source of ionospheric variability. *Physics-Uspekhi.* 41 (5): 515–522, 1998.
- Pulinets, S.A., Kim, V.P., Hegai, V.V., Depuev, V.K., Radicella, S.M. Unusual longitude modification of the nighttime midlatitude F2 region ionosphere in July 1980 over the array of tectonic

faults in the Andes area: Observations and interpretation. *Geophys. Res. Let.* 25(22): 4143-4136, 1998a.

Pulinets, S. A., Alekseev, V. A., Boarchuk, K. A., Hegai, V. V., Depuev, V. K. Radon and ionosphere monitoring as a means for strong earthquakes forecast. *Il Nuovo Cimento*. 22C (N3-4): 621–626, 1999.

Pulinets, S.A., Lengen'ka, A. D., Gaivoronskaya, T. V., Depuev, V. Kh. Main phenomenological features of ionospheric precursors of strong earthquakes. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. V. 65, Issue 16-18, 1337-1347, 2003.

Pulinets, S.A., Boyarchuk, K.A. Ionospheric Precursors of Earthquakes. Springer, Berlin, 2004.

Pulinets, S.A. Ionospheric Precursors of Earthquakes : Recent Advaces in Theory and Practical Applications. *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences*. 15(3):, 413-435, 2004a.

Pulinets, S. A., Ouzounov, D., Ciraolo, L., Singh, R., Cervone, G., Leyva, A., Dunajecka, M., Karelin, A. V., Boyarchuk, K. A., Kotsarenko, A. Thermal, atmospheric and ionospheric anomalies around the time of the Colima M7.8 earthquake of 21 January 2003. *Ann. Geophys.* 24: 835-849, 2006.

Pulinets, S. A. Space technologies for short-term earthquake warning. *Adv. Space Res.* 37: 643-652, 2006a.

Pulinets, S., Ouzounov, D. Lithosphere–Atmosphere–Ionosphere Coupling (LAIC) model – An unified concept for earthquake precursors validation. *Journal of Asian Earth Sciences*. 41: Issues 4-5, 371-382, 2011.

Rishbeth, H., Field, P.R. Latitude and solar-cycle patterns in the response of the ionosphere F2-layer to geomagnetic activity. *Adv. Space Res.* 20(9): 1689-1692, 1997.

Sarkar, S., Gwal, A.K., Parrot, M. Electromagnetic precursors of earthquakes observed by DEMETER satellite. 18th IAGA WG 1.2 Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth. 2006.

Sarkara, S., Gwala, A.K., Parrot, M. Ionospheric variations observed by the DEMETER satellite in the mid-latitude region during strong earthquakes. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 69: 1524–1540, 2007.

Sauvaud, J.A., Moreau, T., Maggiolo, R., Treilhou, J.-P., Jacquy, C., Cros, A., Coutelier, J., Rouzaud, J., Penou, E., Gangloff, M. High-energy electron detection onboard DEMETER: The IDP spectrometer, description and first results on the inner belt. *Planet. Space Sci.* 54: 502–511, 2006.

Serebryakova, O.N., Bilichenko, S.V., Chmyrev, V.M., Parrot, M., Rauch, J.L., Lefeuvre, F., Pokhotelov, O.A. Electromagnetic ELF radiation from earthquake regions as observed by low-altitude satellites. *Geophys. Res. Let.* 19 (2): 91-94, 1992.

Singh, R.P., Cervone, G., Singh, V.P., Kafatos, M. Generic precursors to coastal earthquakes: Inferences from Denali fault earthquake. *Tectonophysics*. 431: 231-240, 2007a.

Singh, R.P., Cervone, G., Kafatos, M., Prasad, A.K., Sahoo, A.K., Sun, D., Tang, D.L., Yang, R. Multi-sensor studies of the Sumatra earthquake and tsunami of 26 December 2004. *International Journal of Remote Sensing*. 28(13–14): 2885-2896, 2007b.

Toutain, J.-P., Baubron, J.-C. Gas geochemistry and seismotectonics: a review. *Tectonophysics*. 304: 1-27, 1999.

Uyeda, S., Nagao, T., Kamogawa, M. Short-term earthquake prediction: Current status of seismo-electromagnetics. *Tectonophysics*. 470, 205-213, 2009.

Wilkinson, P. J., Richards, P., Igarashi, K., Szuszczewicz, E. P. Ionospheric climatology and weather in the Australian-Japanese sector during the SUNDIAL/ATLAS 1 campaign. *J. Geophys. Res.* 101(A12) : 26,769-26,782, 1996.

Wyman, G. Characterising the Ionosphere (La caractérisation de l'ionosphere). Nato research and technology organization Neuilly-sur-seine (France). RTO-TR-IST-051. p 266, 2009.

Zhang, X., Qian, J., Ouyang, X., Shen, X., Cai, J., Zhao, S. Ionospheric electromagnetic perturbations observed on DEMETER satellite before Chile M7.9 earthquake. *Earthq Sci.* 22: 251-255, 2009

Zhu, R., Yang, D., Jing, F., Yang, J. and Ouyang, X. Ionospheric perturbations before Pu'er earthquake observed on Demeter. *Acta Seismologica Sinica*. 21(1): 77-81, 2008.

Zlotnicki, J., Le Mouél, J.L., Kanwar, R., Yvetot, P., Vargemezis, G., Menny, P., Fauquet, F. Ground-based electromagnetic studies combined with remote sensing based on Demeter mission: A way to monitor active faults and volcanoes. *Planet. Space Sci.* 54: 541–557, 2006.

Annexe A Précurseurs électromagnétiques et de plasma observés jusqu'en 2004.

Pulinets et Boyarchuk [2004] ont établi une liste des précurseurs électromagnétiques et de plasma ainsi que les mécanismes physiques les engendrant.

Précurseurs	Références	Mécanisme Physique
Emissions ULF, VLF, HF enregistrées au niveau du sol.	Sobolev and Husamiddinov 1985; Fujinawa and Takahashi 1998; Vallianatos and Nomicos 1998; Mayeda 1999	Instabilités du plasma dans un champ électrique quasi-stationnaire puissant.
Flux de chaleur latent, contenu en vapeur d'eau.	Tramutoli et al. 2001, Tronin et al. 2002; Dey and Singh 2004	Les molécules d'eau se fixent dans les amas d'ions, changement de propriétés d'évaporation de l'eau sous l'action d'un puissant champ électrique.
Variations de la concentration des électrons dans la région-E, formation de couches E sporadiques.	Liperovsky et al. 2000 ; Ondoh 2000	Pénétration, à partir du sol, du champ électrique d'anomalies dans la région-E, dérive de particules.
Emissions optiques, variations oscillatoires de la densité d'électrons dans l'ionosphère, irrégularités ionosphériques de petites échelles.	Fishkova et al. 1985; Zelenova and Legen'ka 1989; Liperovsky et al. 1991; Chmyrev et al. 1997	Génération d'ondes de gravité acoustiques dans la région-F sous l'effet Joule par le champ électrique d'anomalies.
Irrégularités ionosphériques à grande échelle dans la région-F.	Pulinets et al. 1991; Liu et al. 2002; Pulinets and Legen'ka 2003	Dérive de particules ionosphériques ExB dans le champ électrique d'anomalies pénétrant à partir du sol et du champ géomagnétique.
Masses d'ions et variations de hauteur d'échelle.	Bošková et al. 1994; Pulinets et al. 2003 b	Interaction du champ électrique d'anomalies avec le champ électrique de polarisation de la plasmasphère.
Emissions VLF sismogéniques enregistrées par les satellites.	Larkina et al. 1983, 1989; Parrot et al. 1985; Parrot and Mogilevsky 1989; Molchanov et al. 1993	Piégeage du bruit VLF de différentes origines dans les canaux de plasma créés par des irrégularités sous l'action du champ électrique d'anomalies.

