

UNIVERSITÉ DE NANTES
UFR SCIENCES ET TECHNIQUES

ÉCOLE DOCTORALE
SCIENCES POUR L'INGÉNIEUR, GÉOSCIENCES, ARCHITECTURE

N° attribué par la bibliothèque

Année 2009

--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--

Observations GPS et retards troposphériques :
modélisations et application aux effets de
surcharge océanique dans l'Ouest de la France

THÈSE DE DOCTORAT

Discipline : géophysique

Spécialité : géodésie

Présentée et soutenue publiquement par

François FUND

le 18 décembre 2009, devant le jury ci-dessous

Président	M. Laurent POLIDORI	L2G, CNAM-ESGT, Le Mans
Rapporteurs	M. Richard BIANCALE	CNES, Toulouse
	M. Pierre BRIOLE	Laboratoire de Géologie, ENS, Paris
Examineurs	M. Pascal GEGOUT	Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse
	M. Jean BERTERRECHE (invité)	Ordre des Géomètres-Experts, Paris
	M. Johannes BOEHM (invité)	TU Vienna, Vienne, Autriche

Directeur de thèse : M. Antoine MOCQUET, LPGN, Nantes

Co-encadrant de thèse : M. Laurent MOREL, L2G, CNAM-ESGT, Le Mans

ED :

Remerciements

Dans un premier temps, je tiens à remercier chaleureusement mon directeur de thèse Antoine Mocquet et mon co-encadrant Laurent Morel sans qui cette thèse ne se serait sûrement pas passée dans d'aussi bonnes conditions. Même si Antoine ne pouvait pas être présent au quotidien, les rencontres régulières que nous avons eu ont toujours été profitables tant sur le plan scientifique que psychologique. Cette capacité à motiver et son expérience des thèses font de lui un directeur vraiment formidable que je n'oublierai pas. Je félicite Laurent pour n'avoir eu de cesse de consacrer son temps et son énergie à me soutenir. Son écoute quasi-quotidienne de mes problèmes et interrogations m'aura largement aidé à aller de l'avant et à ne pas me sentir isolé. Cet appui permanent fait de Laurent un encadrant unique et exemplaire que je recommande à tout point de vue... Ainsi, les personnalités et les efforts conjugués d'Antoine et de Laurent auront été fondamentaux pour achever correctement mes études, me former à la recherche et respecter les délais de ces trois années.

Je tiens également à remercier tous les autres acteurs essentiels de la thèse. A savoir l'Ordre des Géomètres-Experts et la région des Pays-De-La-Loire pour leur soutien financier, ainsi que Richard Biancale, Pierre Briole, Pascal Gegout, Laurent Polidori, Jean Berterreche et Johannes Boehm pour l'évaluation de mes travaux.

Bien sûr, je n'oublie pas non plus tous les autres membres du Laboratoire de Géodésie et Géophysique de l'ESGT qui auront su m'aider de près ou de loin à me faire passer trois sympathiques années à leurs côtés. J'ai une pensée particulière pour Joëlle et Stéphane qui auront su se rendre disponibles pour nourrir des discussions scientifiques toujours constructives. Mais d'une manière générale, je tiens à remercier aussi Alain, Benoît, Élisabeth, Éric, Jean-Michel et José pour toute la bonne humeur que j'ai pu partager avec eux.

J'étends aussi mes remerciements à l'ensemble du personnel de l'ESGT qui a évidemment contribué à mon épanouissement durant ces trois années de thèse mais aussi durant mes trois années d'élève ingénieur. Je doute que l'on puisse trouver meilleure ambiance pour accomplir six années d'études...

Résumé

L'Ouest de la France est soumis à des déplacements lithosphériques dont l'une des origines est la marée océanique. Les effets sont notamment importants dans le Finistère et dans la baie du Mont-Saint-Michel, où les coefficients des marées sont parmi les plus élevés dans le monde. Ces déplacements périodiques qui sont observés aussi bien dans la direction verticale qu'horizontale, affectent la lithosphère continentale sur de grandes longueurs d'onde. Les déplacements du sol peuvent atteindre des amplitudes de l'ordre de 2 cm au Mans et jusqu'à 10 cm à Brest. Aujourd'hui, le développement des réseaux GPS temps réel permanents comme TERIA complète les réseaux permanents existants et représente un outil indispensable pour l'observation précise des déplacements d'origine crustale. La densité géographique de ces réseaux, mais aussi la quantité des données enregistrées depuis leurs mises en place, permettent d'ores et déjà d'entamer des recherches prometteuses dans ce sens.

Néanmoins, il s'avère que pour le positionnement GPS la composante verticale est moins bien déterminée que les composantes horizontales. Parmi les sources générant cette dégradation, on peut citer, au-delà de la couverture des satellites, les problèmes liés à la traversée de la troposphère par les signaux GPS. Les observations GPS doivent donc être corrigées avec une précision meilleure que 5 mm pour obtenir un positionnement vertical d'une précision millimétrique. Les recherches menées par la communauté internationale depuis quelques décennies ont permis d'aboutir à différentes solutions. La première partie de la thèse, à caractère principalement bibliographique, présente les modèles les plus récents pour chaque paramètre influant sur la correction troposphérique. Elle se poursuit par des comparaisons des produits les plus récents et par une étude d'impact sur l'estimation des hauteurs d'un réseau GPS européen. Le logiciel libre GAMIT/GlobK, développé par le Massachusetts Institute of Technology, Harvard, USA, est utilisé pour le traitement des données.

Classiquement, les observations GPS sont corrigées des effets de surcharge et malgré les progrès de la recherche dans la modélisation des déplacements occasionnés, il reste de fortes incertitudes dans certaines régions du monde. Un des objectifs de la deuxième partie de ce travail est d'apporter une validation du modèle de marée océanique FES2004 dans l'Ouest de la France. Les travaux présentés utilisent un maximum de données (jusqu'à 6 ans) et une couverture géographique dense (jusqu'à 60 sites). Ils s'appuient sur des recherches menées précédemment dans la même zone en 2004 par le Laboratoire de Géomatique et de Géodésie de l'ESGT notamment. Ces nouveaux résultats permettent d'observer entre autres les déplacements à grande longueur d'onde causés par les éléments de l'orbite terrestre (180 jours de période environ), lunaire (15 à 30 jours environ) et de séparer un maximum d'ondes diurnes et semi-diurnes. Les impacts des corrections troposphériques sur l'évaluation de ces ondes par rapport au modèle FES2004 sont étudiés, tout comme l'apport de la correction des effets de surcharge atmosphérique.

Enfin la dernière partie dresse des résultats préliminaires sur des perspectives de travail pouvant être menées sur la troposphère. Une discussion sur d'autres travaux à mener sur les effets de surcharge océanique est aussi présentée.

Abstract

The West of France is affected by lithospheric displacements induced by ocean tide loadings. The effects are particularly large in the Finistere and in the Mont-Saint-Michel bay where tidal coefficients are among the largest in the world. These periodic displacements can be observed both on the vertical and on the horizontal components. They have an impact at a large wavelength scale. Displacements have amplitudes of 2 cm in Le Mans and 10 cm in Brest. The real time permanent GPS networks which are currently installed, like TERIA, improve the density and amount of data of the current ones and thus improve the accuracy of tidal displacement observations on a regional scale.

However, heights estimated by GPS are not as well determined as horizontal displacements. Major sources of errors are the satellite sky coverage and the accuracy of tropospheric delay corrections. GPS observations need to be *a priori* corrected at a 5 mm level in order to obtain an accuracy of height estimates at the millimeter level. Research conducted by the international community for many decades offer many products and model to correct from tropospheric delays. In a first part, current models of all parameters that might have an impact on the results are presented. This part is followed by comparisons of these current models and by an impact study on height estimates on a European network scale. Data are processed using the GAMIT/GlobK software developed at the Massachusetts Institute of Technology, Harvard, USA.

In a classical way, GPS observations are corrected from tidal loading effects and despite of research progress in modeling displacements, some areas in the world suffer from a lack of accuracy. The second part of this work presents a validation of the FES2004 model in the West of France. All the available data (till 6 years) are used with a dense coverage (till 60 sites). The results supplement and refine the preliminary results of a GPS campaign conducted in this area in 2004 by different laboratories like the Laboratoire de Géodésie et Géomatique of the ESGT. Displacements are observed on a large wavelength scale. Both terrestrial (~180 days) and lunar (~15 days and ~30 days) orbital components are observed and diurnal and semi-diurnal waves are well discriminated. The impacts of tropospheric models and atmospheric tides are also studied on diurnal and semi-diurnal waves.

The final part of the manuscript presents some preliminary results about prospects on tropospheric delays and a discussion about future works on ocean tides is presented.

Table des matières

SIGLES ET ACRONYMES	9
PRÉAMBULE	11
I. INTRODUCTION	15
I.1. RAPPELS SUR LES OBSERVATIONS GPS ET LA SURCHARGE OCÉANIQUE.....	15
I.1.1. <i>Les observations GPS</i>	15
I.1.2. <i>Perturbations instrumentales et externes des observations GPS</i>	17
I.1.3. <i>Les effets de marée</i>	27
I.2. PROBLÉMATIQUES DE LA THÈSE.....	32
I.2.1. <i>Les biais instrumentaux</i>	32
I.2.2. <i>La propagation des signaux</i>	34
I.2.3. <i>Les effets de surcharge</i>	34
II. LES EFFETS TROPOSPHÉRIQUES	37
II.1. LA RÉFRACTION ATMOSPHÉRIQUE	37
II.1.1. <i>Propriétés physico-chimiques de la troposphère</i>	37
II.1.2. <i>Modélisation de l'indice de réfraction</i>	40
II.1.2.1. Introduction	40
II.1.2.2. Historique	41
II.2. MODÉLISATIONS ET TRAITEMENTS NUMÉRIQUES DE LA TROPOSPHÈRE POUR LE POSITIONNEMENT PAR GPS	46
II.2.1. <i>Modélisation des retards a priori au zénith à partir de donnée sol</i>	46
II.2.1.1. Contribution hydrostatique	47
II.2.1.2. Contribution humide.....	49
II.2.1.3. Synthèse.....	50
II.2.2. <i>Les données et modèles météorologiques</i>	52
II.2.2.1. Les données de radiosondages.....	52
II.2.2.2. Les modèles numériques de prévision météorologique 3D.....	53
II.2.2.3. Les stations météorologiques.....	55
II.2.2.4. Le modèle « Standard Pressure and Temperature » (SPT)	56
II.2.2.5. Les modèles « University du New Brunswick » (UNB).....	57
II.2.2.6. Le modèle « Global Pressure and Temperature » (GPT)	59
II.2.3. <i>Les fonctions de projection troposphériques</i>	61
II.2.3.1. La « Niell Mapping Function » (NMF)	63
II.2.3.2. L'« Isobaric Mapping Function » (IMF).....	66
II.2.3.3. La « Vienna Mapping Function » (VMF).....	69
II.2.3.4. La « Global Mapping Function » ou GMF	73
II.2.3.5. Vers une fonction de projection dépendante de l'azimut ?	73
II.2.4. <i>Quid des contraintes spatiales ?</i>	75
II.3. COMPARAISONS ENTRE DONNÉES ET MODÈLES.....	77
II.3.1. <i>Impacts des modèles d'indice de réfraction</i>	78
II.3.2. <i>Problématique de la pression partielle de vapeur d'eau</i>	83
II.3.3. <i>ZHD et ZWD calculés à partir de données au sol</i>	85
II.3.3.1. Impacts des observations météorologiques locales	85
II.3.3.2. Impacts des modèles zénithaux.....	92
II.3.4. <i>ZHD de VMF1</i>	101
II.3.5. <i>ZHD et ZWD calculés par intégration des modèles ERA</i>	112
II.3.6. <i>Comparaison des données de VMF1-grille et des modèles empiriques</i>	118
II.3.7. <i>Impacts des ZHD a priori et des fonctions de projection sur la détermination de la hauteur et des ZTD dans un traitement GPS régional</i>	122

III. OBSERVATION DES EFFETS DE SURCHARGE OCÉANIQUE DANS L'OUEST DE LA FRANCE	145
III.1. PRÉSENTATION DE L'ÉTUDE	147
III.1.1. Les réseaux et les données	147
III.1.2. Paramétrage des calculs GPS.....	151
III.1.3. Ondes de surcharge étudiées.....	152
III.1.4. Options de calculs pour l'estimation des ondes de marée par t-tide.....	153
III.2. DISCUSSIONS À PROPOS DU RATTACHEMENT À L'ITRF	156
III.2.1. Nécessité du rattachement à l'ITRF2005.....	156
III.2.2. Implication des mouvements du géocentre liés à la surcharge océanique.....	157
III.2.3. Stratégie de rattachement.....	158
III.2.4. Rattachement régional : impact de la pondération des hauteurs.....	159
III.2.5. Impact du nombre de paramètres de transformation estimés	162
III.3. OBSERVATION DE LA SURCHARGE ET ÉVALUATION DE FES2004	164
III.3.1. Amplitudes de FES2004 dans l'Ouest de la France.....	164
III.3.2. RMS et analyse spectrale des paramètres de transformation	169
III.3.3. Analyse globale	171
III.3.4. Analyse spatiale	173
III.4. IMPACTS DU CHOIX DES MODÈLES TROPOSPHÉRIQUES A PRIORI ET DE LA SURCHARGE ATMOSPHERIQUE	181
III.4.1. Impacts des modèles troposphériques.....	181
III.4.2. Impacts de la surcharge atmosphérique.....	191
III.5. DISCUSSION	196
IV. PERSPECTIVES	201
IV.1. VERS UNE AMÉLIORATION DES MODÈLES TROPOSPHÉRIQUES ?.....	201
IV.1.1. Analyse spectrale des données troposphériques de l'ECMWF	201
IV.1.1.1. Les ZHD a priori	201
IV.1.1.2. Les fonctions de projection	203
IV.1.2. Une proposition d'extension de la modélisation empirique	206
IV.1.3. Quid des interpolations spatiales et temporelles des données de l'ECMWF ?	211
IV.2. VERS UNE FONCTION DE PROJECTION DÉPENDANTE DE L'ÉLÉVATION ET DE L'AZIMUT ?	212
IV.2.1. Concepts.....	212
IV.2.2. Résultats préliminaires.....	212
IV.2.3. Optimisation de la modélisation des fonctions de projection.....	215
IV.3. A PROPOS DE LA SURCHARGE OCÉANIQUE	218
CONCLUSION.....	221
RÉFÉRENCES.....	225
LISTE DES FIGURES	233
LISTE DES TABLEAUX	239
ANNEXE A. CONCEPTS D'ESTIMATION STATISTIQUE DES RETARDS TROPOSPHÉRIQUES DANS LE TRAITEMENT PAR GAMIT	243
ANNEXE B. PRÉSENTATION DE L'ESTIMATION DES COMPOSANTES DE SURCHARGE OCÉANIQUE PAR LE LOGICIEL T-TIDE.....	249
ANNEXE C. CARTES DES ÉCARTS ENTRE LES ESTIMATIONS GPS DE LA SURCHARGE OCÉANIQUE ET LE MODÈLE FES2004.....	257

Sigles et acronymes

ANU	Australian National University
CNAM	Conservatoire National des Arts et Métiers
CNES	Centre National d'Études Spatiales
DGPS	Differential GPS
ECMWF	European Center for Medium Range Weather Forecast
ENS	École Normale Supérieure
EOP	Earth Orientation Parameter
EPN	European Permanent Network
ERS	European Remote-sensing Satellite
ESGT	École Supérieure des Géomètres et Topographes
EUREF	European Reference Frame
GAMIT	GPS Analysis at the Massachusetts Institute of Technology
GDR	Groupe De Recherche
GlobK	Global Kalman filter
GMF	Global Mapping Function
GNSS	Global Navigation Satellite System
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GPS	Global Positioning System
GPT	Global Pressure and Temperature
GRGS	Groupe de Recherche en Géodésie Spatiale
HR	Humidité relative
IAG	International Association of Geodesy
IERS	International Earth Rotation and reference systems Service
IGN	Institut Géographique National
IMF	Isobaric Mapping Function
IMRF	International Magnetic Reference Field
ITRF	International Terrestrial Reference Frame
IUGG	International Union of Geodesy and Geophysics
L2G	Laboratoire de Géodésie et Géomatique
LPGN	Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de l'université de Nantes
MAD	Medium Absolute Deviation
MF	Mapping Function

MIT	Massachusetts Institute of Technology
MOPS	Minimum Operational Performance Standards
MPM	Millimeter-wave Propagation Model
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NCEP	National Center for Earth Prediction
NCSCAT	NASA Scatterometer
NMF	Niell Mapping Function
OGE	Ordre des Géomètres-Experts
OMP	Observatoire Midi-Pyrénées
OTL	Ocean Tide Loading
PCV	Phase Center Variations
PWL	Piece-Wise Linear
RENAG	Réseau National GPS
RGP	Réseau GPS Permanent
RINEX	Receiver Independant Exchange Format
RMS	Root Mean Square
SHD	Slant Hydrostatic Delay
SPT	Standard Pressure and Temperature
STD	Slant Total Delay
SWD	Slant Wet Delay
UNB	Université du New-Brunswick
TEC	Total Electron Content
STEC	Slant Total Electron Content
VLBI	Very Long Base Interferometry
VMF	Vienna Mapping Function
VZHD	Vienna Zenith Hydrostatic Delay
WAAS	Wide Area Augmentation System
ZHD	Zenith Hydrostatic Delay
ZTD	Zenith Total Delay
ZWD	Zenith Wet Delay

Préambule

Les Conventions IERS (International Earth Rotation and reference systems Service) de 2003 (McCarthy and Petit, 2004) dressent un inventaire des phénomènes naturels et périodiques à corriger lors du traitement d'observations géodésiques spatiales et terrestres. Elles recommandent dans chaque cas l'usage de modèles adaptés. A propos des phénomènes de surcharge, il est d'usage de corriger les observations des déplacements périodiques induits par les marées terrestres, polaires, océaniques et atmosphériques dans le but d'obtenir des séries temporelles de positions « libérées » de ces phénomènes naturels. L'enjeu global de la communauté scientifique est d'obtenir des séries temporelles corrigées d'un maximum de perturbations connues afin d'aider leur interprétation et optimiser la réalisation de l'International Terrestrial Reference Frame (ITRF ; Altamimi et al., 2007).

Les corrections systématiques des phénomènes périodiques permettent d'isoler les mouvements intrinsèques des sites. Ceci permet alors d'étudier des mouvements sur une échelle temporelle plus importante comme le rebond post-glaciaire (King et al. 2009) ou d'autres effets de surcharge comme ceux dus à l'hydrologie ou aux courants océaniques. Concernant la surcharge océanique, les Conventions IERS de 2003 recommandent de corriger les 11 ondes principales tandis que leurs mises à jour régulières sur Internet, mais non-officielles, recommandent d'augmenter le nombre d'ondes à utiliser afin de décrire au mieux le spectre des marées océaniques. Les déplacements servant aux corrections sont calculés par convolution d'un modèle de marées océaniques avec la fonction de Green représentative de l'intérieur de la Terre. Un modèle de marées adapté à la région étudiée est généralement utilisé. Penna et al. (2007) montrent que les erreurs de modélisation des ondes de marée entraînent une augmentation du bruit résiduel dans les séries de coordonnées calculées avec des sessions d'une durée de 24h ainsi qu'une covariance entre les composantes de position. Par exemple, ils observent que les défauts d'une modélisation des déplacements horizontaux se répercutent intégralement dans les estimations de la hauteur. Par conséquent, la communauté scientifique internationale est sensible à l'amélioration de la qualité des modèles de surcharge océanique afin de réduire ces phénomènes perturbateurs. King et al. (2009) notent que le défi à relever est l'obtention d'une précision sur les déplacements de surcharge océanique de l'ordre de 0,1 mm.

Dans l'Ouest de la France, les ondes de marée sont parmi les plus importantes du monde. Par exemple, l'onde semi-diurne principale, M2, atteint une amplitude de 4 m dans la baie du Mont-St-Michel et la somme des ondes occasionne un marnage d'environ 11 m lors des marées d'équinoxe. La figure i montre les déplacements occasionnés par l'onde M2 au voisinage de l'Ouest de la France d'après le modèle FES2004 (Lyard et al., 2006). D'après ce modèle les déplacements moyens dans l'Ouest de la France peuvent atteindre près de 10 mm dans le plan horizontal et près de 50 mm suivant la verticale !

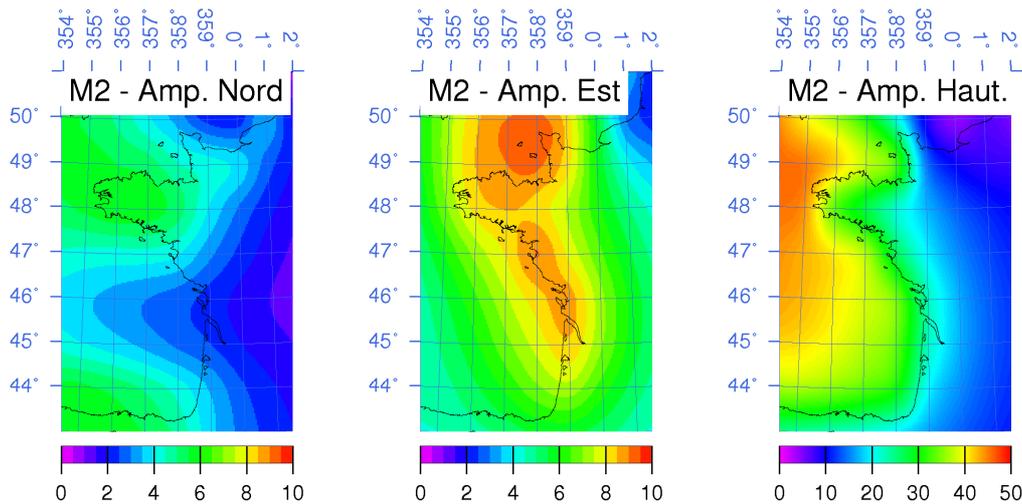


Figure i. Amplitudes en mm des déplacements occasionnés par l'onde M2 dans l'Ouest de la France d'après le modèle FES2004 : à gauche les déplacements de la composante Nord, au milieu, ceux de la composante Est et à droite, ceux de la composante de hauteur.

En 2004, une campagne GPS a été menée dans le cadre du GDR Géodésie Géophysique (G2) avec la collaboration de plusieurs équipes nationales dont le Laboratoire de Géodésie et Géomatique (L2G de l'École Supérieure des Géomètres et Topographes, ESGT, du Mans) afin d'évaluer précisément la qualité des différents modèles de marées dans l'Ouest de la France. Les travaux, détaillés dans Melachroinos (2007), Melachroinos et al. (2008) et Vergnolle et al. (2008), confirment l'adéquation de FES2004 à l'Ouest de la France, mais ils étaient limités à une douzaine de sites installés sur la côte Nord de la Bretagne pendant une centaine de jours seulement, si bien que seules les ondes M2, S2, N2 et K1 ont pu être analysées. Depuis, les réseaux permanents français se sont considérablement développés. Le Réseau GPS Permanent (RGP) est présent dans l'Ouest de la France depuis 1998. Depuis la mi-2007, il se voit progressivement augmenté des stations du réseau temps réel TERIA mis en place par l'Ordre de Géomètres-Experts (OGE). L'Institut Géographique National (IGN) fédère l'ensemble des organismes participants au RGP et assure la diffusion de l'ensemble des données. Par ailleurs, il est également possible d'accéder aux observations des stations permanentes du réseau Orphéon grâce au partenariat existant entre cette société et le Réseau National GPS (RENAG) (réseau concentré dans le Sud-Est de la France). La figure ii montre l'évolution du nombre de stations dans la région Ouest au fil des années. Toutes les stations au 1^{er} janvier 2008 sont en fait apparues aux environs de l'automne 2007 (cf. section III). Il s'agit des stations des réseaux Orphéon et TERIA pour lesquelles plus d'un an de données sont donc disponibles. La motivation scientifique finale de la thèse est donc de réaliser une étude des effets de surcharge océanique dans l'Ouest qui soit plus étendue que les études précédentes tant du point de vue géographique que de la durée des séries temporelles. Près d'une année et demi de données TERIA et Orphéon sont disponibles et plusieurs années (jusqu'à 6 ans) pour les autres stations formant le RGP avant 2007, ce qui permet l'étude d'un grand nombre d'ondes de marées dans cette zone propice aux fortes amplitudes.

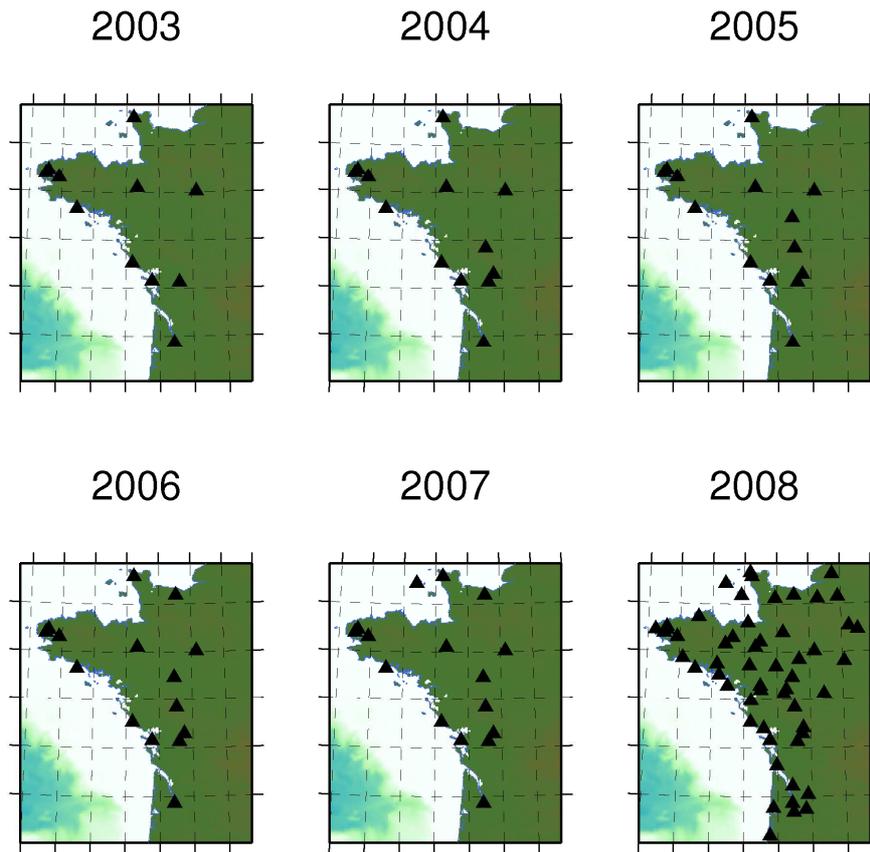


Figure ii. Évolution des réseaux GPS permanents dans l'Ouest au 1^{er} janvier des années mentionnées.

Pour réaliser un positionnement GPS de haute qualité, il est également nécessaire de s'affranchir du problème de la traversée de l'atmosphère. Les Conventions IERS de 2003 proposent des modèles et des méthodes pour réduire ces effets mais les recherches dans cet axe sont permanentes comme le témoignent les mises à jour des Conventions IERS. Du fait de la proximité de l'Océan Atlantique, les perturbations météorologiques dans l'Ouest de la France sont importantes et il apparaît indispensable d'étudier les récentes évolutions en matière de corrections troposphériques depuis la campagne GPS de 2004 et de porter un regard sur leurs apports dans le traitement des ondes de marées par GPS.

Afin d'isoler un signal il est aussi nécessaire de s'affranchir d'autres phénomènes pouvant perturber les estimations tel que la correction des observations GPS des effets de surcharge atmosphérique. Ce point n'avait pas été réalisé durant la campagne GPS de 2004 et depuis de nombreux travaux ont été menés par la communauté internationale.

Le plan de la thèse est organisé comme suit. Une première partie présente quelques rappels au sujet de la modélisation des observations et du traitement GPS ainsi que les concepts techniques spécifiques aux études développées par la suite.

La seconde partie est constituée d'une étude approfondie des effets troposphériques. Une étude bibliographique pose les problèmes liés à la réfraction, les concepts de modélisation dans le traitement GPS et les différents produits disponibles. L'impact des différences entre ces produits est évalué dans le cadre d'un traitement GPS à l'échelle européenne

La troisième partie traite des phénomènes de surcharge océanique dans l'Ouest de la France. L'impact du changement de modèle troposphérique est étudié et une nouvelle comparaison des estimations des paramètres de surcharge au modèle FES2004 est présentée.

En conclusion différentes perspectives de recherche sont présentées dans le cadre de la problématique de la troposphère et de l'estimation des composantes de surcharge. Ces propositions sont agrémentées de quelques résultats préliminaires.

I. Introduction

Cette partie a pour objectif de présenter quelques généralités sur les observations GPS, la propagation des signaux et les effets de surcharge (cette partie peut être évitée par un lecteur averti). Les problématiques abordées dans la suite de ce document sont également présentées. Tous les calculs GPS sont exclusivement réalisés avec les logiciels américains GAMIT (GPS Analysis at the Massachusetts Institute of Technology, Herring et al. 2006a) et GlobK (Global Kalman filter, Herring et al. 2006b) développés au Massachusetts Institute of Technology (MIT, Harvard, USA).

I.1. Rappels sur les observations GPS et la surcharge océanique

I.1.1. Les observations GPS

Les observations GPS utilisées pour le positionnement sont de deux types. D'une part, les observations de pseudo-distance (ou de code) et, d'autre part, les observations de phase. Les observations de pseudo-distance sont basées sur une mesure du temps de propagation d'un signal de type créneau émis par un satellite vers un récepteur. Les mesures de pseudo-distance réalisées sur le code civil C/A (Coarse Acquisition) ont une précision moyenne de l'ordre de quelques mètres. Avec des mesures réalisées sur le code P, militaire, mais néanmoins accessible par les récepteurs, la précision atteinte est généralement améliorée d'un facteur 10, soit quelques décimètres. Pour les applications nécessitant une précision centimétrique et en-deçà, les ondes porteuses de ces codes sont utilisées. Les observations de phase réalisées avec ces dernières permettent de réduire le bruit des mesures à quelques millimètres. Les différentes qualités de ces observations et les détails techniques propres à chaque type de mesure ne sont pas détaillés explicitement ici car de nombreux ouvrages, comme Teunissen et Kleusberg (1986), les exposent avec clarté. Les équations qui décrivent les observations de code et de phase pour un récepteur r et un satellite s sont écrites de façon simplifiée :

$$\rho_r^s = D_r^s + c(dt^s - dt_r) + \delta_{orb} + \delta_{prop} + \delta_{biais} \quad (I.1)$$

$$\Phi_r^s = D_r^s + c(dt^s - dt_r) + \delta_{orb} + \delta_{prop} + \delta_{biais} + \lambda N_r^s \quad (I.2)$$

avec :

- ρ_r^s la mesure de pseudo-distance
- D_r^s la distance euclidienne entre le récepteur et le satellite
- ϕ_r^s la mesure de phase (exprimée en mètres)
- dt^s le décalage d'horloge du satellite par rapport au temps GPS
- dt_r le décalage d'horloge du récepteur par rapport au temps GPS
- δ_{orb} les erreurs liées aux orbites

- δ_{prop} les erreurs liées à la propagation du signal
- δ_{biais} les erreurs liées aux biais internes aux matériels
- λ la longueur d'onde de la phase
- N_r^s l'ambiguïté entière de phase

Dans les deux cas (pseudo-distance et phase) des termes communs propres aux horloges des récepteurs et des satellites apparaissent. Les biais entre les valeurs affichées par ces horloges et la référence temporelle qu'est le temps GPS est un point crucial pour la qualité du positionnement. Les horloges des satellites sont de type atomique (au Césium et Rubidium) et sont stables à quelques nanosecondes près. En contrepartie, les horloges des récepteurs sont bien souvent à quartz et dérivent rapidement. Les dérives sont ajustées périodiquement par les algorithmes intrinsèques aux récepteurs mais elles peuvent malgré tout atteindre plusieurs millisecondes, autrement dit entraîner une incertitude sur la mesure de plusieurs dizaines de mètres. Elles sont donc estimées lors d'un positionnement absolu. En pratique, les décalages d'horloge des satellites sont estimés par les centres IGS (Dow et al., 2005) et des recalages réguliers sont opérés pour réduire leur dérive.

La mesure de phase possède une particularité : l'ambiguïté de phase. Celle-ci correspond au nombre entier de cycles parcourus par l'onde porteuse entre le satellite et le récepteur. En fait, parler de mesure de phase revient à parler de mesure de déphasage car seule la partie non entière du nombre de cycles parcourus peut être mesurée. L'ambiguïté entière est un paramètre à estimer lors de l'utilisation de ces mesures.

Les équations de code et phase révèlent les avantages et inconvénients de chaque technique. Les mesures de code sont facilement exploitables mais ont une précision que l'on peut qualifier de médiocre tandis que les observations de phase sont plus précises mais nécessitent l'introduction de l'ambiguïté de phase, inconnue *a priori*. Cette dernière est constante dans le temps pour chaque satellite tant que celui-ci reste « capté » par le récepteur. Cependant, l'ambiguïté est différente pour chaque satellite. Leurs valeurs restent constantes grâce à un compteur de cycle interne au récepteur. Au moment du premier instant d'observation réalisé sur un satellite, le récepteur ne peut que mesurer le déphasage de l'onde reçue, autrement dit la partie non entière du nombre de cycles parcourue par l'onde depuis le satellite jusqu'au récepteur. Grâce à ce compteur, dès que la distance séparant le satellite du récepteur croît (réciproquement décroît) de l'ordre d'un cycle (~ 20 cm), ce compteur peut additionner (réciproquement retrancher) une unité au déphasage mesuré initialement. En son absence, l'ambiguïté serait différente pour chaque observation de satellite, si bien qu'il existerait dans ce cas au moins autant d'inconnues que d'observations. L'usage des observations de phase deviendrait ainsi impossible car le système géodésique à traiter pour un positionnement serait sous-déterminé (trop d'inconnues par rapport au nombre de paramètres). En raison de l'ambiguïté des observations de phase, leur utilisation nécessite une bonne connaissance *a priori* des coordonnées des stations afin de s'approcher au mieux de la vraie distance séparant satellites et récepteur et donc du vrai nombre entier de cycles parcourus par les ondes de phase porteuse. Ceci n'est réalisable qu'après considération des éléments qui perturbent la mesure de phase. Néanmoins, certains de ces phénomènes se réduisent naturellement par le traitement relatif des observations GPS comme dans GAMIT.

I.1.2. Perturbations instrumentales et externes des observations GPS

Les paramètres qui affectent la qualité des observations sont multiples. Au-delà de la qualité des corrélateurs de code et de phase internes aux récepteurs (qui permettent de réaliser les mesures par corrélation avec une réplique du signal généré par le satellite), les biais internes aux satellites et aux récepteurs sont des éléments importants. Les perturbations subies par le signal lors de sa propagation du signal dans l'atmosphère doivent être également corrigées de manière précise pour obtenir une excellente qualité de positionnement. Quatre éléments sont à considérer au total :

- les biais instrumentaux
- l'ionosphère
- la troposphère
- les multi-trajets

Les erreurs liées aux orbites ne sont pas discutées dans ce document et l'ensemble des paramètres orbitaux et d'orientation de la Terre (position du pôle et vitesse de rotation de la Terre) sont fixés aux valeurs estimées par les centres de calculs internationaux.

Les biais instrumentaux

Les biais dus aux instruments peuvent être de type géométrique car liés aux excentrement des antennes par rapport au point géodésique considéré pour la mesure. Ces biais nécessitent des étalonnages en laboratoire et sont corrigés directement au niveau des observations lors du traitement numérique. Ils sont de l'ordre de quelques dixièmes de millimètres et sont fournis sous forme de tables. Les autres types de biais internes aux instruments sont plus délicats à évaluer. Le plus important concerne les variations des centres de phase (Phase Centre Variations, PCV). Le lieu géométrique de la mesure de phase est en effet variable suivant la direction d'arrivée du signal. Jusqu'à la semaine GPS 1400 (5-11 novembre 2006), les corrections disponibles pour les antennes des récepteurs et des satellites étaient relatives. Plus exactement, elles étaient définies par rapport à un même modèle d'antenne, une AOA Dorne-Margolin (AOAD/M_T) et uniquement en fonction de l'angle d'élévation. Depuis, les PCV sont fournies en absolu et sont fonctions de l'azimut et de l'élévation dans tout l'espace visible par l'antenne (Schmid et al., 2007). L'impact de ces nouvelles corrections dépend bien sûr de l'angle de coupure mais elles peuvent entraîner un biais dans la détermination des hauteurs des sites. EUREF (2008) indique que des variations de +/-3cm peuvent apparaître sur les solutions hebdomadaires du réseau EUREF (Kenyeres et Bruyninx, 2004). Néanmoins, ce résultat est partiellement dû à l'ITRF2005 qui a été calculé avec des données GPS corrigées avec des données en mode relatif. Avec une solution ITRF utilisant les nouvelles corrections (ce qui est prévu pour l'ITRF2008, Altamimi et al., 2009), il est probable que ce biais sera réduit. Les éléments les plus importants dans ce changement de type de correction sont la réduction des résidus des observations dans le plan azimutal et la couverture des corrections qui sont disponibles jusqu'à 0° d'élévation. En effet, un bon

nombre de corrections relatives d'antennes n'est disponible que pour les élévations supérieures à 10° . Désormais, les centres IGS utilisent les corrections de PCV en mode absolu mais deux problèmes se posent encore pour certains matériels :

- les corrections de certaines antennes ne sont disponibles que pour l'antenne seule. Lorsqu'un radôme est apposé sur l'antenne, les corrections prises pour le couple {antenne, radôme} restent celles de l'antenne seule.
- pour les antennes dont les corrections ne sont pas encore déterminées en mode absolu, les corrections disponibles sont en fait des corrections relatives transformées grâce aux corrections absolues de l'antenne de référence AOAD/M_T. Ces corrections sont limitées à 10° d'élévation et l'azimut n'est pas pris en compte.

Afin d'illustrer la problématique du radôme, la figure I.1 présente à gauche (a) les écarts en millimètres entre des corrections avec un radôme de type LEIS et des corrections d'une antenne seule. A propos des corrections relatives transformées en absolues, la même figure présente, au milieu, l'impact des corrections transformées sans (Fig. I.1b) ou avec (Fig. I.1c) la présence d'un radôme de type LEIS. Tous les cas de figures sont valables pour l'antenne LEICA 504 (LEIAT504).

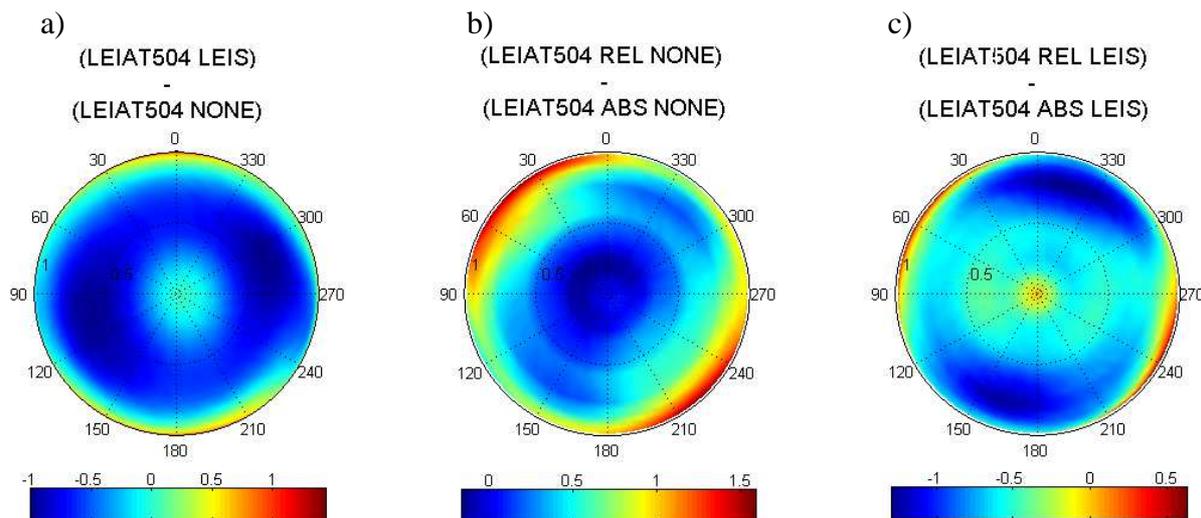


Figure I.1. Différences de corrections de PCV pour l'antenne LEICA_504 en millimètres, a) (Corrections absolues avec radôme LEIS – corrections absolues sans radôme), b) (Corrections relatives transformées, sans radôme – corrections absolues, sans radôme), c) (Corrections relatives transformées, avec radôme LEIS – corrections absolues, avec radôme LEIS).

Dans les trois cas, les impacts sont de l'ordre de $\pm 1,5$ mm. Néanmoins, dans le cas de cette antenne (modèle fréquent dans l'Ouest de la France), ne pas considérer le radôme affecte surtout les basses élévations. C'est également le cas lorsque des corrections transformées sont utilisées mais la dispersion des écarts est bien plus étendue. Les élévations moyennes (20° - 50°) sont affectées à hauteur de 0,5-1,0 mm. Dans la partie IV sont présentés les réseaux de l'Ouest de la France disposant de corrections absolues et celles disposant de corrections transformées. D'un point de vue général, les biais obtenus pour des stations bénéficiant de corrections absolues observées sont à considérer avec prudence en raison des corrections

utilisées dans les solutions GPS des précédentes déterminations de l'ITRF (ITRF2005 ou antérieures).

Effets ionosphériques et troposphériques

Dans les équations I.1 et I.2 les observations sont converties en termes de distance avec la célérité c qui reste valable pour un signal se propageant dans le vide. Or, l'atmosphère est un milieu où le gradient de l'indice de réfraction est non nul. La vitesse réelle de propagation des ondes est donc moindre que dans le vide et d'après le principe de Fermat, tout rayon lumineux suit un chemin optique qui minimise son temps de parcours. Ce chemin se définit avec la loi de Snell-Descartes qui renseigne sur l'orientation prise par un rayon parcourant des milieux d'indices différents (équation I.3) :

$$n_j \sin i_j = n_k \sin i_k \quad (\text{I.3})$$

avec :

- n_j, n_k les indices de réfraction du milieu incident j et du milieu réfringent k
- i_j, i_k les angles d'incidence et de réfringence du signal dans les milieux

Comme le gradient de l'indice décroît progressivement avec l'altitude (comme l'indice lui-même), il est négatif et le signal GPS est localement d'autant plus courbe qu'il est proche de l'antenne du récepteur. Ne pas corriger les observations de la propagation atmosphérique dans le traitement GPS revient alors à surestimer la distance séparant le satellite du récepteur. Que ce soit pour l'ionosphère ou la troposphère les effets occasionnés par l'atmosphère terrestre sur les observations GPS depuis un satellite s d'angle d'élévation el quelconque vers un récepteur r sont modélisés par une correction de vitesse de propagation et une correction de courbure :

$$\delta D_V = \int_r^s n dl - \int_r^s dl \quad (\text{I.4})$$

$$\delta D_C(el) = \int_r^s dl - \int_{\vec{r}}^{\vec{s}} dl \quad (\text{I.5})$$

avec :

- δD_V la correction due à la surestimation de vitesse de propagation
- $\delta D_C(el)$ la correction de courbure
- $\langle r, s \rangle$ la distance définissant le chemin optique
- $\langle \vec{r}, \vec{s} \rangle$ la distance euclidienne séparant le satellite du récepteur
- n l'indice de réfraction local du milieu considéré

Ces deux effets doivent être pris en compte dans les observations GPS. La somme, $\Delta D(el)$ des effets atmosphériques s'exprime donc par :

$$\Delta D(el) = \int_r^s n dl - \int_r^s dl \quad (\text{I.6})$$

Ce résultat revient en fait à faire la différence entre la distance parcourue par le signal le long de son chemin optique et la distance euclidienne séparant le satellite du récepteur.

Dans les plus hautes couches de l'atmosphère terrestre au sens large (l'ionosphère), l'activité ionique des molécules induite par l'activité solaire génère un champ magnétique qui ralentit la vitesse des signaux. Ce ralentissement est fonction de la fréquence f des signaux (l'ionosphère est dispersive). Cette dispersion est donc fonction de l'activité solaire et de la densité moléculaire de l'ionosphère. L'indice de réfraction ionosphérique pour les mesures de phase (n_I^p) se modélise comme suit (McCarthy et Petit, 2004) :

$$n_I^p = 1 - \frac{\alpha_1}{f^2} - \frac{\alpha_2}{f^3} - \frac{\alpha_3}{f^4} - \dots \quad (\text{I.7})$$

D'après l'équation (I.4) le retard ionosphérique, pour les ondes de phase, peut donc être écrit :

$$I_o^p(el) = -\frac{\beta_1}{f^2} - \frac{\beta_2}{f^3} - \frac{\beta_3}{f^4} - \dots \quad (\text{I.8})$$

$$\text{avec } \beta_i = \int_r^s \alpha_i \cdot dl.$$

Pour les mesures de pseudo-distance, l'expression est légèrement différente. Comme le code généré par les satellites est modulé à partir de l'onde porteuse l'indice de réfraction ionosphérique n_I^c est dans ce cas :

$$n_I^c = n_I^p + f \cdot \frac{dn_I^p}{df} \quad (\text{I.9})$$

L'incorporation de l'équation (I.9) dans l'équation (I.4) permet de définir le retard ionosphérique sous la forme :

$$I_o^c(el) = \frac{\beta_1}{f^2} + 2 \frac{\beta_2}{f^3} + 3 \frac{\beta_3}{f^4} - \dots \quad (\text{I.10})$$

Les mises à jour des Convention IERS présentent les équations détaillées de chacun des termes du développement :

$$\beta_1 = \frac{q^2}{8\pi^2 m_e \epsilon} \int_r^s N_e(el) dl \quad (\text{I.11})$$

$$\beta_2 = \frac{q^3}{16\pi^3 m_e^2 \epsilon} \int_r^s N_e(el) B \cos\theta dl \quad (\text{I.12})$$

$$\beta_3 = \frac{q^4}{128\pi^4 m_e^2 \epsilon^2} \int_r^s N_e^2(el) dl + \frac{q^4}{64\pi^4 m_e^3 \epsilon} \int_r^s N_e(el) B^2 (1 + \cos^2\theta) dl \quad (\text{I.13})$$

avec :

- q la charge d'un électron
- m_e la masse d'un électron
- ϵ la permittivité électrique du vide
- N_e (el) le nombre d'électrons dans la direction du satellite
- B le module du champ magnétique
- θ l'angle entre la direction de propagation du signal et le champ magnétique

L'élément principal de ces expressions est leur dépendance par rapport au nombre d'électrons libres N_e et au module du champ magnétique B . Plusieurs sources décrivant l'intégrale de N_e le long du trajet parcouru par le signal (ou « Total Electron Content », TEC) et le module du champ magnétique sont disponibles et sont listées dans le chapitre 9 des mises à jour des Conventions IERS. Bien que des valeurs et modèles standards existent, il est plus rigoureux d'utiliser les fichiers IONEX (ces fichiers sont composées des valeurs de TEC estimées à partir de la combinaison bi-fréquence « geometry-free » ou LG). Les centres de calcul IGS (Dow et al., 2005) fournissent des modèles globaux pour ces valeurs mais les réseaux GNSS régionaux comme l'EPN pour l'Europe ou bien encore les réseaux locaux comme le RGP pour la France fournissent des cartes avec une meilleure résolution spatiale. Les valeurs contenues dans les fichiers IONEX étant valables au zénith, une fonction de projection (qui tient compte de l'excès de courbure du signal à basse élévation) est utilisée pour obtenir le STEC (Slant TEC) à l'angle d'élévation du satellite. Pour le champ magnétique, l'International Magnetic Reference Field (IMRF), modèle développé en une somme d'harmoniques sphériques, est disponible sur la page Web du NOAA, www.ngdc.noaa.gov/AGA/vmod/igrf.html.

Un positionnement plus précis nécessite d'utiliser une combinaison bi-fréquence : la « iono-free » (ou LC, d'expression $2,546\Phi_{L1} - 1,984\Phi_{L2}$; Herring et al., 2006). Cette technique permet d'éliminer les effets ionosphériques au premier ordre, soit près de 99,9% des retards ionosphériques. L'utilisation de cette combinaison permet d'éliminer l'impact de la qualité des modèles de TEC sur la détermination des corrections ionosphériques au premier ordre. Seules subsistent les combinaisons des termes au second et troisième ordre qui ne représentent que 0,1% environ des effets ionosphériques. Cependant, pour des conditions standards de contenu électronique ($3 \cdot 10^{18} \text{ m}^{-2}$) et de champ magnétique (10^4 nT), les effets de deuxième et de troisième ordre peuvent induire respectivement des déviations pouvant atteindre 20 mm et 1 mm sur la fréquence L2 et près de 10 mm et 0,5 mm sur la fréquence L1. La nécessité de réaliser ces corrections n'est pas encore officielle mais elle est en voie de recommandation dans les mises à jour des Conventions IERS. Pour des régions particulières comme le Brésil et lorsque l'activité solaire est maximale, négliger les effets de deuxième et de troisième ordre peut occasionner des biais dans les séries de hauteur de station (estimées en mode relatif) de l'ordre de +/-4 mm (Marques et al., 2009).

Contrairement à l'ionosphère, la troposphère est non-dispersive. Le retard qu'elle occasionne pour les ondes radio est fonction des paramètres météorologiques : pression, température et humidité relative. L'indice de réfraction troposphérique n_T est modélisé à l'aide de ces trois seuls paramètres :

$$n_T = 1 + k_1 \frac{P_S}{T} + k_2 \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2} \quad (\text{I.14})$$

avec :

- P_S la pression partielle de l'air sec
- e la pression partielle de vapeur d'eau
- T la température
- k_1, k_2, k_3 des coefficients empiriques

Le premier terme prend en compte la contribution de l'air sec et les deux derniers celui de l'air humide. La valeur de la pression partielle de l'air sec est généralement inaccessible directement et il est plus commode d'utiliser la pression totale à l'aide de la loi de Dalton en supposant l'air comme un gaz en équilibre hydrostatique. L'indice de réfraction troposphérique est alors modélisé suivant la décomposition air hydrostatique/air humide :

$$n_T = 1 + k_1 \frac{P}{T} + \left[\left(k_2 - k_1 \frac{M_V}{M_S} \right) T + k_3 \right] \frac{e}{T^2} \quad (\text{I.15})$$

avec :

- P la pression totale de l'air
- M_S la masse molaire de l'air sec
- M_V la masse molaire de la vapeur d'eau

Il est *a priori* difficile de bénéficier des paramètres météorologiques dans le volume de troposphère visible par l'antenne GPS. En pratique, l'indice n_T est donc intégré dans la direction du zénith sur l'épaisseur de la troposphère à l'aide de l'équation (I.6) puis projeté dans la direction apparente du satellite. Au zénith, l'équation (I.6) est équivalente à l'équation (I.4) car la courbure du signal est nulle (sous l'hypothèse d'une stratification parallèle des couches de la troposphère). Le retard troposphérique au zénith est alors exprimé sous la forme :

$$D_o(90^\circ) = 10^{-6} \int_r^S (n - 1) dh \quad (\text{I.16})$$

Le facteur 10^{-6} permet d'exprimer le retard troposphérique en ppm. Par définition, cette équation est l'intégration du co-indice de la troposphère (à 10^{-6} près). Dans la suite du document, le terme indice (pour la troposphère) signifie implicitement celui de co-indice. En utilisant l'équation (I.15), le retard troposphérique est modélisé pour un angle d'élévation el quelconque par :

$$D_o(el) = 10^{-6} \left[k_1 \int_r^S \frac{P}{T} dh \right] \cdot mf_H(\lambda, \varphi, h, el) + 10^{-6} \left[\int_r^S \left[\left(k_2 - k_1 \frac{M_V}{M_S} \right) T + k_3 \right] \frac{e}{T^2} dh \right] \cdot mf_W(\lambda, \varphi, h, el) \quad (\text{I.17})$$

avec mf_H et mf_W les fonctions de projection des contributions hydrostatique et humide de la troposphère respectivement, calculées au site de latitude λ , longitude φ et hauteur h . Ces fonctions de projection dépendent du lieu considéré et du sinus de l'angle d'élévation, selon

les modèles disponibles (cf. partie II). La première intégrale est appelée Zenith Hydrostatic Delay (ZHD) et la seconde Zenith Wet Delay (ZWD). La somme du ZHD et du ZWD forme le Zenith Total Delay (ZTD). Le retard troposphérique est ainsi exprimé sous la forme :

$$D_o(el) = ZHD.mf_H + ZWD.mf_W \quad (I.18)$$

En l'absence de données météorologiques 3D, les intégrations de l'équation (I.17) peuvent être remplacées par un modèle utilisant des données météorologiques au sol (cf. partie II). Le problème majeur de ces modélisations est la variabilité de l'humidité dans le temps et dans l'espace. Ainsi, pour les applications géodésiques de précision, les observations sont corrigées des effets troposphériques à l'aide de modèles *a priori* mais un résiduel de la partie humide est estimé à intervalles réguliers (toutes les deux heures généralement) pour caractériser au mieux les variations temporelles de l'humidité des basses couches de l'atmosphère tout en réduisant le nombre total de paramètres à estimer sur une journée. L'algorithme d'estimation statistique des paramètres troposphériques utilisé dans GAMIT est exposé en détails dans l'annexe A.

Généralement, les fonctions de projection sont uniquement fonction de l'angle d'élévation des satellites. Elles sont indépendantes de leur azimut et supposent donc que la troposphère est un milieu latéralement homogène et isotrope autour du point d'observation. Les éventuels effets de la troposphère dans un secteur azimutal ne peuvent donc pas être mis en évidence. Ce défaut des fonctions de projection est réduit dans les logiciels de calcul GPS par l'introduction conjointe de gradients horizontaux illustrés sur la figure I.2. Cette figure se place dans le plan vertical défini par l'azimut az du satellite.

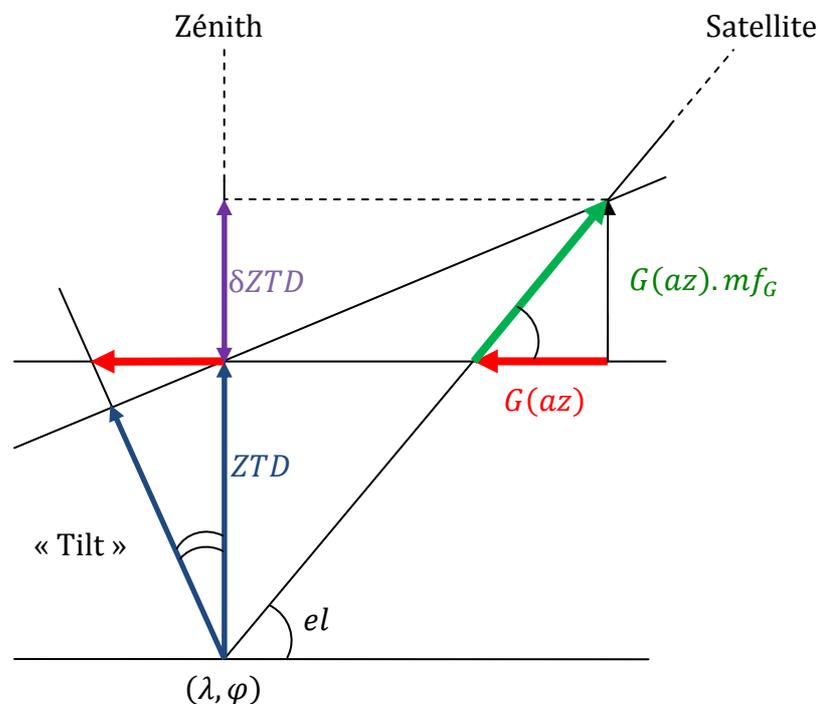


Figure I.2. Illustration des gradients troposphériques ou « tilt » de la troposphère dans le plan défini par la verticale du lieu et la direction apparente du satellite d'azimut az et d'angle d'élévation el .

Sur la figure I.2 le « tilt » de la troposphère dans la direction définie par l'azimut az implique l'existence d'un gradient $G(az)$ qui induit une sous-estimation du ZTD, définie par le biais δZTD , pour chaque élévation el . En pratique la direction du gradient est inconnue et devient un nouveau paramètre à estimer. Il est décomposé dans les directions locales Nord et Est du lieu de coordonnées (λ, φ) . L'équation (I.18) devient alors :

$$D_o(el) = ZHD \cdot mf_H + ZWD \cdot mf_W + (G_N \cos Az + G_E \sin Az) \cdot mf_G \quad (I.19)$$

avec :

- G_N et G_E les composantes Nord et Est locales du gradient troposphérique
- mf_G une fonction de projection propre aux gradients et qui dépend de l'angle d'élévation. Elle dépend de la tangente de l'angle d'élévation el et est de la forme $\cotan(el)$ (Boehm et Schuh, 2007b) ou de la forme $1/[\sin(el) \cdot \tan(el) + c^{te}]$ (Chen et Herring, 1997).

Les multi-trajets

Les multi-trajets sont dus à la réflexion des signaux GPS dans l'environnement local à l'antenne. Ils perturbent le positionnement car les signaux ayant subi des réflexions surestiment la distance entre le satellite et le récepteur. Afin de réduire le nombre d'enregistrements de signaux de ce type, plusieurs solutions sont possibles :

- l'utilisation d'un « choke-ring » qui permet d'en absorber une partie.
- une diminution du gain de l'antenne dans les basses élévations.
- l'utilisation d'algorithmes basés sur la corrélation entre le signal prédit et le signal reçu (Betaille, 2003).

Le modèle d'Elosegui et al. (1995) permet de prédire l'augmentation de distance parcourue par les signaux en fonction de l'angle d'élévation. Ce modèle étant validé pour les élévations supérieures à 20° , les grands principes de cette étude sont repris ici afin de bien comprendre les impacts de ce phénomène. En se basant sur des considérations purement géométriques de la propagation du signal, les signaux réfléchis suivent les trajectoires décrites sur la figure I.3.

Le signal reçu par l'antenne est la somme du signal direct et celui du signal réfléchi qui se propage le long de la structure du choke-ring. Le trajet du signal réfléchi est augmenté des distances géométriques $S1$ et $S2$ qui valent :

$$S1 = -\frac{H}{\sin el} \cos(2el) \quad (I.20)$$

et

$$S2 = \frac{H}{\sin el} \quad (I.21)$$

où H est la distance verticale entre le plan réfléchissant et l'antenne (Figure I.3). Ces deux quantités perturbent le signal électromagnétique sinusoïdal origine :

$$U(t) = U_0 e^{-2i\pi f t} \quad (\text{I.22})$$

avec U_0 l'amplitude du signal issu du satellite et t le temps. La somme des deux signaux forme un nouveau signal valant :

$$A(t) = U(t) \cdot \left[1 + \alpha e^{2i\pi \frac{S_1 + S_2}{\lambda}} \right] \quad (\text{I.23})$$

où α est l'albédo du plan réfléchissant et λ la longueur d'onde du signal incident. En incorporant les équations (I.20) et (I.21) dans l'équation (I.23), il vient :

$$A(t) = \beta \cdot U(t) \cdot e^{i\delta\phi} \quad (\text{I.24})$$

avec :

- β un facteur multiplicatif de l'amplitude du signal d'origine
- $\delta\phi$ le décalage en phase du signal composé par rapport à celui d'origine

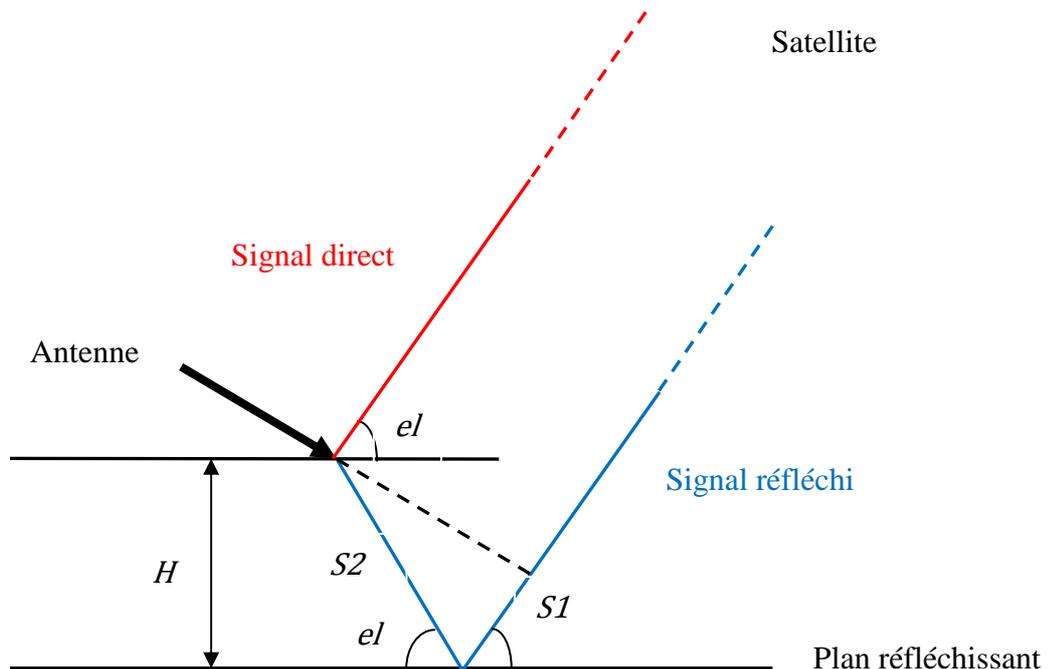


Figure I.3. Schéma de l'effet de multi-trajet où S_1 et S_2 sont les segments de l'allongement dû au multi-trajet pour un signal arrivant sous un angle d'élévation el . Reproduction d'après Elosegui et al. (1995).

Le décalage en phase du signal composé par rapport à celui d'origine est fonction du rapport des parties imaginaires et réelles de l'expression complexe du signal transformé :

$$\delta\phi = \arctan \left[\frac{\alpha \sin\left(4\pi\frac{H}{\lambda} \sin el\right)}{1 + \alpha \cos\left(4\pi\frac{H}{\lambda} \sin el\right)} \right] \quad (\text{I.25})$$

Le déphasage $\delta\phi$ en radians est converti en distance avec la combinaison de la iono-free (LC), ce qui permet de prédire l'allongement du signal reçu en fonction de la hauteur du plan réfléchissant par rapport au plan de l'antenne, de l'albédo du plan réfléchissant et de l'angle d'élévation. La figure I.4 présente les résultats pour différentes configurations.

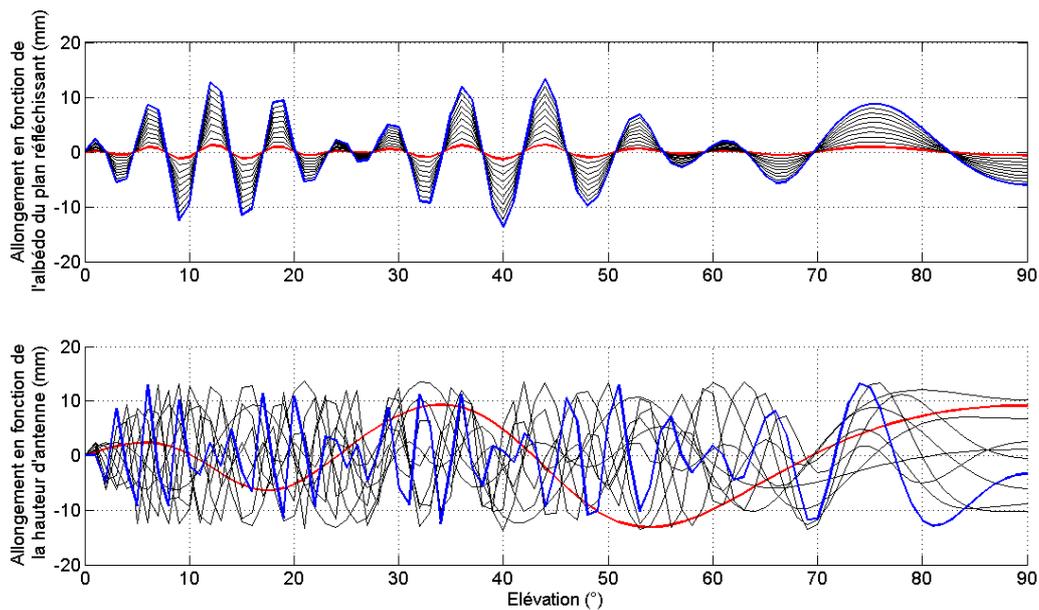


Figure I.4. Simulation des allongements des signaux de la LC dus aux multi-trajets en fonction de l'angle d'élévation, d'après Elosegui et al. (1995). Les deux paramètres variables sont l'albédo du plan réfléchissant (figure du haut $0,01 < \alpha < 0,10$ par pas de $0,01$) pour $H = 1$ m et la hauteur de l'antenne (figure du bas ; $200 \text{ mm} < H < 2\,000 \text{ mm}$ par pas de 200 mm) pour $\alpha = 0,1$. Les courbes en rouge et en bleu correspondent aux résultats obtenus respectivement pour les valeurs minimale et maximale des paramètres.

Ce test montre qu'il est indispensable de bénéficier d'un environnement d'antenne très peu réfléchissant. Même pour un albédo de $0,05$ et une hauteur d'antenne de 1 m, les effets de multi-trajets peuvent entraîner des allongements de près de 5 mm et ce à des angles d'élévation allant presque jusqu'au zénith. Cependant, pour un environnement donné, diminuer la hauteur d'antenne permet de réduire la multiplication des allongements avec l'angle d'élévation mais les amplitudes restent cependant les mêmes. Elosegui et al. (1995) ont montré que l'utilisation d'un plan d'absorption micro-ondes permet de réduire les tendances sinusoidales des résidus en fonction de l'élévation. Ces expériences, menées sur un pylône en béton d'un diamètre supérieure à celui du choke-ring de l'antenne indique que les environnements très proches de celle-ci peuvent engendrer de tels comportements dans un rayon de 1 à 3 m. Une solution est de placer l'antenne directement sur le sol à condition que la visibilité de l'antenne le permette mais cela peut entraîner des nouveaux problèmes locaux

liés à l'humidité comme celui de la rosée. Certaines des stations IGS positionnées ainsi sont alors dotées d'un radôme. La solution consistant à surmonter l'antenne sur un tube métallique apparaît alors plus adaptée pour augmenter la visibilité et réduire les effets de l'humidité au sol. Mais, afin de concilier stabilité, visibilité et réduction optimale des multi-trajets, un trépied métallique dont les pieds sont coulés dans le béton (ou la roche) et dont l'ouverture fait un angle de 35° avec la verticale est une solution efficace (R.W. King, communication personnelle).

A noter que le modèle présenté dans Elosegui et al. (1995) n'a pas été validé pour les angles d'élévation inférieurs à 20° . Dans ce cas, les approximations géométriques ne sont plus valables en raison du fort gradient troposphérique des basses couches de la troposphère. Les effets de courbures des signaux y sont alors d'autant plus importants.

I.1.3. Les effets de marée

Plusieurs effets de marée affectent les séries temporelles de position et nécessitent d'être corrigés dans le traitement GPS :

- la marée terrestre
- la marée océanique
- la marée polaire
- la marée atmosphérique

Les caractéristiques propres des modélisations de chacune de ces marées ne sont pas représentées ici, mais elles sont disponibles dans les Conventions IERS 2003 (McCarthy et Petit, 2004). La perturbation à l'origine des différents effets de marée est identique : le potentiel gravitationnel causé par les astres extérieurs à la Terre, le plus important étant le système {Lune, Soleil}. Seuls les préceptes fondamentaux de cette attraction sont rappelés ici afin d'introduire la décomposition du potentiel perturbateur utilisée lors des modélisations des effets de marée. Seules les généralités sont rappelées mais plus de détails sont disponibles dans Simon (2007), Lefevre (2000) et Coulomb et Jobert (1973) entre autres auteurs.

Les forces et les potentiels générateurs de marée

Le potentiel gravitationnel étant un scalaire, l'effet de plusieurs corps perturbateurs peut-être obtenu en sommant les potentiels associés à chaque corps. Un seul astre perturbateur est donc considéré dans les brefs rappels théoriques ci-dessous. Selon la loi de la gravitation universelle, le système {Terre, astre} est en équilibre sous l'effet d'une force d'attraction par unité de masse $\overrightarrow{F}_{A/T}$. Dans un système d'axe dont l'origine T est localisée au centre de masse de la Terre (figure I.5), cette force est exprimée sous la forme :

$$\overrightarrow{F}_{A/T} = G \cdot \frac{m_A}{D_{AT}^2} \cdot \hat{u} \quad (\text{I.26})$$

avec :

- G la constante universelle de la gravitation
- m_A la masse de l'astre perturbateur
- D_{AT} la distance séparant les centres de masse de l'astre A et de la Terre T
- $\hat{\mathbf{u}}$ le vecteur unité selon la direction TA

Pour un point M quelconque situé à un rayon r_T à l'intérieur ou à la surface de la Terre, la force de marée est définie par la force résiduelle entre la force d'attraction totale qui s'exerce au point M ($\overrightarrow{\mathbf{F}}_{A/M}$) et la force d'équilibre $\overrightarrow{\mathbf{F}}_{A/T}$:

$$\overrightarrow{\mathbf{F}}(\mathbf{M}) = \overrightarrow{\mathbf{F}}_{A/M} - \overrightarrow{\mathbf{F}}_{A/T} = Gm_A \cdot \left(\frac{\hat{\mathbf{u}}}{D_{AM}^2} - \frac{\hat{\mathbf{v}}}{D_{AT}^2} \right) \quad (\text{I.27})$$

avec D_{AM} la distance séparant le centre de l'astre perturbateur et le point M à la surface de la Terre et $\hat{\mathbf{v}}$ le vecteur unité selon la direction MA.

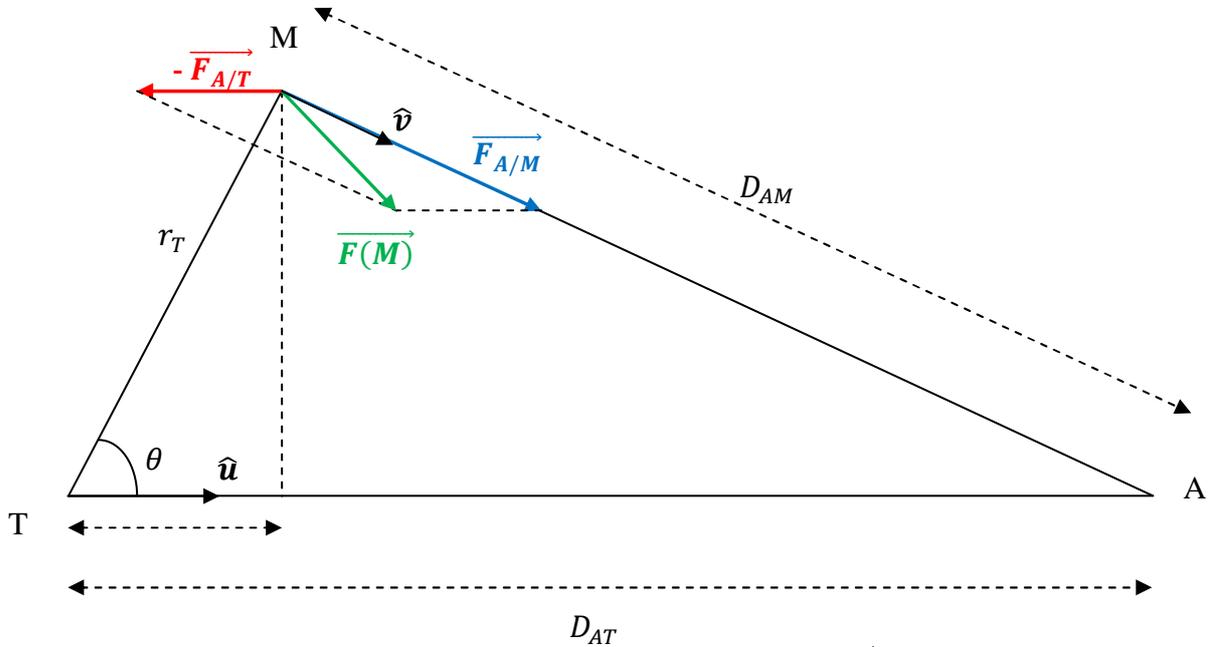


Figure I.5. Définition de la force de marée $\overrightarrow{\mathbf{F}}(\mathbf{M})$.

Chacune des deux forces composant la force génératrice de marée sont les dérivées de potentiels respectifs U_R et U_P tels que :

$$U_R(M) = G \frac{m_A}{D_{AM}} \quad (\text{I.28})$$

$$U_P(M) = G \frac{m_A r_T \cos \theta}{D_{AT}^2} \quad (\text{I.29})$$

où l'angle θ est défini dans la figure I.5. Le potentiel de marée est donc défini par :

$$U(M) = U_R(M) - U_P(M) \quad (\text{I.30})$$

En remarquant que :

$$\frac{1}{D_{AM}} = \frac{1}{D_{AT} \sqrt{1 + \left(\frac{r_T}{D_{AT}}\right)^2 - 2\frac{r_T}{D_{AT}} \cos \theta}} = \frac{1}{D_{AT}} \sum_{n=0}^{n \rightarrow \infty} \left(\frac{r_T}{D_{AT}}\right)^n P_n(\cos \theta) \quad (\text{I.31})$$

où les $P_n(\cos \theta)$ sont les polynômes de Legendre à l'ordre n . Il vient :

$$U_R(M) = G \frac{m_A}{D_{AT}} \sum_{n=0}^{n \rightarrow \infty} \left(\frac{r_T}{D_{AT}}\right)^n P_n(\cos \theta) \quad (\text{I.32})$$

$$U_P(M) = G \frac{m_A}{D_{AT}} \left(\frac{r_T}{D_{AT}}\right) P_1(\cos \theta) \quad (\text{I.33})$$

Le potentiel générateur de marée en M peut donc être écrit sous la forme (à une quantité $1/D_{AT}$ près) :

$$U(M) = G \frac{m_A}{D_{AT}} \sum_{n=2}^{n \rightarrow \infty} \left(\frac{r_T}{D_{AT}}\right)^n P_n(\cos \theta) \quad (\text{I.34})$$

Les polynômes de Legendre dépendent de l'angle θ qui, ramené sur la sphère terrestre est un arc de grand cercle joignant le point M et la position de l'astre perturbateur. Les relations élémentaires de la trigonométrie sphérique permettent de l'exprimer en fonction de l'angle horaire AH de l'astre par rapport au point M.

$$P_n(\cos \theta) = P_n(\sin \varphi) P_n(\sin \delta) + \sum_{m=1}^n P_n^m(\sin \varphi) P_n^m(\cos \delta) \cos m(AH - \lambda) \quad (\text{I.35})$$

avec :

- φ et λ la latitude et la longitude respectivement du point M
- δ la déclinaison de l'astre perturbateur
- AH l'angle horaire de l'astre perturbateur par rapport au point M

Ce potentiel dépend donc des périodes des paramètres orbitaux de l'astre perturbateur et du paramètre m . Ce dernier définit les « espèces » des ondes qui composent ce potentiel ainsi que sa répartition spatiale :

- $m = 0$, ondes longues (annuelles, semi-annuelles...) ; répartition zonale
- $m = 1$, ondes diurnes ; répartition téssérale
- $m = 2$, ondes semi-diurnes ; répartition sectorielle
- ...

Le développement de Doodson (1929)

Le potentiel générateur dépend de la position relative de l'astre perturbateur par rapport au point M. D'après l'équation I.35, cette position dépend de sa déclinaison et de son angle horaire, paramètres qui dépendent de l'ensemble de ses paramètres orbitaux et qui évoluent dans le temps. Il est donc possible de développer ce potentiel à l'aide de fonctions dépendantes du temps. Le développement de Doodson (1929) a mis en évidence une liste des ondes décrivant les variations des potentiels perturbateurs générés par la Lune et le Soleil. Les tableaux I.1 et I.2 listent les plus importantes. Des détails des calculs de ces ondes sont disponibles dans Schureman (1971).

Espèce	Composante			
	Symbole	Nom	Vitesse angulaire (°/h)	Période
Longue	Mm	Mensuelle	00,544 374 68	27,554 552 21j
	Msf	Variationnelle	01,015 895 76	14,765 294 42j
	Mf	Bimensuelle	01,098 033 04	13,660 791 11j
Diurne	2Q1	Elliptique 2 ^e ordre	12,854 286 23	28,006 222 48h
	Q1	Elliptique majeure	13,398 660 92	26,868 356 63h
	ρ1	Evectionnelle	13,471 514 52	26,723 053 25h
	O1	Lunaire principale	13,943 035 60	25,819 341 66h
	M1	Elliptique mineure	14,496 693 96	24,833 248 26h
	K1	Déclinationnelle	15,041 068 64	23,934 469 59h
	J1	Elliptique secondaire	15,585 443 32	23,098 476 73h
	OO1	Lunaire 2 ^e ordre	16,139 101 68	22,306 074 22h
Semi-diurne	2N2	Elliptique 2 ^e ordre	27,895 354 87	12,905 374 45h
	μ2	Variationnelle	27,968 208 48	12,871 757 60h
	N2	Elliptique majeure	28,439 729 56	12,658 348 21h
	NU2	Evectionnelle majeure	28,512 583 16	12,626 004 38h
	M2	Lunaire moyenne	28,984 104 24	12,420 601 20h
	λ2	Evectionnelle mineure	29,455 625 32	12,221 774 13h
	L2	Elliptique mineure	29,528 478 92	12,191 620 20h
	K2	Déclinationnelle	30,082 137 28	11,967 234 80h
Tiers-diurne	M3		43,476 156 36	08,280 400 80h

Tableau I.1. Les composantes du potentiel Lunaire de Doodson (1929) (Simon, 2007).

Espèce	Composante			
	Symbole	Nom	Vitesse angulaire (°/h)	Période
Longues	Sa	Annuelle	00,041 068 64	365,242 189 66j
	Ssa	Semi-annuelle	00,082 137 28	182,621 094 83j
Diurnes	P1	Solaire principale	14,958 931 36	24,065 890 22h
	S1	Radiationnelle	15,000 000 00	24,000 000 00h
	K1	Déclinationnelle	15,041 068 64	23,934 469 59h
Semi-diurnes	T2	Elliptique majeure	29,958 933 32	12,016 449 19h
	S2	Solaire moyenne	30,000 000 00	12,000 000 00h
	R2	Elliptique mineure	30,041 066 68	11,983 595 78h
	K2	Déclinationnelle	30,082 137 28	11,967 234 80h

Tableau I.2. Les composantes du potentiel solaire de Doodson (1929) (Simon, 2007).

Ces tableaux sont tronqués aux espèces d'ordre 3 pour le potentiel lunaire et aux espèces d'ordre 2 pour le potentiel solaire car les amplitudes des composantes supérieures sont très petites devant celles de l'espèce d'ordre 1 ($<10^{-5}$ et $<10^{-9}$ respectivement pour la Lune et le Soleil).

A ces ondes principales peuvent également s'ajouter des ondes non-linéaires qui résultent des interférences entre les ondes principales, notamment dans les régions complexes propices aux effets de résonance comme la baie du Mont Saint Michel (Vergnolle et al. 2008).

I.2. Problématiques de la thèse

I.2.1. Les biais instrumentaux

La figure I.6 présente les types de correction de PCV (Phase Centre Variations, cf. chapitre I.1.2) disponibles dans l'Ouest de la France à la mi-2008. Les stations ne bénéficiant que de corrections absolues transformées depuis des corrections relatives sont constituées en grande majorité par les stations TERIA et Orphéon. Pour les premières, cela est dû à la présence d'un radôme de type SNOW, et pour les secondes, aux antennes qui sont de type GG (elles incluent les données GPS et GLONASS).

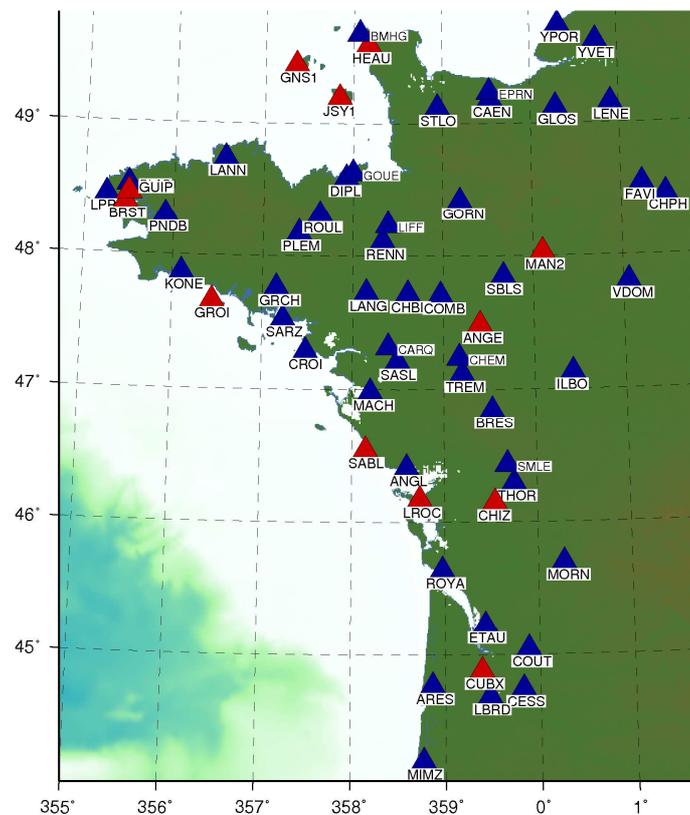


Figure I.6. Le réseau de l'Ouest de la France utilisé dans l'étude sur la surcharge océanique à la mi-2008. En rouge les stations bénéficiant de corrections absolues de PCV (réseau AZEL) et en bleu les stations ne bénéficiant que de corrections absolues transformées depuis des corrections relatives (réseau ELEV), et limitées à 10° d'élévation.

Les figures I.7, I.8 et I.9 montrent six cas d'antennes présentes dans l'Ouest de la France. Les monumentations sont à chaque fois différentes et traduisent la diversité des sites. Dans le cadre de l'étude sur la surcharge océanique, les stations sont traitées en deux réseaux distincts nommés AZEL et ELEV en raison du caractère de leurs corrections absolues.



Figure I.7. Les stations RGP de Caen (Calvados, CAEN) à gauche et de Guipavas (Finistère, GUIP) à droite.

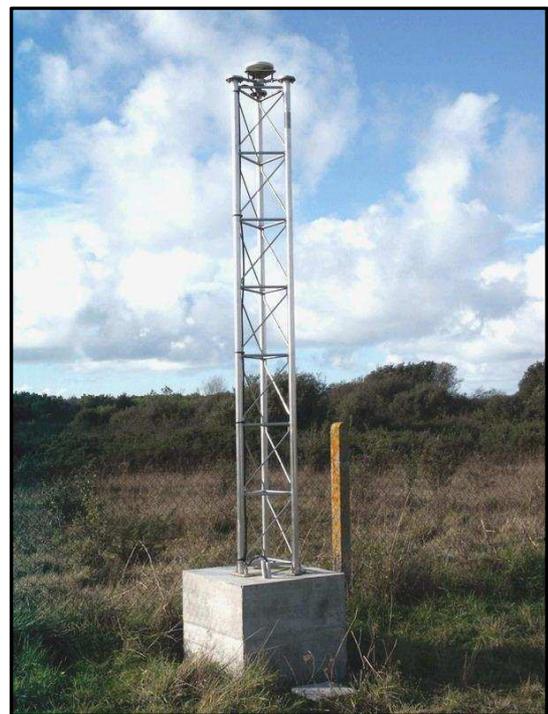


Figure I.8. Les stations TERIA de Carquefou (Loire-Atlantique, CARQ) en haut à gauche, de Coutras (Gironde, COUT) en bas à gauche et RGP des Sables d'Olonnes (Vendée, SABL) à droite.



Figure I.9. Les stations IGS (Dow et al., 2005), EUREF (Kenyeres et Bruyninx, 2004) et RGP de Brest (Finistère, BRST) à gauche et de La Rochelle (Charente-Maritime, LROC) à droite.

I.2.2. La propagation des signaux

Le travail présenté ici est basé sur des données comprises entre 2003 et 2009, période où l'activité solaire est minimum. Aucune étude particulière sur les corrections ionosphériques n'est donc envisagée dans ce document. Le logiciel GAMIT est utilisé dans des conditions classiques, autrement dit avec usage de la combinaison « iono-free ».

Par-contre, l'Ouest de la France est caractérisé par un climat océanique, très variable. C'est pourquoi cette thèse s'oriente majoritairement sur la problématique des corrections troposphériques (section II). Chaque point clé de la modélisation de ses effets a ainsi été testé :

- la modélisation de l'indice de réfraction
- l'obtention de la pression partielle de vapeur d'eau
- les modélisations de ZHD/ZWD au zénith
- les modèles et données météorologiques au sol
- l'intégration de données météorologiques 3D
- les fonctions de projections hydrostatiques et humides
- la dépendance azimutale de la troposphère

I.2.3. Les effets de surcharge

Dans le cadre de ce travail (section III), les effets de la marée océanique dans l'Ouest de la France sont étudiés en considérant des corrections standards pour les phénomènes de marée terrestres et polaires. L'ambition est de distinguer l'apport des avancées sur la propagation de la troposphère dans les estimations des effets de surcharge océanique à haute fréquence. L'estimation des ondes de surcharge doit être optimisée car Penna et al. (2007) observent en effet qu'une mauvaise correction des ondes courtes de marée océanique (M2, S2...) dans un processus classique de traitement (session de 24h) entraîne l'apparition de bruit à longue période dans les séries temporelles.

Pour la marée atmosphérique, une brève discussion est menée en raison de son rapport direct à la météorologie. Ces données sont constituées de la réponse périodique de l'atmosphère au champ perturbateur du système {Lune, Soleil} mais aussi de sa réponse aléatoire aux variations climatiques (réponses maréales et non-maréales). L'axe de recherche principal est sa contribution à l'estimation de la surcharge océanique.

II. Les effets troposphériques

II.1. La réfraction atmosphérique

L'objet de cette section est de présenter l'origine de la réfraction de la troposphère et quelles ont été les avancées pour la modélisation de son indice pour les ondes radio.

II.1.1. Propriétés physico-chimiques de la troposphère

Composition chimique de la troposphère

L'atmosphère terrestre se compose de différentes couches (tableau II.1). La troposphère est la couche qui constitue notre air ambiant. Elle s'étend depuis la surface du sol jusqu'à 10 km d'altitude environ. Sa limite supérieure, la tropopause, varie en fonction de la latitude : entre 9 km aux pôles et 16 km à l'équateur.

Couche atmosphérique	Altitudes moyennes
Troposphère	0 – 10 km
Stratosphère	10 – 50 km
Mésosphère	50 – 100 km
Thermosphère	100 – 400 km
Exosphère	> 400 km

Tableau II.1. Principales couches de l'atmosphère terrestre.

La composition de l'atmosphère et les propriétés qui en découlent varient en fonction de l'altitude et justifient la distinction de chacune de ces couches. Seuls les détails physico-chimiques de la troposphère et la stratosphère sont présentés.

La littérature scientifique relatant les effets de la troposphère sur la propagation des signaux GPS ne fait pas de distinction entre les deux premières couches de l'atmosphère. Dans le terme troposphère s'entend l'addition de la troposphère au sens météorologique et de la stratosphère (Teunissen and Kleusberg, 1986). Ainsi, la troposphère désignée dans la littérature couvre une épaisseur de près de 50 km. Dans la suite du document, on emploiera la même définition.

Le tableau II.2 liste les volumes occupés par les éléments chimiques constitutifs de ces deux couches. Il s'agit de valeurs moyennes. La troposphère renferme à elle seule près de 90% des molécules qui constituent l'atmosphère terrestre et ceux produits par l'activité humaine. La majorité des 10% restants sont contenus dans la stratosphère. La vapeur d'eau est l'élément de la troposphère dont la proportion est la plus variable dans le temps et l'espace car sa concentration est extrêmement corrélée à l'environnement et aux paramètres d'état de l'atmosphère.

Parmi les molécules dites « sèches » de l'atmosphère, le diazote et le dioxygène sont les molécules dominantes. Elles comptabilisent plus de 98,6% du volume de l'air. Les 1,4% restants sont composés de gaz rares, de gaz à effet de serre comme l'argon et le dioxyde de carbone et de vapeur d'eau. Leurs volumes respectifs décroissent très rapidement, jusqu'à devenir quasiment insignifiants. Ainsi, les cinq premiers composés du tableau II.2 représentent plus de 99,9% du volume d'air.

Les atomes et molécules constituant la troposphère ont des propriétés chimiques bien particulières. La molécule d'eau n'est pas électroniquement neutre et se comporte comme un dipôle, c'est-à-dire une molécule polarisée car les centres de symétrie de ses charges négatives et celui de ses charge positives ne sont pas confondues. Les dérivés de l'azote que sont le monoxyde d'azote, le protoxyde d'azote et le dioxyde d'azote ne sont pas non plus neutres, mais leurs proportions sont suffisamment faibles pour que l'on puisse négliger leurs éventuels effets sur la propagation des signaux dans la troposphère. La figure II.1 représente la molécule d'eau et la répartition de ses charges électroniques. Leur répartition inégale (positives en rouge et négatives en bleu) forment un moment dipolaire orienté vers les atomes d'hydrogène.

La polarité des molécules d'eau n'est pas sans effet sur les molécules apolaires (non polaires). Au sein de la troposphère, les molécules « sèches » de la troposphère sont polarisées au contact des molécules d'eau. Les molécules polaires ont en effet la propriété de se comporter comme un champ électrique vis-à-vis des molécules apolaires. Néanmoins, ce phénomène n'étant valable que très localement, au contact des molécules d'eau, il est négligé dans les études de la réfringence de la troposphère. Suivant cette approximation un peu plus de 99% de la troposphère est électroniquement neutre.

Molécule	Formule chimique	Volume occupé (%)
Diazote	N ₂	78,08
Dioxygène	O ₂	20,54
Vapeur d'eau	H ₂ O	0,4
Argon	Ar	0,934
Dioxyde de carbone	CO ₂	0,038
Néon	Ne	0,001 818
Hélium	He	0,000 524
Monoxyde d'azote	NO	0,000 5
Krypton	Kr	0,000 114
Méthane	CH ₄	0,000 17
Dihydrogène	H ₂	0,000 05
Protoxyde d'azote	N ₂ O	0,000 05
Xénon	Xe	0,000 008 7
Dioxyde d'azote	NO ₂	0,000 002
Ozone	O ₃	0,000 001

Tableau II.2. Constituants de la troposphère terrestre et leurs proportions volumiques.

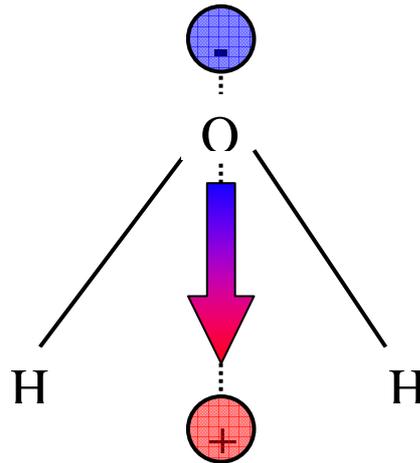


Figure II.1. Orientation du moment dipolaire de la molécule d'eau.

Effet d'un champ électrique

Au sein d'un champ électrique, il est admis que le moment dipolaire μ d'une molécule polaire est modifié. Son évolution est fonction du paramètre de polarisabilité de la molécule, c'est-à-dire la capacité de déformation de son nuage électronique. Ce moment dipolaire est nommé moment dipolaire induit. Il vaut :

$$\mu^* = \alpha_p \cdot \epsilon_0 \cdot E \quad (\text{II.1})$$

avec :

- μ^* le moment dipolaire induit
- α_p le paramètre de polarisabilité
- ϵ_0 la perméabilité du vide
- E le champ électrique

Ce phénomène physique est également valable pour des molécules apolaires qui se polarisent tant qu'elles sont soumises au champ électrique. De plus, sous l'effet d'un champ électrique, les molécules d'eau s'orientent dans une direction privilégiée afin de minimiser les forces d'interactions. Le vecteur de leur moment dipolaire est normal aux lignes du champ électrique.

Lors de la propagation d'un signal électromagnétique dans la troposphère, la neutralité de celle-ci est modifiée au voisinage du parcours du signal. Le champ électrique du signal accentue la polarité des molécules d'eau (présentes en majorité sous forme de vapeur) et polarise les éléments secs (neutres). Cette polarisation des molécules de la troposphère introduit une force d'attraction entre les molécules la constituant et le champ électrique produit par le signal. Il s'ensuit donc une vitesse de propagation du signal plus faible que dans le vide. L'indice de réfraction de la troposphère est donc nécessairement supérieur à 1 et est fonction des concentrations des molécules composant la troposphère.