Précipitation de particules énergétiques.	Galper et al 1983, 1995; Galperin et al. 1992	Interaction de la résonance cyclotron des ceintures de radiation avec les émissions VLF piégées dans tube magnétique modifié par le champ électrique sismogénique.
Anomalies de la propagation des ondes radio VLF, LF, HF, VHF au-dessus de la zone de préparation du tremblement de terre.	Davies and Baker 1965; Gokhberg et al. 1989b; Gufeld et al. 1992; Molchanov and Hayakawa 1998b; Biagi et al. 2001; Kushida and Kushida	Précipitation de particules en plus de l'ionisation de la région-D, abaissement efficace de l'ionosphère.

Annexe B Organisation des données DEMETER

Organisation des données Demeter des instruments ISL et IAP en mode *burst* et *survey* [Lagoutte et al., 2006b].

Block 1: General Header					
Field number	Type	Array dim.	Size (bytes)	Unit	Description
Standard CCSDS date					
1	I*1	1	1		P field (decimal value = 76)
2	I*3	1	3		Number of days from 01/01/1950
3	I*4	1	4		Number of milliseconds in the day
Time and orbit information					
4	I*2	7	14		UT time of the first point of the data array as: year, month, day, hour, minute, second, millisecond (year as 20xx)
5	I*2	1	2		Orbit number
6	I*2	1	2		Sub-orbit type: 0: downward, 1: upward
7	A8	1	8		Telemetry station: "TOULOUSE"
Code and calibration versions					
8	I*1	1	1		Version (edition number) of the processing software: from 0 to 9
9	I*1	1	1		Sub-version (revision number) of the processing software: from 0 to 9
10	I*1	1	1		Version (edition number) of the calibration file: from 0 to 9
11	I*1	1	1		Sub-version (revision number) of the calibration file: from 0 to 63

Common block 1: general header.

Block 2: Orbital and Geomagnetic Parameters					
Field number	Type	Array dim.	Size (bytes)	Unit	Description
Orbital parameters					
1	R*4	1	4	degree	Geocentric latitude (-90°, +90°)
2	R*4	1	4	degree	Geocentric longitude (0°, 360°)
3	R*4	1	4	km	Altitude
4	R*4	1	4	hour	Local time of the first point of the data array (0, 24h)
Geomagnetic parameters					
5	R*4	1	4	degree	Geomagnetic latitude (-90°, +90°)
6	R*4	1	4	degree	Geomagnetic longitude (0°, +360°)
7	R*4	1	4	hour	Magnetic local time of the first point
8	R*4	1	4	degree	Invariant latitude (-90°, +90°)
9	R*4	1	4		Mc Ilwain parameter L (0, 999)
10	R*4	1	4	degree	Geocentric latitude of the conjugate point at the satellite altitude (-90°, +90°)
11	R*4	1	4	degree	Geocentric longitude of the conjugate point at the satellite altitude (0°, +360°)
12	R*4	1	4	degree	Geocentric latitude of North conjugate point at altitude 110 km (-90°, +90°)
13	R*4	1	4	degree	Geocentric longitude of North conjugate point at altitude 110 km (0°, +360°)
14	R*4	1	4	degree	Geocentric latitude of South conjugate point at altitude 110 km (-90°, +90°)
15	R*4	1	4	degree	Geocentric longitude of South conjugate point at altitude 110 km (0°, +360°)
16	R*4	3	12	nT	Components of the magnetic field model at the satellite point (geographic coordinate system)
17	R*4	1	4	Hz	Proton gyrofrequency at satellite point
Solar parameters					
18	R*4	3	12		Solar position, Xs, Ys, Zs in the geographic coordinate system
Code version					
19	I*1	1	1		Version (edition number) of the software component: from 0 to 9
20	I*1	1	1		Sub-version (revision number) of the software component: from 0 to 9

Common block 2: orbital and geomagnetic parameters.

Block 3: Attitude Parameters					
Field number	Type	Array dim.	Size (bytes)	Unit	Description
Attitude parameters					
1	R*4	9	36		M _{sat2geo} : Matrix from satellite coordinate system to geographic coordinate system
2	R*4	9	36		M _{geo2lgm} : Matrix from geographic coordinate system to local geomagnetic coordinate system
3	I*2	1	2		Quality index of attitude parameters
Code version					
4	I*1	1	1		Version (edition number) of the software component: from 0 to 9
5	I*1	1	1		Sub-version (revision number) of the software component: from 0 to 9

Common block 3: attitude parameters.

Langmuir probe data (APID 1143)

Experiment: *ISL*.

Data type: **Electron and ion densities, electron temperature and potentials.**

The level-1 file structure of "Langmuir probe data" is given in Table N1-35.

Time T_1				Time T_2				
block 1	block 2	block 3	block 4	block 1	block 2	block 3	block 4	...

Table N1-35. Structure of the "ISL Burst" data file.

The structures of the data blocks from 1 to 3 are detailed in section 3.4.

The data block 4 is detailed in Table N1-36.

Langmuir probe results					
Filename: <i>DMT_N1_1143_<nnnnns>_<start_date>_<end_date>.DAT</i>					
Field number	Type	Array dim.	Size (bytes)	Unit	Description
Data header					
1	A10	1	10		Data type: "ISL BURST "
2	I*1	32	32		House-Keepings and Status (see DR1)
3	R*4	1	4	s	Time resolution
4	A5	1	5		Density unit: "cm ⁻³ "
5	A5	1	5		Temperature unit: "K "
6	A5	1	5		Potential unit: "V "
Plasma parameters					
7	R*4	1	4	cm ⁻³	Electron density
8	R*4	1	4	cm ⁻³	Ion density
9	R*4	1	4	K	Electron temperature
10	R*4	1	4	V	Plasma potential
11	R*4	1	4	V	Floating potential
12	R*4	1	4	V	Satellite potential

Block 4: ISL Burst results.

Langmuir probe data (APID 1144)Experiment: **ISL**.Data type: **Electron and ion densities, electron temperature and potentials**.

The level-1 file structure of "Langmuir probe data" is given in Table N1-37.

Time T_1				Time T_2				
block 1	block 2	block 3	block 4	block 1	block 2	block 3	block 4	...

Table N1-37. Structure of the "ISL Survey" data file.

The structures of the data blocks from 1 to 3 are detailed in section 3.4.

The data block 4 is detailed in Table N1-38.

Langmuir probe results					
Filename: DMT N1 1144 <nnnnns> <start_date> <end_date>.DAT					
Field number	Type	Array dim.	Size (bytes)	Unit	Description
Data header					
1	A10	1	10		Data type: "ISL SURVEY "
2	I*1	32	32		House-Keepings and Status (see DR1)
3	R*4	1	4	s	Time resolution
4	A5	1	5		Density unit: "cm ⁻³ "
5	A5	1	5		Temperature unit: "K "
6	A5	1	5		Potential unit: "V "
Plasma parameters					
7	R*4	1	4	cm ⁻³	Electron density
8	R*4	1	4	cm ⁻³	Ion density
9	R*4	1	4	K	Electron temperature
10	R*4	1	4	V	Plasma potential
11	R*4	1	4	V	Floating potential
12	R*4	1	4	V	Satellite potential

Block 4: ISL Survey results.

Exemples d’affichage et de sélection des données pour une demi-orbite donnée.

INPUT FILE SELECTION:

daction\PARTIE I\data_DMT_Aquila\data_origine_lues\DMT_N1_1144_20090304_101512_20090308_200403_lec.txt

BLOCKS TO PRINT:

☒ Block 1 ☒ Block 2 ☐ Block 3 ☐ Beginning of Block 4 ☐ Data of Block 4

PRINT DATA IN AN ASCII FILE: ☐ Yes ☐ No

Select the directory for the output data file

DATA DISPLAY PER PACKET:

Packet number :

```

Block1
=====
P = 0x37
nbd = 3420704
mls = 538976288
time 8244 11830 13360 13110 8224 8224 13878
orb = 14126
sorb = 13361
station = 7 10.
Soft version = *.*
Cal version = *.*

Block2
=====
Geocentric_lat = 1.35632e-019
Geocentric_long = 1.35701e-019
Altitude = 4.18876e-011
Local_Time = 2.38606e-006
Geomagnetic_lat = 1.35632e-019
Geomagnetic_long = 4.15344e-005
Mlt = 2.74368e-006
Invariant lat. = 1.35632e-019
Mc Ilwain param. = 1.01400e-008
Geocentric Lat. of the conjugate point = 6.48358e-010
Geocentric Long. of the conjugate point = 1.35632e-019
Geocentric Lat. of North conjugate point at 100km = 1.46706e-019
Geocentric Long. of North conjugate point at 100km = 6.86198e-007
Geocentric Lat. of South conjugate point at 100km = 2.38606e-006
Geocentric Long. of South conjugate point at 100km = 1.35675e-019
B0 = 6.44607e-010 4.22300e-005 1.35632e-019
Proton geofrequency = 2.62248e-009
Solar position (Geog) = 1.01402e-008 1.35632e-019 6.71355e-007
Soft version = *.*

```

INPUT FILE SELECTION:	
Browse	daction\PARTIE I\data_DMT_Aquila\data_origine_lues\DMT_N1_1144_20090304_101512_20090308_200403_lec.txt
BLOCKS TO PRINT:	
☐ Block 1	☐ Block 2
☒ Block 3	☒ Beginning of Block 4
☒ Data of Block 4	
PRINT DATA IN AN ASCII FILE:	
☐ Yes ☐ No	
Browse	Select the directory for the output data file
Compute	
DATA DISPLAY PER PACKET:	
Packet number :	6 Display << < > >>
<pre> Block3 ===== Msatgeog = 3.81769e-005 1.35632e-019 4.18849e-011 1.71557e-007 1.35632e-019 6.33750e-010 4.17287e-008 1.35632e-019 1.46696e-019 Mgeoggeom = 2.56439e-009 4.12402e-008 1.35688e-019 1.07223e-008 3.81769e-005 1.35632e-019 0.000175656 4.26372e-008 1.35632e-019 Attitude quality = 3338 Soft version = *.* Block4 ===== Data type = 09 3 4 1 HKs = 3020313520313920323239203234393836202020302020302034392E3531343420 Time resolution = 1.35632e-019 Density_unit = 4.61 Temperature_unit = 576 Potential_unit = 667 Electron density = 4.09701e-011 Ion density = 1.35632e-019 Electron temperature = 2.56376e-009 Plasma potential = 2.67017e-006 Floating potential = 1.35632e-019 Satellite potential = 1.53472e-019 </pre>	

Ion characteristics (APID 1139)Experiment: **IAP**.Data type: **ion density, temperature and velocity**.

The level-1 file structure of "Ion characteristics" is in Table N1-27.

Time T_1				Time T_2				
block 1	block 2	block 3	block 4	block 1	block 2	block 3	block 4	...

Table N1-27. Structure of the "IAP Burst" data file.

The structures of the data blocks from 1 to 3 are detailed in section 3.4.

The data block 4 is detailed in Table N1-28.

Density, temperature and velocity of low energy ions					
Filename: DMT_N1_1139_<nnnnns>_<start_date>_<end_date>.DAT					
Field number	Type	Array dim.	Size (bytes)	Unit	Description
Data header					
1	A10	1	10		Data type: "IAP BURST "
2	I*1	32	32		House-Keepings and Status (see DR1)
3	R*4	1	4	s	Time resolution
4	A6	1	6		Density unit: "cm ⁻³ "
5	A6	1	6		Temperature unit: "K "
6	A6	1	6		Velocity unit: "m/s "
7	A6	1	6		Potential unit: "V "
8	A6	1	6		Angle unit: "degree"
Density and temperature					
9	R*4	1	4	cm ⁻³	H+ density
10	R*4	1	4	cm ⁻³	He+ density
11	R*4	1	4	cm ⁻³	O+ density
12	R*4	1	4	K	Ions temperature
Plasma velocity					
13	R*4	1	4	ms ⁻¹	Ions velocity along the satellite Oz axis
14	R*4	1	4	degree	Angle between the ion velocity and –Oz axis of satellite
15	R*4	1	4	degree	Angle between projection of the ions velocity on the plane xOy and axis Ox of satellite
Satellite potential					
16	R*4	1	4	V	Satellite potential

Block 4: IAP Burst results.