II.1.2. Modélisation de l'indice de réfraction

II.1.2.1. Introduction

Comme mentionné dans la partie I, l'indice de réfraction est indépendant de la fréquence du signal. Néanmoins, il est important de souligner que cette propriété est restreinte au domaine des ondes radio comme les ondes GPS. Une modélisation de l'indice de réfraction est (équation II.2) :

$$n_T = 1 + k_1 \cdot R_S \cdot \rho_S + k_2 \cdot R_V \cdot \rho_V + k_3 \cdot R_V \cdot \frac{\rho_S}{T} \quad (\text{II.2})$$

avec :

- ρ_S la masse volumique des constituants de l'air sec
- ρ_V la masse volumique de la vapeur d'eau
- T la température
- k_1, k_2, k_3 des coefficients empiriques
- R_S et R_V les constantes relatives à l'atmosphère sèche et à la vapeur d'eau

Les deux premiers termes correspondent respectivement aux effets de la polarisation induite par le signal sur les éléments de l'air sec et de la polarisation induite de la vapeur d'eau. Le troisième terme est l'effet de l'orientation prise par les molécules d'eau (Schüler, 2001). Il est inversement proportionnel à la température. Les deux termes qui concernent la vapeur d'eau sont bien évidemment corrélés. Cette expression peut aussi être écrite en suivant la décomposition air hydrostatique/air humide à l'aide de la loi de Dalton (appliquée aux masses volumiques, équation II.3) :

$$n_T = 1 + k_1 \cdot R_S \cdot \rho + \left[\left(k_2 - k_1 \frac{M_V}{M_S} \right) R_V \cdot \rho_V \cdot T + k_3 \right] R_V \frac{\rho_S}{T} \quad (\text{II.3})$$

où ρ est la masse volumique de l'air total et M_S et M_V sont respectivement les masses molaires de l'air sec et de la vapeur d'eau. En supposant que les molécules se comportent comme des gaz parfaits l'indice de réfraction ne dépend alors que de deux paramètres d'état : la pression et la température. Les formules correspondantes sont celles des décompositions air sec/air humide et air hydrostatique/air humide vues dans la partie I (équations I.14 et I.15). Elles sont rappelées ici :

$$n_T = 1 + k_1 \frac{P_S}{T} + k_2 \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2} \quad (\text{II.4})$$

ou pour la séparation air hydrostatique/air humide (la loi de Dalton est appliquée aux pressions) :

$$n_T = 1 + k_1 \frac{P}{T} + \left[\left(k_2 - k_1 \frac{M_V}{M_S} \right) T + k_3 \right] \frac{e}{T^2} \quad (\text{II.5})$$

Les valeurs que prennent ces équations varient évidemment en fonction des gradients de pression et température.

II.1.2.2. Historique

Toute la difficulté du modèle d'indice de réfraction réside dans la détermination des coefficients empiriques k_1 , k_2 et k_3 . De nombreuses recherches menées dans la seconde moitié du XX^{ème} siècle ont permis de déterminer différents jeux de coefficients. Dans la littérature scientifique, plusieurs d'entre eux ont été utilisés ou sont encore utilisés pour modéliser ou étudier les effets de la troposphère sur la propagation des signaux GPS. Le tableau II.3 résume les valeurs de ces coefficients. Il s'agit des valeurs pour une décomposition air sec/air humide (cf. partie I) :

Modèle	k_1 (K/hPa)	k_2 (K/hPa)	k_3 (K ² /hPa)
Essen et Froome (1951)	77,624	64,700	371 897
Smith et Weintraub (1953)	77,607 +/- 0,013	71,600 +/- 08,50	374 700 +/- 3100
Boudouris (1963)	77,593 +/- 0,080	71,970 +/- 10,50	375 406 +/- 3000
Thayer (1974)	77,604 +/- 0,014	64,790 +/- 00,08	377 600 +/- 400
Hasagawa et Stokesbury (1975)	77,600 +/- 0,032	69,400 +/- 00,15	370 100 +/- 300
Bevis (1994)	77,600 +/- 0,050	70,400 +/- 02,20	373 900 +/- 1200

Tableau II.3. Valeurs estimées et écarts-types des coefficients du modèle d'indice de réfraction de la troposphère dans le domaine des ondes radio. Ces valeurs sont valables pour une décomposition air sec/air humide.

Le modèle d'Essen et Froome (1951)

En géodésie, le premier jeu de coefficients connu est celui du modèle de Essen et Froome (1951). La littérature scientifique mentionne deux expressions différentes. La première, (Rüeger 2002), intègre les coefficients du tableau II.3 quand à la seconde, mentionnée dans Forgues (1996) utilise la décomposition air hydrostatique/air humide. Le passage de l'une à l'autre se réalise avec la loi de Dalton.

Les coefficients ont été déterminés empiriquement à partir de mesures réalisées à une fréquence de 24 GHz ($\lambda = 1,25$ cm, domaine micro-onde). Les indices de réfraction des principaux constituants de l'air sec ont été mesurés : air sec sans dioxyde de carbone, azote, oxygène, argon, et dioxyde de carbone. Ces mesures ont été effectuées sous des conditions météorologiques « standards » : une pression de 760 mm de mercure (soit 1 013,25 hPa) et des températures comprises entre 0°C et 20°C. Pour la contribution de la vapeur d'eau, les mesures ont été réalisées dans des gammes de température et de pression assez limitées : 15°C - 25°C et 8,0 hPa – 18,7 hPa. Malgré la fréquence d'absorption de la vapeur d'eau, d'environ 22,23 GHz et très proche de la fréquence de mesure, il a été considéré que l'absorption de la vapeur d'eau pouvait être négligée. Or, la vapeur d'eau est très sensible aux variations de température et un profil de température de la troposphère présente une évolution pouvant aller jusqu'à des températures fortement négatives dans la haute troposphère. Par conséquent, la

fourchette de température utilisée, assez limitée, induit que le terme k_2 est valable pour des températures et donc des indices de réfraction au voisinage de la surface de la Terre. Il a d'ailleurs été souligné que l'extrapolation de cette formule pour la composante de vapeur d'eau à d'autres conditions n'est pas aussi fiable que pour les autres gaz.

Le modèle de Essen et Froome (1951) fut rendu célèbre par son approbation à l'issue de la XII^{ème} assemblée de l'International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG) tenue à Helsinki du 26 juillet au 6 août 1960. Il s'agissait de la première formulation exprimée avec une unité de pression différente : le millimètre de mercure (mm Hg). Son expression empirique est :

$$n_T = 1 + 103,49 \frac{P-e}{T} + \frac{86,26}{T} \left(1 + \frac{5\,748}{T} \right) e \quad (\text{II.6})$$

A l'issue de la XIII^{ème} assemblée de l'IUGG (Berkeley, 19-31 août 1963), la résolution 1, sous-paragraphes (a) et (b), adopta le modèle de Essen et Froome (1951) avec l'unité de pression aujourd'hui en usage, l'hectopascal (coefficients du tableau II.3). Cette formule adoptée par l'IUGG de 1963, est, d'après leurs auteurs, précise à 0,5 ppm sous des conditions extrêmes de température (-20 °C et +60°C) et une pression atmosphérique normale. Rüeger (2002) propose une erreur de 4,8 ppm à 45°C et pour une humidité relative de 100%. Les approximations de ce modèle proviennent de l'absence de prise en compte de la raie d'absorption de la vapeur d'eau et des conditions de température limitées.

Améliorations

L'ensemble de la discussion menée ici est une compilation des travaux menés par Rüeger (2002).

Le modèle de Thayer (1974) est très fréquemment utilisé dans la littérature scientifique pour rappeler la modélisation de l'indice de la troposphère. Par rapport aux autres modèles (tableau II.3), la valeur du coefficient k_3 se démarque et les incertitudes des trois paramètres sont plus faibles. Son expression est aussi différente car elle fait apparaître des facteurs de compressibilité :

$$n_T = 1 + k_1 \frac{P_S}{T} Z_S^{-1} + k_2 \frac{e}{T} Z_V^{-1} + k_3 \frac{e}{T^2} Z_V^{-1} \quad (\text{II.7})$$

avec :

- Z_S^{-1} le facteur de compressibilité de l'air sec
- Z_V^{-1} le facteur de compressibilité de la vapeur d'eau

Les facteurs de compressibilité permettent de tenir compte de l'écart de comportement de l'air sec et de la vapeur d'eau par rapport à des gaz parfaits. L'omission de ces termes engendre des erreurs de 0,04 ppm sur la détermination de l'indice de réfraction de la composante sèche et 0,1 ppm sur celui de la composante humide à 1000 hPa. Ces facteurs de compressibilité sont d'autant plus importants à considérer que les angles d'élévation des satellites GPS

utilisés dans les calculs sont faibles. Ceci en raison de l'augmentation de l'écart de comportement avec un gaz parfait des éléments composants les basses couches de la troposphère et des valeurs élevées des pressions partielles. Les formulations empiriques de ces facteurs sont rappelées par Schüler (2001) :

$$Z_S^{-1} = 1 + P_S \left[57,97 \cdot 10^{-8} \left(1 + \frac{0,52}{T} \right) - 9,4611 \cdot 10^{-4} \frac{T-273,15}{T^2} \right] \quad (\text{II.8})$$

$$Z_V^{-1} = 1 + 1\,650 \frac{e}{T^3} \left[1 - 0,013\,170(T - 273,15) + 1,75 \cdot 10^{-4}(T - 273,15)^2 + 1,44 \cdot 10^{-6}(T - 273,15)^3 \right] \quad (\text{II.9})$$

Comme le souligne la figure II.2, ces facteurs de compressibilité sont particulièrement sensibles à la température. Pour la composante humide et dans une moindre mesure la composante sèche, ces sensibilités sont non-linéaires.

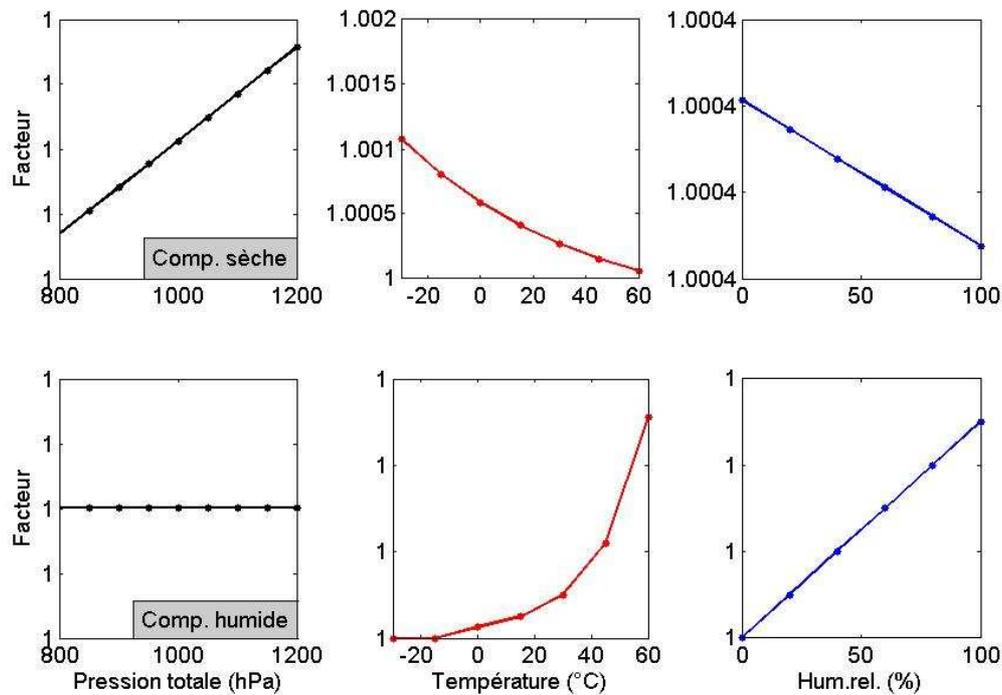


Figure II.2. Évolution des facteurs de compressibilité de Thayer (1974) en fonction des conditions météorologiques (pression, température et humidité relative). Les graphiques en haut présentent les variations des facteurs de la composante sèche et en bas celles de la composante humide. Dans chaque cas, les autres paramètres sont standards : 1 013,25 hPa, 20°C et 50% d'humidité relative. D'après les formules tirées de Schüler (2001).

Les écarts de comportement par rapport à des gaz parfaits avaient déjà été pris en compte par Essen et Froome (1951) dans la détermination de leurs coefficients. Avec le modèle de Thayer (1974), l'innovation réside dans l'introduction de facteurs fonction des paramètres d'état de la troposphère.

Le coefficient k_l a été déterminé en utilisant les résultats de Smith et Weintraub (1953), eux-mêmes déterminés à partir de mesures effectuées dans le domaine micro-ondes à

24 GHz et dans le domaine optique. L'utilisation de ce dernier domaine n'est pas recommandable car l'indice de réfraction est fonction de la longueur d'onde. Thayer (1974) prit conscience de ce problème car il indiqua que l'indice de réfraction du domaine radio est nécessairement plus grand que celui issu de l'extrapolation du domaine visible. De la même façon, le terme k_2 fut extrapolé de valeurs issues du domaine visible. Cette technique appliquée à la vapeur d'eau est d'autant moins rigoureuse que le domaine infrarouge (situé entre le domaine visible et le domaine radio) présente des raies d'absorption de la vapeur d'eau qui ne sont pas ici considérées. Le terme k_3 fut dérivé du modèle de Boudouris (1963). Ces extrapolations, critiquées par son auteur lui-même, n'ont pas découragé la communauté à l'utiliser par la suite comme dans Mendes (1999), mais Rüeger (2002) déconseille son utilisation.

Hasagawa et Stokesbury (1975) ont obtenu leurs coefficients en effectuant une moyenne pondérée de différentes déterminations. Les poids étant fonction des incertitudes données par les auteurs des expérimentations. Cependant, on peut reprocher à cette analyse d'être trop statistique car aucune considération n'a été apportée aux différentes conditions de mesures (fréquence, conditions d'état). D'autre part, la corrélation entre les termes de vapeur d'eau n'a pas été prise en compte pour quantifier la précision de leur modèle.

Le modèle de Bevis (1994) peut être considéré comme un modèle amélioré de celui de Hasagawa et Stokesbury (1975). Il s'agit aussi d'un modèle basé sur la statistique qui ne considère pas non plus la corrélation entre les termes k_2 et k_3 . Les coefficients des modèles de Essen et Froome (1951) et de Barrell (1951) sont utilisés comme valeurs *a priori*. Leurs valeurs sont extrapolées depuis le domaine visible, induisant de fortes incertitudes sur les valeurs des coefficients (cf. tableau II.3).

Tous ces problèmes expérimentaux, mis en évidence en 1999 dans le cadre de la commission IAG-SC3-SCFC de l'IUGG de 1999 ont encouragé la communauté scientifique à développer d'autres modèles.

Travaux et résolutions de l'IUGG de 1999

Une nouvelle modélisation de l'indice de réfraction troposphérique est proposée par Rüeger (2002) pour les signaux de longueur d'onde variant de 30 cm à 3,108 m. Il s'appuie sur une formulation à quatre termes qui individualise l'impact du dioxyde de carbone sur l'indice de la troposphère :

$$n_T = 1 + k'_1 \frac{P_{S-CO_2}}{T} + k_2 \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2} + k_4 \frac{P_{CO_2}}{T} \quad (\text{II.10})$$

avec :

- P_{S-CO_2} la pression partielle de l'air sec dépourvu de CO_2
- P_{CO_2} la pression partielle de CO_2

Les valeurs des paramètres empiriques sont résumées dans le tableau II.4. Les valeurs s'appuient sur les coefficients du modèle de Boudouris (1963) pour les termes k_2 et k_3 et les valeurs des coefficients k'_1 et k_4 sont tirées du modèle de Newell et Bird (1965).

Modèle	k'_1 (K/hPa)	k_2 (K/hPa)	k_3 (K ² /hPa)	k_4 (K/hPa)
Rüeger (2002)	77,674 +/- 0.013	71,970 +/- 10,500	375 406 +/- 3000	133,484 +/- 0.022

Tableau II.4. Valeurs estimées et écarts-types des coefficients du modèle de Rüeger (2002) pour la modélisation de l'indice de réfraction de la troposphère dans le domaine des ondes radio. Ces valeurs sont valables pour une décomposition air sec/air humide.

Cette décomposition en quatre termes permet d'actualiser le taux de CO₂ qui a augmenté depuis le modèle de Essen et Froome (1951). Dans les modèles présentés dans le tableau II.3, le taux de CO₂ est considéré à 0.03%. La résolution II.1.3 de l'IUGG de 1999 statua que ce taux n'était plus adapté face à de plus récentes mesures qui annonçaient un taux de 0.0375%. Par ailleurs, cette expression ne tient pas compte des facteurs de compressibilité des constituants de l'atmosphère. Mais, Rüeger (2002) rappelle que celui du dioxyde de carbone est négligeable en raison de la faible proportion de cette molécule dans l'air. Ce modèle est alors exprimé plus classiquement avec trois termes en regroupant le deuxième et le cinquième terme de l'équation II.10 :

$$k_1 \frac{P_S}{T} = [k'_1 + 3,75 \cdot 10^{-4} (k_4 - k'_1)] \frac{P_S}{T} \quad (\text{II.11})$$

Le tableau II.5 liste les coefficients des deux jeux proposés par Rüeger (2002). Leurs différences proviennent du traitement des erreurs systématiques lors des estimations des coefficients.

Modèle	k_1 (K/hPa)	k_2 (K/hPa)	k_3 (K ² /hPa)
Rüeger (1) (2002)	77,695 +/- 0.013	71,970 +/- 10,500	375 406 +/- 3000
Rüeger (2) (2002)	77,689 +/- 0.013	71,295 +/- 10,500	375 463 +/- 3000

Tableau II.5. Valeurs estimées des coefficients des modèles de Rüeger (2002) pour la modélisation de l'indice de réfraction de la troposphère dans le domaine des ondes radio. Ces valeurs sont valables pour une décomposition air sec/air humide.

Une étude comparative de tous les modèles présentés dans cette section (Essen et Froome (1951), Smith et Weintraub (1953), Boudouris (1963), Thayer (1974), Hasagawa et Stakesbury (1975), Bevis (1994), Rüeger (1) (2002) et Rüeger (2) (2002)) est réalisée dans la section II.3. L'impact sur la détermination des ZHD/ZWD est étudié.

A l'issue de cette même assemblée de l'IUGG, il a été reconnu, au travers de la résolution 4, que des travaux sur les raies d'absorption devaient être envisagés pour mieux comprendre l'impact sur la vitesse des signaux. Ces raies provoquent des anomalies de réfraction qui rendent la troposphère dispersive localement aux fréquences de ces raies. Il a été reconnu fondamental de mieux comprendre l'effet de ces raies sur la propagation des ondes, et notamment les ondes modulées autour d'une fréquence nominale comme c'est le cas du GPS. Il est nécessaire de comprendre si ces raies sont, à l'instar de la ionosphère, responsables de vitesses de groupe et de phase. Ce point est d'autant plus crucial que la limite

inférieure du spectre des fréquences à vocation dispersive n'est pas bien définie (elle oscille entre 1 GHz pour Rüeger (2002) et Bevis (1994) et 30 GHz pour Boudouris (1963)). Néanmoins, Doerflinger (1997) souligne que ces raies dispersives ont un impact au zénith inférieur à 1 mm pour des fréquences inférieures à 30 GHz.

Depuis 1963 de nombreuses mesures d'anomalies de réfraction ont eu lieu. Elles ont eu pour conséquence l'abrogation, en 1999 par la résolution 3 de l'IUGG, des sous paragraphes (a) et (b) de la résolution 1 de l'IUGG de 1963, c'est-à-dire le modèle de Essen et Froome (1951) comme référence pour les ondes radio et proche infrarouge dans l'atmosphère. Parallèlement, il a été recommandé de procéder à de nouvelles mesures de la réfraction des constituants de l'atmosphère dans des conditions réelles. En particulier, des mesures absolues dans le domaine radio sont primordiales.

II.2. Modélisations et traitements numériques de la troposphère pour le positionnement par GPS

Le concept général de décomposition des effets troposphériques dans les équations d'observations GPS a été vu dans la section I.1. Il est rappelé ici :

$$T_o(el) = ZHD.mf_H + ZWD.mf_W + (G_N \cos Az + G_E \sin Az).mf_G \quad (\text{II.12})$$

Chacun des éléments de l'équation II.12 ont un impact sur la qualité de la correction des observations et donc sur la qualité du positionnement. A titre d'exemple, Tregoning et Herring (2006) montrent, à l'aide d'une étude globale par GPS (angle de coupure de 7°), que le ratio entre un biais sur la hauteur et celui d'une erreur de ZHD est de 0,6. De même, d'après Boehm (2006b), le ratio entre un biais de hauteur et un biais sur la correction troposphérique *a priori* à 5° d'élévation est 0,2. Comme il le sera vu dans la section II.3, un biais sur le ZHD atteint rapidement des amplitudes de plusieurs millimètres, ce qui correspond à plusieurs centimètres à 5° d'élévation. Un impact de l'ordre de quelques millimètres sur la détermination de la hauteur est donc rapidement atteint. Cette section présente les avancées de la recherche et les différentes options dans la modélisation de chaque terme de l'équation II.12.

II.2.1. Modélisation des retards *a priori* au zénith à partir de donnée sol

Les ZHD et ZWD servent à corriger dans un premier temps les observations brutes (après projection dans la direction du signal). Leurs expressions sont les intégrations respectives de la composante hydrostatique et humide du profil de l'indice de réfraction troposphérique dans la direction du zénith (cf. section I.1 pour la définition des termes) :

$$ZHD = 10^{-6} k_1 \int_r^s \frac{P}{T} dH \quad (\text{II.13})$$

$$ZWD = 10^{-6} \int_r^s \left[\left(k_2 - k_1 \frac{M_V}{M_S} \right) T + k_3 \right] \frac{e}{T^2} dH \quad (\text{II.14})$$

Chaque équation peut être résolue à condition de bénéficier de données météorologiques 3D ou de modèles des profils verticaux des paramètres de pressions (pression totale et pression partielle de vapeur d'eau) et de température. Cela n'est pas toujours le cas et pour réduire ce problème plusieurs modèles basés sur des données météorologiques valables au sol (P_0, T_0, e_0) ont été développés au cours des dernières décennies. Ces modèles sont présentés dans un premier temps puis cette section discutera l'usage des récents modèles météorologiques 3D.

II.2.1.1. Contribution hydrostatique

Les modèles de Hopfield (1969) et de Saastamoinen (1972) sont des modèles couramment utilisés dans la plupart des logiciels de traitement GPS. Leurs formulations sont basées sur deux hypothèses :

- L'atmosphère est en équilibre hydrostatique :

$$-dP = \rho g dH \quad (\text{II.15})$$

- L'atmosphère se comporte comme un gaz parfait :

$$PV = \frac{m}{M} RT \quad (\text{II.16})$$

avec m la masse du gaz, M sa masse molaire et R la constante des gaz parfaits.

Le modèle de Saastamoinen (1972)

Le modèle de Saastamoinen (1972) combine les équations (II.15) et (II.16) dans l'équation générale du ZHD (équation (II.13)), sous hypothèse d'un comportement isotherme de la température. Il vient :

$$ZHD = 10^{-6} k_1 \frac{R}{g_m M_S} \int_0^{P_0} dP = 10^{-6} k_1 \frac{R}{g_m M_S} P_0 \quad (\text{II.17})$$

avec g_m la valeur moyenne de la pesanteur terrestre le long de la colonne d'air dans la direction du zénith. Cette dernière est modélisée à l'aide de la latitude φ du site et de sa hauteur orthométrique H_0 :

$$g_m = 9,784(1 - 0,002\,660 \cos 2\varphi - 0,000\,000\,280 H_0) \quad (\text{II.18})$$

Le modèle de Baby et al. (1988)

Une variante au modèle de Saastamoinen (1972) est le modèle de Baby et al. (1988) qui modélise différemment l'accélération de la pesanteur. Dans ce modèle, elle est fonction de la hauteur ellipsoïdale h_0 et d'un profil linéaire de température :

$$T(H) = T_0 + H\partial T \quad (\text{II.19})$$

où ∂T est le gradient de température. La modélisation proposée de l'accélération de la pesanteur est :

$$g_m = \frac{g_0}{1 + \frac{\partial T}{T_0} h_0(\mu+1)} \quad (\text{II.20})$$

avec :

$$\mu = \frac{M_S g_0}{\partial T R} \cdot \left(1 - \frac{2T_0}{\partial T h_0}\right) \quad (\text{II.21})$$

Le modèle d'Hopfield (1969)

Le modèle de Hopfield (1969) utilise quant à lui une modélisation du profil de pression en fonction de celui de la température en introduisant le modèle linéaire de l'équation (II.19). En contrepartie, il suppose que l'accélération de la pesanteur est constante et égale à g_0 . Avec l'intégration de la combinaison des équations (II.15), (II.16) et (II.19), il vient :

$$P = P_0 \left(\frac{T_0 + H\partial T}{T_0}\right)^{-\frac{g_0 M_S}{R\partial T}} \quad (\text{II.22})$$

Inséré dans l'équation générale du ZHD (équation (II.13)), la modélisation est :

$$ZHD = 10^{-6} k_1 \frac{P_0}{T_0} \int_0^{H_T} \left(\frac{T_0 + H\partial T}{T_0}\right)^{-\frac{g_0 M_S}{R\partial T} - 1} dH \quad (\text{II.23})$$

avec H_T la hauteur de la tropopause. Le modèle de Hopfield (1969) utilise alors deux approximations :

$$\frac{\partial T}{T_0} = -\frac{\partial T}{H_{0^\circ C} \partial T} \approx -\frac{1}{H_T} \quad (\text{II.24})$$

où $H_{0^\circ C}$ est la hauteur pour laquelle la température est $0^\circ C$, et :

$$-\frac{g_0 M_S}{R \partial T} - 1 \approx 4 \quad (\text{II.25})$$

Finalement, le modèle de Hopfield (1969) modélise le ZHD par l'intégration d'un modèle quartique (fonction puissance au degré quatre) de l'indice de réfraction :

$$ZHD = -10^{-6} k_1 \frac{P_0}{T_0} \int_0^{H_T} \left(1 - \frac{H}{H_T}\right)^4 dH = 10^{-6} k_1 \frac{P_0 H_T}{T_0^5} \quad (\text{II.26})$$

Hopfield (1969) propose alors un modèle empirique de la hauteur de la tropopause en fonction de la température au sol :

$$H_T = 40\,136 + 148,72(T_0 - 273,16) \quad (\text{II.27})$$

Dans la littérature, il est fréquent que soit mentionné le modèle de Hopfield modifié. Il s'agit du modèle de Goad et Goodman (1974) qui place l'origine de sa modélisation au centre de la Terre et non au lieu du site considéré. L'intégration des indices de réfraction dans la direction du zénith fait alors appel à des développements en série. Il est présenté en détails dans Durand et Peyret (2004).

II.2.1.2. Contribution humide

Le problème de la contribution humide de la troposphère est qu'elle n'est pas nécessairement en équilibre hydrostatique et que la loi des gaz parfaits n'est pas toujours vérifiée. La connexion entre les paramètres météorologiques au sol et leurs profils verticaux n'est pas triviale. Cependant, dans le but de modéliser les ZWD en fonction de ces paramètres, il est nécessaire de bénéficier d'un modèle de profil vertical de la pression partielle de vapeur d'eau e . C'est le point de divergence entre tous les modèles proposés durant les dernières décennies. Seuls les modèles de Hopfield (1969) et de Saastamoinen (1972) sont présentés car ils sont utilisés dans les logiciels de traitement GPS.

Le modèle d'Hopfield (1969)

Ce modèle utilise les mêmes principes que pour la contribution hydrostatique, à savoir :

- le principe de l'hydrostatique
- la loi des gaz parfaits
- un profil linéaire de température

Ces conditions conduisent au modèle vertical de pression partielle de vapeur d'eau suivant :

$$e = e_0 \left(\frac{T_0 + H\partial T}{T_0} \right)^{-\frac{g_0 M_V}{R\partial T}} \quad (\text{II.28})$$

L'expression du ZWD se démontre de la même façon que pour la contribution hydrostatique :

$$ZWD = 10^{-6} \left[\left(k_2 - k_1 \frac{M_V}{M_S} + \frac{k_3}{T_0} \right) \frac{e_0 H T}{T_0^2} \right] \approx 10^{-6} k_3 \frac{e_0 H T}{T_0^2} \quad (\text{II.29})$$

La même hauteur de tropopause que pour la contribution hydrostatique est utilisée (équation (II.27)).

Le modèle de Saastamoinen (1972)

Ce modèle utilise les mêmes hypothèses que celui de Hopfield (1969) à un coefficient près α qui permet de prendre en compte l'écart de comportement de la troposphère humide à la loi des gaz parfaits. Le modèle de profil de pression partielle est :

$$e = e_0 \left(\frac{T_0 + H \partial T}{T_0} \right)^{\alpha \frac{g_m M_V}{R \partial T}} \quad (\text{II.30})$$

Sous l'hypothèse que :

$$\left(\frac{T_0 + H \partial T}{T_0} \right)^{\alpha \frac{g_m M_V}{R \partial T}} \approx \partial T \quad (\text{II.31})$$

Le modèle de Saastamoinen (1972) est alors de la forme :

$$ZWD = 10^{-6} \left[\left(k_2 - k_1 \frac{M_V}{M_S} \right) \frac{R_V}{\alpha g_m} + \frac{k_3}{T_0} \frac{R_V}{(\alpha g_m - \partial T R_V)} \right] e_0 \quad (\text{II.32})$$

Il est d'usage de l'exprimer en fonction des paramètres de l'expression du ZHD :

$$ZWD = 10^{-6} k_1 \frac{R_S}{g_m} \left[\left(k_2 - k_1 \frac{M_V}{M_S} \right) \frac{R_V}{\alpha g_m} + \frac{k_3}{T_0} \frac{R_V}{(\alpha g_m - \partial T R_V)} \right] \frac{g_m}{R_S} e_0 \quad (\text{II.33})$$

II.2.1.3. Synthèse

Les modèles de Hopfield (1969) et de Saastamoinen (1972) fondent la modélisation des ZHD sur les deux mêmes hypothèses mais un point les sépare. Pour Saastamoinen (1972), le modèle de profil de pression est indépendant de la température car la loi des gaz parfaits et le principe de l'hydrostatique sont appliqués sous l'hypothèse d'un modèle d'atmosphère isotherme. Une seule donnée de pression au sol est alors suffisante pour définir le ZHD. Hopfield (1969) utilise un modèle de profil linéaire de température afin de tenir compte de la réalité des profils constatés par les données météorologiques (cf. section II.3) pour contraindre le profil de pression. C'est une façon de prendre en compte l'inexactitude des hypothèses utilisées mais cela augmente le problème au paramètre de la hauteur de la tropopause. La détermination de cette hauteur avec des données météorologiques 3D est présentée dans la section II.3).

Pour le ZWD, les résultats des deux modèles, Hopfield (1969) et Saastamoinen (1972), ne sont pas semblables bien qu'ils s'appuient sur une modélisation de nature identique (une atmosphère à profil vertical de température linéaire). Dans les deux cas des hypothèses de simplification les différencient mais celui de Saastamoinen (1972) est plus adapté à des profils météorologiques locaux (paramètres α et ν).

De nombreux autres modèles ont été développés (Callahan (1972), Chao (1972), Berman (1976), Ifadis (1986), Askne et Nordius (1987), Baby et al. (1988), Mendes et Langley (1998)). Ils ne sont pas présentés ici mais leurs formulations peuvent être trouvées dans la synthèse de Mendes (1999). Leurs précisions vis-à-vis des ZWD tirés de radiosondages réalisés sur le continent américain sont aussi présentées dans cette dernière étude. Cette étude, ses conclusions et une extension à une échelle globale sont présentées dans la section II.3. La plupart de ces autres modèles proposent d'autres approches pour lier le profil de la pression partielle de vapeur d'eau à d'autres paramètres au sol. Les fonctions utilisées sont de type exponentielle, polynomiale ou puissance. L'ensemble des paramètres utilisés dans les différents modèles de ZHD et de ZWD sont résumés dans les tableaux II.6 et II.7.

Modèle	P_0	T_0	H_0	g_0	A	φ
Hopfield (1972)	✓	✓				
Saastamoinen (1972)	✓		✓			✓
Baby et al. (1988)	✓	✓	✓	✓	✓	

Tableau II.6. Paramètres d'entrée des modèles de ZHD de Hopfield (1969), Saastamoinen (1972), et Baby et al. (1988) avec P_0 , la pression au sol en hPa, T_0 la température au sol en K, H_0 , l'altitude du site en m, g_0 , l'accélération de la pesanteur en $m.s^{-2}$, le gradient température en $K.km^{-1}$ et φ la latitude du site. D'après Mendes (1999).

Modèle	P_0	T_0	e_0	HR_0	H_0	g_0	α	φ	Autre
Saastamoinen (1972)		✓	✓						
Hopfield (1972)		✓	✓						
Callahan (1972)		✓	✓						
Chao (1972)		✓	✓		✓	✓	✓	✓	
Berman-70 (1976)		✓	✓				✓		
Berman -D/N(1976)		✓	✓						
Berman-TMOD(1976)		✓	✓						
Ifadis (1986)	✓	✓	✓						
Askne et Nordius (1987)		✓	✓		✓	✓	✓	✓	λ
Baby et al. (1988)		✓		✓				✓	ν, γ
Mendes (1998)			✓						

Tableau II.7. Paramètres d'entrée des modèles de ZWD avec P_0 , la pression totale au sol en hPa, T_0 la température au sol en K, e_0 la pression partielle de vapeur d'eau au sol en hPa, HR_0 le taux d'humidité relative au sol en %, H_0 , l'altitude du site en m, g_0 , l'accélération de la pesanteur en $m.s^{-2}$, α la vitesse verticale de température en $K.km^{-1}$, φ la latitude du site et λ , ν et γ des coefficients empiriques (sans unité, en $mm.\%^{-1}$ et en $^{\circ}C^{-1}$, respectivement). D'après Mendes (1999).

II.2.2. Les données et modèles météorologiques

Les ZHD/ZWD peuvent être modélisés, soit à partir d'une formule à intégrer dans la direction du zénith (équations II.13 et II.14) ou soit à partir de données météorologiques au sol qui seront utilisées dans les modélisations vues précédemment. Cette section présente les sources disponibles et leurs caractéristiques.

II.2.2.1. Les données de radiosondages

Une radiosonde est un instrument miniaturisé composé de plusieurs instruments qui mesurent les paramètres d'état de la troposphère. Il est envoyé dans la troposphère à l'aide d'un ballon gonflé à l'hélium. Il peut réaliser des mesures jusqu'à des altitudes allant de 20 à 30 km dans la stratosphère. Un parachute permet de ralentir la chute de la radiosonde.



Figure II.3. Exemple de lâcher de ballon-sonde (www.insu.cnrs.fr).

A son bord se trouvent un thermomètre, un baromètre, un hygromètre, une radio et parfois un récepteur GPS. La vitesse du vent est déterminée à l'aide de ce dernier, et plus exactement grâce à l'effet Doppler (Doerflinger, 1997) induit par la vitesse relative entre le ballon et la station au sol.

Parfois, la mesure du taux d'humidité relative est remplacée par celle de la température du point de rosée (Mendes, 1998). La température du point de rosée est définie par la température à laquelle la pression de saturation est atteinte, c'est-à-dire lorsque $HR=100\%$. Il arrive aussi qu'elle soit remplacée par celle de l'humidité spécifique (en g.kg^{-1}), comme c'est le cas pour les radiosondes VAISALA. Cette humidité a pour définition (Vedel, 2001) :

$$r = \frac{m_V}{m} = \frac{M_V}{M_S} \frac{e}{P - \left(1 - \frac{M_V}{M_S}\right)e} \approx 0,622 \frac{e}{P - 0,378e} \quad (\text{II.34})$$

Cette formulation correspond au rapport de la masse d'air humide, m_V , sur la masse d'air totale, m , par application de la loi des gaz parfaits.

L'intérêt des radiosondes pour le GPS est de pouvoir fournir une référence en matière de profil vertical d'indice de réfraction et donc un moyen de vérifier la qualité d'une modélisation ou d'une estimation des effets de la troposphère (après intégration du profil de l'indice). Les études présentant leur exploitation sont nombreuses car c'est le moyen qui permet de mesurer verticalement et avec le plus de précision les paramètres météorologiques. Les radiosondes VAISALA peuvent réaliser des mesures du contenu d'humidité spécifique précises entre 1 et 1.5 g.kg^{-1} (dérèglements des capteurs avec l'humidité de l'air). Ces erreurs impliquent une erreur de 10% sur le ZWD. Après étalonnage, cette erreur peut être réduite à près de 3%, ce qui conduit à une erreur de quelques millimètres sur le ZWD. Les sites réalisant régulièrement des lâchers de ballon sondes sont présentés sur la figure II.4. La couverture des sites est globale, dense et ils sont bien répartis sur l'ensemble de la planète avec de très fortes concentrations en Amérique du Nord, en Europe, en Chine et au Japon.

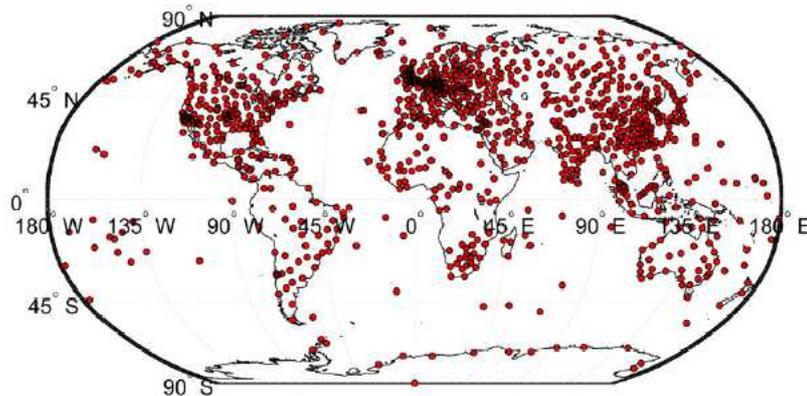


Figure II.4. Sites de radiosondages dans le monde (Ghoddousi-Fard et al., 2008).

II.2.2.2. Les modèles numériques de prévision météorologique 3D

Avec le nombre croissant de satellites météorologiques tels que ceux des séries Meteosat (depuis 1977), GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite, depuis 1975), ERS (European Remote-sensing Satellite, depuis 1992) et les satellites NCSCAT

(NASA SCATterometer, 1996) et QuickSCAT (1999), les observations spatiales de l'atmosphère se sont considérablement développées depuis maintenant une vingtaine d'années. Elles permettent une étude permanente en 4 dimensions de nombreux paramètres. Deux centres collectent, analysent et diffusent ces données. Il s'agit de l'European Centre for the Medium-range Weather Forecast (ECMWF ; www.ecmwf.int, Simmons et Gibson, 2000), européen et le National Center for Environmental Prediction (NCEP ; www.ncep.noaa.gov), américain.

Les informations peuvent être fournies sous forme de coordonnées géographiques ayant un pas constant, sous la forme d'une grille gaussienne (grille avec un nombre de nœuds à une latitude φ donnée qui est fonction du rayon du parallèle) permettant d'avoir une discrétisation spatiale homogène le long de chaque parallèle, ou bien sous la forme d'un développement en harmoniques sphériques. Dans chaque cas, les informations sont diffusées sur des surfaces de champ telles que la pression (coordonnées pression), la température (coordonnées température), ou bien encore sur une surface orographique approchée de la Terre. Les principales caractéristiques des données de l'ECMWF (Simmons et Gibson, 2000) sont listées dans le tableau II.8. A noter que les données opérationnelles et les données de type ERA-INTERIM permettent de réaliser des prévisions à plus ou moins long terme. La figure II.5 illustre la résolution spatiale des grilles ERA-40/ERA-15 et ERA-INTERIM.

		Opérationnelles	Réanalysées		
			ERA-40	ERA-15	ERA-INTERIM
Période		-	09/1957–08/2002	1979-1993	1989–2013
Résolution spatiale		0.25° x 0.25°	2.5° x 2.5°	2.5° x 2.5°	1.5° x 1.5°
Surface de champ		Oro./Pres.	Oro./Pres.	Oro./Pres.	Oro./ Pres./ Temp.
Nb. de niveaux/surface		1/25	1/23	1/4	1/37/15
Époque	Déterministe	0h/6h/12h/18h	0h/6h/12h/18h	12h	0h/6h/12h/18h
	Prévisionnelle	3h à 72h chaque 3h 78h à 240h chaque 6h	-	-	3h/6h/9h/12h (Surface seulement)

Tableau II.8. Caractéristiques spatio-temporelles des produits journaliers de l'ECMWF. Les données sont fournies sur des surfaces de champ comme l'orographie (Oro.), les surfaces isobares (Pres.), ou isothermes (Temp.).

Ces données permettent, comme les radiosondages de disposer d'une discrétisation des profils verticaux des paramètres météorologiques ou bien des profils verticaux de l'indice troposphérique. Elles permettent de résoudre les intégrales des ZHD et ZWD (équation (II.13) et (II.14)) à chaque nœud. Comme ces données évoluent dans le temps, ces modèles peuvent être qualifiés de modèles 3D+1D.

D'autres produits journaliers beaucoup plus fins sont aussi disponibles et sont notamment utilisés dans le cadre des prévisions climatiques. Il s'agit de produits de type Integrated Forecast System (IFS). Le dernier en date, T_L799L91, permet de disposer de

données sur une grille gaussienne ayant une résolution moyenne de 25 km, sur 91 niveaux, et ce toutes les 12 min. Le cumul des données IFS de pression, température et humidité relative nécessaires au calcul de l'indice de réfraction représentent près de 2 Go de mémoire par jour pour l'ensemble de la planète. En contrepartie, les données de type ERA-40 ne représentent que 180 Mo environ, et les données ERA-INTERIM, 800 Mo, pour quatre sessions horaires. Pour des raisons matérielles et économiques car les données opérationnelles et de type IFS sont payantes, ces dernières n'ont pas pu être étudiées dans cette thèse. Seuls les produits ERA sont utilisés par la suite. A noter que certains paramètres valables au niveau de la surface orographique sont fournis par l'Université de Technologie de Vienne, Autriche, pour l'ensemble des sites géodésiques VLBI, DORIS et GNSS de référence. Les listes des sites et les données sont diffusées sur la page Web www.hg.tuwien.ac.at/~ecmwf1/ via le produit Vienna Mapping Function 1 (VMF1) (cf. section suivante).

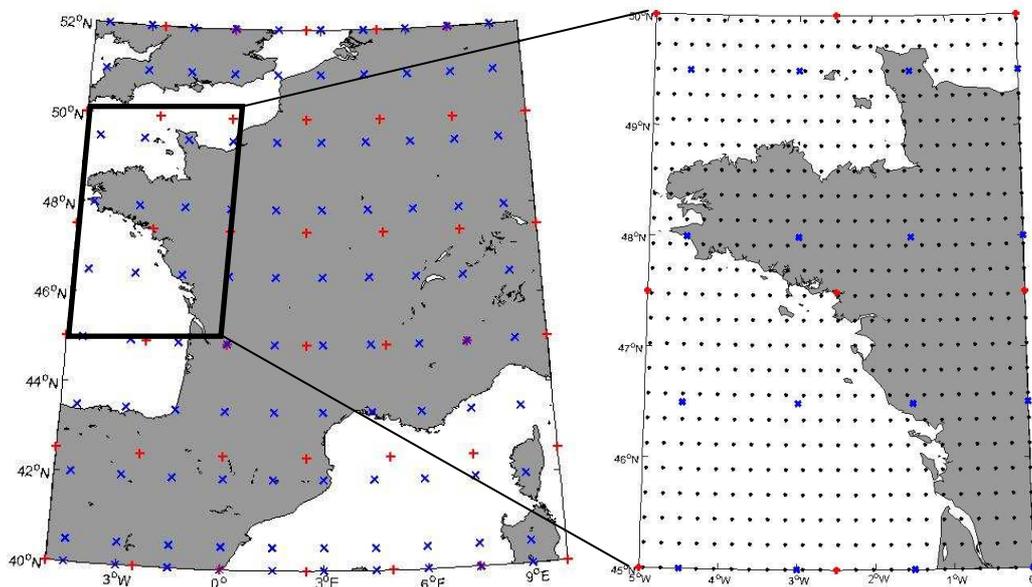


Figure II.5. Nœuds des grilles ERA-40 (rouge), $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$, ERA-INTERIM (bleu), $1,5^{\circ} \times 1,5^{\circ}$, et des données IFS (noir), $0,225^{\circ} \times 0,225^{\circ}$, au voisinage de la France et de l'Ouest de la France.

II.2.2.3. Les stations météorologiques

Quelques sites GPS disposent dans leur voisinage de capteurs météorologiques permettant de mesurer pression, température et taux d'humidité relative. En général, de tels sites GPS sont impliqués dans des réseaux tels que l'International GNSS Service (IGS, Dow et al., 2005), L'European Permanent Network (EPN, Kenyeres et Bruyninx, 2004) ou à plus petite échelle, le Réseau GPS Permanent (RGP) français. Le réseau de stations IGS disposant de capteur météorologiques est présenté sur la figure II.6. Il se compose de 130 stations dont la plupart sont localisées en Europe et au Canada. Ces données peuvent être utilisées en entrée des modèles de ZHD et ZWD tels que Saastamoinen (1972) et Hopfield (1969). Elles ont donc une utilisation différente des données de radiosondages et des modèles météorologiques 3D.

Le matériel disponible à la station GPS MAN2 (Le Mans, France) est typique des stations météorologiques associées au matériel GPS. Les données sont mesurées avec un capteur VAISALA dont les précisions sont de +/-0.07 mbar pour la pression, +/- 0.1°C pour la température et < 1% pour l'humidité relative. La période d'échantillonnage est de 30s.

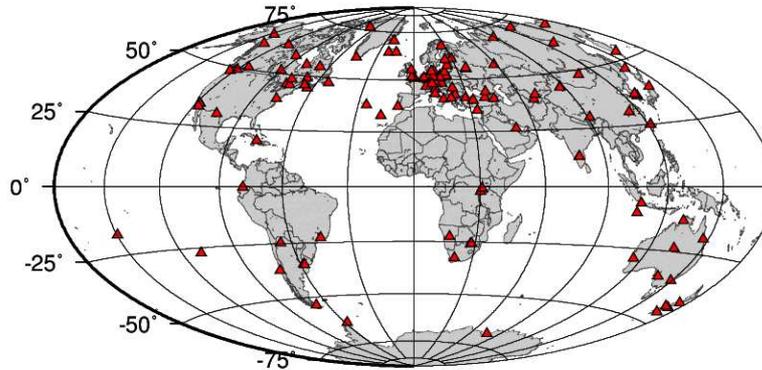


Figure II.6. Le réseau de stations IGS disposant de capteurs météorologiques.

II.2.2.4. Le modèle « Standard Pressure and Temperature » (SPT)

En l'absence de mesures *in situ*, et jusqu'à l'avènement des modèles numériques de prédiction météorologique, il a été d'usage d'extrapoler des valeurs standards de pression, température et humidité relative valables au niveau des océans. Les formules suivantes (Forgues, 1996) sont utilisées à cette fin :

$$P(h) = P_{Ref} [1 - 2,2610^{-5}(H - H_{Ref})]^{5,225} \quad (\text{II.35})$$

$$T(h) = T_{Ref} - 6,510^{-3}(H - H_{Ref}) \quad (\text{II.36})$$

$$HR(h) = HR_{Ref} e^{-6,39610^{-4}(H - H_{Ref})} \quad (\text{II.37})$$

avec :

- H_{Ref} l'altitude de référence
- P_{Ref} la pression de référence
- T_{Ref} la température de référence
- HR_{Ref} l'humidité relative de référence

L'équation (II.35) est aussi connue sous le nom du modèle de Berg (1948). Dans la littérature, cette extrapolation en loi de puissance est utilisée dans le cadre de plusieurs stratégies. Il peut s'agir de l'extrapolation de données météorologiques issues d'un autre site GPS co-localisé avec une station météorologique ou bien de données de surface tirées de radiosondages comme dans l'étude de Vedel (2001). Mais généralement, les logiciels de calcul GPS, en l'absence de mesures directes à la station considérée, utilisent le jeu de données de référence suivant :

H_{Ref}	0 m
P_{Ref}	1 013,25 hPa
T_{Ref}	20°C
HR_{Ref}	50%

Tableau II.9. Données météorologiques de référence standards

Ce procédé est recommandé dans les Conventions IERS de 2003, à défaut de mesures *in situ*. Une illustration des évolutions empiriques est présentée sur la figure II.7. La pression devient négligeable à partir de 30 km environ et l'humidité relative, 1 km seulement.

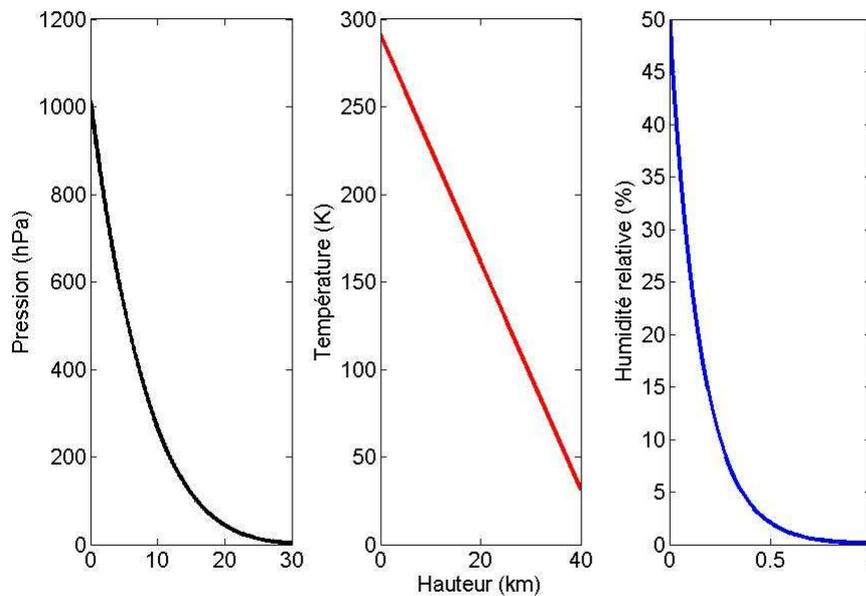


Figure II.7. Évolutions empiriques standards de la pression (hPa), température (K) et humidité relative (%) en fonction de la hauteur orthométrique (km)

II.2.2.5. Les modèles « Université du New-Brunswick » (UNB)

Les modèles UNB couvrent l'ensemble des problématiques du positionnement (ionosphère, troposphère, multitrajets, détection d'outliers...). Ils ont pour objectif de fournir des standards pour les méthodes de calcul de position et les corrections des observations. Ils sont aujourd'hui utilisés pour le positionnement DGPS (Differential GPS) temps réel à l'aide du système d'augmentation WAAS (Wide Area Augmentation System). Un exemple d'application est le positionnement d'avions. Différents standards ont été mis en place et prennent les noms de modèles UNB1, UNB2, UNB3... Ils sont aussi connus sous le nom de modèle MOPS (Minimum Operational Performance Standards : Schüeler, 2001). Ces modèles sont basés sur des données de radiosondages et leurs évolutions sont présentées en détails dans Collins (1998). Malgré l'existence du modèle UNB4, le modèle UNB3 reste le modèle couramment utilisé pour corriger de manière « standard » les données GPS.

Concernant les données météorologiques servant aux calculs des corrections troposphériques, UNB3 propose un jeu de données valables à la surface moyenne des océans,

dépendant de la latitude et auxquelles des variations saisonnières sont appliquées. Disponibles sous forme de tables, elles sont rappelées ici. Elles sont aussi disponibles dans Schüeler (2001).

$ \varphi_i $	$\overline{P_0}$ (mbar)	$\overline{T_0}$ (K)	$\overline{e_0}$ (hPa)	$\overline{\nabla T}$ (K.m ⁻¹)
<15°	1 013.25	299.65	26.31	- 0.006 30
30°	1 017.25	294.15	21.79	- 0.006 05
45°	1 015.75	283.15	11.66	- 0.005 58
60°	1 011.75	272.15	6.78	- 0.005 39
>75°	1 013.00	263.65	4.11	- 0.004 53

Tableau II.10. Valeurs moyennes des paramètres du modèle UNB3 aux latitudes φ_i : $\overline{P_0}$ la pression moyenne au sol, $\overline{T_0}$ la température moyenne au sol, $\overline{e_0}$ la pression partielle de vapeur d'eau moyenne au sol et $\overline{\nabla T}$ le gradient vertical moyen de température (Schüeler, 2001).

$ \varphi_i $	ΔP_0 (mbar)	ΔT_0 (K)	Δe_0 (hPa)	$\Delta(\nabla T)$ (K.m ⁻¹)
<15°	0.00	0.00	0.00	0.000 00
30°	-3.75	-7.00	-8.75	-0.000 25
45°	-2.25	-11.00	-7.24	-0.000 32
60°	-1.75	-15.00	-5.36	-0.000 81
>75°	-0.50	-14.50	-3.39	-0.000 62

Tableau II.11. Amplitudes saisonnières des paramètres du modèle UNB3 aux latitudes φ_i : ΔP_0 l'amplitude de la pression au sol, ΔT_0 l'amplitude de la température au sol, Δe_0 l'amplitude de la pression partielle de vapeur d'eau au sol et $\Delta(\nabla T)$ l'amplitude du gradient vertical de température (Schüeler, 2001).

Les valeurs d'un paramètre quelconque α en un lieu de latitude φ donnée sont interpolées linéairement et introduites dans un modèle cyclique annuel pour interpoler les valeurs à un jour j :

$$\alpha(\varphi, j) = \bar{\alpha}(\varphi) + \Delta\alpha(\varphi) \cos\left[\frac{2\pi(j-j_0)}{T_A}\right] \quad (\text{II.38})$$

avec :

- $\bar{\alpha}(\varphi)$ et $\Delta\alpha(\varphi)$ les valeurs moyennes et amplitudes annuelles du paramètre α au lieu de latitude φ
- j_0 le jour pour lequel le déphasage du paramètre α est nul. Il s'agit du 28^{ème} jour dans l'hémisphère Nord (janvier) et le 211^{ème} (juillet) dans l'hémisphère Sud
- T_A la période annuelle moyenne prise à 365,25 jours

Les valeurs extrêmes prises par la pression et la température (à $j_0 = 28$ et $j_0 = 211$) sont illustrées sur les figures II.8 et II.9. Les latitudes de 30° et 60° se démarquent pour les deux saisons rendant ce modèle assez approximatif car le pas en latitude est très grand (15°) et la

longitude n'est pas prise en compte. Il est possible d'extrapoler les données de pression et température à une hauteur donnée à l'aide des équations empiriques (II.35) et (II.36).

II.2.2.6. Le modèle « Global Pressure and Temperature » (GPT)

Dans Boehm et al. (2007a) une modélisation avancée des paramètres de pression et température est proposée. Ce modèle est basé sur trois ans de valeurs mensuelles de pression et température (de septembre 1999 à août 2002) du modèle ERA-40 de l'ECMWF (Simmons and Gibson, 2000). Celles-ci ont été extrapolées à la hauteur d'un géoïde (modélisé avec des harmoniques sphériques à l'ordre et au degré 9) à l'aide des formules du modèle SPT (équations (II.35) et (II.36)) sur une grille d'une résolution de $15^\circ \times 15^\circ$. Puis, les valeurs moyennes et les amplitudes annuelles de la pression et de la température en chaque nœud ont été modélisées avec des harmoniques sphériques de degré et d'ordre 9 (pour rester cohérent avec le modèle de géoïde utilisé). GPT est donc un modèle permettant de calculer en un site donné et un jour particulier la pression, la température et la hauteur du géoïde.

$$\bar{\alpha}(\varphi, \lambda) = \sum_{n=0}^9 \sum_{m=0}^n P_{n,m}(\sin \varphi) \cdot (V_{n,m}^{\bar{\alpha}} \cos m\lambda + W_{n,m}^{\bar{\alpha}} \sin m\lambda) \quad (\text{II.39})$$

$$\Delta\alpha(\varphi, \lambda) = \sum_{n=0}^9 \sum_{m=0}^n P_{n,m}(\sin \varphi) \cdot (V_{n,m}^{\Delta\alpha} \cos m\lambda + W_{n,m}^{\Delta\alpha} \sin m\lambda) \quad (\text{II.40})$$

avec :

- $V_{n,m}^{\bar{\alpha}}$ et $W_{n,m}^{\bar{\alpha}}$ les valeurs empiriques des amplitudes du développement en harmoniques sphériques de la valeur moyenne $\bar{\alpha}$
- $V_{n,m}^{\Delta\alpha}$ et $W_{n,m}^{\Delta\alpha}$ les valeurs empiriques des amplitudes du développement en harmoniques sphériques de l'amplitude annuelle $\Delta\alpha$

La même modélisation annuelle qu'UNB3 est utilisée (équation (II.38)) et les jours d'origine sont toujours le 28^{ème} et le 211^{ème} jour de l'année pour l'hémisphère Nord et Sud respectivement. Tout comme UNB3, les données sont extrapolées à une hauteur donnée à l'aide des fonctions empiriques du modèle SPT. D'un point de vue conceptuel, GPT est plus réaliste qu'UNB3 car les données d'ERA-40 sont globales (UNB3 est basé sur des radiosondages inégalement répartis : Collins, 1998) et l'information géographique est complétée au paramètre de la longitude. Les scripts Matlab et Fortran du modèle sont disponibles sur la page Web www.hg.tuwien.ac.at/. Les valeurs extrêmes de ce modèle à $j_0 = 28$ et $j_0 = 211$) sont aussi illustrées sur les figures II.8 et II.9. Les échelles de pression sont différentes d'UNB3 afin de mettre en avant les plus fortes amplitudes développées par GPT et ses différences avec UNB3. De manière évidente, les parallèles d'amplitude maximale (30°N en janvier et 60°S et juillet pour UNB3) ne sont pas aussi significatifs pour GPT mais dépendent du lieu, comme au voisinage de l'archipel des Açores, des îles Maldives ou bien encore de la chaîne de l'Himalaya. Le géoïde développé dans GPT est présenté sur la figure II.9.

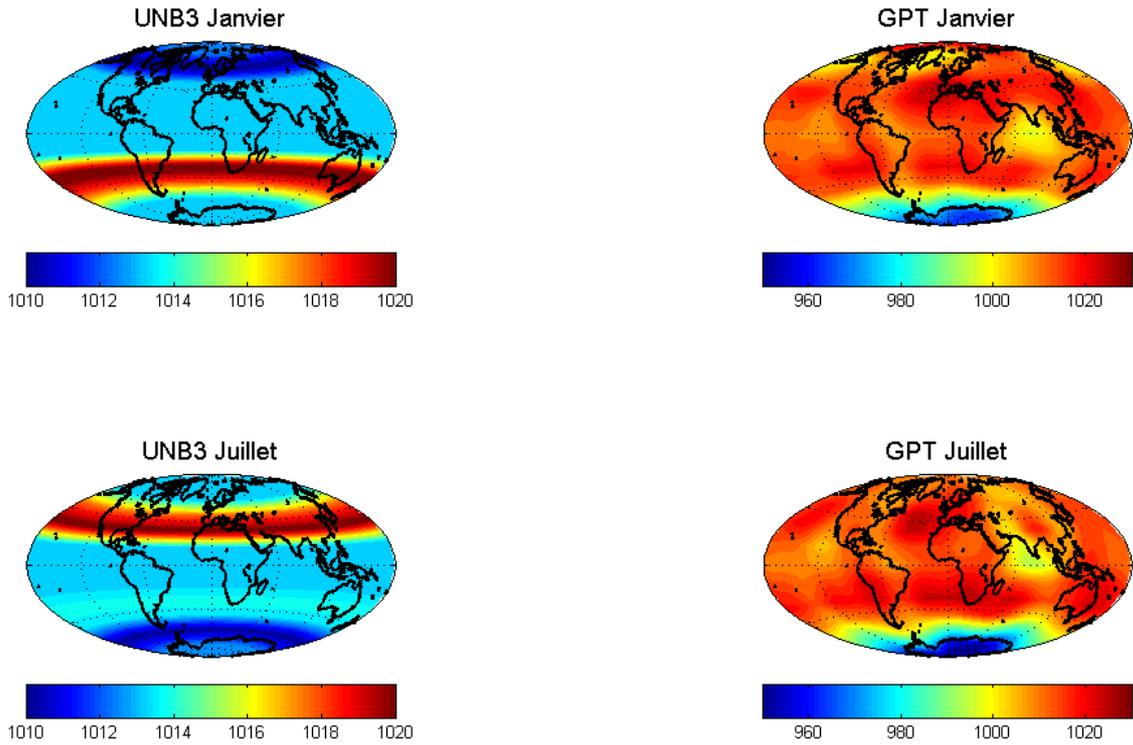


Figure II.8. Pressions (hPa) fournies par les modèles UNB3 et GPT aux époques extrêmes de leurs variations annuelles : janvier et juillet.

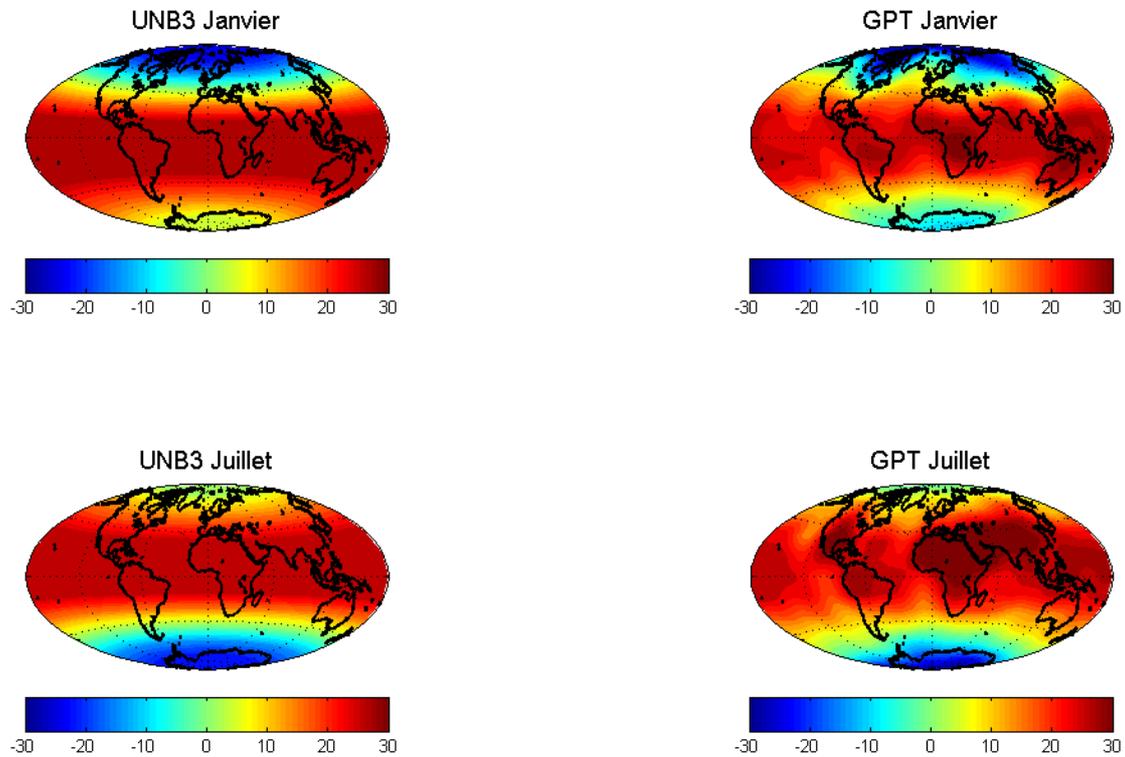


Figure II.9. Températures (°C) fournies par les modèles UNB3 et GPT aux époques extrêmes de leurs variations annuelles : janvier et juillet.

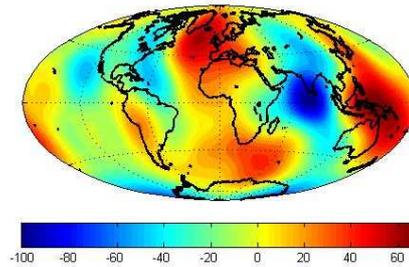


Figure II.10. Modèle de hauteurs de géoïde (m) développé dans GPT.

Les coefficients k_1, k_2, k_3 nécessaires au calcul de l'indice de réfraction de la troposphère, puis les modèles et les solutions météorologiques existantes pour calculer les ZHD et ZWD *a priori*, ont été présentés. Ces paramètres sont indispensables à l'équation (II.12) des retards troposphériques pour les observations GNSS. Afin d'étudier de manière exhaustive tous les paramètres de cette équation pouvant influencer son résultat, il est maintenant nécessaire de présenter les fonctions de projections.

II.2.3. Les fonctions de projection troposphériques

La fonction de projection a pour vocation de lier le retard troposphérique au zénith avec le retard suivant la direction d'arrivée apparente du signal GPS. A l'heure actuelle, toutes les fonctions sont indépendantes de l'azimut. Elles supposent en effet une atmosphère isotrope latéralement. En négligeant la courbure de la Terre, et celle du signal dans la troposphère, un modèle simple de fonction de projection est celui dit de « Terre plate » qui correspond à la géométrie simplifiée de la figure I.2 :

$$mf_{H/W}(el) = \frac{1}{\sin el} \quad (\text{II.41})$$

Une première fonction de projection, plus complète, prenant en compte la courbure de la Terre et du signal est la fonction de Marini (1972). Elle s'appuie sur une modélisation utilisant le principe des fractions continues :

$$mf(el) = \frac{1}{\sin el + \frac{a}{\sin el + \frac{b}{\sin el + \frac{c}{\sin el + d}}}} \quad (\text{II.42})$$

Son développement s'arrête à l'ordre 4. Les constantes a, b, c et d valent :

<i>a</i>	0,000 855 990
<i>b</i>	0,002 172 200
<i>c</i>	0,006 078 800
<i>d</i>	0,115 710 000

Tableau II.12. Coefficients empiriques (sans unité) de la fonction de Marini (1972).

Cette fonction de projection constitue une première approximation aux fonctions de projection précises. Les valeurs des coefficients permettent de rendre la fonction de projection cohérente avec un « tracé de rais » (intégration du profil de l'indice de la troposphère) réalisé dans un modèle de troposphère. L'erreur relative est inférieure à 0.3% y compris pour des angles d'élévation de 1°. Depuis le modèle de Marini (1972) a été amélioré, mais bien d'autres modèles basés sur le principe des fractions continues ont aussi vu le jour. Les travaux de Forgues (1996) sont une analyse très complète de seize fonctions de projection existant à cette date. Elles sont listées dans le tableau II.13. Parmi ces seize fonctions de projection, certaines sont totales c'est-à-dire des fonctions projetant l'ensemble du retard troposphérique au zénith sans distinction entre le caractère hydrostatique et humide de la troposphère.

Fonctions de projection avec décomposition hydrostatique/humide		Fonctions de projection totale	
Auteur	Date	Auteur	Date
Yionoulis	1970	Marini et Murray	1972
Hopfield et Moffet	1971	Saastamoinen	1972
Chao	1972	Black et Eisner	1984
Goad et Goodman	1974	Hartmann et Leitinger	1984
Black	1978	Lanyi	1984
Ifadis	1986	Davis et al.	1985
Santerre	1987	Baby et al.	1988
Herring	1992		
Niell	1996		

Tableau II.13. Liste des fonctions de projection étudiées dans Forgues (1996).

Ce tableau témoigne de l'importance des travaux menés ces dernières décennies pour aboutir à une fonction de projection précise. A partir d'un modèle basé sur le développement des fractions continues (celui de Marini (1972)), les recherches n'ont eu cesse de rechercher les meilleurs coefficients aux fonctions hydrostatiques et humides de manière empirique. La difficulté réside dans la qualité des fonctions de projection pour les angles d'élévation faibles (<15°). Cette problématique est fondamentale pour le traitement GPS car les observations sont nombreuses à de telles élévations et les utiliser permet d'optimiser la décorrélation entre les estimateurs de ZWD et de hauteur (Santerre, 1991). Forgues (1996) montre avec des simulations GPS réalisées sur trois jours de données que les fonctions de Herring (1992), Ifadis (1986), Lanyi (1984) et Niell (1996) optimisent la répétabilité des lignes de base GPS.

Cette section détaille les principales fonctions de projections développées à compter de celle de Niell (1996). Il s'agit des principales fonctions utilisées dans les logiciels de traitement GPS. Dans tous les cas, leurs modélisations reposent sur le modèle de celle d'Herring (1992), à savoir un couple de fonctions de type Marini (1972) normalisées (valant 1 au zénith) et tronquées à l'ordre 3 pour la contribution hydrostatique et humide de la troposphère, respectivement :

$$mf_{H/W}(el) = \frac{1 + \frac{a_{H/W}}{b_{H/W}}}{1 + \frac{a_{H/W}}{1 + c_{H/W}}} \frac{\sin el + \frac{a_{H/W}}{b_{H/W}}}{\sin el + \frac{b_{H/W}}{\sin el + c_{H/W}}} \quad (\text{II.43})$$

où les paramètres $a_{H/W}$, $b_{H/W}$ et $c_{H/W}$ représentent les coefficients pour la contribution hydrostatique ou humide de la troposphère suivant le cas. La détermination des coefficients est basée sur le principe des tracés de rais à un angle d'élévation el quelconque. Le rapport entre le tracé de rais à cet angle et celui au zénith est alors modélisé avec l'équation (II.43) et les paramètres $a_{H/W}$, $b_{H/W}$ et $c_{H/W}$ estimés par moindres carrés. D'autres fonctions de projection ont été aussi développées (Foelsche et Kirchengast, 2000 et Guo et Langley, 2003) mais elles ne sont pas présentées dans ce manuscrit.

II.2.3.1. La « Niell Mapping Function » (NMF)

Motivations

Dans une courte analyse historique des fonctions de projection utilisées en 1996 (Lanyi (1984), Davis(1985), Ifadis (1986) et Herring (1992)), Niell 1996 met en avant leur problématique commune : leur dépendance vis-à-vis de la température de surface. Or, une simple comparaison des variations de ce paramètre avec celles prises par les fonctions de projection rend ce problème triple :

- les variations diurnes de la température de surface impliquent des variations dans les valeurs des fonctions de projection d'une amplitude plus faible que celle que l'on rencontre dans les modèles. Les fonctions dépendantes de la température de la surface ont donc des variations diurnes surestimées
- les variations saisonnières de la température, plus importantes en surface que dans la haute troposphère engendrent des variations saisonnières des fonctions de projection qui sont corrélées avec celles de la température de surface. Les variations saisonnières des fonctions ne sont alors pas représentatives des variations induites par le volume troposphérique traversé.
- les valeurs des fonctions de projection pour un jour d'hiver chaud ne doivent pas être très différentes de celles d'un jour d'été froid. L'utilisation d'un modèle de température à variations saisonnières n'est donc pas toujours adaptée.

Les fonctions en usage en 1996 utilisent en entrée des modèles temporels de température ou des instruments météorologiques dont les imprécisions ressurgissent sur les valeurs prises par les fonctions. Niell (1996) innove en proposant une fonction de projection indépendante du paramètre de température de surface. L'idée développée est une modélisation des variations des coefficients de la fonction estimées à partir de « tracé de rais ». Ces derniers sont réalisés à partir de profils moyens de pression, température et humidité relative issus de radiosondages.

Modélisation et mise en œuvre

Les données utilisées par Niell (1996) sont les profils moyens de pression, température et humidité relative des mois de janvier et juillet des années 1987 et 1988 pour 4 latitudes différentes : 30°N, 45°N, 60°N et 75°N. A la latitude de 15°, des profils moyens valables pour une année entière ont été ajoutés à ces derniers. Ces données sont valables pour des longitudes couvrant l'Amérique du Nord et depuis le niveau de la mer. Par année, neuf jeux de profils de pression, température et humidité relative sont donc disponibles. De ces profils, le principe du tracé de rais a été appliqué à neuf angles d'élévation compris entre 3° et 90°, en chaque latitude et en chaque mois. Par application de la méthode des moindres carrés, un triplet de coefficients $\{a_H, b_H, c_H\}$ pour la NMF_H et un triplet $\{a_W, b_W, c_W\}$ pour la NMF_W ont été estimés pour chacun des neuf jeux de profils de 1987 et ceux de 1988.

A 5° d'élévation, les variations temporelles de la NMF_H ont une amplitude allant de 0,01 à 15°N de latitude à 0,05 à 60°N et 75°N. Par application d'un facteur d'échelle empirique entre les variations des valeurs de la fonction à 5° d'élévation et celles de la hauteur ellipsoïdale du site (0,2 : Boehm et al. 2006b), cela correspond à des variations de hauteur de quelques millimètres à quelques centimètres. Les variations temporelles des coefficients de la NMF_H ne sont donc pas négligeables et un jeu de valeurs moyennes et d'amplitudes annuelles est estimé tous les 15° en latitude pour chaque paramètre du triplet $\{a_H, b_H, c_H\}$. Par-contre, les variations saisonnières de la NMF_W apparaissent négligeables et des valeurs constantes sont définies.

La NMF s'inscrit dans les standards d'UNB3 (la discrétisation des paramètres est identique aux paramètres météorologiques, cf. section précédente) et les coefficients de la NMF_H pour un site de latitude φ donnée et en un jour donné sont estimés de la même façon, par une interpolation linéaire en latitude et par un modèle cyclique annuel (équation (II.38)). Les jours d'origine du modèle cyclique sont toujours le 28^{ème} jour de l'année pour l'hémisphère nord et le 211^{ème} pour l'hémisphère Sud. Pour les coefficients de la NMF_W , seule une interpolation en latitude est nécessaire.

Comme les variations de pression et température en fonction de l'altitude sont modélisables (cf. section précédente), les valeurs de la NMF_H varient en fonction de la hauteur du site d'étude. C'est également valable pour la NMF_W mais les variations de l'humidité ont une variation spatiale très difficile à modéliser. Niell (1996) propose donc seulement des termes correctifs de l'altitude pour les coefficients de la NMF_H .

Leur détermination fait appel à l'itération de la méthode des tracés de rais en partant d'une altitude de 1 000 m puis encore une fois à une altitude de 2 000 m. Par rapport aux coefficients déterminés au niveau de la mer, un gradient vertical peut être déterminé en fonction de la latitude et du mois de l'année. A 5° d'élévation, entre le niveau de la mer et 1 000 m, il est de $0,023.km^{-1}$ à 15°N de latitude et $0,020.km^{-1}$ à 75°N de latitude. Comme le gradient est quasi-uniforme dans le temps et dans l'espace (les variations des fonctions de projection sont fonction essentiellement de celles des paramètres météorologiques au sol), un gradient est estimé pour chaque coefficient de la NMF_H . Ces gradients traduisent les variations verticales de la NMF_H par rapport au modèle de Terre plate (équation (II.41)). Le gradient estimé par Niell (1996) se calcule alors avec l'équation suivante :

$$\frac{\partial m f_H(el)}{\partial H} = \frac{1}{\sin el} - m f_H(el, \nabla a_H, \nabla b_H, \nabla c_H) \quad (\text{II.44})$$

avec $\nabla a_H, \nabla b_H, \nabla c_H$ les gradients des coefficients empiriques de la NMF_H

En définitive, la NMF nécessite peu de coefficients. Pour la NMF_H , les valeurs moyennes et les amplitudes des variations correspondantes aux 5 latitudes étudiées sont nécessaires. A cela, il faut ajouter un triplet de termes correctifs de l'altitude. Soit, pour la NMF_H , $2 \times (3 \times 5) + 3 = 33$ coefficients. Pour la NMF_W , en l'absence d'interpolation temporelle et de correction d'altitude, seulement 15 coefficients sont nécessaires. En entrée, la NMF_H nécessite la date, la latitude du lieu et son altitude. La NMF_W quant à elle a seulement besoin de la latitude.

Évaluation

Dans Niell (1996), la NMF_H et la NMF_W sont comparées avec des fonctions tirées de radiosondages réalisés en 1987-1988 et/ou 1992 à proximité de 26 sites VLBI. Leurs positions géographiques sont pertinentes car elles couvrent les intervalles de latitude et d'altitude rencontrées par un réseau géodésique global (mondial). Leurs latitudes s'échelonnent entre $42,83^\circ\text{S}$ et $74,52^\circ\text{N}$, et leurs altitudes de 3 m à 1 351 m. Leur couverture en longitude est également mondiale. Les fonctions de Lanyi (1984), Davis (1985), Ifadis (1986) et Herring (1992), sont également comparées. Seules les valeurs prises à 5° d'élévation sont étudiées car les angles de basse élévation sont ceux pour lesquels les fonctions diffèrent et ont plus d'impact sur le positionnement vertical. A cet angle, les différences moyennes (biais) et écarts-types entre chacune des fonctions hydrostatiques et celles tirées des radiosondages sont minimisées avec la NMF_H : $-0,0011 \pm 0,0038$. Les valeurs des biais et écarts-types réalisés par les fonctions de Ifadis (1986) et Herring (1992) restent néanmoins très proches : moins de 0,002 en biais et moins de 0,001 en écart-type, soit moins d'1 mm de différence sur la verticale. Les performances de la NMF_H ne sont donc pas significatives *a priori*. Cependant, les amplitudes maximales des écarts sont réduites avec la NMF_H . Pour les sites qui sont présentés, ils sont d'environ 0,01 avec la NMF_H et près de 0,04 avec la fonction de Herring (1992). Ceci permet de prévoir une réduction de l'erreur sur la détermination de l'altitude de sites géodésiques avec une meilleure répétabilité des lignes de base.

Concernant la NMF_W , les performances réalisées en comparaison des autres fonctions ne sont pas clairement mises en avant. Par rapport à celles tirées des radiosondages, les statistiques annoncent un biais de $-0,0179 \pm 0,0247$. Ceci confirme l'intérêt d'utiliser une simple dépendance à la latitude car les valeurs sont faibles. La fonction de Herring (1992) humide utilise par exemple en entrée la température et l'altitude, et celle de Ifadis (1986) utilise pression totale, température et pression partielle humide.

Niell (1996) a évalué l'introduction de la NMF et de la fonction de Herring (1992) pour du positionnement par technique VLBI. Celles de Lanyi (1984) et de Ifadis (1986) n'ont pas été retenues car les écarts-types de leurs valeurs à 5° d'élévation par rapport à celles tirées des radiosondages indiquent que les répétabilités des lignes de base seront moins bonnes. La comparaison de la NMF avec celui de la fonction de Herring (1992) présente une différence

dans la moyenne des longueurs des lignes de base d'autant plus forte que l'angle minimum d'élévation est faible. A 5° , cette différence est augmentée de 11 mm pour une ligne de base de près de 10 000 km et d'1mm pour une ligne de 800 km environ. Ces différences s'expliquent par la différence de biais des deux fonctions par rapports à celles tirées des radiosondages. Niell (1996) montre également que l'écart-type des lignes de base en fonction de la longueur de ces mêmes lignes n'est pas significativement différent entre l'utilisation de la fonction de Herring (1992) et la NMF.

Sur des échelles de temps réduites à 2 semaines (environ l'échelle synoptique) ou la température de surface connaît des variations importantes (environ 15°C), les écarts-types des lignes de base calculées quotidiennement sont dégradés aussi bien pour la fonction de Herring (1992) que la NMF (quelques millimètres). Ceci met en avant, d'une part, le manque de sensibilité de la fonction de Herring (1992) aux variations de température, et, d'autre part, qu'une modélisation saisonnière des coefficients d'une fonction de projection n'est pas suffisante.

Bilan

Il apparait donc que les fonctions de Niell (1996) ne sont pas significativement plus performantes que les fonctions d'Herring (1992) et la modélisation annuelle employée reste insuffisante pour traduire des variations de température à des échelles de temps très courtes. Ce point est un premier défaut majeur de la NMF : la modélisation des variations des coefficients doit être réalisée à une échelle de temps beaucoup plus fine. De même, la répartition géographique des profils utilisés n'est valable que pour l'Amérique du Nord, et les latitudes considérées sont très espacées. Ce second point annonce le besoin d'une densification spatiale des données servant à la modélisation des coefficients.

II.2.3.2. L'« Isobaric Mapping Function » (IMF)

Motivations

La composante hydrostatique de la troposphère occasionne un retard sur les ondes GPS qui est fonction du profil de pression. Le rapport entre un retard à un angle d'élévation quelconque et le retard au zénith est dans ce cas un rapport de profils de pression. La détermination de la valeur de la fonction de projection à cette élévation revient alors à déterminer l'altitude d'une surface isobare pour laquelle le retard occasionné au zénith depuis la tropopause jusqu'à elle-même vaut le ratio des retards à l'angle d'élévation et au zénith.

Modélisation et mise en œuvre

Dans une étude postérieure à la NMF, Niell (2000) a mis en évidence la forte corrélation entre les valeurs prises par les fonctions de projection hydrostatiques à 5° d'élévation tirées des radiosondages des 26 sites de 1992 avec l'altitude de la surface isobare de 200 hPa. L'altitude moyenne annuelle de cette surface en chacun des sites est modélisée en

fonction de la latitude afin de donner une dépendance géographique à la fonction de projection à 5° :

$$H_{200,Ref}(\lambda) = \alpha_1 + \alpha_2 \cos 2\lambda \quad (\text{II.45})$$

avec

- α_1 et α_2 des coefficients empiriques
- $H_{200,Ref}$ l'altitude de la surface isobare de 200 hPa

L'idée développée par Niell (2000) est d'introduire cette altitude moyenne, de référence, dans la modélisation des coefficients d'une fonction de projection hydrostatique. Leurs variations, estimées depuis les tracés de rais (de 3° à 90°) des radiosondages (soit environ 730 profils), sont modélisées en fonction de la latitude du lieu et de l'altitude de la surface isobare valable en ce même lieu et à une date donnée. Ces modélisations définissent l'IMF_H. Un produit de sinusoides dépendantes de la latitude et de l'altitude de la surface isobare modélise au mieux le coefficient a_H , une constante pour le terme b_H et une simple sinusoides pour le terme c_H . L'ensemble des constantes nécessaires à leur calcul est disponible dans Niell (2002) :

$$a_H(\lambda) = f_1(\lambda, \lambda_{Ref}) + f_2(\lambda, \lambda_{Ref}) \cos(H_{200} - H_{200,Ref}(\lambda)) \quad (\text{II.46})$$

$$b_H = c^{te} \quad (\text{II.47})$$

$$c_H = \beta_1 + \beta_2 \cos(\lambda, \lambda_{Ref}) \quad (\text{II.48})$$

avec :

- $f_1(\lambda, \lambda_{Ref})$ et $f_2(\lambda, \lambda_{Ref})$ des fonctions empiriques dépendantes de la latitude du lieu et d'une latitude de référence
- H_{200} l'altitude de la surface isobare 200 hPa au lieu du site
- β_1 et β_2 des coefficients empiriques

Niell (2000) propose d'utiliser les altitudes de l'isobare issues d'une grille d'un modèle météorologique global. Cette grille est calculée par le Goddard Space Flight Center Data Assimilation Office avec une résolution de 2° en latitude et de 2.5° en longitude. Les altitudes et donc les valeurs de l'IMF_H en chaque nœud de la grille sont mises à jour toutes les 6h, ce qui permet alors de traduire les variations temporelles de l'état de la troposphère. Ces données sont accessibles depuis septembre 2003 sur <http://mars.hg.tuwien.ac.at/~ecmwf1/Z200/>. A l'instar de la NMF, une correction d'altitude est à prendre en compte. La même méthode que pour la NMF est utilisée.

L'IMF_w n'est pas présentée ici en détail. Niell (2000, 2002) présentent les coefficients de cette fonction ainsi que les résultats par rapport à des fonctions tirées de radiosondages. Le principal résultat concerne le poids de la fonction de projection humide sur les écarts-types de l'erreur d'altitude d'un site. La comparaison entre l'utilisation de l'IMF_w et les fonctions

tirées de radiosondages sont de l'ordre de 2 mm et les variations suivant la latitude sont complètement dominées par le choix de la fonction de projection hydrostatique.

Évaluation

L'évaluation de cette nouvelle fonction de projection s'effectue par comparaison avec la fonction de Herring (1992) hydrostatique et la NMF_H à 5° d'élévation. La référence étant les fonctions tirées des radiosondages sur les 26 sites. L' IMF_H n'est pas calculée avec les altitudes de l'isobare fournies par les radiosondages eux-mêmes mais avec interpolation des valeurs fournies par la grille du modèle météorologique. Cela permet d'évaluer une utilisation dans un cas standard. Les écarts-types de l'erreur commise sur l'altitude de ces sites en fonction de leur latitude sont de l'ordre de 1 mm à l'équateur à 7 mm aux pôles tandis que la NMF_H atteint des erreurs comprises entre 2 et 11 mm. Aux latitudes moyennes, l' IMF_H entraîne une erreur d'écart-type de 4 mm contre 8 mm avec la NMF_H , soit un gain de 50%. Les variations de l'écart-type des erreurs commises par l' IMF_H sont moins bruitées et la répétabilité des biais entre les fonctions par rapport à celles des radiosondages est plus forte avec l' IMF_H que la NMF_H . La réduction des erreurs saisonnières de la NMF_H est donc significative.

Dans Niell (2001) des premières comparaisons avec des données VLBI sont réalisées. Ces données proviennent de 13 jours de mesures réalisées en janvier 1994 dans le cadre de la campagne CONT94, 7 sites ont été retenus. Leur répartition géographique est limitée pour 6 d'entre eux à des latitudes supérieures à 30°N (excepté le site d'Hawaï). Les altitudes s'échelonnent depuis le niveau de la mer jusqu'à 1 600 m d'altitude. L'angle d'élévation minimum est de 5°. Seule la fonction hydrostatique est comparée. Il s'agit de la comparaison de résultats entre l'utilisation de la NMF_H et l' IMF_H . Pour la composante humide, la NMF_W est utilisée dans les 2 cas. L'étude de la répétabilité des longueurs des lignes de base indique que près de la moitié est améliorée avec l' IMF_H de près d'1 à 2 mm. Cependant, ces études n'ont pas été menées sur un assez long terme pour quantifier une amélioration globale de l'usage de l' IMF_H . Sur cette même période, l'impact du choix de la fonction de projection hydrostatique sur l'estimation du retard humide au zénith est testé. A 5° d'élévation, les différences entre les fonctions hydrostatiques entraînent un rabatement différent du ZHD *a priori* calculé par exemple par le modèle de Saastamoinen (1972). Cela implique donc une différence de SHD. Le biais entre les deux solutions de SHD est alors rabattu par la fonction de projection humide (la NMF_W est utilisée dans les 2 cas), légèrement différente de la fonction hydrostatique, faussant l'estimation du ZWD. Pour le site d'Onsala en Suède, le ZWD estimé diffère sur les 13 jours d'étude de -3 mm à +6 mm. Ces écarts traduisent des différences sur l'estimation du retard troposphérique à 5° de -35 mm à +70 mm environ, c'est-à-dire -10 mm à +25 mm sur l'altitude. Sachant qu'il existe une corrélation entre une erreur de fonction hydrostatique et une erreur de hauteur, celle-ci est donc aussi corrélée avec l'erreur de ZWD, qui devient alors un indicateur d'erreur commise sur la hauteur.

Le premier point de cette étude a été repris dans Niell et Petrov (2003). A l'aide de l'ensemble des observations VLBI de 1993 à 2003, la différence de répétabilité des lignes de base est augmentée d'environ 1 mm / 2 000 km en utilisant l' IMF_H au lieu de la NMF_H . Une analyse plus approfondie permet de mettre en évidence la qualité de l' IMF_H . Via l'usage d'un

coefficient de réduction de la variance, il s'avère que l'IMF est « correcte » à près de 80%. En d'autres termes, le risque qu'elle soit fautive par rapport à la « vraie » fonction de projection, inconnue est de moins de 20%. Pour le moment, les travaux estimant la précision des fonctions par rapport à des fonctions tirées de radiosondages n'est effectuée que pour un angle de 5° d'élévation. Niell et Petrov (2003) montrent que pour un site à une latitude moyenne (42°N), l'IMF et la NMF sont comparables en précision (par rapport à des radiosondages) pour un angle de 15°, à environ 4 mm (converti en hauteur). La NMF se dégrade fortement à partir de 10° et l'IMF, à partir de 7°. A 5°, elles ont une précision respective de 9 mm et 6 mm. Niell (2001) évoque aussi ce point de manière générale en fonction de la latitude. Il est montré qu'à 5°, le gain de précision sur la hauteur est de 50%, mais à 7°, 10° et 15° il est de 25%, 10% et 2.5%.

Bilan

Les réductions des erreurs saisonnières avec l'IMF_H par rapport aux radiosondages en comparaison de celles obtenues avec la NMF_H sont obtenues grâce à la fréquence des données en entrée : les altitudes de la surface isobare 200 hPa sont fournies toutes les 6h, alors que les coefficients de la NMF_H ont des périodes annuelles. Ce constat fait de l'IMF_H une fonction de projection bien plus cohérente avec la réalité physique de la troposphère. Cela permet de répondre clairement aux défauts de la formulation de la NMF_H. Néanmoins, 26 sites de radiosondages et une seule année de données peuvent paraître insuffisants pour optimiser les variations des paramètres météorologiques de la planète.

II.2.3.3. La « Vienna Mapping Function » (VMF)

Motivations

Boehm et al. (2004) proposent une utilisation renforcée des modèles météorologiques globaux pour optimiser le calcul d'une fonction de projection. Le développement d'une telle fonction repose sur le tracé de rais au travers des couches des modèles météorologiques plutôt que l'emploi d'une simple caractéristique d'une couche, comme le fait Niell (2000) pour l'IMF. Les données météorologiques proviennent du modèle ERA-40 de l'ECMWF. Au cours des recherches menées par l'Institut Technologique de géodésie et géophysique de l'université de technologie de Vienne, Autriche, différentes versions de cette fonction ont été proposées.

La VMF Rigide (VMF-Rig)

La première est la VMF-Rig qui repose sur le tracé de rais des modèles météo à 10 angles d'élévation entre 3.3° et 90°. Deux triplets de coefficients $\{a_H, b_H, c_H\}$. et $\{a_W, b_W, c_W\}$. sont estimés par moindres carrés toutes les 6h aux sites VLBI et à ceux de l'IGS et comme aucune modélisation des variations des coefficients n'est proposée, elle traduit le mieux possible les variations spatio-temporelles des effets troposphériques.

La VMF-Fast

Dans son concept visant à réaliser un tracé de rais à 10 angles d'élévation, la VMF-Rig pose des difficultés d'ordre informatique car elle impose un très grand nombre de calculs (4 fois par jour). Cela suscite des temps de calcul trop lourds pour envisager un calcul quasi-temps réel. Afin de limiter cette contrainte, Boehm et al. (2004) proposent de modéliser les coefficients $b_{H/W}$ et $c_{H/W}$ et de ne réaliser les tracés de rais qu'à 3.3° et 90° d'élévation seulement. Les termes $a_{H/W}$ sont alors estimés par simple inversion de l'équation de Marini (1972) normalisée (équation (II.43)). En fait, les termes $a_{H/W}$ contraignent les fonctions hydrostatique et humide pour qu'à 3.3°, elles prennent les valeurs obtenues par les tracés de rais. Ce procédé est environ 10 fois plus rapide en temps de calcul que la VMF-Rig. Les coefficients $\{b_H, c_H\}$ ont pour valeur ceux de l'IMF_H et $\{b_W, c_W\}$ ceux de la NMF_W.

Dans le cadre de la campagne CONT02, les valeurs obtenues par la VMF-Rig et la VMF-Fast ont été comparées. Cette étude a été menée avec 8 sites VLBI situés à des latitudes moyennes du 16 au 31 octobre 2002 avec un angle d'élévation minimum de 5°. Les RMS résultant indiquent que l'usage de la VMF-Fast entraîne une erreur sur l'altitude d'un écart-type de 2 mm pour la contribution hydrostatique et de 1 mm pour la contribution humide. Cela indique une forte cohérence jusqu'à un angle d'au moins 5°.

Lors des campagnes CONT02, IVS-R1 et IVS-R4, la répétabilité des lignes de base a été évaluée avec la VMF-Fast, l'IMF et la NMF. En comparaison des répétabilités obtenues avec des radiosondages, il apparaît clairement l'augmentation des performances de la VMF-Fast et de l'IMF par rapport à la NMF, mais la VMF-Fast ne permet pas d'améliorer la répétabilité de manière significative par rapport à l'IMF. Dans les deux cas, les performances relatives à la NMF sont meilleures à hauteur de 5 à 10% sur près de 75% des lignes de base. De même, les différences de répétabilité entre les solutions avec un angle de coupure de 10° et de 5° permettent de témoigner d'une plus forte sensibilité de la NMF à cet angle minimum. Mais les deux autres fonctions enregistrent les mêmes performances, c'est-à-dire 2 mm pour des lignes de base de longueurs inférieures à 10 000 km. Ces résultats ne sont pas surprenants du fait que les coefficients de la VMF-Fast hydrostatique sont conditionnés majoritairement par l'IMF_H.

La VMF1

Afin de générer une fonction qui soit aussi rapide à calculer que la VMF-Fast, mais qui soit indépendante des anciennes, Boehm et al. (2006b) proposent de modéliser les variations des coefficients $b_{H/W}$ et $c_{H/W}$ en fonction des résultats des tracés de rais effectués dans les couches des modèles météorologiques globaux. La VMF1 a pour ambition d'être entièrement construite sur la base de ces modèles.

La grille utilisée ici pour ces modélisations a un pas de 30°x15°, soit 156 nœuds. Chaque profil de chaque nœud est moyenné à une échelle mensuelle, et ce sur l'ensemble de l'année 2001. Au total, 156x12x4 soit 7488 profils sont exploités. Chaque profil mensuel sert de base pour le tracé de rais à 10 angles d'élévations, de 3,2° à 90°. Les produits de ces tracés de rais servent d'observables pour la détermination des modélisations des coefficients de la

VMF1_H et aussi ceux de référence (les coefficients de la VMF-Rig) pour l'évaluer. Le paramètre $b_{H/W}$ est modélisé à l'ordre 0 par une constante, tandis que le paramètre $c_{H/W}$ est modélisé par une sinusoïde fonction de la date, de la latitude et de l'hémisphère :

$$b_{H/W} = c^{te} \quad (\text{II.49})$$

$$c_{H/W} = \alpha_1 + \left[\left(\cos \left(2\pi \frac{DOY-28}{T_A} + \psi \right) + 1 \right) \alpha_2 + \alpha_3 \right] (1 - \cos \varphi) \quad (\text{II.50})$$

avec ψ une variable spécifiant l'hémisphère terrestre considéré (0 pour l'hémisphère Nord et π pour l'hémisphère Sud). Les constantes α_1 , α_2 et α_3 nécessaires au calcul sont disponibles dans Boehm et al. (2006a).

L'écart-type des différences engendrées par cette modélisation avec la VMF-Rig est maximum à 8 mm pour un angle de 5°, soit une erreur de 2 mm environ en altitude. Les différences à 5° entre la VMF-Rig avec la NMF, la VMF-Fast et la VMF1 vérifient ce résultat mais elles montrent également que la VMF1 est performante sur une étendue en latitude bien plus large que la VMF-Fast. Celle-ci se dégrade rapidement en hiver jusqu'à atteindre des erreurs équivalentes à 10 mm d'altitude à 60°N (inversement pour l'hémisphère Sud). L'écart-type obtenu avec la VMF1 est cohérent avec la qualité relative des modèles météo avec les radiosondages, environ 2 mm. En matière de répétabilité, les campagnes CONT02, IVS-R1 et IVS-R4 permettent de témoigner d'une amélioration sensiblement meilleure de la VMF1 par rapport à la VMF-Fast, en comparaison avec la NMF.

Bilan

Le développement de la VMF tire profit des produits de l'ECMWF. L'idéal est de pouvoir utiliser les tracés de rais en tout lieu et à tout instant car les précisions des modèles météorologiques 3D sont suffisants par rapport aux solutions des radiosondages. Mais ce type de calcul étant très coûteux en temps, le recours à une modélisation d'une partie des coefficients reste inévitable.

Les performances des différentes solutions VMF-Fast ou VMF1 sont une réelle avancée pour le positionnement géodésique car elles intègrent des données de haute qualité, denses spatialement et temporellement. Par rapport à l'IMF, les répétabilités des lignes de base sont légèrement diminuées avec la VMF1 car l'IMF utilise des modélisations de ses coefficients tirées de radiosondages qui ont une couverture spatiale et temporelle plus lâche.

Les coefficients $a_{H/W}$ des fonctions VMF1_H et VMF1_W sont disponibles à l'adresse Internet : <http://mars.hg.tuwien.ac.at/~ecmwf1>. Deux types de produits sont disponibles. Le premier est la VMF1-site calculée avec les modèles de l'ECMWF d'une résolution de 0,25° x 0,25° pour laquelle seuls les sites IGS, DORIS et VLBI sont concernés. Le second produit est la VMF1-grille calculée avec des données opérationnelles de l'ECMWF sur une grille mondiale d'une résolution de 2,5° x 2,0°. Leurs principales caractéristiques sont résumées dans le tableau II.14. Pour la VMF1-grille les coefficients $a_{H/W}$ sont valables au niveau zéro, ce qui impose une correction d'altitude semblable à celle de la NMF et de l'IMF. Kouba (2007) a comparé

l'utilisation des coefficients de la grille (VMF1-grille) interpolés en 11 sites GPS et celle des coefficients locaux pour ces sites (VMF1-site). Ces sites occupent une couverture mondiale et ont des altitudes variables. Les différences les plus importantes pour le coefficient a_H , sont de l'ordre de $3 \cdot 10^{-6}$ et pour a_W de l'ordre de $2 \cdot 10^{-5}$. Pour des valeurs de ZHD et ZWD moyens (2 000 mm et 200 mm, respectivement), cela correspond à des erreurs respectives d'altitude de 3 et 6 mm pour un angle d'élévation de 5° . A partir de 10° , les différences sont négligeables. Les routines Fortran et Matlab permettant de calculer les valeurs de la VMF1 avec correction d'altitude depuis les coefficients tirés de la grille, *vmf1_ht*, et celles depuis les coefficients des sites géodésiques, *vmf1*, sont disponibles sur la page Internet www.hg.tuwien.ac.at/~ecmwf1/. D'autres paramètres sont fournis avec les données de la VMF1-site. Ils sont résumés dans le tableau II.14. Les sites IGS disponibles dans VMF1-site sont localisés sur la figure II.11.

	VMF1-grille	VMF1-site
Résolution	2,5° x 2,0°	0,25° x 0,25°
Couverture	Globale	Sites IGS, DORIS et VLBI
Disponibilité	Depuis 1992	Depuis le 01/01/2005 (IGS et DORIS) Depuis le 01/01/1979 (VLBI)
P_0		✓
T_0		✓
e_0		✓
ZHD	✓	✓
ZWD	✓	✓
a_H	✓	✓
a_W	✓	✓

Tableau II.14. Principales caractéristiques des données de VMF1-grille et de VMF1-site.

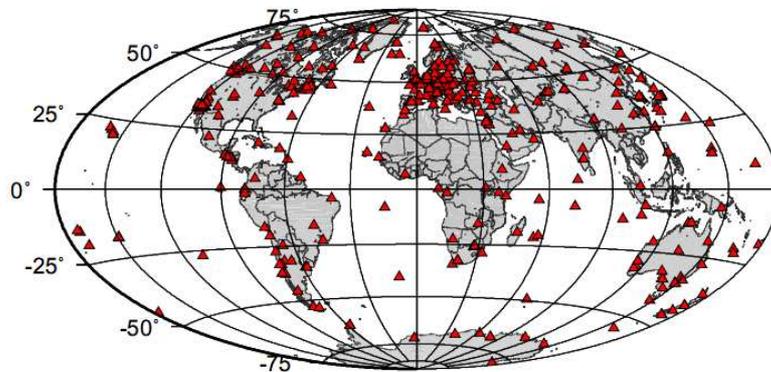


Figure II.11. Positions des sites GNSS disponibles dans la base de données de la VMF1-site

II.2.3.4. La « Global Mapping Function » ou GMF

Motivations

Boehm et al. (2006a) proposent une nouvelle fonction empirique (avec les propriétés de la NMF) qui puisse répondre au problème de la disponibilité des données de la VMF1. L'idée développée est de modéliser les variations des paramètres $a_{H/W}$ de la VMF1 sur une longue période.

Modélisation et mise en œuvre

A partir du modèle ERA-40 de l'ECMWF, les paramètres $a_{H/W}$ de la VMF1 sont calculés sur la période septembre 1999 – août 2002. Les valeurs obtenues sont alors moyennées mensuellement et corrigées, pour la composante hydrostatique au niveau zéro à l'aide de la correction d'altitude de la NMF_H. Les valeurs moyennes et les amplitudes annuelles sont développées en harmoniques sphériques à l'ordre 9 (équations (II.39) et (II.40)). Les valeurs au jour sont alors déterminées à l'aide de la modélisation cyclique annuelle décrite par l'équation (II.38).

Bilan

La GMF est une fonction représentant un compromis entre la NMF et la VMF1. Elle est rapide à utiliser et nécessite les mêmes paramètres en entrée (latitude et jour de l'année) que la NMF mais elle est plus réaliste car elle est dérivée de données globales mais elle possède le même défaut que la NMF, à savoir l'absence de réalité physique des propriétés de la troposphère à l'échelle hebdomadaire et/ou journalière. Boehm et al. (2008) recommandent une utilisation de la VMF1 pour rendre les projections des retards troposphériques les plus réalistes possibles mais la GMF reste une solution malgré la négligence des variations météorologiques à des courtes périodes. Tesmer et al. (2007) et Tregoning et Watson (2009) confirment les avantages de la VMF1 par rapport à la GMF. Les mises à jour des Conventions IERS (McCarthy et Petit, 2004) préconisent l'usage de la GMF lorsque la VMF1 n'est pas accessible. Une routine pour calculer les valeurs de la GMF pour un angle donné est disponible sur la page Internet www.hg.tuwien.ac.at/~ecmwf1/.

II.2.3.5. Vers une fonction de projection dépendante de l'azimut ?

Les dernières fonctions de projection se basent sur l'avènement des modèles météorologiques globaux assimilant toutes formes de mesure de la physique de la troposphère. L'ensemble de ces données, modélisées en harmoniques sphériques permettent de disposer des profils des différents paramètres météorologiques sur l'ensemble de la planète, et ce à des échelles temporelles et spatiales (dans les 3 dimensions) fortes. Les performances se sont révélées améliorées par rapport aux anciennes fonctions, notamment

pour les latitudes élevées. Leurs applications en géodésie ont su montrer leur capacité à augmenter la répétabilité des lignes de base avec des angles d'élévation de 5° au minimum.

Cependant, les modèles météorologiques restent toujours exploités en amont de la chaîne de traitement GPS pour estimer les coefficients des fonctions de projection. Une perspective est d'implémenter une étape de tracé de rais dans le traitement de données GPS. Ceci permet d'envisager le calcul d'une VMF1-Rig seulement aux sites GPS utilisés et aux instants des expériences menés. Cet axe de recherche est actuellement poursuivi à l'Université Nationale Australienne (ANU, Smythe et Tregoning, 2007), à l'Université du New-Brunswick (Ghoddousi-Fard, 2009), à l'Institut Technologique de géodésie et géophysique de l'université de technologie de Vienne en Autriche (Boehm et al., 2005b) ainsi qu'à l'Observatoire Midi-Pyrénées (OMP) du Groupe de Recherche en Géodésie Spatiale (GRGS). Des premiers résultats présentés dans Smythe et Tregoning. (2007) utilisent un tracé de rais d'une part, de la composante hydrostatique pour corriger ses effets sans utiliser de fonction hydrostatique et, d'autre part, de la composante humide pour estimer une fonction humide de type VMF1-Rig toutes les 6h. Ces opérations ont été implémentées dans le logiciel GAMIT 10.3. Cette méthode a un triple avantage :

- elle permet de s'affranchir des problèmes d'estimation par moindres carrés des coefficients $\{a_H, b_H, c_H\}$. Les observations GPS brutes peuvent être directement corrigées des résultats des tracés de faisceaux aux angles d'élévation des observations.
- elle permet de disposer d'une fonction humide dont les coefficients ne sont pas issus d'un modèle. Les effets d'une modélisation géographique des coefficients $\{a_W, b_W, c_W\}$ disparaissent.
- le comportement azimutal des STD est possible et les gradients estimés dans le calcul GPS deviennent obsolètes. Il est donc possible d'estimer les gradients troposphériques autrement que par un calcul classique (Chen et Herring, 1997). A ce propos, les résultats de Smythe et Tregoning (2007) présentent des RMS sur les résidus de phase de stations proches du niveau de la mer et du littoral améliorés d'un facteur 3. En ces lieux, et aux dates des expériences réalisées, les gradients troposphériques évalués par tracés de rais sont importants. Ces travaux montrent donc l'intérêt d'implémenter le tracé de rais dans la chaîne de traitement pour la correction des anisotropies de la troposphère.

Dans la même optique, Boehm et al. (2005) ont développé dans le cadre de la campagne CONT02 une version améliorée de la VMF1, la VMF2. Sa particularité est la prise en compte de l'anisotropie de la troposphère. Contrairement au concept de la VMF1 qui utilise la méthode de tracé de rais à partir d'un unique profil vertical, ici, le tracé de rais de la VMF2 est opéré dans un champ de réfraction dérivé de nombreux profils verticaux issus de l'ECMWF. Ici, l'hypothèse d'atmosphère stratifiée verticalement est abandonnée au profit de la modélisation des irrégularités troposphériques. Un triplet de coefficients pour la VMF2_H et la VMF2_W est estimé toutes les 6h pour 10 angles d'élévation entre 3.3° et 90° et tous les 30° en azimut. A partir d'observations VLBI, il est montré que la répétabilité des lignes de base est améliorée d'un facteur 2 en comparaison de l'utilisation de la VMF1 combinée à une estimation des gradients. Le problème majeur de cette fonction est le temps de calcul des

coefficients. Ce point est en cours de recherche à l'Institut Technologique de géodésie et géophysique de l'université de technologie de Vienne, Autriche. Plus exactement, une modélisation de type GMF (Boehm et al., 2007b) reposant sur une modélisation en harmoniques sphériques.

Des résultats préliminaires au calcul de gradients troposphériques à partir de tracés de rais dans les modèles ERA-40 et ERA-INTERIM sont présentés dans la section IV. Ils permettent de visualiser l'amplitude de ces gradients et d'envisager les futures possibilités d'un tel procédé.

II.2.4. Quid des contraintes spatiales ?

Une fois que les observations brutes sont corrigées *a priori*, les résidus de ZWD par rapport au modèle utilisé sont estimés dans le processus général de traitement GPS, et ce en même temps que les autres paramètres (positions, gradients troposphériques, ambiguïtés, paramètres orbitaux et d'orientation de la Terre). Les détails de l'algorithme de GAMIT concernant ces résidus sont présentés dans l'annexe A. Les résidus de ZWD sont estimés sous hypothèse d'un comportement stochastique à l'aide d'un processus de Gauss-Markov à l'ordre 1. Les équations traduisent une estimation par un filtre de Kalman simplifié.

Cependant, à un instant t donné, les résidus de ZWD sont estimés indépendamment site à site. La seule corrélation entre leurs estimateurs est d'origine mathématique. Aucune considération de la physique naturelle de la troposphère n'est utilisée pour contraindre spatialement les estimations des ZWD. Négliger cette physique revient à supposer la contribution humide de la troposphère comme un milieu en équilibre hydrostatique. Malheureusement, cette condition idéale a rarement lieu. De nombreux facteurs viennent perturber cet équilibre comme le vent et les gradients horizontaux d'humidité et de température. Modéliser la troposphère humide par une succession de couches isotropes est donc insuffisant. Cette part de la troposphère peut subir des variations de son indice de réfraction à différentes échelles, qu'elles soient spatiales ou temporelles. Dans le cadre d'un procédé de positionnement précis et rigoureux, ces variations nécessitent d'être modélisées. Ceci amène à l'introduction de la notion de turbulence troposphérique.

D'une manière générale, un fluide défini comme visqueux possède deux états caractéristiques. Le premier est l'état laminaire. Pour une vitesse d'écoulement ne dépassant pas un certain seuil, la surface du fluide aura un aspect régulier et lisse. L'énergie cinétique fournie au fluide est diffusée et dissipée uniformément sur l'échelle du fluide. Cet état permet de modéliser la troposphère en couches stratifiées au sein desquelles les molécules suivent des trajectoires similaires. Au-delà d'une certaine vitesse, le fluide passe dans le second état, dit turbulent. Dans cet état, l'énergie cinétique est transmise par effet de cascade à des échelles plus petites par le biais d'effets tourbillonnants. C'est seulement à partir d'une certaine échelle que l'énergie se dissipe sous forme de chaleur par frottements visqueux moléculaires. La modélisation en couches devient impossible car les molécules suivent des trajectoires avec de fortes variations et une composante de vitesse perpendiculaire à la direction du courant moyen (mouvement de cisaillement) élevée. Les couches se mélangent alors d'une façon

assez complexe. Pour définir l'étape de transition entre l'état laminaire et turbulent, on définit, en mécanique des fluides, le nombre de Reynolds :

$$R_e = \frac{lV}{\nu} \quad (\text{II.51})$$

avec :

- V la vitesse d'écoulement du fluide
- l une dimension caractéristique
- ν un facteur de viscosité du fluide

Pour l'air ambiant, la valeur critique est d'environ 2 000. Or, pour des valeurs de vitesse et de viscosité moyennes ($V = 1 \text{ m.s}^{-1}$, $l = 15 \text{ m}$ et $\nu = 1,5 \cdot 10^5 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$), le nombre de Reynolds avoisine les 10^6 , si bien que la turbulence de la troposphère est très active.

Kolmogorov a, parmi ses nombreux travaux, étudié les phénomènes de turbulence. Le spectre de Kolmogorov présente le spectre en fréquence de l'énergie cinétique du fluide au cours du temps. Il montre que le fluide se comporte de manière isotrope entre deux longueurs d'ondes l_0 et L_0 appelées échelles externes et internes de la turbulence. Cette section du spectre est la partie homogène de la turbulence. En amont, se situe l'espace de génération d'énergie (grandes longueurs d'ondes) et en aval, celui de dissipation (petites longueurs d'onde). Les modèles de Kolmogorov modélisent cette zone isotrope du spectre par une fonction en inverse de puissance de la forme $\kappa^{-\alpha}$. Cela correspond à une phase de transfert d'énergie à des échelles plus petites.

A l'instar des variations de vitesse, les turbulences spatiales de température et d'humidité peuvent également être modélisées par des modèles de la même forme que ceux de la vitesse. Par conséquent, les turbulences affectant l'indice de réfraction de la troposphère, pour un point de position x , d'indice $n(x)$ et à une distance ζ , le RMS de l'indice vaut :

$$RMS_{n_T}(x, \zeta) = E \left[\left(n_T(x + \zeta) - n_T(x) \right)^2 \right] \quad (\text{II.52})$$

Comme le retard troposphérique d'un signal correspond à son intégration le long de son chemin optique parcouru, la turbulence est caractérisée par l'introduction de l'épaisseur de la couche turbulente η . Une fonction de structure est :

$$RMS_{n_T}(x, \zeta) = C^2 \eta^2 \zeta^{2/3} \quad (\text{II.53})$$

avec C la constante de structure de fluctuation de l'indice de la troposphère. Il s'agit de la loi des 2/3 de Kolmogorov. Gradinarsky (2002) présente des formulations indépendantes de la position du site de position x . Il a exprimé le différentiel de retard troposphérique pour une paire de sites géodésiques en fonction de la distance les séparant uniquement. Un terme de décorrélation spatial L à la fonction de structure de l'indice a également été introduit. Il permet de considérer qu'à partir d'une certaine distance L , les indices de réfraction entre deux sites sont totalement décorrélés (équation II.2.43) :

$$RMS_{n_T}(x, \zeta) + RMS_{n_T}(x, \zeta) \left(\frac{\zeta}{L}\right)^{2/3} = C^2 \eta^2 \zeta^{2/3} \quad (\text{II.54})$$

Cette formulation contraint d'autant plus les estimations des résidus de ZWD que la distance inter-site ζ est faible. Dans GAMIT v.10.35, il n'est toujours pas possible de combiner contraintes temporelles (cf. annexe A) et contraintes spatiales. Cette méthode de contrainte spatiale n'ayant pas encore fait ses preuves, elle n'est restée qu'au stade expérimental dans le développement de GAMIT (R. King, communication personnelle). Pour autant les turbulences atmosphériques sont étudiées via les résidus des observations GPS qui permettent de reconstruire par tomographie la structure de l'atmosphère. Cette étude inverse prouve qu'une part du signal GPS est absorbée par les phénomènes physiques de la troposphère. Mais vouloir utiliser une telle contrainte spatiale pose le problème de la connaissance précise de la structure de la troposphère en un instant donné. Néanmoins, les évolutions croissantes de la densité géographique de certains modèles météorologiques 3D comme l'IFS de l'ECMWF sont une possibilité à envisager pour étudier l'impact d'une telle modélisation dans l'estimation des résidus de ZWD.

II.3. Comparaisons entre données et modèles

Cette section résume les tests que j'ai effectués entre les données et les modèles vus dans la section précédente. L'objectif est de quantifier les impacts des différences entre tous les modèles et produits disponibles nécessaires au calcul des corrections troposphériques *a priori* pour les observations GPS et à l'estimation des résidus de ZWD en vue de quantifier l'impact sur la détermination de la hauteur par GPS. A propos des ZHD/ZWD *a priori*, les impacts des coefficients empiriques de l'indice de réfraction, du calcul de la pression partielle de vapeur d'eau, des données météorologiques au sol et des modélisations des ZHD/ZWD à partir de ces données sont étudiés. Une comparaison de ces ZHD/ZWD par rapport aux intégrations des modèles météorologiques 3D est aussi réalisée tout comme l'impact des différences intrinsèques entre les modèles ERA. Enfin, l'impact des différences entre les fonctions de projection est présenté. Dans chaque cas de figure, les impacts théoriques sur la détermination de la hauteur lors du traitement GPS sont prédits avec les hypothèses suivantes :

- l'angle de coupure du traitement GPS est de 5° .
- une erreur sur la hauteur, δH , équivaut à $1/5^{\text{ème}}$ de l'erreur de correction troposphérique *a priori* à 5° d'élévation (Boehm et al. 2006b).
- la différence $\Delta mf(5^\circ) = (mf_W(5^\circ) - mf_H(5^\circ))$ équivaut à 0,6.
- un ZHD moyen de référence en Europe, ZHD_{Ref} , équivaut à 2 000 mm.
- un ZWD moyen de référence en Europe, ZWD_{Ref} , équivaut à 200 mm.

D'après l'équation (II.12), une erreur commise sur le ZHD *a priori*, δZHD est projetée à 5° avec la fonction de projection hydrostatique (humide), créant ainsi une erreur sur le SHD *a priori* δSHD . Lors de l'estimation du résidu de ZWD, l'erreur δSHD est alors projetée au

zénith avec la mauvaise fonction de projection, la fonction de projection humide. Cela conduit à une erreur sur le ZWD estimé, δZWD qui est égale à :

$$\delta ZWD = \delta ZHD - \delta ZHD \frac{mf_H(5^\circ)}{mf_W(5^\circ)} \quad (\text{II.55})$$

Comme l'erreur δH sur la hauteur équivaut à $1/5^{\text{ème}}$ de l'erreur δSWD , (Boehm et al., 2006b), l'impact sur la détermination de la hauteur est égal à :

$$\delta H = \frac{1}{5} \delta ZHD \cdot \Delta mf(5^\circ) \quad (\text{II.56})$$

où $\Delta mf(5^\circ) = 0,6$. De la même façon, une erreur sur la fonction de projection hydrostatique à 5° , $\delta mf_H(5^\circ)$ (respectivement $\delta mf_W(5^\circ)$) entraîne une erreur δSHD (δSWD) qui est alors projetée avec la mauvaise fonction de projection, la fonction de projection humide (hydrostatique). L'erreur sur le ZWD estimé, δSWD , est égale à :

$$\delta ZWD = ZHD \frac{mf_H(5^\circ)}{mf_W(5^\circ)} \quad (\text{II.57})$$

En utilisant le rapport entre δH et δSWD et avec un ZHD de référence ZHD_{Ref} , l'impact sur la détermination de la hauteur est égal à :

$$\delta H = \frac{1}{5} ZHD_{Ref} \delta mf_H(5^\circ) \quad (\text{II.58})$$

et respectivement, pour une erreur sur la fonction de projection humide à 5° $\delta mf_W(5^\circ)$:

$$\delta H = \frac{1}{5} ZWD_{Ref} \cdot \delta mf_W(5^\circ) \quad (\text{II.59})$$

II.3.1. Impacts des modèles d'indice de réfraction

Dans le cadre de la commission IAG-SC3-SCFC de 1999, les deux modèles proposés par Rüeger (2002) (cf. section II.1) ont été comparés à un modèle de troposphère implémenté dans le programme Millimeter-Wave Propagation Model (MPM) développé par Hans Liebe de l'université de Boulder, Colorado, USA. Ce modèle permet de reconstituer 44 raies d'absorptions locales de l'oxygène et 30 raies d'absorptions locales de la vapeur d'eau pour des fréquences de signaux inférieures à 1 000 GHz. Il est possible de calculer l'indice de réfraction correspondant pour des pressions allant de 0 à 1 100 hPa, des températures entre -80 et +50°C et des humidités relatives de 0 à 100%. Il permet aussi de simuler l'impact de gouttelettes d'eau et de particules de glace. Cependant, le taux de CO₂ n'est pas modifiable. Il est présumé comme valant 0.03% (Rüeger, 2002). La commission IAG-SC3 (1999) a répertorié les équations développées dans MPM. Les auteurs annoncent une précision relative des modélisations proche de 1% pour la composante sèche de l'air, et à près de près de 10% pour la vapeur d'eau et les particules d'eau liquide et de glace. Ce programme est disponible à

la page Web <ftp.its.bldrdoc.gov/pub/mpm93>. Comme il prend un compte beaucoup plus de raies d'absorption que les modèles classiques d'indice de troposphère, il peut être considéré comme une référence.

Rüeger (2002) présente la comparaison des résultats de MPM avec ses propositions de modèles (cf. tableau II.5) et de plus anciens tels que Essen et Froome (1951) et Boudouris (1963) sous une pression de 1 000 hPa, une température variant de -30°C à $+45^{\circ}\text{C}$, 100% d'humidité, et 300 ppm de CO_2 . Cette étude est reprise ici et étendue à tous les modèles du tableau II.3 à la fréquence des signaux GPS de L1 (environ 1,5 GHz). Des conditions standard de pression, température et humidité relative sont retenues (1 013,25 hPa, 20°C , 50% d'humidité, et 300 ppm de CO_2). La pression partielle de vapeur d'eau est calculée comme dans Rüeger (2002), c'est-à-dire avec le modèle de Goff et Gratch (1984) (cf. section II.3.2) pour les températures positives. Des valeurs nulles de pression partielle sont imposées dès lors que les températures sont négatives. Les différences relatives d'indice de réfraction en fonction de la pression, de la température et de l'humidité relative sont tracées sur la figure II.12.

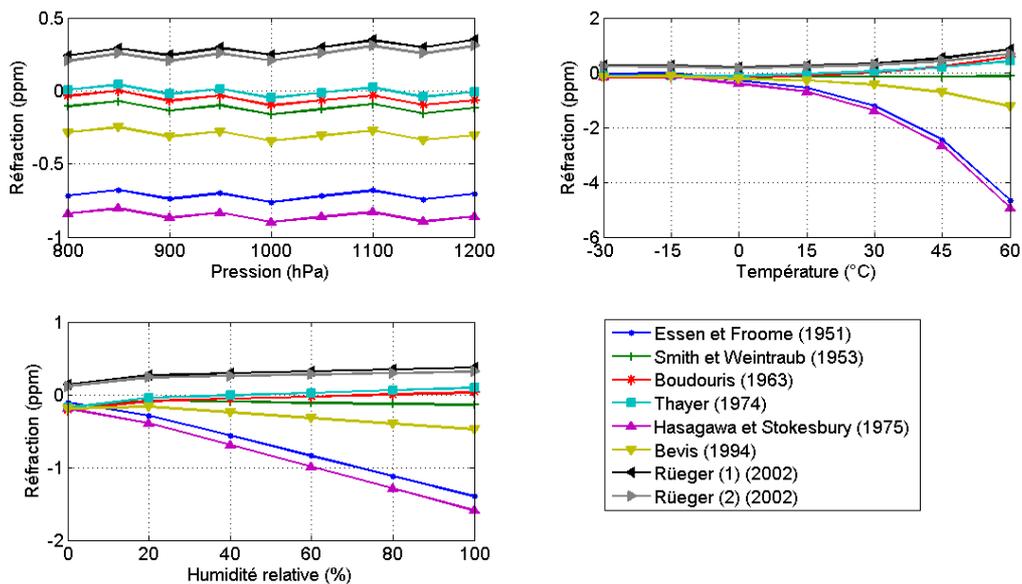


Figure II.12. Différences relatives de l'indice de réfraction en ppm aux résultats de MPM en fonction de la pression (a), de la température (b) et de l'humidité relative (c). Des conditions standards d'atmosphère : 1 013,25 hPa, 50% d'humidité relative et 300 ppm de CO_2 sont utilisés pour les autres paramètres dans chaque cas.

Globalement, une valeur « standard » de réfraction au sol est de l'ordre de 300 ppm. Suivant les modèles, des différences très faibles apparaissent en fonction de la pression et l'humidité. Elles sont de l'ordre de 1 ppm pour des conditions extrêmes de pression et d'humidité relative. Par-contre, les résultats indiquent une sensibilité beaucoup plus importante des modèles par rapport à la température au-delà de 30°C . Ceci est une conséquence directe de la formulation de l'indice dans laquelle ce paramètre intervient en tant que dénominateur.

Les modèles de Essen et Froome (1951) et Hasagawa et Stokesbury (1975) divergent de MPM pour des températures supérieures à 20°C et les écarts deviennent supérieurs à 2

ppm au-delà de 30°C. Les autres modèles divergent tous mais moins rapidement. Seuls les modèles de Bevis (1994) et Rüeger (2002) atteignent 1 ppm pour de très hautes températures et le modèle de Smith et Weintraub (1953) est très cohérent avec les valeurs de MPM. Néanmoins, ces résultats sont à relativiser car MPM ne tient pas compte des facteurs de compressibilité vus dans le modèle de Thayer (1974). Le fait d'omettre ces facteurs modifie la courbe des écarts obtenus avec le modèle de Thayer (1974) à hauteur de 0,2 ppm pour des températures négatives. Les résolutions de l'IUGG de 1999 ont d'ailleurs appuyé la nécessité d'effectuer plus de recherches dans ce sens. Ce point permet en effet d'améliorer le caractère réaliste de la modélisation de l'indice.

Ces écarts ayant été obtenus avec des valeurs valables au sol, ils ne témoignent pas de l'impact sur le calcul d'un profil vertical de réfraction et donc d'un ZTD *a priori*. Les modèles standards de pression, température et humidité relative (équations (II.35) à (II.37)) sont intégrés sur une hauteur de 30 km (au-delà la pression est négligeable) avec les différents modèles d'indice de réfraction étudiés. Les modèles de Rüeger (2002) sont aussi calculés avec 375 ppm de concentration en CO₂. Les écarts obtenus avec le modèle MPM sont illustrés sur la figure II.13.

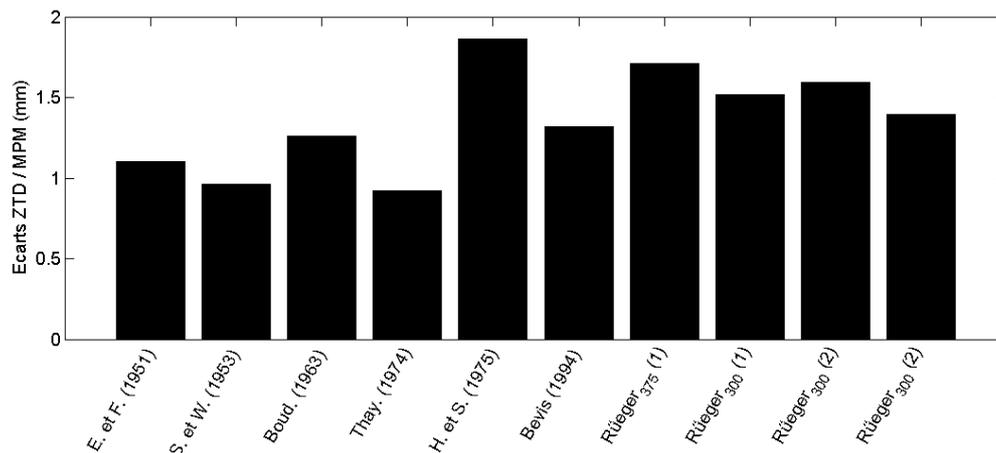


Figure II.13. Écarts de ZTD en mm calculés par intégration de profils verticaux standards de pression, température et humidité relative entre les valeurs obtenues avec les modèles d'indice de réfraction de Essen et Froome (E. et F.), Smith et Weintraub (S. et W.), Boudouris (Boud.), Thayer (Thay.), Hasagawa et Stakesbury (H. et S.), Bevis, Rüeger (1) (2002) et 375 ppm de CO₂ (Rüeger₃₇₅ (1)), Rüeger (1) (2002) et 300 ppm de CO₂ (Rüeger₃₀₀ (1)), Rüeger (2) (2002) et 375 ppm de CO₂ (Rüeger₃₇₅ (2)), Rüeger (2) (2002) et 300 ppm de CO₂ (Rüeger₃₀₀ (2)) et les valeurs du modèle MPM.

Les impacts des modèles sur le ZTD sont compris entre 1 et 2 mm. Les modèles de Smith et Weintraub (1953) et Thayer (1974) donnent les meilleurs résultats. Les modèles de Rüeger (2002) sont cohérents entre eux à hauteur de 1,5 mm. Actualiser la concentration en CO₂ ne modifie que très légèrement les résultats (quelques dixièmes de millimètres). En fait, ces écarts sont dominés par les basses couches de la troposphère, si bien que ces résultats sont augmentés pour un signal GPS à basse élévation. A 10°, les erreurs sur le STD sont comprises entre 6 et 12 mm et à 5°, entre 10 et 20 mm (les fonctions de projection valent environ 6 et 10 à 10° et 5° respectivement). Avec le rapport d'échelle empirique de Boehm et al. (2006b), l'impact sur la détermination de la hauteur d'un site est d'environ 2 à 4 mm !

Les écarts absolus entre les valeurs des coefficients k_1 , k_2 et k_3 de chaque modèle sont plus importants pour les termes de la contribution humide k_2 et k_3 si bien que l'indice de réfraction est assez sensible à l'humidité relative et la température. Les écarts de réfraction calculés avec chaque modèle et ceux de MPM sont séparés entre la contribution hydrostatique et humide de la troposphère. Les résultats sont présentés sur la figure II.14.

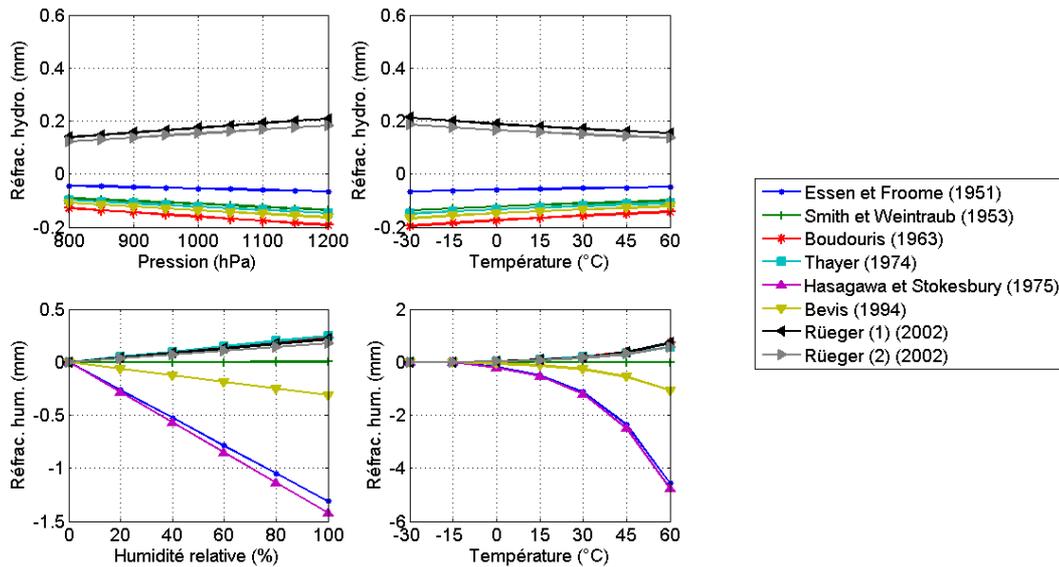


Figure II.14. Différences relative de l'indice de réfraction hydrostatique en ppm aux résultats de MPM en fonction de la pression (a) et de la température (b). Différences relative de l'indice de réfraction humide en ppm aux résultats de MPM en fonction de l'humidité relative (c) et de la température (d). Des conditions standards d'atmosphère : 1013,25 hPa, 50% d'humidité relative et 300 ppm de CO_2 sont utilisés pour les autres paramètres dans chaque cas.

Les écarts sur l'indice de réfraction humide sont supérieurs à 2 ppm au-delà de 30° pour les modèles de Essen et Froome (1951) et Hasagawa et Stokesbury (1975) et ont supérieurs à 1 ppm au-delà de 60% d'humidité relative. Malgré cette forte sensibilité de la contribution humide, les écarts sur l'indice de réfraction hydrostatique est beaucoup plus stable avec les variations de la pression et de la température. Les écarts ne dépassent pas 0,2 ppm si bien que l'impact sur les ZHD et ZWD est différent. Les modèles standards de pression, température et humidité relative (équations (II.35) à (II.37)) sont intégrés sur une hauteur de 30 km (au-delà la pression est négligeable) avec les différents modèles d'indice de réfraction étudiés et en respectant la séparation air hydrostatique/air humide. Les écarts avec le modèle MPM sont illustrés sur la figure II.15.

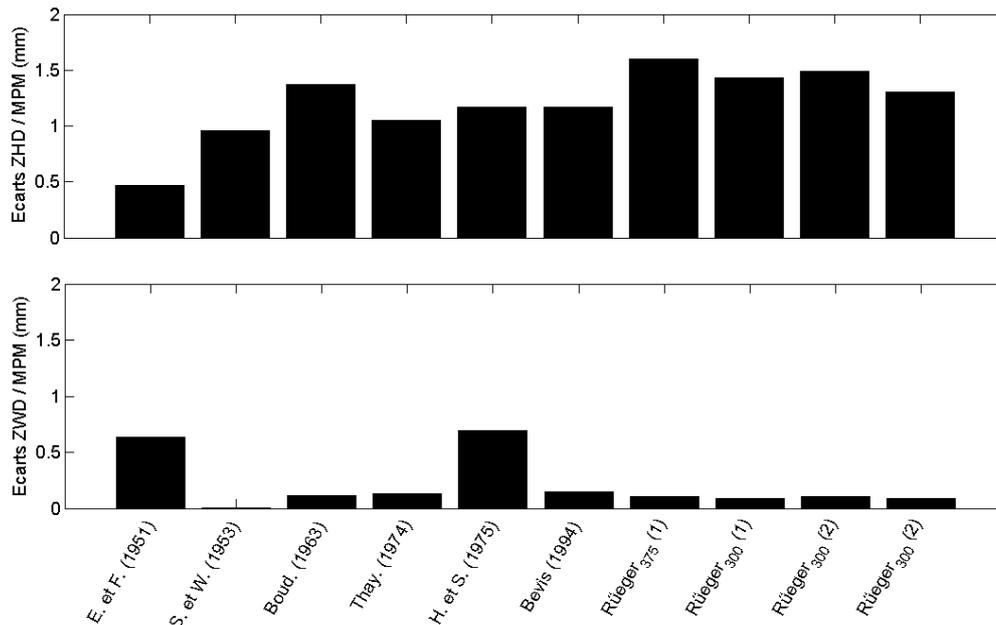


Figure II.15. Écarts de ZHD (a) et ZWD (b) en mm calculés par intégration de profils verticaux standards de pression, température et humidité relative entre les valeurs obtenues avec les modèles d'indice de réfraction de Essen et Froome (E. et F.), Smith et Weintraub (S. et W.), Boudouris (Boud.), Thayer (Thay.), Hasagawa et Stakesbury (H. et S.), Bevis, Rüeger (1) (2002) et 375 ppm de CO₂ (Rüeger₃₇₅ (1)), Rüeger (1) (2002) et 300 ppm de CO₂ (Rüeger₃₀₀ (1)), Rüeger (2) (2002) et 375 ppm de CO₂ (Rüeger₃₇₅ (2)), Rüeger (2) (2002) et 300 ppm de CO₂ (Rüeger₃₀₀ (2)) et les valeurs du modèle MPM.

Excepté avec les modèles de Essen et Froome (1951) et Hasagawa et Stokesbury (1975), les écarts de détermination d'un ZWD sont de l'ordre de 0,2 mm. Cela se traduit à 5° d'élévation par 2 mm et donc une implication sur la détermination de la hauteur d'un site de moins de 0,4 mm. Par-contre les écarts de ZHD sont bien plus importants et valent en moyenne 1 à 1,5 mm. Seul le modèle de Essen et Froome (1951) présente de très faibles résultats (~0,5 mm). Les écarts de ZTD avec ce modèle sont donc dominés par les erreurs sur la contribution humide de l'indice de la troposphère. Par-contre, pour tous les autres modèles, les écarts entre les coefficients k_1 dominant à 90% les erreurs sur les ZTD et donc sur la détermination de la hauteur d'un site par GPS. Ce point n'est donc pas sans incidence sur des applications météorologiques et géodésiques de haute précision car les résidus de la correction de ZHD *a priori* ne sont pas directement estimés dans le traitement classique des données GPS. En dépit de la qualité du modèle MPM et du modèle de Essen et Froome (1951), abrogé lors des résolutions de l'IUGG de 1999, les ZHD estimés avec chaque modèle d'indice sont cohérents à 0,5 mm près dès lors que les contributions hydrostatiques et humides sont traitées séparément dans le calcul GPS.

Cependant, aucun des modèles d'indice ne considère d'autres éléments atmosphériques que ceux de l'air sec et de la vapeur d'eau. Or, comme le souligne Doerflinger (1997), d'autres constituants de la troposphère ont une influence sur l'indice de réfraction. L'eau condensée dans les nuages, les pluies et les chutes de neige peuvent également retarder la propagation des signaux GPS. Par exemple, pour des pluies modérées (10 mm/h), le retard est estimé à 1 ppm. En cas de chute de neige modérée, la valeur est plus faible : 0,3 ppm.

Aujourd'hui, les modèles les plus souvent utilisés restent ceux de Thayer (1974) (Mendes, 1995) et Bevis (1994) (Schüler, 2001) même s'ils impliquent nécessairement des biais dans la détermination de l'indice de réfraction (d'au moins 0,05 % pour Thayer (1974)). Globalement, il faut retenir que le modèle de Essen et Froome (1951) est le plus cohérent avec le modèle MPM 93 pour la modélisation de l'indice de réfraction hydrostatique mais quid de la qualité de MPM ? En termes de délai zénithal chaque modèle est cohérent à moins de 0,5 mm de ZHD et à moins de 0,2 mm de ZWD. Dans la suite de l'étude, le modèle de Bevis (1994) est utilisé car malgré l'absence de facteurs de compressibilité, il est un modèle récent qui offre des résultats moyens proches de la moyenne des résultats obtenus avec tous les modèles comparés.

II.3.2. Problématique de la pression partielle de vapeur d'eau

Les simulations précédentes sont basées sur des modèles de profils verticaux de pression, température et humidité relative. Pour cette dernière, l'humidité relative au sol est prise à 50%. Il est certain que les écarts sur les ZWD annoncés sont sous-estimés pour des zones très humides comme dans la zone subtropicale. Inversement, ils sont surestimés pour les zones polaires. Mais à ce problème s'ajoute celui de la conversion de l'humidité relative en pression partielle de vapeur d'eau, non discuté jusqu'à présent. Ce point est réalisé à l'aide de la pression de saturation de la vapeur d'eau, e_{Sat} (Triplet et Roche, 1986) :

$$e = e_{Sat}(T) \cdot \frac{HR}{100} \quad (\text{II.60})$$

Cette pression de saturation peut se définir comme la pression limite à partir de laquelle toute quantité d'eau liquide introduite dans un volume à une température T ne peut plus se vaporiser et reste alors à l'état liquide. A cette pression, on dit alors que la vapeur d'eau est en équilibre avec l'eau liquide. Cette vapeur est dite vapeur saturante par rapport à l'eau liquide. Cet exemple est bien entendu valable pour des températures positives uniquement. Dans les températures négatives (en °C), l'eau peut-être en équilibre avec de l'eau surfondue (eau liquide présente dans un environnement soumis à une température négative) ou bien en équilibre avec la glace.

Dans tous les cas de figure, l'expérience montre que la pression de saturation de la vapeur d'eau est uniquement fonction de la température. Une équation simple est la formule empirique de Rankine :

$$e_{Sat}(T) = \exp\left(13,7 - \frac{5120}{T}\right) \quad (\text{II.61})$$

Ce premier modèle est valable pour des valeurs de température comprises entre 5 et 90°C. Depuis, les progrès scientifiques ont, à l'instar des modèles d'indice de réfraction, permis d'affiner le modèle de Rankine. Le tableau II.15 résume les caractéristiques des modèles modernes. Les formules détaillées sont disponibles sur la page Web de l'Université de Boulder, Colorado, U.S.A. <http://cires.colorado.edu/~voemel/vp.html> : Les différences entre

les modèles concernent les fonctions et coefficients empiriques utilisés pour affiner l'évolution de la pression de saturation. En pratique, les modèles utilisés couramment sont ceux de Magnus Teten (1967) pour GAMIT, Goff Gratch (1984) pour le logiciel MPM et celui de Buck (1996) dans les modèles de l'ECMWF.

Compte tenu des formulations très complexes de chaque modèle, il est plus simple de procéder à une analyse graphique présentant les écarts relatifs entre les modèles. La figure II.16 présente les écarts relatifs des modèles par rapport à ceux de Magnus Teten (1967) pour la saturation par rapport à l'eau liquide et la glace respectivement. Les résultats sont traduits en termes de réfractivité humide grâce aux coefficients du modèle de réfraction de Bevis (1994) et pour une humidité relative de 100%.

Modèle	Année	Nature
Rankine	XIX ^{ème}	exponentielle
Magnus Teten	1967	puissance
Bolton	1980	exponentielle
Hyland Wexler	1983	exponentielle
Goff Gratch	1984	puissance
Sonntag	1994	exponentielle
IAPWS	1995	exponentielle
Buck	1996	exponentielle
WMO 2000	2000	puissance
Murphy Koop	2005	exponentielle

Tableau II.15. Liste des principaux modèles de pression saturante de vapeur d'eau

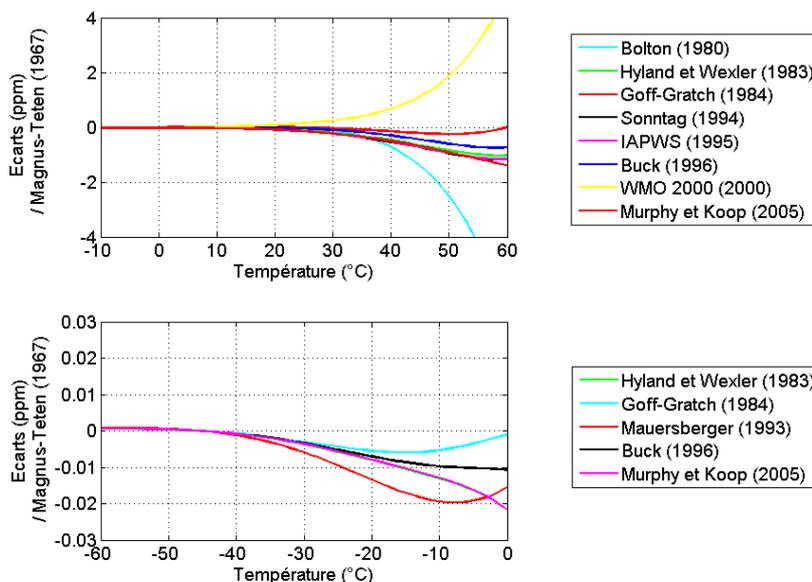


Figure II.16. Impacts des écarts relatifs entre modèles de pression de saturation de la vapeur d'eau par rapport à celui de Magnus Teten (1967) sur l'indice de réfraction humide en ppm de la troposphère pour des températures de -30°C à $+60^{\circ}\text{C}$ et une humidité relative de 100%. a) vis-à-vis de l'eau liquide, b) vis-à-vis de la glace.

A l'exception des modèles de Bolton (1980) et WMO 2000 (2000) qui divergent rapidement pour des températures supérieures à 40°C, l'ensemble des modèles suit la tendance indiquée par le modèle de Magnus Teten (1967). Mais des écarts de 1 ppm surviennent aux hautes températures, ce qui s'avère problématique pour les zones où température et humidité sont élevées comme dans la zone sub-tropicale. Cependant, les écarts sont du même ordre de grandeur que ceux obtenus en fonction des coefficients du modèle de l'indice de réfraction (cf. section II.1). Cela signifie des erreurs sur la détermination du ZWD de l'ordre de quelques dixièmes de millimètres. L'impact sur la détermination de la hauteur d'un site est alors négligeable, et ce même lorsque la température présente une forte amplitude thermique.

En contrepartie, les modèles de pression de saturation par rapport à la glace présentent d'excellents résultats dans les températures négatives. Le choix du modèle de saturation par rapport à la glace n'est donc pas problématique pour les couches froides et humides de la troposphère. Cependant, la présence d'eau surfondue est possible dans les premiers degrés négatifs, venant modifier la qualité des modèles. Mais, compte tenu des valeurs prises par les modèles de saturation par rapport à l'eau liquide et la glace respectivement, supposer la pression de saturation nulle pour des températures négatives, comme le fait le logiciel MPM peut paraître suffisant en première approche. Réaliser une moyenne pondérée des modèles de saturation par rapport à l'eau liquide et la glace pour les premiers degrés négatifs est aussi possible et est plus rigoureux pour tenir compte de l'eau surfondue. Cette stratégie est suivie dans le protocole de calcul du modèle IFS de l'ECMWF.

II.3.3. ZHD et ZWD calculés à partir de données au sol

La qualité du modèle d'indice de réfraction est primordiale dès lors que des données météorologiques 3D sont intégrées. Malgré la possibilité d'utiliser les résultats de telles intégrations (données VMF1, cf. section II.2), de nombreux centres de calculs GNSS utilisent les modèles de ZHD et de ZWD paramétrés à partir de données météorologiques au sol. Cette section apporte une quantification de l'impact de toutes les sources de données et modèles pouvant affecter d'une part le calcul des ZHD et ZWD *a priori* et d'autre part l'estimation de la hauteur d'un site.

II.3.3.1. Impacts des observations météorologiques locales

Les données qui sont confrontées dans le cadre de ce travail sont :

- les données météorologiques au sol de VMF1-site
- les données des RINEX météo
- les modèles standards
- les modèles météorologiques des standards d'UNB3
- le modèle GPT

Comparaison des RINEX météo aux données de VMF1-site

Les sites étudiés forment un sous-réseau commun au réseau GNSS du produit VMF1-site diffusé par l'Université de Technologie de Vienne, Autriche, et des sites IGS équipé de capteurs météo. Ils sont au nombre de 91. Les données météorologiques sont comparées sur la période de 2004 à fin 2008. Seuls sont retenus les sites avec au moins un an de données communes. VMF1-site ne regroupe qu'une liste partielle de sites en 2004, mais elle est constante dès 2005. Les excentricités des capteurs météorologiques par rapport aux points géodésiques ne sont pas prises en compte car il n'est pas évident de savoir si elles sont corrigées directement au niveau des observations listées dans les RINEX météo. Il arrive en effet qu'elles le soient à l'aide des formules empiriques d'extrapolation des données standards. Dans le doute, elles sont négligées. Les données VMF1-site ne sont pas corrigées de la différence de hauteur entre le point géodésique et la hauteur de référence utilisée afin de se placer dans des conditions standards d'utilisation de ces données. Dans les deux cas, les données aberrantes sont volontairement supprimées. Seules les valeurs de pression comprises entre 750 hPa et 1 200 hPa, les températures comprises entre -60°C et $+60^{\circ}\text{C}$ et les humidités relatives comprises entre 0% et 100% sont conservées. A ce propos, seul le site HRAO voit près de 60% de ses données de pression sur la période entre début 2000 et fin 2008 supprimées. Les autres sites présentent des données aberrantes représentant au maximum 10%. Pour la température, seul TWTF présente 20% de données aberrantes. Enfin, les valeurs d'humidité relative sont aberrantes à hauteur de 25% pour les sites NRIL, PDEL, PETS, PRDS et TWTF. Aucune valeur aberrante n'est détectée pour la VMF1-site sur l'ensemble de la période de début 2004 à fin 2008. Les données d'humidité relative pour VMF1-site sont retrouvées par l'intermédiaire de la pression de saturation de la vapeur d'eau calculée ici avec le modèle de Buck (1996) et les données de pression partielle de vapeur d'eau au sol.

Afin de minimiser le nombre de données aberrantes issues des RINEX météo, la comparaison est réalisée après application d'un filtre de Kalman. Ceci a pour objectif d'éliminer au mieux les valeurs présentant des sauts par rapport à la tendance moyenne de la série. Les valeurs moyennes des séries de pression, de température et d'humidité relative calculées sur 2004-2009 puis un seuil sur les variations maximales entre deux valeurs (espacées au minimum de 6h) est introduit : 15 hPa pour la pression, 30°C pour la température et 60% pour l'humidité relative.

Les statistiques générales sont présentées dans le tableau II.16 Les répartitions des moyennes des différences et des écarts-types de ces mêmes différences sont tracées sur la figure II.17 Globalement les écarts sont cohérents à quelques hPa et quelques $^{\circ}\text{C}$ pour la pression et la température, respectivement. Cependant, les valeurs d'humidité relative sont plus larges, à hauteur de 10%. De plus, les résultats de pression et de température présentent une bonne répartition gaussienne des écarts. Ces répartitions ont des écarts-types respectifs de 3 hPa et 6°C . Les écarts-types sont aussi peu dispersés et répartis autour d'une valeur moyenne de 3 hPa et 3.5°C .

Statistiques							Durée traitée (années)	Durée RINEX (années)	Durée VMF1-site (années)
	ΔP (hPa)	σP (hPa)	ΔT (°C)	σT (°C)	ΔHR (%)	σHR (%)			
Moy.	0.34	3.05	-0.34	3.46	0.98	17.08	3.03	3.27	4.50
STD	3.10	5.81	1.32	1.99	11.20	6.07	1.07	1.14	0.50
Max.	13.11	39.75	3.92	12.24	15.41	40.11	4.68	4.97	4.76
Min.	-17.87	0.28	-8.01	1.35	-58.72	8.82	1.02	1.02	2.52

Tableau II.16. Statistiques générales des écarts de pression en hPa, température en °C et humidité relative en % entre les valeurs fournies dans les RINEX météo et les valeurs fournies dans les fichiers de VMF1-site. Sont également notées les durées d'observation récupérées dans chaque cas ainsi que la durée d'observations commune.

Néanmoins, une étude approfondie révèle des biais dans les séries de hauteurs de référence des données de VMF1-site à la mi-2006. Ce biais est occasionné par un changement d'orographie (J. Boehm, communication personnelle). La figure II.18 présente les séries de pression et de température pour trois sites. Cette comparaison des données météorologiques de VMF1-site et des RINEX météo met en évidence un double problème. D'une part, le caractère biaisé de certaines données de pression tirées des fichiers de VMF1-site à mi-2006 (figure II.18a), et d'autre part, le caractère parfois défectueux des mesures réalisées par les capteurs météorologiques, et ce malgré les précautions de filtrage effectuées (figure II.18b et figure II.18c). Les valeurs des biais de hauteur de référence à mi-2006 sont tracées sur la figure 1 du manuscrit section II.3.3.3.

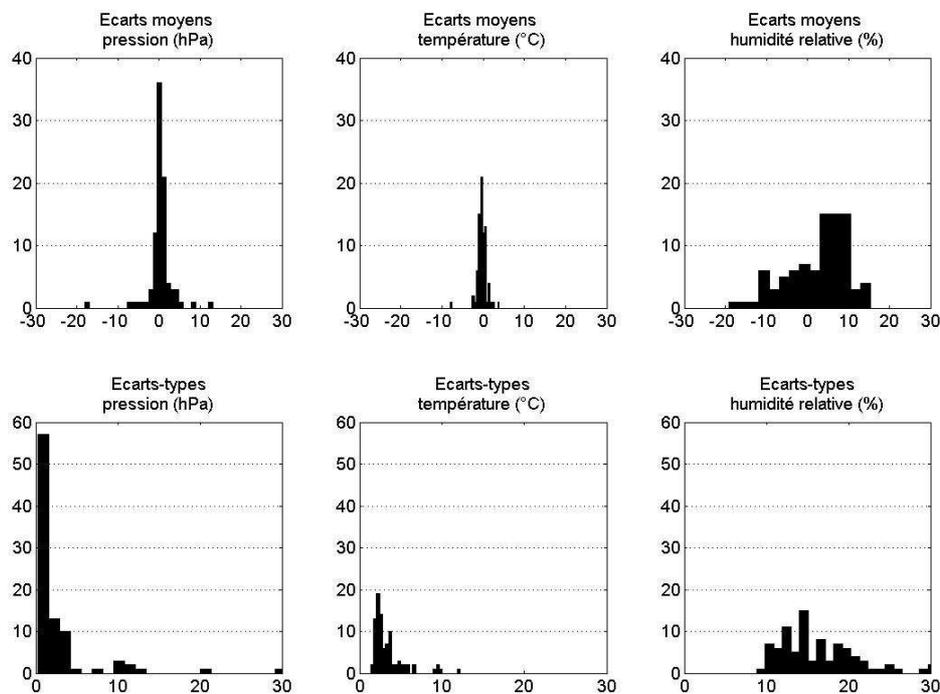


Figure II.17. Histogrammes des écarts moyens et des écarts-types des écarts de pression en hPa, température en °C et humidité relative en % entre les valeurs fournies dans les RINEX météo et les valeurs fournies dans les fichiers de VMF1-site.

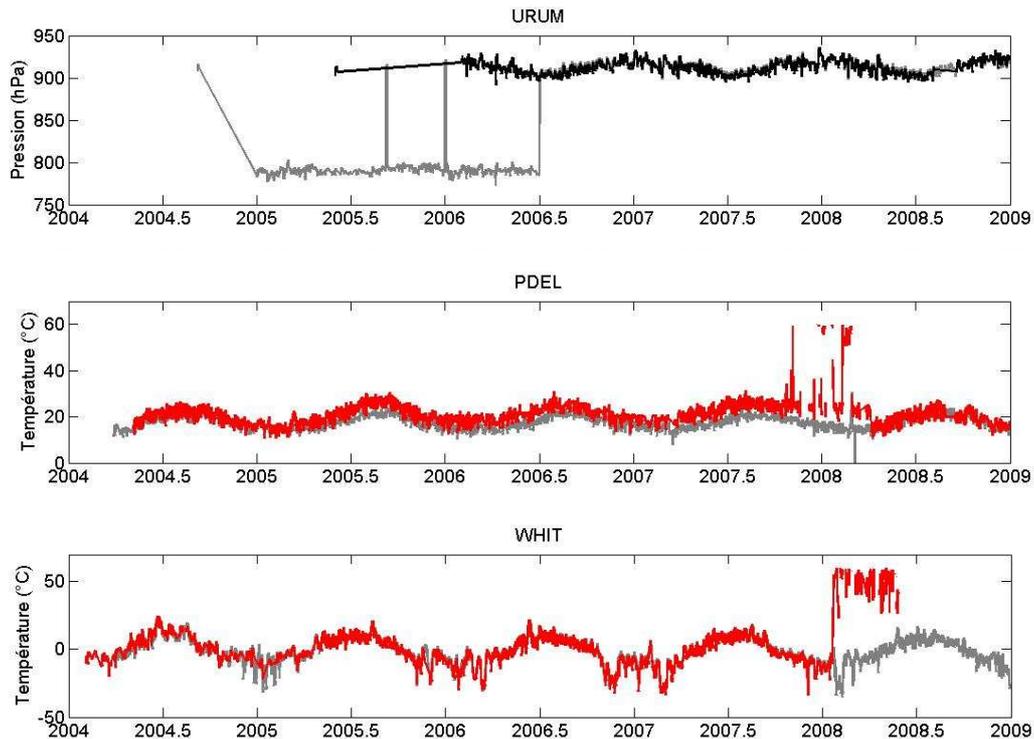


Figure II.18. Exemples de séries temporelles de pressions et températures aux sites URUM (haut) PDEL (milieu) et WHIT (bas). En gris les séries de VMF1_list, en noir les séries de pression tirées des RINEX météo et en rouge les séries de températures tirées des RINEX météo.

Impact des biais dans les séries de VMF1-site

Le tableau II.17 présente les biais de pression, de température et d'humidité relative en utilisant indépendamment les données avant et après la mi-2006. Afin d'équilibrer les résultats, seules les données comprises entre le début de 2005 et la fin de 2007 sont prises en compte. Ainsi, 1,5 années environ sont considérées dans chaque cas.

Les résultats montrent clairement l'amélioration des écarts entre les données de pression et d'humidité relative avant et après la mi-2006. Le RMS des écarts moyens de pression est quatre fois plus faible et celui de l'humidité deux fois plus faible. Cependant, les données de température n'ont que très faiblement évoluées. Sur la figure 1 du mémo (cf. section II.3.4), les biais des hauteurs de références sont de quelques mètres voire quelques dizaines de mètres en moyenne. Avec un gradient de température moyen de $-6,5\text{K.km}^{-1}$, l'impact est largement négligeable pour 10 m. Par-contre, en ce qui concerne la pression, l'impact sur un calcul de ZHD avec le modèle de Saastamoinen (1972) est passé de ~ 30 mm (12,5 hPa) à ~ 7 mm (3 hPa). Cela revient donc à une erreur sur la détermination d'une hauteur de station de ~ 1 mm. L'amélioration du résultat est bien entendu indépendante des excentricités des capteurs météorologiques négligées ici.

		Différences moyennes		Écart-types des différences	
		Médiane	RMS	Médiane	RMS
Pression (hPa)	Avant mi-2006	0,26	12,58	0,19	2,45
	Après mi-2006	0,81	3,13	0,53	1,47
Température (°C)	Avant mi-2006	-0,25	1,94	-0,32	1,12
	Après mi-2006	2,58	1,65	2,44	1,43
Humidité relative (%)	Avant mi-2006	3,06	11,66	4,65	14,84
	Après mi-2006	14,51	5,72	13,82	4,26

Tableau II.17. Médianes et RMS des différences moyennes et des écart-types des différences entre les données de pression (hPa), température (°C) et humidité relative (%) des RINEX météo et de VMF1-site. Résultats calculés avec 95 sites et les données avant la mi-2006 et après la mi-2006, respectivement.

Il serait intéressant de corriger les biais de la VMF1, ce qui est possible grâce à la combinaison du modèle GPT pour la pression et la température et du modèle proposé par Steingenberg et al. (2009). Cependant, réaliser une telle correction est contre l'usage préconisé pour VMF1-site. Ce produit est en effet prévu pour être utilisé sans correction de hauteur (J. Boehm, communication personnelle). Dans cette étude, aucune des deux sources de données sol (RINEX météo et VMF1-site) n'est prise comme une référence absolue. Néanmoins, l'idéal reste la mesure *in situ* mais les capteurs nécessitent d'être étalonnés et vérifiés régulièrement. De telles mesures ont le grand avantage de traduire les variations météorologiques à haute fréquence (Tregoning et Herring, 2006). La plupart des capteurs ont en effet une période d'acquisition de 30s, la même que pour les observations GPS utilisées en mode statique alors que les données de VMF1-site n'ont qu'une période de 6h.

Toutefois, ces dernières peuvent, de par le nombre important de sites IGS (cf. figure II.11), servir de référence pour évaluer des modèles empiriques des paramètres météorologiques au sol dans la suite des comparaisons.

Évaluation des modèles empiriques

Dans un premier temps les données sol de pression et de température du modèle UNB3 sont comparées aux données de GPT. Les comparaisons sont effectuées au niveau de l'ellipsoïde. Elles sont réalisées aux extrema des variations annuelles, c'est-à-dire le 28 janvier et le 28 juillet. Les résultats sont présentés en fonction de la latitude sur la figure II.19 et globalement sur la figure II.20.

Les écarts sont différents d'une saison à une autre malgré le caractère périodique de chaque modèle. Ceci est dû aux développements en harmoniques sphériques des moyennes annuelles de pression et température de GPT. Ceci a un impact visible sur la température. Globalement, les pressions sont en accord à quelques hPa près sauf au voisinage du pôle Sud où les écarts sont très importants : près de 60 hPa ! Ceci montre l'intérêt d'utiliser le modèle GPT qui est *a priori* le plus réaliste car il est basé sur des données météorologiques globales et UNB3 sur des données de radiosondages concentrées sur le continent américain. GPT présente des pressions qui épousent le continent Antarctique, région où les pressions sont

faibles (~ 950 hPa) en raison de l'altitude moyenne élevée du continent Antarctique ($\sim 2\,000$ m). Ce point est aussi soulevé dans Boehm et al. (2007a) où les pressions de GPT sont comparées à des données standards.

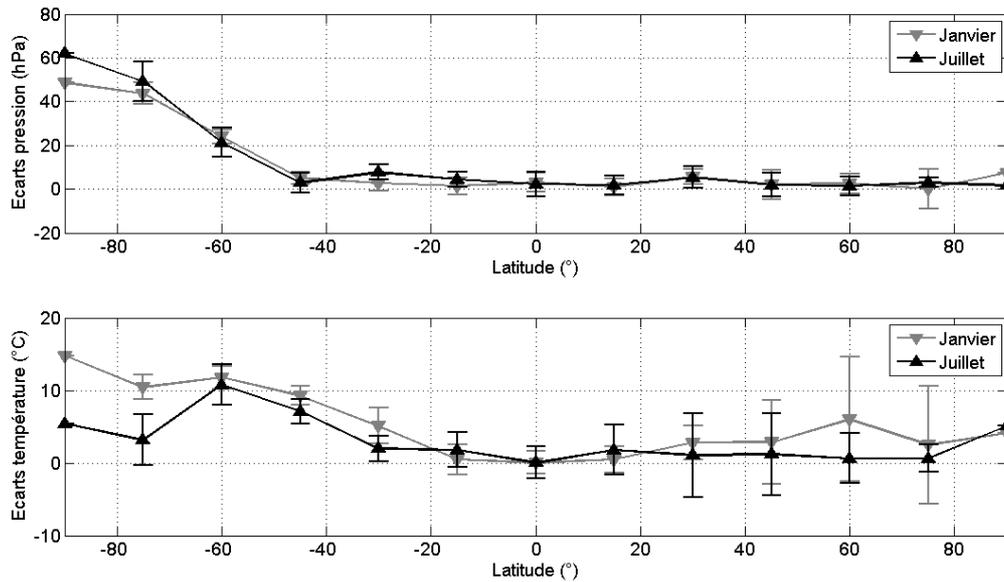


Figure II.19. Différences moyennes entre les pressions en hPa (haut) et les températures en °C (bas) en janvier et juillet, respectivement, fournies par UNB3 et GPT. Résultats classés en fonction de la latitude.

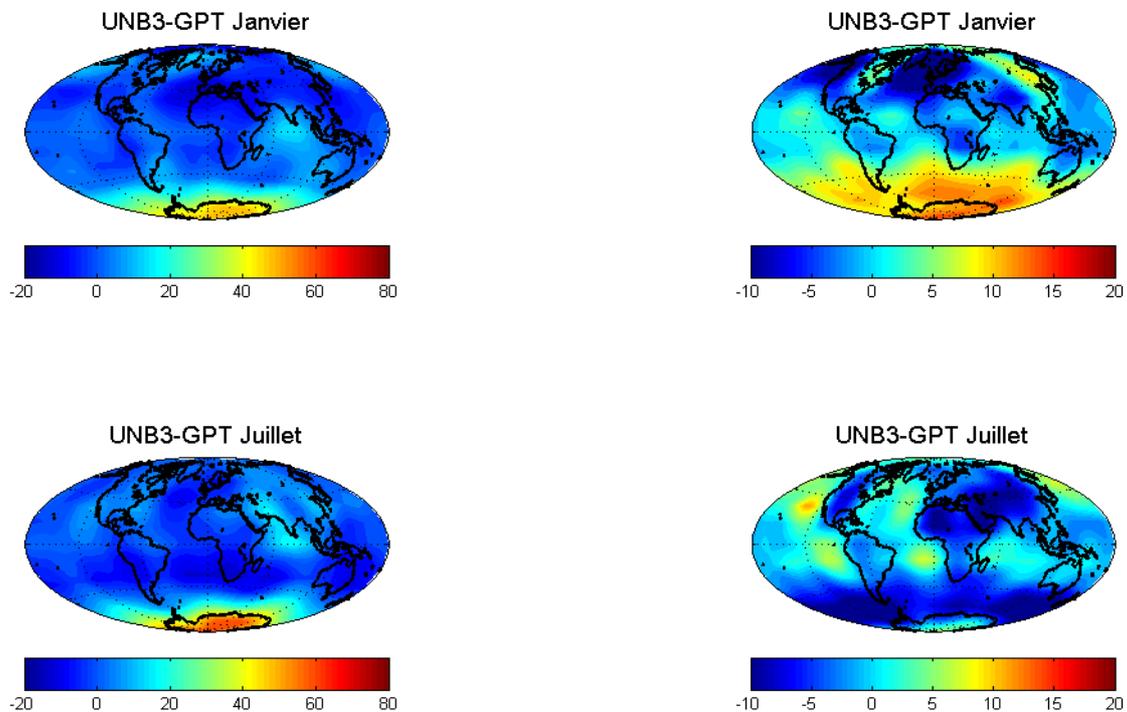


Figure II.20. Différences moyennes entre les pressions, en hPa (haut) et températures en °C (bas) en janvier et juillet, respectivement, fournies par UNB3 et GPT.

Malgré les amplitudes annuelles d'UNB3 qui traduisent un certain réalisme face à des données standards, ce modèle souffre de valeurs annuelles beaucoup trop élevées. Ce point est aussi valable pour la température dont les écarts avec celles de GPT sont les plus importantes en Antarctique mais aussi dans une moindre mesure en Sibérie. Finalement UNB3 est un modèle qui se place, d'un point de vue réaliste, entre les données standards (SPT) et GPT. Pour autant, il n'était pas utilisé dans les traitements de l'IGS lorsque la NMF était utilisée (avant l'avènement de la VMF1 et de la GMF). Il était en effet courant d'utiliser la combinaison SPT+NMF au lieu d'UNB3+NMF alors qu'UNB3 et NMF décrivent leurs paramètres de la même façon (moyennes par pas de 15° en latitude et amplitudes annuelles).

Dans un second temps, les valeurs de pression et température retournées par GPT sont comparées aux données de VMF1-site, retenu comme référence pour les raisons présentées précédemment. GPT extrapole les valeurs aux altitudes des sites avec les modèles standards. Seules les données de VMF1-site après la mi-2006 sont utilisées pour ne pas biaiser les résultats des comparaisons avec les problèmes de hauteur de référence utilisées dans le calcul de VMF1-site. Tous les sites de la figure II.11 sont utilisés (363 sites) Le tableau II.18 présente les statistiques des écarts en pression, température et ZHD calculés avec le modèle de Saastamoinen (1972), pour les valeurs de pression de GPT uniquement).

	Différences moyennes		Écarts-types des différences	
	Médiane	RMS	Médiane	RMS
Pression (hPa)	0,00	3,41	5,41	3,52
Température (°C)	0,17	1,20	3,30	1,59
ZHD (mm)	0,17	4,56	10,12	6,58

Tableau II.18. Médianes et RMS des différences moyennes et des écart-types des différences entre les données de pression (hPa), température (°C) et ZHD (mm) de GPT et de VMF1-site (les ZHD sont calculés à partir de GPT avec le modèle de Saastamoinen (1972)).

Les écarts-types des différences sont importants en raison des variations à l'échelle synoptique de la pression en hiver. Cette comparaison montre cependant les biais pouvant être obtenus. Les biais de ZHD sont faibles, moins de 1 mm +/- 5 mm, indiquant la qualité des pressions dérivées du modèle GPT. Ces biais ont un impact de 0,2 mm sur la détermination de la hauteur d'un site par GPS. Néanmoins, les écarts-types, de l'ordre de 10 mm +/- 7 mm traduisent des variations dans les séries temporelles de hauteur de 2 mm au maximum. Comme les paramètres de pression et température de GPT n'ont qu'une seule variation annuelle, il est difficile d'améliorer les écarts-types des différences. L'idéal étant de pouvoir modéliser les variations à plus haute fréquence mais ceci n'est pas facilement réalisable compte tenu du niveau de bruit du spectre d'amplitude des séries de ZHD (cf. section III). Un exemple de séries temporelles de pression et température pour le site GLSV (Ukraine) est présenté sur la figure II.21. Cela met en évidence la difficulté de modéliser annuellement les variations de pressions. Sur cet exemple, les amplitudes de pression de GPT sont quasi-nulles.

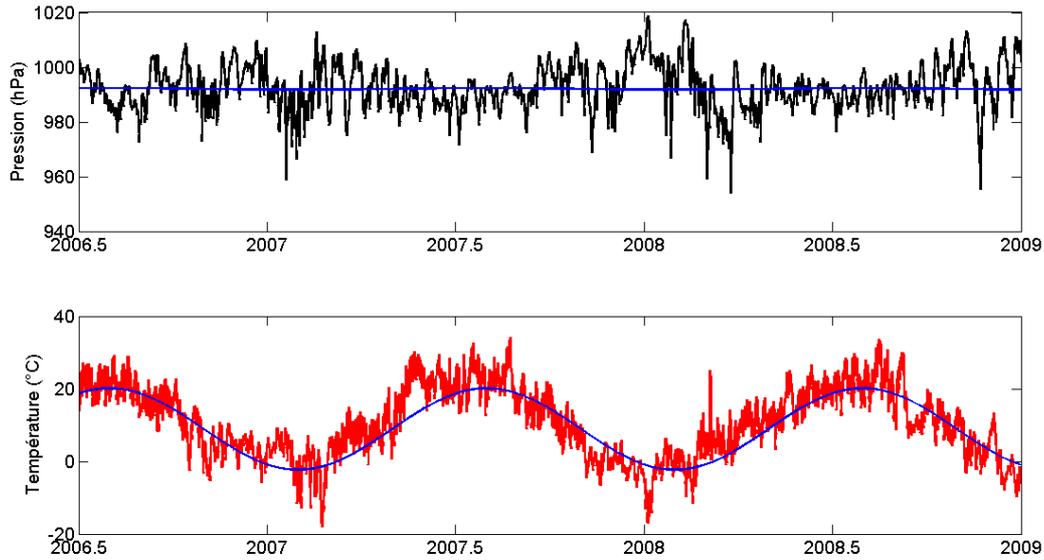


Figure II.21. Exemple de séries temporelles de pression (a) et température (b) pour le site IGS GLSV (Ukraine). En noir et en rouge les pressions et températures de VMF1-site, respectivement et en bleu celles de GPT.

II.3.3.2. Impacts des modèles zénithaux

Les principaux modèles de ZHD et ZWD ont été présentés dans la section II.2. Cette section a pour objectif d'étudier la qualité intrinsèque de chaque modèle. Les données de référence sont celles de VMF1-site car les pressions, températures et pressions partielles de vapeur d'eau au sol sont disponibles. Ces données sont mises en entrée des modèles de ZHD/ZWD (Saastamoinen (1972), Hopfield (1969), Baby et al. (1988)...) et les résultats comparés aux ZHD/ZWD de VMF1-site (obtenus par intégration des profils verticaux des données ECMWF) afin de rendre l'étude cohérente.

Modèles de ZHD

Dans le passé, la qualité de l'estimation du ZHD par Saastamoinen (1972), a été testée par Mendes (1995) avec un lâcher de 713 ballons sondes sur la ville de St John's, Canada, durant l'année 1992. Mendes et Langley (1998) ont élargi l'étude aux trois modèles de la section II.2 (Hopfield (1969), Saastamoinen (1972) et Baby et al. (1988)) avec 50 sites de radiosondages différents dont les localisations ont permis d'obtenir une assez bonne répartition en latitude. La figure II.22 présente la répartition géographique de ces sites, essentiellement concentrée en Amérique du Nord.

Au total, ce sont 32 467 radiosondages mesurant les profils de pression, de température et d'humidité relative entre 3 m et 2 234 m d'altitude qui sont utilisés. Ils ont été réalisés deux fois par jour sur l'année 1992. La figure II.23 présente les biais et les RMS des trois modèles par rapport aux ZHD tirés des radiosondages. Les sites sont répartis suivant leur latitude; le site FOR est le plus proche de l'équateur, à une latitude de 3.72° S (situé à la pointe Est du Brésil, figure II.22).

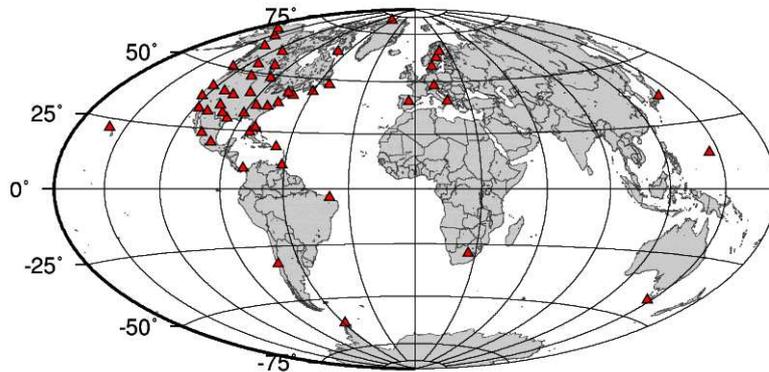


Figure II.22. Répartition des sites de radiosondage utilisés dans Mendes et Langley (1998).

Les performances du modèle de Saastamoinen (1972) sont apparentes. Les biais sont de l'ordre de quelques dixièmes de millimètres, tout comme les RMS. Au contraire, les biais des autres modèles sont très corrélés et présentent une dépendance linéaire avec la latitude. A 45° de latitude, ils sont de 3 à 4 mm. En contrepartie, le modèle de Baby et al. (1988) présente des RMS qui sont très fortement corrélés avec ceux de Saastamoinen (1972), tandis que ceux de Hopfield (1969) sont également fonction de la latitude. Ils atteignent une valeur proche de 1 mm. Plusieurs paramètres sont responsables de ces tendances.

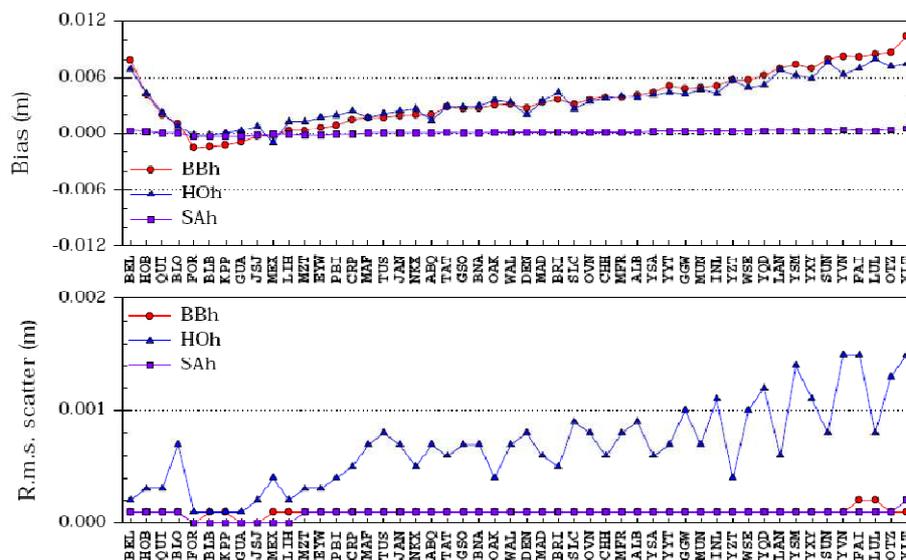


Figure II.23. Biais et RMS des modèles de ZHD de Hopfield (1969, Hoh), Saastamoinen (1972, SAh), et de Baby et al. (1988, BBh) par rapport aux ZHD déduits de radiosondages sur 50 sites au cours de l'année 1992 (cf. figure II.22). Les sites sont classés en fonction de leur latitude (le site intitulé FOR est le plus proche de l'équateur, à une latitude de 3.72° S) (Mendes et Langley, 1998).

Pour les biais des modèles de Hopfield (1969) et de Baby et al. (1988), on peut suggérer la mauvaise connaissance de l'altitude de la surface supérieure de la troposphère, H_T . Mendes (1998) ne notifie qu'une erreur de 100 m sur h_s induit un biais de 5 mm sur le ZHD. L'accélération gravitationnelle est supposée constante par rapport à la latitude dans le modèle de Hopfield (1969), contrairement aux autres modèles. L'évolution des RMS du modèle de Hopfield (1969) est la conséquence de cette hypothèse (Schüler, 2001). D'autre part, dans cette étude, la vitesse de variation de la température a été estimée site à site à l'aide des radiosondages. Ainsi, l'impact d'une valeur globale pour la Terre est minimisé sur les RMS de Baby et al. (1988).

Le travail de Mendes et Langley (1998) est étendu ici aux données de pression et de température des sites IGS de VMF1-site. La figure II.11 présente la localisation de ces sites, bien plus dense et avec une meilleure répartition dans le monde que pour les expériences de Mendes et Langley (1998). Ils sont au nombre de 363 avec environ 4 400 jeux de données météorologiques pour chacun d'eux. Les comparaisons entre les ZHD tirés de VMF1-site et les ZHD calculés avec les modèles de Hopfield (1969), Saastamoinen (1972) et Baby et al. (1988) sont présentés sur la figure II.24.

Les tendances moyennes observées par Mendes et Langley (1998) sont confirmées. Le modèle de Saastamoinen (1972) est le plus performant car aucune tendance particulière avec la latitude n'est observée. Le modèle de Baby et al. (1988) suit une tendance équivalente à celui de Hopfield (1969) mais biaisé. Dans la configuration du calcul, une gravité moyenne au sol égale à 9.784 m.s^{-2} a été prise. Cette valeur est proche de celle que l'on obtient à 45° de latitude et le modèle de Baby et al. (1988) obtient des écarts nuls à cette latitude. A propos des écart-types des différences, une très forte similitude des modèles est observée. Excepté aux latitudes tropicales, les trois modèles concordent avec une précision de l'ordre de 1 à 2 mm ; soit une précision relative des écarts d'environ 10%.

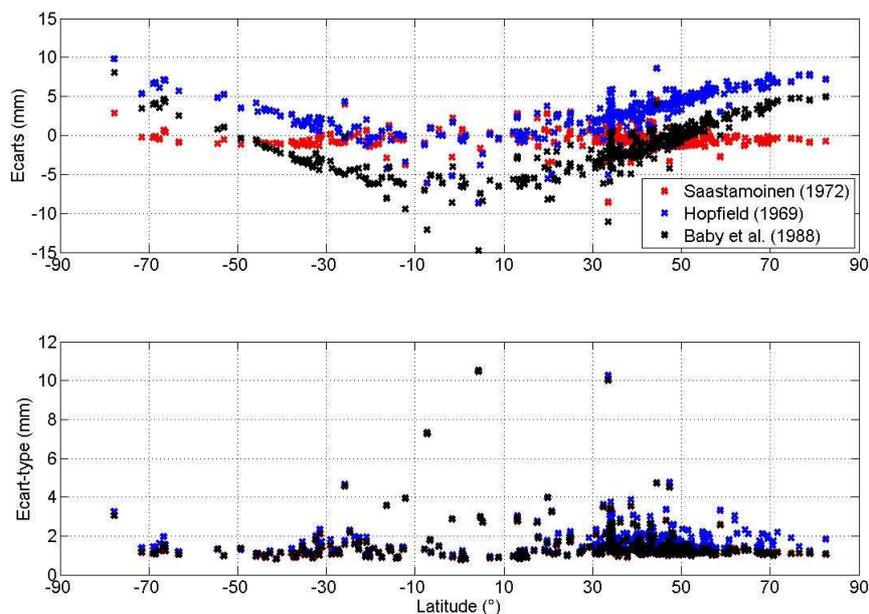


Figure II.24. Moyennes et écart-types des écarts entre les ZHD tirés de VMF1-site et les ZHD calculés avec les paramètres météo sol de VMF1_list et les modèles de Hopfield (1969), Saastamoinen (1972) et Baby et al. (1988). Résultats classés en fonction de la latitude.

Afin d'expliquer les tendances suivant la latitude des modèles de Hopfield (1969) et de Baby et al. (1988), une simulation de leur sensibilité à la gravité moyenne au sol, g_m , est réalisée. La modélisation de la gravité (cf. équation (II.18)) utilisée dans le modèle de Saastamoinen (1972) est utilisée pour corriger les deux modèles. Pour le modèle de Hopfield (1969), la gravité intervient dans l'exposant de l'équation (II.23). Les résultats sont présentés dans la figure II.25.

Il apparaît clairement le problème de la dépendance de la gravité à la latitude pour le modèle de Baby et al (1988). Le modèle de Hopfield (1969) quand à lui reste relativement insensible à cette modification. L'augmentation de ses valeurs avec la latitude est donc fonction de la qualité du modèle de la hauteur de la tropopause, H_T . Mendes (1999) présente une étude complète des variations de la tropopause à l'aide de radiosondages. Cette dernière évolue en fonction de la température au sol (donc de la saison), mais aussi en fonction de la latitude. Mendes (1999) propose une modélisation de l'évolution de la tropopause avec la latitude de la forme :

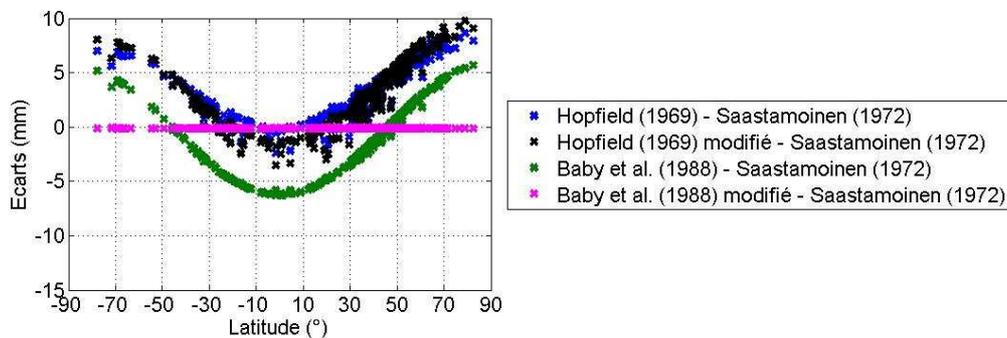


Figure II.25. Moyennes des différences entre ZHD calculés avec les paramètres météo sol de VMF1-site et Saastamoinen (1972) et ceux calculés avec les modèles de Baby et al. (1988) et Hopfield (1969) avec ou sans modification de la gravité au sol.

$$H_T = \alpha_1 + \alpha_2 \cos^2 \varphi \quad (\text{II.62})$$

avec α_1 et α_2 des paramètres empiriques. Cette équation est semblable à celle décrivant la courbure latitudinale d'un ellipsoïde de référence. De manière similaire, les paramètres des écarts en fonction de la latitude obtenus avec le modèle de Hopfield (1969) sont déterminés par moindres carrés. Les valeurs estimées et celles de Mendes (1999) sont présentées dans le tableau II.19. Elles sont semblables montrant la qualité des travaux de Mendes (1999) malgré la couverture géographique (limitée au continent américain) des radiosondages utilisés.

	α_1 (km)	α_2 (km)
Mendes 1999	7,588 +/- 0,025	-8,186 +/- 0,049
Estimation depuis VMF1-site	8,086 +/- 0,135	-8,872 +/- 0,217

Tableau II.19. Paramètres de la hauteur de la tropopause par Mendes (1999) et estimés à partir de comparaisons réalisées avec les données de VMF1-site.

La figure II.26 présente les nouveaux écarts entre le modèle de Hopfield (1969) et le modèle de Saastamoinen (1972) lorsque les variations d'altitude de la tropopause sont prises en

compte. Avec cette correction les écarts obtenus avec les modèles de Hopfield (1969) et Saastamoinen (1972) sont équivalents : biaisés de 1 à 2 mm. Cependant, par sa simplicité en termes de paramètre météo à utiliser, le modèle de Saastamoinen (1972) se démarque nettement des autres modèles. Ses performances s'expliquent aussi par la modélisation de la gravité moyenne au sol qui y est introduite. Les autres modèles présentent des dépendances à la latitude qui atteignent des écarts de près de 5-7 mm dans les régions polaires. Néanmoins, il est possible de corriger Baby et al. (1988) en introduisant la même modélisation de la gravité que celle dans Saastamoinen (1972) et d'utiliser un modèle de tropopause dépendant de la latitude pour Hopfield (1969). L'emploi de Saastamoinen (1972) est aujourd'hui démocratisé et il est recommandé dans les mises à jour, non-officielles des conventions IERS.

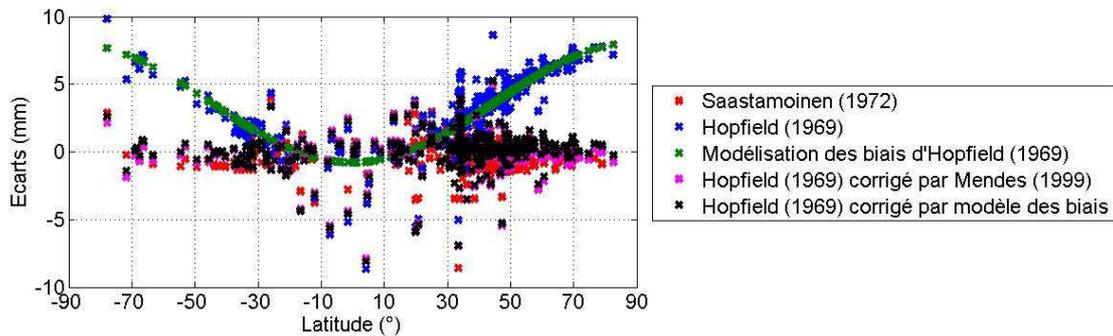


Figure II.26. Moyennes des différences entre ZHD tirés de VMF1-site et ZHD calculés avec les paramètres météo sol de VMF1-site et les modèles de Saastamoinen (1972), et Hopfield (1969) avec ou sans correction par les modèles de tropopause de Mendes (1999) et de VMF1-site. Résultats classés en fonction de la latitude.

Modèles de ZWD

Tous les modèles de ZWD présentés dans la section II.2 ont été comparés par Mendes et Langley (1998), aux données de radiosondages réalisées durant l'année 1992 sur 50 sites. Les résultats des différences entre les ZWD tirés de VMF1-site et ceux calculés avec les paramètres météo de cette base de données sont présentés sur la figure II.27. Ils montrent qu'il est difficile de cerner un modèle plus performant que les autres. Dans l'ensemble les biais sont de l'ordre de quelques millimètres à 2 cm. Le problème principal est la fiabilité des modèles car les écarts-types des différences sont de l'ordre de quelques centimètres.

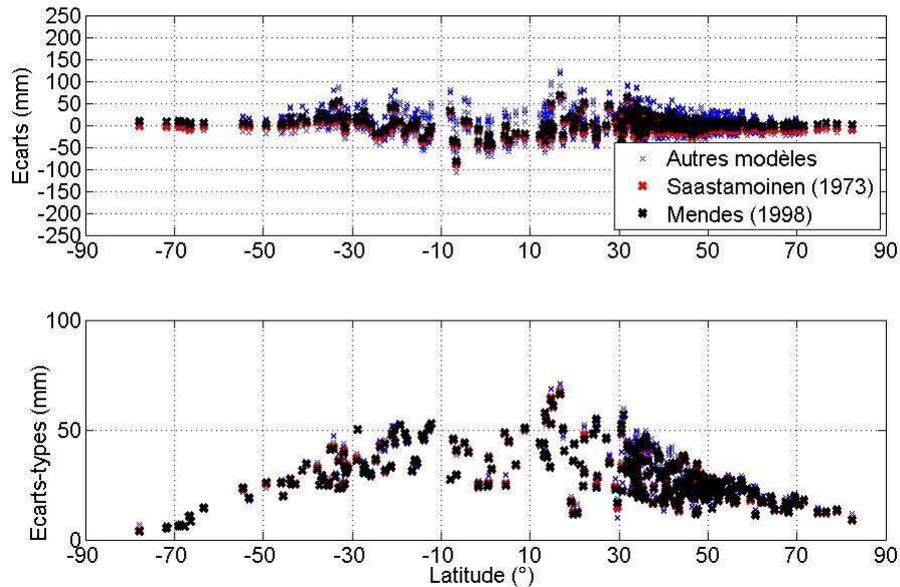


Figure II.27. Moyennes (a) et écarts-types (b) des écarts entre ZWD tirés de VMF1-site et ZWD calculés avec les paramètres météo sol de VMF1-site et les modèles de Saastamoinen (1972), Mendes (1998) et tous les autres modèles listés dans le tableau ? (les autres modèles sont regroupés pour faciliter la lecture). Résultats classés en fonction de la latitude.

En termes de biais, les modèles sont cohérents entre eux, et les valeurs moyennes sur l'ensemble du globe sont de l'ordre de quelques millimètres excepté pour le modèle de Chao (1972) qui atteint près de 20 mm. Les écart-types des différences quant à elles atteignent leurs amplitudes maximales au niveau des zones intertropicales confirmant la difficulté à modéliser les ZWD à partir de données sol pour des zones très humides. En moyenne, elles sont de l'ordre de 30 mm mais d'un point de vue global, les modèles sont inférieurs à 10 mm.

A titre d'illustration, les données de VMF1-site et les résultats des modèles de Saastamoinen (1972) et Mendes (1998) sont représentés pour trois sites sur la figure II.28. Il s'agit des stations NYA1 aux îles Spitzberg, BRUS à Bruxelles et MBAR, localisée à Mbarara en Ouganda. Elles sont représentatives des milieux polaires, tempérés et tropicaux respectivement. La cohérence entre les deux modèles apparaît clairement aux trois sites. En dépit des biais entre les modèles et les données de VMF1-site, les variations atteintes par les modèles à l'échelle synoptique sont la plupart du temps sous-estimées. Néanmoins, les tendances générales (variations saisonnières) sont suivies, ce qui témoigne de la corrélation entre la pression partielle de vapeur d'eau au sol et le ZWD. Pour confirmer ce lien entre ces deux paramètres, le coefficient de corrélation et le facteur d'échelle entre la pression partielle de vapeur d'eau au sol et le ZWD sont calculés pour chacun des sites (figure II.29). Les résultats de facteur d'échelle obtenus par Mendes (1999) sont très proches de ceux obtenus avec VMF1-site. Néanmoins à la vue de ces résultats, il est difficile de trouver un lien évident entre la pression partielle et le ZWD pour les zones comprises entre 30°S et 30°N.