INPUT FILE SELECTION:	
Browse	d:\action\PARTIE II\data_DMT_Aquila\data_origine_lues\DMT_N1_1139_20090313_095139_20090317_211816 lec.txt
BLOCKS TO PRINT:	
☒ Block 1	☒ Block 2 ☐ Block 3 ☐ Beginning of Block 4 ☐ Data of Block 4
PRINT DATA IN AN ASCII FILE:	
☐ Yes ☐ No	
Browse	Select the directory for the output data file
Compute	
DATA DISPLAY PER PACKET:	
Packet number :	6 Display I<< < > >>I
<pre> Block1 ===== P = 0x38 nbd 3354165 mls = 538976288 time 13620 14126 13875 13856 8224 8240 11832 orb = 12852 sorb = 12851 station = 0 0.56 Soft version = ** Cal version = ** Block2 ===== Geocentric_lat = 1.35632e-019 Geocentric_long = 6.33693e-010 Altitude = 4.36839e-005 Local_Time = 5.82776e-010 Geomagnetic_lat = 6.78675e-007 Geomagnetic_long = 2.38606e-006 Mlt = 1.35632e-019 Invariant lat. = 2.60799e-009 Mc Ilwain param. = 4.05233e-011 Geocentric Lat. of the conjugate point = 1.35632e-019 Geocentric Long. of the conjugate point = 0.000168999 Geocentric Lat. of North conjugate point at 100km = 4.18813e-011 Geocentric Long. of North conjugate point at 100km = 1.35632e-019 Geocentric Lat. of South conjugate point at 100km = 2.69501e-009 Geocentric Long. of South conjugate point at 100km = 4.18831e-011 B0 = 1.35632e-019 4.25849e-031 6.73484e-010 Proton geofrequency = 1.35688e-019 Solar position (Geog) = 1.56807e-019 6.59845e-007 2.38746e-006 Soft version = ** </pre>	

INPUT FILE SELECTION:	
Browse	daction\PARTIE II\data_DMT_Aquila\data_origine_lues\DMT_N1_1139_20090313_095139_20090317_211816_1ec.txt
BLOCKS TO PRINT:	
☐ Block 1	☐ Block 2
☒ Block 3	☒ Beginning of Block 4
☒ Data of Block 4	
PRINT DATA IN AN ASCII FILE:	
☐ Yes ☐ No	
Browse	Select the directory for the output data file
Compute	
DATA DISPLAY PER PACKET:	
Packet number :	6 Display << < > >>
<pre> Block3 ===== Msatgeog = 1.05468e-008 3.81769e-005 1.49184e-019 1.71532e-007 2.66574e-009 1.35632e-019 1.50084e-019 2.69484e-009 1.35632e-019 Mgeoggeom = 2.71522e-006 4.12566e-008 1.35632e-019 6.33764e-010 6.63570e-007 0.000166126 4.34221e-005 1.35632e-019 4.05627e-008 Attitude quality = 14641 Soft version = *.* Block4 ===== Data type = 2.30218 HKs = 20202020202D33323436352E39202020202D353738312E3235202020202D3134 Time resolution = 2.57894e-009 Density_unit = 8 5 Temperature_unit = 47.053 Velocity_unit = 0. Potential_unit = 824325 Angle_unit = 0.5 H+ density = 2.68501e-006 He+ density = 5.82533e-010 O+ density = 1.00147e-011 Ions temperature = 1.71564e-007 Ions velocity along Oz axis = 4.38990e-005 Angle (V, Oz) = 6.78704e-007 Angle (Vxy, Ox) = 6.56119e-007 Satellite Potential = 1.35632e-019 </pre>	

Ion characteristics (APID 1140)Experiment: **IAP**.Data type: **ion density, temperature and velocity**.

The level-1 file structure of "Ion characteristics" is given in Table N1-29.

Time T_1				Time T_2				
block 1	block 2	block 3	block 4	block 1	block 2	block 3	block 4	...

Table N1-29. Structure of the "IAP Survey" data file.

The structures of the data blocks from 1 to 3 are detailed in section 3.4.

The data block 4 is detailed in Table N1-30.

Density, temperature and velocity of low energy ions					
Filename: DMT N1 1140 < nnnnns > <start_date> <end_date>.DAT					
Field number	Type	Array dim.	Size (bytes)	Unit	Description
Data header					
1	A10	1	10		Data type: "IAP SURVEY "
2	I*1	32	32		House-Keepings and Status (see DR1)
3	R*4	1	4	s	Time resolution
4	A6	1	6		Density unit: "cm ⁻³ "
5	A6	1	6		Temperature unit: "K "
6	A6	1	6		Velocity unit: "m/s "
7	A6	1	6		Potential unit: "V "
8	A6	1	6		Angle unit: "degree"
Density and temperature					
9	R*4	1	4	cm ⁻³	H+ density
10	R*4	1	4	cm ⁻³	He+ density
11	R*4	1	4	cm ⁻³	O+ density
12	R*4	1	4	K	Ions temperature
Plasma velocity					
13	R*4	1	4	ms ⁻¹	Ions velocity along the satellite Oz axis
14	R*4	1	4	degree	Angle between the ion velocity and -Oz axis of satellite
15	R*4	1	4	degree	Angle between projection of the ions velocity on the plane xOy and axis Ox of satellite
Satellite potential					
16	R*4	1	4	V	Satellite potential

Block 4: IAP Survey results.

Annexe C Description des données auxiliaires

Description des paramètres d'orbite [Lagoutte et al., 2002]

Orbit ephemeris					
Filename : ORBIT_EPHEMERIS <start_date> <end_date>					
Field number	Type	Array dim.	Size (bytes)	Unit	Description
Standard CCSDS date					
1	I*1	1	1		P field (decimal value = 76)
2	I*3	1	3		Number of days from 01/01/1950
3	I*4	1	4		Number of milliseconds in the day
Time and orbit information					
4	I*2	7	14		UT time of the orbit parameters as : year, month, day, hour, minute, second, millisecond
5	I*2	1	2		Orbit number
6	I*2	1	2		Orbit sub-number (0 : downwards, 1 : upwards)
Satellite position and velocity					
7	R*4	3	12	m	Position in the geographic coordinate system
8	R*4	3	12	m/s	Velocity in the geographic coordinate system
9	R*4	3	12	m	Position in the VEIS coordinate system
10	R*4	3	12	m/s	Velocity in the VEIS coordinate system
Orbit parameters					
11	R*4	1	4	degree	Geocentric latitude (from -90° to +90°)
12	R*4	1	4	degree	Geocentric longitude (from 0° to +360°)
13	R*4	1	4	km	Altitude
14	R*4	1	4	hour	Local time of the first point of the data array (0, 24h)
Solar position					
15	R*4	3	12		Solar position, Xs, Ys, Zs in the geocentric coordinate system
Geomagnetic parameters					
16	R*4	1	4	degree	Geomagnetic latitude (-90°, +90°)
17	R*4	1	4	degree	Geomagnetic longitude (0°, +360°)
18	R*4	1	4	hour	Magnetic local time of the first point
19	R*4	1	4	degree	Invariant latitude (-90°, +90°)
20	R*4	1	4		Mc Ilwain parameter L (0, 999)
21	R*4	1	4	degree	Geocentric latitude of the conjugate point at the satellite altitude (-90°, +90°)
22	R*4	1	4	degree	Geocentric longitude of the conjugate point at the satellite altitude (0°, +360°)
23	R*4	1	4	degree	Geocentric latitude of North conjugate point at altitude 100 km (-90°, +90°)
24	R*4	1	4	degree	Geocentric longitude of North conjugate point at altitude 100 km (0°, +360°)
25	R*4	1	4	degree	Geocentric latitude of South conjugate point at altitude 100 km (-90°, +90°)
26	R*4	1	4	degree	Geocentric longitude of South conjugate point at altitude 100 km (0°, +360°)
27	R*4	3	12	nT	Components of the magnetic field model at the satellite point (satellite coordinate system)
28	R*4	1	4	Hz	Proton gyrofrequency at satellite point

Description of the 'ORBIT_EPHEMERIS' file.

Description des données d'attitude [Lagoutte et al., 2002]

Attitude					
Filename : <i>ATTITUDE</i> <start_date> <end_date>					
Field number	Type	Array dim.	Size (bytes)	Unit	Description
Standard CCSDS date					
1	I*1	1	1		P field (decimal value = 76)
2	I*3	1	3		Number of days from 01/01/1950
3	I*4	1	4		Number of milliseconds in the day
Time and quality information					
4	I*2	7	14		UT time of the attitude parameters as : year, month, day, hour, minute, second, millisecond
5	I*2	1	2		Orbit number
6	I*2	1	2		Orbit sub-number (0 : downwards, 1 : upwards)
7	I*2	1	2		Data quality : 0 : NOK 1 : OK 2 : interpolation
Quaternions					
8	R*4	4	16		Attitude quaternions in the J2000 coordinate system
Coordinate change matrices					
9	R*4	9	36		M _{satgeog} : Matrix from satellite coordinate system to geographic system
10	R*4	9	36		M _{geoggeom} : Matrix from geographic coordinate system to local geomagnetic coordinate system

Description of the 'ATTITUDE' file.

Contenu du fichier Evènements sismiques

READ DEMETER SEISMIC_EVENTS, V1.2

INPUT FILE SELECTION

Browse: C:\Users\Brahim\Desktop\these_correction\SEISMIC_EVENTS_20100228_184431_20100901_073253

OUTPUT DIRECTORY SELECTION

Browse: C:\Users\Brahim\Desktop\these_correction\

SELECTION TYPE

☒ time
☐ orbit
☐ geographic
☒ magnitude

TIME SELECTION

Start Time: YYYY MM DD HH MN SS
 End Time: YYYY MM DD HH MN SS

ORBIT SELECTION

Orbit (nnnnn.s)
 First Orbit:
 Last Orbit:

GEOGRAPHIC SELECTION

Lat. Min -90°
 Min. Latitude:
 Lat. Max +90°
 Max. Latitude:
 Long. Min 0°
 Min. Longitude:
 Long. Max 360°
 Max. Longitude:

MAGNITUDE SELECTION

Magnitude Min. (x.x)

 Magnitude Max. (x.x)

EARTHQUAKE GEOMAGNETIC PARAMETERS SELECTION

Earthquake coordinates

☒ Earthquake number
☒ Time of the processing
☒ UT time of the earthquake
☒ Geoc. latitude of the epicenter
☒ Geoc. longitude of the epicenter
☒ Magnitude
☒ Depth
☒ Determination quality index
☒ Determination origin

Geom. Param. at time of the earthquakes

☒ Geom. latitude
☒ Geom. longitude
☒ Magnetic local time
☒ Mc Ilwain parameter
☒ Geoc. lat. of the conjugate point
☒ Geoc. long. of the conjugate point
☒ Geoc. lat. of N. conj. point at the sat. altitude
☒ Geoc. long. of N. conj. point at the sat. altitude
☒ Geoc. lat. of S. conj. point at the sat. altitude
☒ Geoc. long. of S. conj. point at the sat. altitude

DEMETER orbits according to the earthquakes

☒ Orb. number at the earthquake time
☒ Orb. sub-number at the earthquake time
☒ Dist. epicenter - Sat. at the earthquake time
☒ Dist. conj. point of epicenter - Sat. at the earthquake time
☒ Dist. N. conj. point - Sat. at the earthquake time
☒ Dist. S. conj. point - Sat. at the earthquake time

Pre- and post-seismic information

☒ Orb. number at tm
☒ Orb. sub-number at tm
☒ Dist. (dm) Min. epicenter - satellite
☒ Time at dm
☒ Dist. (dmc) Min. conj. point of epicenter - satellite
☒ Time at dmc
☒ Dist. (dmcN) Min. N. conj. point of epicenter - satellite
☒ Time at dmcN
☒ Dist. (dmcS) Min. S. conj. point of epicenter - satellite
☒ Time at dmcS

Cancel Compute

Structure du fichier d'évènements sismiques [Lagoutte et al., 2002]

The seismic events file is organized by earthquake (magnitude greater than 5) and time.

<i>Earthquake time T_1</i>						<i>Earthquake time T_2</i>					
block 1	block 2	block 3	block 4_1	block 4_2	...	block 1	block 2	block 3	block 4_1	block 4_2	...

Structure of the 'SEISMIC EVENTS' file.

Four different blocks are defined

Block number	Data description
1	Earthquake coordinates for magnitude (mag) greater than 5.
2	Geomagnetic parameters at time of the earthquakes; The model of Earth magnetic field used to compute the geomagnetic parameters is IGRF2000.
3	DEMETER orbits according to the earthquakes, direct distances between epicenter and orbit.
4	Pre- and post-seismic information; The minimum distances are computed for every earthquake within the following parameters : - direct distance between epicenter and orbit lower than 2000 km, - time interval [-6, +2] months for earthquake with $\text{mag} \geq 7$, - time interval [-3, +2] months for earthquake with $6 \leq \text{mag} < 7$, - time interval [-1, +2] months for earthquake with $5 \leq \text{mag} < 6$.

Block type description of the 'SEISMIC EVENTS' file.