La figure II.30 montre le ZWD en fonction de la pression partielle pour les trois sites. Les résultats d'une simple régression linéaire sont aussi tracés. Dans les zones tropicales, illustrées par MBAR, la conjonction entre les fortes températures et les forts taux d'humidité relative entraînent des pressions partielles de vapeur d'eau très importantes et la corrélation

entre cette pression partielle au sol et le ZWD est faible. Ceci n'est pas valable pour les sites plus élevés en latitude comme BRUS et NYA1 où une régression linéaire apparaît adaptée. Même si une dépendance quadratique est visible pour ces deux sites, estimer les paramètres d'un modèle à l'ordre 2 n'améliore en rien les résidus par rapport à un modèle à l'ordre 1. En tout cas une modélisation à l'ordre 1 implique des résidus de quelques centimètres. L'usage d'une modélisation linéaire en fonction de la pression partielle de vapeur d'eau au sol comme proposé dans Mendes (1999) n'est pas suffisant pour corriger les observations GPS *a priori* avec une précision de quelques millimètres. Ces écarts résiduels peuvent être attribués à la complexité du profil vertical de la pression partielle qui ne suit pas une allure pouvant être facilement modélisée, contrairement à la pression totale qui suit le principe de l'hydrostatique.

En définitive, aucun modèle de ZWD à partir de données météo sol ne permet de réduire avec une précision de quelques millimètres les effets de l'humidité présents dans la troposphère. Cela n'est pas surprenant du fait des hypothèses d'équilibre hydrostatique et d'évolution de la pression partielle de vapeur d'eau et de la température. De même, les modèles empiriques développés à partir de radiosondages tels que ceux de Ifadis (1986) et de Mendes (1998) ne sont valables que sur des zones limitées. Ainsi, aucun modèle ne prédomine aujourd'hui pour s'affranchir complètement du problème de la troposphère sur la propagation des signaux GPS à partir de données sol. Le fait d'estimer les résidus des modèles comme cela est généralement fait pour le positionnement par GPS de haute précision ou d'utiliser des technologies externes au GPS comme les radiomètres à vapeur d'eau (Doerflinger, 1997, Nilsson, 2008) et les LIDAR (Bossler, 2008) semble approprié. Cependant, l'usage de ces derniers est limité dans le temps et dans l'espace et la qualité et la quantité de leurs résultats ne rivalisent pas avec une estimation statistique systématique des biais des modèles.

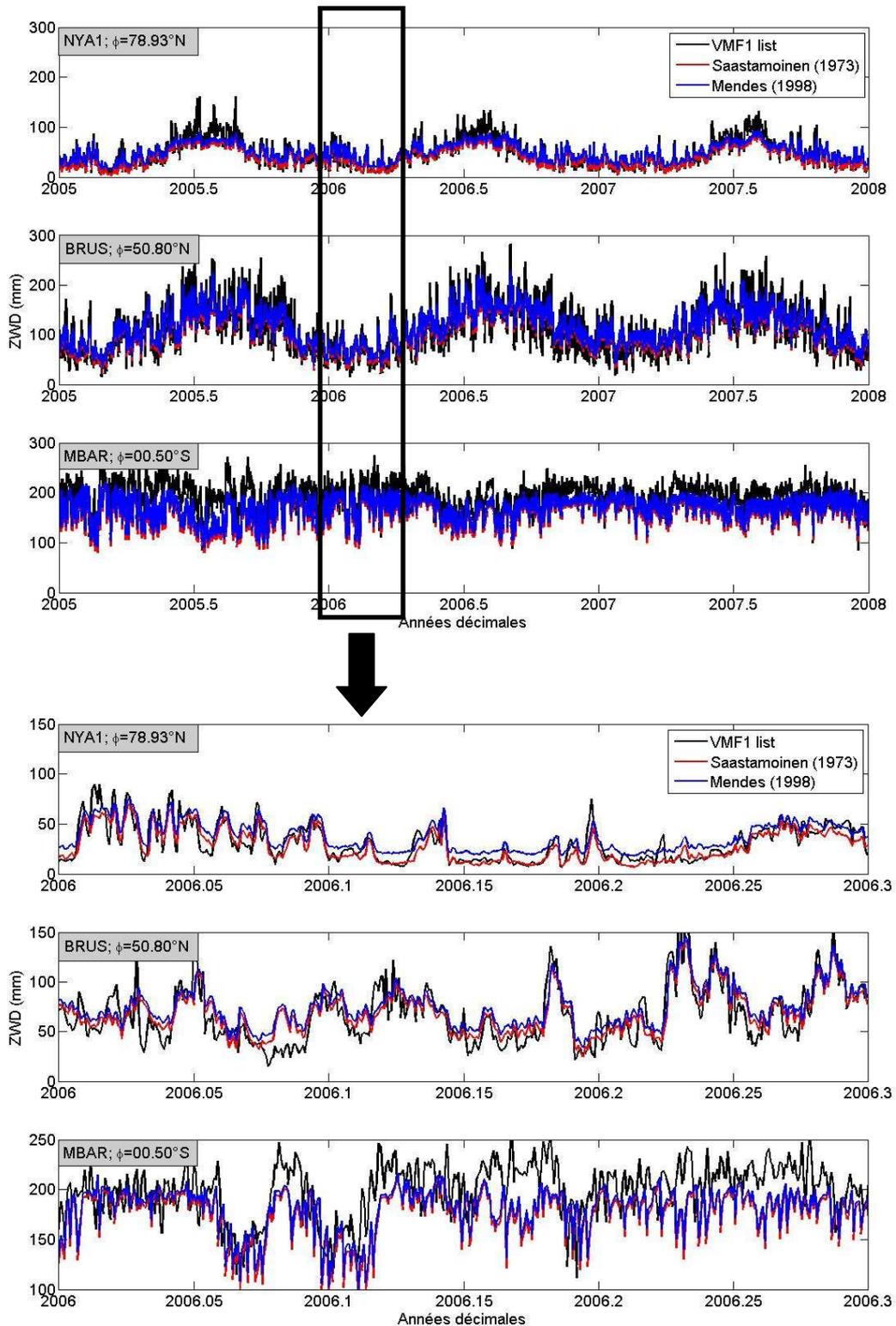


Figure II.28. Séries temporelles de ZWD sur 2005-2008 aux sites GNSS : NYA1 ($\varphi=78.93^\circ\text{N}$), BRUS ($\varphi=50.80^\circ\text{N}$) et MBAR ($\varphi=0.50^\circ\text{S}$) à partir des données de VMF1-site et des résultats des modèles de Saastamoinen (1972) et Mendes (1998) avec les données météo de VMF1_list. Un zoom sur les 100 premiers jours de 2006 est aussi présenté.

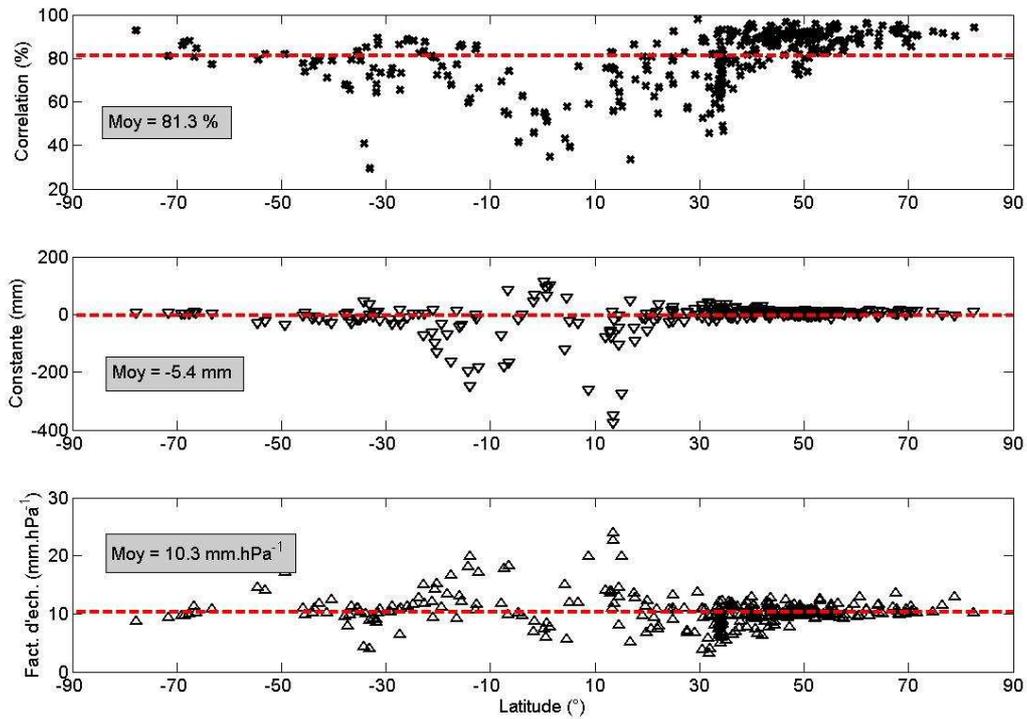


Figure II.29. Coefficient de corrélation en %, constante en mm et facteur d'échelle (issu d'une régression linéaire) en mm.hPa⁻¹ entre la pression partielle de vapeur d'eau au sol et le ZWD. Données issues de VMF1_list.

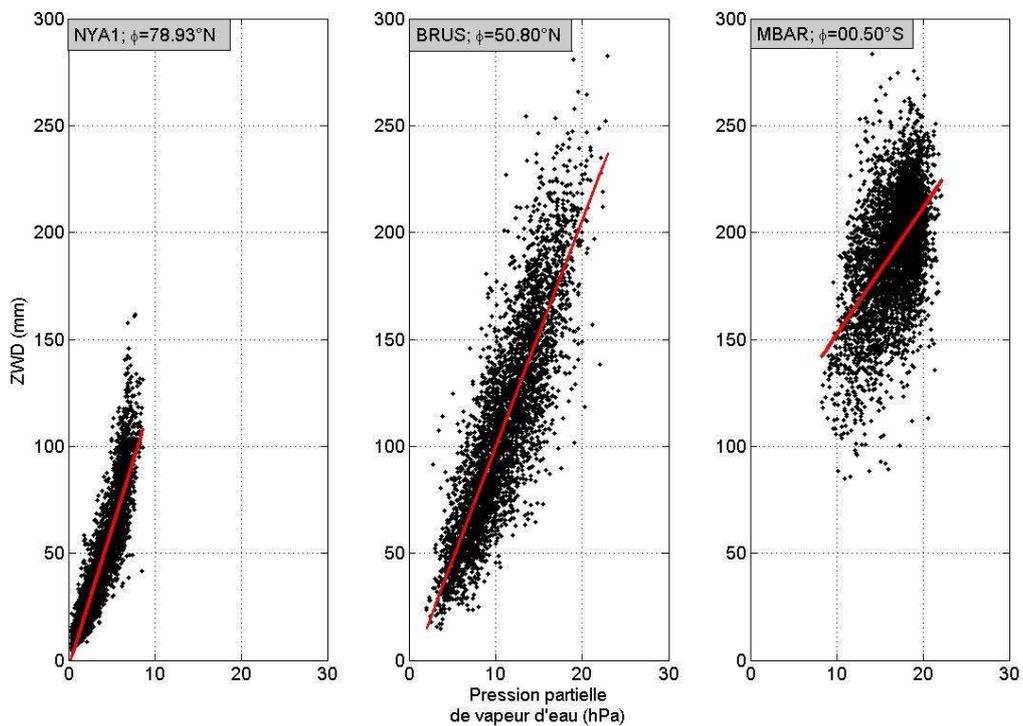


Figure II.30. ZWD en fonction de la pression partielle de vapeur d'eau aux sites GNSS : NYA1 ($\varphi=78.93^\circ\text{N}$), BRUS ($\varphi=50.80^\circ\text{N}$) et MBAR ($\varphi=0.50^\circ\text{S}$) à partir des données de VMF1_list. Les droites de régression linéaire sont en rouge.

II.3.4. ZHD de VMF1

Ce travail se place dans le cadre de la comparaison des ZHD tirés de VMF1-grille (Vienna ZHD, VZHD) et de ZHD tirés de VMF1-site. Il a pour objectif de présenter et discuter les méthodes de correction de hauteur des ZHD de VMF1-grille. Les études ont été compilées dans un mémo mis en ligne sur la page Internet des produits troposphériques de l'Institut Technologique de Géodésie et Géophysique de l'université de technologie de Vienne en Autriche. Il est téléchargeable à l'adresse Internet ci-dessous et son contenu disponible à partir de la page suivante.

www.hg.tuwien.ac.at/~ecmwf1/Reducing_ECMWF_ZHDs.pdf.

Discussion and recommendations about the height correction for *a priori* zenith hydrostatic delays derived from ECMWF data

F. Fund^{1,2}, L. Morel¹, A. Mocquet²

¹Laboratoire de Géomatique et de Géodésie (L2G), ESGT/CNAM, 1 boulevard Pythagore, 72000 Le Mans, France

²Université de Nantes, Nantes Atlantique Université, CNRS, Laboratoire de Planétologie et Géodynamique, UMR 6112, UFR des Sciences et des Techniques, 2 rue de la Houssinière, BP 92208, Nantes Cedex 3, F-44322, France

* Corresponding author
francois.fund@esgt.cnam.fr

1. Introduction

In the computation of GNSS (Global Navigation Satellite Systems), VLBI (Very Long Baseline Interferometry), and DORIS (Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite) observations, accurate *a priori* Zenith Hydrostatic Delays (ZHDs) must be used. Tregoning and Herring (2006) showed that any ZHD error of 2.3 mm can lead to a change in height estimates of -0.19mm with a cutoff angle of 7° . One way to derive precise ZHDs was to use *in situ* meteorological measurements listed in RINEX meteo files or Standard Pressure and Temperature values and to input them in models like the one of Hopfield (1969) and Saastamoinen (1972). For a few days ago, ZHDs can be derived from data of the European Centers for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF) or from the Global Pressure and Temperature (GPT) model as backup (Boehm et al. 2007). When precise and well calibrated meteorological sensors are not available, it is the way currently recommended in the updated chapter 9 of IERS Conventions (available at the webpage www.tai.bipm.org/iers/convupdt/convupdt.html),

ZHDs derived from ECMWF data are computed by the University of Technology of Vienna, Austria. These ZHDs are available every 6h in the form of grid or site-specific files at the webpage www.hg.tuwien.ac.at/~ecmwf1. Grid files are based on a $2.5^\circ \times 2.0^\circ$ resolution and refer to a gridded orographic surface described in the file *orography_ell* (available at the same webpage), while site-specific files are interpolated from local $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ grids for GNSS, VLBI and DORIS sites. Grid files list only *a priori* ZHDs and *a priori* Zenith Wet Delays ((hereafter called VZHDs and VZWDs, respectively), but site-specific files list also ground pressure, ground temperature, ground relative humidity, mean temperature (to derive precipitable water) and the orthometric height these data refer to. On the other hand, GPT refers to a geoid surface expanded in spherical harmonics at degree and order 9.

Site VZHDs are only available for some specific sites since 2005 (partially since the end of 2004) while the gridded VZHDs are available everywhere since 1994, and so they are a good way to achieve precise geodetic studies in the world. One way to compute gridded VZHDs at a particular location is to perform a bi-linear interpolation with the four nearest node of the gridded VZHDs and the gridded orography, and then to correct for the height between the interpolated orographic height and the "real" height. Currently, there is no recommended method to correct interpolated gridded VZHDs for height. As our knowledge, three methods cited in the literature are presented in section 2. Next, this paper discusses their performances and attempts to make some recommendations.

2. Overview of current methods used to reduce VZHDs

In the updated chapter 9 of IERS Conventions, the Saastamoinen (1972) model is recommended to derive ZHDs from ground pressure when well calibrated meteorological sensors are available at the site location:

$$ZHD = 0.002277 \cdot \frac{P(h)}{(1 - 0.00266 \cos(2\varphi) - 0.00028h)} \quad (1)$$

where $P(h)$ is the ground pressure at the site of latitude φ and height h . So, when gridded VZHDs at the specific height are known, the corresponding pressures can be derived. Then, a common way to extrapolate them at another specific height is to use the Berg (1948) model, as presented in Kouba (2007):

$$P(h_s) = P(h_g) \cdot (1 - 0.002266 \cdot (h_s - h_g))^{5.225} \quad (2)$$

where $P(h_g)$ is the pressure (in hPa) at the interpolated height h_g (in meters) gridded VZHDs refer to and $P(h_s)$ is the pressure at the site height h_s , respectively. Next, the extrapolated pressures are input into the Saastamoinen (1972) model to derive the reduced gridded VZHDs. In Kouba (2007), this method leads to a good agreement between both, gridded and site VZHDs. However, this study is hold with 11 globally distributed sites with only one site where the height difference ($h_s - h_g$) is high (HARB, 1555m), and so it is not very meaningful for the use of the Berg (1948) model for extrapolating pressure for high height differences.

GAMIT v10.35 software reduces gridded VZHDs to the site height with the help of the Saastamoinen (1972) model and GPT. Indeed, pressure values at both, the interpolated height and the site height, are computed with GPT and then input in the Saastamoinen (1972) model. The difference between ZHDs at the interpolated height and the ones at the site height is applied to the interpolated gridded VZHDs in order to reach ZHDs at the site height. Note that in the GPT model pressures are extrapolated at the desired height above geoid with the help of the Berg (1948) model. One advantage of GPT is to take account annual variations of pressure and temperature at the geoid surface. As Berg (1948) is a power-law only depending on the height above ellipsoid and the pressure to be extrapolated, the extrapolated pressures with the help of GPT would include seasonal variations of pressure (and so reduced VZHDs).

In Steigenberger et al. (2009) a third method is used. Gridded VZHD are reduced with the use of equation 3:

$$ZHD(h_s) = ZHD(h_g) - 0.002277 \cdot \frac{g}{R} \cdot \frac{P(h_g)}{T(h_g)} \cdot (h_s - h_g) \quad (3)$$

where g is the gravity constant (9.784 m.s^{-2}), R the gaz constant ($0.289644 \text{ kJ.kg}^{-1}$), $P(h_g)$ and $T(h_g)$ are pressure and temperature at the gridded height h_g in hPa and K respectively, and h_s the site height (heights are expressed in kilometers to get reduced ZHDs in meters). As notified in Steigenberger et al. (2009), pressure and temperature may be derived from standard values extrapolated to h_g with Berg (1948) model and a constant lapse rate of temperature (see section 3.2). Here, we use the GPT model in order not to neglect global variations of mean values and annual variations of both parameters. The method of reducing VZHDs used in Steigenberger et al. (2009) presents the advantage not to use isothermal assumptions as in both, Berg (1948) and Saastamoinen (1972), models. Consequently, this is a clear improvement in comparison to the two first methods presented above.

3. Gridded VZHDs VS site VZHDs

3.1. Assessment of time series of site-specific VZHDs

Even if Kouba (2007) detected some biases in site-specific VZHD data (around the beginning of 2005), they appeared to be of a good quality to assess gridded VZHDs, and so we used them to study current methods to reduce gridded VZHDs. Here, we use all the 363 sites listed in the VZHD site files from the beginning of 2005 to the end of 2007. As in Kouba (2007), we make a preliminary check of the time series of data from the site-specific time files.

For a few sites, a discontinuity in the times series of the difference (gridded – site) VZHDs at 2006, June 30th, and some artefacts before this date. After further studies, we detected some changes at the same dates in the time series of orthometric height listed in the VZHD site files. In fact, the heights to which site-specific VZHDs refer changed, and time series of all other data present biases at the same dates. Figure 1 maps biases observed in the orthometric height time series.

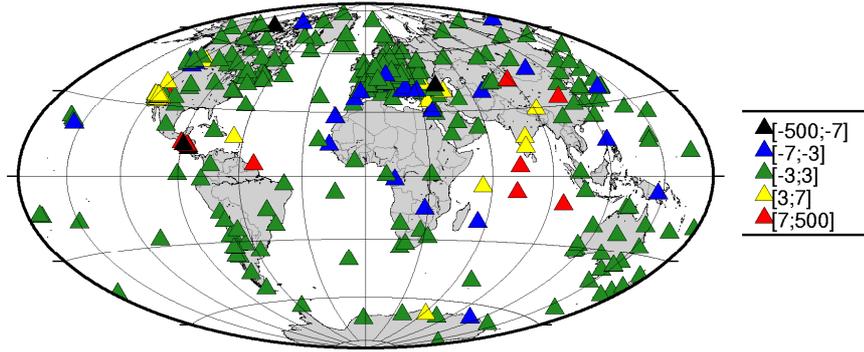


Figure 1. Biases of approximated orthometric height time series derived from site-specific VZHD files at mid-2006 in meters.

Globally, changes of reference height are rather small, by only a few meters. However, some sites often localized in very high areas like the Himalayas belts presents very important discontinuities. In Figure 1 sites mapped in red and black are CASA (USA), COCO (Australia), DGAR (Diego Garcia Island, UK), DHLG (USA), DRAG (Israel), ESTI (Nicaragua), GUAT (Guatemala), HARB (South Africa), HOLM (Canada), KOUR (French Guyana), LBCH (USA), MALD (Republic of Maldives), MANA (Nicaragua), POTS (Germany), SLOR (Honduras), SSIA (El Salvador), URUM (China), XIAN (China), and ZECK (Russia). Only URUM and XIAN present very large biases: ~274m and ~99m, respectively, but all other sites mapped in red and black present biases less than 30m (in absolute values). These changes in reference height lead to biases in pressure and VZHD values derived from site-specific VZHDs files.

3.2. Assessment of current methods to reduce gridded VZHDs

We reduce gridded VZHDs with the three current methods presented in section 2 (hereafter called strategy 1, strategy 2, and strategy 3, respectively). We also add two other methods based on the principle currently used in GAMIT v10.35 to derive ZHDs from standard pressure and temperature values. These latter ones are based on the Hopfield (1969) power-law:

$$P(h_s) = P(h_g) \left(\frac{T_0 - \alpha(h_s - h_g)}{T_0} \right)^{\frac{g}{R\alpha}} \quad (4)$$

where T_0 is the mean temperature at sea level (293.16°K), α is the lapse rate of temperature with height (-6.5 K.km⁻¹), g the gravity constant (9.784 m.s⁻²), and R the gaz constant (0.289644 kJ.kg⁻¹). This model is similar to the one in equation 2 but here the temperature is not fixed to a constant value, as it is the case in the Berg (1948) model. We decide to use the Hopfield (1969) model with the use of pressure derived from the Saastamoinen (1972) and standard temperature (method hereafter called strategy 4) and alternatively with the use of pressure derived from the Saastamoinen (1972) and temperature derived from the GPT model (method hereafter called strategy 5). In this case $T_0 = T(h_g)$. The characteristics of the five methods to reduce gridded VZHDs are summarized in Table 1.

In each case, the times series of reduced gridded VZHDs are compared to the times series of site-specific VZHDs. In order to eliminate the impact of the change in the site-specific ZHDs series at 2006, June 30th (date hereafter called as mid-2006), we compute the mean values of the differences between gridded and site-specific VZHDs before and after mid-2006, respectively. Figure 2 maps the differences between biases calculated with data before mid-2006 and the ones calculated after mid-2006. Strategy 2 is used. Now and for the entire paper, we express the results in terms of equivalent height error with a cutoff angle of 5° according to the rule of thumb described in Boehm et al. (2006b).

Except in URUM and XIAN where improvements are ~34mm and ~12mm (not mapped in Figure 2 due to the scale used), respectively, there is neither global improvement nor global degradation, in mean, when using site-specific data before or after mid-2006. Indeed, the height changes observed in the site-specific orthometric height time series have only a positive impact at a few sites localized in complex high areas. This local

improvement is visible in the left part of Table 2 which resumes the median and RMS (calculated all over the 363 sites) of the biases calculated with data before and after mid-2006 respectively and with strategy 2. Indeed, the RMS of biases decreases by a factor 2 when using data after mid-2006.

<i>Strategy</i>	<i>Parameters</i>	<i>Models used</i>
Strategy 1 (Kouba, 2007)	Pressure	Standard pressure from Berg (1948) + Saastamoinen (1972)
Strategy 2 (GAMIT v.10.35)	Pressure	Pressure from GPT + Saastamoinen (1972)
Strategy 3 (Steigenberger et al., 2009)	Pressure + temperature	Both pressure and temperature from GPT + Saastamoinen (1972)
Strategy 4	Pressure + temperature	Pressure from Saastamoinen (1972) and standard temperature + Hopfield (1969)
Strategy 5	Pressure + temperature	Pressure from Saastamoinen (1972) and temperature from GPT + Hopfield (1969)

Table 1. Summary of characteristics of strategies to reduce gridded VZHDs studied in this paper.

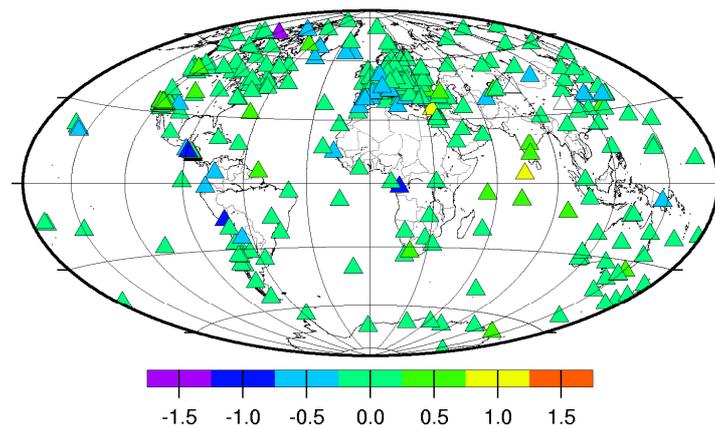


Figure 2. Mean biases of the differences (reduced gridded VZHDs minus site-specific ZHDs) calculated with data before mid-2006 minus the ones calculated with data after mid-2006. A positive value means an improvement of site-specific ZHDs after mid-2006. Results are expressed in terms of equivalent height error with a cutoff angle of 5° according to the rule of thumb described in Boehm et al. (2006b).

	<i>Biases</i>		<i>Std of differences</i>	
	<i>Median (mm)</i>	<i>RMS (mm)</i>	<i>Median (mm)</i>	<i>RMS (mm)</i>
Before mid-2006	-0.1	2.1	0.3	0.3
After mid-2006	0.0	0.9	0.2	0.3

Table 2. Median and RMS of means and standard deviations (std) of the differences between reduced gridded VZHDs and site-specific ZHDs calculated before and after mid-2006 (over the 363 sites), respectively, in mm. Results are expressed in terms of equivalent height error with a cutoff angle of 5° according to the rule of thumb described in Boehm et al. (2006b).

We extend our study to the standard deviations of the time series of the differences between reduced gridded VZHDs and site-specific VZHDs. Global results (median and RMS) are summarized in the right part of Table 2. It appears there no improvements of the differences when using data before and after mid-2006. After further studies, we detected some annual variations in the differences between gridded VZHDs reduced with strategies 1

and 2, and site-specific VZHDs. Figure 3 maps two examples of the time series calculated with strategies 2 and 3 (in blue and black, respectively). Note that we do not find significant differences between results calculated with strategy 1 and the ones calculated with strategy 2. The variations of the ground temperature derived from VZHDs derived from site-specific VZHD files are also plotted (in red). It appears that times series computed with strategy 2 (and 1) fit very well times series of temperature but it is not the case with strategy 3. It is an example of the ground temperature dependence of ZHD and -to a larger extend- of the temperature dependence of the pressure lapse rate neglected in the model of Berg (1948) (used in strategy 1 and in strategy 2 where the pressure calculated in the GPT model is extrapolated with the Berg (1948) model too).

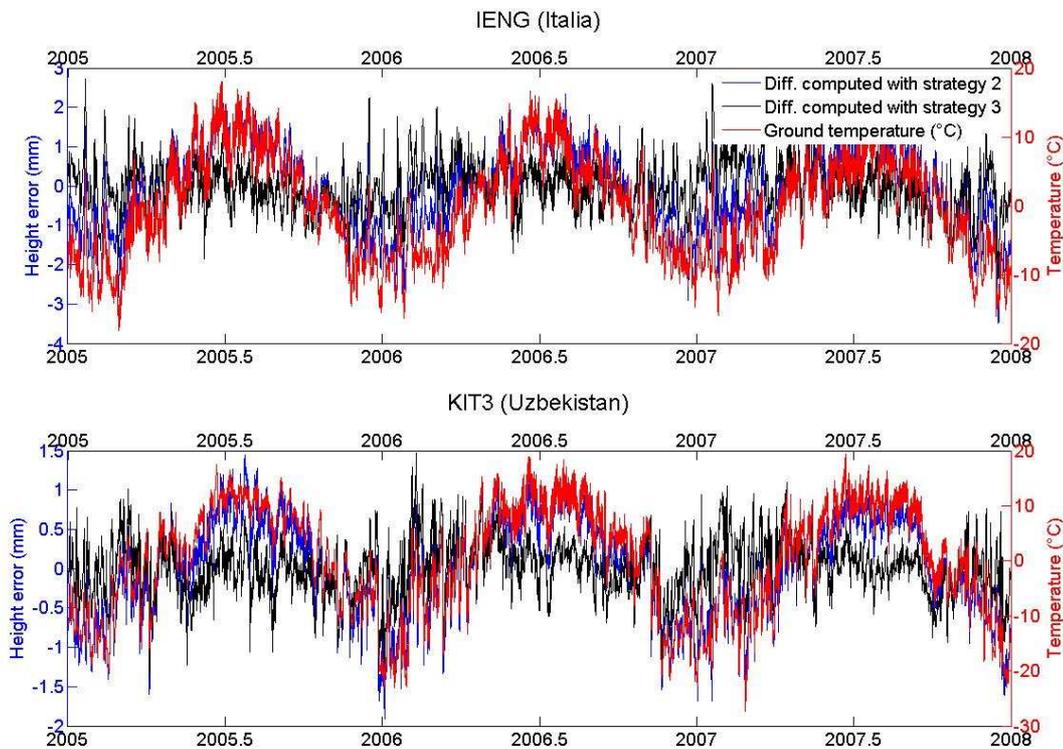


Figure 3. Differences between gridded VZHDs reduced with strategy 2 (see Table 1) and site-specific ZHDs in mm (blue), the same but gridded VZHDs are reduced with strategy 3, in mm (black), and ground temperature derived from site-specific ZHD files in °C (red). Differences are expressed in terms of equivalent height error with a cutoff angle of 5° according to the rule of thumb described in Boehm et al. (2006b). Results presented for the sites IENG (Italia) and KIT3 (Uzbekistan).

In order to see the global improvements when using ground temperature to reduce VZHDs, we estimate (with a classical least squares method) annual amplitudes of time series of the differences between reduced gridded VZHDs and site-specific VZHDs. We take the 28th day of the year as reference in order to be consistent with current empirical tropospheric models (GPT (Boehm et al., 2007), the Niell Mapping Function (Niell, 1996), and the Global Mapping Functions (Boehm et al., 2006a)). Results with the use of strategy 2 and strategy 3 are mapped on Figure 4a and 4b respectively and expressed in terms of equivalent height error with a cutoff angle of 5° , according to the rule of thumb described in Boehm et al. 2006b. It appears the improvements of using temperature when reducing VZHDs. It makes the significant annual variations seen with strategy 2 to disappear. Despite of this improvement, we observed that the majority of the biggest amplitudes with strategy 2 are localized in the northern hemisphere, as presented in Figure 5 where amplitudes are plotted w.r.t. latitude (always in terms of equivalent height errors).

It shows the inadequate resolution of the gridded surface orography the gridded VZHDs refer to. Due to the significant number of complex high areas located in North America and Eurasia, many heights of sites listed in VZHD list files are not well estimated in interpolating the gridded orography (resolution of $2.5^\circ \times 2.0^\circ$). In terms of equivalent height errors, many sites present annual amplitudes larger than 0.5mm. The largest amplitude is observed in KIT3 (Uzbekistan), by ~ 1.8 mm. Table 3 lists the global statistics (maximum and RMS) of annual amplitudes calculated with each strategy.

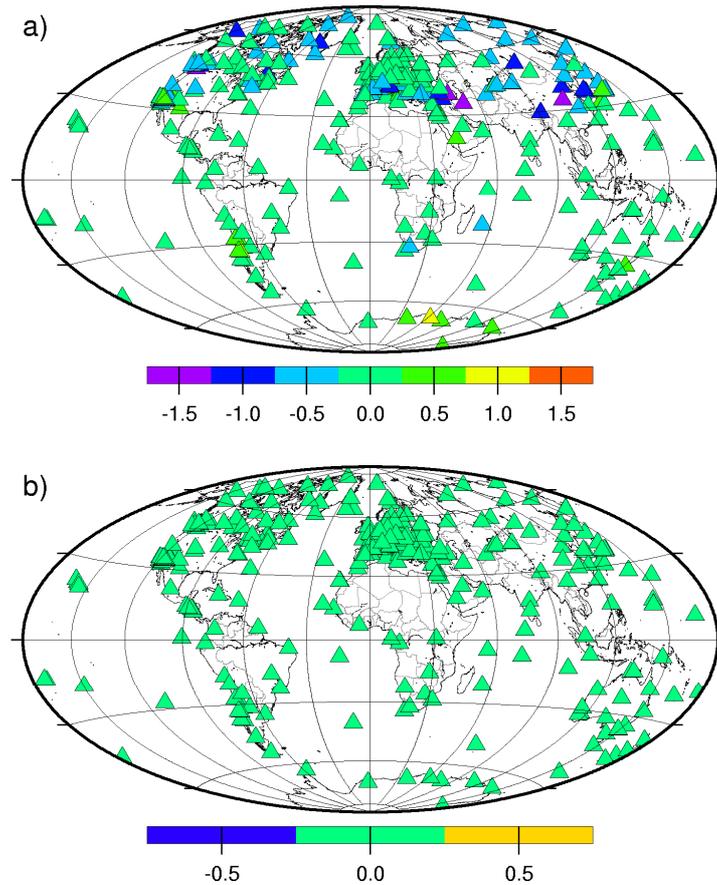


Figure 4. Annual amplitudes of the difference (reduced gridded VZHDs minus site-specific VZHDs) in terms of equivalent height error with a cutoff angle of 5° according to the rule of thumb described in Boehm et al. (2006b) in mm. a) Gridded values reduced with strategy 2, b) gridded values reduced with strategy 3 (Steigenberger, 2009).

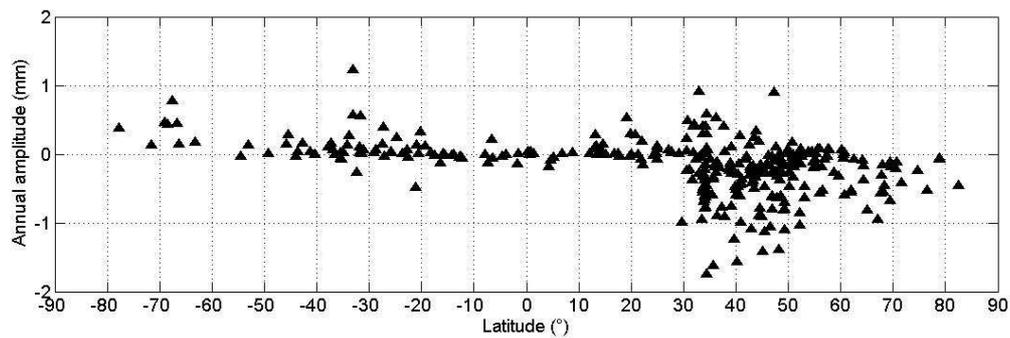


Figure 5. Annual amplitudes of the difference (gridded VZHDs reduced with strategy 2 minus site-specific VZHDs) in terms of equivalent height error with a cutoff angle of 5° according to the rule of thumb described in Boehm et al. (2006b) in mm w.r.t. latitude.

	<i>Annual amplitudes</i>	
	<i>Max (mm)</i>	<i>RMS (mm)</i>
<i>Strategy 1</i>	1.7	0.4
<i>Strategy 2</i>	1.7	0.4
<i>Strategy 3</i>	1.0	0.1
<i>Strategy 4</i>	1.7	0.4
<i>Strategy 5</i>	1.0	0.1

Table 3. Maximum and RMS of annual amplitudes of the differences (reduced gridded VZHDs minus site-specific VZHDs) in terms of equivalent height error with a cutoff angle of 5° according to the rule of thumb described in Boehm et al. (2006b) in mm.

Results with the use of strategy 3 (Steigenberger et al. (2009)) and strategy 5 show clearly the improvement when using the ground temperature when reducing gridded VZHDs. Maximum and RMS of amplitudes are improved by a factor 2 w.r.t. to the current strategies (1 and 2). On the other hand, the classical use of the Hopfield (1969) model (strategy 4) reveals there no benefit when using standard temperature values. The improvement is due to the use of annual variations of temperature as it is implemented in the GPT model. Note that in strategy 3, the pressure is derived from the GPT model which uses the Berg (1948) model to extrapolate pressures. Even if this latter one uses an isothermal assumption, equation 3 is more sensitive to temperature and so reduces the impact of its lack of accuracy. On the other hand, using strategy 5 with pressure derived from the GPT model leads to worst results as those in Table 3 because of the large sensitivity of the Hopfield (1969) model to pressure.

4. About the ways to reduce gridded VZHDs from temperature

As seen in Table 3, there are two ways to reduce gridded VZHDs without neglecting the annual variations of temperature. The formula used in Steigenberger et al. (2009) is derived from the perfect gas law. We check empirically this assumption by the computation of the scale factor between the differences (raw gridded VZHDs minus site-specific VZHDs) and the ratio $P(h_g)/T(h_g)$. Correlation coefficients and scale factors are plotted w.r.t. the height errors in Figure 6a and 6b, respectively. The correlation coefficients (in absolute) increase quickly for height error larger than $\sim 300\text{m}$, which imply a very significant linear trend between the height errors and the scale factor. We find a slope of ~ 72 while the expression $2.277.g/R$ used in equation 3 is ~ 77 (we multiply the expression used in equation 3 by 1000 to reach VZHDs in mm). The difference between these two latter result, ~ 5 , imply an impact larger than 1mm in terms of equivalent height error for sites where height errors are larger than 1.7km. This large height error is about the maximum height errors encountered with stations listed in the site-specific VZHD files and so, we valid the model used in Steigenberger et al. (2009) to reduce gridded VZHDs at the millimetre level (in terms of equivalent errors). It is confirmed in Table 3 (second column)

In order to empirically reduce from temperature gridded VZHDs that are *a priori* corrected from pressure with current methods (strategies 1 and 2), we compute the ratio between the differences (gridded VZHD reduced with strategy 2 minus site-specific VZHDs) and ground temperature (derived from site-specific VZHD files). Correlation coefficients and scale factors are plotted w.r.t. the height errors in Figure 6c and 6d, respectively. The conclusions about the model used in Steigenberger et al. (2009) are valid here. We observe a great linear trend between the scale factor (ZHD errors w.r.t. ground temperature) and the height errors. We find here a slope of ~ 0.83 which is about the expression $2.277.g/R$ divided by 100. This linear trend valid the *a priori* correction from pressure and that VZHD need only to be reduced from temperature. Our empirical ratio can be used with the help of the GPT model to get ground temperature. This method is another empirical way to reduce VZHDs from temperature. It can be applied with equation 5:

$$ZHD(h_s) = ZHD^0(h_s) + 0.829.T(h_s).(h_s - h_g) \quad (5)$$

where $ZHD^0(h_s)$ is the reduced gridded VZHD *a priori* corrected with only pressure derived methods.

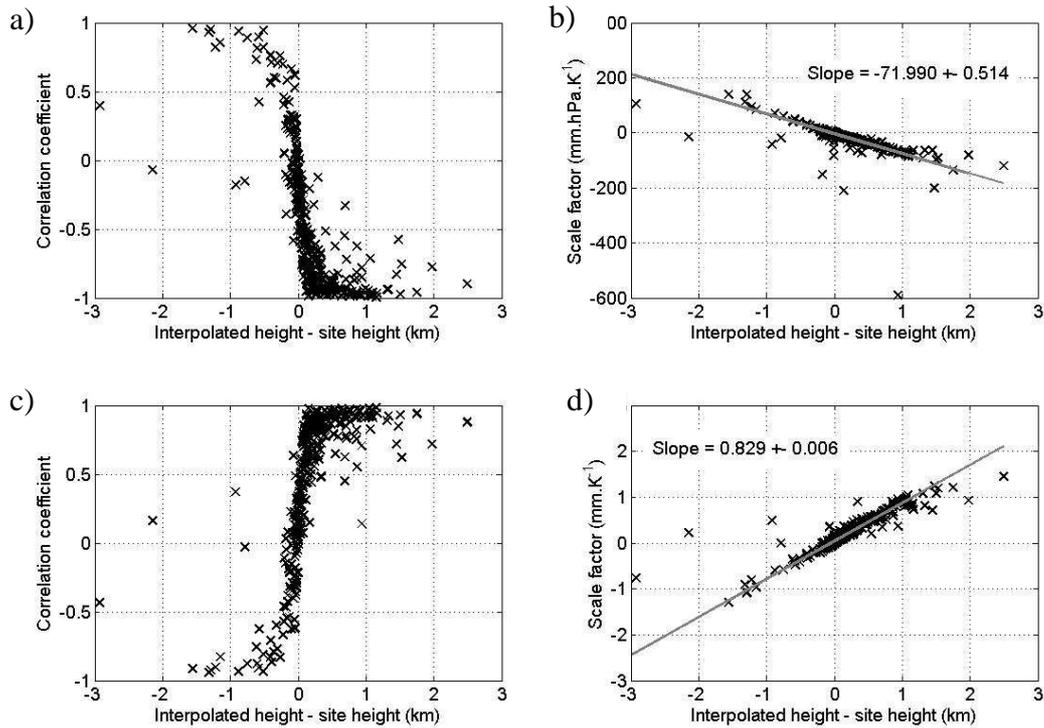


Figure 6. a) and b) Correlation coefficients and scale factor between the differences (raw gridded VZHD minus site-specific VZHDs) and the ratio $P(h_g)/T(h_g)$. c) and d) Correlation coefficients and scale factor between the differences (gridded VZHD reduced with strategy 2 minus site-specific VZHDs) and variations of ground temperatures (derived from site-specific VZHD files). Results plotted w.r.t. height errors (interpolated gridded orographic height minus site height).

5. Summary and recommendations

VZHDs site files present biases in the orthometric time series at mid-2006. Globally, they are about a few meters but for some sites localized in complex high areas, they reach values larger than 30m. This change implies a discontinuity in site-specific VZHDs time series at this date. However, we find this change is globally an improvement because RMS of biases between gridded VZHDs and site-specific VZHD is reduced by 2 when using data after mid-2006 in comparison to the use of data before mid-2006. When only reducing gridded VZHDs from pressure, we find a global RMS of 0.9mm in terms of equivalent height errors with data after mid-2006. It shows that the use of pressure alone lead to a very good agreement between both gridded and site-specific VZHDs in average. Except for a few sites, biases in VZHDs derived from site-specific files may not introduce discontinuities in the computation of height time series in geodetic processes.

However, time series of differences between gridded VZHD reduced with current pressure derived methods and site-specific VZHDs present some annual variations. They reach amplitudes larger than 0.5mm, especially in the northern hemisphere where they are many complex high areas leading to high height errors. The use of methods using the temperature as in Steigenberger et al. (2009) and the Hopfield (1969) model (in both cases with the help of temperature derived from the GPT model) reduces annual amplitudes by a factor 2. When using these models, amplitudes are globally of a few tenths of millimeters in terms of equivalent height error.

The formula used in Steigenberger et al. (2009) is derived from the perfect gas law. We check this assumption by calculating the scale factor between ZHD errors and the ratio $P(h_g)/T(h_g)$. We find a great linear trend w.r.t. the height errors which differ by only 7% to the expression $2.277.g/R$. We valid this one when the height error is under 1.7km. We also find another way to correct from the ground temperature with current pressure derived methods. The scale factor between the difference (VZHD *a priori* corrected from pressure and site-specific VZHD site files) and ground temperature depends on the height error with a scale factor of ~ 0.83 .

Face to the lack of recommendations about the way to reduce ZHDs, our study shows that three methods can be used. 1) the method used in Steigenberger et al. (2009) (equation 3), 2) the use of the Hopfield (1969) model

(equation 4), and 3) applying our empirical correction for ground temperature to current pressure derived methods (equation 5). In all cases, the temperature needs to be derived from the GPT model. In fact current methods (strategy 1 and 2) suffer from the Berg (1948) model to extrapolate pressure with height. As strategy 3 and 5 the method give very good results, it appears better to extrapolate pressure for height with equation 4 (the Hopfield (1969) model) or alternatively with equation 6:

$$P(h_s) = P(h_g) \cdot \left(1 - \frac{g}{R \cdot T(h_g)} \cdot (h_s - h_g) \right) \quad (6)$$

This way might be used in the GPT model leading to some improvements when using the current method implemented in the GAMIT v10.35 software (strategy 2). In this case however, extrapolated pressures would be only dependant to the temperature lapse rate. In our study, we recall that we use a constant value of $-6.5 \text{K} \cdot \text{km}^{-1}$. Even if this is a global value, it appears precise enough to reduce gridded VZHDs at the millimeter level.

Acknowledgements

The authors would like to thank the staff of the Vienna University of Technology for providing their data. The first author is grateful to the "Ordre des Géomètres Expert" (OGE) and the "Conseil Général des Pays de la Loire" for the financial support offered in pursuing his doctoral research. Figures 3, 5, and 6 are plotted with MATLAB R2007a (Mathworks, 2007). Figures 1, 2, and 4 are plotted with the GMT (Generic Mapping Tools) software (Wessel and Smith, 1998).

References

- Berg, H. (1948), *Allgemeine Meteorologie*, Duemmler, Bonn, Germany.
- Boehm, J., Niell, A., Tregoning, P., Schuh, H. (2006a), Global Mapping Function (GMF): a new empirical mapping function based on numerical weather model data, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L07304, doi: 10.1029/2005GL025546.
- Boehm, J., Werl, B., Schuh, H. (2006b), Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Center for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data, *J. Geophys. Res.*, 111, B02406, doi: 10.1029/2005JB003629.
- Boehm, J., Heinkelmann, R., Schuh, H. (2007), Short Note: a global model of pressure and temperature for geodetic applications, *J. Geod.*, doi: 10.1007/s00190-007-0135-3.
- Hopfield, H. S. (1969), Two-quartic tropospheric refractivity profile for correcting satellite data, *J. Geophys. Res.*, 74, 4487-4499.
- Kouba, J. (2007), Implementation and testing of the gridded Vienna Mapping Function 1 (VMF1), *J. Geod.*, doi: 10.1007/s00190-007-0170-0.
- Mathworks (2007), *Matlab R2007a Documentation*, r2007a ed. The mathworks, Inc.
- McCarthy, D.D., Petit, G. (eds.) (2004), *IERS Conventions (2003)*, IERS Technical Note No. 32, Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie, Frankfurt am Main, Germany.
- Niell, A.E. (1996), Global mapping functions for the atmospheric delay at radio wavelengths, *J. Geophys. Res.*, 101, 3227-3246.
- Saastamoinen, J. (1972), Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites, in : *The use of artificial satellites for geodesy*, *Geophys. Monogr. Ser.* 15, edited by S.W. Henriksen, A. Mancini, and B.H. Chovitz, 247-251, AGU, Washington, D.C., U.S.A.
- Simmons, A. J., Gibson, J. K. (2000), *The ERA-40 Project Plan*, ERA-40 Proj. Rep. Ser. 1, Eur. Cent. for Medium-Range Weather Forecast, Reading, U.K.

Steigenberger, P., Boehm, J., Tesmer, V. (2009), Comparison of GMF/GPT with VMF1/ECMWF and Implications for Atmospheric Loading, *J. Geod.*, doi: 10.1007/s00190-009-0311-8.

Tregoning, P., Herring, T.A. (2006), Impact of *a priori* hydrostatic delay errors on GPS estimates of station heights and zenith total delays, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L23303, doi: 10.1029/2006GL027706.

Wessel, P., and W. H. F. Smith (1998), New, improved version of the Generic Mapping Tools released, *Eos Trans. AGU*, 79, 579.

II.3.5. ZHD et ZWD calculés par intégration des modèles ERA

Dans cette partie, les profils verticaux issus des modèles ERA-40 et ERA-INTERIM sont comparés pour évaluer l'impact du nombre de niveaux : 23 et 37 respectivement. Les intégrations de ces profils pour déterminer les ZHD et ZWD sont ensuite comparées aux données de VMF1-grille. Ces données sont calculées à partir des données opérationnelles de l'ECMWF dont la résolution verticale, de 25 niveaux, est sensiblement proche de celle d'ERA-40. Les données sont comparées sur l'année 2001. Il s'agit pour ERA-40 de sa dernière année complète. Le choix de cette année est aléatoire, et l'étude est restreinte à cette dernière en raison de la taille importante des données à traiter. Avec ERA-40, il s'agit de $144 \times 73 \times 25 \times 4 \times 365$, soit près de 400 millions de valeurs par profil, et avec ERA-INTERIM, $240 \times 121 \times 37 \times 4 \times 365$, soit près de 1,5 milliards. Dans chaque cas, les trois profils de cote géopotentielle, température et humidité relative sont analysés.

Comparaisons d'ERA-40 et d'ERA-INTERIM

Par souci de simplicité, les profils verticaux des altitudes dérivées des cotes géopotentielle, des températures et de l'humidité relative sont étudiés à 12h TU aux dates où les variations temporelles moyennes des paramètres météorologiques atteignent leurs extrema en 2001. Il s'agit du 28 janvier et du 28 juillet. Une grille commune entre ERA-40 et ERA-INTERIM, de résolution $7,5^\circ \times 7,5^\circ$ est utilisée.

Les figures II.31 et II.32 présentent les résultats des écarts entre ERA-40 et ERA-INTERIM à 12h TU le 28 janvier et le 28 juillet 2001, respectivement, au niveau des surfaces isobares 1000 hPa, 500 hPa, 200 hPa et 10 hPa. Les principales valeurs sont résumées dans le tableau II.20. Sur l'ensemble du globe les écarts entre les modèles ERA-40 et ERA-INTERIM sont de l'ordre de quelques mètres pour l'altitude, quelques °C pour la température et près de 10% pour l'humidité relative, des écarts localisés importants apparaissent, notamment au niveau des pôles. Des problèmes propres à la saison interviennent pour l'hémisphère qui est en période d'hiver, et ce pour les surfaces isobares élevées, comme celle de 10 hPa. Pour cette surface, le continent Antarctique en juillet et le Groenland en janvier dominent largement les différences en termes de température et d'humidité. La différence du nombre de niveaux entre les deux modèles introduit donc des écarts importants pour les basses pressions bien que la haute troposphère soit décrite avec les mêmes surfaces isobares dans les deux modèles.

	28/01/01 à 12h TU			28/07/01 à 12h TU		
	1000 hPa					
	Altitude (km)	Température (°C)	Hum. rel. (%)	Altitude (km)	Température (°C)	Hum. rel. (%)
Moy.	0.0053	1.01	5.74	0.0070	1.09	5.85
Écart-type	0.0051	0.95	5.35	0.0080	1.18	4.68
Max.	0.0481	10.55	62.75	0.0514	7.25	56.40
	500 hPa					
	Altitude (km)	Température (°C)	Hum. rel. (%)	Altitude (km)	Température (°C)	Hum. rel. (%)
Moy	0.0060	0.71	10.47	0.0072	0.69	10.58
Écart-type	0.0051	0.61	9.29	0.0063	0.62	8.90
Max	0.0340	3.91	59.30	0.0466	3.80	72.44
	200 hPa					
	Altitude (km)	Température (°C)	Hum. rel. (%)	Altitude (km)	Température (°C)	Hum. rel. (%)
Moy	0.0075	0.91	8.01	0.0084	0.75	9.58
Écart-type	0.0060	0.81	10.24	0.0074	0.61	10.74
Max	0.0334	4.30	88.23	0.0378	4.00	75.13
	10 hPa					
	Altitude (km)	Température (°C)	Hum. rel. (%)	Altitude (km)	Température (°C)	Hum. rel. (%)
Moy	0.060	1.89	0.08	0.0684	4.29	10.63
Écart-type	0.0192	1.74	0.19	0.0198	4.60	23.67
Max	0.1345	18.48	3.98	0.1278	16.65	87.86

Tableau II.20. Résumé des différences entre les valeurs d'altitude en km, de température en °C et d'humidité relative en % fournies par les modèles ERA-40 et ERA-INTERIM le 28 janvier 2001 à 12h TU. Comparaisons réalisées au niveau des surfaces isobares 1000 hPa, 500 hPa, 200 hPa et 10 hPa.

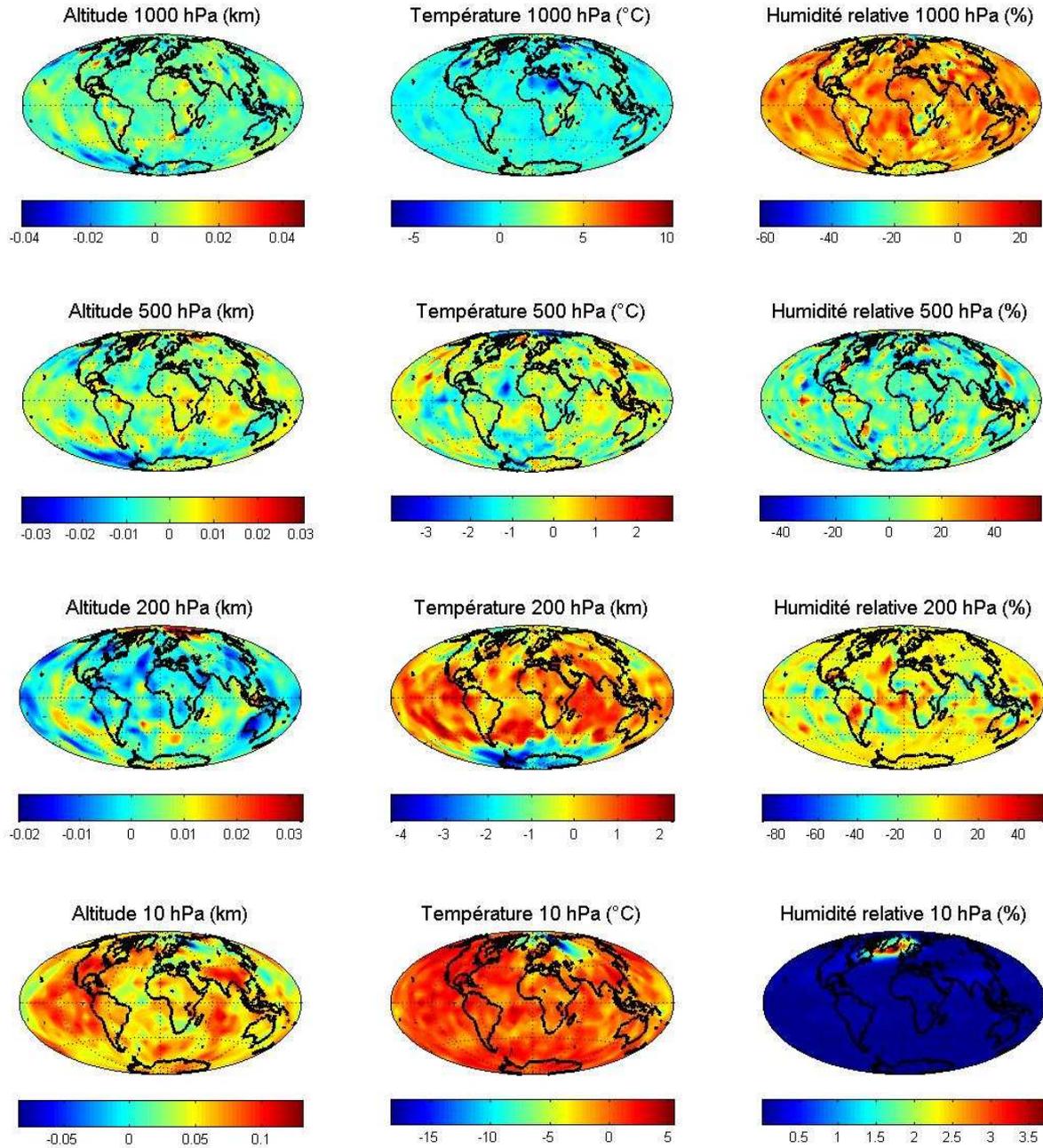


Figure II.31. Différences entre les valeurs d'altitude en km, de température en °C et d'humidité relative en % fournies par les modèles ERA-40 et ERA-INTERIM le 28 janvier 2001 à 12h TU. Comparaisons réalisées au niveau des surfaces isobares 100 hPa, 500 hPa, 200 hPa et 10 hPa et sur une grille de résolution $7.5^\circ \times 7.5^\circ$.

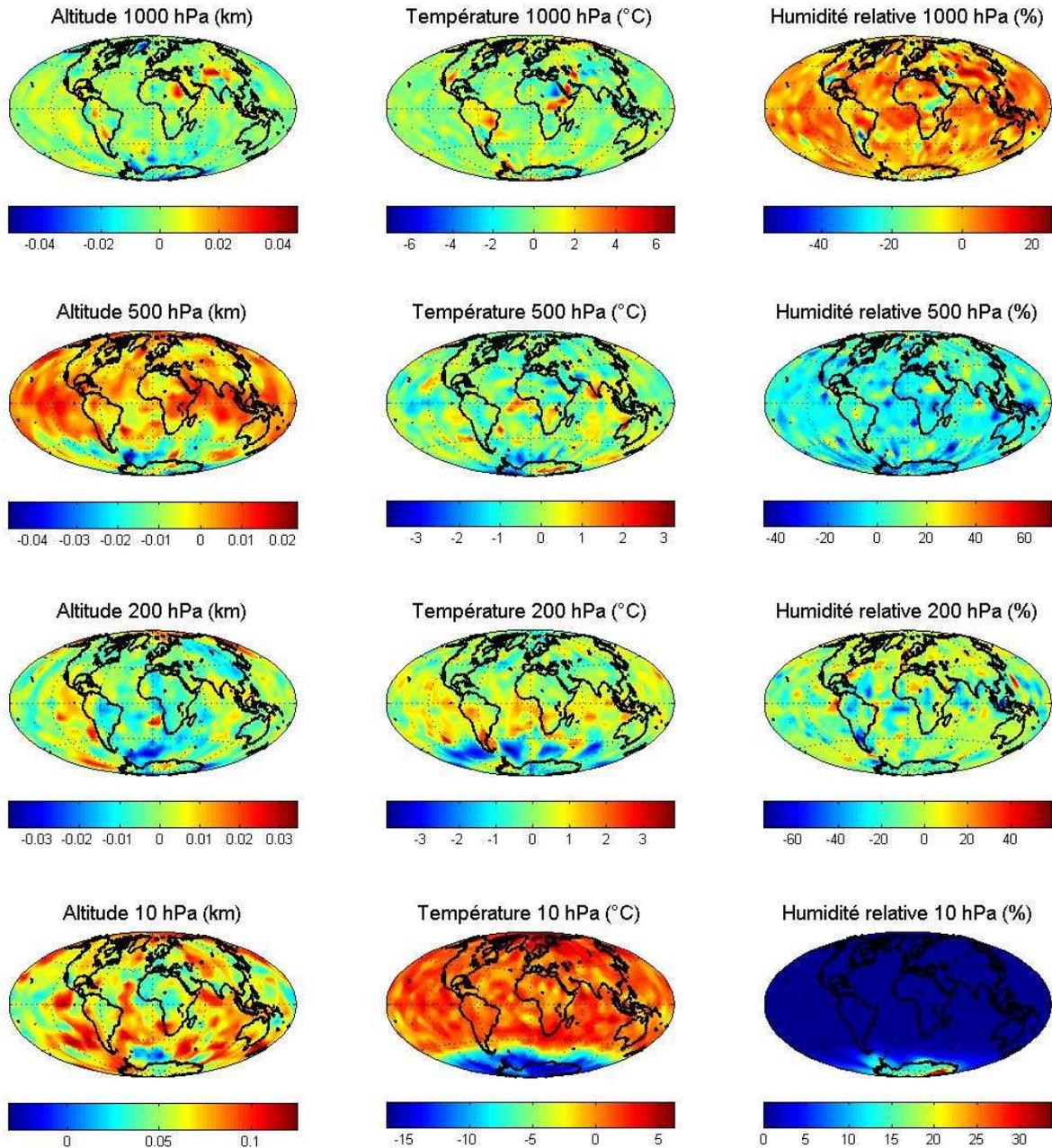


Figure II.32. Différences entre les valeurs d'altitude en km, de température en °C et d'humidité relative en % fournies par les modèles ERA-40 et ERA-INTERIM le 28 juillet 2001 à 12h TU. Comparaisons réalisées au niveau des surfaces isobares 100 hPa, 500 hPa, 200 hPa et 10 hPa et sur une grille de résolution $7.5^\circ \times 7.5^\circ$.

Détermination des ZHD/ZWD par intégration des profils

L'augmentation de la résolution verticale permet de déceler des variations plus fines des profils de pression, de température et d'humidité relative. L'étude présente étudie les différences entre les ZHD et ZWD calculés par l'intégration des données de ERA-40 et ERA-INTERIM. Avec une simple méthode d'intégration par trapèzes dans la direction du zénith, les ZHD et ZWD valables au niveau de l'orographie de la VMF1 (orography_ell) sont déterminés toutes les 6h pendant l'année 2001. La figure II.33 montre les moyennes et écarts-

types des différences entre les valeurs obtenues avec ERA-INTERIM et ERA-40. Sur l'année 2001 les écarts atteignent en moyenne plusieurs millimètres, et en particulier pour le ZWD où plusieurs dizaines de millimètres de différences peuvent apparaître au niveau des zones subtropicales. Pour les ZHD, même si les profils verticaux de pression ne présentent pas de différences significatives, l'augmentation du nombre de niveaux, en particulier dans les basses couches de la troposphère permet de mieux épouser les fines variations de la pression avec l'altitude. Cette augmentation de niveaux a un impact de ~ 5 mm dans certaines zones du globe comme dans l'hémisphère Sud ou dans la région de l'Himalaya. Cela a un impact théorique sur la détermination de la hauteur d'un site par GPS de ~ 1 mm avec la règle empirique des $1/5^{\text{ème}}$ Boehm et al. (2006b).

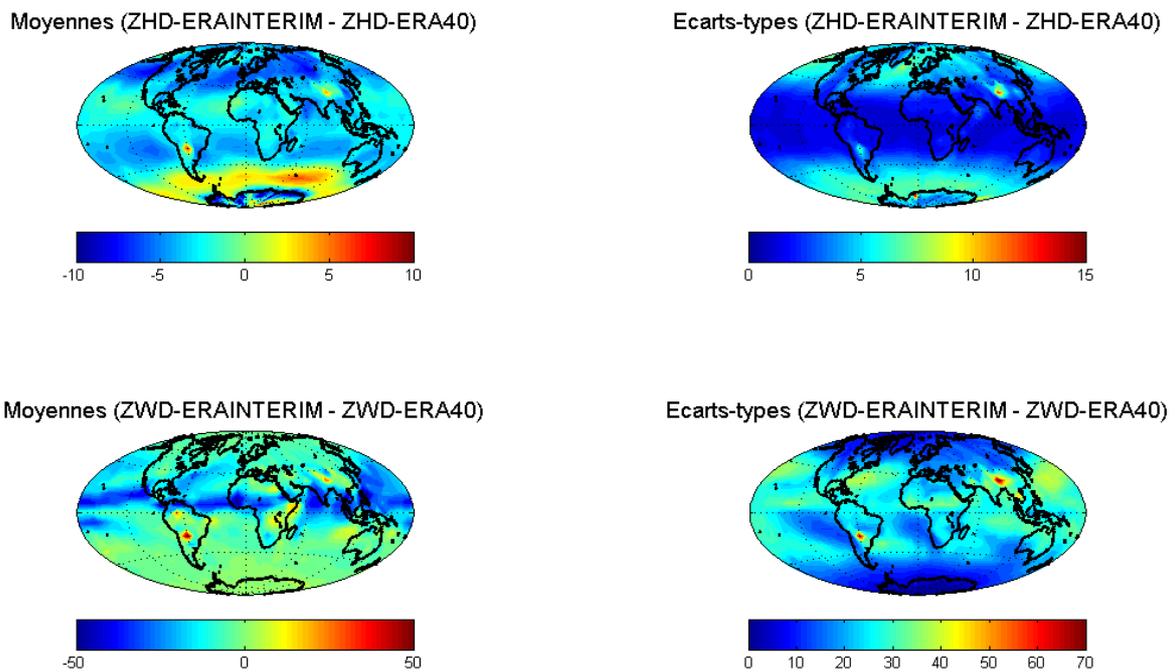


Figure II.33. Moyennes et écarts-types en mm des ZHD déterminés avec ERA-INTERIM et ERA-40 (a et b) au niveau de l'orographie. Idem pour les ZWD (c et d). Résultats calculés avec les données de l'année 2001 (toutes les 6h).

La figure II.34 montre que la distribution des écarts ne suit pas une distribution statistique de loi normale. En moyenne, les ZHD et ZWD présentent une répartition centrée, ce qui permet d'annoncer que les écarts sont symétriques par rapport à l'Équateur terrestre. Mais dans tous les cas, les écarts ont une distribution qui s'éloigne d'une loi normale. A 99% de probabilité, les différences de ZHD sont de 10 mm et de 50 mm pour les ZWD et 90% des différences respectent une distribution normale. Les écarts des 10% restants peuvent être attribués à des variations météorologiques spatiales qui sont lissées dans le modèle ERA-40 du fait que sa résolution spatiale est deux fois plus petite environ que celle d'ERA-INTERIM qui possède 15 niveaux supplémentaires. Ceci est particulièrement valable pour l'humidité relative dont la concentration est bien mieux décrite avec ERA-INTERIM. Les impacts sur la détermination d'un ZWD sont flagrants car même si un ZWD moyen (~ 200 mm) ne vaut qu'environ $1/10^{\text{ème}}$ d'un ZHD (~ 2000 mm) l'erreur relative en changeant de modèle météorologique 3D est de 25% (~ 50 mm) contre 5% (~ 10 mm) pour un ZHD.

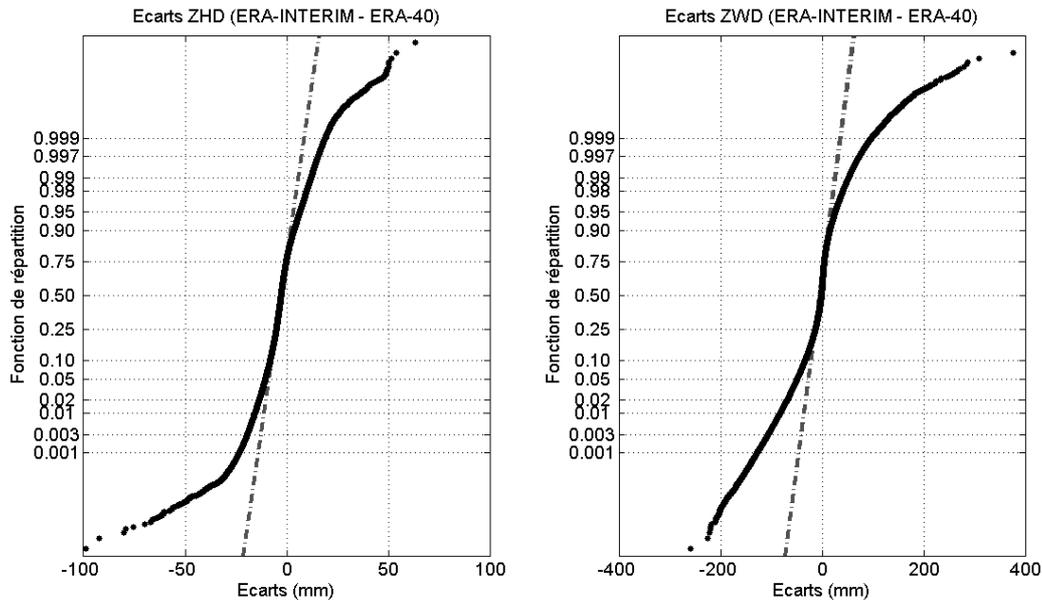


Figure II.34. Comparisons de la distribution des différences de ZHD et ZWD obtenues avec les modèles ERA-40 et ERA-INTERIM sur l'année 2001 par rapport à la fonction de répartition d'une loi normale (en tiretés gris).

Comparaison aux ZHD de VMF1-grille

Dans cette partie les intégrations des profils verticaux de données des modèles ERA-40 et ERA-INTERIM sont comparées aux données de VMF1-grille, sur les grilles communes entre toutes ces données, c'est-à-dire une grille d'un pas de $7,5^\circ \times 6,0^\circ$ pour ERA-INTERIM et une grille d'un pas de $2,5^\circ \times 10^\circ$ pour ERA-40. Les intégrations sont comme dans la sous-section précédente réalisées à partir d'une intégration par morceaux (méthode des trapèzes). Les résultats moyens de 2001 sont présentés sur la figure II.35 en fonction de la latitude.

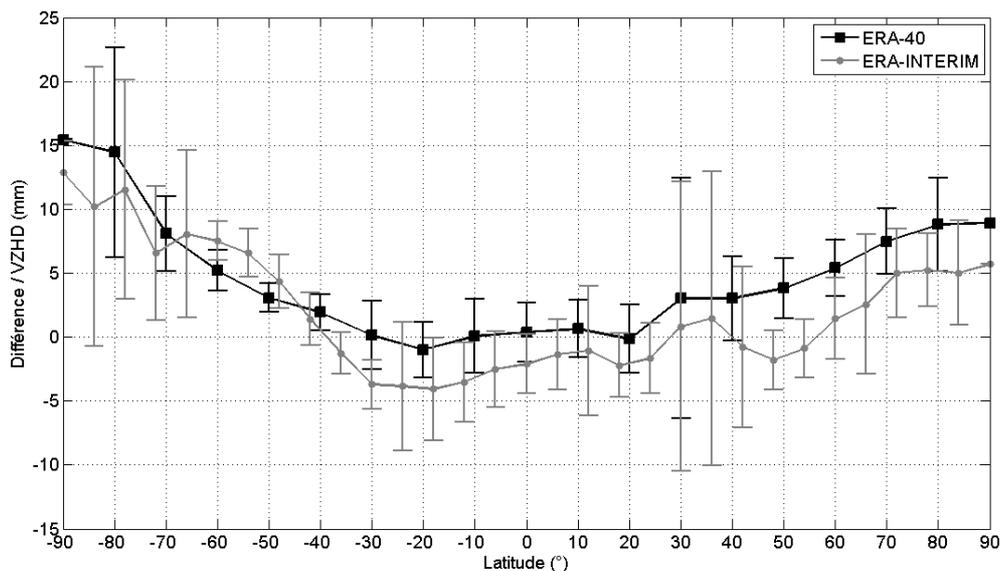


Figure II.35. Moyennes et écart-types de ZHD et ZWD au niveau de la surface orographique sur l'année 2001 entre les valeurs intégrées d'ERA-40 par rapport aux valeurs de VMF1-grille (noir) et entre les valeurs intégrées d'ERA-INTERIM par rapport aux valeurs de VMF1-grille (gris). Résultats moyennés en fonction de la latitude.

Les écarts sont en moyenne inférieurs à 15 mm (en valeur absolue) néanmoins les plus grandes différences apparaissent en majorité dans les zones polaires (inférieures à -70°S et supérieures à $+80^{\circ}\text{N}$). Dans les autres parties du globe les différences sont réduites, surtout entre -60°S et $+60^{\circ}\text{N}$ où les différences sont en-deçà de 5 mm. Mais d'une manière générale, les résultats entre les deux modèles sont cohérents au-dessus de -30°S et un biais de 5 mm environ sépare les deux solutions. Au-dessous de cette latitude, les écarts s'inversent (visible sur la figure II.33a) et s'inversent une seconde fois à hauteur du continent Antarctique. Bien sûr, le modèle ERA-40 est la solution la plus proche des valeurs de VMF1-grille du fait que seuls 2 niveaux de pressions les différencient. Cela indique aussi que la méthode d'intégration par trapèze est suffisante pour la majorité du globe. Ici, l'usage d'un modèle avec plus de niveaux de pression réduit la valeur des ZHD (différences avec VMF1-grille négative), si bien que les valeurs de ZHD de VMF1-grille sont légèrement surestimées. Dans les deux cas, des grandes incertitudes apparaissent au niveau de $+30^{\circ}\text{N}$, ce qui correspond à la latitude de la région de l'Himalaya. Dans cette zone en effet les écarts sont les plus importants. D'autres régions montagneuses comme le Caucase ou la cordillère des Andes présentent aussi de grandes incertitudes locales. Ce point peut s'expliquer par la complexité du relief qui est moins bien représentée avec ERA-40

II.3.6. Comparaison des données de VMF1-grille et des modèles empiriques

Que ce soit pour les ZHD *a priori* ou les coefficients de la VMF1-grille, les séries de données utilisées sont longues de 14 ans depuis le début de 1994 jusqu'à la fin de 2007. Ces comparaisons sont une extension à celles de Boehm et al., 2009. Sur cette période les différences moyennes et leurs écarts-types sont calculés. Dans les deux cas (ZHD et fonctions de projection) les comparaisons réalisées sont effectuées en termes de hauteur équivalente à l'aide de la fonction empirique de transfert de Boehm et al. 2006b. Les comparaisons sont globales mais elles sont aussi réalisées en détails à l'échelle de l'Europe pour l'année 2007 dans l'article soumis à GPS Solutions (cf. section II.3.7).

Les ZHD a priori

La figure II.36 montre les différences moyennes et leurs écarts types entre les valeurs de ZHD dérivés de SPT et GPT (à l'aide du modèle de Saastamoinen (1972)) et les ZHD de VMF1-grille au niveau de l'orographie. Au niveau des écarts moyens, les différences sont bien plus réduites avec GPT que SPT, montrant l'intérêt d'utiliser une dépendance latitudinale et longitudinale pour les pressions sol. Les résultats sont cohérents avec ceux de (Herring et Tregoning 2006). Avec SPT, les écarts moyens (de hauteur équivalente) peuvent atteindre 5 mm environ (en valeur absolue) dans l'archipel des Açores et au Sud de l'Inde. Mais le plus grand défaut est propre à la région Antarctique où les différences sont très importantes, à hauteur de [10-15] mm ! En parallèle, GPT présente une qualité homogène sur l'ensemble du globe, les différences sont comprises entre +/-5 mm. Cette performance est néanmoins à relativiser car les écarts-types des différences ne sont pas franchement améliorés avec GPT en comparaison de l'utilisation de SPT. Ils sont proportionnels à la latitude et peuvent atteindre

plusieurs millimètres pour des lieux situés à plus de 45° de latitude comme en Europe du Nord (en valeur absolue). Ceci met en avant l'insuffisance du modèle GPT décrivant les variations saisonnières de la pression sol. Son principal atout face à SPT réside dans la modélisation des moyennes annuelles de cette pression. Un exemple local de séries de ZHD en France est présenté sur la figure II.37. Les amplitudes des signaux annuels de GPT y sont très faibles, montrant l'incapacité de GPT à réduire les écarts-types des écarts. Le problème principal revient aux périodes hivernales où les séries de VZHD présentent de très fortes variations à l'échelle synoptique.

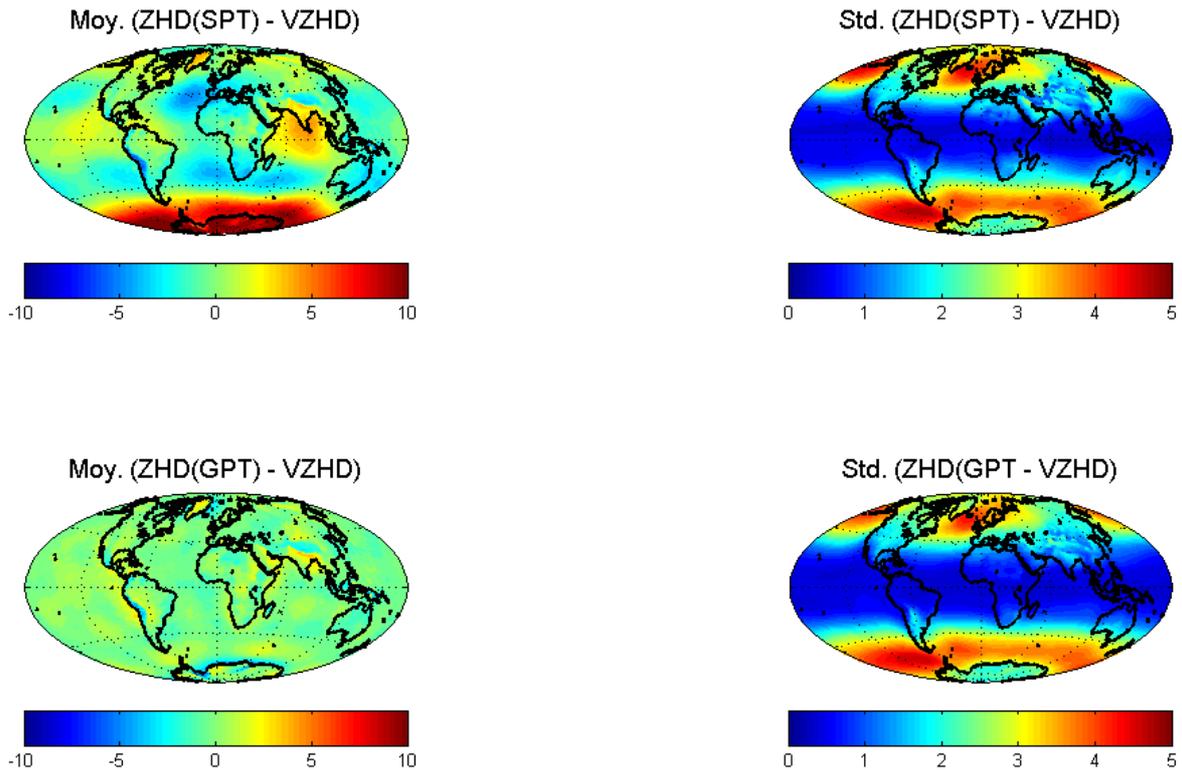


Figure II.36. Moyennes et écarts-types en mm des différences entre les ZHD dérivés de SPT (a et b) et GPT (c et d) respectivement au niveau de l'orographie. Résultats calculés sur la période 1994-2008 en termes de hauteur équivalente à l'aide des valeurs de VMF1-grille.

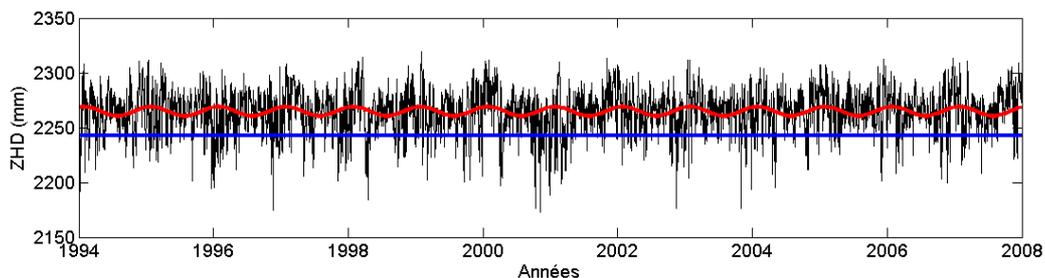


Figure II.37. Séries de VZHD (noir), de ZHD dérivé de GPT (rouge) et de ZHD dérivé de SPT (bleu) en mm au voisinage du Mans ($\lambda=0^\circ$; $\varphi=48^\circ\text{N}$).

Les fonctions de projection

De la même façon que pour les ZHD *a priori*, les fonctions de projection NMF et GMF sont comparées par rapport à VMF1-grille. Les comparaisons sont réalisées à 5° d'élévation afin d'appliquer la fonction empirique de Boehm et al. (2006b). Les résultats pour les composantes hydrostatiques sont présentés sur la figure II.38 et les résultats pour les composantes humides sur la figure II.39. Comme GPT face à SPT, la GMF_H permet de réduire des écarts importants visibles avec la NMFH au niveau de l'Antarctique. Mais néanmoins, les biais sont assez faibles sur le reste du globe (<5 mm) avec la NMFH, mais ils le sont encore plus avec la GMFH. Au niveau des écarts-types des différences, il existe dans les deux cas une dépendance à la latitude et ils atteignent des valeurs supérieures à [4-5] mm au-dessus des latitudes de 45°. Néanmoins, elles sont réduites d'environ 20% avec la GMFH. Ce point est mis en avant dans l'exemple de série temporelle de fonctions de projections hydrostatiques de la figure II.40a où les amplitudes de NMFH sont légèrement surestimées. Bien sûr, GMFH est bien plus performant du fait que les amplitudes ont été tirées des séries de VMF1H avant expansion en harmoniques sphériques. Mais la NMFH reste dans ce cas assez performante. Concernant les fonctions de projection humide, les écarts moyens sont réduits avec la GMF_W en comparaison de ceux avec la NMF_W mais ils restent localement importants dans les zones subtropicales. Ceci est causé par la résolution spatiale du développement en harmoniques sphériques de GMF qui est insuffisant pour traduire les variations spatiales de l'humidité dans cette région. Aussi, les écarts-types restent semblables car les séries de VMF1W sont très variables et l'ajout d'une composante annuelle n'améliore que très faiblement la modélisation. Un exemple de séries de fonctions de projections hydrostatiques et humides est présenté sur la figure II.40.

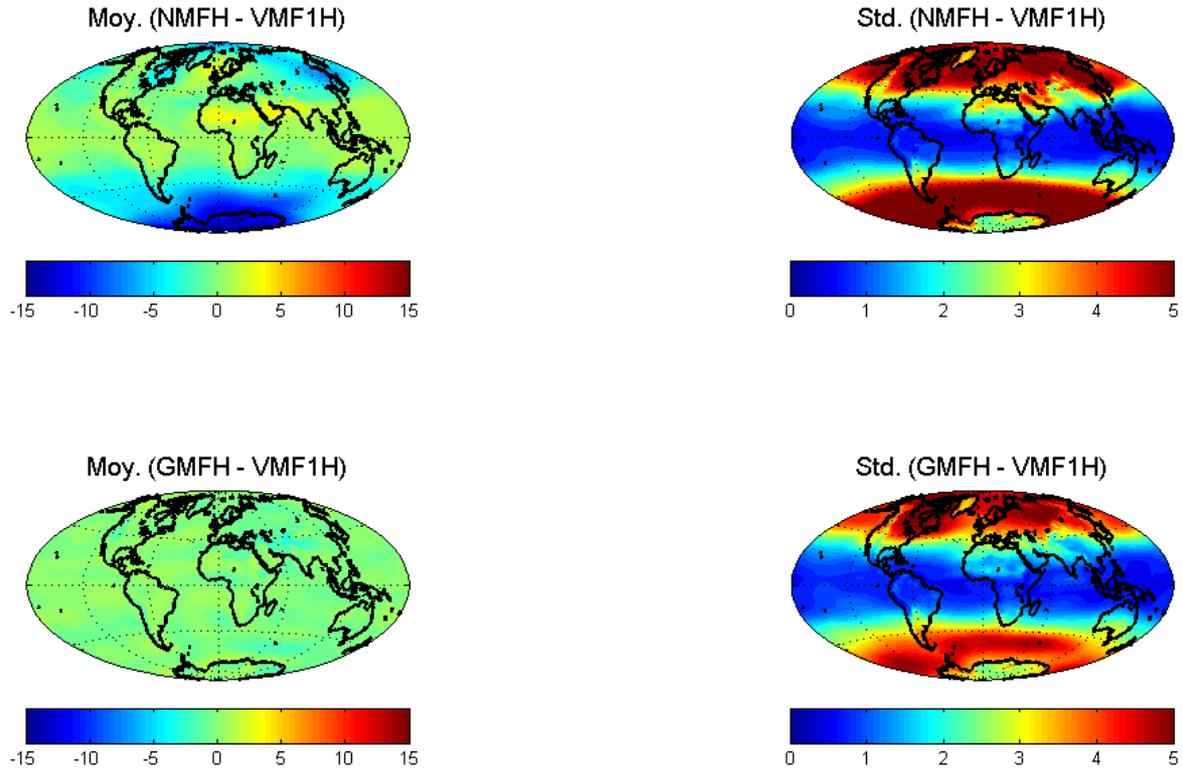


Figure II.38. Moyennes et écarts-types en mm des différences entre les fonctions de projection hydrostatiques NMFH (a et b) et GMFH (c et d) respectivement à 5° d'élévation. Résultats calculés sur la période 1994-2008 en termes de hauteur équivalente à l'aide des valeurs des VZHD.

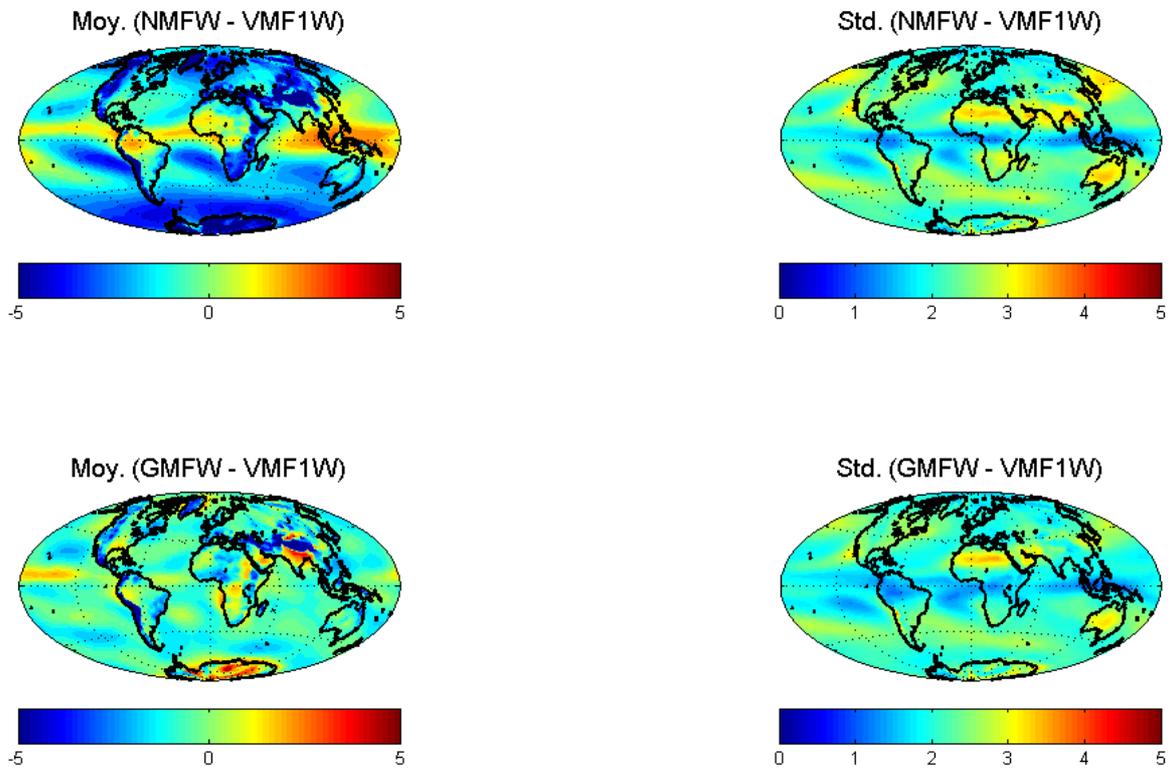


Figure II.39. Moyennes et écarts-types en mm des différences entre les fonctions de projection humides NMFW (a et b) et GMFW (c et d) respectivement à 5° d'élévation. Résultats calculés sur la période 1994-2008 en termes de hauteur équivalente à l'aide d'un ZWD *a priori* moyen de 200 mm.

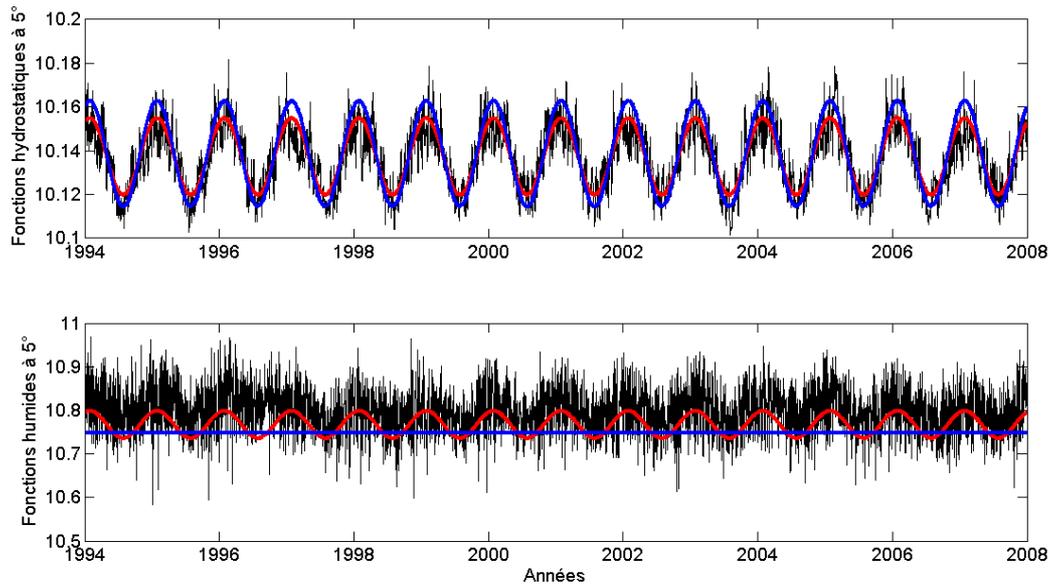


Figure II.40. Séries de VMF1 (noir), de GMF (rouge) et de NMF (bleu) au voisinage du Mans ($\lambda=0^\circ$; $\varphi=48^\circ\text{N}$) à 5° d'élévation. a) Fonctions hydrostatiques, b) fonctions humides.

II.3.7. Impacts des ZHD *a priori* et des fonctions de projection sur la détermination de la hauteur et des ZTD dans un traitement GPS régional

Cette section a vocation à présenter les impacts des différences entre les modèles troposphériques classiquement utilisés dans les traitements de données GPS. Ce genre de travail est déjà réalisé à l'échelle globale par Tregoning et Herring (2006), Boehm et al. (2006b), Boehm et al. (2009) ou encore Steigenberger (2009). Ici, les comparaisons sont réalisées sur une fenêtre européenne. Les détails des différences sont présentés et décrits dans une première partie. Puis, leurs impacts sur la détermination des hauteurs des sites et des ZTD d'un réseau de stations GPS de l'EPN font l'objet de la seconde partie. La motivation scientifique principale est donc de présenter les évolutions de ces paramètres en fonction du paramétrage des modèles troposphériques *a priori*, et ce dans le cadre d'un traitement régional. Des règles empiriques sur les biais de hauteur et de ZTD en fonction des biais de SHD à l'angle de coupure ou bien en fonction des biais de ZHD *a priori* sont proposés. Ce travail a été soumis à GPS solutions et accepté sous réserve de révisions mineures.

Assessment of ECMWF derived tropospheric delay models with the European Reference Frame (EUREF) network

F. Fund^{1,2*}, L. Morel¹, A. Mocquet², J. Boehm³

¹Laboratoire de Géomatique et de Géodésie (L2G), ESGT/CNAM, 1 boulevard Pythagore, 72000 Le Mans, France

²Université de Nantes, Nantes Atlantique Université, CNRS, Laboratoire de Planétologie et Géodynamique, UMR 6112, UFR des Sciences et des Techniques, 2 rue de la Houssinière, BP 92208, Nantes Cedex 3, F-44322, France

³Vienna University of Technology, Vienna, Austria

* Corresponding author
francois.fund@esgt.cnam.fr

Revised version 24/06/09

Abstract

The European Reference Frame (EUREF) is computed with standard pressure values, the Niell Mapping Functions (NMF), and a cutoff angle of 3° plus down-weighting of low elevation observations for the troposphere delay modelling in the analysis of Global Navigation Satellite Systems (GNSS) observations. We investigate the impact on station heights and Zenith Total Delay (ZTD) estimates within EUREF when changing to improved models recommended in the updated 2003 IERS Conventions (online version), which are the Vienna Mapping Functions 1 (VMF1) and zenith hydrostatic delays derived from numerical weather models, or the empirical Global Mapping Functions (GMF) and the empirical Global Pressure and Temperature (GPT) model. Unlike earlier studies, we confine our investigations to the EUREF coverage, and we discuss the pattern of station height and ZTD changes in detail. We perform absolute comparisons of models and validate impacts of their differences on height and ZTD estimates with a 1-year Global Positioning System (GPS) data set of 50 regionally distributed EUREF/IGS (International GNSS Service) stations. The GPS analysis with cutoff elevation angles of 3°, 5°, and 10° revealed that changing to the new recommended models introduces biases in station heights in the northern part of Europe by ~[2;3]mm if the cutoff is lower than 5°. Above 5°, the changes to the new recommended model would not introduce significant height biases. In particular, we found that mean height estimates are more sensitive to changes in the mapping functions while mean ZTD estimates are more sensitive to changes in *a priori* ZHDs. However, since large weather changes at synoptic time scales are not accounted for in empirical models (GPT, NMF, and GMF), repeatabilities of height and ZTD time series are significantly improved with the use of *a priori* ZHDs derived from numeric weather models and VMF1, even for a cutoff larger than 5°. With a cutoff angle of 3°, the repeatabilities of height time series of sites in the northern part of Europe are improved by ~[3;4]mm.