Description du fichier des évènements sismiques [Lagoutte et al., 2002]

Seismic events : Earthquake geomagnetic parameters					
Filename : <i>SEISMIC_EVENTS</i> <start_date> <end_date>					
Field number	Type	Array dim.	Size (bytes)	Unit	Description
Block 1 : Earthquake coordinates					
1	I*2	1	2		Earthquake number
2	I*2	6	12		Time of the earthquake processing update as : year, month, day, hour, minute, second
3	I*2	6	12		UT time of the earthquake as : year, month, day, hour, minute, second
4	R*4	1	4	degree	Geocentric latitude of the epicenter (from -90° to +90°)
5	R*4	1	4	degree	Geocentric longitude of the epicenter (from 0° to 360°)
6	R*4	1	4		Magnitude
7	R*4	1	4	km	Depth
8	A1	1	1		Determination quality index (a letter, "X" if not defined)
9	A1	1	1		Determination origin (a letter)
Block 2 : Geomagnetic parameters at time of the earthquakes					
10	R*4	1	4	degree	Geomagnetic latitude (from -90° to +90°)
11	R*4	1	4	degree	Geomagnetic longitude (from 0° to 360°)
12	R*4	1	4	hour	Magnetic local time
13	R*4	1	4		Mc Ilwain parameter L
14	R*4	1	4	degree	Geocentric latitude of conjugate point (from -90° to +90°)
15	R*4	1	4	degree	Geocentric longitude of conjugate point (from 0° to 360°)
16	R*4	1	4	degree	Geocentric latitude of North conjugate point at the satellite altitude (from -90° to +90°)
17	R*4	1	4	degree	Geocentric longitude of North conjugate point at the satellite altitude (from 0° to 360°)
18	R*4	1	4	degree	Geocentric latitude of South conjugate point at the satellite altitude (from -90° to +90°)
19	R*4	1	4	degree	Geocentric longitude of South conjugate point at the satellite altitude (from 0° to 360°)
Block 3 : DEMETER orbits according to the earthquakes					
20	I*2	1	2		Orbit number at the earthquake time
21	I*2	1	2		Orbit sub-number (0 : downwards, 1 : upwards)
22	R*4	1	4	km	Distance d ₁ between the epicenter and the satellite at the earthquake time
23	R*4	1	4	km	Distance d ₂ between the conjugate point of the epicenter and the satellite at the earthquake time
24	R*4	1	4	km	Distance d ₃ between the North conjugate point at the satellite altitude (800 km) and the satellite at the earthquake time
25	R*4	1	4	km	Distance d ₄ between the South conjugate point at the satellite altitude (800 km) and the satellite at the earthquake time
26	I*2	1	2		Number of blocks 4

					Block 4 : Pre- and post-seismic information
27	I*2	1	2		Orbit number at the time t_m
28	I*2	1	2		Orbit sub-number (0 : downwards, 1 : upwards)
29	R*4	1	4	km	Distance minimum d_m between the epicenter and the satellite (< 2000 km)
30	I*2	6	12		Time t_m (UT) when the satellite is at the distance d_m as year, month, day, hour, minute, second
31	R*4	1	4	km	Distance minimum d_{mc} between the conjugate point of the epicenter and the satellite (< 2000 km)
32	I*2	6	12		Time t_{mc} (UT) when the satellite is at the distance d_{mc} as year, month, day, hour, minute, second
33	R*4	1	4	km	Distance minimum d_{mcN} between North conjugate point at the satellite altitude (750 km) and the satellite
34	I*2	6	12		Time t_{mcN} (UT) when the satellite is at the distance d_{mcN} as year, month, day, hour, minute, second
35	R*4	1	4	km	Distance minimum d_{mcS} between South conjugate point at the satellite altitude (750 km) and the satellite
36	I*2	6	12		Time t_{mcS} (UT) when the satellite is at the distance d_{mcS} as year, month, day, hour, minute, second

Block description of the 'SEISMIC EVENTS' file.

Annexe D Rappel sur la transformée en ondelettes continue

La transformée en ondelettes est donnée par le produit de convolution du signal f par l'ondelette analysante $\psi(1)$.

$$Wf(t,a) \equiv f * \psi_a(t) \quad (C.1)$$

Où $\psi_a(t) = a^{-1} \psi(t/a)$, t représente le temps, et $a > 0$ est le paramètre de dilatation.

Rappel sur les propriétés de la transformée en ondelettes continue

Une fonction dite "ondelette" ; doit satisfaire un certain nombre de propriétés [Daubechies, 1992 et Mallat, 2000]:

- La conservation de l'énergie empêche toute perte d'informations entre la fonction et sa transformée ; ce qui permet la reconstruction du signal initial à partir de l'inversion.

$$\int |f(t)|^2 dx = \iint |Wf(a,b)|^2 \frac{1}{a^2} da db \quad (C.2)$$

- La transformée en ondelettes est linéaire (C.3) , invariante en translation (C.4) et dilatation (C.5).

$$W(\alpha f_1 + \beta f_2) = \alpha Wf_1 + \beta Wf_2, \quad (\alpha, \beta) \in \mathbb{C}^2, (f_1, f_2) \in L^2(\mathbb{R})^2 \quad (C.3)$$

$$W(\tau_b f)(a,b) = Wf(a, b - b') \quad (C.4)$$

$$W(\delta_k f)(a,b) = Wf(ka, kb) \quad (C.5)$$

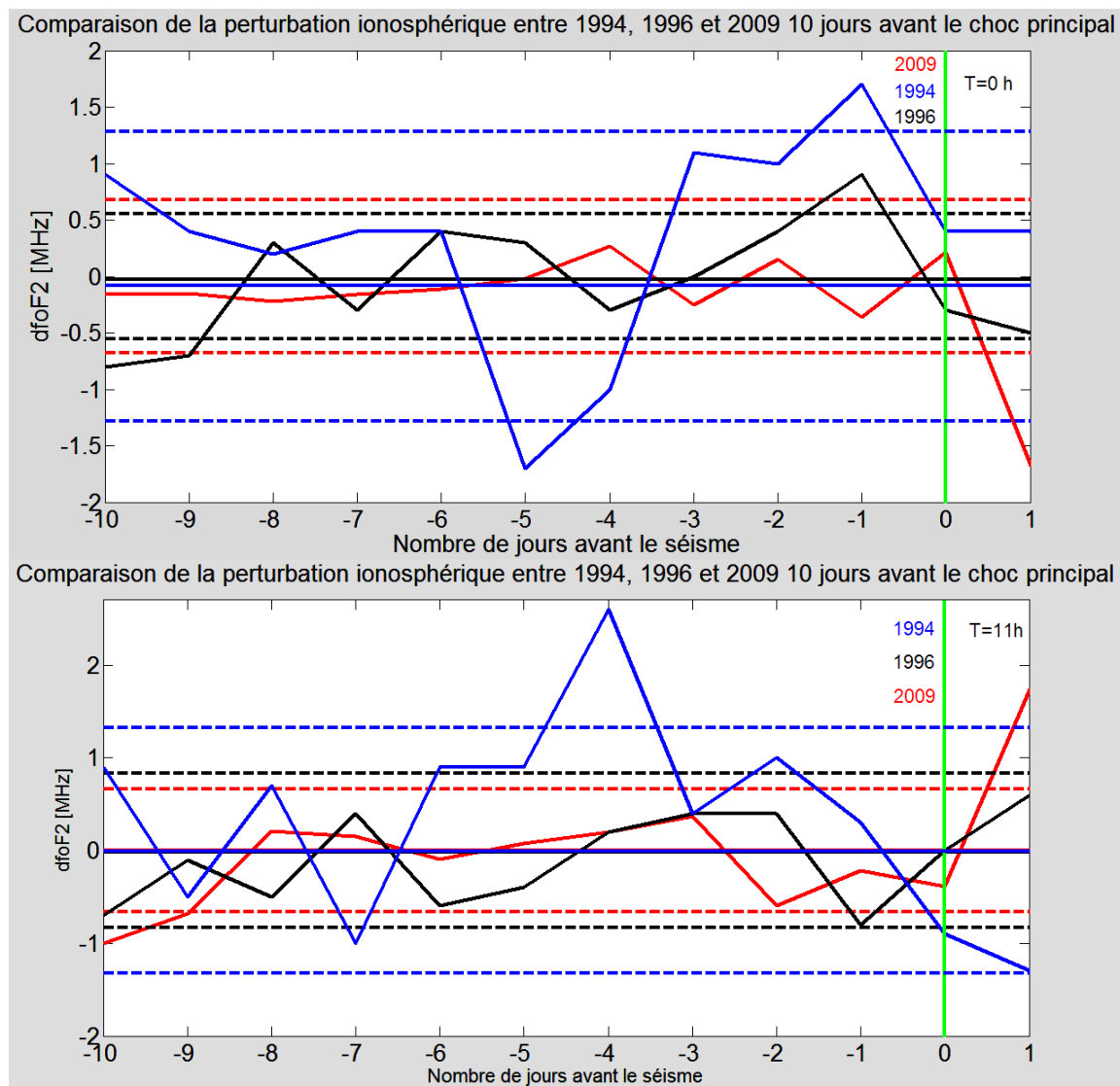
Annexe E Description d'un fichier de données d'une ionosonde