Keywords

GPS, EUREF, troposphere, mapping function, cutoff angle

1. Introduction: a brief overview of tropospheric delays models

For precise applications, radio space geodetic techniques like GNSS (Global Navigation Satellite Systems), VLBI (Very Long Baseline Interferometry), and DORIS (Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite) have to take tropospheric delays into account. The fundamental observation equation is of the form (McCarthy and Petit, 2004):

$$STD = ZHD \cdot mf_H(el) + ZWD \cdot mf_w(el) + mf_G \cdot (G_N \cdot \cos(Az) + G_E \cdot \sin(Az)) \quad (1)$$

where the Slant Total Delay (STD) is divided into three parts. First, the Zenith Hydrostatic Delay (ZHD) is mapped down to the elevation angle el with the corresponding hydrostatic mapping function (mf_H). Next, the Zenith Wet Delay (ZWD) is mapped with a wet mapping function (mf_w). The third term is added to model the azimuthal dependence of tropospheric effects with gradients G_N and G_E in North and East direction, respectively, and it becomes important when low elevation observations are used ($<10^\circ$). Usually, only ZWD and gradient

components are estimated in a least squares adjustment while other terms like ZHDs and mapping functions are assumed to be known *a priori*. Recommended tropospheric models for precise geodetic applications are summarized in the 2003 IERS Conventions (McCarthy and Petit, 2004) but several investigations since then led to some updates which are only available in the online version of the Conventions at the webpage www.tai.bipm.org/iers/convupdt/convupdt.html. Technical characteristics of the main models and products are listed in Table 1.

One way to compute *a priori* ZHDs is to use meteorological measurements performed with local sensors and listed in RINEX meteo files. Then, the pressure values are converted to ZHDs by using the model by Saastamoinen (1972). However, using these files can be problematic because (1) inaccurate sensor calibrations may be encountered, (2) the equipped geodetic sites are not numerous and their geographical distribution is heterogeneous and, (3) available data may contain many gaps and outliers. These are the reasons why a common way to compute *a priori* ZHDs is to rather use Standard (constant) Pressure and Temperature (SPT) values which are extrapolated as a function of height using the power-law by Berg (1948) or Hopfield (1969). As SPT values and Berg's and Hopfield's power-laws do not depend on date and location, they can be considered as a rough approach. More realistic ZHDs are provided by the Vienna University of Technology, Austria (TU Vienna). These Vienna ZHDs (hereafter referred to as VZHDs) are derived from numerical integration through numerical weather model data provided by the European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF) (Simmons and Gibson, 2000). VZHD values are available in the form of grid or site files at the webpage www.hg.tuwien.ac.at/~ecmwf1. The grids are based on a $2.5^\circ \times 2.0^\circ$ resolution, while site values are interpolated from local $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ grids for GNSS, VLBI and DORIS sites which are listed at the same webpage. In both cases, values are available every 6h. Boehm et al. (2007) provided an empirical backup solution in order to account for any lack of VZHD values during geodetic processing. It is called Global Pressure and Temperature (GPT) model, and NWM pressures and temperatures (mean values and annual amplitudes) are expanded into spherical harmonics up to degree and order 9. The results are input to the model by Saastamoinen (1972) to derive ZHDs.

Previous IERS Conventions recommended the Niell Mapping Functions (NMF) (Niell, 1996) to map both hydrostatic and wet zenith delays. NMF is an empirical model derived from standard atmosphere data and was validated with radiosonde data. The most recent online version of the 2003 IERS Conventions recommends the Vienna Mapping Functions 1 (VMF1) (Boehm et al., 2006b), which are available on global $2.5^\circ \times 2.0^\circ$ grids and for GNSS, VLBI and DORIS sites every 6h. Boehm et al. (2006a) also proposed an empirical backup solution for VMF1, which is called Global Mapping Function (GMF) and which is based on spherical harmonic expansions up to degree and order 9.

As both, accurate ZHDs and mapping functions, are important for geodetic applications at the one millimeter precision level, it is no longer recommended to use ZHDs derived from SPT values and NMF as stated in the former IERS Conventions. Thus, VMF1 is recommended in the updated chapter 9 of the 2003 IERS Conventions (online version), and it is recommended to use GMF when VMF1 cannot be used. VZHDs should be used when local meteorological calibrated sensors are not available with ZHDs derived from GPT as backup.

2. Objectives of the paper

Within the European Reference Frame (EUREF; Kenyeres and Bruyninx, 2004) the GNSS data processing is done with a 3° cutoff angle and elevation dependent weighting. ZHDs derived from SPT values and NMF are still applied, although analysis centers are expected to change to the new recommendations.

Several studies (e.g. Boehm et al. (2006b; 2007, 2009), Kouba (2006; 2009), Steigenberger et al. (2009), and Tregoning and Herring (2006)) have assessed, on a global scale, the differences between (1) SPT, GPT and VZHD products (grid, site, and forecast) for *a priori* ZHDs, (2) NMF, GMF and VMF1 products for mapping functions, and (3) their impacts on global GPS or VLBI solutions. However, these studies - although including Europe - only encompassed a few European stations because their concern was global patterns. Therefore, they did not show details of the improvements expected when using VZHD and VMF1 products or GPT and GMT models instead of SPT and NMF models on a regional scale specifically. Furthermore, except Steigenberger et al. (2009) who used a 3° cutoff elevation angle, these studies did not use data below 5° . Boehm et al. (2006b) used a 5° cutoff elevation angle, Tregoning and Herring (2006) and Boehm et al (2006a) tested GPT and GMF with a cutoff angle of 7° , and Kouba (2007, 2009) with a cutoff angle of 10° in a GPS Precise Point Positioning (PPP) approach. In addition, only height estimates have been studied, although transformation parameters between reference frames computed with different tropospheric models have been assessed by Steigenberger et al. (2009) and Tesmer et al. (2007).

Because of the need of scientific studies and geodetic applications on the European scale (e.g. ocean loading, meteorology, tectonics, reference frames ...) to get precise EUREF products, our study focuses on the EUREF network. The goal is to investigate which parts of the EUREF network will be sensitive to changes of the tropospheric models and which improvements can be expected when using VZHD+VMF1 instead of the current SPT+NMF and the backup GPT+GMF in terms of station heights and ZTD estimates. Furthermore, Europe is a region where meteorological parameters may vary significantly in both space and time. Indeed, regional meteorological effects are expected to change with strong latitudinal variations of meteorological parameters, with the ocean-continent transition, and with the presence of the Alpine belt.

We use the gridded version of VZHD and VMF1 because the site parameters of VZHD and VMF1 are only available for some EUREF stations and since 2004. Kouba (2007) showed that gridded VZHD and VMF1 data is in very good agreement with the site parameters. In section 2 and 3, SPT and GPT data and mapping functions NMF and GMF data are respectively compared to gridded VZHD and VMF1 data in order to localize areas where the empirical models (SPT, GPT, NMF, and GMF) differ from the newly recommended gridded data. In section 4, the improvements of VZHD+VMF1 and GPT+GMF w.r.t. SPT+NMF in terms of height and ZTD estimates are assessed in GPS analysis with three different elevation cutoff angles (3°, 5° and 10°). In order to separate the respective contributions of *a priori* ZHDs and mapping functions, GPT+VMF1 and VZHD+GMF combinations are also applied.

3. Empirical tropospheric models vs gridded tropospheric data in Europe

Fourteen years of ZHDs derived from SPT and GPT and the mapping functions NMF and GMF from the beginning of 1994 to the end of 2007 are respectively compared to VZHD and VMF1 data. The differences between the ZHDs and mapping functions are assessed with all data available (every 6h) at each node of the gridded VZHD and VMF1 data (2.5° in longitude and 2.0° in latitude) within the limits of Europe (see Figures 1 and 2) at the gridded orographic surface described in the file *orography_ell*. As raw results are not very meaningful for GPS processing, differences of ZHDs and mapping functions are expressed in terms of equivalent height errors with the rule of thumb for a 5° elevation cutoff angle according to Boehm (2006b). This rule links the mean height errors and the mean *a priori* slant delays errors at 5° with a scaling factor of 0.2.

3.1. ZHDs derived from SPT and GPT vs gridded VZHDs

In order to be consistent with the GAMIT software (Tregoning and Herring, 2006), SPT uses a constant pressure of 1013.25 hPa at mean sea level which is extrapolated to the gridded orographic surface described in the file *orography_ell* with Hopfield's (1948) power-law.

The mean values and standard deviations of the differences between ZHDs derived from SPT and gridded VZHDs are displayed in Figures 1a and 1b, respectively. Corresponding results for GPT are displayed in Figures 1c and 1d. In a region extending from central Europe to Azores islands, ZHDs derived from SPT are lowered by ~[3; 6]mm from those derived from VZHDs (Figure 1a). This bias, due to the well-known presence of the Azores anticyclone, is a good indicator of the reliability of the GPT harmonic expansions for which biases are significantly reduced (Figure 1c). In both cases some areas are subject of significant differences, like Greenland where the biases obtained with GPT are smaller than with SPT values but still reach ~[2;3]mm. Of course, GPT is only an expansion up to degree and order 9 which roughly corresponds to 20° grid cells and thus cannot account for smaller features which are visible in the 2.5° x 2.0° grids (cf. East coast of the Black Sea). Furthermore, the pressure extrapolation in GPT is carried out with Berg's (1948) power-law, but unlike SPT (which uses mean sea level heights as starting points) it is w.r.t. a mean Earth surface (degree and order 9) so that the height differences are significantly smaller. Since the decrease of pressure with height depends on temperature, which is not accounted for in Berg's (1948) power-law, GPT has some deficiencies if heights are significantly larger than the surrounding mean reference heights.

Standard deviations of the differences are very similar in both cases (Figures 1b and 1d). Values are correlated with latitude, showing that pressure values in polar areas present a greater scattering because pressure changes increase with latitude. With both models the equivalent height error is about [3;4]mm above 45°N. It shows that the pressure changes at synoptic scales (e.g. fourteen days) are by far larger than the annual amplitude of the pressure which is captured by GPT (we use here fourteen years of data).

3.2. NMF and GMF vs gridded VMF1

In order to get realistic slant delays, we use *a priori* VZHD values for the hydrostatic part, and *a priori* ZWDs derived from numerical weather models (provided by TU Vienna; hereafter called VZWDs) for the wet part.

The mean values of the differences between the hydrostatic parts of NMF and VMF1 are presented in Figure 2a. The highest absolute values of $\sim[3;4]$ mm are reached in the north of Great Britain and in polar areas, while on the European continent biases are generally small at $\sim[1;2]$ mm. Only the Alpine belts and the Anatolian plateau reach higher values of $\sim[2;3]$ mm. These are the only regions where the differences are still significant when using GMF instead of NMF (Figure 2c). In all other regions, the mean values that are obtained when comparing NMF and VMF1 are lower than ± 1 mm. This improvement is due to the longitudinal dependence of GMF. However, some errors in Niell's (1996) height correction method cannot be advocated to explain the persistence of biases in the Alpine belts and Anatolian plateau because the same concept is used to correct NMF, GMF, and VMF1. However, GMF is limited by its spherical harmonic expansion to only degree and order 9. Comparisons between GMF and VMF1 in Boehm et al. (2006a; 2009) could not show such details because of the coarse grid and the limited number of epochs used ($12.5^\circ \times 10^\circ$ and 36 epochs in 2005).

Even if the agreement between the hydrostatic parts of NMF and GMF with the hydrostatic VMF1 is quite good on average, the differences may reach significant values with time. Their standard deviations, plotted in Figure 2c and 2d, are similar and have a strong dependence on latitude. Apart from Greenland, differences reach $\sim[4;6]$ mm at latitudes higher than 45°N . Local reductions of standard deviations (in blue) are also visible on a few points at some spots in the Alpine belt and in the Caucasian area. We attribute this pattern to smaller *a priori* ZHDs, and - to a lesser extent - to smaller pressure variations at higher altitudes. Even though GMF is dependent on longitude, it expands only mean values and annual amplitudes of VMF1. In order to quantify the disagreements of other seasonal terms with the VMF1 series, we performed spectral analysis of the differences between VMF1 and GMF by applying a fast Fourier transform at each grid node of the processed European window on fourteen years of data. Results (not shown here) show significant peaks at annual (due to spherical expansion), semi-annual, and diurnal frequencies. We neglected the semi-diurnal frequency as it coincides with the Nyquist frequency and could be numerically corrupted. We observed that the introduction of semi-annual and diurnal terms did not improve the performance of GMF significantly because the highly scattered non seasonal variations of VMF1 were not adequately modelled with Fourier series.

In Figure 3a, mean differences between the wet parts of NMF and VMF1 depend also on the orographic height where biases of ~ -1.5 mm are observed. Elsewhere on the European continent, mean differences are about half this value. Mean differences between the wet parts of GMF and VMF1 (Figure 3c) are smaller at the millimeter level except for some high areas like the Caucasian region where differences are always closed to -1.5 mm. Like the hydrostatic part of GMF, we interpret this result by the limited resolution of the spherical harmonic expansion of the wet part of GMF (up to degree and order 9). However, our comparison does not provide an answer to the problem of using a height correction for the wet mapping function, as suggested by Kouba (2007).

Standard deviations between both, the wet parts of NMF and GMF, and the wet part of VMF1 (Figures 3b and 3d, respectively) appear spatially constant at ~ 1 mm except for polar regions and Greenland where they are negligible. This is due to smaller ZWDs at higher latitudes and altitudes. There is also a significant contrast between oceanic and continental areas.

4. GPS analysis with the GAMIT/GlobK software

A EUREF/IGS (International GNSS Service) GPS network of 50 stations uniformly distributed over all the continent (map on Figures 6 and 7), is analysed with the GAMIT/GlobK v.10.34 software (Herring et al., 2006). We processed all available observations during the year 2007 in daily sessions and with the different tropospheric strategies defined in Table 2. IGS05 absolute antenna models are used in the computations, and we exclude all stations where antennas can only be corrected with absolute values derived from relative ones (Schmid et al., 2007). All tidal effects, including IERS 2003 Ocean and solid Earth tide (McCarthy and Petit, 2004) models are applied at the observation level. Atmospheric pressure loading (Tregoning and Van Dam, 2005) is not applied and an elevation-dependent weighting of observations of the form:

$$\sigma^2 = a^2 + \frac{b^2}{\sin^2(el)} \quad (2)$$

is used in order to be consistent with the strategy used by EUREF analysis centers. Only coordinates and troposphere parameters are estimated. ZWD values are estimated with a piecewise linear model every 2h and gradients are estimated one time per day. Orbits and Earth orientation parameters are kept fixed to the final IGS05 values, and ambiguities of the final free network solution are fixed to integer values as soon as possible. The reference frame is realized by minimising the position deviations of all IGS stations (22) included in the GPS processing w.r.t. the ITRF 2005 frame (Altamimi et al., 2007). This task is performed with GlobK and only translation parameters are estimated. Since only European sites are used as datum stations, this approach can take away a small fraction of the biases introduced by the various tropospheric delay models.

Impacts of changes in the parameterization of *a priori* ZHDs and mapping functions are only studied on height and ZTD estimates (*a priori* ZHD plus estimated ZWD), because we found that the effects on horizontal components are negligible (less than 0.1mm) (see Table 3). The impact of using VZHD+VMF1 instead of SPT+NMF and GPT+GMF is assessed in terms of biases and repeatabilities (standard deviations).

4.1. Impacts of using VZHD+VMF1 on height and ZTD estimates

Table 3 presents the statistics (median and RMS over all stations) of biases and repeatability differences of positions (North, East, and Height) and ZTD estimates, when using SPT+NMF or GPT+GMF instead of VZHD+VMF1. The differences ((SPT+NMF) – (VZHD+VMF1)) and ((GPT+GMF) – (VZHD+VMF1)) are calculated. As mentioned above, the impacts on horizontal components are quite negligible. Indeed, biases and repeatabilities of North and East components are not really improved when VZHD+VMF1 are used. This is due to the small correlation between horizontal components and tropospheric zenith delays (Santerre, 1991).

In terms of biases, median changes of height estimates over all stations are negligible, but not their RMS values (over all stations), which shows that the spatial resolution of GPT and GMF and in particular SPT and NMF is not as good as that of VZHD and VMF1. The RMS values of the biases increase with decreasing cutoff angles and reach ~2mm at 3° when VZHD+VMF1 are used instead of SPT+NMF. It shows that (1) differences between *a priori* ZHDs and mapping functions are correlated with height estimates, and (2) this correlation depends on the cutoff angle. Therefore, as differences between backup models (GPT and GMF) and gridded VZHD and VMF1 data are smaller than those between the currently used models by EUREF analysis centers (SPT and NMF) and gridded VZHD and VMF1 data (see Figures 1, 2, and 3), GPT+GMF gives smaller RMS values at 3° (by 1mm) than SPT+NMF.

Mean height biases between SPT+NMF or GPT+GMF and VZHD+VMF1 are presented site by site in Figure 4. Sites are ordered by station latitude for the cutoff angles of 3°, 5°, and 10°, respectively. At 10° all sites (except NYA1) present sub-millimeter biases, because there is hardly any difference between the mapping functions above 10° (see Figure 8). At 5°, GPT+GMF agree better than SPT+NMF with VZHD+VMF1, although the results with SPT+NMF are only biased by ~2mm. With SPT+NMF, sites at high latitudes (MAR6, HOFN, VIL0, SODA, TRO1, and NYA1) present biases which decrease with increasing latitude, while GPT+GMF agrees at the millimeter level for the whole network coverage. Only station TRAB has significant biases with both parameterizations, which is due to biases between SPT and GPT w.r.t. VZHD data, as it is visible on Figure 1 in the East of the Black Sea and in the South of the Caspian Sea. In these areas, VZHDs values appear biased and need further studies. With a cutoff elevation angle of 3°, the discrepancies observed with SPT+NMF of a 5° cutoff angle increase. In this case, biases can reach values higher than 4mm and show a large scatter as a function to latitude. The latitudinal decrease is amplified from +1mm as station MAR6 down to -7mm at station NYA1. On the other hand, GPT+GMF still provide good results with station height changes below ~1.5mm.

The results in Table 3 show that ZTD variation is underestimated when parameterizations of tropospheric delays are performed with empirical models (SPT+NMF and GPT+GMF). Median changes of ZTD estimates are at the millimeter level when using SPT+NMF, that is about twice the values obtained using GPT+GMF. Similar to the height estimates, the increase of the RMS with increasing cutoff angle is due to the well-known anti-correlation between height and ZTD estimates (Niell, 2000). Here, we find a ratio of ~2 with SPT+NMF and only ~1.5 with GPT+GMF. This difference is caused by some changes in the elevation-dependent weighting coefficients (*a* and *b* of equation 2), because more weight is allocated to low observations with GPT+GMF than with SPT+NMF. Similar to Figure 4 for height estimates, Figure 5 presents the mean biases of ZTD estimates for different cutoff angles at each site (ordered by latitude). The anti-correlation between height and ZTD estimates has two effects: (1) ZTD biases with cutoff angles of 5° and 10° are larger than those obtained with an angle of 3°, and (2), the biases increase with increasing latitudes at sites in the northern part of Europe.

The results presented in Table 3, Figure 4, and Figure 5 show a very good agreement between processes using ZHDs derived from GPT and GMF with VZHD and VMF1, even when the cutoff elevation angle is 5° . It confirms the quality of the spherical expansions to degree and order 9 of the mean ground pressures (for GPT) and the mean parameters of VMF1 (for GMF; see Boehm et al. (2004) for details). So, GPT+GMF may be used in Europe without any introduction of significant biases w.r.t. results with VZHD+VMF1. However, when EUREF analysis centers will change to the new IERS recommendations, some sites would have their height time series biased by $\sim[2;4]$ mm, especially with a cutoff of 3° . With a cutoff angle above 10° , using VZHD+VMF1 instead of SPT+NMF would not introduce significant height biases.

Differences of repeatabilities of daily height estimates become significant when the cutoff angle is smaller than 5° . At 3° , a median improvement over all stations of ~ 1.5 mm occurs for both, SPT+NMF and GPT+GMF. This is due to the fact that GPT, GMF, and NMF have only an annual variation (see Table 1); thus, non-seasonal variations are not corrected for in the computations of height time series. As a consequence, daily height repeatabilities are improved when using VZHD+VMF1 instead of SPT+NMF or GPT+GMF. Repeatability differences are shown in Figure 6. The improvement of height repeatabilities with VZHD+VMF1 increases with decreasing cutoff elevation angles (due to the increase of differences between NMF, GMF, and VMF1 for data below 10° ; see Figure 8 for an example at station WTZR) and with latitude, as already shown in Figures 1b, 1d, 2b, and 2d. With a cutoff angle of 5° , daily height repeatability changes at sites located in Great Britain and Scandinavia are $\sim[2;4]$ mm while the rest of Europe presents values below 2mm. With a cutoff angle of 3° , all height time series of sites above the line ACOR-KHAR are improved by more than 2mm, which is twice as large as the improvement at 5° . At latitudes of 70°N (the northern part of Scandinavia), VZHD+VMF1 improves the daily height repeatabilities by ~ 4 mm with a cutoff angle of 3° . The greatest improvement is found for TRO1 with ~ 6 mm, but we do not have an explanation for this large result. For the cutoff angles 5° and 3° , the maps are consistent with Figures 1b, 1d, 2b and 2d, respectively, which confirms the correlation between errors in *a priori* tropospheric models and height estimates, previously quoted by Boehm et al. (2006b), Niell (2000) or Tregoning and Herring (2006).

The differences of the daily ZTD repeatabilities (standard deviations) are negative and of the same order for all three cutoff angles (Figure 7). The northern part of Europe presents the largest reduction, by ~ 2 mm. This implies that the ZTD variation is reduced when empirical models are used. If - during a high pressure period - the *a priori* ZHD is modelled with GPT, then this *a priori* ZHD is too small and a fraction of the true ZHD is estimated with the wet mapping function which is larger than the hydrostatic mapping function. Thus, the sum of the hydrostatic and wet zenith delay (ZTD) is too small during a high pressure period. The contrary holds for a low pressure system, which causes smoothed ZTD variation with empirical models for the pressure.

4.2. Contributions of *a priori* ZHDs and mapping functions

In order to assess the contribution of errors in *a priori* ZHDs and in the mapping functions separately on the GPS processing, we study results with GPT+VMF1 and VZHD+GMF w.r.t. results with VZHD+VMF1. Scaling factors and correlations between *a priori* ZHDs and the mapping functions errors with height and ZTD estimates are listed in Table 4.

Tregoning and Herring (2006) found a ratio of -0.19 between any local pressure error and height change with a 7° cutoff angle (GPS observations have also been weighted w.r.t. elevation). In order to compare our results to these value, we assume that we can convert any error in pressure (ε_p in hPa) into a ZHD error (ε_{ZHD} in mm) with $\varepsilon_{ZHD} \sim 2.3 * \varepsilon_p$ (2.3 is a rough value of the hydrostatic Saastamoinen model in Europe with results expressed in mm). The numerical application to the scaling factor $\varepsilon_h / \varepsilon_{ZHD}$ gives sensibilities of -0.21 mm/hPa, -0.14 mm/hPa, and -0.07 mm/hPa at 3° , 5° , and 10° , respectively, for our European GPS network. Our results are smaller than those of Tregoning and Herring (2006) and those of Kouba (2009) who found -0.23 mm/hPa at 5° and -0.12 mm/hPa at 10° . Our impacts of *a priori* ZHD errors on ZTD estimates are similar to the ones on height estimates. Tregoning and Herring (2006) found a sensitivity of 0.076 mm/hPa at 10° . Here, we find 0.16 mm/hPa, 0.12 mm/hPa, and 0.09 mm/hPa at 3° , 5° , and 10° , respectively. However, the correlations between *a priori* ZHDs errors and ZTD estimates are rather low ($\sim 60\%$). We attribute this result to the changes of *a priori* ZHDs which imply significant changes in ZWD estimates (residuals w.r.t. *a priori* ZWDs). Indeed, the correlation with ZWD is greater than 95% ,and at 3° we found a ratio of -1.9 (about the differences between wet and hydrostatic mapping functions at 3°) between any *a priori* ZHD error and ZWD change.

With a 3° cutoff angle, we find a ratio of ~ 0.05 between *a priori* STD errors and height estimates. With a 5° cutoff angle, it is of the order of 0.1 which is half the rule of thumb proposed by Boehm et al. (2006b). The relatively low value that we obtain is partially due to the use of an elevation-dependent weighting of

observations, because the value by Boehm et al. (2006b) of 0.2 was obtained with no downweighting of low observations. With a 10° cutoff angle, we observe a mean ratio of 0.34 (~1/3), i.e. three times the value at 5°. The sensitivity of *a priori* STD errors on ZTD estimates is (in absolute sense) half of the influence on heights. Even if the ratio of *a priori* STD errors on height and ZTD estimates increases with increasing cutoff angles, the results are of less importance because differences between the mapping functions are smaller at 10° than at 5° and 3° (see Figure 8). Note that we did not find any significant correlation between *a priori* STD errors and ZWD estimates. We attribute this result to the hydrostatic part of tropospheric delays which is ~85% of the total tropospheric delays. Indeed, any change in the mapping functions (hydrostatic + wet) is dominated by differences of their hydrostatic parts which consequently change *a priori* slant hydrostatic delays. As differences between the wet mapping functions are small (see Figure 3), there is a great correlation between *a priori* STDs and ZTD estimates.

In order to quantify the respective contribution of *a priori* ZHD and mapping functions errors, we determined the median improvement of daily repeatabilities when using GPT+VMF1 or VZHD+GMF instead of VZHD+VMF1 (Figure 9). In terms of height estimates, the impact of errors in *a priori* ZHD is rather small. With a cutoff angle of 3°, height repeatabilities are improved by only ~0.3mm when VZHD are used instead of GPT, while they are improved by ~1mm when VMF1 is used instead of GMF. This shows that errors in *a priori* ZHDs are of less importance for height estimates than errors in the mapping functions. Another reason is that by using GPT (and SPT) station coordinates are partly corrected for atmospheric loading (e.g. Steigenberger et al., 2009).

Conversely, the repeatabilities of ZTD estimates is reduced with empirical functions, in particular for the pressure. These results are dominated by changes in ZWD estimates due to the hydrostatic/wet separation used to correct for tropospheric effects (see equation 1). Indeed, any error in *a priori* ZHD would be mapped with the wrong mapping function. For example, differences between hydrostatic and wet mapping functions are ~2 at 3°, ~0.6 at 5°, and only ~0.1 at 10° elevation.

Summary and conclusions

In Europe, the absolute comparisons of ZHDs derived from SPT and GPT w.r.t. VZHD, and the comparisons between NMF and GMF w.r.t. VMF1 lead to some biases widely reduced with the new empirical models (GPT and GMF). However, differences between GMF and VMF1 are significant in high altitude areas due to the rather loose resolution of GMF at small spatial scales. With a cutoff angle of 5° and the rule of thumb according to Boehm et al. (2006b), these biases can be as large as ~[2;3]mm in terms of equivalent height error.

Empirical models like GPT, NMF, and GMF only contain annual variation; thus, changes in tropospheric delays at short periods are not taken into account. As standard deviations of differences between the new empirical models GPT and GMF and the gridded VZHD and VMF1 data are equivalent to those between the old empirical ones SPT and NMF and the gridded VZHD and VMF1 data, maximum values of these changes at synoptic time scales are higher than annual amplitudes. European areas above 45°N are subject to standard deviations larger than [2;3]mm, except for specific areas like Greenland where humidity and pressure are low.

In order to validate these comparisons and quantify the impact for EUREF analysis centers when changing to the new IERS recommendations, we analysed a network with 50 EUREF/IGS GPS sites and one year of data with cutoff angles of 3°, 5° and 10°, respectively. Our results show that using VZHD+VMF1 instead of SPT+NMF may introduce some height biases up to ~2mm, especially for high latitude sites and a cutoff angle lower than 5°. Currently, the majority IGS analysis centers uses the new empirical tropospheric models (GPT + GMF) in their processing strategies. We confirm that using GPT+GMF for EUREF does not corrupt computations of mean height and ZTD estimates compared to the use of VZHDs+VMF1. Only high latitude sites present biases of ~2mm with a 3° elevation cutoff angle because differences in mapping functions increase quickly when the cutoff angle decreases. However, some specific nodes of VZHDs are subject to artefacts and need further studies. With a cutoff angle greater than 10°, using VZHD+VMF1 instead of SPT+NMF does not introduce significant height biases.

Moreover, changes in mean height and ZTD estimates caused by changes in *a priori* ZHDs or mapping functions can be easily predicted as we found linear scaling factors between errors in *a priori* slant total delays and the resulting height and ZTD changes. For changes in the mapping functions and changes in height estimates, we find a ratio of 0.05 at 3°, 0.10 at 5° and 0.34 at 10°. These results show that using an elevation-dependent weighting down to 5° induces a reduction of the ratio of ~0.2 presented in Boehm et al (2006b) by 50%. This is shown for Europe but most likely it is applicable to other regions as well. Despite these correlations and the

significant differences between GMF and VMF1 (in high areas like the Caucasian belt), we did not find any particular changes in complex high areas except for ZECK and a cutoff angle of 3°.

The repeatabilities of height time series are improved with the use of VZHD+VMF1 instead of SPT+NMF, in particular for sites above 45°N where improvements larger than [3;4]mm appear. However, as predicted above, weather changes at synoptic time scales which can not be included in the empirical models make height time series computed with GPT+GMF nearly as noisy as those with SPT+NMF. The variability of ZTD time series is slightly reduced with empirical models (SPT+NMF or GPT+GMF).

The contribution of changes in *a priori* ZHDs on height estimates are smaller than the contribution of changes in the mapping functions. With a cutoff angle of 3°, mean daily height repeatabilities are improved by only 0.3mm when changing from SPT to VZHD and by 1mm when changing from NMF to VMF1. This holds when non-tidal atmospheric loading corrections are not applied. However, the impact on ZTD time series is opposite to the latter tendency because of the hydrostatic/wet separation assumption used in the model of STDs. To conclude, the application of the new recommended *a priori* ZHDs would have a significant impact on ZTD times series while in particular the new mapping functions would improve height time series. In both cases, especially the northern part of the EUREF network would benefit from these changes.

Acknowledgements

The authors would like to thank the International GNSS Service (Dow et al., 2005) and the European Reference Frame (Kenyeres and Bruyninx, 2004) for providing GPS observation data. They also would like to thank the staff of the Vienna University of Technology for providing their data, R.W. King from the Massachusetts Institute of Technology (MIT) for his useful recommendations about processing with the Gamit/GlobK v.10.34 software, and J. Nicolas from L2G for her comments. The authors acknowledge the editors and two anonymous reviewers for their constructive comments on a first version of the paper. The first author is grateful to the "Ordre des Géomètres Expert" (OGE) and the "Conseil Général des Pays de la Loire" for the financial support offered in pursuing his doctoral research. All figures are plotted with MATLAB R2007a (Mathworks, 2007) except figure 9 with the GMT (Generic Mapping Tools) software (Wessel and Smith, 1998).

References

- Altamimi, Z., X. Collilieux, J. Legrand, B. Garayt, and C. Boucher (2007), ITRF2005: A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters, *J. Geophys. Res.*, 112, B09401, doi:10.1029/2007JB004949.
- Berg, H. (1948), *Allgemeine Meteorologie*, Duemmler, Bonn, Germany.
- Boehm, J., Schuh, H. (2004), Vienna mapping functions in VLBI analyses, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L01603, doi: 10.1029/2003GL018984.
- Boehm, J., Niell, A., Tregoning, P., Schuh, H. (2006a), Global Mapping Function (GMF): a new empirical mapping function based on numerical weather model data, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L07304, doi: 10.1029/2005GL025546.
- Boehm, J., Werl, B., Schuh, H. (2006b), Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Center for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data, *J. Geophys. Res.*, 111, B02406, doi: 10.1029/2005JB003629.
- Boehm, J., Heinkelmann, R., Schuh, H. (2007), Short Note: a global model of pressure and temperature for geodetic applications, *J. Geod.*, doi: 10.1007/s00190-007-0135-3.
- Boehm, J., Heinkelmann, R., Schuh, H. (2009), Neutral atmosphere delays: empirical models versus discrete time series from numerical weather data, *Proc. Geod. Ref. Frame (GRF) 2006 meeting*, Munich, in press.
- Dow J, Neilan R, Gendt G (2005), The International GPS Service (IGS): celebrating the 10th anniversary and looking to the next decade, *Adv Space Res* 36(3):320–326. doi:10.1016/j.asr.2005.05.125.

- Herring, T.A., King, R.W., McClusky, S.C. (2006), Reference manual for the GAMIT GPS software, release, 10.3., Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, Boston, U.S.A., 182 pp.
- Hopfield, H. S. (1969), Two-quartic tropospheric refractivity profile for correcting satellite data, *J. Geophys. Res.*, 74, 4487-4499.
- Kenyeres A. and Bruyninx C. (2004), Monitoring of the EPN Coordinate Time Series for Improved Reference Frame Maintenance, *GPS solutions*, Vol 8, No 4, pp. 200-209.
- Kouba, J. (2007), Implementation and testing of the gridded Vienna Mapping Function 1 (VMF1), *J. Geod.*, doi: 10.1007/s00190-007-0170-0.
- Kouba, J. (2009), Testing of global pressure/temperature (GPT) Model and global mapping function (GMF) in GPS analysis, *J. Geod.*, doi: 10.1007/s00190-008-0229-6.
- MacMillan, D.S., and C. Ma (1998), Using meteorological data assimilation models in computing tropospheric delays at microwave frequencies, *Phys. Chem. Earth*, 23(1), 97-102.
- Mathworks (2007), Matlab R2007a Documentation, r2007a ed. The mathworks, Inc.
- McCarthy, D.D., Petit, G. (eds.) (2004), *IERS Conventions (2003)*, IERS Technical Note No. 32, Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie, Frankfurt am Main, Germany.
- Niell, A.E. (1996), Global mapping functions for the atmospheric delay at radio wavelengths, *J. Geophys. Res.*, 101, 3227-3246.
- Niell, A.E. (2000), Improved atmospheric mapping functions for VLBI and GPS, *Earth Planet Space*, 52, 699-702.
- Saastamoinen, J. (1972), Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites, in : *The use of artificial satellites for geodesy*, *Geophys. Monogr. Ser. 15*, edited by S.W. Henriksen, A. Mancini, and B.H. Chovitz, 247-251, AGU, Washington, D.C., U.S.A.
- Santerre, R. (1991), Impact of GPS sky distribution, *Manuscripta Geodaetica*, 16(1), pp. 28-53
- Schmid, R., Steigengerger, P., Gendt, G., Maorong, G., Rothacher, M. (2007), Generation of a consistent absolute phase center correction model for GPS receiver and satellite antennas, *J. Geod.*, doi: 10.1007/s00190-007-0148-y.
- Simmons, A. J., Gibson, J. K. (2000), The ERA-40 Project Plan, ERA-40 Proj. Rep. Ser. 1, Eur. Cent. for Medium-Range Weather Forecast, Reading, U.K.
- Steigenberger, P., Boehm, J., Tesmer, V. (2009), Comparison of GMF/GPT with VMF1/ECMWF and Implications for Atmospheric Loading, *J. Geod.*, doi: 10.1007/s00190-009-0311-8.
- Tesmer V., Boehm J., Heinkelmann R., Schuh H. (2007), Effect of different tropospheric mapping functions on the TRF, CRF and position time-series estimated from VLBI, *J. Geod.*, doi:10.1007/s00190-006-0126-9.
- Tregoning, P., Herring, T.A. (2006), Impact of *a priori* hydrostatic delay errors on GPS estimates of station heights and zenith total delays, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L23303, doi: 10.1029/2006GL027706.
- Tregoning, P., Van Dam, T., (2005), Atmospheric pressure loading corrections applied to GPS data at the observation level, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L22310, doi: 10.1029/2005GL024104.
- Wessel, P., and W. H. F. Smith (1998), New, improved version of the Generic Mapping Tools released, *Eos Trans. AGU*, 79, 579.

<i>Models</i>		<i>Type</i>	<i>Technique</i>	<i>Spatial resolution</i>	<i>Temporal resolution</i>
<i>A priori ZHDs</i>	RINEX meteo	<i>In situ</i> measurements	Observations	At meteorological sensors	Sensors frequency
	SPT	Empirical	Constant values extrapolated to height of site	-	-
	Vienna ZHDs (VZHD)	Grid values	Derived from ECMWF data	2.5° x 2.0°	Every 6h
		Site values	Interpolated from local 0.25°x0.25° grids derived from ECMWF data	A list of GNSS, VLBI, DORIS sites	Every 6h
	GPT	Empirical	Spherical harmonics to degree and order 9 of ECMWF data	Degree/order 9	Annual
<i>Mapping functions</i>	NMF	Empirical	Derived from standard atmosphere and radiosonde launches	5 latitude bands	Annual
	VMF1	Grid values	Derived from ECMWF data	2.5° x 2.0°	Every 6h
		Site values	Interpolated from local 0.25°x0.25° grids derived from ECMWF data	A list of GNSS, VLBI, DORIS sites	Every 6h
	GMF	Empirical	Spherical harmonics to degree and order 9 of gridded VMF1 data	Degree/order 9	Annual

Table 1. Characteristics of tropospheric delay models used in the study.

<i>Source of a priori ZHD</i>	<i>Mapping functions</i>	<i>Cutoff angles</i>
SPT	NMF	3° / 5° / 10°
GPT	GMF	3° / 5° / 10°
VZHD	VMF1	3° / 5° / 10°
GPT	VMF1	3° / 5° / 10°
VZHD	GMF	3° / 5° / 10°

Table 2. Details of tests processed with the GAMIT/GlobK GPS software.

<i>Stat.</i>	<i>Parameterization</i>	<i>Cutoff</i>	<i>Biases (mm)</i>				<i>$\delta\sigma$ (mm)</i>			
			<i>North</i>	<i>East</i>	<i>Height</i>	<i>ZTD</i>	<i>North</i>	<i>East</i>	<i>Height</i>	<i>ZTD</i>
Median	SPT+NMF	3°	0.1	0.0	0.1	-1.1	0.1	0.1	1.4	-0.6
		5°	0.1	0.0	0.1	-1.0	0.1	0.1	1.0	-0.7
		10°	0.0	0.1	-0.1	-0.8	0.0	0.0	0.2	-0.6
	GPT+GMF	3°	0.0	0.0	-0.1	-0.5	0.0	0.0	1.6	-0.8
		5°	0.0	0.0	-0.3	-0.4	0.0	0.0	1.1	-0.8
		10°	0.0	0.0	-0.5	-0.4	0.0	0.1	0.3	-0.6
RMS	SPT+NMF	3°	0.2	0.2	2.2	1.0	0.1	0.1	1.2	0.6
		5°	0.2	0.2	1.4	1.2	0.2	0.2	0.7	0.6
		10°	0.2	0.2	0.7	1.4	0.1	0.1	0.4	0.5
	GPT+GMF	3°	0.1	0.1	1.0	0.7	0.1	0.1	1.3	0.7
		5°	0.1	0.1	0.7	1.0	0.2	0.2	0.9	0.7
		10°	0.1	0.2	0.8	1.3	0.1	0.2	0.4	0.6

Table 3. Median and RMS of biases and differences of the daily repeatabilities ($\delta\sigma$) in mm between processes using SPT+NMF or GPT+GMF instead of VZHD+VMF1 with cutoff angles 3°, 5°, and 10°, respectively.

<i>Parameter 1</i>	<i>Parameter2</i>	<i>el₀</i>	<i>Scaling factor</i>	<i>Correlation (%)</i>
<i>A priori ZHD errors</i>	<i>Height estimates</i>	3°	-0.09	-86%
		5°	-0.06	-89%
		10°	-0.03	-91%
	<i>ZTD estimates</i>	3°	0.07	72%
		5°	0.05	62%
		10°	0.04	56%
<i>A priori STD errors at el₀</i>	<i>Height estimates</i>	3°	0.05	89%
		5°	0.10	89%
		10°	0.34	92%
	<i>ZTD estimates</i>	3°	-0.02	-90%
		5°	-0.04	-88%
		10°	-0.16	-93%

Table 4. Scaling factors and correlation coefficients between both, *a priori* ZHD and STD errors at the cutoff angle el_0 , w.r.t. both, height and ZTD estimates. Results are computed with cutoff angles of 3°, 5°, and 10° respectively.

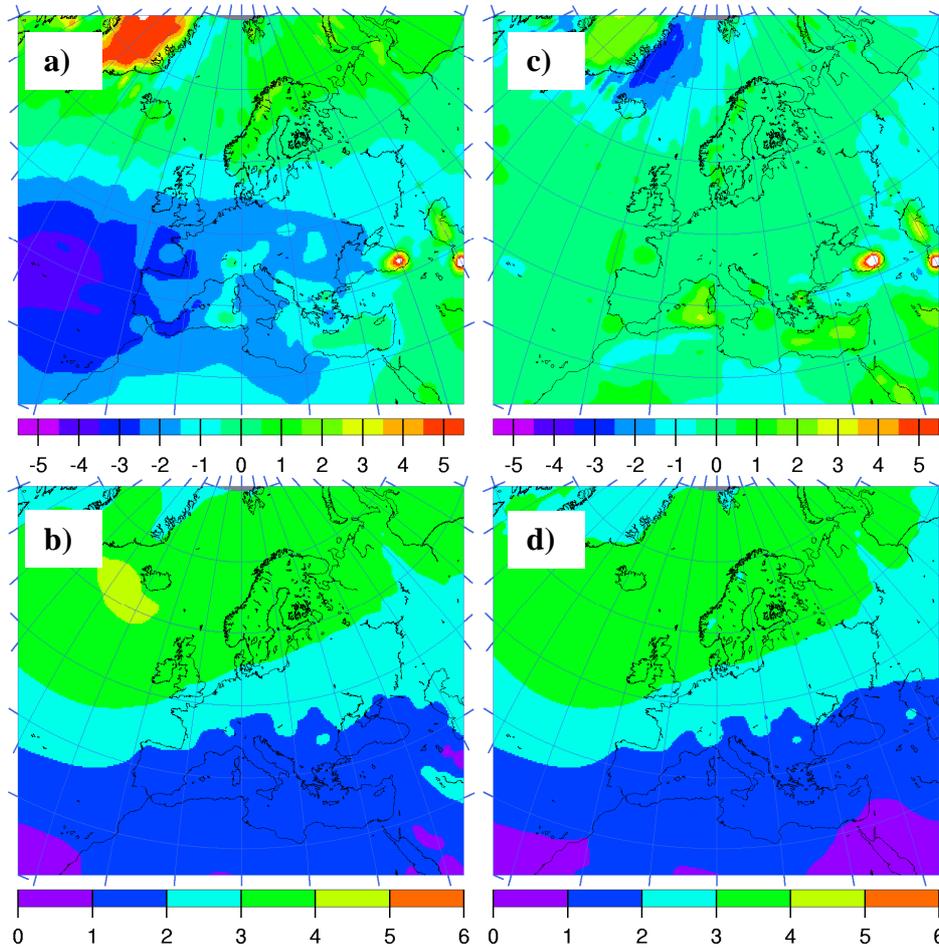


Figure 1. a) and b) Mean and standard deviation of the differences between ZHDs derived from SPT and gridded VZHDs. c) and d) Mean and standard deviation of the differences between ZHDs derived from GPT and gridded VZHDs. Values are expressed in terms of equivalent height error in mm with a 5° cutoff angle using the rule of thumb according to Boehm et al. (2006b).

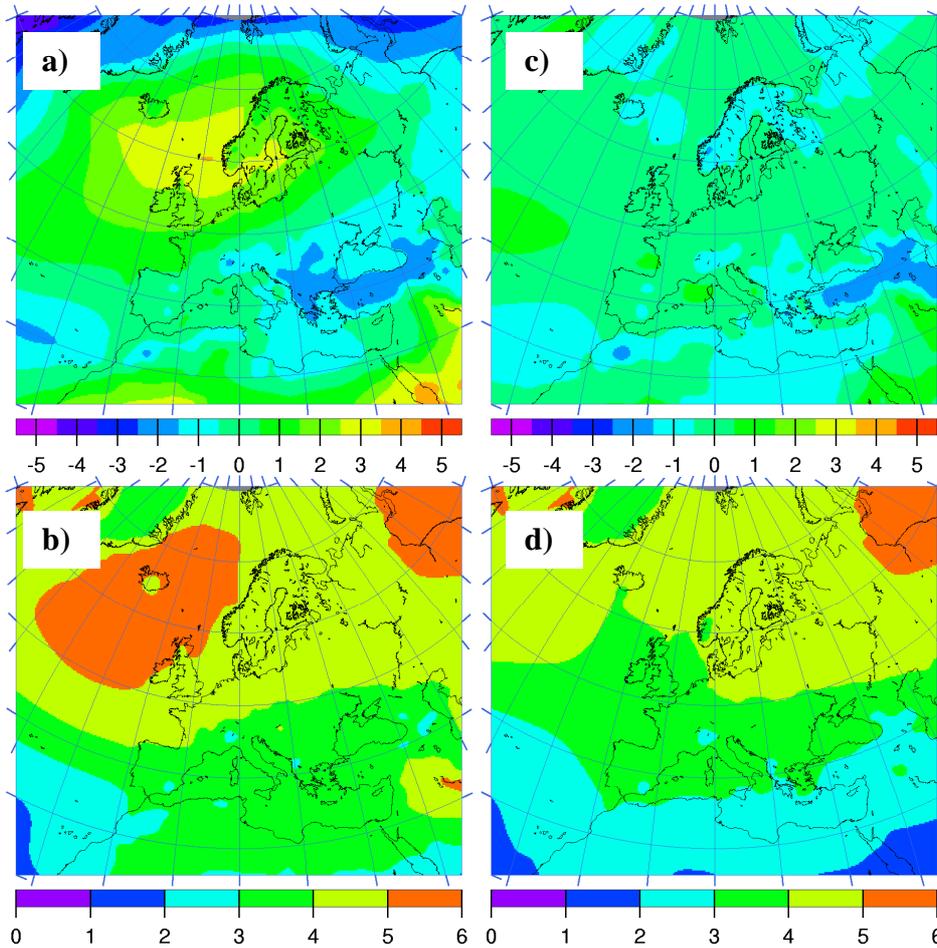


Figure 2. a) and b) Mean and standard deviation of the differences between the hydrostatic parts of the NMF and the gridded VMF1 with a 5° elevation angle. c) and d) Mean and standard deviation of the differences between the hydrostatic parts of the GMF and the gridded VMF1 with a 5° elevation angle. Values are expressed in terms of equivalent height error in mm with the rule of thumb according to Boehm et al. (2006b).

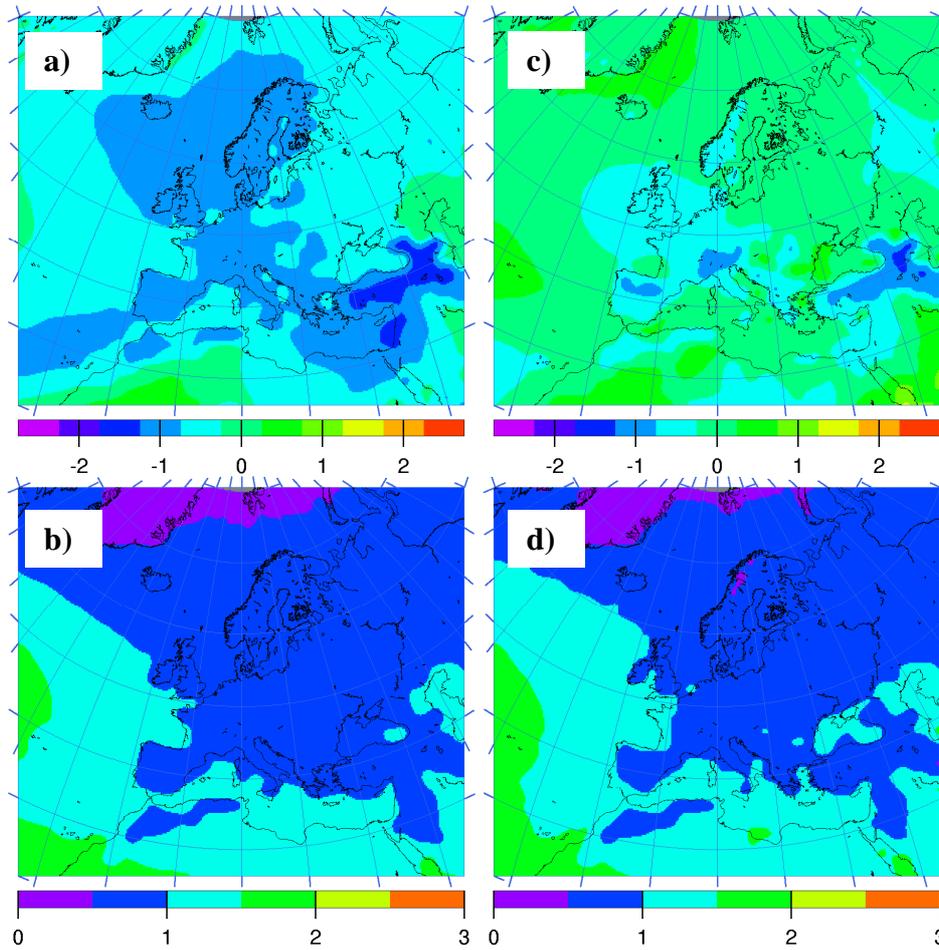


Figure 3. a) and b) Mean and standard deviation of the differences between the wet parts of the NMF and the gridded VMF1 with a 5° elevation angle. c) and d) Mean and standard deviation of the differences between the wet parts of the GMF and the gridded VMF1 with a 5° elevation angle. Values are expressed in terms of equivalent height error in mm with the rule of thumb according to Boehm et al. (2006b).

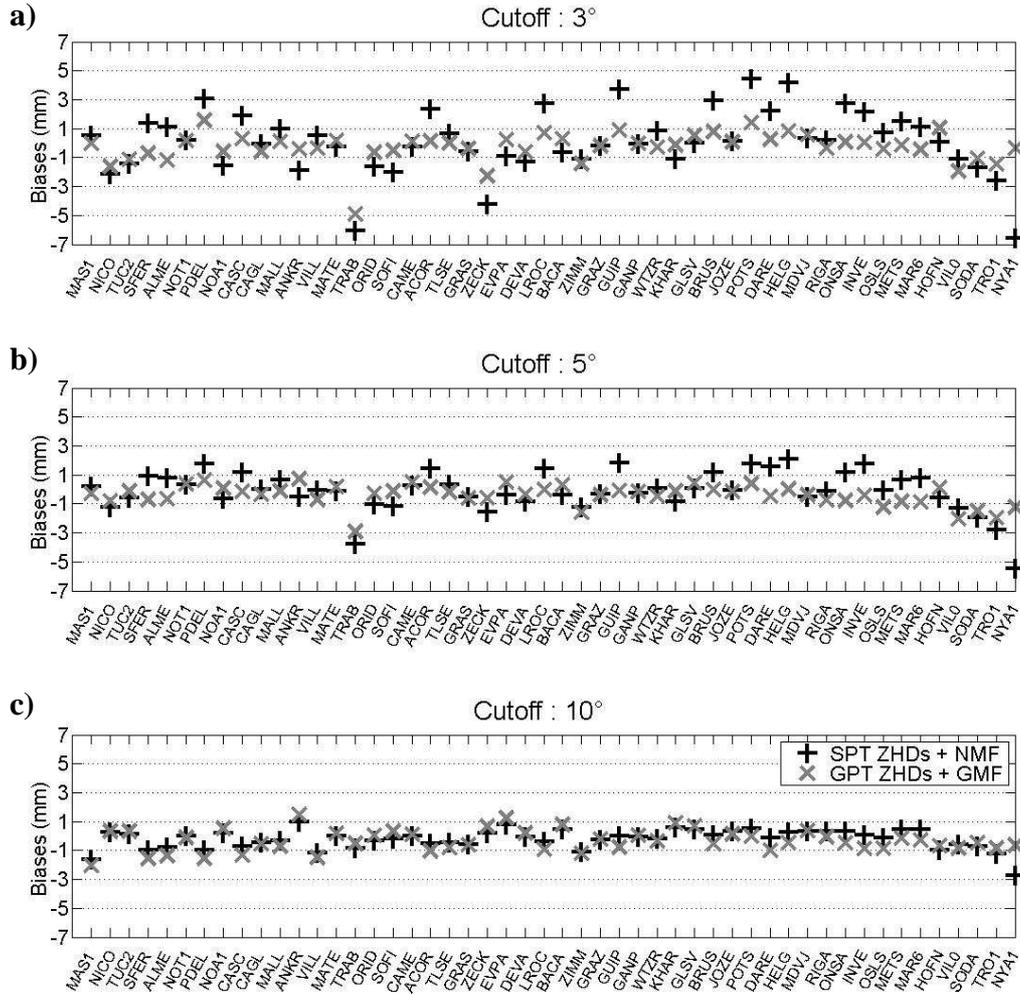


Figure 4. Mean height biases in mm between processes using SPT+NMF or GPT+GMF and processes using VZHD+VMF1, with a cutoff angle of 3° (a), 5° (b), and 10° (c), respectively. Sites are ordered by increasing latitude from left to right.

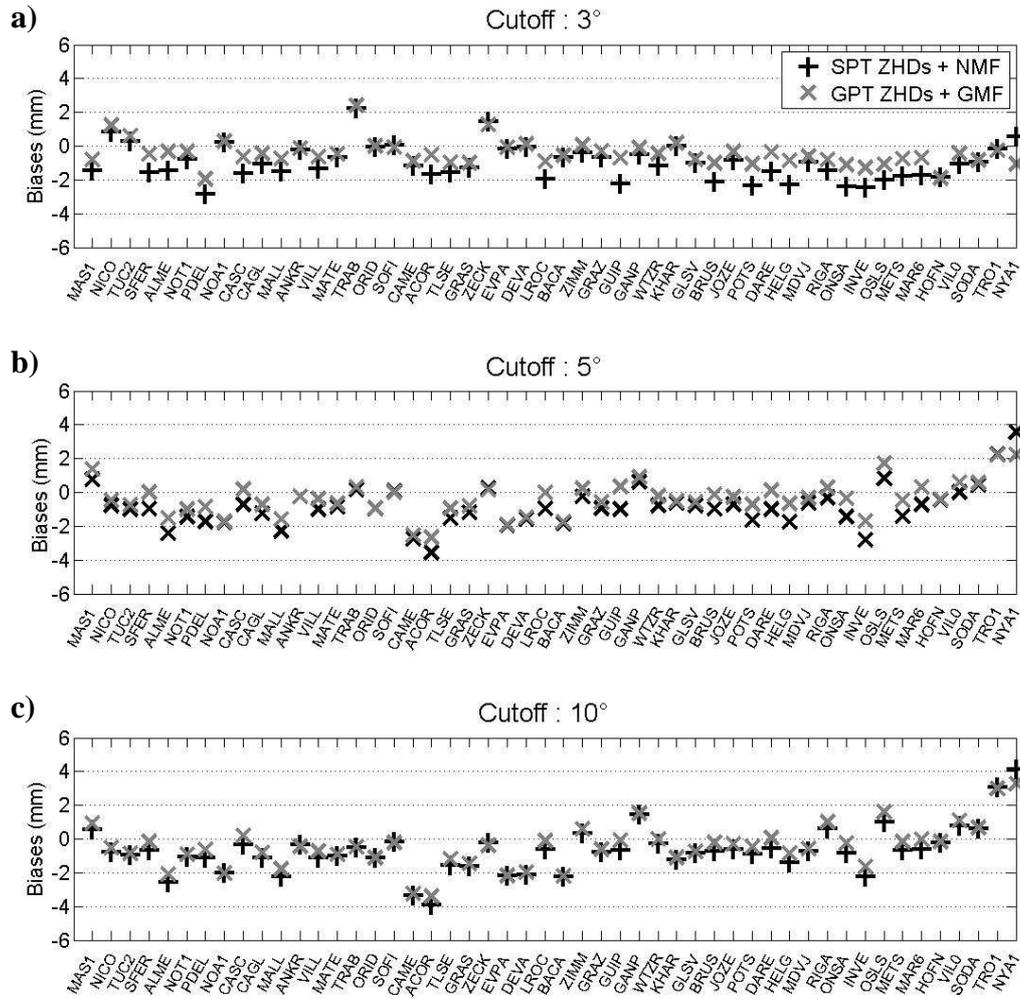


Figure 5. Mean ZTD biases in mm between processes using SPT+NMf or GPT+GMf and processes using VZHD+VMF1, with a cutoff angle of 3° (a), 5° (b), and 10° (c), respectively. Sites are ordered by increasing latitude from left to right.

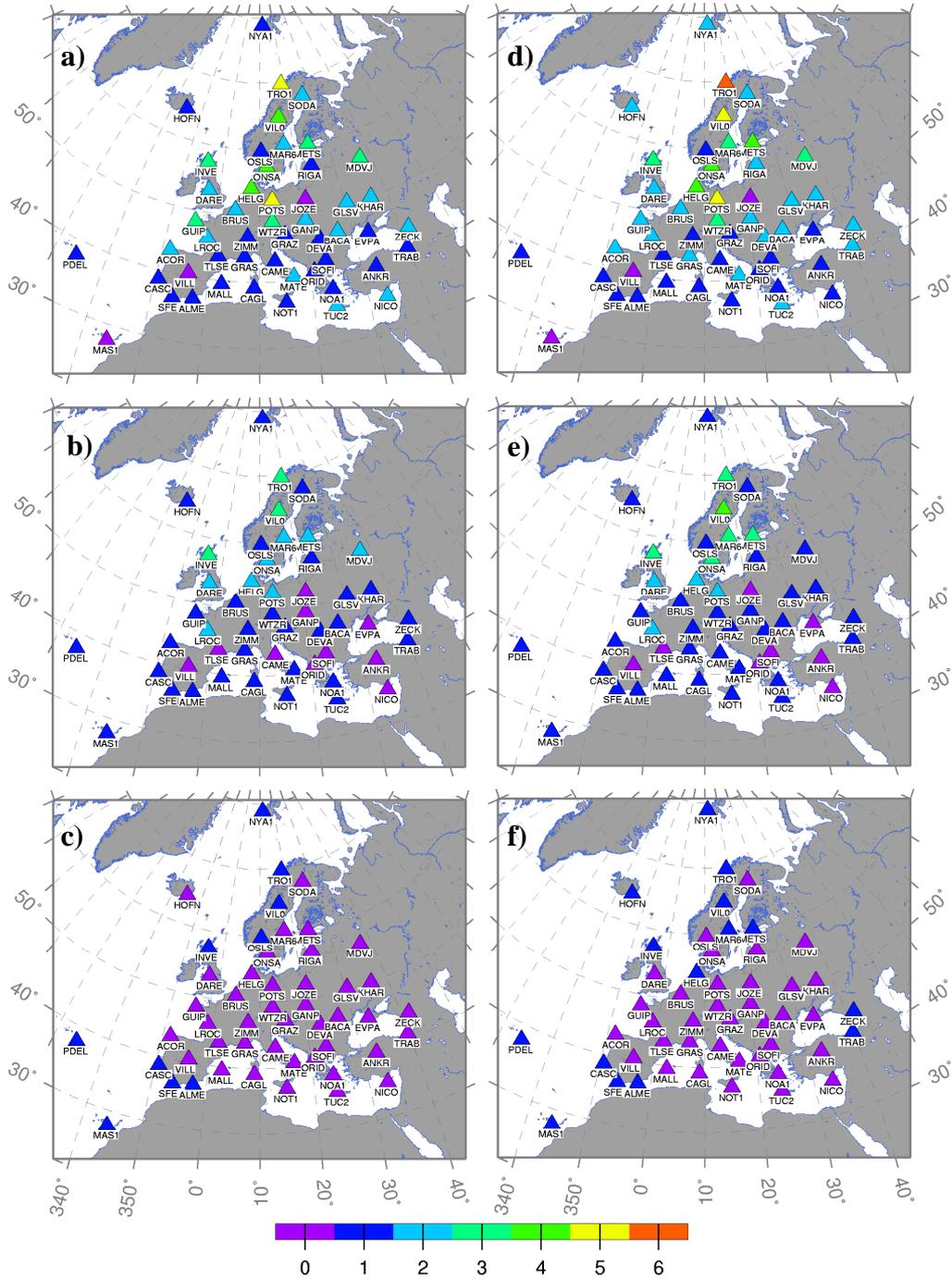


Figure 6. a), b), and c) Differences of the daily height repeatability in mm between processes using SPT+NMF and processes using VZHD+VMF1, with a cutoff angle of 3°, 5°, and 10°, respectively. d), e), and f) Differences of the daily height repeatability in mm between processes using GPT+GMF and processes using VZHD+VMF1, with a cutoff angle of 3°, 5°, and 10°, respectively.

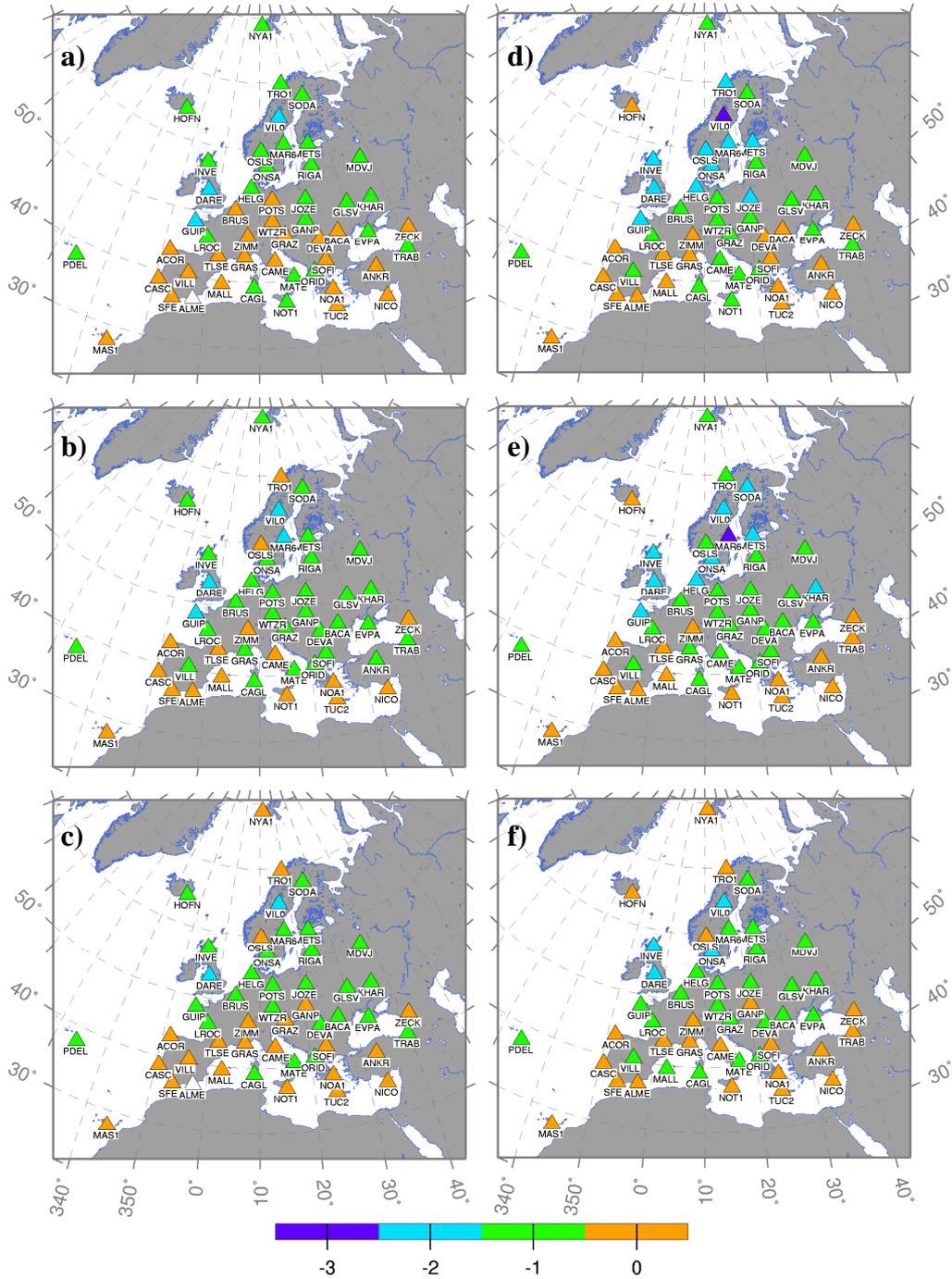


Figure 7. a), b), and c) Differences of the daily ZTD repeatabilities in mm between processes using SPT+NMf and processes using VZHD+VMF1, with a cutoff angle of 3°, 5°, and 10°, respectively. d), e), and f) Differences of the daily ZTD repeatabilities in mm between processes using GPT+GMF and processes using VZHD+VMF1, with a cutoff angle of 3°, 5°, and 10°, respectively.

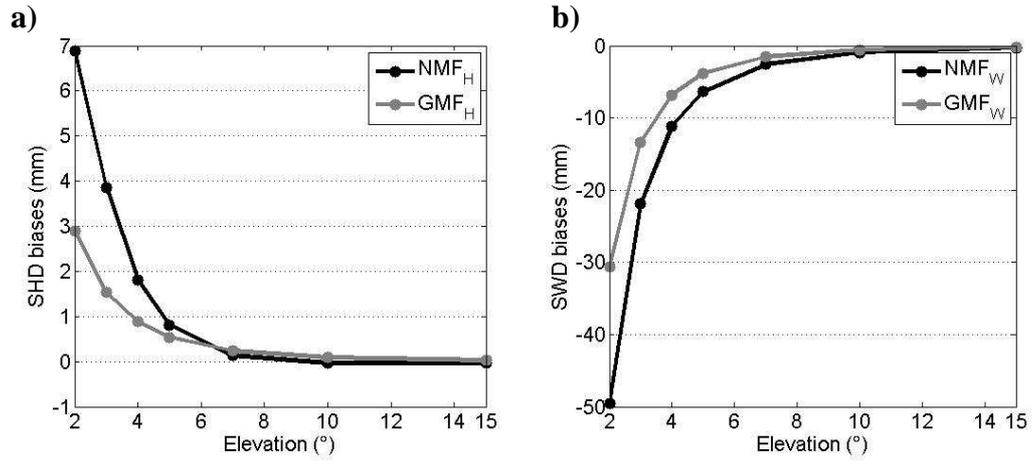


Figure 8. Mean SHD biases between both, NMF and GMF, w.r.t.VMF1 as a function of the elevation angle at WTZR in mm. a) Hydrostatic parts. b) Wet parts. VZHDs and VZWDs are used, respectively.

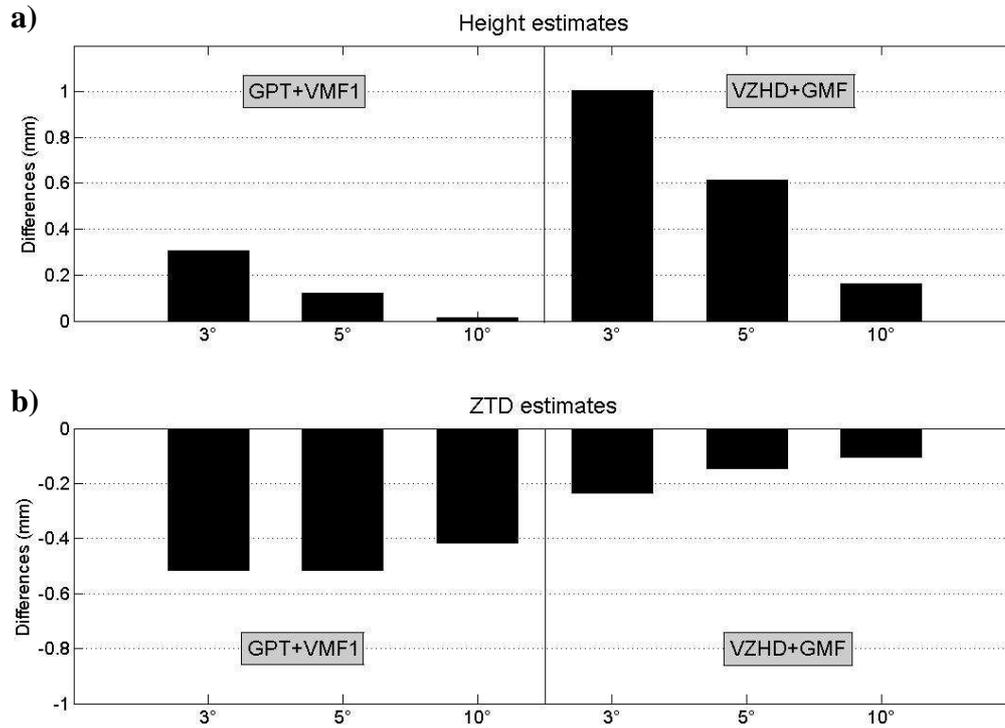


Figure 9. Left: median improvement of the daily repeatabilities between processes using GPT+VMF1 and processes using VZHD+VMF1. Right: the same between processes using VZHD+GMF and processes using VZHD+VMF1. Computations performed with a cutoff angle of 3°, 5°, and 10°, respectively. a) Results for height estimates. b) Results for ZTD estimates.

III. Observation des effets de surcharge océanique dans l'Ouest de la France

Penna et al. (2007) ont montré qu'une mauvaise modélisation des composantes diurnes et semi-diurnes de la surcharge océanique dans un traitement classique (sessions de 24h) perturbe les séries temporelles de position à des fréquences faibles (~15 jours et ~180 jours). De même tout effet planimétrique mal modélisé ressurgit sur la détermination de la hauteur avec une admittance de 100%. Il est donc important de connaître ces ondes diurnes et semi-diurnes avec une précision submillimétrique. King et al. (2009) encouragent une précision de ~0,1 mm. Des résidus d'ondes de marée ont été mis en évidence par Melachroinos et al. (2009) au large de l'Australie et par Tregoning et Watson (2009) sur une échelle globale. La motivation scientifique de cette partie est de fournir une étude des effets de la surcharge océanique dans l'Ouest de la France où les amplitudes des déplacements sont parmi les plus élevées du monde. Cette étude est réalisée à l'aide du maximum de stations et de données disponibles. La densité des réseaux de stations et l'ancienneté des stations présentées dans l'introduction générale de cette thèse permettent l'étude d'un maximum d'ondes de marées dans un périmètre géographique élargi par rapport aux anciennes études déjà menées dans la région (Melachroinos, 2007, Melachroinos et al., 2008 et Vergnolle et al., 2008). Ces études ont en effet porté sur une douzaine de stations positionnées le long de la côte Nord de la Bretagne et du Cotentin, et ce durant une centaine de jours de l'année 2004. Comme les modèles de surcharge océanique sont nombreux et n'ont pas toujours la même précision dans toutes les zones du globe (Penna et al., 2008), Melachroinos et al. (2008) ont comparé les estimations des ondes de surcharge par GPS avec les valeurs de différents modèles (TPXO.7.0, TPXO.6.2, GOT00.2, NAO.99b, CSR4.0, FES2004, NEA2004). Leurs résultats indiquent une meilleure concordance des valeurs de FES2004 (Lefevre et al., 2004) avec les estimations par GPS. Comme il est d'usage d'utiliser le modèle adapté à la zone étudiée, le modèle FES2004 est retenu comme référence pour nos comparaisons. De leur côté, Vergnolle et al. (2008) ont comparé les résultats d'estimations réalisées avec deux méthodes de rattachement à l'ITRF. La première utilise des contraintes *a priori* sur les coordonnées des sites de rattachement (préalablement corrigées des mouvements dus à la surcharge océanique) pour contraindre les estimations régionales dans l'ITRF. La seconde utilise des contraintes *a priori* lâches puis une transformation d'Helmert 3D pour rattacher le réseau à l'ITRF. Les résultats montrent une amélioration sensible des résultats avec la seconde méthode, ce qui est cohérent avec les recommandations de Herring et al. (2006b). Ce type de rattachement est donc retenu pour notre étude. Vergnolle et al. (2008) ont aussi détecté la présence de deux ondes quart-diurnes (M4 et S4) et celle d'une onde non-linéaire (SK3) dans la baie du Cotentin. Dans les deux cas, ces études ont montré les capacités du GPS utilisé en mode statique et par doubles différences à estimer les ondes de surcharge océanique diurnes et semi-diurnes. Les conclusions ont porté sur la difficulté à modéliser l'onde K1 et ses multiples entiers successifs en raison de leur période proche de la répétabilité des orbites et donc des

multitrajets. Ici, dans cette nouvelle étude, le réseau est constitué d'une soixantaine de stations avec au moins 1,5 ans de données voire 6 ans pour certaines d'entre elles.

La première section présente le réseau de stations GPS et le paramétrage du traitement des données tandis que la section suivante discutera certains aspects du rattachement à l'ITRF. L'objectif est de retenir une méthode minimisant l'absorption des ondes de surcharge par les estimateurs des paramètres de rattachement.

La troisième section présentera les comparaisons des estimations des ondes de surcharge par rapport aux valeurs du modèle FES2004. Les comparaisons sont réalisées aux 10 premières ondes principales listées dans ce modèle (M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1, Q1, Mf, et Mm).

La section III.4 apportera des quantifications sur l'impact des modèles troposphériques utilisés. Échantillonnées à 6h, les données dérivées des modèles de l'ECMWF (VMF1-grille) permettent d'envisager une meilleure prise en compte des variations diurnes et semi-diurnes des effets troposphériques par rapport aux modèles empiriques. Les estimations présentées dans la section III.3 sont réalisées avec les produits VZHD+VMF1 mais la question « En quoi diffèrent les estimations de la surcharge océanique dans l'Ouest de la France suivant le modèle troposphérique utilisé ? » reste ouverte. Cette même section apportera aussi des quantifications sur l'impact des corrections de surcharge atmosphérique. Face au besoin de nettoyer au mieux et à haute fréquence les observations GPS, il est nécessaire de corriger les effets d'autres phénomènes de surcharge pouvant interférer aux mêmes fréquences que celles de la surcharge océanique. Pour la surcharge atmosphérique, les grilles de correction disponibles avec GAMIT sont celles présentées dans Tregoning et Van Dam (2005). Leurs résolutions spatiales et temporelles sont les mêmes que pour les VZHD et la VMF1. Il s'agit de grilles de surcharge atmosphériques non-maréales mais contenant encore un signal partiel des ondes S1 et S2. Comme ces données ne contiennent qu'un signal partiel de S1 et S2, elles ne corrigent pas complètement des ondes diurnes et semi-diurnes de surcharge atmosphérique (Tregoning et Van Dam, 2005). Il s'agit de données de surcharge atmosphériques dites partielles. Tregoning et Van Dam (2005) montrent qu'il est préférable d'utiliser un modèle des ondes S1 et S2 en complément des grilles de surcharge atmosphérique non-maréale. Ils montrent aussi qu'utiliser cette modélisation avec les grilles de données partielles dégrade les résultats des séries temporelles en comparaison de l'utilisation seule des grilles de données partielles. Certes une version améliorée de ces données (dépourvues de signal aux fréquences de S1 et S2) est aujourd'hui disponible (Tregoning et Watson, 2009) et discutée dans la partie IV mais elle n'était pas disponible lors de la réalisation de nos calculs.

Comme Vergnolle et al (2008) ont détecté la présence très locale d'autres ondes, une recherche étendue à tout le réseau d'autres ondes significatives est réalisée et présentée dans la section III.5. L'étude présentée ici a donc pour but d'apporter des éléments pour le traitement des séries temporelles GPS et d'optimiser l'étude des ondes à courtes et longues périodes. Ces améliorations passent par :

- une validation du modèle de surcharge océanique FES2004 dans cette région
- l'étude de l'influence des données troposphériques échantillonnées à 6h
- l'étude de l'apport des effets de surcharge atmosphérique

III.1. Présentation de l'étude

III.1.1. Les réseaux et les données

Les calculs réalisés sont effectués à l'aide de l'ensemble des stations disponibles dans l'Ouest de la France. Une ligne arbitraire joignant le Havre à Biarritz est la limite orientale de l'étendue du réseau. Les stations issues du réseau RGP d'origine (avant la densification avec le réseau TERIA dès l'automne 2007), les stations TERIA et les stations du réseau Orphéon sont utilisées. Deux stations supplémentaires, JSY1 et GNS1 situées sur les îles anglo-normandes de Jersey et Guernesey et appartenant au réseau privé anglais Digimap sont ajoutées en raison de leur situation géographique particulière vis-à-vis des lignes cotidunales (lignes de même amplitude de marée) dans la Manche (cf. Figure III.3). Les positions des sites ont déjà été présentées dans le chapitre I.1 et sont représentées ici (figure III.1). Les sites IGS servant au rattachement sont présentés sur la figure III.3 et tableau III.1 liste le matériel de chaque site de l'Ouest de la France.

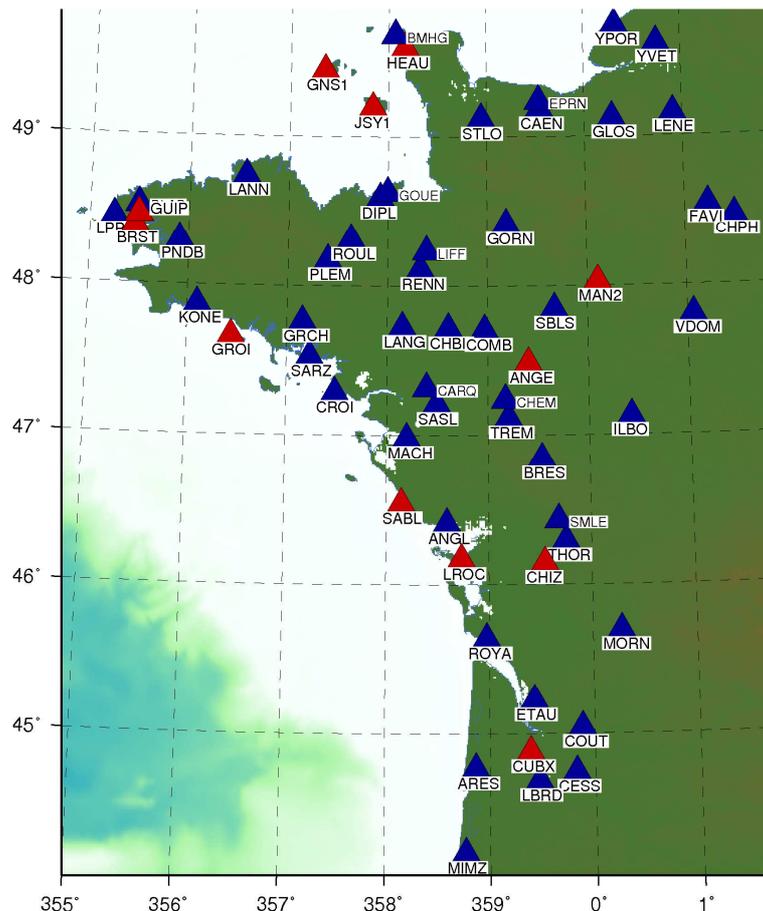


Figure III.1. Le réseau de l'Ouest de la France utilisé dans l'étude sur la surcharge océanique à la mi-2008. En rouge les stations bénéficiant de corrections absolues de PCV (réseau AZEL) et en bleu les stations ne bénéficiant que de corrections absolues transformées depuis des corrections relatives (réseau ELEV), et limitées à 10° d'élévation.

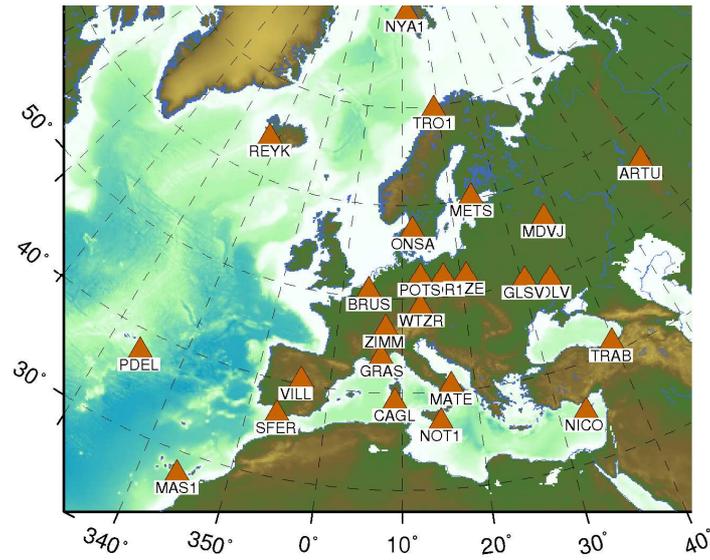


Figure III.2. Le réseau IGS de rattachement utilisé dans les études sur la surcharge océanique dans l'Ouest de la France.

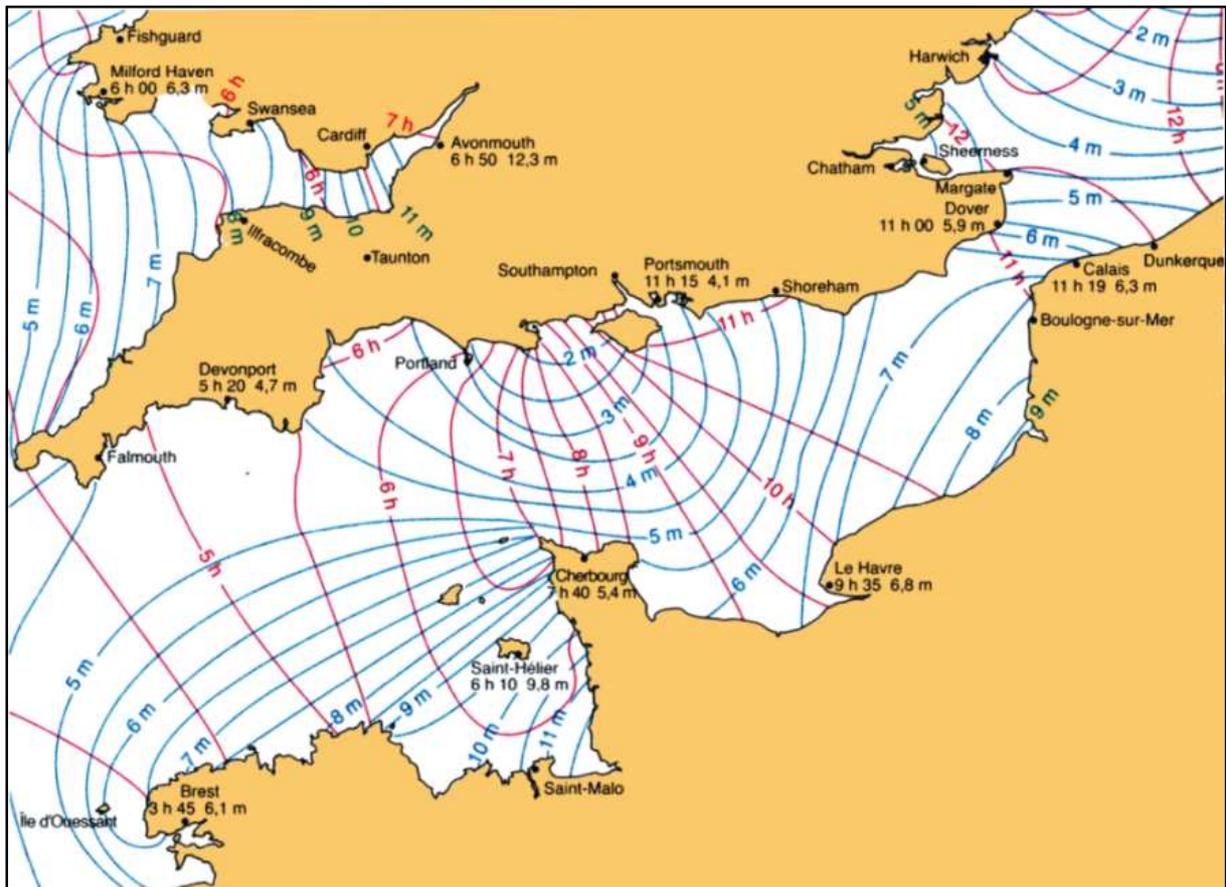


Figure III.3. Lignes cotidunales dans l'Ouest de la France, d'après Simon (2007).

Site	Réseau	Récepteur	Antenne	Radôme	PCV	Cutoff
GNS1	Digimap	LEICA SR530	LEIAT504	LEIS	AZEL	
JSY1	Digimap	LEICA SR530	LEIAT504	LEIS	AZEL	
ARES	Orphéon	LEICAGR1200GGPRO	LEIAX1202GG	NONE	ELEV	10°
CESS	Orphéon	LEICAGR1200GGPRO	LEIAX1202GG	NONE	ELEV	10°
CHEM	Orphéon	LEICAGR1200GGPRO	LEIAX1202GG	NONE	ELEV	10°
COMB	Orphéon	LEICAGR1200GGPRO	LEIAX1202GG	NONE	ELEV	10°
CROI	Orphéon	LEICAGR1200GGPRO	LEIAX1202GG	NONE	ELEV	10°
ETAU	Orphéon	LEICAGR1200GGPRO	LEIAX1202GG	NONE	ELEV	10°
GLOS	Orphéon	LEICAGR1200GGPRO	LEIAX1202GG	NONE	ELEV	10°
GOUE	Orphéon	LEICAGR1200GGPRO	LEIAX1202GG	NONE	ELEV	10°
GRCH	Orphéon	LEICAGR1200GGPRO	LEIAX1202GG	NONE	ELEV	10°
LANG	Orphéon	LEICAGR1200GGPRO	LEIAX1202GG	NONE	ELEV	10°
LIFF	Orphéon	LEICAGR1200GGPRO	LEIAX1202GG	NONE	ELEV	10°
PLAB	Orphéon	LEICAGR1200GGPRO	LEIAX1202GG	NONE	ELEV	10°
ROUL	Orphéon	LEICAGR1200GGPRO	LEIAX1202GG	NONE	ELEV	10°
SASL	Orphéon	LEICAGR1200GGPRO	LEIAX1202GG	NONE	ELEV	10°
YVET	Orphéon	LEICAGR1200GGPRO	LEIAX1202GG	NONE	ELEV	10°
ANGE	RGP	LEICA RS500	LEIAT504	LEIS	AZEL	5°
BRES	RGP	LEICA RS500	LEIAT503	LEIC	ELEV	10°
BRST	RGP	TRIMBLE 4000SSI	TRM29659.00	NONE	AZEL	5°
BRST	RGP	TRIMBLE 5700	TRM41249.00	NONE	AZEL	5°
BRST	RGP	LEICA GRX1200PRO	LEIAT504	NONE	AZEL	5°
BRST	RGP	LEICA GRX1200GGPRO	LEIAT504GG	NONE	AZEL	3°
CHIZ	RGP	ASHTECH ZXII3	ASH701945B_M	NONE	AZEL	5°
CUBX	RGP	LEICA RS500	LEIAT504	LEIS	AZEL	5°
GROI	RGP	THALES ZMAX	LEIAT504	NONE	AZEL	5°
GUIP	RGP	LEICA RS500	LEIAT504	LEIS	AZEL	5°
GUIP	RGP	LEICA GRX1200GGPRO	LEIAT504GG	LEIS	AZEL	3°
HEAU	RGP	THALES ZMAX	LEIAT504	NONE	AZEL	5°
LROC	RGP	ASHTECH UZ12	ASH701945B_M	NONE	AZEL	5°
MANS	RGP	LEICA RS500	LEIAT303	NONE	AZEL	5°
MAN2	RGP	LEICA GRX1200GGPRO	LEIAT504GG	NONE	AZEL	5°
PNDB	RGP	THALES ZMAX	AERAT2775_42	NONE	ELEV	10°
PNDB	RGP	THALES ZMAX	ASH701945E_M	SCIS	ELEV	10°
RENN	RGP	LEICA RS500	LEIAT503	NONE	ELEV	10°
SABL	RGP	THALES ZMAX	LEIAT504	NONE	AZEL	5°
THOR	RGP	LEICA RS500	LEIAT503	LEIC	ELEV	10°
ANGL	Teria	ASHTECH UZ12	ASH701945E_M	SNOW	ELEV	10°
BMHG	Teria	ASHTECH UZ12	ASH701945E_M	SNOW	ELEV	10°
CAEN	Teria	ASHTECH UZ12	ASH701945E_M	SNOW	ELEV	10°
CARQ	Teria	ASHTECH UZ12	ASH701945E_M	SNOW	ELEV	10°
CHBR	Teria	ASHTECH UZ12	ASH701945E_M	SNOW	ELEV	10°
CHPH	Teria	ASHTECH UZ12	ASH701945E_M	SNOW	ELEV	10°
COUT	Teria	ASHTECH UZ12	ASH701945E_M	SNOW	ELEV	10°
DIPL	Teria	ASHTECH UZ12	ASH701945B_M	SNOW	ELEV	10°
EPRN	Teria	ASHTECH UZ12	ASH701945B_M	SNOW	ELEV	10°
FAVI	Teria	TRIMBLE NETRS	TRM41249.00	TZGD	ELEV	10°
GORN	Teria	ASHTECH UZ12	ASH701945E_M	SNOW	ELEV	10°
ILBO	Teria	ASHTECH UZ12	ASH701945E_M	SNOW	ELEV	10°

KONE	Teria	ASHTECH UZ12	ASH701945E_M	SNOW	ELEV	10°
LANN	Teria	ASHTECH UZ12	ASH701945B_M	SNOW	ELEV	10°
LBRD	Teria	ASHTECH UZ12	ASH701945B_M	SNOW	ELEV	10°
LENE	Teria	ASHTECH UZ12	ASH701945E_M	SNOW	ELEV	10°
LPPZ	Teria	ASHTECH UZ12	ASH701945B_M	SNOW	ELEV	10°
MACH	Teria	ASHTECH UZ12	ASH701945B_M	SNOW	ELEV	10°
MIMZ	Teria	ASHTECH UZ12	ASH701945E_M	SNOW	ELEV	10°
MORN	Teria	ASHTECH UZ12	ASH701945E_M	SNOW	ELEV	10°
PLEM	Teria	ASHTECH UZ12	ASH701945E_M	SNOW	ELEV	10°
ROYA	Teria	ASHTECH UZ12	ASH701945E_M	SNOW	ELEV	10°
SARZ	Teria	ASHTECH UZ12	ASH701945E_M	SNOW	ELEV	10°
SBLS	Teria	ASHTECH UZ12	ASH701945E_M	SNOW	ELEV	10°
SMLE	Teria	ASHTECH UZ12	ASH701945E_M	SNOW	ELEV	10°
STLO	Teria	ASHTECH UZ12	ASH701945E_M	SNOW	ELEV	10°
TREM	Teria	ASHTECH UZ12	ASH701945E_M	SNOW	ELEV	10°
VDOM	Teria	ASHTECH UZ12	ASH701945E_M	SNOW	ELEV	10°
YPOR	Teria	ASHTECH UZ12	ASH701945E_M	SNOW	ELEV	10°

Tableau III.1. Principales caractéristiques du matériel des stations utilisées pour évaluer les effets de la surcharge océanique dans l'Ouest de la France.

Le matériel (antennes, radômes et récepteurs) est différent pour chaque site. Après analyse, il s'avère qu'un bon nombre des stations est équipé de couples {antennes + radômes} ou d'antennes seules dont les corrections absolues de variations de centre de phase ne sont pas disponibles dans la dernière version du fichier igs05.atx délivré par l'IGS. Pour ces sites, le logiciel GAMIT utilise alors des corrections absolues calculées, obtenues à partir des variations relatives auxquelles les corrections absolues de l'antenne AOA Dorne-Margolin (AOAD/M_T, servant de référence pour les corrections relatives) ont été additionnées. En dépit de la qualité de ces corrections, la limitation de l'angle de coupure à 10° pose problème. En effet, les tests qui mettraient en œuvre l'angle de coupure ou des éléments qui en seraient dépendants, comme les fonctions de projection troposphériques, seraient compromis. Comme présenté dans la section I.1, les différences deviennent significatives (PCV, multitrajets, gradients) pour des angles faibles ($\sim < 10^\circ$).

Ainsi, dans le cadre de l'étude, le réseau local à l'Ouest de la France est divisé en deux. D'une part les stations bénéficiant de corrections absolues calculées à partir de corrections relatives (réseau ELEV), et d'autre part, celles bénéficiant de corrections absolues observées et estimées en laboratoire (réseau AZEL). Ce réseau est utilisé pour réaliser des tests sur les produits troposphériques. Les deux réseaux sont distingués sur la figure III.2. Il est à noter que la grande majorité des stations du réseau ELEV sont les dernières installées dans l'Ouest. Il s'agit par exemple de stations dont les antennes réceptionnent les signaux de GLONASS ou bien de stations avec radômes et qui forment avec l'antenne un couple non encore observé. Dans de nombreux cas pourtant, ces antennes, sans radômes, possèdent des corrections absolues calculées. Il serait donc intéressant dans le cadre des utilisations scientifiques des stations des réseaux français que les corrections absolues soient le plus vite possible rendues accessibles ou bien que les radômes soient retirés des antennes. Néanmoins, on ne peut que privilégier la seconde solution du fait que l'IGS recommande de ne pas utiliser

de radômes dès lors que les conditions météorologiques du site ne l'imposent pas. En effet, un radôme entraîne des corrections supplémentaires qui ajoutent de l'incertitude à la détermination des corrections du couple {antenne + radôme}. Même si les corrections absolues d'une antenne seule, déterminées de manière extrêmement rigoureuse dans un laboratoire permettent une bonne estimation de ces corrections, il ne faut pas oublier que ces corrections peuvent évoluer suivant l'environnement naturel de l'antenne (dispersion, dilatation des ondes, R.W. King, communication personnelle). Par conséquent, l'ajout d'un radôme peut devenir un élément perturbateur.

III.1.2. Paramétrage des calculs GPS

Le positionnement GPS est réalisé en mode statique et avec formation de doubles différences. La durée des sessions est de 2h et une estimation est réalisée toutes les heures. Le choix de 2h pour la durée des sessions fait référence aux travaux de Vergnolle et al. (2008) où cette durée s'est avérée être suffisamment courte pour que l'erreur formelle estimée par GAMIT soit toujours inférieure aux estimations des paramètres du traitement GPS. Sous l'hypothèse que les effets de marée sont négligeables durant la durée de la session GPS (Melachroinos et al., 2008), les résultats horaires sont directement mis en entrée de t-tide (Leffler et Jay, 2008 ; cf. Annexe B) pour estimer les paramètres des ondes de marée. Les paramètres du traitement GPS retenus sont résumés dans le tableau III.2 et les choix pour le rattachement à l'ITRF sont justifiés dans la section III.2.

Paramètres	Réseau AZEL	Réseau ELEV
Logiciel / sessions	GAMIT-GlobK/fenêtre de 2h glissée toutes les heures	
Orbites / EOP's	Fixées (données IGS finales)	
Rattachement	Régional (européen) à l'ITRF2005 Données ITRF2005 corrigées de la surcharge océanique (CE) Stations européennes IGS-core 3 translations	
Troposphère	1 par session (2h) Pas de gradient / A priori VZHD+VMF1	
Surcharges appliquées	Océanique: NON Atmosphérique : OUI (Tregoning et Van Dam, 2005) Hydrologique : NON	
PCV	Absolues En azimut et élévation	Dérivées de valeurs relatives En élévation seulement
Cutoff	5°	10°
Durée traitée max.	1,5 ans	6 ans
Nombre de stations	48	12

Tableau III.2. Caractéristiques des paramètres de traitement des réseaux AZEL et ELEV.

III.1.3. Ondes de surcharge étudiées

Au sein d'une même espèce (semi-diurne, diurne...), les différentes ondes ont des périodes très proches (cf. section I.2). Leur séparation lors de leur estimation est fonction de la période couverte par les données échantillonnées. Le critère de Rayleigh permet de prévoir la période de données nécessaires T_d pour séparer l'estimation de deux ondes de fréquences respectives f_1 et f_2 . Ce critère est défini par :

$$|f_1 - f_2| < \frac{1}{T_d} \quad (\text{III.1})$$

Le tableau III.3 liste les durées nécessaires pour séparer les ondes formant les ondes principales des espèces semi-diurnes, diurnes et mensuelles.

Onde 1	Onde 2	Période minimale T_d (jours)
K2	M2	13,7
K2	S2	182,6
K2	N2	9,1
Q1	K1	9,1
Q1	O1	27,6
Q1	P1	9,6
Mm	Mf	182,6

Tableau III.3. Période minimale requises pour séparer les ondes principales semi-diurnes, diurnes et mensuelles en jours.

Sachant que la durée d'observation minimum disponible dans l'Ouest est de 9 mois environ (~270 jours ; pour les dernières stations TERIA apparut en mars 2008), il apparaît que toutes les ondes semi-diurnes, diurnes et mensuelles peuvent être séparées. Ceci n'avait pas été réalisable dans les études précédentes. Elles s'étaient limitées à M2, S2, N2 et K1 pour Melachroinos et al. (2008) et à M2, S2, N2, K1, O1 et Q1 pour Vergnolle et al. (2008) en raison de la durée des observations qui n'était que d'une centaine de jours environ. Les ondes Ssa et Sa, de périodes respectives de ~365 jours et de ~180 jours, ne seront estimées qu'avec les stations du réseau AZEL car leurs données couvrent plusieurs années (sauf pour GNS1 et JSY1).

Pour chaque réseau, les comparaisons avec le modèle FES2004 sont réalisées au niveau des amplitudes et des déphasages par rapport à Greenwich. Des comparaisons site par site et onde par onde sont calculées. A cet effet, des cartes présentant les écarts d'amplitude et de phase ainsi que leurs statistiques sont disponibles dans l'annexe C. Aussi, un résultat de RMS regroupant toutes les stations i du réseau pour une onde j est calculé à l'aide de l'équation suivante :

$$RMS_j = \left[\frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N \left(A_{i,GPS} \cdot \cos(\Phi_{i,GPS}) - A_{i,FES2004} \cdot \cos(\Phi_{i,FES2004}) \right)^2 \right]^{0.5} \quad (\text{III.2})$$

avec :

- $A_{i,GPS}$ et $\Phi_{i,GPS}$ l'amplitude et le déphasage de l'onde estimés par t-tide à partir des séries temporelles de positions GPS à la station i
- $A_{i,FES2004}$ et $\Phi_{i,FES2004}$ l'amplitude et le déphasage de l'onde d'après le modèle FES2004 à la station i

III.1.4. Options de calculs pour l'estimation des ondes de marée par t-tide

Afin d'optimiser l'estimation des paramètres de surcharge avec t-tide, une étude préalable du comportement des résidus issus de ces estimations est réalisée en différents sites. Elle est réalisée sur la composante de hauteur aux sites de Lampaul-Plouarzel (LPPZ), Angles (ANGL), Fécamp (YPOR) et Sablé-sur-Sarthe (SBLS), quatre lieux où les amplitudes des marées sont représentatives des amplitudes des déplacements dans l'Ouest (de l'ordre de 5-10 cm à Brest et 2-4 cm au Mans).

Les résidus estimés par t-tide pour chacun des quatre sites sont présentés sur la figure III.4. Même si la qualité d'un site peut influencer la répartition des résidus, ces résidus suivent une répartition gaussienne dans les 4 cas. Néanmoins, les spectres des séries des résidus révèlent de faibles fréquences mal modélisées, notamment au voisinage des ondes semi-diurnes et quart-diurnes. La figure III.5 montre les spectres des résidus de hauteur pour les courtes périodes et pour les quatre sites. Les sites ANGL et SBLS présentent des amplitudes significatives par rapport au niveau de bruit du spectre, indiquant que les résidus n'ont pas un comportement purement blanc. Il est donc préférable de prendre en compte ce problème lors de l'estimation des paramètres et de leurs incertitudes par t-tide. Parmi les solutions offertes par ce programme, la méthode de bootstrapping peut être utilisée en choisissant un comportement blanc des résidus (« white-boot ») ou bien un comportement coloré (« Colored-boot »). Avec la première méthode, les incertitudes sont estimées à l'aide de la moyenne de l'ensemble du spectre des résidus tandis qu'avec la deuxième les incertitudes estimées d'une onde dépendent de l'intervalle de fréquence dans lequel cette onde se situe (cf. Annexe B). Les incertitudes de ces paramètres sont fonctions de la moyenne du spectre dans cet intervalle précis. Il s'agit de tenir compte du niveau de bruit du spectre qui est fonction de la fréquence. Compte tenu des spectres des quatre sites sur la figure III.5, il est nécessaire d'opter pour une méthode de bootstrapping « coloré ».

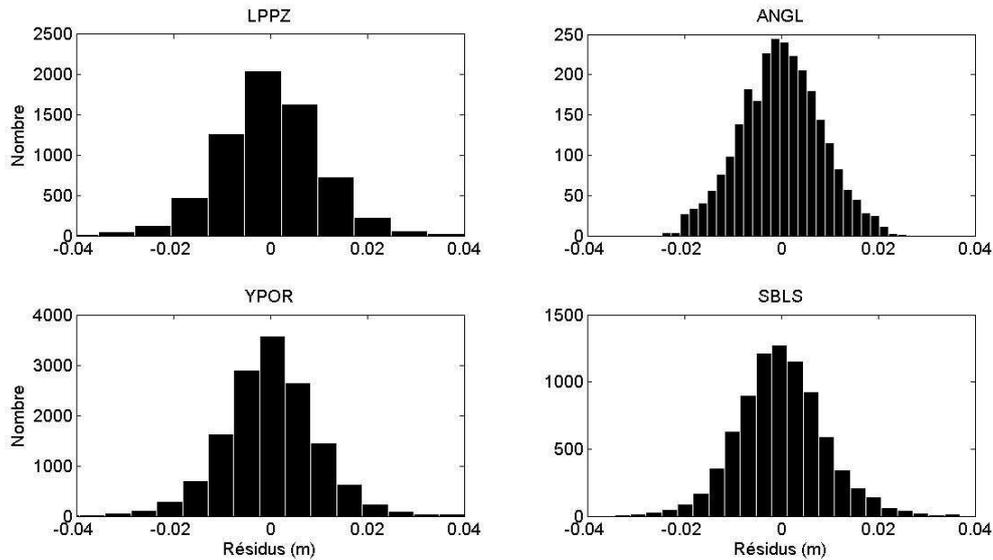


Figure III.4. Répartition des résidus de t-tide en mètres pour les composantes de hauteur des sites LPPZ, ANGL, YPOR et SBLS.

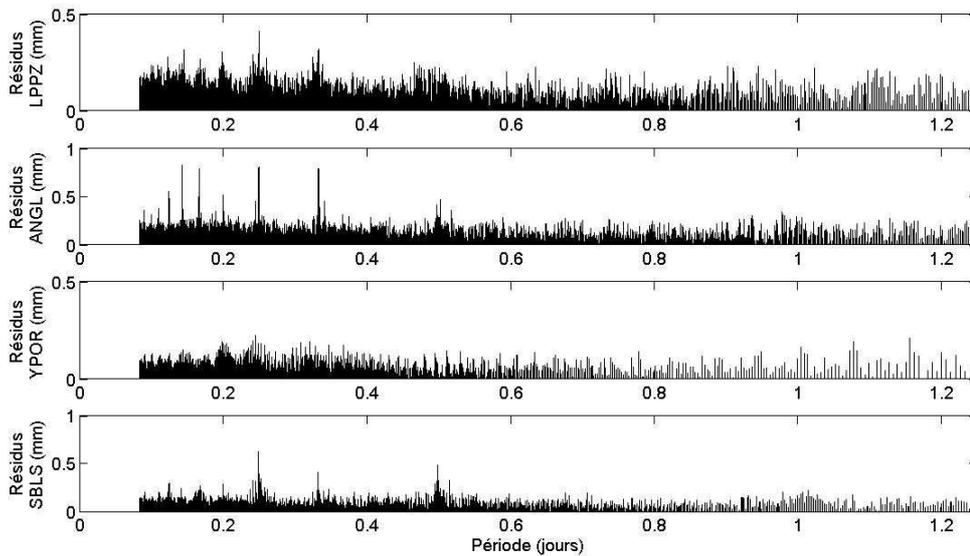


Figure III.5. Spectres d'amplitude des résidus t-tide en mm pour les composantes de hauteur des sites LPPZ, ANGL, YPOR, SBLS.

Une estimation par moindres carrés idéale accorde moins de poids à une observation dont le résidu est élevé. Si la pondération est correctement réalisée, les résidus pondérés ont une répartition uniforme car la courbe du poids en fonction des résidus est corrélée avec leur répartition. Aussi, comme les incertitudes issues de GAMIT ne sont pas utilisées dans t-tide et que les résidus des estimations de t-tide suivent une répartition gaussienne, il est nécessaire d'utiliser une fonction de pondération adaptée. Trois méthodes sont comparées :

- Welsch de type : e^{-v^2}
- Cauchy de type : $\frac{1}{1+v^2}$
- Fair de type : $\frac{1}{1+|v|}$

avec ν un résidu. Les résultats de la répartition des résidus pondérés sont présentés site par site sur la figure III.6. Les pondérations de type Cauchy et Welsch sont équivalentes. Dans les deux cas, les fonctions de répartition des résidus pondérés sont proches d'une répartition uniforme. A contrario, la pondération de type Fair accentue le caractère bimodal des distributions en privilégiant les faibles résidus, ce qui entraîne un déséquilibre dans le choix des observations servant à l'estimation par moindres carrés. Les pondérations de Cauchy et Welsch sont donc appropriées aux données des quatre sites et par défaut, une pondération de type Cauchy est retenue pour le traitement de l'ensemble des sites. De plus, en dépit de l'allure spécifique des périodogrammes des résidus (surtout pour ANGL), la figure III.7 montre que la distribution des poids attribués aux résidus est indépendante du site considéré lorsqu'une pondération de type Cauchy est utilisée. Cela indique que la qualité de la pondération des observations pour l'estimation des ondes de surcharge est uniforme géographiquement.

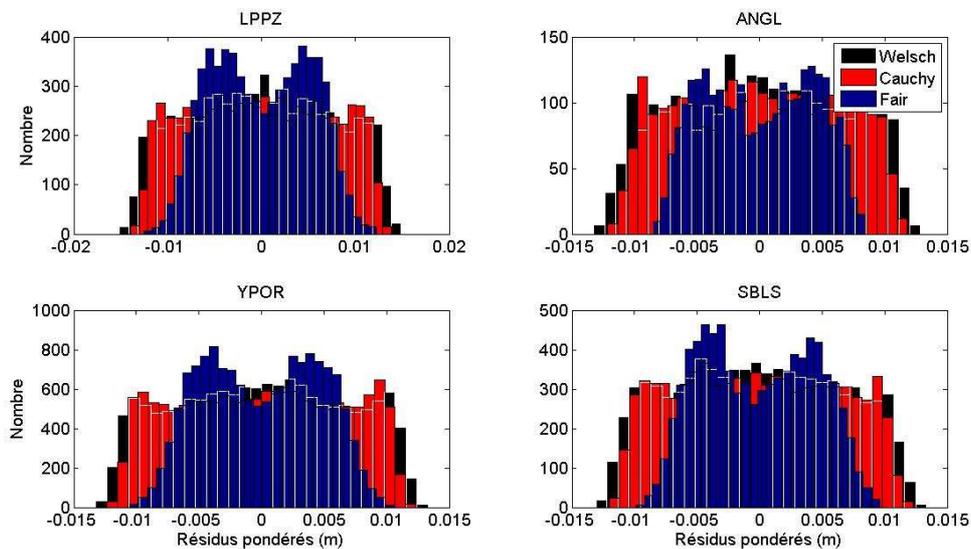


Figure III.6. Répartition des résidus pondérés suivant les pondérations de type Welsch, Cauchy et Fair pour les sites LPPZ, ANGL, YPOR et SBLS.

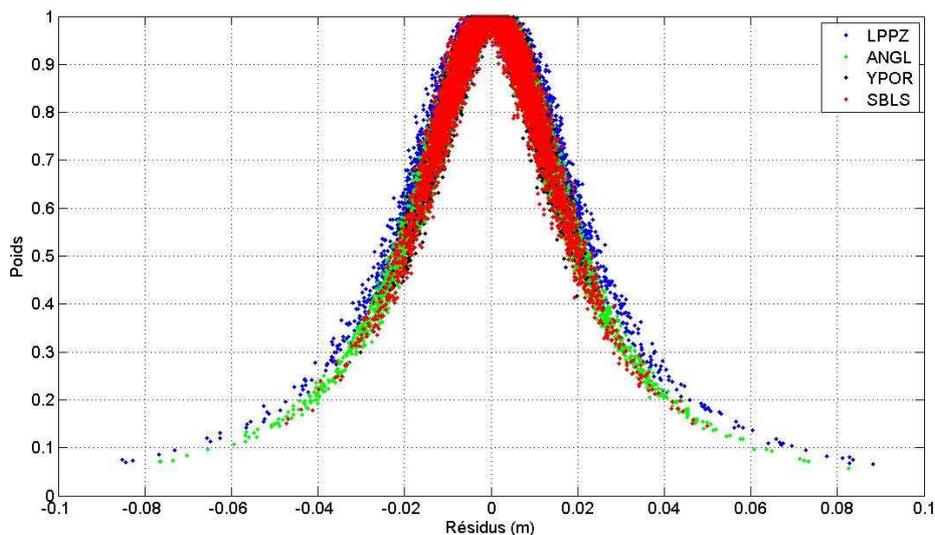


Figure III.7. Poids suivant la pondération de type Cauchy en fonction des résidus pour les sites LPPZ, ANGL, YPOR et SBLS.

III.2. Discussions à propos du rattachement à l'ITRF

Cette section a pour objectif de justifier les choix du rattachement à l'ITRF2005 décrit dans le tableau III.2. Ce rattachement est régional, basé sur un processus à contraintes généralisées avec 3 translations et les positions ITRF2005 des sites de rattachement IGS corrigées du modèle de surcharge océanique et pondérées uniformément (aux écarts-types estimés par GAMIT près).

III.2.1. Nécessité du rattachement à l'ITRF2005

Le réseau est rattaché à l'ITRF2005 (Altamimi et al., 2007) afin d'exprimer le positionnement dans un repère unique et d'éviter que chaque estimation (ici toutes les heures) des paramètres de position ne soit valable que dans son repère propre. Il s'agit dans ce cas d'un repère quasi-instantané. Les dernières réalisations de l'IGS sont exprimées dans l'IGS05 puis alignées à l'ITRF2005. La nécessité de rattacher l'ensemble des données à l'ITRF2005 se justifie pour réduire les effets de réseau et les incertitudes et biais de mesure qui peuvent modifier dans le temps l'orientation et la position d'origine du repère quasi-instantané (repère défini sur une session d'observation).

Il est important de rappeler que Altamimi et al. (2007) ont contraint l'origine de l'ITRF2005 avec les données SLR car elles sont sensibles à la position du centre des masses (CM) de la Terre. A l'aide de contraintes internes supposant que les positions et vitesses du réseau SLR ont des tendances nulles, le centre de l'ITRF2005 correspond (en l'absence de pondération spécifique aux données) au barycentre des CM quasi-instantanés (Collilieux, 2008). Les paramètres de translation calculés pour la détermination de l'ITRF2005 possèdent une composante cyclique d'une période de un an et d'une amplitude de l'ordre de 2 mm, ce qui traduit les mouvements du géocentre causés par les effets de charge et de surcharge non modélisés dans les équations d'observations SLR (par exemple les effets de surcharge atmosphérique et de surcharge hydrologique, les effets des courants océaniques). Collilieux (2008) montre que la série temporelle représentative de la somme de ces effets est cohérente avec le mouvement apparent du géocentre observé par les séries temporelles de translation de l'ITRF2005. Ainsi, il devient de plus en plus nécessaire de bénéficier de bons modèles de surcharge. A terme, cela permet d'affiner la détermination du centre de l'ITRF dont le mouvement doit être dépourvu de mouvement résiduel et de réduire par la même occasion les composantes annuelles des séries temporelles des positions des stations. Ces constats indiquent qu'il est donc nécessaire de réaliser le rattachement à l'ITRF avec un maximum de corrections d'effets de surcharge afin de faire tendre les séries temporelles des paramètres de transformations vers des séries dépourvues de signal résiduel de surcharge. Cela justifie l'intérêt de réaliser le traitement de la surcharge océanique avec des données corrigées des effets de surcharge atmosphérique.

III.2.2. Implication des mouvements du géocentre liés à la surcharge océanique

A cause des effets de surcharge océanique le centre du système {Terre + Océan} est soumis à des mouvements cycliques vis-à-vis du centre de figure (CF) de la Terre. Les coefficients paramétriques du mouvement du géocentre pour le modèle FES2004 sont disponibles sur la page Internet www.oso.chalmers.se/~loading. La figure III.8 présente la série temporelle pour le modèle FES2004 comprenant les 11 composantes principales de surcharge. D'un point de vue général, l'amplitude est de l'ordre de 5 mm dans chaque direction (X, Y et Z).

Le CF correspond au barycentre de la surface terrestre, océans compris. Il n'est pas accessible via les techniques de géodésie spatiale mais il est approché avec le centre de l'ITRF : ce point approché est le CE (Center of Earth). Même si les effets de surcharge océanique sont mal modélisés au niveau des observations, le centre de l'ITRF est (à une matrice de pondération près) au barycentre du volume dans lequel évolue le centre du système {Terre + Océan}. Ainsi, toute série temporelle (corrigée ou non de la surcharge océanique) rattachées à l'ITRF se réfère au CE.

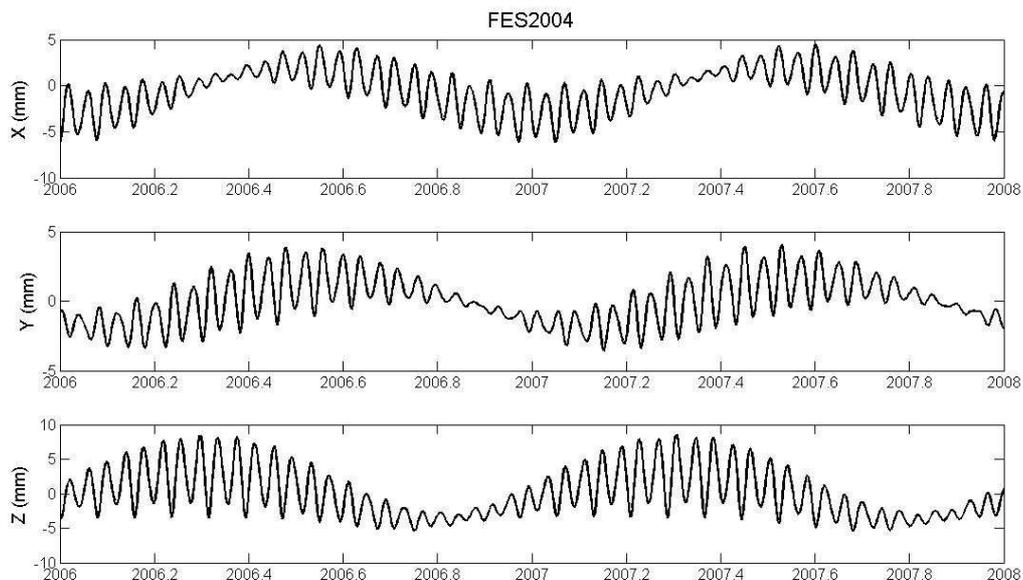


Figure III.8. Mouvements du géocentre causés par les effets de surcharge océanique d'après le modèle FES2004.

Le logiciel GAMIT corrige les observations de la surcharge océanique avec des corrections exprimées par rapport au CM, ce qui est cohérent avec la situation dans laquelle les orbites sont estimées en même temps que les positions des stations. Dans ce cas, les estimations des orbites sont sensibles au centre de masse du système {Terre+Océan}. Mais Melachroinos et al. (2008) soulignent qu'une erreur de 1,5 mm en amplitude et 2° - 4° en phase peut affecter le modèle des mouvements du géocentre causés par la surcharge océanique. Cependant, cette erreur est réduite lors de la formation des simples différences (un satellite et deux récepteurs) des observations GPS car l'erreur est constante pour deux stations incluses dans un réseau

régional. Par définition de l'ITRF, les estimations des effets de surcharge seront comparées par rapport aux valeurs des modèles exprimées par rapport au CE.

III.2.3. Stratégie de rattachement

Un rattachement de type régional (ici européen) est utilisé pour les études présentées dans Melachroinos et al. (2008) et dans Vergnolle et al. (2008). Mais lors d'un test sur le rattachement, Vergnolle et al. (2008) ont réalisé une estimation des séries temporelles des stations locales en s'appuyant sur un jeu de stations IGS dont les coordonnées ITRF sont corrigées des effets de surcharge et contraintes *a priori* dans le calcul. Les paramètres d'ambiguïtés du réseau sont estimés tout en contraignant le réseau à l'ITRF. Cette stratégie repose sur l'hypothèse d'une excellente qualité des modèles de surcharge au lieu des sites IGS mais peut-on utiliser un modèle de surcharge dans une région tout en évaluant sa qualité au sein d'une autre zone de la même région ? Même si cette stratégie testée dans Vergnolle et al. (2008) a néanmoins été appliquée avec des contraintes détachables (~10-20 cm), utiliser directement les résultats des séries temporelles revient à appliquer des contraintes dites « finies » (car locales) aux différents sites d'un réseau géométriquement hétérogène.

Une autre option consiste à considérer un rattachement plus « souple » et de privilégier la cohérence régionale du modèle. Cette seconde stratégie revient à appliquer des contraintes dites « généralisées ». Ce principe revient à utiliser dans un premier temps la méthode décrite ci-dessus afin d'aider à résoudre les ambiguïtés entières. Puis, dans un second temps, les contraintes *a priori* sont relâchées totalement (100 m) afin de faire tendre la géométrie du réseau dans une configuration optimale (géométrie quasi-instantanée car propre à une session) avant de rattacher le réseau à l'ITRF par une transformation d'Helmert 3D. Le fait de relâcher les contraintes liées aux positions des stations permet de limiter l'impact local au profit d'une optimisation générale au réseau. Cette deuxième méthode est également utilisée dans Vergnolle et al. (2008), dans Melachroinos et al. (2008) et aussi pour notre étude. Le véritable problème lié à un tel type de rattachement régional est la nécessité ou non de devoir corriger les coordonnées ITRF2005 des sites IGS de la surcharge océanique pour le rattachement.

A chaque session, les sites IGS Européens subissent des effets de surcharge qui ne sont pas nécessairement centrés dans le temps. La figure III.9 montre la moyenne, sur l'ensemble des sites européens de rattachement, des effets de surcharge océanique d'après FES2004. Seules les 10 premières ondes principales sont additionnées car seule l'année 2007 est représentée. La couverture européenne de l'IGS n'est pas assez étendue en surface pour représenter un effet de surcharge moyen centré. Les composantes cycliques visibles sur les périodogrammes de la figure III.10 sont dues à la diversité des caractéristiques des ondes de marée à l'intérieur du périmètre européen. Les ondes semi-diurnes atteignent des amplitudes de 4-5 mm suivant la composante de hauteur et les ondes diurnes, des amplitudes de 2 mm. Les composantes planimétriques présentent aussi des ondes semi-diurnes et diurnes mais leurs amplitudes sont moindres et atteignent au maximum 1 mm.

L'enjeu pour le rattachement régional de l'étude est de s'affranchir de la présence de tout signal dans les séries des paramètres de transformation et correspondant à des ondes de surcharge océanique. Dans le cas contraire, les effets de surcharges locaux (aux sites ne

servant pas au rattachement) se verraient réduits ou augmentés en fonction du signe du signal de surcharge moyen aux sites de rattachement. Il est donc nécessaire de corriger les coordonnées des sites IGS de la surcharge océanique.

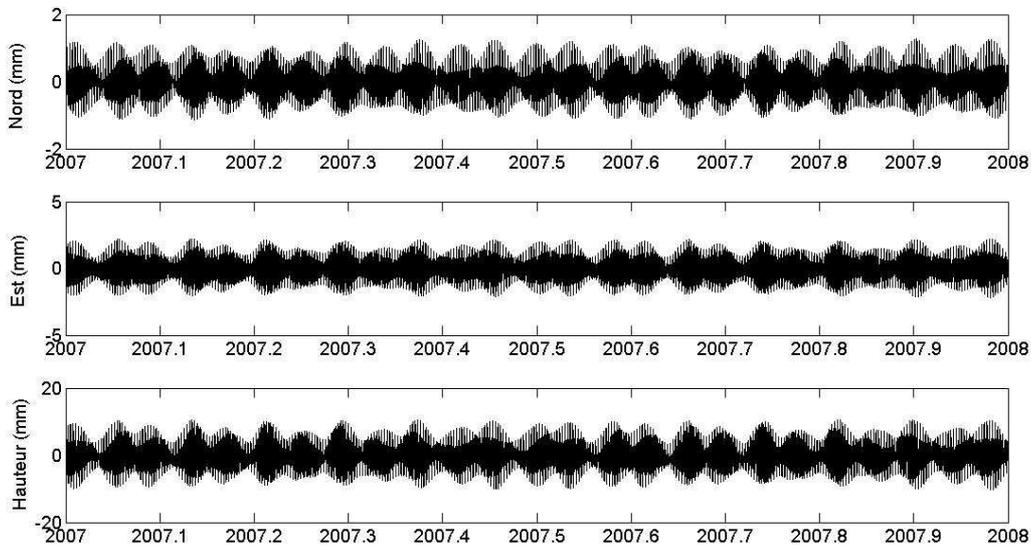


Figure III.9. Moyennes des effets de surcharge océanique sur l'ensemble des sites IGS européens de rattachement, d'après le modèle FES2004.

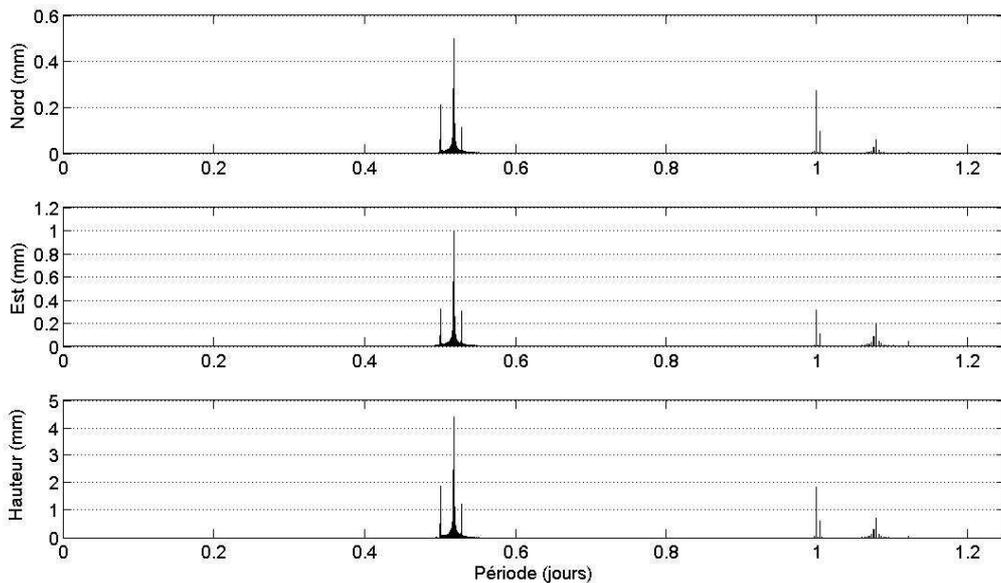


Figure III.10. Périodogrammes en mm des moyennes des effets de surcharge océanique sur l'ensemble des sites IGS européens de rattachement, d'après le modèle FES2004.

III.2.4. Rattachement régional : impact de la pondération des hauteurs

Comme les hauteurs déterminées par GPS sont moins bien déterminées que les composantes horizontales, la procédure « standard » du rattachement d'un réseau à un système de référence consiste à diminuer le poids des hauteurs dans la détermination des paramètres de transformation. Le logiciel GlobK (Herring et al., 2006b) propose de diviser le

poids de la variance de ces hauteurs par 10. Deux cas sont étudiés, avec ou sans pondération, afin d'évaluer l'impact sur l'estimation des paramètres de rattachement. Dans le deuxième cas, la matrice de poids est construite à partir des écarts-types originaux estimés par GAMIT.

L'objectif est de retenir le bon procédé permettant de réduire au mieux les effets de surcharge moyens au réseau dans les spectres des paramètres de transformation. L'idée développée est de comparer le différentiel des spectres des paramètres de transformation obtenus avec et sans application du modèle de surcharge aux sites de rattachement avec le spectre des effets de surcharge moyen au réseau de rattachement. Les comparaisons sont faites au niveau des ondes M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1 et Q1 et dans les deux cas de pondération des hauteurs.

Les rattachements sont réalisés avec 3 translations uniquement. Les écarts en termes d'amplitude et de phase du différentiel de translation (rattachement à l'ITRF2005 corrigé des OTL - rattachement à l'ITRF2005 non corrigé des OTL) (OTL ; Ocean Tide Loading) avec les amplitudes et phases de la moyenne régionale des effets de surcharge sont présentés dans le tableau III.4.

Pour la composante Nord, que la pondération soit utilisée ou non, les ondes semi-diurnes sont différentes de celles de la moyenne du modèle en Europe. Il apparaît qu'une partie du signal semi-diurne est sous-estimée alors que la partie du signal diurne est surestimée : les amplitudes des ondes M2 et S2 se retrouvent aux fréquences des ondes diurnes telles que O1 et P1. Néanmoins la puissance du signal reconstruit est sensiblement proche de celle du signal original du fait que les amplitudes théoriques sont en-deçà du millimètre. Ce manque de cohérence peut être dû partiellement à la composante de hauteur des sites GPS. En effet, pour cette dernière les écarts constatés sont certes à l'échelle du millimètre mais ils sont du même ordre de grandeur et de même signe que ceux pour la composante Nord (surtout pour les ondes semi-diurnes). Or, ces deux composantes sont, en Europe et d'un point de vue géocentrique, déterminée pour moitié par la composante X et pour l'autre moitié par la composante Z. Quoi qu'il en soit, ne pas pondérer permet de réduire nettement les écarts d'amplitude de la composante de hauteur avec la moyenne du modèle. Pour les ondes de la composante Est, la cohérence est, en l'absence de pondération, aussi bonne pour les ondes diurnes que pour les ondes semi-diurnes.

L'accord avec les phases de la moyenne du modèle est nettement augmenté lorsqu'aucune pondération n'est appliquée. Cela est visible pour la composante de hauteur où les phases sont cohérentes à 10° près ou moins sauf pour l'onde Q1 (mais cette dernière a une amplitude négligeable). Pour les autres composantes, les phases estimées sans pondération sont en général un peu plus cohérentes qu'avec pondération, surtout pour la composante Est. Les cas les moins cohérents correspondent à des ondes de faible amplitude. Globalement, les phases sont au maximum à 20° près pour des ondes d'amplitudes supérieures à 0,5 mm.

Les résultats montrent que pour un réseau régional, comme à l'échelle de l'Europe, il n'est pas souhaitable de dépendre la contribution des hauteurs estimées par GPS pour la détermination des paramètres de transformation. En effet, les axes géocentriques sont alors mal représentés et le cas idéal serait de bénéficier d'un réseau réparti sphériquement autour du centre du trièdre formé par X, Y et Z. Ici, dépendre des hauteurs revient à sous-estimer les translations suivant X et Z car, en première approximation, l'Europe est normale au plan XOZ et centrée à 45° de latitude Nord et 0° de longitude. Un cas idéal est de posséder une

répartition sphérique des sites, et si possible de manière uniforme. Or, les sites servant aux rattachements ne sont pas bien distribués de part de d'autre de l'Équateur terrestre. La grande majorité d'entre eux est située dans l'hémisphère Nord. Avec une telle répartition, dépendérer les hauteurs entraîne une mauvaise estimation de la translation le long de l'axe Z. Bien qu'une telle dépendération soit logique sur le plan de la qualité des estimateurs de position, elle peut dégrader une solution basée sur une géométrie purement euclidienne. Son emploi serait incontournable si les sites de rattachement étaient bien distribués à l'échelle globale.

Nord	M2	S2	N2	K2	K1	O1	P1	Q1
	Amplitudes (mm)							
Moyennes des OTL	0.6	0.2	0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1
Dépendération des hauteurs par $\sqrt{10}$	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.4	0.2	0.1	<0.1
Pas de dépendération	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.4	0.3	0.2	<0.1
	Phases (°)							
Moyennes des OTL	262.02	304.20	233.82	299.31	41.20	353.52	38.39	168.91
Dépendération des hauteurs par $\sqrt{10}$	81.89	80.63	64.32	67.01	92.63	56.80	90.15	42.40
Pas de dépendération	271.26	253.08	353.39	78.00	105.62	60.68	96.48	9.67

Est	M2	S2	N2	K2	K1	O1	P1	Q1
	Amplitudes (mm)							
Moyennes des OTL	1.3	0.3	0.3	<0.1	0.3	0.2	0.1	<0.1
Dépendération des hauteurs par $\sqrt{10}$	1.5	0.4	0.4	<0.1	0.4	0.3	0.2	<0.1
Pas de dépendération	1.5	0.4	0.4	<0.1	0.4	0.3	0.1	<0.1
	Phases (°)							
Moyennes des OTL	52.93	78.31	31.24	77.88	110.09	39.13	105.65	352.56
Dépendération des hauteurs par $\sqrt{10}$	70.23	103.59	48.22	106.34	120.06	63.35	121.76	7.86
Pas de dépendération	72.88	110.30	49.19	119.14	119.54	59.10	117.73	5.34

Hauteur	M2	S2	N2	K2	K1	O1	P1	Q1
	Amplitudes (mm)							
Moyennes des OTL	5.7	1.9	1.3	0.4	1.7	0.7	0.6	<0.1
Dépondération des hauteurs par $\sqrt{10}$	2.2	0.7	0.6	0.2	0.8	0.5	0.3	<0.1
Pas de dépondération	4.9	1.6	1.1	0.3	1.5	0.8	0.6	<0.1
	Phases (°)							
Moyennes des OTL	88.04	115.08	69.72	109.89	120.17	68.79	116.68	7.17
Dépondération des hauteurs par $\sqrt{10}$	102.02	128.52	86.74	128.66	122.42	90.22	123.92	86.74
Pas de dépondération	90.74	117.90	75.00	110.89	125.33	69.46	125.79	25.10

Tableau III.4. Amplitudes et phases contenues dans 1) le signal composé des valeurs moyennes des OTL d'après FES2004 sur l'ensemble des sites IGS servant au rattachement, 2) le signal composé de la différence entre un rattachement à l'ITRF2005 non corrigé des OTL et un rattachement à l'ITRF2005 corrigé des OTL, dans les deux cas avec dépondération des hauteurs et 3) le même signal que 2) mais avec pondération uniforme suivant les trois composantes.

Dans le cadre d'un réseau Européen, dépondérer les hauteurs revient donc à réduire les signaux contenus dans les séries temporelles des paramètres de translation. Ici, dans le cadre de la surcharge océanique, cela revient à introduire *a priori* une quantité résiduelle du signal de surcharge moyen des stations de rattachement au réseau tout entier. Pour la suite de l'étude, une pondération uniforme est donc utilisée pour limiter au maximum cet effet.

III.2.5. Impact du nombre de paramètres de transformation estimés

Précédemment, seules 3 translations ont été utilisées. Afin de vérifier l'impact du nombre de paramètres, différents cas résumés dans les tableaux III.5 et III.6 sont analysés sans dépondération des hauteurs. Le cas avec 2 rotations (RX et RZ) et 3 translations est examiné en raison de la localisation particulière du réseau Européen dans le trièdre géocentrique de l'ITRF.

Stratégie	TX (mm)	TY (mm)	TZ (mm)	RX (mas)	RY (mas)	RZ (mas)	Échelle (ppb)	RMS (mm)
3 translations	23.0	9.0	19.6					10.0
	+/-	+/-	+/-	-	-	-	-	+/-
	51.6	38.9	73.4					2.9
3 translations + facteur d'échelle	26.1	9.6	23.5				-0.8071	9.5
	+/-	+/-	+/-	-	-	-	+/-	+/-
	61.7	39.6	86.6				3.3105	2.6
3 translations + 3 rotations	17.3	14.9	23.0	-0.2112	-0.1040	-0.1924		9.4
	+/-	+/-	+/-	+/-	+/-	+/-	-	+/-
	54.9	47.1	78.2	0.7611	0.6683	0.5462		2.6
3 translations + 3 rotations + facteur d'échelle	20.4	15.6	27.5	-0.2206	-0.0987	-0.1996	-0.8782	8.8
	+/-	+/-	+/-	+/-	+/-	+/-	+/-	+/-
	63.8	47.8	89.9	0.7537	0.6647	0.5470	3.1714	2.2
3 translations + 2 rotations	17.2	11.9	23.5	-0.2204		-0.1576		9.5
	+/-	+/-	+/-	+/-	-	+/-	-	+/-
	55.1	42.8	78.0	0.7552		0.4978		1.9

Tableau III.5. Valeurs moyennes des paramètres de transformation suivant le nombre de paramètres estimés.

Stratégie	TX (mm)	TY (mm)	TZ (mm)	RX (mas)	RY (mas)	RZ (mas)	Échelle (ppb)
3 translations	2.2	2.2	2.2				
	+/-	+/-	+/-	-	-	-	-
	0.7	0.7	0.7				
3 translations + facteur d'échelle	5.0	2.3	6.2				1.2140
	+/-	+/-	+/-	-	-	-	+/-
	1.5	0.7	1.9				0.3702
3 translations + 3 rotations	8.2	11.5	7.1	0.3487	0.3455	0.2994	
	+/-	+/-	+/-	+/-	+/-	+/-	-
	2.7	4.1	2.4	0.1147	0.1198	0.1006	
3 translations + 3 rotations + facteur d'échelle	8.6	10.6	8.4	0.3214	0.3170	0.2750	1.0919
	+/-	+/-	+/-	+/-	+/-	+/-	+/-
	2.5	3.4	2.5	0.0962	0.0987	0.0838	0.3086
3 translations + 2 rotations	8.3	5.6	6.6	0.3450		0.2858	
	+/-	+/-	+/-	+/-	-	+/-	-
	2.6	1.9	2.2	0.1120		0.0960	

Tableau III.6. Valeurs moyennes des écarts-types des paramètres de transformation suivant le nombre de paramètres estimés.

Concernant les valeurs moyennes prises par les paramètres de rattachement, aucun cas de figure n'est *a priori* significativement meilleur que les autres. En effet, même si les valeurs moyennes prises par les translations changent suivant la présence d'autres paramètres estimés, les variations des paramètres restent du même ordre de grandeur dans chaque cas et les écarts-types des translations sont toujours de l'ordre de 5-9 cm. Néanmoins, l'augmentation du nombre de paramètres occasionne une légère augmentation des valeurs moyennes de TY et TZ et une diminution de celle de TX. Les valeurs des écarts-types des translations apparaissent importantes, mais elles sont fortement corrélées avec le poids accordé aux hauteurs estimées par GAMIT. Ici, aucune pondération particulière ne leur est accordée et avec une dépondération par un facteur $\sqrt{10}$, les RMS sont alors de l'ordre de 3,5 mm, ce qui est cohérent avec le facteur de dépondération appliqué.

Même si l'augmentation du nombre de paramètres n'influe pas sur l'évolution de la qualité du rattachement, elle a nécessairement un impact sur les écarts-types des paramètres de rattachement. Ce résultat est trivial du fait que le nombre de degrés de liberté du rattachement diminue. La dégradation systématique des écarts-types de TY dès lors que RY est estimé est propre à un réseau régional de type européen (du fait de sa position par rapport au repère géocentrique). En contrepartie, l'ajout d'un facteur d'échelle permet de réduire un peu ce phénomène. Ceci justifie le test où seules 2 rotations, RX et RZ, sont estimées en plus des translations. Dans ce cas, les écarts-types des 3 translations sont quasi-constants mais à des valeurs élevées du fait de l'augmentation du nombre de paramètres. Cette stratégie non conventionnelle à 5 paramètres réduit l'impact des rotations mais elle n'améliore pas la qualité du rattachement de manière significative. C'est pourquoi seules 3 translations sont estimées pour la suite de l'étude, comme recommandé dans Herring et al. (2006b).

En résumé, le choix du rattachement régional est basé sur un processus à contraintes généralisées avec 3 translations. Les positions des sites de rattachement sont pondérées uniformément (aux écarts-types estimés par GAMIT près) et elles sont corrigées de la surcharge océanique.

III.3. Observation de la surcharge et évaluation de FES2004

III.3.1. Amplitudes de FES2004 dans l'Ouest de la France

Les figures III.11 à III.14 présentent les amplitudes Nord, Est et de hauteur des 11 ondes principales du modèle FES2004. L'onde M2 se distingue dans le Finistère pour les composantes Nord et de hauteur, et dans la baie du Cotentin pour la composante Est. Ces tendances sont suivies par les autres ondes mais dans des proportions bien plus limitées. Les amplitudes de S2 sont environ d'un facteur 2 inférieures à celles de M2 (jusqu'à ~40 mm pour la hauteur) et les ondes N2 et K2 de facteurs respectifs 4 et 10. Les amplitudes des composantes planimétriques de K2 sont alors submillimétriques. L'onde diurne la plus forte est l'onde K1 avec un maximum d'environ 4 mm pour la hauteur mais ses composantes planimétriques sont submillimétriques. Parmi les autres ondes, seules P1 et Q1 présentent des amplitudes supérieures à 1 mm sur la hauteur.

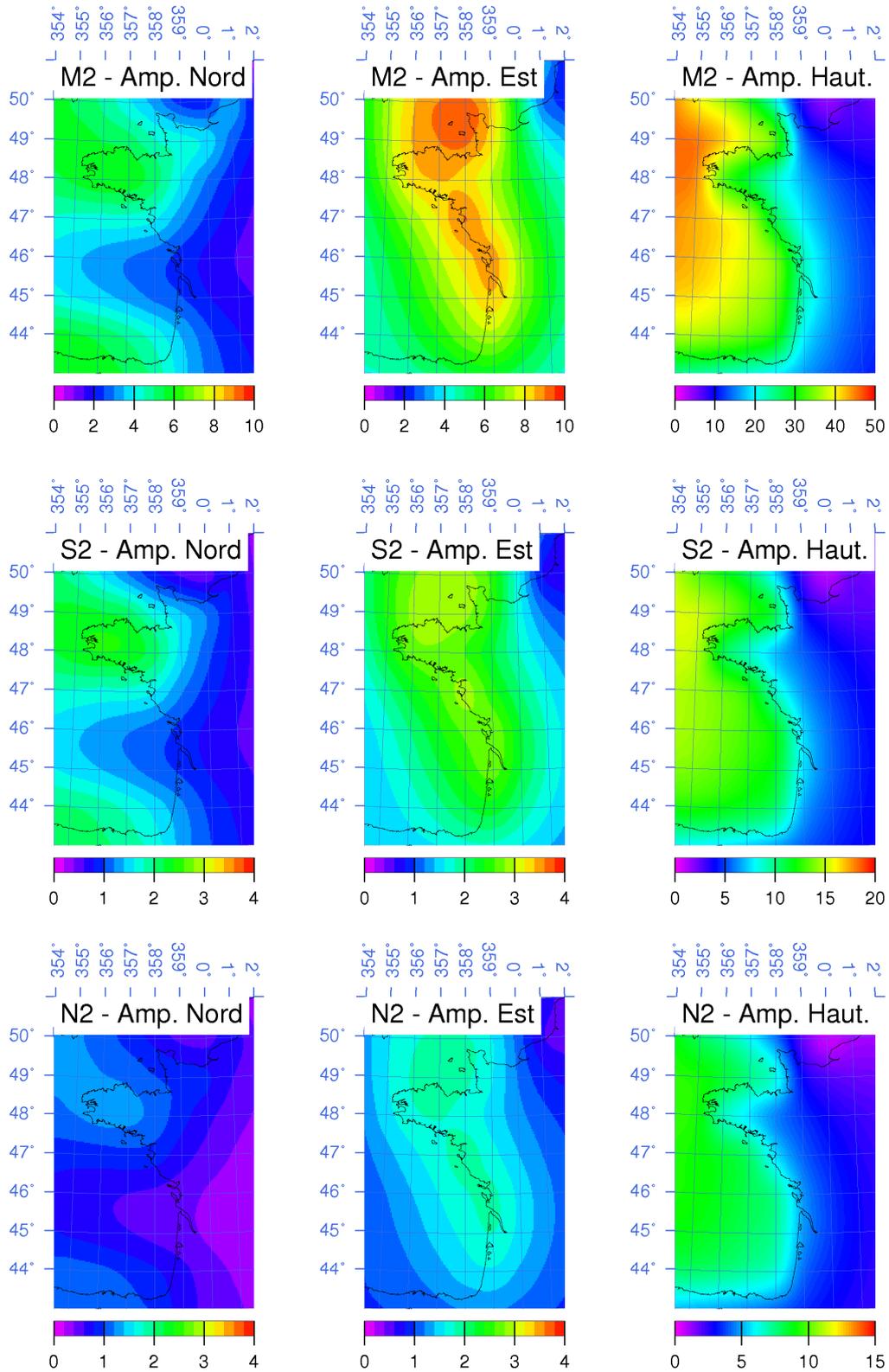


Figure III.11. Amplitudes Nord, Est et de hauteur en mm des ondes M2, S2 et N2 d'après FES2004.

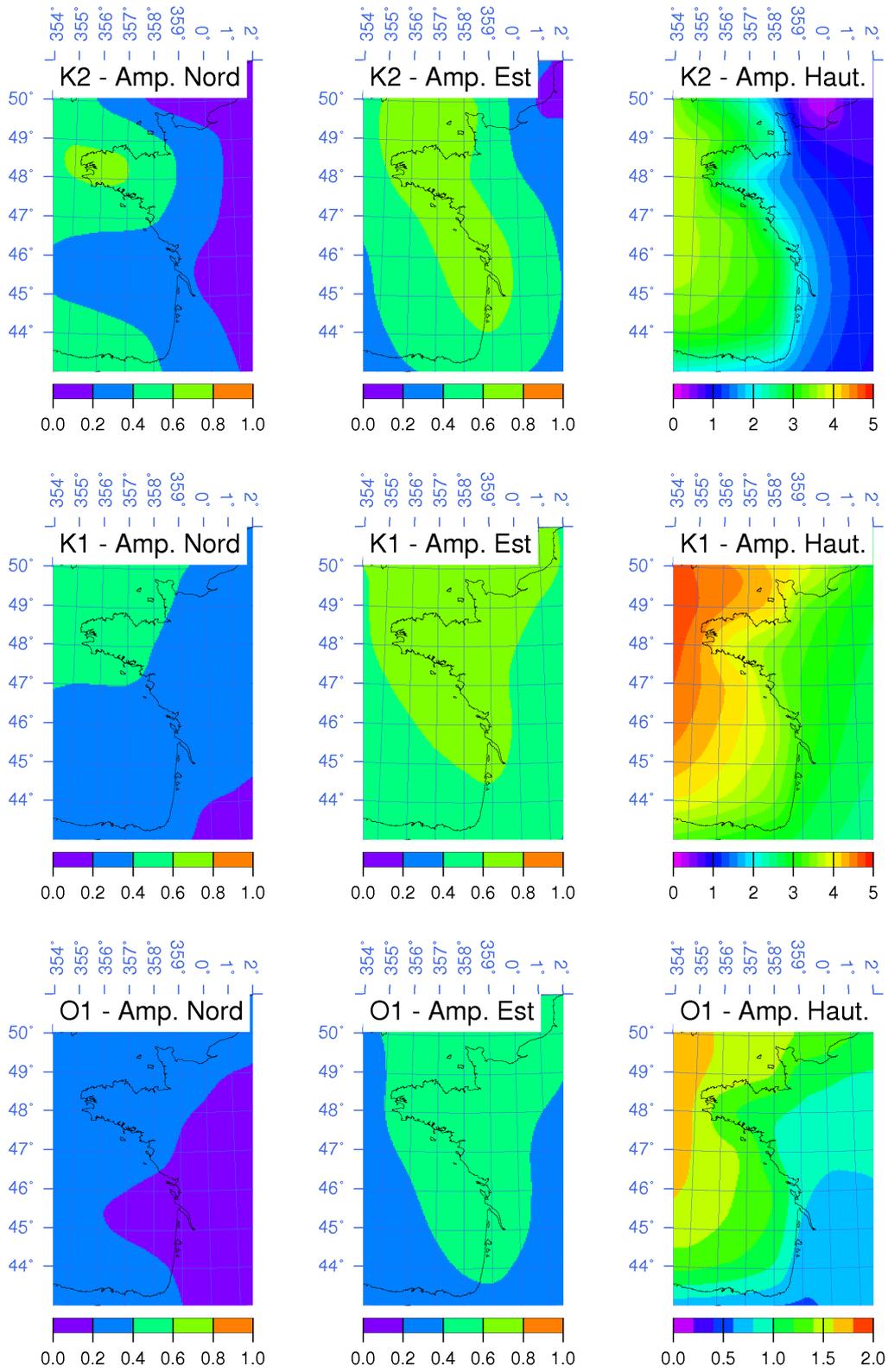


Figure III.12. Amplitudes Nord, Est et de hauteur en mm des ondes K2, K1 et O1 d'après FES2004.

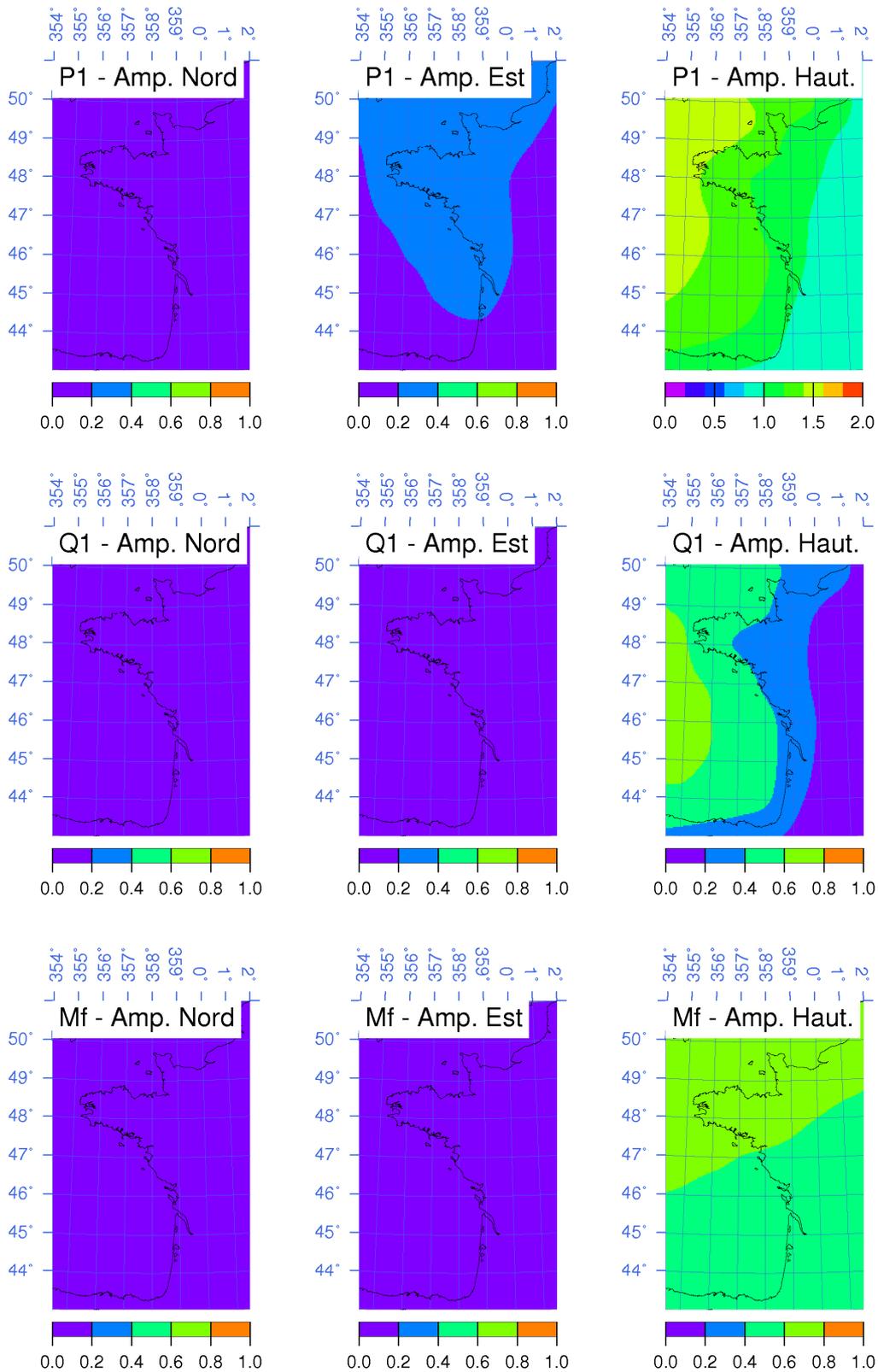


Figure III.13. Amplitudes Nord, Est et de hauteur en mm des ondes P1, Q1 et Mf d'après FES2004.

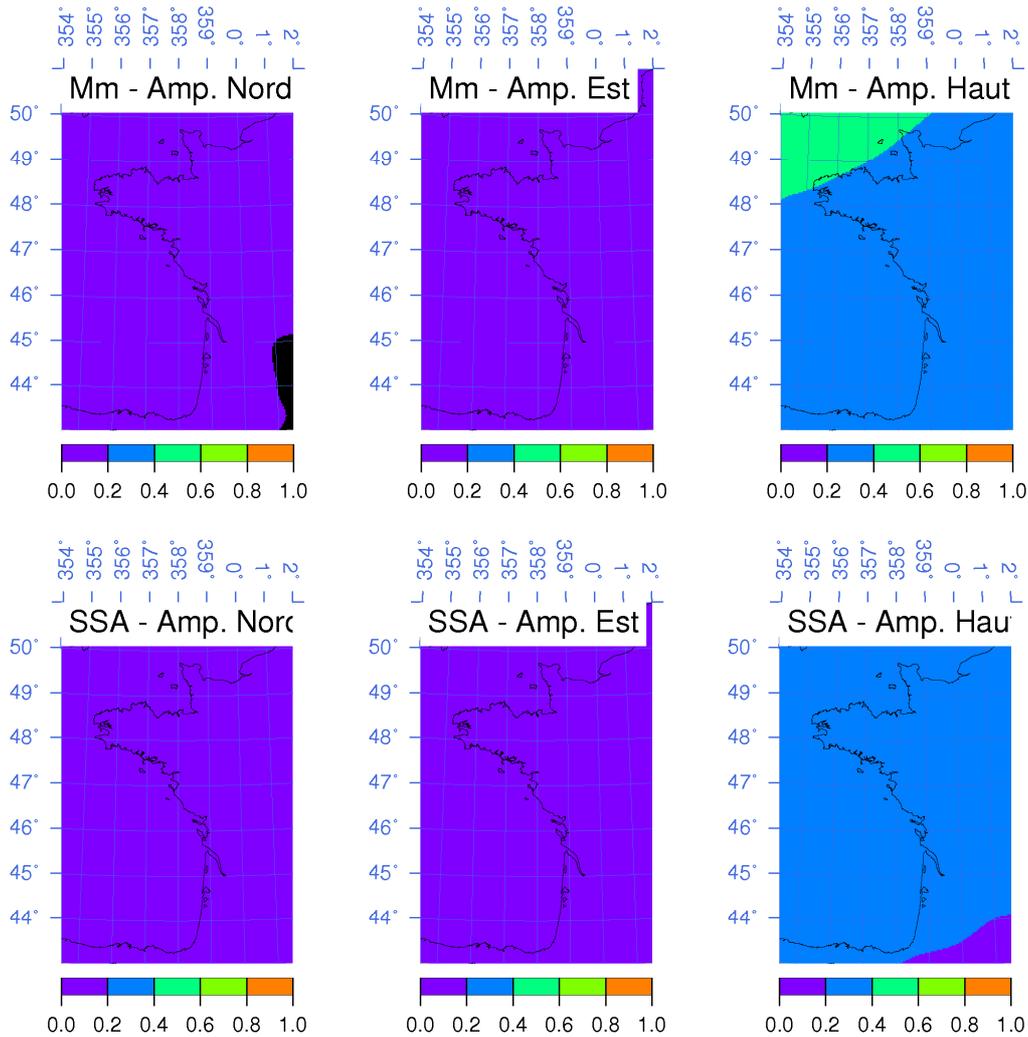


Figure III.14. Amplitudes Nord, Est et de hauteur en mm des ondes Mm et Ssa d'après FES2004. Les zones en noir sont causées par des valeurs nulles.

La précision typique des séries temporelles de stations GPS est de 1-3 mm sur les composantes planimétriques et 3-5 mm sur la hauteur. En première approximation, seules les amplitudes des ondes semi-diurnes M2, S2, N2 et K2 et les ondes diurnes K1, O1 et P1 pour la composante de hauteur sont susceptibles d'être détectées par GPS dans cette région. Il s'agit en effet des seules ondes aux amplitudes de plusieurs millimètres. Pour les composantes planimétriques, seules les ondes semi-diurnes M2, S2 et N2 semblent détectables. Néanmoins, sous l'hypothèse que les observations GPS sont corrigées d'un maximum de phénomènes périodiques, cette précision est alors dominée par un bruit blanc gaussien (Tregoning et Watson, 2009). Dans ce cas, estimer un signal d'une amplitude plus faible que l'incertitude des séries temporelles devient possible.

III.3.2. RMS et analyse spectrale des paramètres de transformation

La figure III.15 présente les RMS onde par onde des écarts entre les estimations GPS et FES2004 calculés avec toutes les stations du réseau ELEV et l'équation III.2.

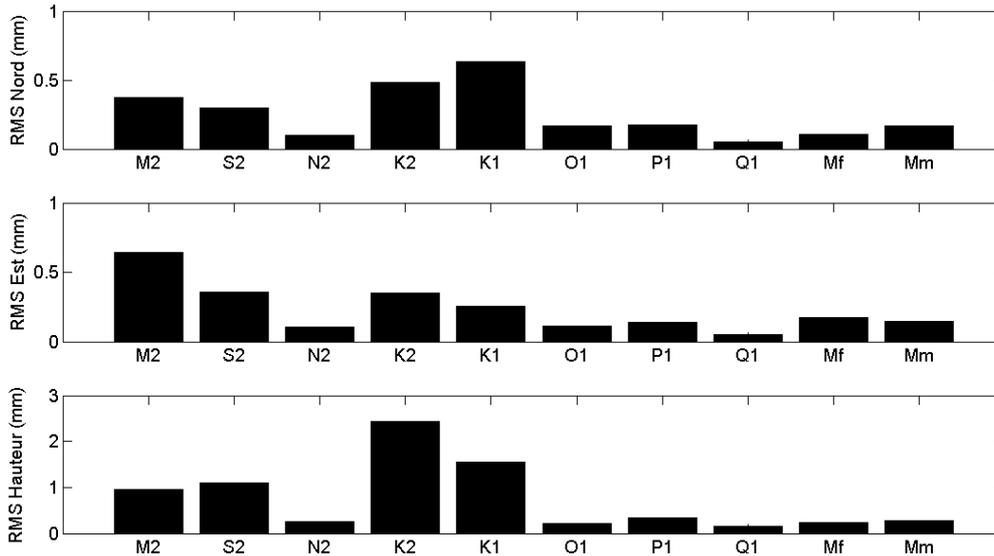


Figure III.15. RMS des écarts entre les estimations GPS et FES2004 en mm calculés avec l'ensemble des stations du réseau ELEV pour chacune des 11 ondes principales de FES2004.

Les RMS des ondes diurnes et mensuelles montrent une cohérence du modèle FES2004 avec les observations. Excepté K1, les écarts sont en effet de 0,1 à 0,3 mm. Pour les ondes semi-diurnes, les écarts de FES2004 avec les résultats sont très faibles pour l'onde N2, quelques dixièmes de millimètres, mais plus élevés pour M2, S2 et surtout K2. La composante de hauteur présente des écarts de 1 mm pour M2 et S2 alors que suivant les composantes planimétriques, les RMS de M2 sont plus importants que ceux de S2. D'une manière générale, les écarts les plus importants concernent les ondes M2, S2, K2 et K1, et ce suivant les 3 composantes. Pour K1, les écarts avec le modèle FES2004 sont de 0,7 mm pour la composante Nord et près de 1,5 mm pour la composante de hauteur mais seulement de 0,3 mm pour la composante Est. Pour l'onde K2 les plus grands écarts sont de 2,5 mm environ pour la composante de hauteur, et sont de 0,5 mm et 0,4 mm pour les composantes Nord et Est, respectivement. Les résultats pour les ondes K1 et K2 sont liés partiellement au rattachement à l'ITRF2005. En effet, même si celui-ci est effectué en corrigeant les coordonnées des sites IGS des effets de surcharge (cf. section III.2), les séries des paramètres de transformation sont toujours entachées de signaux cycliques. On les retrouve en effet sur la figure III.16 qui présente les spectres d'amplitudes des translations à longues et courtes périodes. Il est rappelé que seuls les paramètres de translation sont estimés afin de ne pas provoquer de phénomènes d'absorption de la part d'autres paramètres d'Helmert tels que les rotations et le facteur d'échelle.

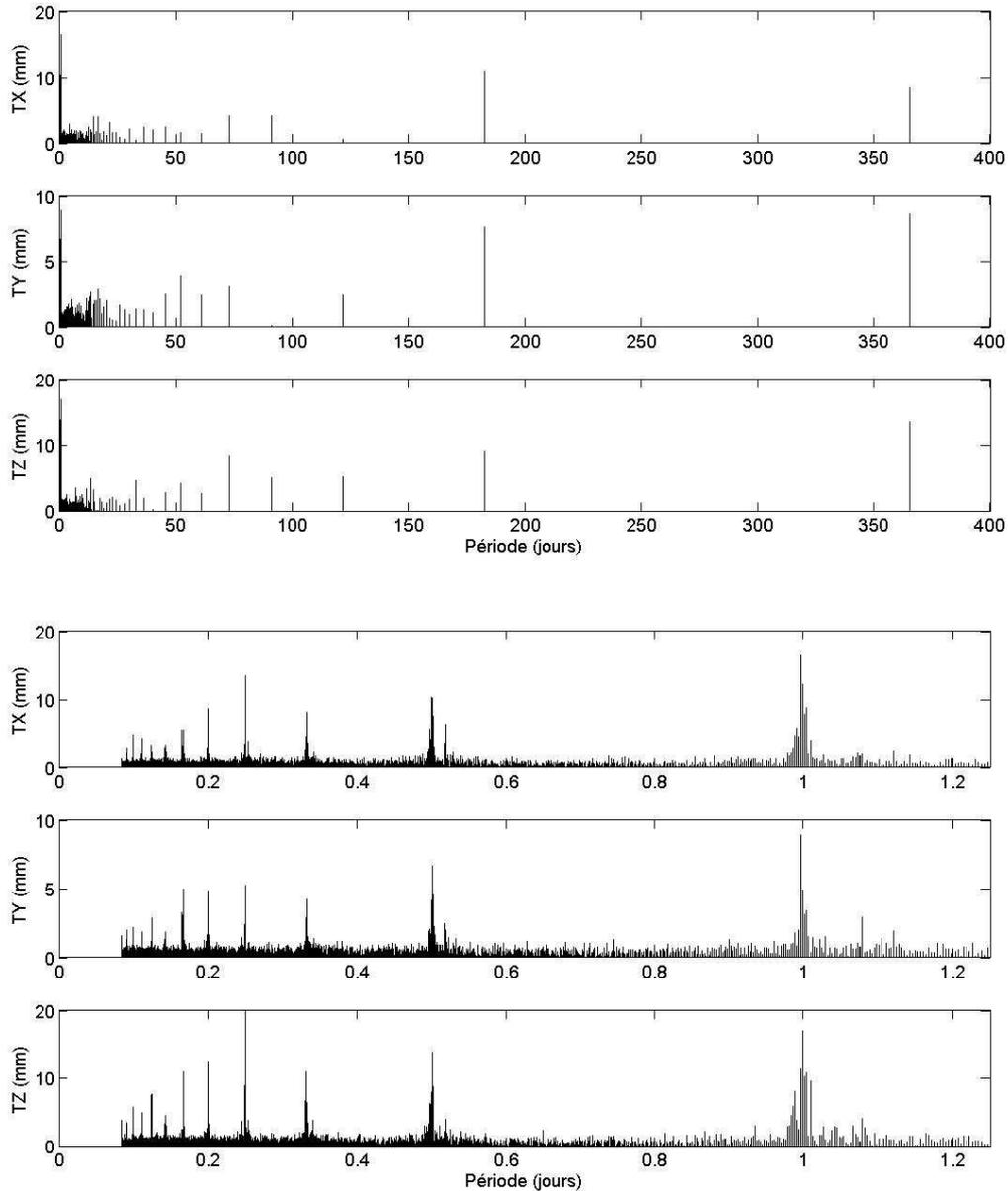


Figure III.16. Spectres d'amplitude en mm tirés de l'analyse spectrale des paramètres de translation sur l'année 2007 lorsque seuls ces paramètres sont estimés dans le cadre d'un rattachement régional à l'ITRF2005. En haut : ensemble du spectre, en bas : zoom sur les périodes courtes : [0 ; 1,25 jour].

De nombreux pics apparaissent à diverses périodes. Les plus importants sont à ~ 365 jours (SA), ~ 180 jours (SSA), ~ 1 jour (K1) et à toutes les fréquences multiples à valeur entière de K1 : $K1/2$ (K2), $K1/3$ (K3), $K1/4$ (K4), $K1/5$ (K5),... Les fréquences des ondes longues sont partiellement présentes à causes des variations annuelles des sites de rattachement. La période de l'onde K1 (23h 56.07min) est extrêmement proche de la période de répétibilité de la constellation des satellites qui est de 23h56min. Retrouver cette période est donc trivial et les autres pics de périodes inférieures à la journée semblent être dus à des effets de résonance (Melachroinos et al., 2008). Les ondes de résonance sont alors dominées par les ondes d'une fréquence multiple et paire telles que K2 et K4. A noter que l'amplitude de l'onde K1 peut être augmentée par des effets de multitrajets ou de biais d'antennes moyens au réseau de

rattachement. Ces problèmes à ces fréquences spécifiques se retrouvent partiellement dans les séries des résidus des estimations par t-tide (cf. section III.1) En définitive, l'onde K1 et ses multiples entiers restent difficilement estimables par GPS tant que les effets de multitrajets ne sont pas réduits, notamment au niveau des sites de rattachement. Une telle réduction permettrait d'étudier plus finement les effets de résonance orbitale et éventuellement d'en proposer une modélisation afin d'isoler les composantes K1 et K2 de la surcharge océanique.

III.3.3. Analyse globale

Les tableaux III.7, III.8 et III.9 listent les moyennes des amplitudes et déphasages estimés sur le réseau ELEV ainsi que les écarts moyens avec les valeurs de FES2004. Les importantes variations spatiales de certaines ondes dans l'Ouest (comme la hauteur de M2) induisent des écarts-types élevés. Ici, l'objectif est simplement de dégager des tendances générales.

Pour les ondes semi-diurnes, les écarts entre les amplitudes et déphasages estimés et ceux de FES2004 sont inférieurs aux valeurs estimées. En termes d'écarts relatifs, les écarts de l'amplitude de l'onde M2 valent environ 5% de l'amplitude du signal estimé. Pour les ondes S2 et N2, ces écarts sont respectivement de l'ordre de 20% et 10% en moyenne et pour K2, ils atteignent près de 50%. Pour les déphasages, les écarts sont en moyenne aux environs de 5-7° sauf pour l'onde S2 dans la direction Nord et l'onde K2 dans la direction Est où ils sont d'environ 15°. Pour les composantes Nord et de hauteur de l'onde K2, ils sont d'environ 35°. Les écarts-types sur les écarts de déphasages de M2, S2 et N2 sont faibles, seulement quelques degrés, ce qui n'est pas le cas pour K2. Cela indique le manque de cohésion spatiale des écarts de déphasage observés pour cette onde. Ainsi, pour K2, les importants RMS vus précédemment sont donc dus à la contribution simultanée des écarts d'amplitude et de déphasage. Pour les autres ondes, ils sont dus seulement aux écarts d'amplitude.

Pour les ondes diurnes et mensuelles, les écarts d'amplitude sont en moyenne du même ordre de grandeur que pour ceux observés pour les ondes semi-diurnes. D'ailleurs ceux de K1 sont comparables à ceux de K2. Mais l'énergie développée par les ondes diurnes et longues étant largement inférieure à celle développée par les ondes semi-diurnes, les écarts relatifs augmentent en conséquence. Ils sont de 30% à 50% pour les ondes diurnes et vont jusqu'à 90% pour les ondes Mf et Mm ! La figure III.17 résume les écarts relatifs d'amplitude par onde et par composante. Ce constat pose une limite à la détermination des amplitudes des composantes de surcharge par GPS statique. Excepté les ondes K1 et K2 pour des raisons orbitales et/ou matérielles, les écarts relatifs sont toujours proches de 50% en moyenne pour les autres ondes (diurnes et longues) *a priori* non perturbées par ces deux phénomènes. Il est donc difficile de discerner les incertitudes du modèle et de la méthode tant les amplitudes sont faibles. Pour les déphasages, les écarts sont en moyenne de l'ordre de 15° à 40° pour les ondes diurnes et de 60° pour les ondes mensuelles. mais les écarts-types des différences sont d'autant plus élevés que l'amplitude du signal est faible. Ils sont de l'ordre de 30° à 50°.

		Amplitudes		Déphasages	
		Observé	Observé – FES2004	Observé	Observé – FES2004
M2	N	3,49+/-1,62	0,37 +/-0,19	135,67+/-24,57	6,72+/-3,81
	E	6,55+/-1,60	1,03+/-0,29	78,59+/-13,3 »	3,29+/-1,51
	H	20,03+/-9,10	1,12+/-0,66	61,90+/-14,82	2,40+/-2,73
S2	N	1,23+/-0,68	0,24+/-0,13	99,00+/-35,92	14,20+/-11,82
	E	2,13+/-0,64	0,26+/-0,18	43,61+/-18,62	4,74+/-3,00
	H	7,27+/-3,34	0,62+/-0,64	26,82+/-11,98	6,96+/-4,08
N2	N	0,74+/-0,35	0,09+/-0,05	145,25+/-25,80	7,74+/-5,66
	E	1,40+/-0,35	0,20+/-0,08	101,07+/-12,32	4,20+/-2,00
	H	4,23+/-1,84	0,20+/-0,14	82,19+/-13,93	2,73+/-2,51
K2	N	0,63+/-0,42	0,32+/-0,28	110,11+/-50,37	38,55+/-29,78
	E	0,91+/-0,28	0,35+/-0,23	46,64+/-25,38	15,63+/-9,81
	H	3,12+/-1,80	1,66+/-1,49	46,65+/-44,52	35,33+/-32,28

Tableau III.7. Amplitudes moyennes en mm et déphasages moyens en degrés estimés et écarts moyens avec le modèle FES2004 (pour toutes les stations du réseau ELEV). Résultats en valeur absolue pour les ondes semi-diurnes M2, S2, N2 et K2.

		Amplitudes		Déphasages	
		Observé	Observé – FES2004	Observé	Observé – FES2004
K1	N	0,73+/-0,49	0,41+/-0,45	141,72+/-39,07	28,50+/-35,46
	E	0,42+/-0,22	0,27+/-0,16	104,56+/-39,46	32,04+/-22,77
	H	2,69+/-1,21	1,10+/-0,77	79,20+/-36,51	31,50+/-22,35
O1	N	0,18+/-0,08	0,05+/-0,05	150,91+/-36,46	68,61+/- 19,11
	E	0,57+/-0,10	0,12+/-0,08	158,62+/-12,14	14,64+/-8,12
	H	0,82+/-0,39	0,27+/-0,16	148,24+/-26,60	14,82+/-11,71
P1	N	0,23+/-0,13	0,13+/-0,12	131,06+/-42,17	39,30+/-38,89
	E	0,21+/-0,09	0,07+/-0,05	125,23+/-30,36	37,41+/-20,58
	H	0,96+/-0,31	0,30+/-0,21	59,49+/-22,92	16,16+/-16,15
Q1	N	0,10+/-0,06	0,05+/-0,04	45,39+/-33,95	29,28+/-26,37
	E	0,15+/-0,05	0,04+/-0,03	108,43+/-21,58	18,06+/-18,94
	H	0,42+/-0,17	0,16+/-0,10	121,98+/-21,24	18,49+/-14,31

Tableau III.8. Amplitudes moyennes en mm et déphasages moyens en degrés estimés et écarts moyens avec le modèle FES2004 (pour toutes les stations du réseau ELEV). Résultats en valeur absolue pour les ondes diurnes K1, O1, P1 et Q1.

		Amplitudes		Déphasages	
		Observé	Observé – FES2004	Observé	Observé – FES2004
Mf	N	0,23+/-0,13	0,21+/-0,13	107,13+/-35,58	64,72+/-35,72
	E	0,20+/-0,11	0,17+/-0,11	67,69+/-35,59	60,85+/-35,57
	H	0,53+/-0,18	0,22+/-0,16	31,36+/-27,85	25,39+/-27,07
Mm	N	0,24+/-0,23	0,22+/-0,23	94,80+/-51,20	84,41+/-51,21
	E	0,50+/-0,24	0,46+/-0,24	82,62+/-21,90	80,97+/-21,85
	H	0,93+/-0,39	0,63+/-0,39	60,11+/-25,43	58,77+/-25,39

Tableau III.9. Amplitudes moyennes en mm et déphasages moyens en degrés estimés et écarts moyens avec le modèle FES2004 (pour toutes les stations du réseau ELEV). Résultats en valeur absolue pour les ondes mensuelles Mf et Mm.

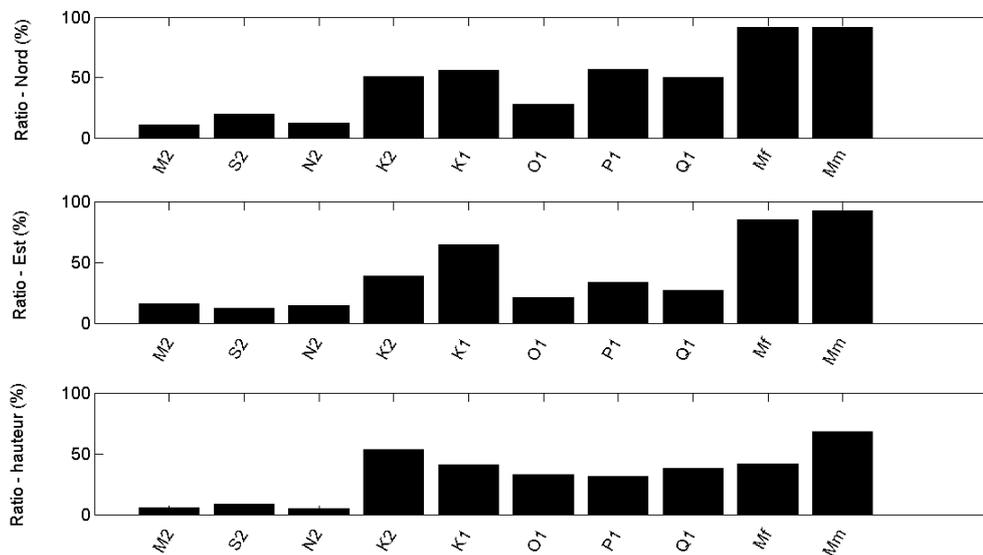


Figure III.17. Écarts relatifs d'amplitudes globaux au réseau ELEV en pourcentage (valeurs estimées et celles de FES2004) et des valeurs d'amplitudes estimées.

III.3.4. Analyse spatiale

Les écarts de déphasage sont souvent très importants. C'est le cas pour les ondes diurnes mais leurs écarts-types sont aussi élevés car les écarts de déphasages présentent de fortes variations spatiales. Pour visualiser géographiquement les écarts d'amplitude et de déphasage les résultats site par site pour les 10 premières ondes principales sont cartographiés dans l'annexe C. Ici, seules quelques cartes de résultats typiques sont reprises : les résultats de la composante de hauteur de l'onde M2 (figure III.18), ceux de la composante de hauteur de l'onde K1 (figure III.19) et ceux de la composante Nord de l'onde O1 (figure III.20). Le principe graphique est le suivant :

- un vecteur unitaire pour les déphasages par rapport à Greenwich
- l'angle est compté depuis la direction Est dans le sens rétrograde
- les déphasages du modèle FES2004 sont en rouge

- les déphasages estimés sont en bleu
- les écarts d'amplitudes (estimées – modèle) ont une couleur correspondant à l'échelle située au-dessous de la figure

Les vecteurs ont une norme unitaire et non proportionnelle aux écarts d'amplitude afin de faciliter la lecture des écarts en phase.

La première carte (les résultats de l'onde M2 suivant la hauteur) est un exemple de la cohérence en phase du modèle FES2004 avec les estimations GPS. Cette cohérence est valable pour les ondes semi-diurnes M2, S2 et N2, et pour les trois composantes Nord, Est et de hauteur. La seconde carte (les résultats de l'onde K1 suivant la hauteur) est un exemple d'absence de cohérence régionale entre les observations et le modèle du point de vue des amplitudes et dans une certaine limite du point de vue des déphasages car une certaine tendance est visible. Cet exemple est valable pour les ondes K1 et K2. Enfin la troisième carte présente un exemple où les écarts d'amplitudes sont de l'ordre de quelques dixièmes de millimètres mais où les déphasages estimés sont biaisés par rapport à ceux de FES2004. Ce cas est valable pour les ondes diurnes O1, P1 et Q1.

La cohérence du réseau en terme de déphasage est visible pour toutes les ondes excepté les ondes K1 et K2, notamment pour les composantes Nord et de hauteur. Selon l'onde et la composante considérées cette cohérence est différente au sein du réseau. Pour tester la cohérence des déphasages estimés avec ceux de FES2004, un premier indicateur est la dispersion des écarts. Ils sont listés dans les tableaux III.7, III.8 et III.9. Ces résultats indiquent une cohérence à quelques degrés des ondes M2, S2 et N2 mais pour les autres ondes, les amplitudes sont si faibles qu'il est difficile d'accorder une certaine fiabilité aux déphasages estimés et donc aux écarts de déphasages avec ceux de FES2004. Cela est d'autant plus problématique que les écarts de déphasages sont importants pour certaines ondes. Pour la composante Nord de O1 un biais de déphasage est visible alors que son amplitude est submillimétrique. Un deuxième indicateur consiste à comparer les différences de déphasage entre deux ondes (par exemple M2 et S2). Les comparaisons réalisées avec les valeurs estimées et celles réalisées avec le modèle FES2004 doivent être cohérentes. Dans le premier cas, l'onde M2 est prise en référence, et dans le deuxième cas, l'onde O1. Les figures III.21 et III.22 présentent les séries des différences pour chacune de ces espèces.

M2 - Hauteur

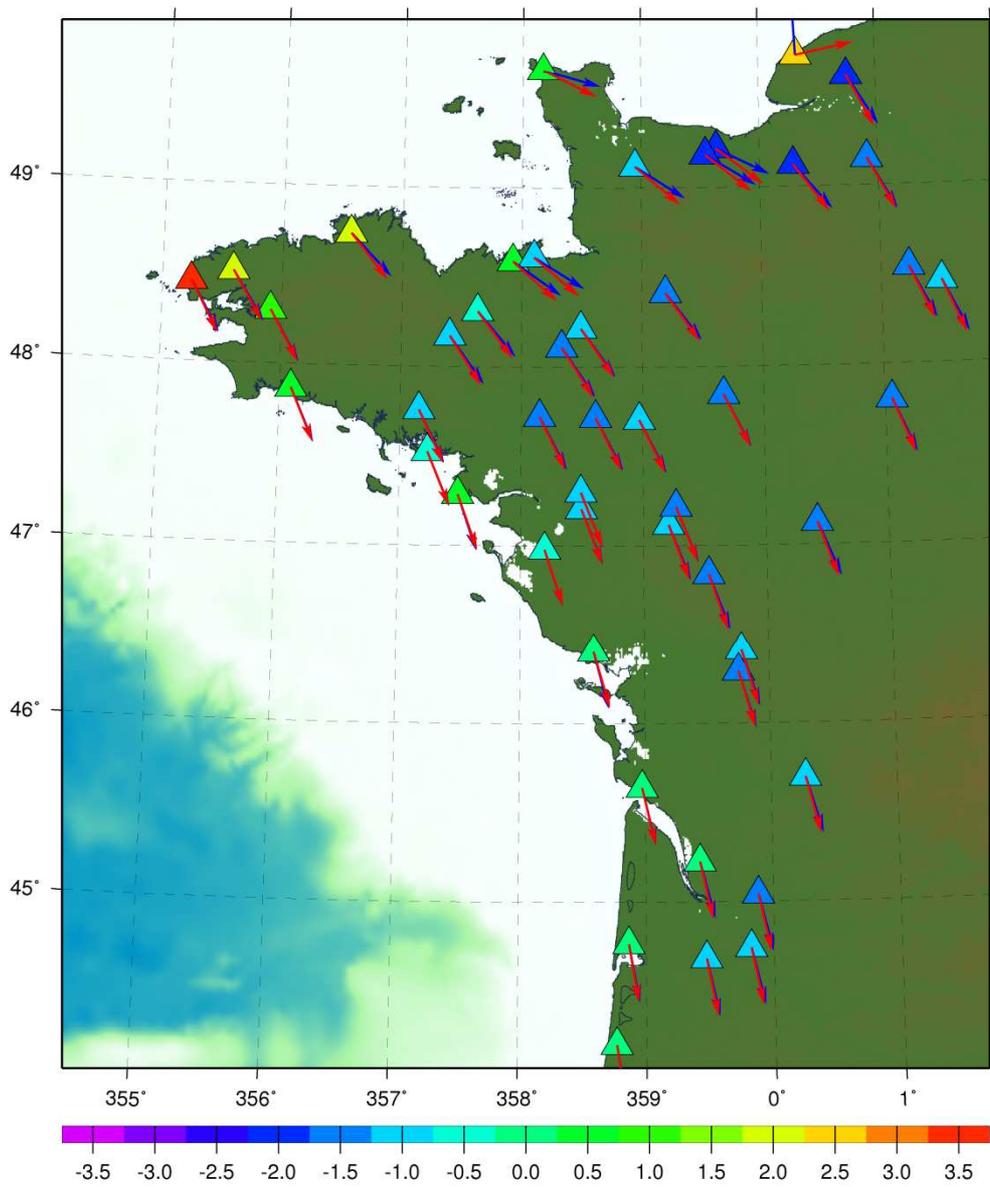


Figure III.18. Écarts d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde M2, hauteur.

K1 - Hauteur

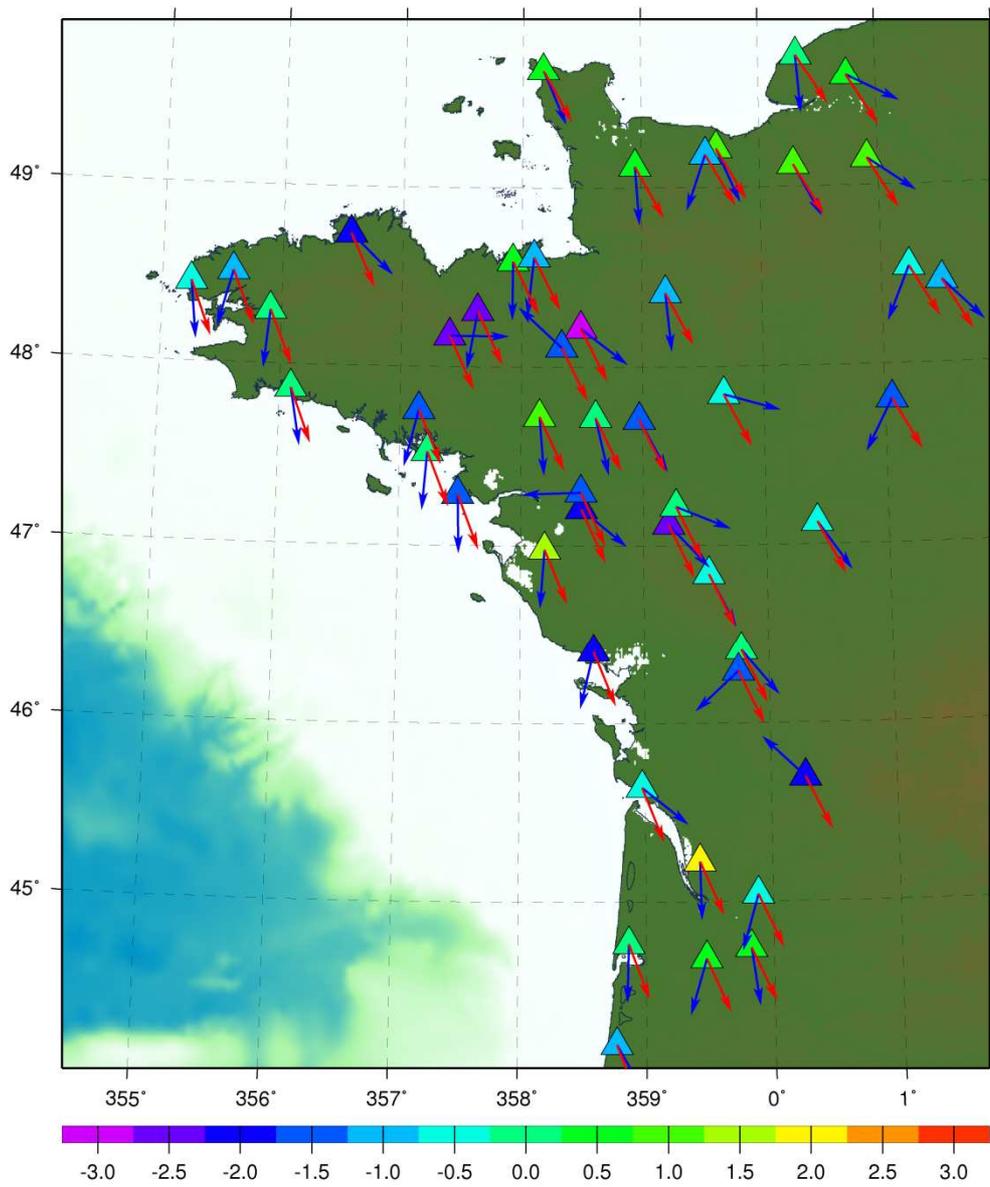


Figure III.19. Écarts d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde K1, hauteur.

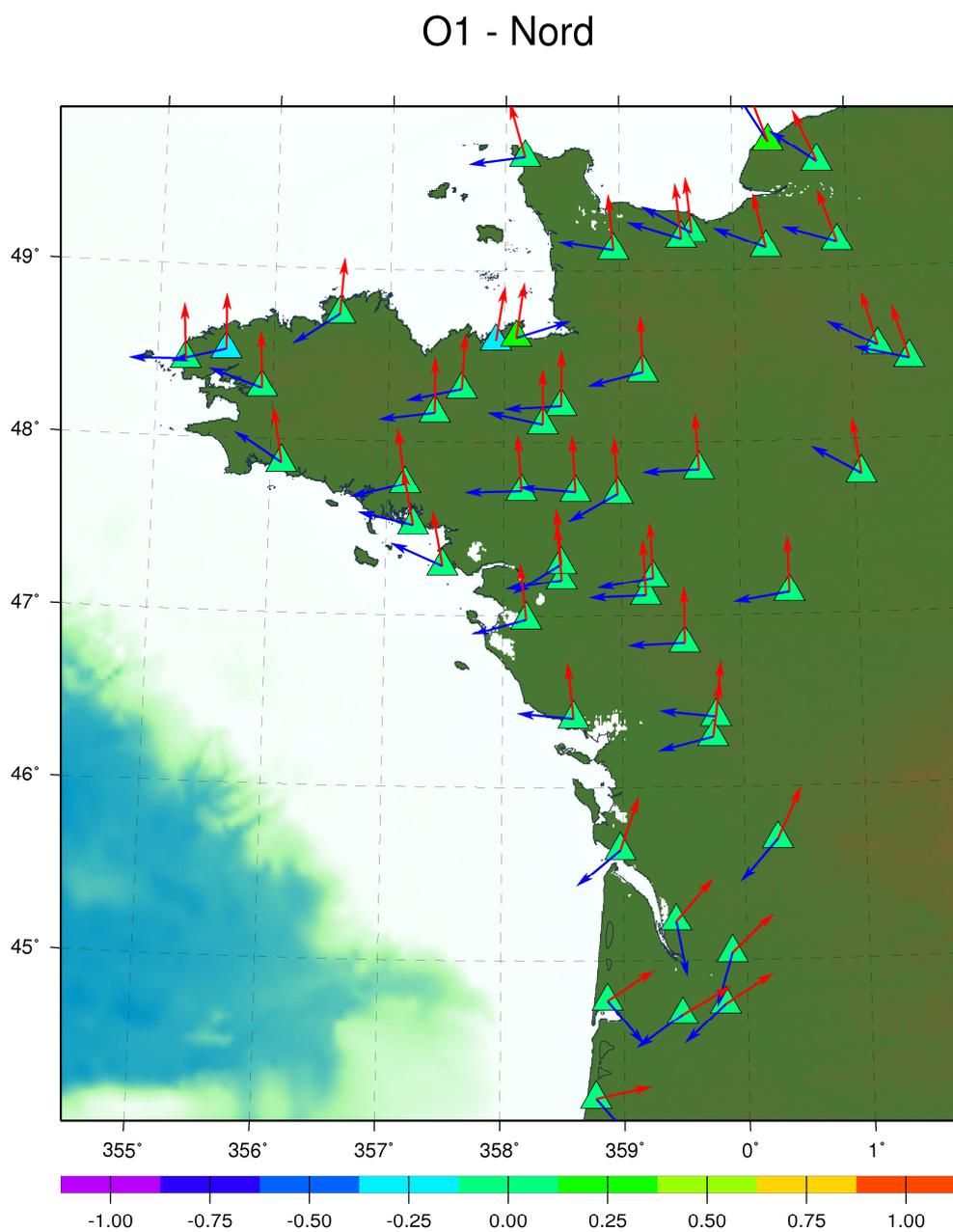


Figure III.20. Écarts d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde O1, Nord.