Organisation des données de la fréquence critique de la densité ionosphérique de la couche F2, fourni par le site web : <http://spidr.ngdc.noaa.gov/spidr/>

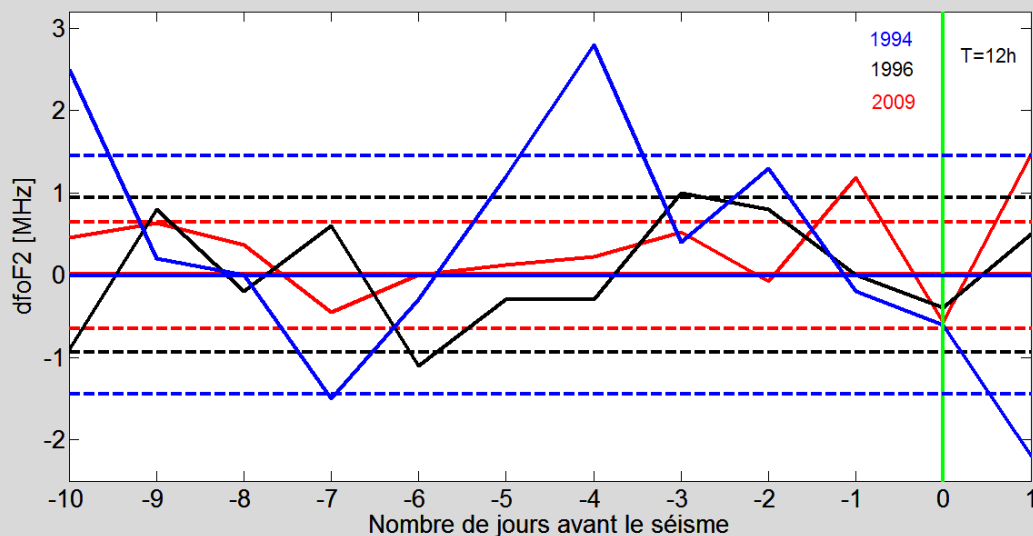
```
#Spidr data output file in ASCII format created at 2011-09-21 11:02
#GMT time is used
#
#
#-----
#>
#Element: foF2
#Description: F2 layer critical frequency
#Measure units: MHz
#Origin:
#Station code: R0041
#Station name: Rome (R0041)
#Sampling: 1 hour
#Missing value: 9999.0
#>
#yyyy-MM-dd HH:mm value qualifier description
2008-01-27 00:00 3.08 "" "_Interpolated_"
2008-01-27 01:00 3.00 "" "_Interpolated_"
2008-01-27 02:00 3.02 "" "_Interpolated_"
2008-01-27 03:00 2.81 "" "_Interpolated_"
2008-01-27 04:00 3.30 "" "_Interpolated_"
2008-01-27 05:00 3.14 "" "_Interpolated_"
2008-01-27 06:00 3.54 "" "_Interpolated_"
2008-01-27 07:00 3.97 "" "_Interpolated_"
2008-01-27 08:00 4.16 "" "_Interpolated_"
2008-01-27 09:00 4.79 "" "_Interpolated_"
2008-01-27 10:00 5.48 "" "_Interpolated_"
2008-01-27 11:00 4.96 "" "_Interpolated_"
2008-01-27 12:00 4.75 "" "_Interpolated_"
2008-01-27 13:00 4.85 "" "_Interpolated_"
2008-01-27 14:00 5.34 "" "_Interpolated_"
2008-01-27 15:00 4.77 "" "_Interpolated_"
2008-01-27 16:00 3.71 "" "_Interpolated_"
2008-01-27 17:00 3.00 "" "_Interpolated_"
2008-01-27 18:00 3.42 "" "_Interpolated_"
```

Annexe F Variation de la déviation de $foF2$ 10 jours avant le 6 avril

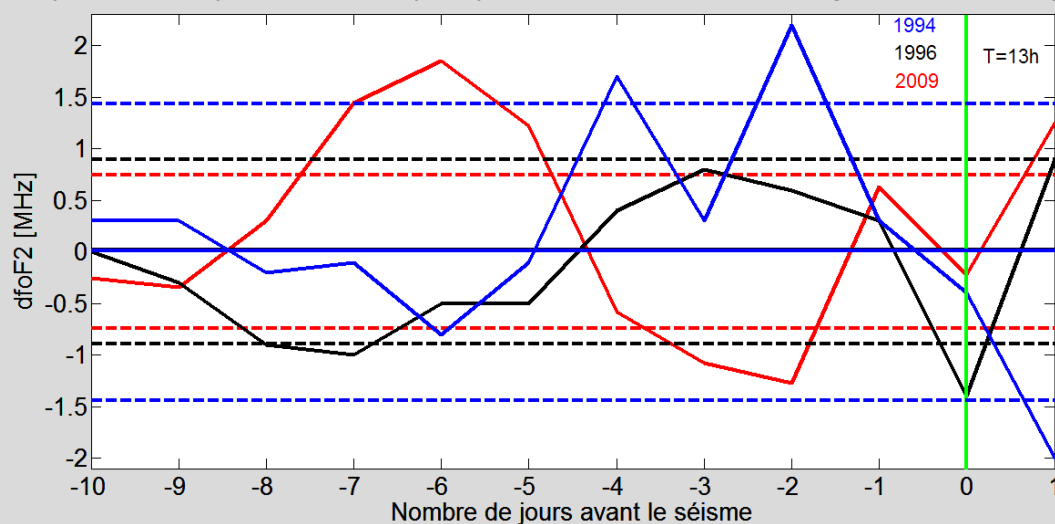
Les figures ci-après montrent la variation de ($\Delta foF2$) pendant les 10 jours précédant les séismes, pendant la préparation du séisme ainsi qu'en période de calme sismique avec absence et présence de l'activité solaire, simultanément.