Pour les ondes semi-diurnes, les résultats impliquant l'onde K2 se démarquent nettement des résultats impliquant S2 et N2. Seule la composante Est présente de plus faibles écarts. Néanmoins, les résultats de la composante Nord de la différence M2-S2 sont plus élevés que pour les autres composantes. Il s'agit de problèmes locaux à la région Bordelaise et à la Basse Normandie où les écarts de déphasage par rapport au modèle pour S2 sont plus importants que ceux pour M2. Pour les ondes diurnes, la cohérence moyenne est bien plus prononcée pour la composante de hauteur mais les déviations restent élevées, de l'ordre de plusieurs dizaines de degrés. Pour la composante Nord, un biais évident entre les estimations et le modèle est apparent mais il reste délicat de définir si les estimations sont correctes tant les amplitudes des signaux sont faibles. En tout cas, même si les variations d'un site à un autre sont très importantes la tendance d'un biais pour les ondes diurnes suivant la direction Nord dans l'Ouest se dessine.

En ce qui concerne les amplitudes de M2, les écarts pour la composante de hauteur sont assez élevés en Bretagne et en Basse-Normandie. Ils atteignent des valeurs positives en Bretagne et des valeurs négatives en Basse-Normandie (± 2 mm). Cet effet local important n'avait pas été mis en évidence ni dans les études de Melachroinos et al. (2008) ni dans celles de Vergnolle et al. (2008), ce qui confirme l'intérêt de procéder à une étude des effets de surcharge océanique à une échelle régionale. Partout ailleurs les biais d'amplitude de M2 sont constants à -1 mm excepté le long du littoral Atlantique où les amplitudes du modèle FES2004 sont cohérentes avec les amplitudes estimées. Indépendamment de l'amplitude du signal, les cartes montrent que les écarts avec FES2004 sont bien plus faibles le long du littoral que dans les terres, suggérant un problème de propagation de l'onde M2. La pointe de la Bretagne et la Basse-Normandie sont spécifiques mais sur la façade Atlantique, les estimations GPS suggèrent que le gradient de M2 (sur la hauteur) est plus élevé (jusqu'à -1,5cm/100km) que celui prédit par FES2004 (-1cm/100km environ). En termes d'amplitude relative, la figure III.23 montre les résultats site par site suivant que la station est le long du littoral ou non.

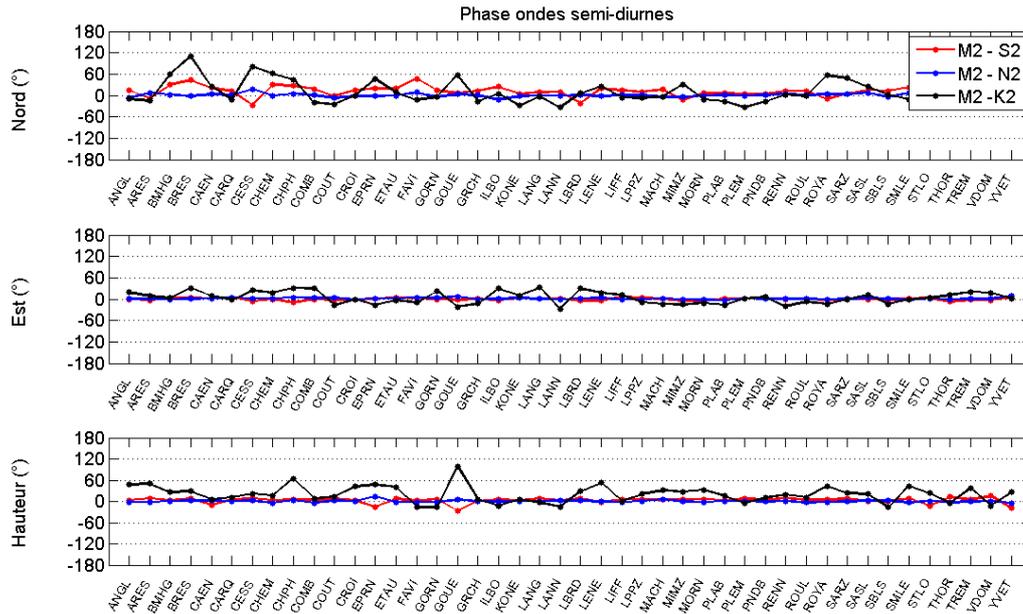


Figure III.21. Différences des déphasages estimés moins les différences de déphasage du modèle FES2004 pour les ondes semi-diurnes. L'onde M2 est prise en référence.

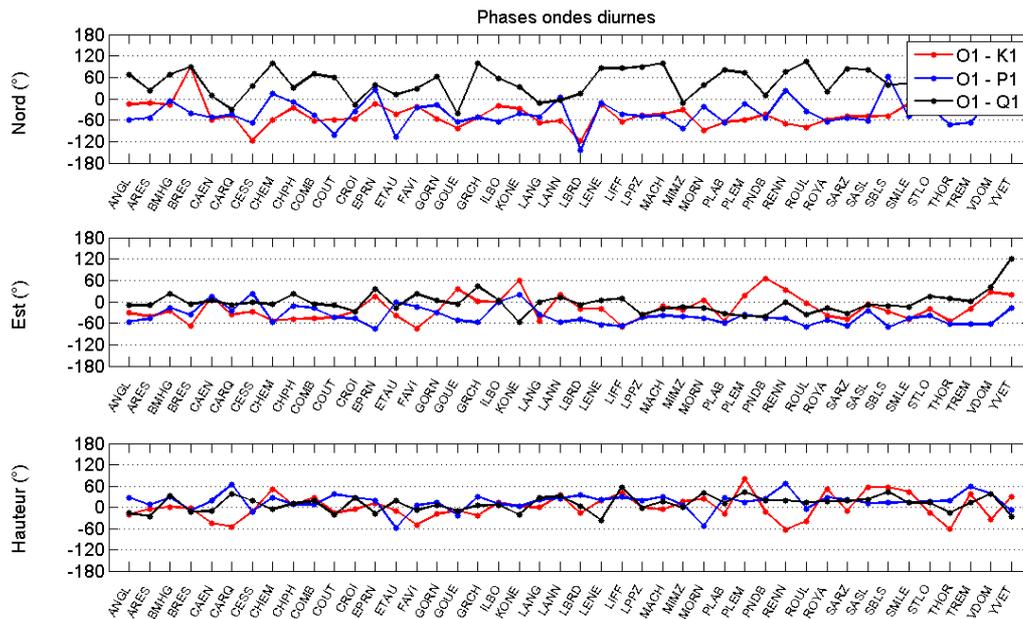


Figure III.22. Différences des déphasages estimés moins les différences de déphasage du modèle FES2004 pour les ondes diurnes. L'onde O1 est prise en référence.

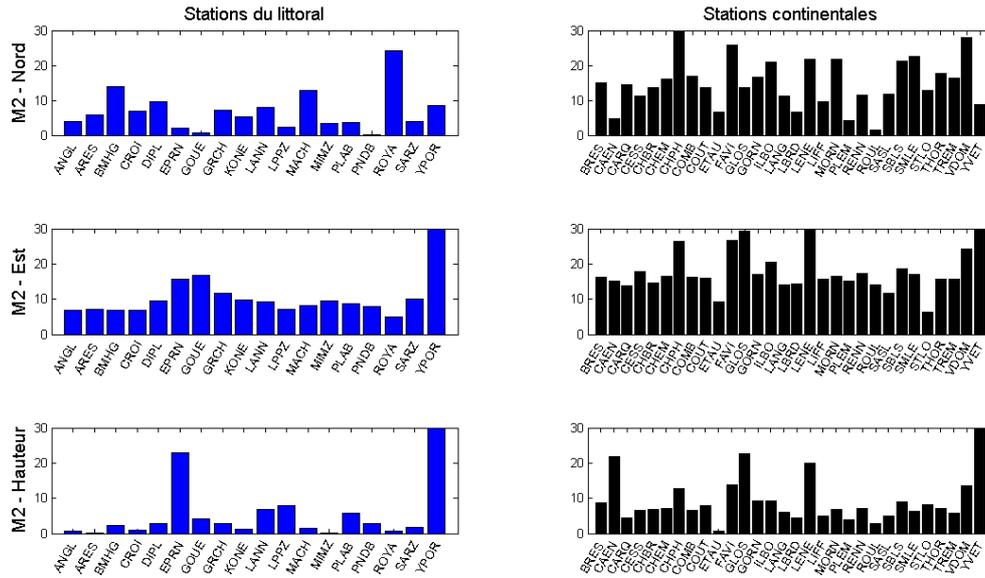


Figure III.23. Écarts d'amplitude relatifs pour la composante de hauteur de l'onde M2 en pourcentage (réseau ELEV). Stations du littoral à gauche et stations continentales à droite.

Les écarts relatifs d'amplitude sur la composante de hauteur de M2 sont plus faibles pour les stations bordant l'Océan et la Manche. Néanmoins, ces résultats sont influencés par l'amplitude qui y est plus importante. Ainsi, les écarts relatifs sont élevés pour les sites de LPPZ, PLAB et LANN, ~10%, car l'amplitude de M2 est maximale dans le Finistère, ~4 cm, Inversement, les sites d'EPRN et YPOR présentent de forts écarts d'amplitude relatifs car l'amplitude de M2 y est faible. Quant aux sites de ETAU et SASL, situés respectivement à proximité des embouchures de la Garonne et de la Loire, ils ont des comportements semblables à des stations du littoral. Pour ETAU, l'amplitude est de 2 cm alors qu'elle est de 1,7 cm au site COUT, situé à 50 km plus en amont de la Garonne.

Pour les composantes Nord et Est de M2, les variations d'amplitude (positives en Bretagne, négatives en Basse-Normandie et légèrement négatives sur l'ensemble du reste du réseau) sont les mêmes que pour la hauteur. Pour les composantes S2 et N2, les mêmes tendances sur les variations spatiales se démarquent. Pour l'onde S2, les accords en phase sont aussi très faibles sauf pour la zone Sud de l'embouchure de la Gironde pour la composante Nord. Dans cette zone, le modèle suit une variation très rapide par rapport aux zones situées au Nord de l'embouchure. Ici, les résultats estimés par GPS sont nettement plus élevés que le modèle. Mais compte tenu des faibles amplitudes des composantes planimétriques de S2 dans cette zone (quelques dixièmes de millimètres), les écarts ne sont pas significatifs. Par-contre, pour la hauteur, dont les amplitudes sont significatives, les écarts sont encore dominés par la Bretagne. Pour l'onde N2, la cohérence de FES2004 et des estimations n'est pas restreinte au littoral. Malgré tout, les écarts restent à hauteur de quelques dixièmes de millimètres, témoignant de la qualité de ce modèle dans l'Ouest (surtout pour la composante de Hauteur).

Les cartes indiquent que les écarts d'amplitudes pour K1 et K2 ne sont pas spécifiques à des régions particulières. Les écarts décrivent une répartition chaotique. Cela traduit la problématique de la période de répétibilité des orbites à laquelle chaque site est plus ou moins sensible en fonction des résidus d'observations.

Les amplitudes des ondes diurnes et mensuelles de FES2004 présentent de très faibles écarts avec les estimations mais ce résultat est à relativiser du fait des faibles valeurs de déplacements. Pour les déphasages, les résultats dans l'annexe C montrent des biais importants par rapport à FES2004 pour la composante Nord alors que les résultats en Est et hauteur indiquent toujours une tendance générale cohérente avec FES2004, à une dizaine de degrés près. Un exemple étonnant est l'onde Mf pour les composantes Est et de hauteur où les résultats GPS et le modèle sont déphasés à près de 90° et 45° respectivement; et ce pour la grande majorité du réseau. Malgré la très faible amplitude des signaux des ondes diurnes et mensuelles, l'utilisation des réseaux de l'Ouest de la France montre les capacités du GPS à estimer les déphasages des ondes de surcharge océanique de très faible amplitude.

III.4. Impacts du choix des modèles troposphériques *a priori* et de la surcharge atmosphérique

Le tableau III.10 résume les calculs réalisés pour étudier les impacts des modèles troposphériques et de la surcharge atmosphérique avec les stations du réseau AZEL. Pour des raisons de temps de calcul, l'apport de la surcharge atmosphérique est étudié sur 2 ans.

Stratégie	Modèles troposphériques	Surcharge atmosphérique	Années traitées
VZHD+VMF1	ZHD des données de l'ECMWF VMF1-grille	Oui	2003-2008
GPT+GMF	ZHD dérivés de GPT GMF		
VMF1+ATMO	ZHD des données de l'ECMWF VMF1-grille	Oui	2007-2008
VMF1-ATMO		Non	

Tableau III.10. Résumé des paramétrages pour étudier les impacts des modèles troposphériques et de la surcharge atmosphérique.

III.4.1. Impacts des modèles troposphériques

Dans la section II.3, les écarts entre les modèles troposphériques ont été présentés. Afin de quantifier l'impact d'utiliser un paramétrage troposphérique basé sur les données de l'ECMWF échantillonnées à 6h et un paramétrage basé sur des modèles empiriques ne contenant que des termes annuels, deux cas sont traités. Les stratégies VZHD+VMF1 et GPT+GMF sont traitées sur 6 ans (au maximum) avec les stations du réseau AZEL (12 stations) car seules ces stations ont un angle de coupure pouvant descendre jusqu'à 5°. L'angle de coupure du réseau ELEV est en effet fixé à 10° et les impacts des produits troposphériques sont très limités à un tel angle (cf. section II.4). La figure III.24 présente les différences moyennes et les écarts-types des différences entre les ZHD dérivés de GPT avec le modèle de Saastamoinen (1972) et les VZHD. Elle présente aussi les mêmes résultats des

différences entre la GMF et la VMF1-grille aussi bien pour leurs contributions hydrostatiques qu'humides. Dans les trois cas, les résultats sont calculés avec les données de VZHD et VMF1-grille sur la période 1994-2008 et les résultats sont exprimés en termes de hauteur équivalente avec le facteur d'échelle empirique de Boehm et al. (2006b) pour un angle de coupure de 5° . Dans les trois cas, les différences moyennes sont de l'ordre de 0,5 mm et elles sont constantes dans tout l'Ouest de la France. Par-contre, les écarts-types sont décroissants avec la latitude pour les différences de ZHD *a priori* : depuis 2 mm au Sud-Ouest de la France à 3 mm au Nord-Ouest. Les écarts-types des fonctions de projection sont constants à hauteur de 4 mm et 1,5 mm pour la contribution hydrostatique et humide respectivement. Néanmoins, ces écarts-types sont fonctions de toutes les fréquences contenues dans les séries des différences. A ce titre, les spectres d'amplitudes typiques des séries de VZHD et de la VMF1-grille sont tracés sur la figure III.25. Ils montrent dans les trois cas des pics significatifs aux périodes de S1 et S2 (12h et 24h respectivement). Même si la période de S2 correspond à la période de Nyquist cela montre un certain caractère significatif de cette onde par rapport au niveau de bruit. Le spectre de la VMF1W_grille est le plus bruité mais les amplitudes de S1 et S2 atteignent des amplitudes de 0,3 mm et 0,4 mm respectivement. Les variations spatiales des amplitudes estimées de S1 et S2 au voisinage de la France sont tracées sur la figure III.26.

Pour les contributions hydrostatiques (VZHD et VMF1H_grille) les amplitudes restent constantes, à hauteur de 0,1-0,2 mm. Par-contre celles de VMF1W_grille évoluent à petite échelle dans l'Ouest de 0,2 mm à 0,6 mm. Ces amplitudes ne sont pas prise compte dans GPT et GMF puisque ces modèles ne contiennent que des termes annuels. Elles restent donc constantes dans les séries des différences avec les données issues de l'ECMWF.

Les RMS globaux des écarts entre les deux solutions GPS GPT+GMF et VZHD+VMF1, onde par onde sont présentés sur la figure III.27 L'étude est étendue à l'onde Ssa en raison de la plus grande longueur des séries temporelles que pour les séries du réseau ELEV. D'une manière générale, les impacts sur les ondes diurnes et semi-diurnes sont extrêmement faibles et ne dépassent pas 0,1 mm sur la composante de hauteur ! Ces impacts sur la hauteur sont plus faibles que les amplitudes des ondes S1 et S2 contenues dans les séries de VZHD et de VMF1-grille car l'échantillonnage de ces données n'autorise pas une évaluation des amplitudes des ondes diurnes et semi-diurnes par une transformée de Fourier. Le plus surprenant concerne les ondes mensuelles Mm, Mf et Ssa pour lesquelles une augmentation des RMS est visible entre les deux solutions, et ce jusqu'à 0,5 mm d'amplitude sur la hauteur. Cette augmentation est aussi visible pour les composantes planimétriques mais dans une plus faible proportion que pour la hauteur, environ 5 fois moins.

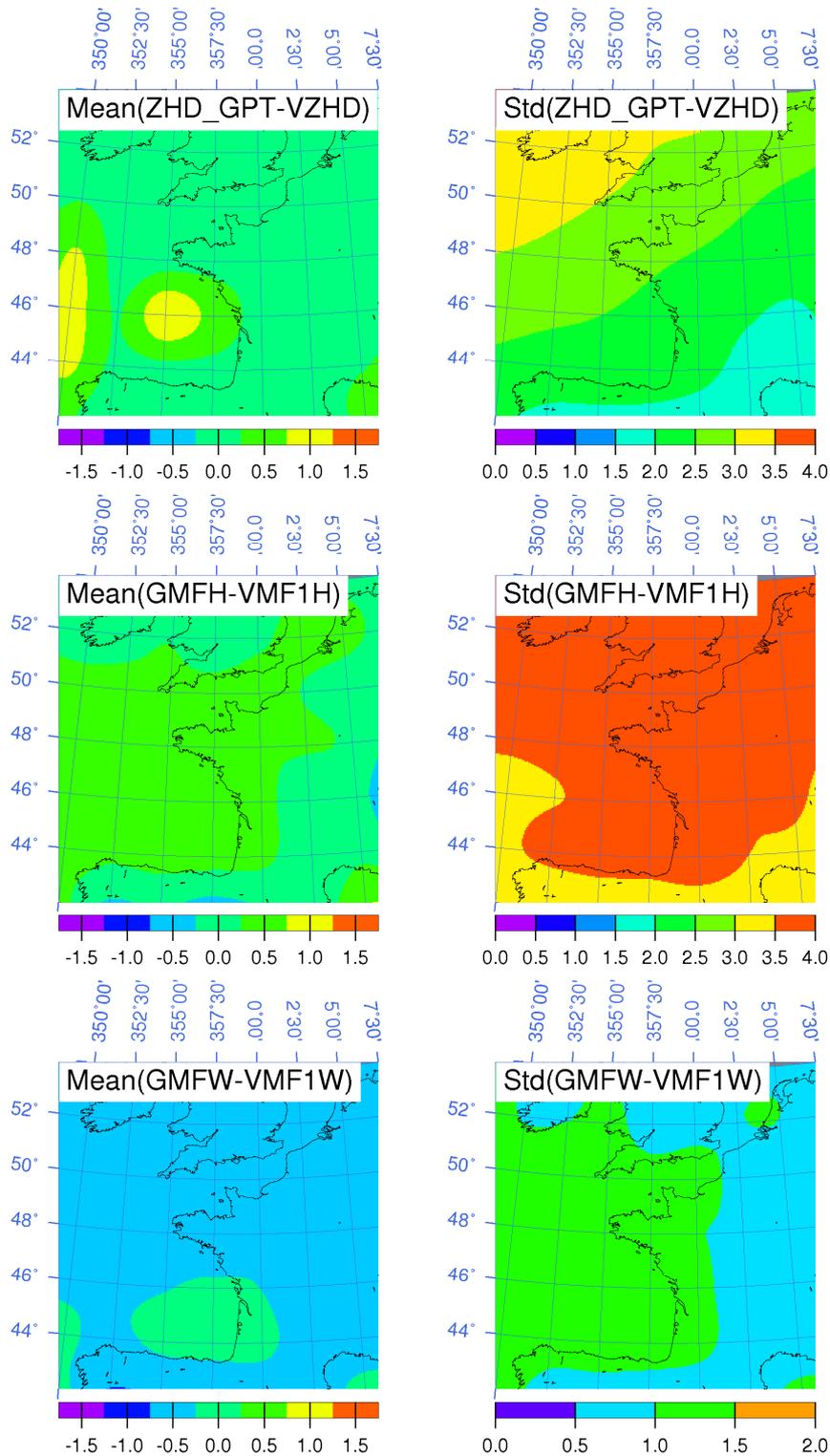


Figure III.24. Différences moyennes et écarts-types de ces différences entre les ZHD dérivés de GPT avec le modèle de Saastamoinen (1972) et les VZHD (en haut), des différences entre la GMFH et la VMF1H_grille (au milieu) et des différences entre la GMFW et la VMF1W_grille (en bas) Résultats calculés avec les données de VZHD et VMF1-grille sur la période 1994-2008 et exprimés en termes de hauteur équivalente avec le facteur d'échelle empirique de Boehm et al. (2006b) avec un angle de coupure de 5°.

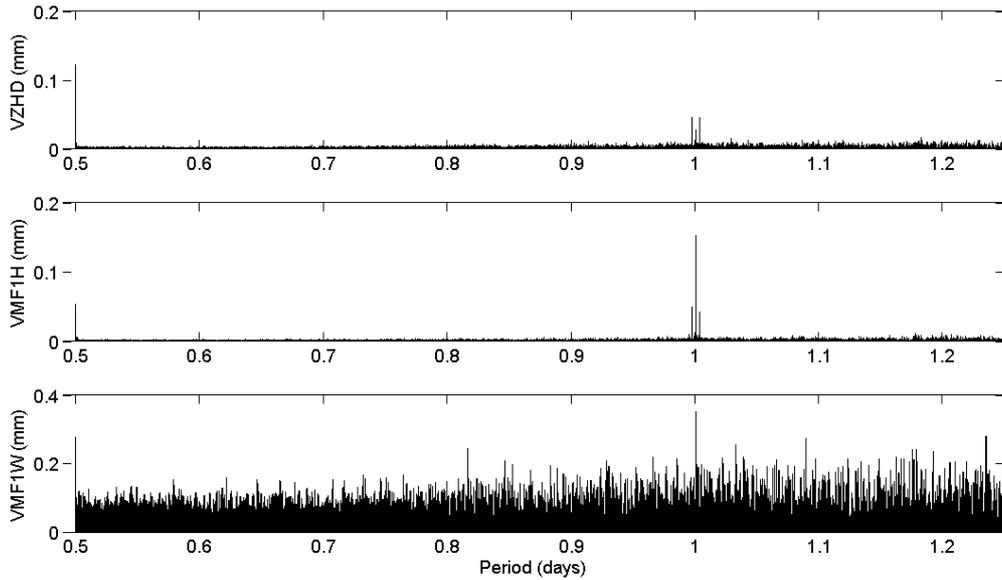


Figure III.25. Spectres en amplitude des VZHD (en haut), de la VMF1H_grille (au milieu) et de la VMF1W_grille (en bas) Résultats calculés avec les données de VZHD et VMF1-grille sur la période 1994-2008 et exprimés en termes de hauteur équivalente avec le facteur d'échelle empirique de Boehm et al. (2006b) avec un angle de coupure de 5° .

Afin d'évaluer l'impact de ces ondes longues sur les séries temporelles, les écarts de variance des séries obtenues avec chacune des deux stratégies ont été calculés puis rapportés à la variance des séries obtenues avec la stratégie VZHD+VMF1. Les résultats sont présentés dans le tableau III.11. Les impacts en termes de variance sont d'un point de vue relatif, assez faibles en planimétrie car ils ne dépassent pas 1% de la variance des séries de la stratégie VZHD+VMF1. Par-contre, pour les séries de hauteur, les écarts sont plus importants et varient d'un site à un autre. Ils sont de $\sim 1\%$ à GNS1 et à près de 6% à ANGE. Ces variations entre sites semblent proportionnelles à l'éloignement des sites à la façade Atlantique car ANGE, CHIZ et MANS présentent les plus fortes valeurs. Cette variation spatiale est à mettre en corrélation avec les amplitudes des ondes qui diminuent de l'Ouest vers l'Est. D'un point de vue écarts absolus, ce sont au contraire les sites de la façade Atlantique comme LROC et GROU qui présentent les plus grands écarts entre les deux stratégies. Ce sont donc les stations du littoral qui dominent les RMS du réseau.

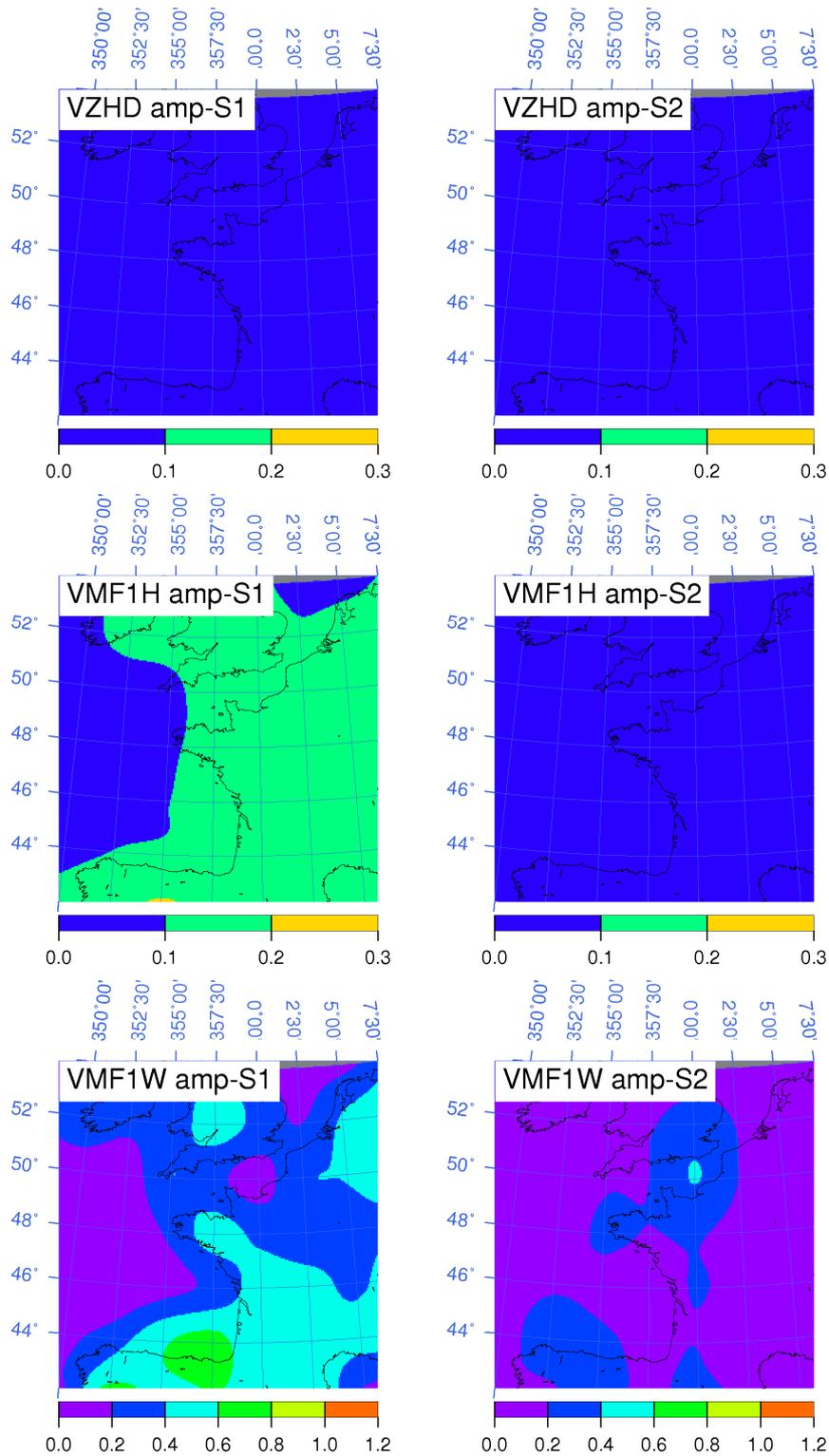


Figure III.26. Amplitude des ondes S1 et S2 estimées par transformée de Fourier contenues dans les VZHD (en haut), de la VMF1H_grille (au milieu) et de la VMF1W_grille (en bas) Résultats calculés avec les données de VZHD et VMF1-grille sur la période 1994-2008 et exprimés en termes de hauteur équivalente avec le facteur d'échelle empirique de Boehm et al. (2006b) avec un angle de coupure de 5°.

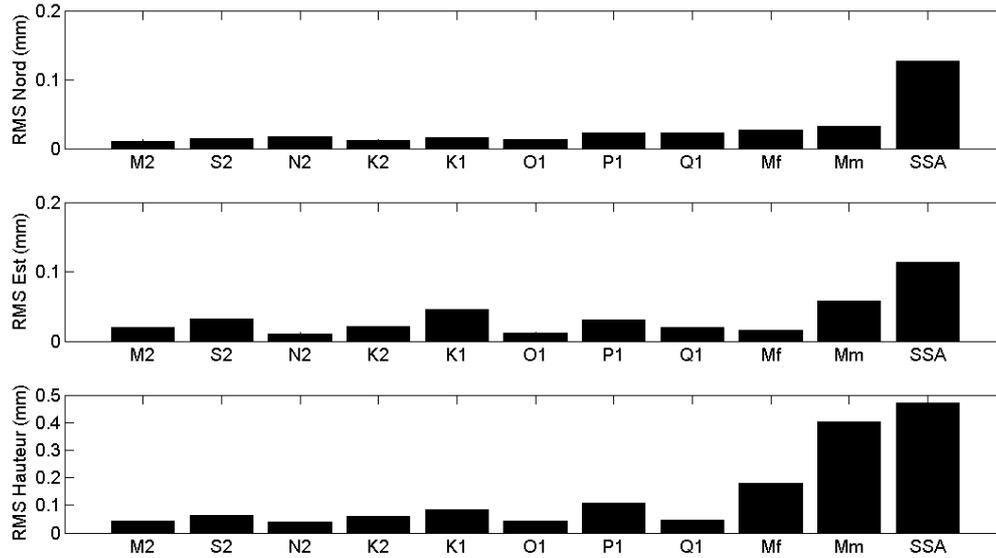


Figure III.27. RMS des écarts entre les estimations GPS avec la solution GPT+GMF et la solution VZHD+VMF1 en mm calculés avec l'ensemble des stations du réseau AZEL pour chacune des 11 ondes principales de FES2004.

	Nord		Est		Hauteur	
	Diff. (mm ²)	Ratio (%)	Diff. (mm ²)	Ratio (%)	Diff. (mm ²)	Ratio (%)
ANGE	0,32	1,88	0,39	1,28	12,50	5,40
BRST	0,22	0,44	0,37	0,65	9,02	0,78
CHIZ	0,08	0,53	0,35	0,87	10,01	3,40
CUBX	0,16	0,85	0,18	0,41	8,69	2,63
GNS1	0,32	1,57	0,22	0,36	6,36	0,71
GROI	0,26	0,60	1,02	0,53	11,70	1,16
GUIP	0,45	0,99	0,87	1,68	16,47	1,56
HEAU	0,31	1,11	0,98	1,18	6,58	1,49
JSY1	-0,11	-0,46	-0,12	-0,21	5,00	0,63
LROC	0,06	0,36	0,46	0,78	15,25	2,76
MANS	0,32	1,59	0,38	1,58	6,55	3,04
SABL	-0,06	-0,22	0,21	0,35	9,56	1,48

Tableau III.11. Différences de variance en mm² des séries temporelles observées entre les solutions GPT+GMF et VZHD+VMF1 et rapports relatifs en pourcentage à la solution. VZHD+VMF1.

Les écarts de variance sont justifiés par la figure III.28 qui présente les écarts moyens (et leurs écarts-types) entre les amplitudes estimées avec chacune des deux stratégies. Ici, le calcul des ondes a été étendu aux 68 premières ondes principales pouvant être déterminées sous la contrainte du critère de Rayleigh (cf. section III.1). Cette figure ne montre aucun écart significatif d'amplitude pour les ondes S1 et S2, ni pour les ondes des espèces auxquelles elles appartiennent (O1, P1... et M2, S2...). Cela indique que les signaux contenus dans les séries de VZHD et VMF1-grille aux fréquences diurnes et semi-diurnes sont, dans la région

Ouest, trop faibles pour avoir un impact significatif sur l'estimation des ondes de surcharge (de la même gamme de fréquence) ou bien qu'ils sont absorbés par d'autres paramètres du traitement GPS. Mais compte tenu des variations spatiales des données troposphériques dans le monde (cf. section II), l'absence d'impact des variations à haute fréquence de leurs séries de données n'est propre qu'à la région de l'Ouest. Rien n'indique que cela serait le cas pour des régions polaires et/ou tropicales.

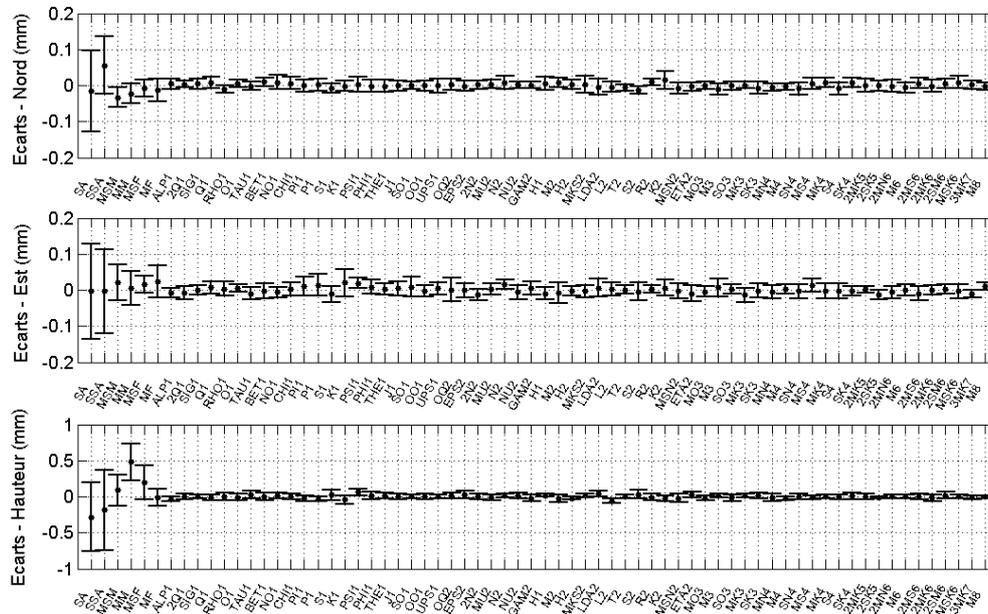


Figure III.28. Écarts d'amplitude moyens en mm obtenus entre les solutions GPT+GMF et VZHD+VMF1 pour les composantes Nord (en haut), Est (au milieu) et de hauteur (en bas).

Conformément aux RMS, les écarts sont les plus importants de la figure III.29 aux fréquences des ondes longues Sa, Ssa, Msm, Mm, Msf et Mf. Pour la composante de hauteur, les amplitudes des ondes annuelles (Sa et Ssa) sont sous-estimées avec GPT+GMF et les ondes mensuelles (Msm, Mm, Msf et Mf) sont au contraire surestimées. Pour les composantes annuelles, cette sous-estimation est cohérente avec les séries de VMF1W_grille observées sur le site MANS (cf. section II.6) dont les amplitudes annuelles sont nettement supérieures à celle décrites par la GMF_w. Il est à noter aussi que les ondes Mf et Mm de périodes respectives d'environ 15 et 30 jours sont cohérentes (à un facteur 1 et 2) à la période synoptique des variations climatiques. Les écart-types des différences entre les produits troposphériques sont donc dominés par la qualité de la modélisation du terme annuel et les variations climatiques à l'échelle synoptique.

Les détails des écarts observés entre les estimations GPS pour chaque stratégie, des amplitudes et déphasages des ondes Sa, Ssa, Msm, Mm, Msf et Mf sont listés dans les tableaux III.12 et III.13. Les estimations de Ssa des sites GNS1 et JSY1 ne sont pas réalisées car leurs observations ne couvrent que deux ans environ au maximum. Pour les ondes Msf et Mf, les écarts observés sont négligeables car toujours inférieurs à 0,1 mm. Parmi les ondes mensuelles, seules les ondes Msm et Mm se distinguent car les écarts suivant la composante de hauteur atteignent des valeurs entre ~0,5 mm et ~1 mm. Pour les ondes annuelles Sa et Ssa, les écarts d'amplitudes atteignent aussi des valeurs significatives, de ~0,5 mm à ~1 mm sur la hauteur. Concernant les écarts de déphasage, il n'apparaît pas de règle majeure car les valeurs

sont différentes au cas par cas. Néanmoins, les écarts sont plus importants sur la composante de hauteur (tout comme pour les amplitudes). Ce résultat découle de la corrélation entre les erreurs sur les corrections troposphériques *a priori* et la hauteur. On pourrait supposer que les écarts sur les composantes planes soient également associés aux erreurs sur les corrections troposphériques mais aucun rapport d'échelle ne se distingue nettement. Un autre paramètre pouvant influencer les écarts de déphasage de l'onde S_a est le manque d'exactitude de la phase à l'origine des modèles GPT et GMF fixée à 28 jours dans l'hémisphère Nord tout comme l'absence de modélisation des autres ondes dans ces modèles

		Sa		Ssa		Msm		Mm		Msf		Mf	
		Obs.	Diff.										
ANGE	N	0,78	0,02	0,13	0,07	0,34	-0,01	0,16	0,02	0,11	-0,03	0,09	-0,01
	E	0,53	0,03	0,21	-0,08	0,10	-0,02	0,16	0,02	0,12	-0,01	0,11	0,02
	H	2,00	-0,16	0,61	-0,31	0,22	-0,02	0,30	0,67	0,06	-0,01	0,07	-0,02
BRST	N	0,41	-0,12	1,07	0,02	0,45	-0,04	0,06	-0,01	0,15	-0,02	0,19	0,00
	E	1,08	-0,04	0,76	-0,14	0,13	0,02	0,05	0,00	0,14	0,02	0,24	-0,02
	H	2,20	-0,65	1,92	-0,72	0,31	-0,09	0,71	0,52	0,12	0,02	0,08	0,01
CHIZ	N	1,44	-0,05	0,18	0,11	0,12	-0,03	0,09	-0,05	0,10	0,02	0,23	-0,01
	E	1,55	0,07	0,29	-0,09	0,08	0,02	0,16	0,03	0,09	0,00	0,17	0,02
	H	0,26	0,40	0,76	-0,44	0,26	-0,16	0,43	0,30	0,02	0,00	0,10	0,00
CUBX	N	0,50	-0,10	0,33	0,14	0,23	-0,04	0,16	-0,03	0,08	0,03	0,21	-0,02
	E	0,81	0,03	0,34	-0,05	0,08	-0,03	0,01	0,05	0,12	-0,01	0,26	0,00
	H	1,87	-0,39	0,91	-0,46	0,34	-0,12	0,40	0,10	0,03	-0,01	0,13	-0,01
GNS1	N	-	-	-	-	0,26	-0,08	0,36	-0,03	0,18	-0,01	0,08	0,04
	E	-	-	-	-	0,18	0,04	0,16	-0,10	0,27	0,01	0,22	-0,01
	H	-	-	-	-	0,67	-0,17	0,34	0,78	0,13	0,00	0,13	0,01
GROI	N	0,94	0,00	0,34	0,02	0,22	-0,06	0,18	-0,03	0,09	-0,03	0,24	-0,04
	E	5,54	0,00	2,36	0,11	0,70	0,15	0,31	0,00	0,05	-0,01	0,15	0,02
	H	1,36	-0,03	1,59	-0,52	0,30	0,36	0,07	0,25	0,06	-0,02	0,14	0,01
GUP	N	0,40	0,00	0,20	0,10	0,32	-0,02	0,09	-0,03	0,20	-0,04	0,28	-0,02
	E	1,18	0,05	0,22	-0,05	0,14	0,00	0,08	0,00	0,12	0,01	0,21	-0,02
	H	1,13	-0,43	1,24	-0,53	0,15	0,16	0,44	0,64	0,09	0,00	0,10	0,01
HEAU	N	0,06	0,21	0,18	-0,08	0,15	-0,07	0,03	0,02	0,02	0,01	0,11	-0,01
	E	0,68	0,03	0,25	-0,08	0,30	0,06	0,08	0,08	0,19	0,03	0,18	0,00
	H	1,45	-0,95	0,87	-0,21	0,25	-0,05	0,20	0,47	0,05	-0,03	0,09	0,02
JSY1	N	-	-	-	-	0,22	0,01	0,33	-0,07	0,37	-0,02	0,13	0,05
	E	-	-	-	-	0,28	0,00	0,21	-0,07	0,29	-0,03	0,37	-0,02
	H	-	-	-	-	0,77	0,33	0,32	0,95	0,16	0,00	0,11	-0,01
LROC	N	1,19	-0,05	0,11	0,10	0,21	-0,03	0,19	-0,04	0,12	0,00	0,18	-0,03
	E	0,89	0,05	0,23	-0,03	0,07	0,01	0,14	0,02	0,10	0,00	0,21	0,02
	H	1,12	0,09	0,94	-0,59	0,03	0,42	0,36	0,42	0,03	-0,01	0,08	0,00
MANS	N	0,46	0,17	0,24	0,08	0,19	-0,02	0,11	-0,02	0,04	0,02	0,28	-0,02
	E	0,65	0,09	0,05	0,04	0,15	0,02	0,19	0,00	0,09	-0,01	0,12	0,00
	H	2,37	-0,76	1,48	-0,16	0,39	0,10	0,39	0,15	0,02	0,00	0,07	-0,01
SABL	N	0,79	-0,17	0,52	0,09	0,19	-0,02	0,09	-0,01	0,11	-0,03	0,21	-0,06
	E	0,94	0,12	0,42	-0,05	0,06	-0,01	0,25	0,03	0,19	-0,01	0,08	0,01
	H	1,04	-0,40	0,80	-0,16	0,07	0,27	0,35	0,49	0,08	0,03	0,08	-0,01

Tableau III.12. Estimations en mm des amplitudes des ondes Sa, Ssa, Msm, Mm, Msf et Mf aux sites du réseau AZEL avec la stratégie VZHD+VMF1 et écarts entre la stratégie GPT+GMF et la stratégie VZHD+VMF1.

		Sa		Ssa		Msm		Mm		Msf		Mf	
		Obs.	Diff.	Obs.	Diff.	Obs.	Diff.	Obs.	Diff.	Obs.	Diff.	Obs.	Diff.
ANGE	N	21,33	-12,08	338,43	32,50	94,64	3,19	199,41	-22,55	315,27	6,53	354,20	24,85
	E	51,65	15,67	171,06	-18,35	286,14	-6,01	45,03	34,42	11,81	10,86	140,75	-4,78
	H	193,97	38,44	89,31	83,17	184,30	72,58	357,79	29,80	266,46	-42,03	66,76	-78,53
BRST	N	68,14	-19,06	114,00	-2,96	122,81	3,49	352,38	71,68	15,62	6,25	335,17	3,53
	E	42,87	8,71	263,28	2,43	326,19	-25,76	8,06	104,45	127,76	-3,89	181,61	-9,58
	H	177,01	14,23	82,73	-4,75	86,23	143,58	13,86	6,05	305,47	-26,04	62,86	10,83
CHIZ	N	177,57	6,67	46,92	1,95	95,60	-7,50	281,10	-6,64	69,00	18,68	326,62	9,37
	E	172,69	-2,33	188,61	-3,15	222,93	7,03	43,86	20,53	90,42	7,21	216,57	-8,17
	H	149,98	142,58	77,50	28,59	64,29	-84,16	343,24	34,98	233,87	7,80	98,64	0,85
CUBX	N	150,87	17,38	30,62	4,34	93,77	-7,70	236,64	-25,52	73,33	20,91	345,08	6,74
	E	49,93	7,84	145,36	-19,86	86,60	-22,94	323,55	142,24	64,93	19,06	192,35	-10,63
	H	180,30	25,70	104,72	40,24	68,74	-81,52	356,97	19,07	260,61	6,32	95,19	-3,47
GNS1	N	-	-	-	-	68,15	-27,66	248,08	-3,67	317,18	-12,96	348,54	26,57
	E	-	-	-	-	343,49	-27,45	265,99	17,01	291,71	4,91	118,57	-2,96
	H	-	-	-	-	74,02	-29,99	82,35	-20,84	332,25	-102,36	41,14	-12,59
GROI	N	36,95	-10,57	163,95	-19,48	93,86	-18,64	223,80	-14,40	316,95	3,34	327,27	-0,44
	E	17,88	0,40	145,84	-4,79	347,11	-2,02	230,32	-41,56	37,82	-0,62	128,13	-5,00
	H	69,94	-45,46	89,11	11,04	336,85	-31,15	39,08	13,14	324,57	-17,58	50,50	14,08
GUP	N	28,37	-22,51	75,41	-12,18	119,85	3,23	240,25	-23,77	355,66	6,98	314,92	4,87
	E	70,51	4,64	268,26	26,67	332,38	-13,13	9,46	78,40	115,51	-2,46	167,01	-11,96
	H	111,64	-49,23	96,29	31,37	86,22	-144,37	30,24	1,07	307,91	-20,76	57,86	16,75
HEAU	N	290,34	3,88	190,71	-32,82	116,14	3,97	248,68	128,42	356,38	126,65	253,10	10,21
	E	42,17	11,16	167,49	-25,97	314,50	-5,78	92,39	17,12	95,94	12,42	142,14	-13,98
	H	116,55	-40,46	62,15	-28,05	94,53	-128,35	63,34	-34,05	212,77	9,78	39,63	-2,12
JSY1	N	-	-	-	-	90,24	-7,74	257,02	-17,23	290,64	0,28	37,09	-2,22
	E	-	-	-	-	28,01	-15,33	322,29	11,44	287,20	5,50	100,98	-4,46
	H	-	-	-	-	51,99	34,26	84,80	-6,65	23,95	-12,21	64,11	-46,80
LROC	N	41,00	-8,28	52,16	1,04	90,53	0,33	237,60	-14,38	44,71	12,00	312,19	8,07
	E	64,92	5,46	153,12	-32,14	320,42	-16,54	37,98	23,87	39,15	15,21	195,87	-16,21
	H	196,41	55,21	79,63	30,75	216,85	61,28	37,57	8,35	242,35	2,60	99,49	5,30
MANS	N	303,90	-3,99	89,09	-12,79	82,99	2,19	221,09	-20,14	225,81	-52,20	308,42	2,88
	E	161,03	-4,51	273,23	62,54	260,37	4,47	33,35	14,18	52,56	19,46	168,20	-32,63
	H	144,31	8,82	359,11	-16,66	191,46	22,48	305,98	46,36	252,93	-12,82	185,81	29,95
SABL	N	109,87	-1,12	342,23	12,16	74,04	-2,75	214,83	-54,31	18,83	14,11	301,48	11,14
	E	75,19	7,24	150,78	-18,26	358,03	-27,60	37,15	19,27	23,40	-6,24	182,12	-14,89
	H	98,31	-66,11	110,66	28,16	113,90	-149,71	344,74	51,96	29,00	-128,49	63,80	8,22

Tableau III.13. Estimations en degrés des déphasages des ondes Sa, Ssa, Msm, Mm, Msf et Mf aux sites du réseau AZEL avec la stratégie VZHD+VMF1 et écarts entre la stratégie GPT+GMF et la stratégie VZHD+VMF1.

III.4.2. Impacts de la surcharge atmosphérique

Les mêmes statistiques que pour l'influence des erreurs de fonction de projection sont réalisées pour quantifier l'impact des corrections de surcharge atmosphérique. La seule différence réside dans les ondes étudiées. Ici, les ondes annuelles Sa et Ssa ne sont pas étudiées car des séries couvrant au maximum deux ans sont trop courtes pour les estimer. De même, le site MANS n'est pas traité car la station MAN2 remplaçant MANS depuis mars 2008 ne dispose que de séries de quelques mois. Les RMS globaux au réseau AZEL des écarts entre les solutions VMF1-ATMO et VMF1+ATMO pour les 10 premières ondes principales de FE2004 sont présentés sur la figure III.29.

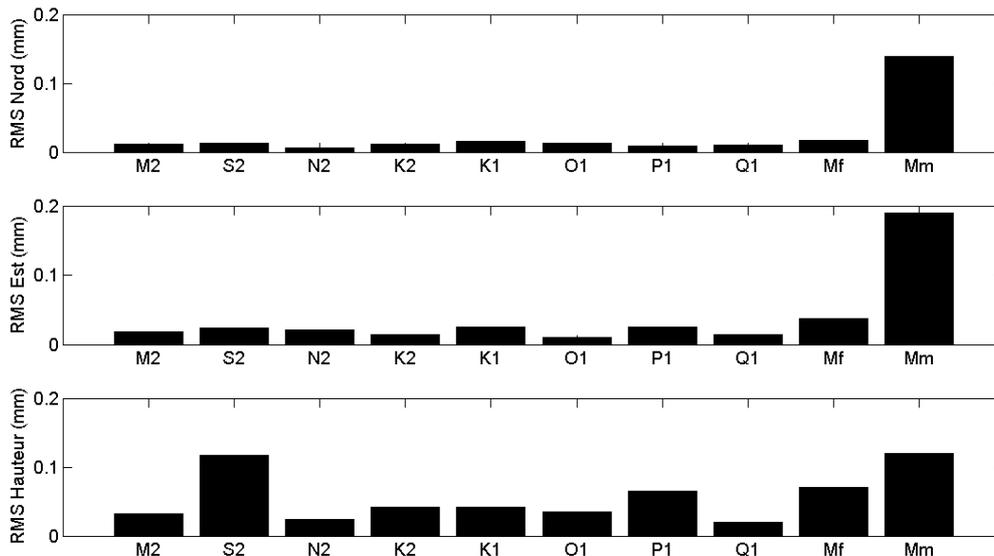


Figure III.29. RMS des écarts entre les estimations GPS avec la solution VMF1-ATMO et la solution VMF1+ATMO en mm calculés avec l'ensemble des stations du réseau AZEL pour chacune des 10 ondes principales de FES2004.

Pour les composantes planes, les impacts sur la composante Mm sont significatifs en comparaison des RMS sur les autres ondes (diurnes et semi-diurnes). Ils sont de $\sim 0,15$ mm pour la composante Nord et de $\sim 0,2$ mm sur la composante Est. Pour la composante de hauteur, les RMS des ondes S2 et Mm dominent les 10 ondes. Ils sont dans les deux cas de $\sim 0,15$ mm. Ce premier indicateur témoigne donc de l'impact des variations semi-diurnes du signal de surcharge atmosphérique et de l'importance des variations de cette surcharge à l'échelle synoptique.

L'impact de l'utilisation des corrections de surcharge atmosphérique sur les variances des séries temporelles est présenté dans le tableau III.14. Les impacts sont globalement très faibles (moins de 1% de variance obtenue par la stratégie VMF1+ATMO) à l'exception de quelques sites qui présentent des ratios de 3-4%. Par exemple pour la composante de hauteur, seuls les sites de ANGE, CHIZ et CUBX présentent des ratios supérieurs à 1% tandis que pour la composante Nord, ce sont les sites de CUBX, GNS1 HEAU, JSY1 et SABL (en valeur absolue). Néanmoins, les variances sont légèrement dégradées pour la composante Nord alors qu'elles sont sensiblement améliorées pour les composantes Est et de hauteur.

	Nord		Est		Hauteur	
	Diff. (mm ²)	Ratio (%)	Diff. (mm ²)	Ratio (%)	Diff. (mm ²)	Ratio (%)
ANGE	-0,08	-0,50	0,87	3,08	6,57	3,12
BRST	-0,03	-0,07	0,40	0,80	1,74	0,16
CHIZ	-0,05	-0,46	0,30	0,83	4,53	1,61
CUBX	0,22	1,40	0,85	2,19	5,42	1,75
GNS1	-0,48	-2,42	0,36	0,61	1,32	0,15
GROI	-0,26	-0,73	0,88	2,01	-0,14	-0,02
GUIP	-0,17	-0,43	1,13	2,39	2,43	0,25
HEAU	-0,59	-2,50	-0,07	-0,09	4,24	1,02
JSY1	-0,28	-1,33	0,97	1,67	3,75	0,47
LROC	0,08	0,54	1,21	2,25	2,49	0,48
SABL	1,11	3,85	1,34	2,28	3,89	0,65

Tableau III.14. Différences de variance en mm² des séries temporelles observées entre les solutions VMF1-ATMO et VMF1+ATMO et rapports relatifs en pourcentage à la solution VMF1+ATMO.

Un calcul étendu aux 68 premières ondes du spectre de la surcharge atmosphérique permet de repérer toutes les ondes pour lesquelles les variations d'amplitudes entre les deux stratégies sont les plus fortes. Les résultats sont présentés sur la figure III.30. Les variations les plus importantes sont repérées pour toutes les ondes mensuelles : Msm, Mm, Msf et Mf. Pour la composante de hauteur, cela atteint en moyenne des écarts de ~0,25 mm pour Msm, ~0,15 mm pour Mm et moins de 0,1 mm pour Msf et Mf. Pour les composantes planes, les écarts d'amplitude moyens sont inférieurs à 0,2 mm (en valeur absolue). L'onde S2 se démarque du jeu des ondes semi-diurnes pour la composante de hauteur, à environ -0,1 mm. Ce signe négatif montre que son amplitude est sous-estimée lorsque la surcharge atmosphérique n'est pas prise en compte. Dans ce cas, l'onde S2, non corrigée, doit être absorbée par d'autres paramètres tels que les résidus de ZWD. Les détails des écarts d'amplitude et de déphasage pour les ondes Msm, Mm, Msf, Mf et S2 sont listés dans les tableaux III.15 et III.16.

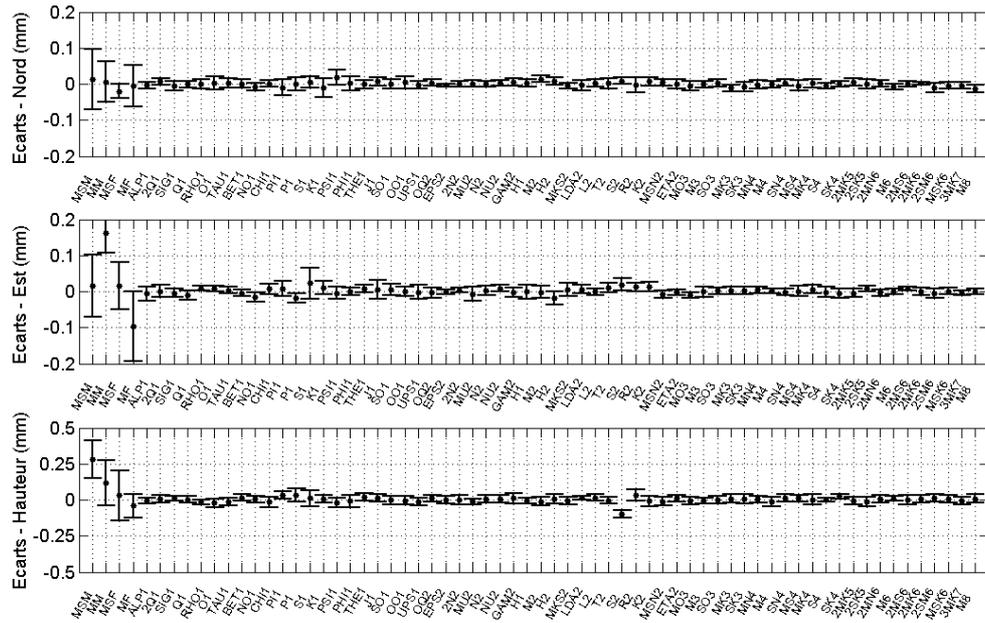


Figure III.30. Écart d'amplitude moyens en mm obtenus entre les solutions VMF1-ATMO et VMF1+ATMO. En haut, résultats pour les composantes Nord (en haut), Est (au milieu) et de hauteur (en bas).

Les écarts d'amplitude et de déphasage sont plus importants pour la composante de hauteur. En effet, pour les composantes planes les écarts d'amplitude sont majoritairement d'un maximum de 0,1 mm, quelque soit l'onde considérée. Pour la composante de hauteur, ils sont de l'ordre de plusieurs dixièmes de millimètres pour Msm, Mm, Msf et Mf mais négligeables pour S2. Tout comme pour les impacts des modèles troposphériques, l'amplitude des impacts sur S2 et les ondes mensuelles est relative à la région de l'Ouest de la France.

		Msm		Mm		Msf		Mf		S2	
		Obs.	Diff.	Obs.	Diff.	Obs.	Diff.	Obs.	Diff.	Obs.	Diff.
ANGE	N	0,42	-0,01	0,37	0,01	0,03	-0,02	0,05	0,01	0,84	0,02
	E	0,18	0,12	0,27	0,14	0,15	0,04	0,39	-0,19	1,72	0,02
	H	0,46	0,45	0,68	0,19	0,14	0,24	0,75	0,04	5,28	-0,11
BRST	N	0,44	0,10	0,42	-0,05	0,14	0,01	0,11	-0,03	2,34	0,01
	E	0,34	-0,12	0,25	0,12	0,16	0,00	0,18	-0,11	2,42	0,02
	H	0,52	0,20	1,20	0,08	0,39	-0,14	0,50	0,02	14,43	-0,09
CHIZ	N	0,27	-0,02	0,42	0,01	0,13	0,00	0,14	0,09	0,48	0,01
	E	0,21	0,06	0,27	0,13	0,06	0,02	0,12	0,03	2,13	0,00
	H	0,52	0,36	0,52	0,14	0,35	-0,34	0,82	0,00	6,82	-0,13
CUBX	N	0,37	0,11	0,46	0,03	0,05	-0,03	0,12	-0,10	0,76	0,01
	E	0,07	0,08	0,34	0,10	0,08	0,02	0,18	0,05	2,22	0,00
	H	0,92	0,43	0,82	0,18	0,29	0,15	0,50	0,00	6,18	-0,10
GNS1	N	0,47	-0,12	0,56	-0,02	0,21	-0,02	0,27	-0,04	1,02	0,01
	E	0,17	-0,03	0,22	0,16	0,13	0,07	0,24	-0,23	2,86	0,03
	H	0,88	0,13	0,85	-0,15	0,31	0,08	1,08	-0,06	13,24	-0,06
GROI	N	0,49	-0,05	0,43	0,02	0,16	-0,05	0,13	-0,03	2,02	0,00
	E	0,19	-0,05	0,14	0,22	0,08	-0,02	0,20	-0,12	2,20	0,01
	H	0,48	0,23	0,64	0,04	0,08	0,12	0,67	-0,07	13,08	-0,07
GUIP	N	0,56	0,00	0,52	-0,07	0,20	-0,01	0,27	0,00	2,27	0,01
	E	0,25	0,08	0,13	0,20	0,10	0,06	0,26	-0,13	2,66	0,01
	H	0,91	0,12	0,65	-0,09	0,50	-0,15	0,95	-0,14	13,84	-0,08
HEAU	N	0,52	-0,06	0,49	-0,04	0,26	-0,01	0,30	-0,05	1,36	0,02
	E	0,38	-0,14	0,24	0,11	0,14	0,06	0,29	-0,20	3,24	0,06
	H	0,93	0,22	0,37	0,07	0,23	0,14	0,96	-0,15	8,07	-0,15
JSY1	N	0,46	0,01	0,52	0,00	0,09	-0,04	0,25	-0,01	1,02	0,00
	E	0,12	0,03	0,20	0,29	0,18	0,08	0,19	0,01	2,88	0,02
	H	0,76	0,14	0,38	0,42	1,05	0,11	0,76	-0,16	11,93	-0,13
LROC	N	0,46	0,01	0,35	0,02	0,17	0,00	0,16	0,05	0,73	0,01
	E	0,27	0,06	0,32	0,16	0,19	-0,01	0,18	-0,14	2,88	0,01
	H	0,58	0,37	0,67	0,23	0,16	0,13	0,86	0,01	9,75	-0,10
SABL	N	0,11	0,17	0,50	0,15	0,29	-0,05	0,21	0,07	1,12	0,00
	E	0,11	0,07	0,50	0,16	0,29	-0,15	0,16	-0,03	2,59	0,02
	H	0,55	0,42	0,64	0,18	0,15	0,01	0,86	0,07	10,61	-0,09

Tableau III.15. Estimations en mm des amplitudes des ondes Msm, Mm, Msf, Mf et S2 aux sites du réseau AZEL avec la stratégie VMF1+ATMO et écarts entre la stratégie VMF1-ATMO et la stratégie VMF1+ATMO.

		Msm		Mm		Msf		Mf		S2	
		Obs.	Diff.	Obs.	Diff.	Obs.	Diff.	Obs.	Diff.	Obs.	Diff.
ANGE	N	75,14	25,38	248,87	22,09	26,40	29,34	185,87	57,55	262,14	-1,03
	E	158,17	33,43	341,35	5,72	330,04	-38,24	82,17	-4,67	312,53	0,24
	H	125,50	-1,27	351,73	-22,67	318,81	95,99	60,47	1,97	334,44	-0,22
BRST	N	101,00	16,65	237,57	19,37	114,51	12,44	132,11	20,48	237,32	0,57
	E	82,59	83,34	314,10	18,48	155,41	39,31	87,45	-156,94	308,55	0,35
	H	172,09	-0,99	19,61	-15,07	316,08	25,49	355,73	-22,83	339,56	-0,11
CHIZ	N	67,21	43,16	252,69	24,23	123,86	13,80	251,03	11,87	222,63	-0,94
	E	133,90	43,15	311,06	15,75	6,13	-100,77	140,50	83,75	304,83	-0,13
	H	96,60	17,19	16,43	-35,51	260,03	171,45	69,91	5,17	331,51	-0,52
CUBX	N	128,39	19,21	264,40	18,36	71,30	101,38	82,16	-150,21	173,26	0,08
	E	108,84	98,99	312,76	11,35	16,97	-109,94	151,47	59,67	294,29	0,31
	H	104,33	11,54	6,39	-16,43	160,33	-40,58	58,69	3,51	329,22	-0,44
GNS1	N	31,58	17,23	246,29	13,38	32,12	5,92	159,18	2,81	303,70	-0,20
	E	70,62	96,52	290,92	24,60	266,88	-21,91	89,98	56,39	334,25	0,00
	H	78,10	6,32	43,30	-24,38	33,87	23,67	41,21	-5,63	23,58	0,13
GROI	N	69,22	20,73	251,66	16,93	5,33	-7,96	151,38	39,15	265,98	0,00
	E	76,80	86,41	316,51	19,90	17,40	-103,03	71,86	-112,03	304,93	0,57
	H	107,76	21,56	32,39	-35,57	353,00	74,86	27,21	-18,84	328,18	-0,14
GUIP	N	79,31	20,19	231,21	15,00	95,93	8,03	188,67	13,54	235,73	0,49
	E	108,14	50,91	319,40	17,29	266,20	-17,01	55,14	-71,19	306,98	0,72
	H	86,19	13,82	57,48	-29,58	321,66	25,52	43,86	-8,18	342,59	-0,16
HEAU	N	51,13	20,87	235,14	12,41	23,99	4,01	109,48	-2,49	321,01	0,18
	E	46,63	17,58	261,14	38,99	160,18	21,19	93,98	19,41	3,51	-0,11
	H	74,44	4,93	18,21	-54,52	84,94	15,45	46,16	0,74	28,84	0,42
JSY1	N	60,48	17,17	261,37	15,17	66,21	2,95	143,67	8,01	296,65	-1,22
	E	62,52	95,72	313,54	26,23	277,52	-0,09	62,59	-72,42	348,24	-0,20
	H	63,69	11,16	335,73	-26,68	10,78	9,42	45,66	0,96	26,84	0,04
LROC	N	85,22	24,02	252,77	27,20	108,07	10,48	201,15	24,47	240,43	-1,48
	E	128,21	38,77	353,58	-0,60	346,48	-28,44	96,98	105,22	302,70	0,15
	H	151,31	-6,12	357,58	-21,45	341,22	69,56	67,80	-0,04	321,34	-0,57
SABL	N	127,62	48,05	312,12	6,57	56,81	4,39	257,41	12,77	255,25	0,69
	E	76,86	133,67	10,27	-7,49	40,59	-22,79	149,11	74,73	304,22	0,26
	H	114,84	18,73	1,81	-37,74	235,97	-86,06	52,05	-8,92	324,73	-0,26

Tableau III.16. Estimations en degrés des phases des ondes Msm, Mm, Msf, Mf et S2 aux sites du réseau AZEL avec la stratégie VMF1+ATMO et écarts entre la stratégie VMF1-ATMO et la stratégie VMF1+ATMO.

Les modèles troposphériques et les corrections de surcharge atmosphérique affectent les ondes à grande période. Ceci s'explique par les variations synoptiques des paramètres météorologiques. Celles-ci traduisent les événements climatiques et ne pas les prendre en

compte détériore l'estimation des amplitudes des ondes principales Mf et Mm. Les séries temporelles sont alors bruitées par un bruit coloré d'une plus forte ampleur (Tregoning et Watson, 2009). Les impacts observés sont de quelques dixièmes de millimètres mais ils sont propres à l'Ouest de la France. Même si l'échantillonnage des données dérivées des modèles de l'ECMWF pourrait permettre les variations climatiques diurnes et semi-diurnes, aucun impact sur l'estimation des ondes de surcharges à ces fréquences n'a été remarqué. Cela n'est pas le cas pour les corrections de surcharge atmosphérique où un impact submillimétrique sur l'amplitude de l'onde S2 a été mis en évidence. Pour ce paramètre aussi, l'amplitude de l'impact est propre à la région d'étude.

III.5. Discussion

Extension aux autres ondes

Les travaux ont porté sur les ondes principales de FES2004 et les ondes longues Msm, Msf et Sa. Pour les autres ondes, une étude a été menée pour détecter la présence éventuelle d'autres déplacements significatifs. Le critère pour les retenir comme significative est basé sur le ratio de leurs amplitudes par rapport à l'amplitude de l'onde M2 car cette dernière représente environ 85% de l'énergie développée par ce phénomène. Un seuil de 1% est choisi. Globalement à tous les sites sur la composante de hauteur, 27 ondes ont été retenues. Hormis les 11 ondes principales et les ondes Msm, Msf et Sa, celles qui présentent les plus fortes contributions moyennes sur l'ensemble du réseau sont les ondes semi-diurnes L2, T2 et R2 et les ondes S1 et S4 (plus de 2-3% sur chaque composante, ce qui est comparable dans la région à la contribution de O1). Dans la baie du Cotentin, les ondes M4 et S4 sont significatives, ce qui confirme les travaux de Vergnolle et al., (2008). Pour les sites proches de Saint-Malo, GOUE et DIPL, ces ondes ont des amplitudes de ~1,5 mm sur la hauteur. Elles sont aussi significatives dans la zone de l'embouchure de la Seine (sites YVET et YPOR). Ils avaient aussi détecté l'onde SK3, mais elle n'a pas été retenue comme étant significative dans notre réseau. La baie du Cotentin et l'embouchure de la Seine apparaissent donc comme des zones propices aux ondes composées.

Impact de la durée des sessions

Les observations GPS ont été traitées en mode statique. Pour chaque session, une position « moyenne » est estimée pour chaque site. Cependant, les effets dominants de la surcharge océanique ont une fréquence minimale de 2 cycles/jour environ. Réaliser une position moyenne à intervalle régulier revient presque à calculer la position du milieu de la corde du signal de surcharge sur la durée de cet intervalle. Suivant l'amplitude des effets de surcharge, l'erreur commise (distance entre le signal « vrai » et sa corde locale) est variable. Il est donc important de discuter de la durée de la session de traitement GPS afin de quantifier au mieux l'erreur commise. Chaque session est séparée par 1h, ce qui est largement supérieur à la fréquence de Nyquist pour les ondes semi-diurnes (de quatre estimations par jour).

Les simulations sont réalisées dans des conditions extrêmes aux sites de Lampaul-Plouarzel (LPPZ), Angles (ANGL), Fécamp (YPOR) et Sablé-sur-Sarthe (SBLS), quatre lieux où les amplitudes des marées sont représentatives des amplitudes de déplacements dans l'Ouest (de l'ordre de 5-10 cm à Brest et 2-4 cm au Mans). Seules les ondes semi-diurnes (M2, S2, N2 et K2) et K1 sont traitées car elles représentent la grande majorité de l'amplitude du signal de surcharge océanique. Les estimations sont réalisées avec t-tide à partir des paramètres des ondes semi-diurnes tirées du modèle de FES2004 et en faisant varier la durée de la session depuis 30 min jusqu'à 6h par pas de 30 min. Les estimations sont effectuées toutes les heures. Seule la composante verticale est présentée car elle accuse les plus grandes valeurs et donc les plus fortes variations. Les amplitudes des ondes semi-diurnes de la composante verticale en ces lieux sont rappelées dans le tableau III.17. Pour chaque session, les amplitudes et déphasages par rapport à Greenwich estimés avec t-tide sont comparés par rapport aux valeurs d'origine (de FES2004), et ce pour chaque onde. Les écarts d'amplitude et de déphasage sont tracés en fonction de la durée de la session (de 30 min à 6h) pour chaque site sur les figures III.31 à III.34.

	M2	S2	N2	K2	K1
Amplitudes (mm)					
LPPZ	40.66	13.58	8.38	3.25	4.37
ANGL	25.36	8.35	5.29	2.10	3.36
YPOR	1.22	0.30	0.38	0.31	0.34
SBLS	14.97	4.82	3.13	1.17	3.11
Phases (°)					
LPPZ	-61.9	-26.0	-82.4	-31.4	-69.3
ANGL	-74.1	-42.0	-94.1	-49.2	-68.2
YPOR	11.2	-49.9	-45.2	-74.9	-58.4
SBLS	-63.9	-30.2	-84.1	-39.2	-62.5

Tableau III.17. Amplitudes en mm et phases par rapport à Greenwich des cinq premières ondes principales de la composante de hauteur aux sites LPPZ, ANGL, YPOR et SBLS.

Ces figures montrent que pour des zones où les amplitudes des ondes de marées sont de l'ordre du centimètre (SBLS) environ, des sessions de 3h au maximum permettent d'assurer une estimation avec une précision de l'ordre de 2 mm. Il est nécessaire de prendre des sessions plus courtes, à savoir 1h, pour estimer des amplitudes de l'ordre de 4 cm (LPPZ). Plus simplement, plus l'amplitude du signal est forte et moins la durée de la session doit être longue. Pour l'ensemble de l'Ouest, des sessions de 2h permettent d'assurer la détection d'ondes semi-diurnes avec une précision du millimètre excepté à la pointe du Finistère et dans la Baie du Cotentin où elle n'est que de 1 à 2 mm. Sur l'ensemble de ces quatre sites, l'erreur commise avec une session de 2h est de 1 mm pour 12 mm d'amplitude de signal. Bien sûr, concernant la détection des ondes plus courtes telle que M4, la durée de la session doit être diminuée en conséquence mais trop diminuer les sessions revient à réduire la précision des résultats de positionnement GPS et donc la qualité de l'estimation des amplitudes par t-tide. Les phases ne sont que très faiblement affectées par les variations de durée de session

montrant qu'il n'y même pas de corrélation avec le cas où les sessions ne sont pas indépendantes. Afin de réduire ce type d'erreur sur les amplitudes, les composantes du modèle FES2004 sont réestimées avec t-tide après avoir moyenné le signal du modèle toutes les heures sur des sessions de 2h (l'échantillonnage du signal de surcharge est de 5 min). Ce sont ces valeurs qui sont comparées dans la suite avec les résultats GPS.

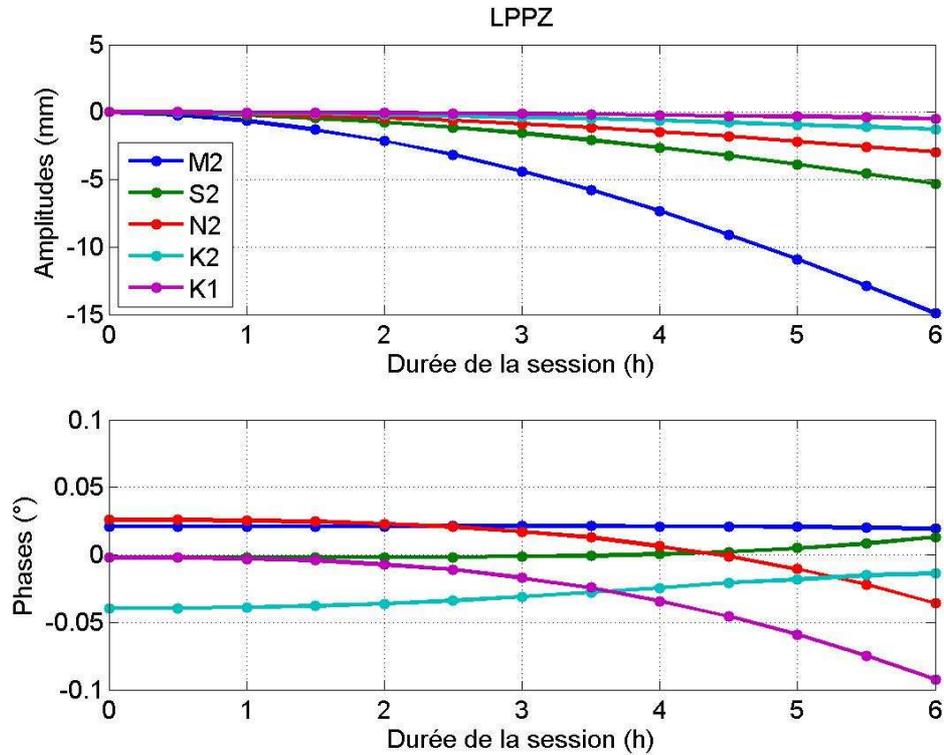


Figure III.31. Écarts d'amplitudes en mm (a) et de déphasage en degrés (b) en fonction de la durée de la session entre les valeurs estimées par t-tide et les valeurs d'origine tirées du modèle FES2004. Résultats pour le site LPPZ.

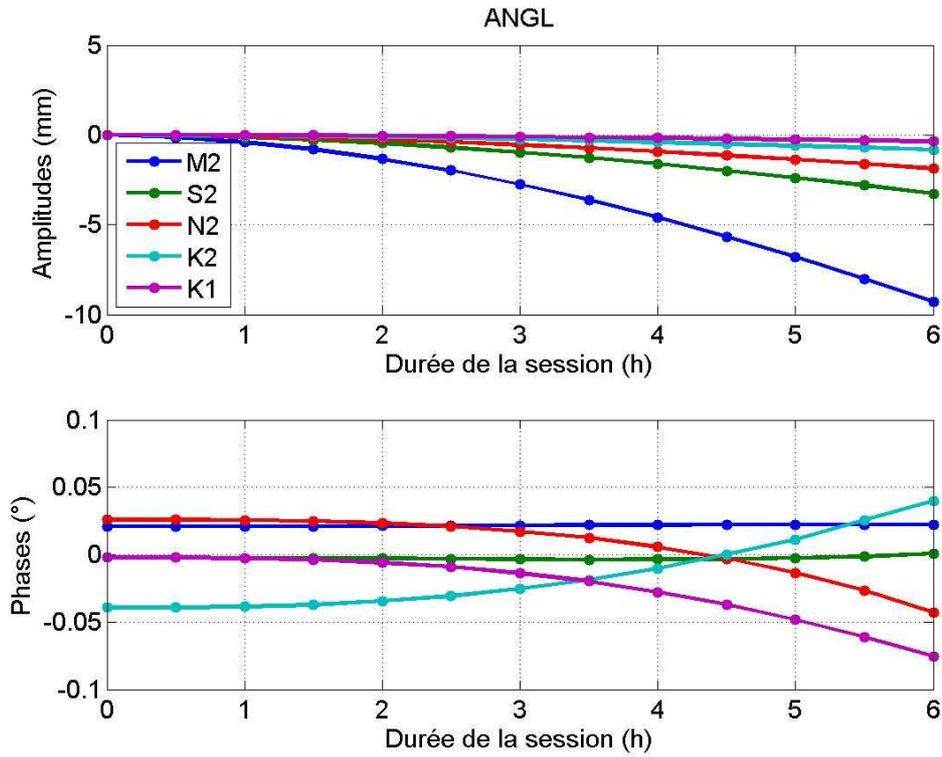


Figure III.32. Idem que pour la figure IV.1.4. Résultats pour le site ANGL.

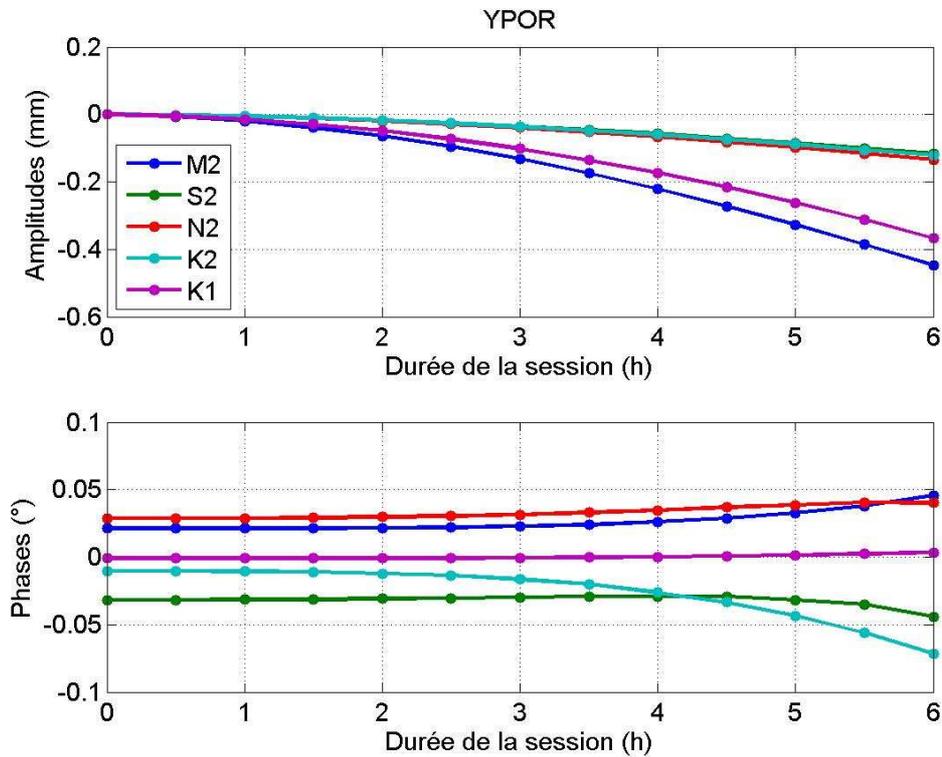


Figure III.33. Idem que pour la figure IV.1.4. Résultats pour le site YPOR.

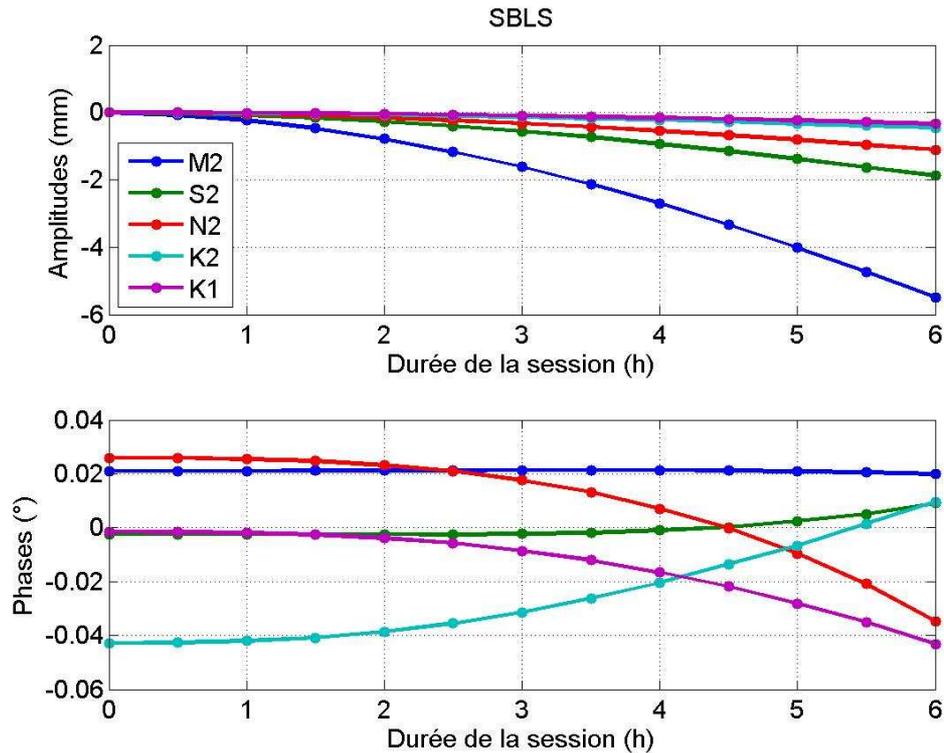


Figure III.34. Idem que pour la figure IV.1.4. Résultats pour le site SBLs.

En réalisant la moyenne des signaux de surcharge avec des sessions de 2h et avec un échantillonnage de 1h, 15min et 5min, la sous-estimation pour M2 réduit progressivement. Elle vaut $\sim 1/12$ à 1h, $1/19$ à 15 min et $\sim 1/22$ à 5 min. Cet impact géométrique est bien sûr fonction de l'amplitude du signal observé. Il est donc plus important sur l'onde M2 suivant la composante de hauteur.

Onde	M2	S2	N2	K2	K1	O1	P1	Q1	Mf	Mm
Perte relative d'amp. (%)	4,63	4,93	4,45	5,06	1,26	1,08	1,35	0,93	<0,01	<0,01
Coef. correctif	1/21,5	1/20,3	1/22,5	1/19,8	1/79,3	1/92,6	1/74,1	1/107,5	~ 0	~ 0

Tableau III.18. Pertes relatives d'amplitude (en %) et coefficients correctifs approchés des ondes de marées principales (M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1, Q1, Mf et Mm) lors de leur estimation par moindres carrés avec des sessions GPS de 2h.

IV. Perspectives

IV.1. Vers une amélioration des modèles troposphériques ?

Dans la section II, les derniers modèles pour corriger *a priori* les ZHD et les fonctions de projection hydrostatiques et humides ont été présentés et comparés. Une étude d'impact sur le calcul d'un réseau européen a aussi mis en évidence les écarts sur les solutions de hauteur et de ZTD lorsqu'un faible angle de coupure est utilisé. La nécessité d'utiliser de tels angles pour décorréler les estimateurs de la hauteur et des ZTD est évidente mais les modèles troposphériques empiriques sont très utilisés par les centres de calcul IGS ou EUREF même s'ils ne sont pas optimaux à basse élévation. A la vue des écarts constatés entre les données de VMF1-grille et GPT ou GMF, les moyennes annuelles des valeurs de VMF1-grille sont très bien modélisées et satisfont des différences inférieures à 2 mm. Par-contre les écarts-types de ces différences sont plus importants, en particulier dans les zones élevées en latitude où des écarts-types de 5 mm peuvent être atteints (cf. article section II.3.7). Cette section tente d'apporter une solution pour optimiser les modèles troposphériques empiriques en cherchant à ajouter d'autres ondes du spectre des séries de VZHD et de VMF1.

IV.1.1. Analyse spectrale des données troposphériques de l'ECMWF

Que ce soit pour les ZHD *a priori* ou pour les coefficients de la VMF1-grille, les séries de données utilisées s'étalent du début de 1994 jusqu'à la fin de 2007. Sur cette période les amplitudes des composantes annuelles, semi-annuelles, diurnes et semi-diurnes sont calculées par une transformée de Fourier. Dans les deux cas (ZHD et fonctions de projection) les calculs réalisés sont à l'échelle globale et effectuées en termes de hauteur équivalente à l'aide de la fonction empirique de transfert de Boehm et al. (2006b).

IV.1.1.1. Les ZHD *a priori*

Les écarts-types des différences constatées dans la partie III entre les ZHD dérivés de SPT et les VZHD s'expliquent par l'absence de variation saisonnière dans la modélisation des pressions au sol de SPT. Par-contre, pour les différences entre les ZHD dérivés de GPT et les VZHD, il est nécessaire de s'intéresser à la modélisation de l'amplitude annuelle des ZHD dérivés de GPT. La figure IV.1 présente ces amplitudes et la figure IV.2 les amplitudes et les phases des termes annuels, semi-annuels et diurnes des séries de VZHD.

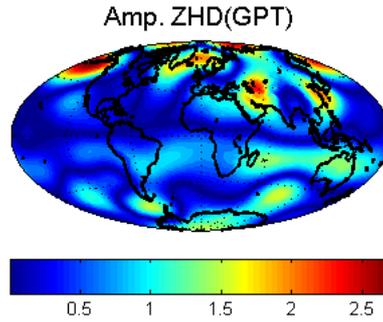


Figure IV.1. Amplitudes annuelles des ZHD en mm dérivées de GPT avec le modèle de Saastamoinen (1972). Résultats calculés en termes de hauteur équivalente à l'aide des valeurs de VMF1-grille.

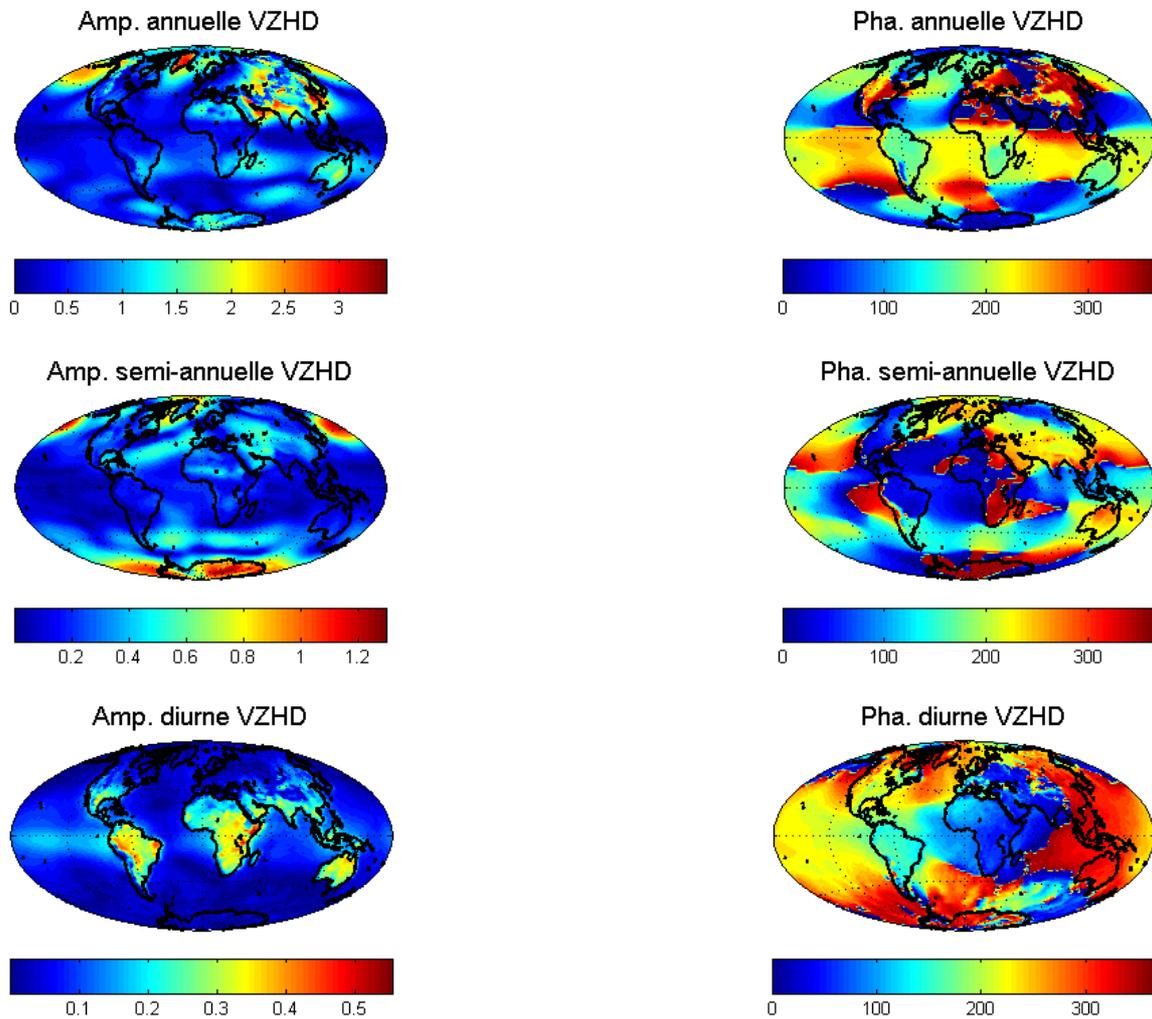


Figure IV.2. Amplitudes en mm et phases en jours des composantes annuelles, semi-annuelles et diurnes des séries de ZHD tirées de VMF1-grille. Calculs réalisés par une transformée de Fourier sur les données de la période 1994-2008 et exprimés en termes de hauteur équivalente à l'aide des valeurs de VMF1-grille.

La comparaison des figures IV.1 et IV.2a montre l'inadéquation des amplitudes annuelles des VZHD et des ZHD dérivés de GPT. Cela est notable au niveau de l'Asie Centrale, de l'Inde et du Groenland. En Asie, les variations spatiales sont très importantes en raison de la topographie très complexe de cette région si bien que le développement en harmoniques sphériques utilisé par GPT est insuffisant (ordre et degré 9). D'autre part, la phase, fixée à 28 jours dans l'hémisphère Nord et à 211 jours dans l'hémisphère Sud, apparaît trop simpliste. Même si des tendances hémisphériques apparaissent, des variations à l'échelle des continents sont évidentes en raison des variations de la topographie. Il pourrait être intéressant d'augmenter la résolution spatiale du développement en harmoniques sphériques mais il est alors nécessaire de revoir celle de la phase. Apporter une correction de hauteur à la phase annuelle, d'un signe fonction de l'hémisphère, en plus de celle apportée aux pressions de GPT (définies à la surface du géoïde) est indispensable. En effet, dans l'hémisphère Nord les phases augmentent avec la topographie et diminuent dans l'hémisphère Sud.

Même si les séries de VZHD sont très bruitées, les amplitudes semi-annuelles sont significatives et leur modélisation apparaît nécessaire. Par-contre modéliser les variations de leur phase semble délicat car aucune règle simple ne semble se démarquer. En résumé, à cause des simplifications utilisées dans la modélisation de GPT, son utilisation (et encore plus SPT) n'est pas adaptée à toutes les régions du globe lorsque les variations précises des séries temporelles de position sont recherchées.

IV.1.1.2. Les fonctions de projection

Les figures IV.3 et IV.4 montrent les amplitudes des fonctions NMF_H , GMF_H et GMF_W en termes de hauteur équivalente (aucune variation annuelle n'est allouée à la NMF_W). Les amplitudes des ondes annuelles, semi-annuelles et diurnes des séries de $VMF1_H$ et de $VMF1_W$ sont sur les figures IV.5 et IV.6.

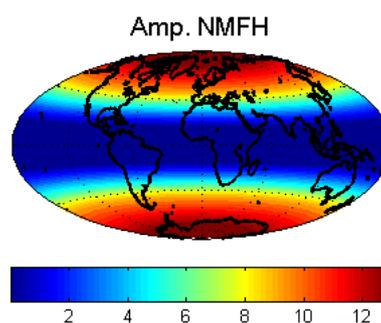


Figure IV.3. Amplitudes annuelles de NMF_H en mm à 5° d'élévation. Résultats exprimés en termes de hauteur équivalente à l'aide des valeurs des VZHD.



Figure IV.4. Amplitudes annuelles de GMF_H et GMF_W en mm de hauteur équivalente à 5° d'élévation. Résultats exprimés en termes de hauteur équivalente à l'aide des séries de VZHD.