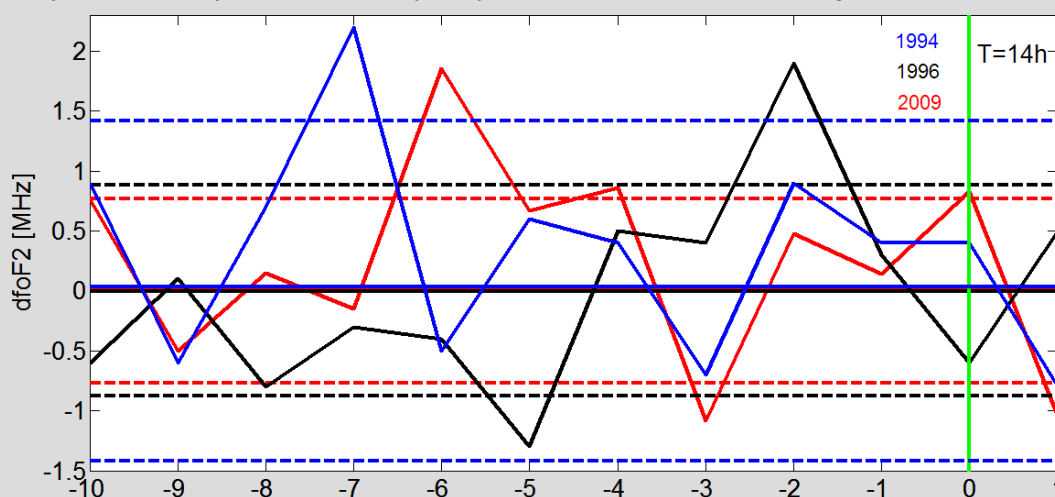
Comparaison de la perturbation ionosphérique entre 1994, 1996 et 2009 10 jours avant le choc principal



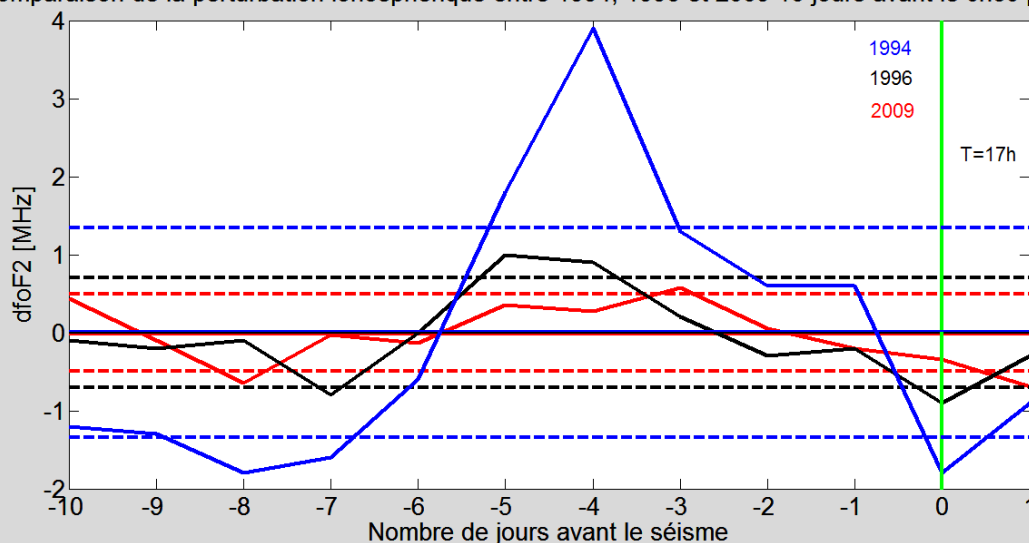
Comparaison de la perturbation ionosphérique entre 1994, 1996 et 2009 10 jours avant le choc principal



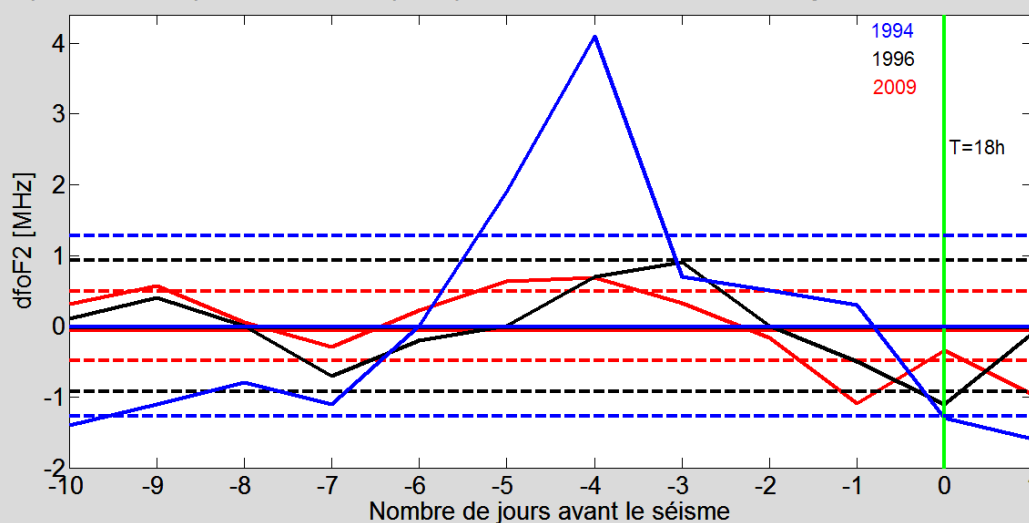
Comparaison de la perturbation ionosphérique entre 1994, 1996 et 2009 10 jours avant le choc principal



Comparaison de la perturbation ionosphérique entre 1994, 1996 et 2009 10 jours avant le choc principal



Comparaison de la perturbation ionosphérique entre 1994, 1996 et 2009 10 jours avant le choc principal



Comparaison de la perturbation ionosphérique entre 1994, 1996 et 2009 10 jours avant le choc principal