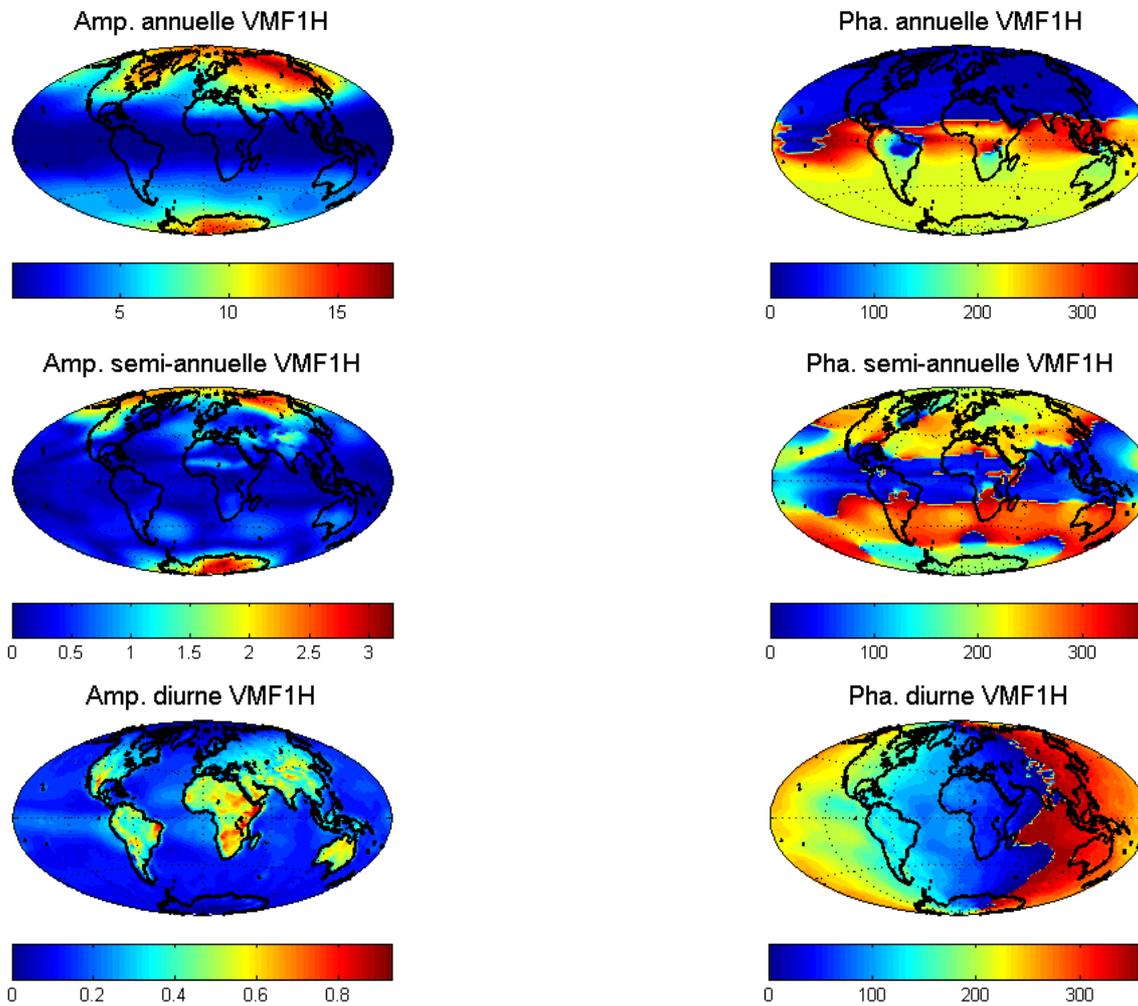


Figure IV.5. Amplitudes en mm de hauteur équivalente et phases en jours des composantes annuelles, semi-annuelles et diurnes des séries de $VMF1_H$ de VMF1-grille à 5° d'élévation. Calculs réalisés par une transformée de Fourier sur les données de la période 1994-2008 et exprimés en termes de hauteur équivalente à l'aide des séries de VZHD.

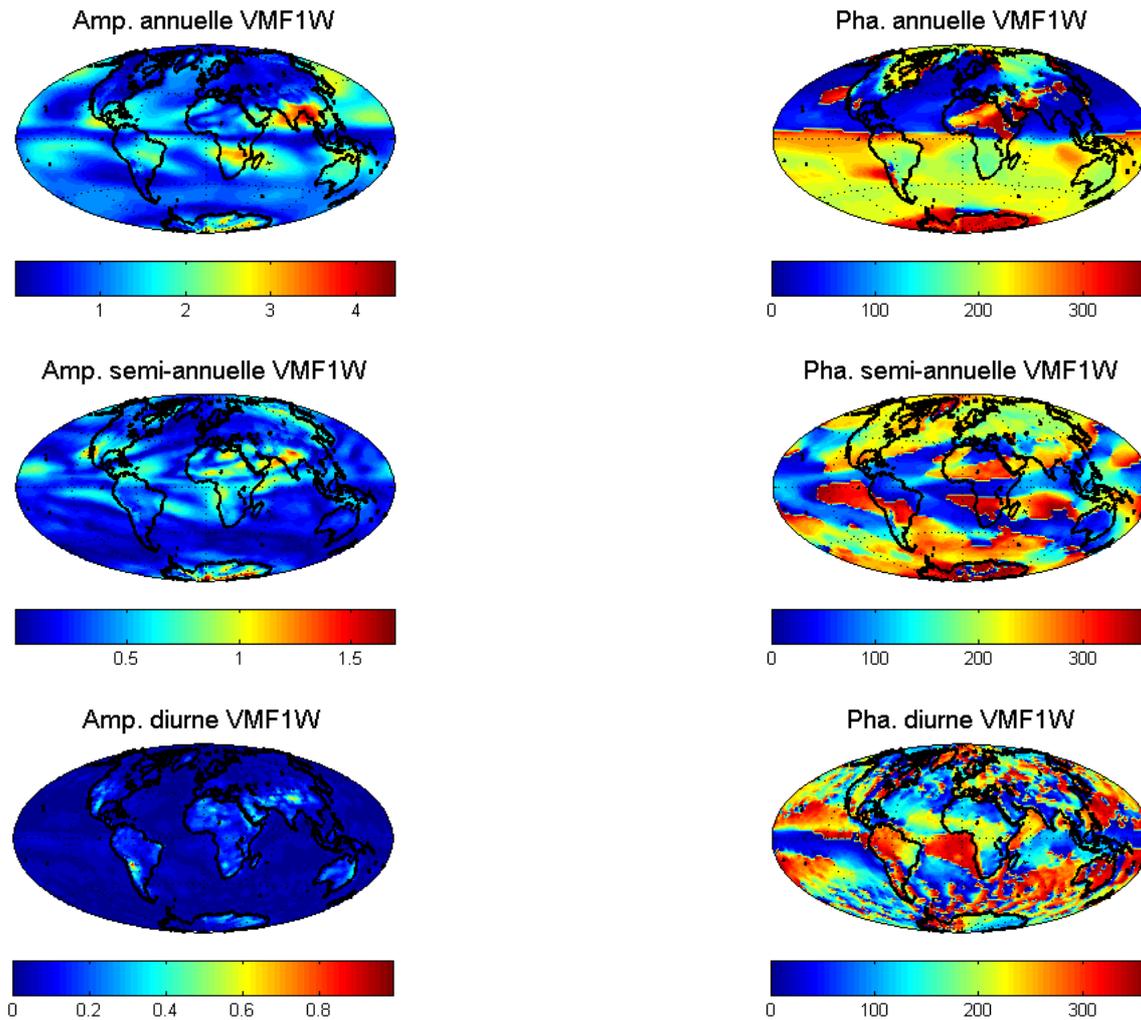


Figure IV.6. Amplitudes en mm de hauteur équivalente et phases en jours des composantes annuelles, semi-annuelles et diurnes des séries de $VMF1_W$ de $VMF1$ -grille. Calculs réalisés par une transformée de Fourier sur les données de la période 1994-2008 et exprimés en termes de hauteur équivalente à l'aide d'un ZWD *a priori* moyen de 200 mm.

L'unique dépendance latitudinale de la NMF_H est évidente et est à mettre en rapport avec le modèle UNB3 (cf. section II.2). Ceci est aussi valable pour la GMF_H mais sa dépendance longitudinale lui permet de mieux prendre en compte les grandes surfaces continentales de l'hémisphère Nord (Sibérie, Nord du Canada) et de limiter ses variations au continent Antarctique dans l'hémisphère Sud. Les amplitudes annuelles de GMF_H ont une répartition spatiale cohérente avec celles de $VMF1_H$ (contrairement à celle de NMF_H) d'autant plus que les phases se distinguent par une nette opposition entre l'hémisphère Nord et l'hémisphère Sud (28^{ème} et 211^{ème} jours de l'année environ). Néanmoins, il s'avère que les ondes semi-annuelles contenues dans les séries de $VMF1_H$ ne sont pas négligeables dans les zones polaires où des amplitudes de 1-3 mm sont visibles comme en Sibérie et en Antarctique et des amplitudes diurnes locales de 1 mm apparaissent en Afrique de l'Est. La modélisation de ces termes dans la GMF_H et la NMF_H peut contribuer à la réduction des écarts-types des différences entre ces modèles et $VMF1_H$ mais le problème revient dans les phases des ondes semi-annuelles qui n'ont pas de variations spatiales évidentes.

Même si Niell (1996) n'a pas adjoint de variations saisonnières à la NMF_W , celles de la GMF_W ne sont pour autant pas négligeables puisqu'elles peuvent atteindre une hauteur équivalente de 2-3 mm comme en Australie ou en Inde (figure IV.4). Ce point montre l'intérêt des données globales pour la détermination d'une fonction de projection. En effet, Niell (1996) n'a utilisé que des données de radiosondages de l'Amérique du Nord, zone où les amplitudes annuelles de la GMF_W sont faibles ($<0,5$ mm). Les amplitudes des ondes semi-annuelles ne sont pas négligeables dans quelques zones subtropicales mais les modéliser en harmoniques sphériques à l'ordre et au degré 9 (comme c'est le cas pour les ondes annuelles dans la GMF) paraît difficile en raison de leur résolution spatiale. Leurs phases sont également complexes. Les amplitudes des ondes diurnes sont quant à elles inférieures au millimètre.

IV.1.2. Une proposition d'extension de la modélisation empirique

Au vu des résultats de l'analyse spectrale, les amplitudes des variations semi-annuelles et parfois diurnes des séries de VZHD et VMF1 ne sont pas toujours négligeables. Afin de vérifier la possibilité d'étendre la modélisation de GPT et de GMF en harmoniques sphériques à ces termes, les RMS globaux des résidus issus des modélisations sont calculés pour différents ordres et degrés (figures IV.7 pour les VZHD et IV.8 pour la VMF1).

Il apparaît que l'ordre et le degré 9 permettent d'optimiser le développement car il s'agit de l'ordre et du degré après lesquels la convergence des RMS n'est plus significative. Au-delà du 12^{ème} ordre des problèmes numériques d'inversion des matrices normales apparaissent. Ainsi, de la même façon que pour les amplitudes annuelles et les moyennes annuelles, développées dans la GMF , les amplitudes des ondes semi-annuelles sont développées en harmoniques sphériques à l'ordre et au degré 9. Les figures IV.9 et IV.10 montrent respectivement les modélisations obtenues pour les composantes semi-annuelles et diurnes ainsi que leurs résidus par rapport aux amplitudes estimées par transformée de Fourier.

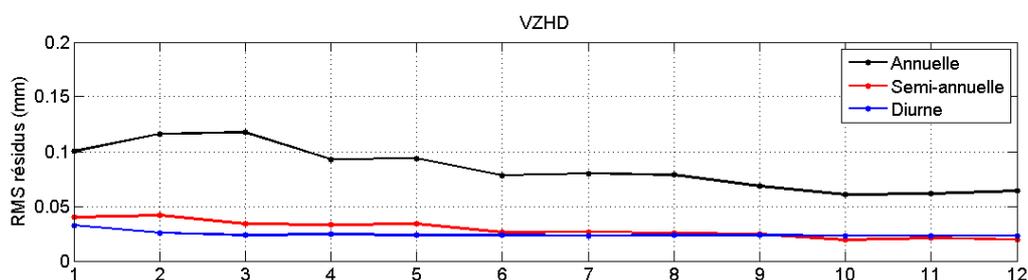


Figure IV.7. RMS globaux des résidus en mm après expansion en harmoniques sphériques des amplitudes des ondes annuelles, semi-annuelles et diurnes des séries de VZHD. Résultats classés en fonction de l'ordre de l'expansion.

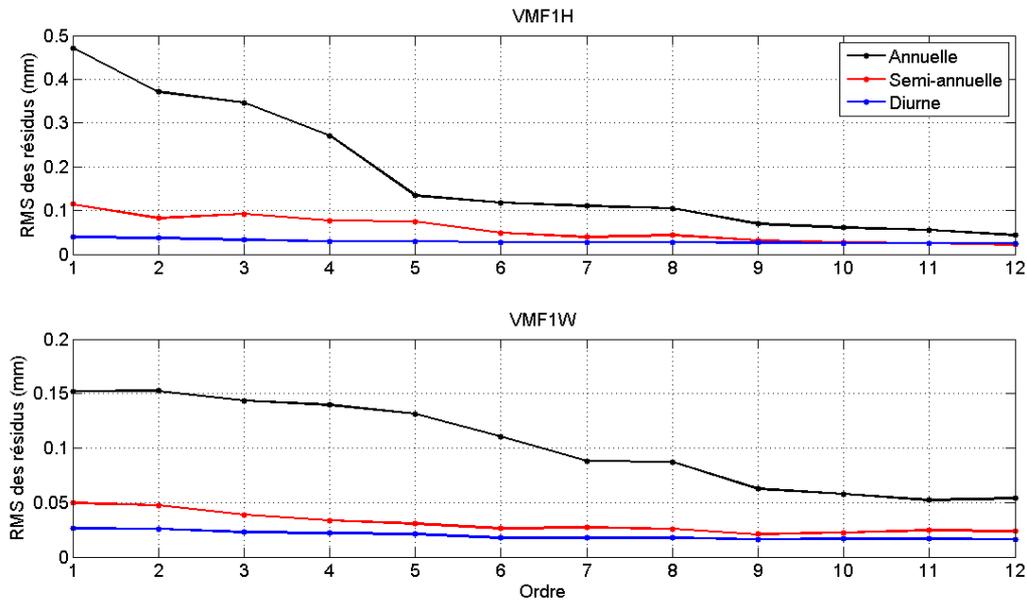


Figure IV.8. RMS globaux des résidus en mm après expansion en harmoniques sphériques des amplitudes des ondes annuelles, semi-annuelles et diurnes des séries de $VMF1_H$ et $VMF1_W$. Résultats classés en fonction de l'ordre de l'expansion.

Vis-à-vis des résidus, seules les ondes semi-annuelles des séries de VZHD et de $VMF1_H$ semblent être intéressantes à modéliser car dans les autres cas (ondes semi-annuelles de $VMF1_W$ et ondes diurnes) les résidus sont trop souvent égaux (en valeurs absolue) à l'amplitude du signal lui-même (Cela était déjà visible dans les RMS des résidus en fonction de l'ordre des harmoniques, figures IV.7 et IV.8). De plus, les échelles spatiales des résidus des modélisations des ondes diurnes sont bien en-deçà de la résolution spatiale du développement en harmoniques sphériques utilisé qui est d'environ 20° . Pour ces ondes il est nécessaire d'utiliser un ordre bien plus élevé mais les tentatives ont conduit à des problèmes numériques.

Un effort à mener dans ce sens est souhaitable d'autant plus que les amplitudes sont de l'ordre du millimètre pour les séries de $VMF1_H$ et de 0,5 mm pour les séries de VZHD et de $VMF1_W$. Ce point est aussi valable pour les valeurs moyennes et les amplitudes annuelles des séries (non redéveloppées ici) car la résolution spatiale d'une modélisation en harmoniques sphériques à l'ordre et au degré 9 est parfois insuffisante dans certaines zones locales comme les zones montagneuses (cf. article section II.4). A propos des ondes diurnes, un effort particulier doit porter sur la $VMF1_H$ car il s'agit du seul paramètre qui ne souffre pas de variations temporelles fortes à l'échelle synoptique comme c'est le cas en hiver pour les séries de VZHD et de $VMF1_W$. Dans ces deux derniers cas, une étude d'impact locale sur l'apport des variations diurnes est à encourager.

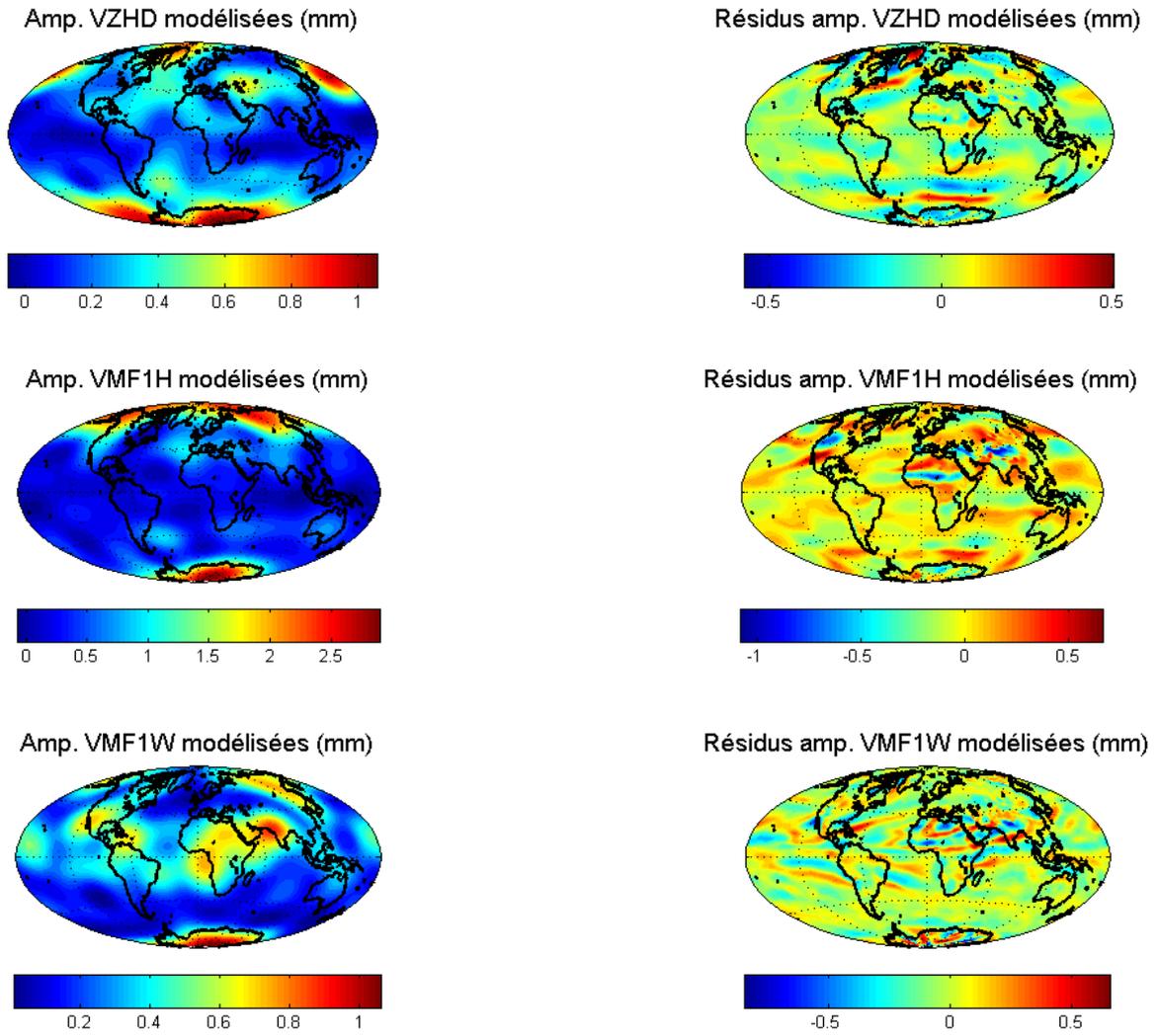


Figure IV.9. Amplitudes semi-annuelles des séries de VZHD, VMF1_H et VMF1_W modélisées par harmoniques sphériques à l'ordre et au degré 9 et résidus par rapport aux amplitudes calculées dans les séries par transformée de Fourier.

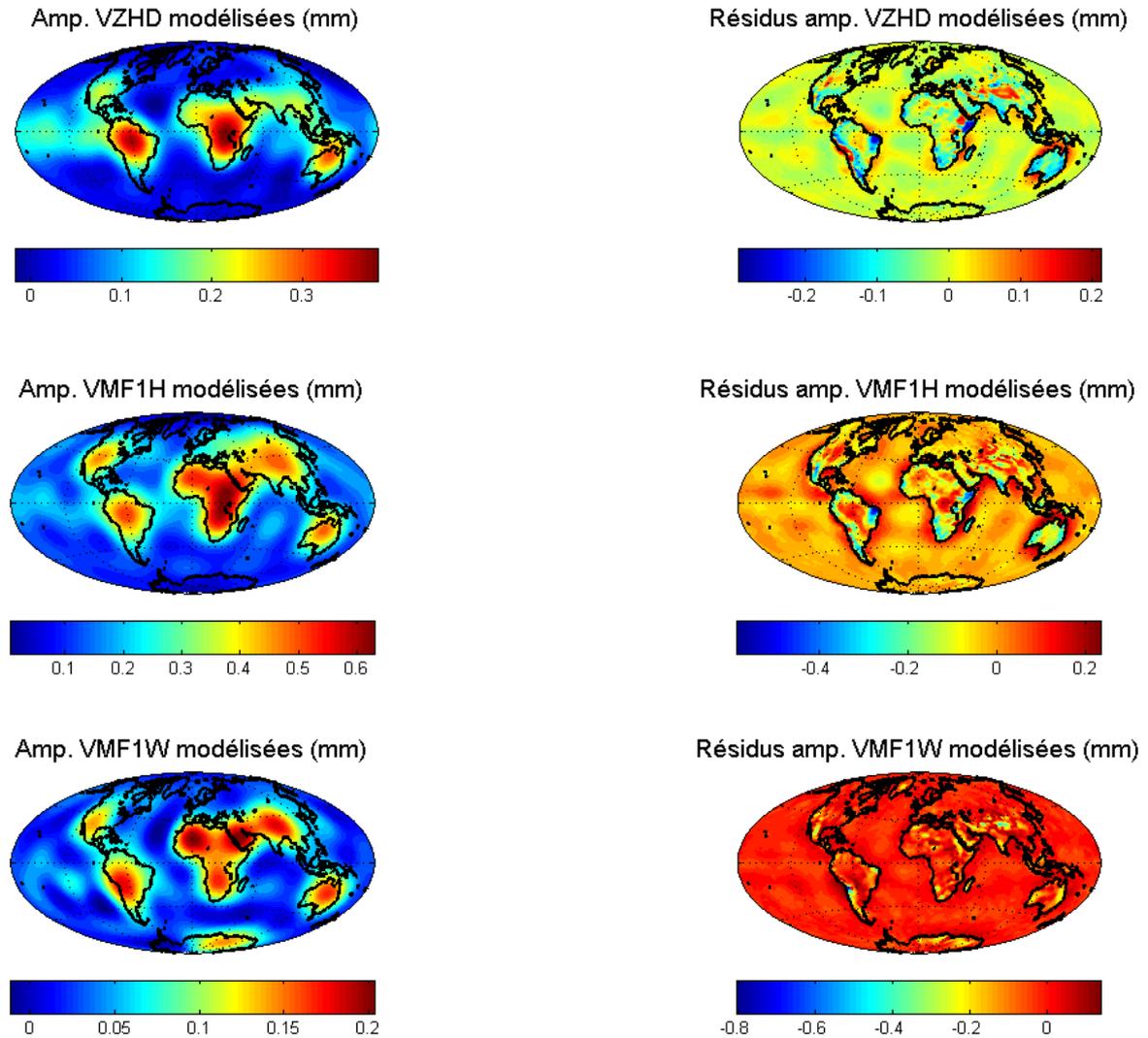


Figure IV.10. Amplitudes diurnes des séries de VZHD, VMF1_H et VMF1_W modélisées par harmoniques sphériques à l'ordre et au degré 9 et résidus par rapports aux amplitudes calculées dans les séries par transformée de Fourier.

Quels que soient les choix retenus en termes d'ondes à modéliser, une autre grande difficulté majeure réside dans la modélisation de la phase. Pour les ondes annuelles une simple distinction hémisphérique du jour de référence est actuellement utilisée dans les modèles. Cette méthode est tirée de la NMF mais elle ne satisfait que la phase de la VMF1_H (les phases de VMF1_W et de VZHD présentent des variations spatiales plus complexes). Comme un développement en harmoniques sphériques de la phase risquerait d'être instable, il est préférable de proposer des modélisations basées sur des équations ou systèmes d'équations. Les figures IV.11, IV.12 et IV.13 montrent les tendances moyennes des ondes annuelles, semi-annuelles et diurnes des séries de VZHD, VMF1_H et VMF1_W en fonction de la longitude et de la latitude respectivement.

Pour les ondes annuelles, la dépendance en latitude est confirmée mais la séparation hémisphère Nord/hémisphère Sud n'est valable que pour les séries de VMF1_H. D'autres zones en latitude sont visibles pour VZHD et VMF1_W. Ici une simple modélisation par zones

comme c'est le cas pour les amplitudes de la NMF est possible. Pour les ondes semi-annuelles, les tendances latitudinales sont moins évidentes, d'autant plus que la dépendance longitudinale est linéaire pour VZHD. Une modélisation par zones de latitude est aussi possible mais elle serait moins performante que pour les ondes annuelles. Enfin, pour les ondes diurnes, une constante globale pour VZHD et VMF1_W est suffisante mais pas pour VMF1_H dont les phases sont fonctions de la longitude. Dans ce cas, une équation linéaire fonction de la longitude suffit.

En définitive, ajouter les ondes semi-diurnes pour les séries de VZHD et VMF1_H ainsi que les ondes diurnes pour VMF1_H pourrait être intéressant pour réduire les écarts-types des différences entre les modèles empiriques (GMF et ZHD dérivés de GPT) avec les séries de données fournies dans VMF1-grille. Bien sûr, compte tenu des variations spatiales des amplitudes, les impacts de ces extensions auraient un impact très local mais ils pourraient s'avérer bénéfiques pour certaines zones particulières telles que les zones polaires pour l'étude du rebond post-glaciaire (King et al., 2009). Pour réduire le problème des variations spatiales des phases, il serait intéressant de développer les expressions trigonométriques de la phase.

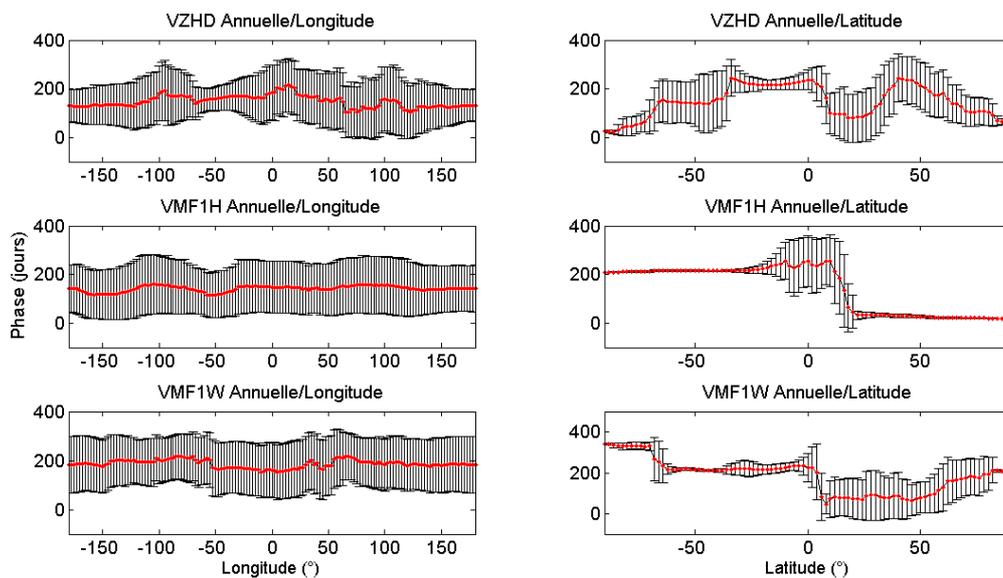


Figure IV.11. Tendances moyennes suivies par les phases en jours des composantes annuelles des séries de VZHD, VMF1_H et VMF1_W en fonction de la longitude et de la latitude respectivement.

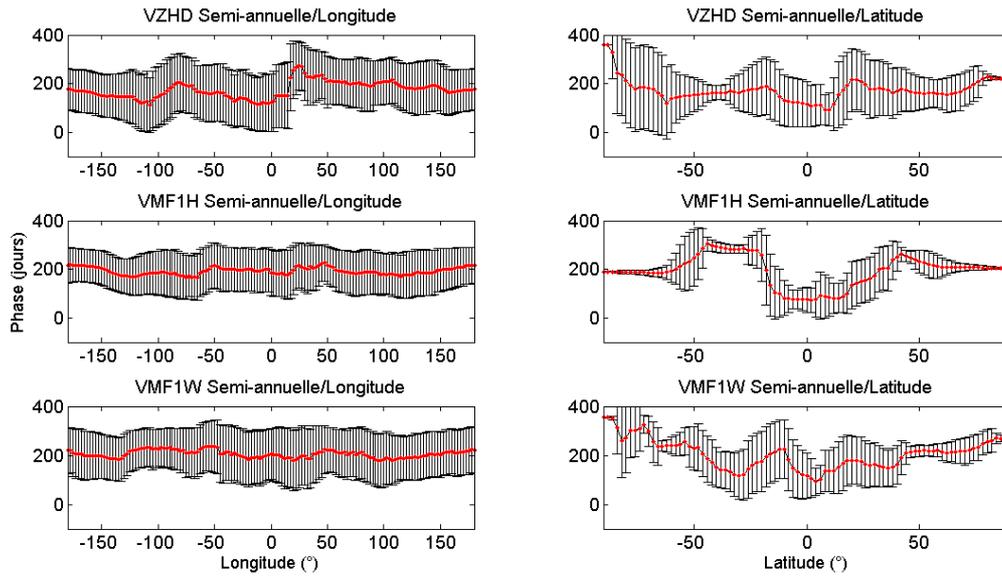


Figure IV.12. Tendances moyennes suivies par les phases en jours des composantes semi-annuelles des séries de VZHD, VMF1_H et VMF1_W en fonction de la longitude et de la latitude respectivement.

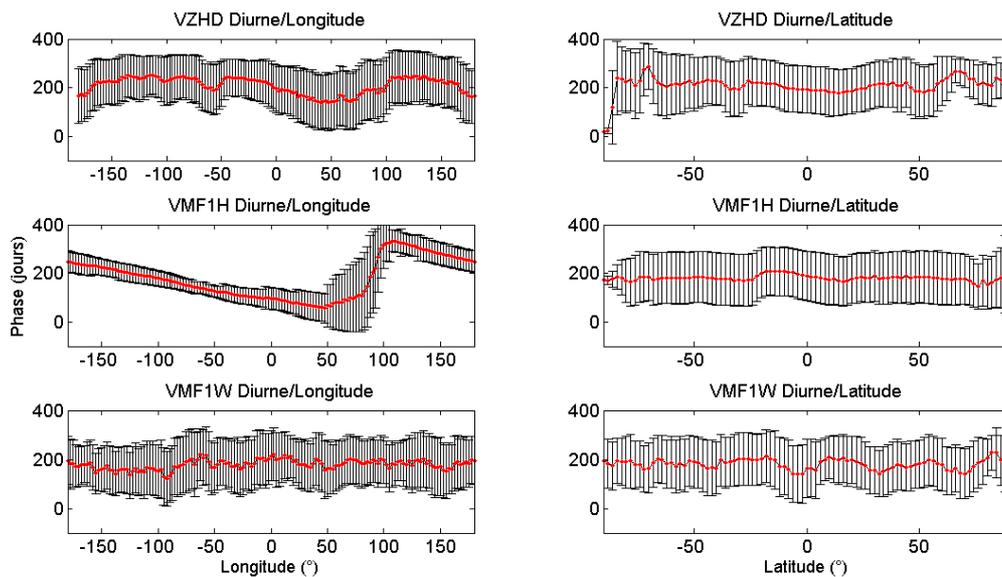


Figure IV.13. Tendances moyennes suivies par les phases en jours des composantes diurnes des séries de VZHD, VMF1_H et VMF1_W en fonction de la longitude et de la latitude respectivement.

IV.1.3. Quid des interpolations spatiales et temporelles des données de l'ECMWF ?

L'exploitation classique des données de l'ECMWF (ZHD *a priori* et fonctions de projection) disponibles dans VMF1-grille est réalisée via l'usage d'interpolateurs linéaires pour estimer les valeurs des paramètres en un lieu donné et à une date donnée. Du point de vue de la résolution spatiale, un point inscrit dans une « case » est au maximum éloigné de 1,25° en longitude et de 1,0° en latitude des nœuds les plus proches. A l'échelle temporelle,

l'interpolation est réalisée dans le pire des cas avec des données valables à des instants éloignés de 3h. Pour ces cas limites, le choix de l'interpolateur est essentiel. Il est d'autant plus important que pour les ZHD *a priori*, valables au niveau de l'orographie, les zones complexes du relief peuvent facilement dégrader les résultats d'une interpolation linéaire. Il est d'usage dans les logiciels de traitement d'utiliser un interpolateur linéaire mais la question de sa pertinence reste une question ouverte.

IV.2. Vers une fonction de projection dépendante de l'élévation et de l'azimut ?

Les fonctions de projection les plus modernes sont uniquement dépendantes de l'élévation. L'hypothèse de stratification horizontale est utilisée ainsi qu'une hypothèse d'isotropie de la troposphère. En pratique, les gradients troposphériques sont ajoutés dans le processus de calcul GNSS afin de compenser l'inexactitude de ces hypothèses. Dans cette partie, j'ai réalisé un tracé de rais tous les 30° en azimut et tous les 2° en élévation depuis 2° d'élévation à l'aide des données ERA-40 et ERA-INTERIM. Le test est réalisé sur l'Europe pour les premiers jours de l'année 2001. L'objectif est de vérifier si une dépendance azimutale est visible pour les retards hydrostatiques et humides. Ce point est crucial car les gradients estimés classiquement sont des estimateurs des gradients hydrostatiques et humides à la fois et leur ajout dans le lot des paramètres entraîne des corrélations supplémentaires avec les autres paramètres, notamment les composantes horizontales de position. Une discussion sur la modélisation de ces fonctions de projection et l'utilisation des résultats des tracés de rais est présentée.

IV.2.1. Concepts

Pour un angle d'élévation et un azimut donnés, le principe du tracé de rais est fondé sur une discrétisation du signal parcouru depuis l'antenne jusqu'à une altitude où la pression est nulle. A chaque tronçon de cette discrétisation, les données météorologiques sont insérées dans les modèles respectifs d'indice de réfraction hydrostatique et humide, puis les résultats sont sommés progressivement à chaque tronçon. Afin de ne pas négliger la courbure du faisceau, le nouvel angle d'élévation est calculé à chaque fois à l'aide de la loi de Snell-Descartes.

IV.2.2. Résultats préliminaires

La figure IV.14 montre les variations de délais obliques en fonction de l'azimut pour un angle d'élévation de 10° au voisinage de la ville du Mans. La valeur moyenne a été retirée afin d'isoler l'excédent de délai oblique. Une illustration en carte polaire montrant les variations de délai avec les angles d'élévation et d'azimut est présentée sur la figure IV.15. Celle-ci montre que les excédents de délais sont inversement proportionnels à l'angle

d'élévation et que les variations des amplitudes en fonction de l'azimut n'ont que deux extrema. Ils sont atteints pour des azimuts particuliers et ils n'évoluent pas avec l'élévation. Cela indique que les excédents suivent une surface de révolution (Hobiger et al., 2008).

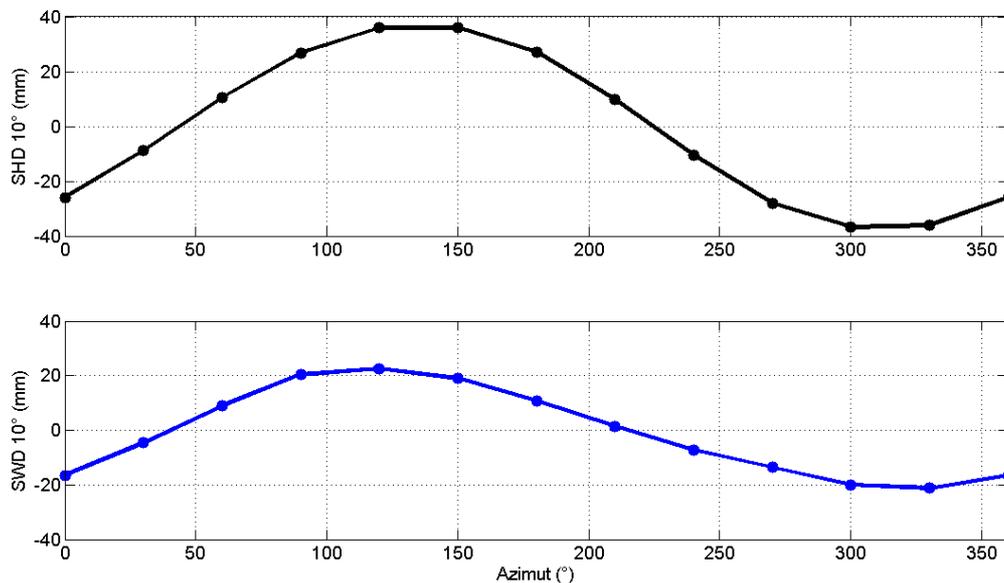


Figure IV.14. Excédent de délai oblique en mm à 10° d'élévation en fonction de l'azimut. Résultats au 01/01/2001 à 12h au voisinage du Mans avec le modèle ERA-40. Contribution hydrostatique en haut et contribution humide en bas.

A partir de ces excédents, les gradients au zénith sont estimés à l'aide de la fonction de projection utilisée dans GAMIT pour estimer numériquement les gradients (ici, la matrice jacobienne du système est composée des valeurs de cette fonction aux azimuts et élévations des excédents). Il s'agit de la fonction proposée dans Chen et Herring (1997). Cette méthode est semblable à celle de Boehm et Schuh, 2007b. Ces gradients sont décomposés suivant les directions Nord et Est. La figure IV.16 montre les valeurs des gradients estimés (Nord et Est) au zénith et projetés à 10° d'élévation à chaque nœud de la grille ERA-40 en Europe. La décomposition classique Nord/Est est utilisée. Les gradients Nord et Est présentent, pour cette date donnée, des variations spatiales très fortes. Elles sont moins rapides pour la contribution hydrostatique car elles dépendent des variations de la pression atmosphérique. Les gradients humides présentent en effet des variations spatiales fortes qui peuvent atteindre plusieurs centimètres à l'échelle de la France.

Pour cette date précise, plusieurs fronts météorologiques sont visibles. Le plus important débute aux îles Canaries, traverse la péninsule ibérique et se poursuit jusqu'en Allemagne. Après vérification de la météo ce jour-ci, ce front correspond à une perturbation météorologique. Les résultats des tracés de rais à partir des données ERA-40 permettent donc de mettre en évidence des variations spatiales d'excédents troposphériques importants, justifiant alors l'intérêt de poursuivre des recherches dans cet axe et de quantifier l'apport réel de ces résultats dans un traitement GNSS classique.

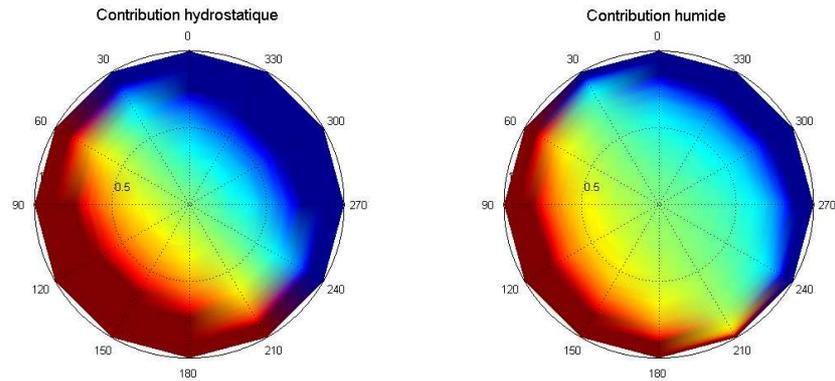


Figure IV.15. Illustration des variations de délai oblique en fonction de l'azimut et de l'élévation. Les valeurs sont exagérées pour rendre compte de la symétrie des délais. Résultats au 01/01/2001 à 12h au voisinage du Mans avec le modèle ERA-40. La contribution hydrostatique est à gauche et l'humide à droite. Les valeurs positives sont en rouge et les négatives en bleu.

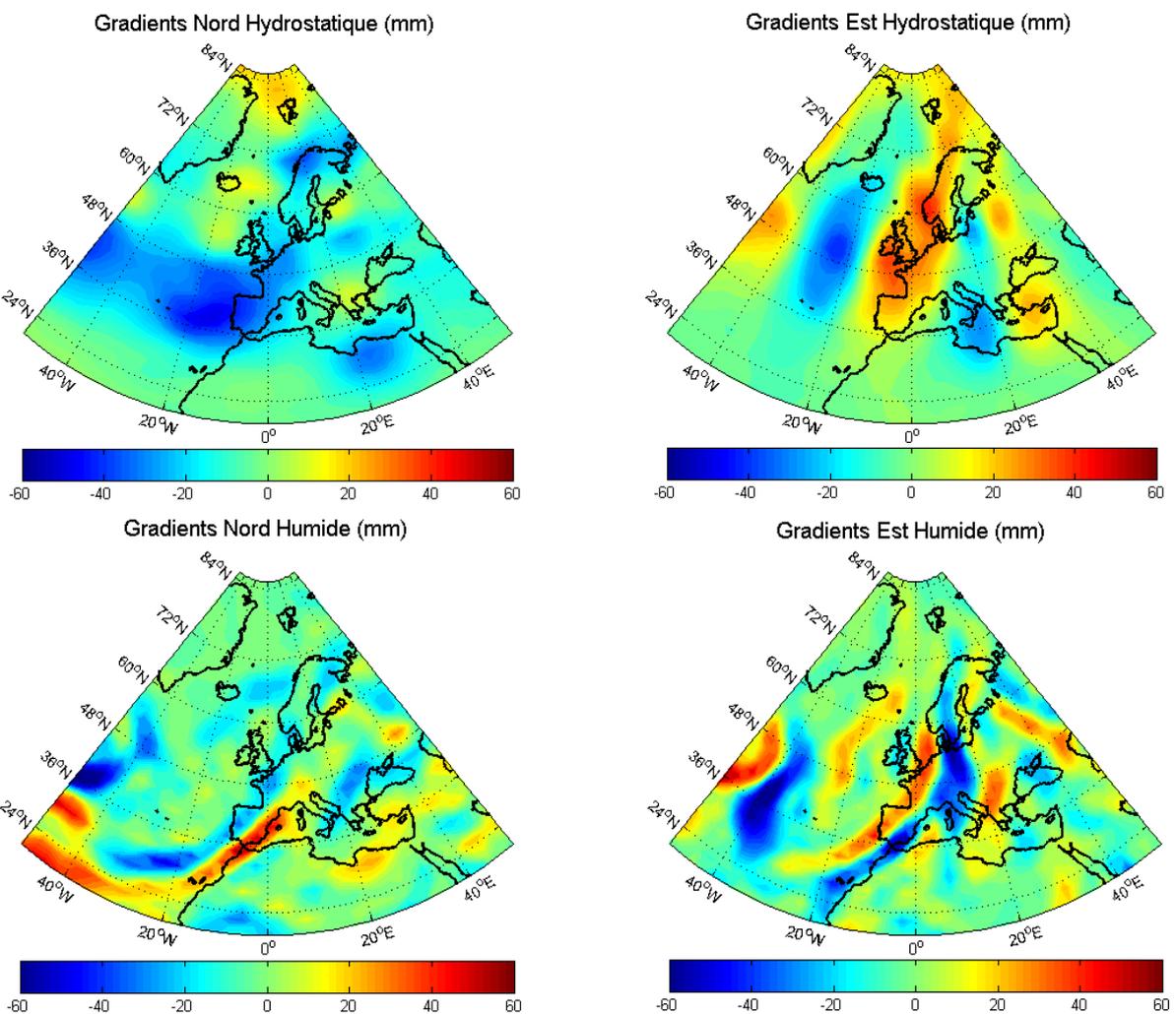


Figure IV.16. Gradients Nord et Est en mm de la contribution hydrostatique et de la contribution humide en Europe à 10° d'élévation. Résultats au 01/01/2001 à 12h avec le modèle ERA-40.

L'exemple au voisinage du Mans est éloquent sur la zone européenne et montre l'asymétrie des excédents de délais oblique de part et d'autre d'une direction azimutale particulière. Sur la figure IV.15 elle est de 120° environ. Le traitement classique de la troposphère dans le calcul GNSS utilise une fonction de projection symétrique vis-à-vis de

l'azimut et une estimation des gradients troposphériques (Nord et Est). Avec une répartition azimutale uniforme de satellites sur une durée de session donnée, il est possible de concevoir que les gradients sont bien estimés et que leurs estimateurs prennent des valeurs réalistes. Malheureusement, la constellation ne permettant pas de bénéficier d'une telle uniformité pour les lieux de latitude supérieure à 45° environ, il n'est pas possible d'imaginer d'aussi bons résultats pour les sites GNSS en Europe du Nord par exemple. Dans ce cas, le manque de satellites dans la direction du Nord (respectivement du Sud dans l'hémisphère Sud) détériore l'estimation des gradients lorsque leur direction privilégiée est proche de l'axe Nord-Sud.

Par ailleurs, il n'est prévu qu'une seule estimation d'un couple de gradients alors que les résultats montrent que les délais obliques hydrostatiques et humides ne présentent pas nécessairement la même distribution spatiale (figure IV.16). Le problème majeur concerne les gradients hydrostatiques car les délais de cette composante sont corrigés *a priori*, et ce en utilisant simplement une fonction de projection hydrostatique. Enfin, l'ajout de gradients dans le processus de calcul entraîne des corrélations supplémentaires. Finalement, pour ces trois problèmes : une répartition inégale des satellites en azimut, la séparation des contributions hydrostatiques et humides, et les corrélations induites par les estimateurs des gradients, il est nécessaire de discuter d'une autre méthode pour tenir compte des gradients.

IV.2.3. Optimisation de la modélisation des fonctions de projection

En trois dimensions, une fonction de projection décrit une surface de révolution dont la directrice est décrite par l'inverse du sinus de l'élévation. Avec les gradients, cette forme 3D ne présente plus de sections transversales circulaires mais elliptiques. Deux choix sont alors possibles :

- corriger *a priori* les observations brutes des délais hydrostatiques obliques, puis de réaliser une estimation simultanée des ZWD et des gradients humides de manière classique avec une fonction de projection symétrique (c'est la stratégie suivie actuellement par les logiciels de traitement GNSS scientifiques).
- modéliser une fonction de projection en fonction des paramètres de l'élévation et de l'azimut pour n'estimer qu'un unique ZWD (après correction de la contribution hydrostatique).

Vis-à-vis de la correction de la contribution hydrostatique, trois choix sont aussi possibles :

- corriger les observations de la contribution hydrostatique à partir des résultats bruts des tracés de rais (et utiliser un interpolateur).
- utiliser les résultats d'une modélisation en fonction de l'azimut et de l'élévation des délais hydrostatiques obliques.
- corriger les excédents hydrostatiques obliques séparément de la tendance moyenne en utilisant une fonction de projection hydrostatique classique. Les tendances moyennes sont alors modélisées en fonction de l'élévation et les excédents modélisés ou non.

Les choix qui optent pour une modélisation entraînent nécessairement un lissage des résultats des tracés de rais. Pour la contribution hydrostatique, le choix de corriger directement à l'aide des données brutes ou bien à partir d'un modèle dépend du pas du tracé de rais. Avec un pas de 30° en azimut comme c'est le cas ici, une interpolation linéaire à un azimut quelconque risque d'entraîner des biais dans la solution. C'est pourquoi une modélisation est ici nécessaire, d'autant plus que les données utilisées ont un pas relativement lâche ($2,5^\circ \times 2,5^\circ$) qui ne permet pas de déceler de fines variations locales, mais seulement des tendances.

Par-contre, la contribution humide doit être systématiquement estimée car les grilles de données météorologiques n'ont pas une résolution suffisamment fine pour permettre de traduire toutes les variations spatiales du contenu en humidité. Ainsi, avec les modèles de type ERA, il est nécessaire d'estimer un résidu de ZWD, comme c'est déjà le cas dans les traitements de données GNSS classiques. A propos de la modélisation en tant que telle, il n'est pas évident de répondre s'il est préférable d'opter pour une fonction de projection dépendante de l'élévation et de l'azimut ou bien de conserver le processus classique qui fait intervenir les estimations simultanées des ZWD et des gradients. Dans ce cas, les résultats seraient uniquement les gradients humides, à la qualité des gradients hydrostatiques près.

En matière de perspectives, il est nécessaire de tester l'ensemble de ces possibilités afin de vérifier si la méthode actuelle augmente ou non la qualité des produits de coordonnées. Smythe et Tregoning (2007) ont montré les bénéfices d'utiliser directement les tracés de rais au niveau des résidus de phase. Même si les produits ne sont pas nettement améliorés face au processus classique, des corrélations disparaissent permettant alors d'améliorer certains paramètres comme l'estimation du contenu en vapeur d'eau pour des applications météorologiques.

De même il est nécessaire de vérifier l'apport que peuvent fournir des modèles météorologiques plus denses comme les modèles IFS de l'ECMWF (91 niveaux et une résolution de $0,225^\circ$, environ 25 km au sol). La meilleure résolution spatiale de ces modèles a-t-elle un impact conséquent sur le positionnement ? Réduira-t-elle les composantes saisonnières des séries temporelles de position (Houlié et Briole, 2001)? L'enjeu principal concerne l'impact de l'augmentation de la résolution des effets hydrostatiques dont les longueurs d'ondes sont bien plus grandes que celles des effets humides. A titre d'illustration, la figure IV.17 montre les variations de délais obliques au voisinage du Mans obtenu avec le modèle ERA-INTERIM. Les gradients obtenus avec ce modèle sur l'ensemble de l'Europe à la même date que sur la figure IV.14 sont présentés sur la figure IV.18. La résolution du modèle est ici presque deux fois plus importante et l'échelle des figures précédentes est conservée. L'augmentation de la résolution permet de mieux séparer les contributions hydrostatiques et humides car les directions privilégiées au voisinage du Mans sont très nettement différentes. L'axe de la contribution humide est orienté vers l'Est de 90° environ par rapport à la solution avec ERA-40. Sur le plan européen, les principales zones où les gradients atteignent de fortes amplitudes sont bien plus apparentes que précédemment, et surtout pour la contribution humide. Ceci s'explique par l'augmentation de la résolution qui permet de mieux traduire les variations d'humidité et de température. Les amplitudes des gradients de la contribution hydrostatique ne sont que faiblement modifiées du fait de la grande longueur d'onde des variations de pression atmosphérique.

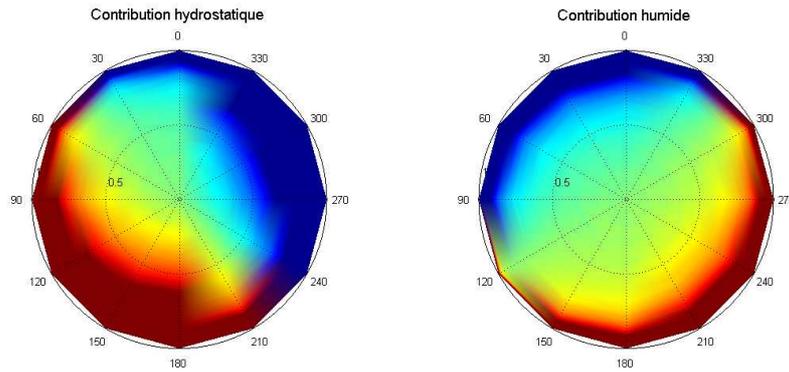


Figure IV.17. Illustration des variations de délai oblique en fonction de l'azimut et de l'élévation. Les valeurs sont exagérées pour rendre compte de la symétrie des délais. Résultats au 01/01/2001 à 12h au voisinage du Mans avec le modèle ERA-40. La contribution hydrostatique est à gauche et l'humide à droite. Les valeurs positives sont en rouge et les négatives en bleu.

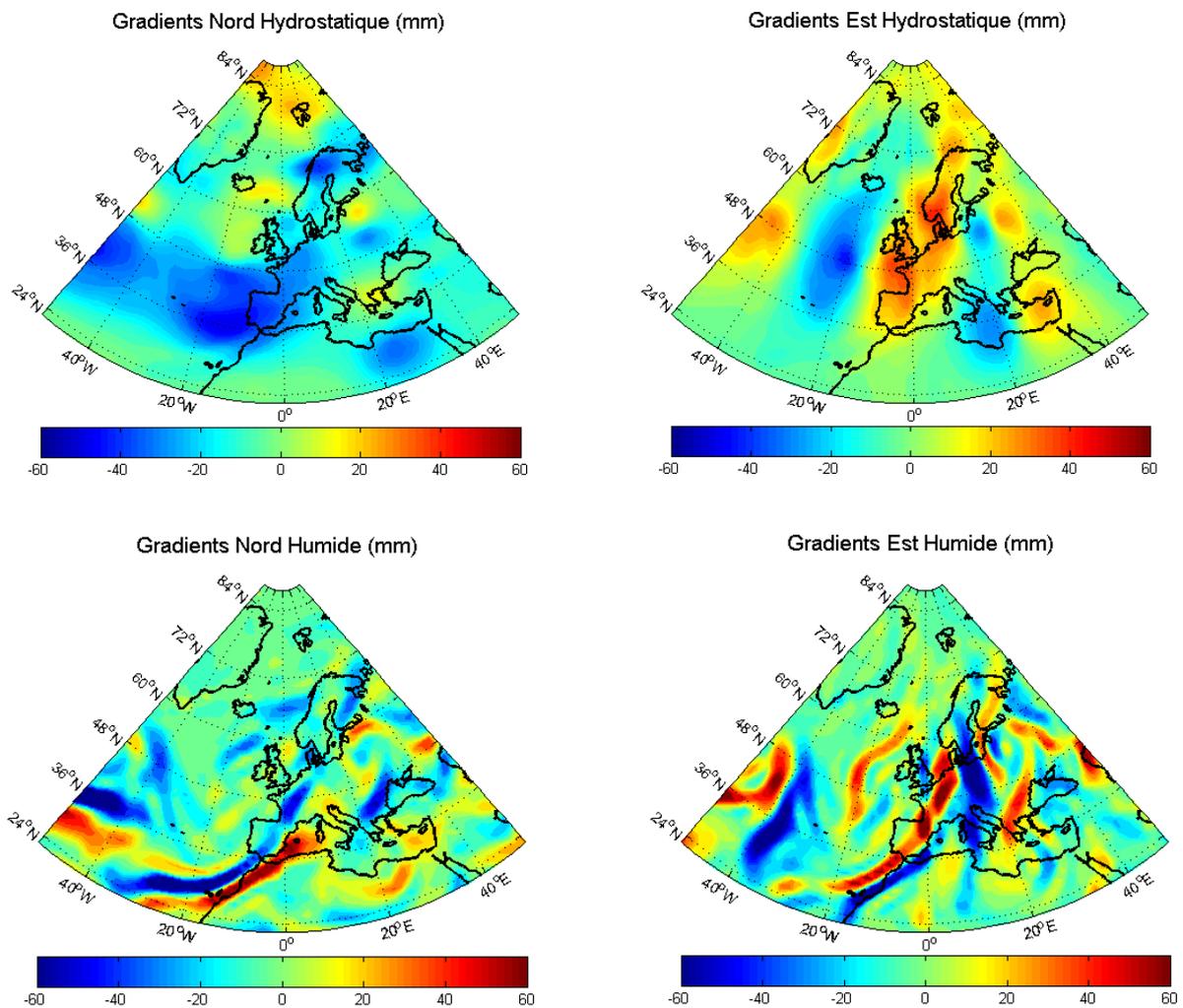


Figure IV.18. Gradients Nord et Est en mm de la contribution hydrostatique et de la contribution humide en Europe à 10° d'élévation. Résultats au 01/01/2001 à 12h avec le modèle ERA-INTERIM.

IV.3. A propos de la surcharge océanique

En raison de la complexité du littoral de l'Ouest, une attention particulière sur le calcul des déplacements induits par la surcharge atmosphérique doit être menée. Dans King et al. (2009), il est en effet mentionné que suivant la qualité de la grille topographique permettant de distinguer le domaine terrestre et le domaine maritime, les RMS des déplacements peuvent évoluer jusqu'à 2,6 mm à proximité des mers fermées et de l'Antarctique. Une étude approfondie des effets de surcharge océanique en fonction du modèle de littoral utilisé pour le calcul des effets de surcharge atmosphérique est à envisager. Les autres paramètres (fonctions de Green, modèles de pression) ont un effet plus minime.

Tregoning et Van Dam (2005) ont tenté de séparer les ondes S1 et S2 des effets non-maréaux à l'aide de la méthode décrite par Ponte et Ray (2002). Ils ont démontré que les grilles de déplacements non-maréaux étaient toujours partiellement affectées de S1 et S2. Tregoning et Watson (2009) ont alors proposé des nouvelles grilles non-maréales pouvant être accompagnées des modèles de S1 et S2. Ces nouvelles grilles permettent de réduire les amplitudes des ondes perturbatrices à ~355 jours et ~175 jours causées par une mauvaise correction de S1 et S2 (mis en évidence par Penna et al., 2007). Il est donc intéressant de recalculer la surcharge océanique dans l'Ouest à l'aide de ces nouveaux produits (en cours d'implémentation dans GAMIT, R.W. King, communication personnelle).

Malgré l'utilisation des VZHD, de la VMF1 de la modélisation des ondes S1 et S2 et des grilles non-maréales, il subsistera toujours des ondes perturbatrices causées par les mauvaises modélisations de M2 et O1 notamment. De plus, ces ondes perturbatrices ont des fréquences proches de celles des ondes Mf et Mm, ce qui perturbe l'estimation de ces dernières. Dans l'Ouest, un traitement classique du réseau ELEV (sessions de 24h) a été réalisé sur 2007 et 2008. Les observations ont été corrigées de la surcharge océanique avec le modèle FES2004. Des amplitudes significatives à la période de 13,62 jours ont été détectées sur la composante de hauteur. Elles correspondent à une mauvaise modélisation de l'onde M2 (Penna et al., 2007). La figure IV.19 présente ces amplitudes site par site. Les amplitudes estimées de M2 et leurs écarts par rapport à FES2004, calculés dans la section III, sont aussi représentés. Cette figure confirme que l'onde perturbatrice à 13,62 jours est fonction de l'erreur commise sur l'amplitude de M (et de l'amplitude elle-même). Il est donc nécessaire de poursuivre les recherches dans la modélisation des ondes de surcharge dans l'Ouest afin d'optimiser le calcul des stations permanentes.

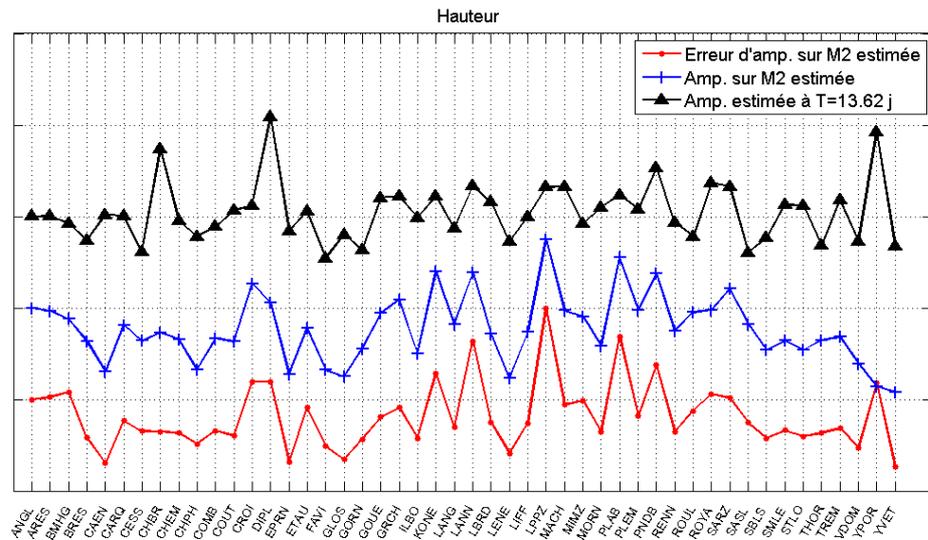


Figure IV.19. En noir : amplitudes estimées, site par site, de la période 13,62 jours dans les séries de hauteur du réseau ELEV traité sur des sessions de 24h et corrigé de la surcharge océanique avec FES2004. En bleu : amplitudes estimées de la composante de hauteur de M2 sur ce même réseau avec des sessions de 2h. En rouge : les écarts entre les estimations de M2 et FES2004. Les résultats sont décalés pour faciliter la lecture.

Conclusion

Grâce au développement des réseaux GPS temps réel permanents en France depuis l'automne 2007, la densité de stations et l'homogénéité de la couverture dans l'Ouest ont été très améliorées. Plus d'un an de données a pu être utilisé dans cette thèse. L'utilisation de ces données a été dédiée à l'étude de la surcharge océanique car les amplitudes de ce phénomène et la complexité du littoral sont importantes dans cette région. Par le passé, des études locales ont présenté une part du potentiel de cette région pour l'étude de la surcharge océanique. Ici, l'augmentation de la couverture des stations et de la durée des données étendent ces précédentes études du point de vue géographique et du point de vue du nombre d'ondes de surcharge pouvant être détectées. Grâce à la densité des stations, l'atout principal de cette étude est de pouvoir étudier les ondes à longue période et de valider les résultats en prenant leur cohérence géographique comme critère de sélection. Sur le plan technique, cette thèse discute les moyens pour optimiser le rattachement du réseau à l'ITRF et dresse les impacts de la correction de la surcharge atmosphérique et d'un changement de modèle pour la prise en compte des perturbations troposphériques. Ces études sont réalisées afin de « nettoyer » au mieux les séries temporelles des stations des effets pouvant corrompre l'estimation des amplitudes et des déphasages des ondes de surcharge océanique. Cette volonté d'optimiser les séries temporelles a conduit à réaliser en premier lieu un important travail sur les perturbations troposphériques, domaine dans lequel les progrès de la recherche conduite par la communauté internationale sont rapides depuis une dizaine d'années.

Les travaux sur les effets troposphériques ont porté sur l'ensemble des paramètres de l'équation d'observation des ZTD. Les coefficients permettant de modéliser la valeur de l'indice de réfraction, les modèles de pression partielle de vapeur d'eau, les solutions météorologiques au sol, les modèles de ZHD et ZWD fonctions de ces paramètres, les ZHD et ZWD intégrés à partir de modèles météorologiques 3D et les fonctions de projection ont ainsi été présentés en détails et des études comparatives ont été menées. Il en ressort à plusieurs reprises la nécessité d'estimer des résidus de ZWD pour effectuer un positionnement précis tant les divergences entre les modèles et les données fonctions de l'humidité relative sont importantes. Concernant, les corrections *a priori* de la contribution hydrostatique, il est nécessaire qu'elles soient d'une précision meilleure que 5 mm à 5° d'élévation pour estimer une hauteur avec une incertitude inférieure au millimètre. Les paramètres les plus influents sont les ZHD et les fonctions de projection hydrostatiques. Dans les deux cas, l'utilisation de données dérivées de l'ECMWF d'une part et des modèles empiriques qui ne prennent en compte que les variations annuelles, d'autre part, aboutit à des résultats différents. L'étude des impacts de ces différences sur la détermination des hauteurs et des ZTD révèle de très faibles biais dans les solutions à l'échelle européenne, sauf pour quelques sites élevés en latitude. Les différences entre les modèles troposphériques ont un impact qui dépend fortement de la latitude en raison des plus importantes variations des paramètres de pression aux petites et moyennes échelles temporelles. Ce problème affecte aussi bien les estimations des hauteurs que les estimations des ZTD. Par ailleurs, les différences dépendent aussi des reliefs dont les résolutions spatiales sont fréquemment, en Europe, inférieures à celles des modèles empiriques. De tels effets sont significatifs dans des massifs tels que les chaînes des Alpes et

du Caucase. La résolution spatiale des données dérivées de l'ECMWF n'est également pas suffisamment précise pour estimer les valeurs des ZHD à la hauteur réelle du relief. Des réductions des données sont alors nécessaires et le manque de recommandations de la part de la communauté internationale dans ce sens peut venir perturber les séries de correction réduites. Une analyse comparative des solutions a révélé la nécessité de prendre en compte la température observée au sol pour limiter les déviations à périodicité annuelle. Le modèle GPT prend alors toute son importance.

Dans l'Ouest de la France, l'absence de relief et la position en latitude de cette zone n'entraîne pas de différences majeures entre les solutions troposphériques mais cet avantage est restreint uniquement à cette zone. D'autres zones du monde marquées par l'amplitude de la surcharge océanique ne possèdent pas nécessairement cette particularité. Les régions de l'Alaska (Shfaqat et Scherneck, 2003), de Mer de Chine (Yun et al. 2006), du Nord de l'Australie (Melachroinos et al, 2009), du Nord du Québec (Dragert et al., 2000) mais aussi de Patagonie et de mer d'Okhotsk, sont des zones où les effets de surcharge océanique sont importants et le relief et/ou la position latitudinale augmentent les divergences entre les solutions troposphériques.

Avec un paramétrage troposphérique basé sur les données de l'ECMWF, les estimations de la surcharge océanique dans l'Ouest ont révélé une excellente adéquation locale des déphasages des ondes semi-diurnes du modèle FES2004 par rapport à leurs estimations. Pour leurs amplitudes, les zones continentales se distinguent par un biais constant entre les estimations et le modèle, ce qui n'est pas le cas pour les zones du littoral. Seules les zones du Finistère et de Basse-Normandie restent problématiques car les amplitudes de l'onde M2 du modèle y apparaissent respectivement sous et surestimées. Pour les ondes diurnes et mensuelles, les amplitudes estimées ne permettent pas de déceler d'éventuels biais du modèle compte tenu de la faible amplitude des déplacements occasionnés par ces ondes dans cette région. Cependant, les déphasages observés par rapport à Greenwich sont, pour ces ondes, souvent biaisés par rapport à ceux de FES2004. Un exemple est la composante Nord de l'onde O1 qui est biaisée à près de 90° de façon cohérente sur l'ensemble du réseau. Le temps imparti à ces travaux de recherche n'a malheureusement pas permis de trouver la cause (soit naturelle, soit due au traitement des données) de cette déviation systématique, qui n'est d'ailleurs pas restreinte à cette composante et cette onde. Des recherches spécifiques sur ce sujet me paraissent intéressantes à mener dans le futur.

Les amplitudes et les déphasages des ondes K1 et K2 restent toujours très difficiles à évaluer en raison de la corrélation entre leurs périodes et celles des orbites des satellites et des multitrajets. Ce point, déjà mis en avant dans les études passées se révèle toujours présent dans cette étude. Ces ondes sont donc problématiques à toutes les échelles car des signaux à leurs fréquences se retrouvent dans les séries des paramètres de transformation.

Même si les différences entre les modèles troposphériques sont moins importantes dans l'Ouest de la France métropolitaine que dans d'autres régions du monde, un changement de paramétrage troposphérique entraîne un changement dans l'estimation des ondes annuelles et mensuelles de l'ordre de plusieurs dixièmes de millimètre, sur la hauteur principalement. Ce constat est aussi valable dès lors que les corrections de surcharge atmosphérique ne sont plus appliquées. Dans les deux cas, les variations climatiques à l'échelle synoptique sont responsables des variations dans les estimations des amplitudes des ondes mensuelles. Pour

les ondes annuelles, le problème concerne la précision de la modélisation des composantes annuelles des modèles empiriques. Avec des séries temporelles beaucoup plus longues (plus de 10 ans), il sera donc recommandé de privilégier les données dérivées de l'ECMWF afin d'optimiser les estimations des composantes annuelles même si les différences entre ces données et les modèles empiriques sont faibles sur une année. De même, les résultats acquis durant cette thèse ont démontré que la correction de surcharge atmosphérique est importante pour l'estimation précise de l'onde S2. Les modèles de cette surcharge qui ont été utilisés ne sont pas optimum vis-à-vis des ondes S1 et S2 mais les très récents modèles développés pour ces ondes amélioreront sans doute les résultats dans le futur.

Références

- Allison, C.R., P.J. Clarke, S.J. Edwards, M.A. King, T.F. Baker, P.R. Cruddace (2004), Stability of direct GPS estimates of ocean tide loading, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L15603, doi: 10.1029/2004GL020588.
- Altamimi, Z., X. Collilieux, J. Legrand, B. Garayt, C. Boucher (2007), ITRF2005: A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters, *J. Geophys. Res.*, 112, B09401, doi:10.1029/2007JB004949.
- Altamimi, Z., X. Collilieux, L. Metevier (2009), ITRF2008 Development, IAG Symposium, Buenos Aires, OS1-Mo19, August 31-September 4.
- Baby, H. B., P. Golé, J. Lavernat (1988), A model for the tropospheric excess path length of radio waves from surface meteorological measurements, *Radio Science*, Vol. 23, No 6, pp. 1023- 1038.
- Berg, H. (1948), *Allgemeine Meteorologie*, Duemmler, Bonn, Germany.
- Betaille D. (2004), Evaluation et amélioration des capacités du corrélateur "Phase Multipath Mitigation Window (PMMW)" à modéliser les erreurs de phase par trajets multiples, Thèse de doctorat, University College London.
- Boehm, J. and H. Schuh (2004), Vienna mapping functions in VLBI analyses, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L01603, doi: 10.1029/2003GL018984.
- Boehm, J. M. Ess, H. Schuh (2005b), Asymmetric Mapping Functions for CONT02 from ECMWF, Proceedings of the 17th working meeting on European VLBI for geodesy and astronomy, Noto, Italia, April 22-23.
- Boehm, J., A. Niell, P. Tregoning, H. Schuh (2006a), Global Mapping Function (GMF): a new empirical mapping function based on numerical weather model data, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L07304, doi: 10.1029/2005GL025546.
- Boehm, J., B. Werl, H. Schuh (2006b), Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Center for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data, *J. Geophys. Res.*, 111, B02406, doi: 10.1029/2005JB003629.
- Boehm, J., R. Heinkelmann, H. Schuh (2007a), Short Note: a global model of pressure and temperature for geodetic applications, *J. Geod.*, doi: 10.1007/s00190-007-0135-3.
- Boehm, J. and H. Schuh (2007b), Troposphere gradients from the ECMWF in VLBI analysis, *J. Geod.*, doi: 10.1007/s00190-007-0144-2.
- Boehm, J., R. Heinkelmann, H. Schuh (2009), Neutral atmosphere delays: empirical models versus discrete time series from numerical weather data, Proceedings of the Geod. Ref. Frame (GRF) 2006 meeting, Munich, in press.

- Bosser P. (2008), Développement et validation d'une méthode de calcul GPS intégrant des mesures de profils de vapeur d'eau en visée multi-angulaire pour l'altimétrie de haute précision, Thèse de doctorat de l'Université Pierre & Marie-Curie, 261 pp.
- Chen G. and T.A. Herring (1997), Effects of atmospheric azimuthal asymmetry on the analysis of space geodetic data, *J. Geophys. Res.*, 102, B9, pp. 20,489-20,502.
- Collins, J.P. (1993), Assessment and Development of a Tropospheric Delay Model for aircraft users of the Global Positioning System, Thesis for the Degree of M. Sc. in Engineering, B.SC. Surveying and Mapping Sciences, University of East London, 174 pp.
- Coulomb, J. et G. Jobert (1973), *Traité de Géophysique interne*, 1. Sismologie et Pesanteur, Masson & Cie, Paris, 646 pp.
- Doerflinger E. (1997), Utilisation de la méthode de positionnement satellitaire GPS pour la détermination précise des altitudes relatives et absolues, Thèse de doctorat de l'Université de Montpellier II, 279 pp.
- Dow J., R. Neilan, G. Gendt (2005), The International GPS Service (IGS): celebrating the 10th anniversary and looking to the next decade, *Adv Space Res* 36(3):320–326. doi:10.1016/j.asr.2005.05.125.
- Durand S. et F. Peyret (2004), Localisation précise en temps réel par mesures de phases des signaux GPS, Collection Études et recherches des laboratoires des Ponts et Chaussées, ISSN 1167-4865, 320 pp.
- Dragert, H., T.S. James, A. Lambert (2000), Ocean Loading Corrections for Continuous GPS: A Case Study at the Canadian Site Holberg, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 27, No. 14, pp. 2045-204.
- Elosegui, P., J.L. Davis, R.T.K. Jaldhag, J.M. Johansson, A.E. Niell, I.I. Shapiro (1995), Geodesy using the Global Positioning System: The effects of signal scattering on estimates of site positions, *J. Geophys. Res.*, 100, B7, pp. 9921-9234.
- Foelsche, U., and G. Kirchengast (2000), A new "Geometric" Mapping Function for the Hydrostatic Delay at GPS Frequencies, *Phys. Chem. Earth (A)*, Vol. 26, No 3, pp. 153-157.
- Forgues I. (1996), Étude des fonctions de projection troposphérique et de leurs impacts dans le positionnement GPS, Mémoire de M. Sc. de l'Université de Laval, Canada, 142 pp.
- Ghoddousi-Fard, R., P. Dare, R. B. Langley (2008), A web-based package for ray tracing the neutral atmosphere radiometric path delay, *Computers & Geosciences*, doi: 10.1016/j.cageo.2008.02.027.
- Ghoddousi-Fard, R., P. Dare, R. B. Langley (2009), Tropospheric delay gradients from numerical weather prediction models: effects on GPS estimated parameters, *GPS Solut.*, doi: 10.1007/s10291-009-0121-8.

- Gradinarsky, L. (2002), Sensing atmospheric water vapor using radio waves, PhD Thesis, Department of Radio and Space Science, School of Electrical Engineering, Chalmers, University of Technology, Göteborg, Sweden.
- Guo J., and R.B., Langley (2003), A New Tropospheric Propagation Delay Mapping Function for Elevation Angles Down to 2°, Proceedings of the ION 2003 Meeting, Portland, Oregon, September 9-12.
- Herring, T.A., R.W. King, S.C. McKlusky (2006a), Reference manual for the GAMIT GPS software, release, 10.3., Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, Boston, U.S.A., 182 pp.
- Herring, T.A., R.W. King, S.C. McKlusky (2006b), Reference manual for the GlobK GPS software, release, 10.3., Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, Boston, USA, 87 pp.
- Hobiger, T., R., Ichikawa, T., Takasu, Y., Koyama, T. Kondo (2008), Ray-traced troposphere slant delays for precise point positioning. *Earth Planets Space*, 60, e1-e4.
- Hopfield, H. S. (1969), Two-quartic tropospheric refractivity profile for correcting satellite data, *J. Geophys. Res.*, 74, 4487-4499.
- Houlié, N. and P. Briole (2001), Laterally heterogeneous troposphere: a possible explanation for seasonality in GPS coordinate time series, *Radio Science*, Vol. 106, soumis.
- IAG Sub-commission for the European Reference Frame (EUREF) (2008), The EUREF Densification of the ITRF2005.
- Kenyeres A. and C. Bruyninx (2004), Monitoring of the EPN Coordinate Time Series for Improved Reference Frame Maintenance, *GPS solutions*, Vol. 8, No. 4, pp. 200-209.
- King M. Z. Altamimi, J. Boehm, B. Machiel, R. Dach, T. Van Dam, P. Elosegui, F. Fund, M. Hernandez-Pajares, D. Lavalée, P.J. Mendes-Cerveira, N. Penna, R.E.M. Riva, P. Steigenberger, L. Vittuari, S. Williams, P. Willis (2009), Improved Constraints on Models of Glacial Isostatic Adjustment: A Review of the Contribution of Ground-based Geodetic Observations, *Surveys in Geophysics*, submitted.
- Kouba, J. (2007), Implementation and testing of the gridded Vienna Mapping Function 1 (VMF1), *J. Geod.*, doi: 10.1007/s00190-007-0170-0.
- Kouba, J. (2009), Testing of global pressure/temperature (GPT) model and global mapping function (GMF) in GPS analysis, *J. Geod.*, doi: 10.1007/s00190-008-0229-6.
- Lefevre F. (2000), Modélisation des marées océaniques à l'échelle globale, Thèse de doctorat de l'Université Toulouse III, 280 pages.
- Leffler, K.E. Jay D.A. (2008), Enhancing tidal harmonic analysis: Robust (hybrid L1/L2) solutions, *Continental Shelf Research*, doi: 10.1016/j.csr.2008.04.011.

- MacMillan, D.S. and C. Ma (1998), Using meteorological data assimilation models in computing tropospheric delays at microwave frequencies, *Phys. Chem. Earth*, 23(1), 97-102.
- Marini, J.W. (1972), Correction of satellite tracking data for an arbitrary tropospheric profile, *Radio Science*, Vol. 7, No. 2, pp. 223-231.
- Marques, H.A., J.F. Galera Monico, M. Aquino (2009), Second and third order ionospheric effects on GNSS positioning: A case study in Brazil, IAG Symposium, OS3-Tu05, Buenos Aires, August 31-September 4.
- Mathworks (2007), Matlab R2007a Documentation, r2007a ed. The mathworks, Inc.
- McCarthy, D.D. and G. Petit (eds.) (2004), IERS Conventions (2003), IERS Technical Note No. 32, Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie, Frankfurt am Main, Germany.
- Melachroinos A.E. (2007), Positionnement géodésique à haute fréquence de réseaux GNSS terrestres et marins, Thèse de doctorat de l'Observatoire de Paris, 253 pp.
- Melachroinos A.E., R. Biancale, M. Llubes, F. Perosanz, F. Lyard, M. Vergnolle, M-N. Bouin, F. Masson, J. Nicolas, L. Morel, S. Durand (2008), Ocean tide loading (OTL) displacements from global and local grids: comparisons to GPS estimates over the shelf of Brittany, France, *J. Geod.*, doi: 10.1007/s00190-007-0185-6.
- Melachroinos A.E., J.M. Lemoine, P. Tregoning, R. Biancale (2009), Quantifying FES2004 S2 tidal model from multiple space-geodesy techniques, GPS and GRACE, over NorthWest Australia, *J. Geod.*, doi: 10.1007/s00190-009-0309-2.
- Mendes, V.B. and R.B. Langley (1998), Tropospheric Zenith Delay Prediction Accuracy for Airborne GPS High-Precision Positioning, Proceedings of The Institute of Navigation 54th Annual Meeting, Denver, CO, USA, June 1-3, pp. 337-347.
- Mendes, V.B. (1999), Modeling the neutral-atmosphere propagation delay in radiometric space techniques, Thesis for the Degree of Ph.D. in the Graduate Academic Unit of Geodesy and Geomatics Engineering, University of New Brunswick, 349 pp.
- Niell, A.E. (1996), Global mapping functions for the atmospheric delay at radio wavelengths, *J. Geophys. Res.*, 101, 3227-3246.
- Niell, A.E. (2000), Improved atmospheric mapping functions for VLBI and GPS, *Earth Planet Space*, 52, 699-702.
- Niell, A.E. (2001), Preliminary evaluation of atmospheric mapping functions based on numerical weather models, *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, 26 (6-8), 475-480.
- Niell, A.E. (2002), The IMF Mapping Functions, Proceeding of the GPSMet Workshop, Tsukuba, Japan.

- Niell, A.E. and L. Petrov (2003), Using of a Numerical Weather Model to Improve Geodesy, Proceeding of The State of GPS Vertical Positioning Precision, Separation of Earth Processes by Space Geodesy, Belgium, April 2-4.
- Nilsson, T. (2008), Measuring and modelling variations in the distribution of atmospheric water vapour using GPS, Department of Radio and Space Science, Chalmers University of Technology, 2008, 80 pp.
- Pawlowicz, R. B. Beardley, S. Lentz (2002), Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T-TIDE, *Computers & Geosciences* 28, pp. 929-937.
- Penna N.T., M.A. King, P. Moore, D.A. Lavallée (2007), GPS height time series: Short-period origins spurious long-period signals. *J. Geophys. Res.*, 112, B02402, doi: 10.1029/2005JB004047.
- Penna, N.T., M.S. Bos, T.F. Baker, H-G. Scherneck (2008), Assessing the accuracy of predicted ocean tide loading displacements values, *J. Geod.*, doi: 10.1007/s00190-008-0220-2.
- Petrov, L., and J.P. Boy (2004), Study of the atmospheric pressure loading signal in very long base interferometry observations, *J. Geophys. Res.*, 109, B03405, doi: 10.1029/2003JB002500.
- Ponte R.M. and R.D. Ray (2002), Atmospheric pressure corrections in geodesy and oceanography: A strategy for handling air tides, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 29, No. 24, 2153, doi: 10.1029/2002GL016340.
- Rüeger, J. M. (2002), Refractive Index Formulae for radio Waves, Proceedings of the FIG XXII International Congress, Washington, D.C., USA, April 19-26.
- Saastamoinen, J. (1972), Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites, in: *The use of artificial satellites for geodesy*, *Geophys. Monogr. Ser. 15*, edited by S.W. Henriksen, A. Mancini, and B.H. Chovitz, 247-251, AGU, Washington, D.C., U.S.A.
- Santerre, R. (1991), Impact of GPS sky distribution, *Manuscripta Geodaetica.*, 16(1), pp. 28-53
- Schmid, R., P. Steigengerger, G. Gendt, G. Maorong, M. Rothacher (2007), Generation of a consistent absolute phase center correction model for GPS receiver and satellite antennas, *J. Geod.*, doi: 10.1007/s00190-007-0148-y.
- Schüler, T. (2001), Tropospheric Delay Estimation, Grades eines Doktors der Ingenieurwissenschaften eingereichten Dissertation, Fakultät für Bauingenieur und Vermessungs-wessen der Universität der Bundeswehr München, 364 pp.
- Shfaqat A.K. and H.G. Scherneck (2003), The M2 ocean tide loading wave in Alaska: vertical and horizontal displacements, modelled and observed, *J. Geod.*, doi: 10.1007/s00190-003-0312-y.
- Simon, B. (2007), *La marée: la marée océanique côtière*, Ed. Institut océanographique, Fondation Albert 1^{er}, prince de Monaco, 433 pp.

- Simmons, A. J., and J.K. Gibson (2000), The ERA-40 Project Plan, ERA-40 Proj. Rep. Ser. 1, Eur. Cent. for Medium-Range Weather Forecast, Reading, U.K.
- Smythe P. and P. Tregoning (2007), Towards modelling tropospheric delays without empirical mapping functions, Poster, XXIV IUGG Scientific Assembly, Perugia, Italia, July 2-13.
- Steigenberger, P., J. Boehm, V. Tesmer (2009), Comparison of GMF/GPT with VMF1/ECMWF and Implications for Atmospheric Loading, J. Geod., doi: 10.1007/s00190-009-0311-8.
- Schureman, P. (1971), Manual of Harmonic Analysis and Prediction of Tides, U.S. Coast and Geodetic Survey, Washington D.C., USA.
- Teunissen P.J. and A. Kleusberg (1986), GPS for geodesy (2nd ed.), Springer, Berlin.
- Thomas, I.D., M. King, P.J. Clarke (2007), A comparison of GPS, VLBI and model estimates of ocean tide loading displacements, J. Geod., doi: 10.1007/s00190-006-0118-9.
- Tregoning, P. and T. Van Dam (2005a), Effects of atmospheric pressure loading and seven-parameter transformations on estimates of geocenter motion and station heights from space geodetic observations, J. Geophys. Res., 110, B03408, doi: 10.1029/2005JB003334.
- Tregoning, P. and T. Van Dam (2005b), Atmospheric pressure loading corrections applied to GPS data at the observation level, Geophys. Res. Lett., 32, L22310, doi: 10.1029/2005GL024104.
- Tregoning, P. and T.A. Herring (2006), Impact of *a priori* hydrostatic delay errors on GPS estimates of station heights and zenith total delays, Geophys. Res. Lett., 33, L23303, doi: 10.1029/2006GL027706.
- Tregoning P. and C. Watson (2009), Atmospheric effects and spurious signals in GPS analysis, J. Geophys. Res., Vol. 114, B09403, doi: 10.1029/2009JB006344.
- Triplet J.P. et G.Roche (1986), Météorologie générale, troisième édition, Météo France, 317 pages.
- Van Dam, T., G. Blewitt, M.B. Heflin (1994), Atmospheric pressure loading effects on Global Positioning System coordinate determinations, J. Geophys. Res., 99, B12, pp. 23,939-23,950.
- Vedel, H., K.S. Mogensen, X.-Y. Huang (2001), Calculation of zenith delays from meteorological data, comparison of NWM model, radiosonde and GPS delays, Phys. Chem. Earth, Vol. 26., No. 6-8, pp. 497-502.
- Vergnolle M., M-N. Bouin, L. Morel, F. Masson, S. Durand, J. Nicolas, S.A. Melachroinos (2008), GPS estimates of ocean tide loading in NW-France: determination of ocean tide loading constituents and comparison with a recent ocean tide model, Geophys. J. Int., doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03734.x.
- Vey, S. E. Calais, M. Llubes, N. Florsch, G. Woppelmann, J. Hinderer, M. Amalvict, M.F. Lalancette, B. Simon, F. Duquenne, J.S. Haase, GPS measurements of ocean loading and its impact on zenith tropospheric delay estimates: a case study in Brittany, France, J. Geod., doi: 10.1007/s00190-002-0272-7.

Wessel, P., and W. H. F. Smith (1998), New, improved version of the Generic Mapping Tools released, *Eos Trans. AGU*, 79, 579.

Yun, H.S., D.A. Lee, D.S. Song (2006), Determination of vertical displacements over the coastal area of Korea due to the ocean tide loading using GPS observations, *Journal of Geodynamics* 43, pp. 528-541, doi: 10.1016/J.JOG.2006.11.2005.

Liste des figures

Figure I.1. Différences de corrections de PCV pour l'antenne LEICA_504 en millimètres, a) (Corrections absolues avec radôme LEIS – corrections absolues sans radôme), b) (Corrections relatives transformées, sans radôme – corrections absolues, sans radôme), c) (Corrections relatives transformées, avec radôme LEIS – corrections absolues, avec radôme LEIS).	18
Figure I.2. Illustration des gradients troposphériques ou « tilt » de la troposphère dans le plan défini par la verticale du lieu et la direction apparente du satellite d'azimut az et d'angle d'élévation el	23
Figure I.3. Schéma de l'effet de multi-trajet où S1 et S2 sont les segments de l'allongement dû au multi-trajet pour un signal arrivant sous un angle d'élévation el . Reproduction d'après Elosegui et al. (1995).	25
Figure I.4. Simulation des allongements des signaux de la LC dus aux multi-trajets en fonction de l'angle d'élévation, d'après Elosegui et al. (1995). Les deux paramètres variables sont l'albédo du plan réfléchissant (figure du haut $0,01 < \alpha < 0,10$ par pas de 0,01) pour $H = 1$ m et la hauteur de l'antenne (figure du bas ; $200 \text{ mm} < H < 2\,000 \text{ mm}$ par pas de 200 mm) pour $\alpha = 0,1$. Les courbes en rouge et en bleu correspondent aux résultats obtenus respectivement pour les valeurs minimale et maximale des paramètres.	26
Figure I.5. Définition de la force de marée FM	28
Figure I.6. Le réseau de l'Ouest de la France utilisé dans l'étude sur la surcharge océanique à la mi-2008. En rouge les stations bénéficiant de corrections absolues de PCV (réseau AZEL) et en bleu les stations ne bénéficiant que de corrections absolues transformées depuis des corrections relatives (réseau ELEV), et limitées à 10° d'élévation.....	32
Figure I.7. Les stations RGP de Caen (Calvados, CAEN) à gauche et de Guipavas (Finistère, GUIP) à droite.....	33
Figure I.8. Les stations TERIA de Carquefou (Loire-Atlantique, CARQ) en haut à gauche, de Coutras (Gironde, COUT) en bas à gauche et RGP des Sables d'Olonnes (Vendée, SABL) à droite.	33
Figure I.9. Les stations IGS (Dow et al., 2005), EUREF (Kenyeres et Bruyninx, 2004) et RGP de Brest (Finistère, BRST) à gauche et de La Rochelle (Charente-Maritime, LROC) à droite.	34
Figure II.1. Orientation du moment dipolaire de la molécule d'eau.....	39
Figure II.2. Évolution des facteurs de compressibilité de Thayer (1974) en fonction des conditions météorologiques (pression, température et humidité relative). Les graphiques en haut présentent les variations des facteurs de la composante sèche et en bas celles de la composante humide. Dans chaque cas, les autres paramètres sont standards : 1 013,25 hPa, 20°C et 50% d'humidité relative. D'après les formules tirées de Schüler (2001).....	43
Figure II.3. Exemple de lâcher de ballon-sonde (www.insu.cnrs.fr).....	52
Figure II.4. Sites de radiosondages dans le monde (Ghoddousi-Fard et al., 2008).	53
Figure II.5. Nœuds des grilles ERA-40 (rouge), $2,5^\circ \times 2,5^\circ$, ERA-INTERIM (bleu), $1,5^\circ \times 1,5^\circ$, et des données IFS (noir), $0,225^\circ \times 0,225^\circ$, au voisinage de la France et de l'Ouest de la France.....	55
Figure II.6. Le réseau de stations IGS disposant de capteurs météorologiques.....	56
Figure II.7. Évolutions empiriques standards de la pression (hPa), température (K) et humidité relative (%) en fonction de la hauteur orthométrique (km).....	57
Figure II.8. Pressions (hPa) fournies par les modèles UNB3 et GPT aux époques extrêmes de leurs variations annuelles : janvier et juillet.....	60
Figure II.9. Températures ($^\circ\text{C}$) fournies par les modèles UNB3 et GPT aux époques extrêmes de leurs variations annuelles : janvier et juillet.....	60
Figure II.10. Modèle de hauteurs de géoïde (m) développé dans GPT.	61

Figure II.11. Positions des sites GNSS disponibles dans la base de données de la VMF1-site	72
Figure II.12. Différences relatives de l'index de réfraction en ppm aux résultats de MPM en fonction de la pression (a), de la température (b) et de l'humidité relative (c). Des conditions standards d'atmosphère : 1 013,25 hPa, 50% d'humidité relative et 300 ppm de CO ₂ sont utilisés pour les autres paramètres dans chaque cas.....	79
Figure II.13. Écarts de ZTD en mm calculés par intégration de profils verticaux standards de pression, température et humidité relative entre les valeurs obtenues avec les modèles d'indice de réfraction de Essen et Froome (E. et F.), Smith et Weintraub (S. et W.), Boudouris (Boud.), Thayer (Thay.), Hasagawa et Stakesbury (H. et S.), Bevis, Rüeger (1) (2002) et 375 ppm de CO ₂ (Rüeger ₃₇₅ (1)), Rüeger (1) (2002) et 300 ppm de CO ₂ (Rüeger ₃₀₀ (1)), Rüeger (2) (2002) et 375 ppm de CO ₂ (Rüeger ₃₇₅ (2)), Rüeger (2) (2002) et 300 ppm de CO ₂ (Rüeger ₃₀₀ (2)) et les valeurs du modèle MPM.	80
Figure II.14. Différences relative de l'index de réfraction hydrostatique en ppm aux résultats de MPM en fonction de la pression (a) et de la température (b). Différences relative de l'index de réfraction humide en ppm aux résultats de MPM en fonction de l'humidité relative (c) et de la température (d). Des conditions standards d'atmosphère : 1013,25 hPa, 50% d'humidité relative et 300 ppm de CO ₂ sont utilisés pour les autres paramètres dans chaque cas.....	81
Figure II.15. Écarts de ZHD (a) et ZWD (b) en mm calculés par intégration de profils verticaux standards de pression, température et humidité relative entre les valeurs obtenues avec les modèles d'indice de réfraction de Essen et Froome (E. et F.), Smith et Weintraub (S. et W.), Boudouris (Boud.), Thayer (Thay.), Hasagawa et Stakesbury (H. et S.), Bevis, Rüeger (1) (2002) et 375 ppm de CO ₂ (Rüeger ₃₇₅ (1)), Rüeger (1) (2002) et 300 ppm de CO ₂ (Rüeger ₃₀₀ (1)), Rüeger (2) (2002) et 375 ppm de CO ₂ (Rüeger ₃₇₅ (2)), Rüeger (2) (2002) et 300 ppm de CO ₂ (Rüeger ₃₀₀ (2)) et les valeurs du modèle MPM.	82
Figure II.16. Impacts des écarts relatifs entre modèles de pression de saturation de la vapeur d'eau par rapport à celui de Magnus Teten (1967) sur l'index de réfraction humide en ppm de la troposphère pour des températures de -30°C à +60°C et une humidité relative de 100%. a) vis-à-vis de l'eau liquide, b) vis-à-vis de la glace.....	84
Figure II.17. Histogrammes des écarts moyens et des écarts-types des écarts de pression en hPa, température en °C et humidité relative en % entre les valeurs fournies dans les RINEX météo et les valeurs fournies dans les fichiers de VMF1-site.	87
Figure II.18. Exemples de séries temporelles de pressions et températures aux sites URUM (haut) PDEL (milieu) et WHIT (bas). En gris les séries de VMF1_list, en noir les séries de pression tirées des RINEX météo et en rouge les séries de températures tirées des RINEX météo.....	88
Figure II.19. Différences moyennes entre les pressions en hPa (haut) et les températures en °C (bas) en janvier et juillet, respectivement, fournies par UNB3 et GPT. Résultats classés en fonction de la latitude.....	90
Figure II.20. Différences moyennes entre les pressions, en hPa (haut) et températures en °C (bas) en janvier et juillet, respectivement, fournies par UNB3 et GPT.....	90
Figure II.21. Exemple de séries temporelles de pression (a) et température (b) pour le site IGS GLSV (Ukraine). En noir et en rouge les pressions et températures de VMF1-site, respectivement et en bleu celles de GPT.....	92
Figure II.22. Répartition des sites de radiosondage utilisés dans Mendes et Langley (1998).....	93
Figure II.23. Biais et RMS des modèles de ZHD de Hopfield (1969, Hoh), Saastamoinen (1972, SAh), et de Baby et al. (1988, BBh) par rapport aux ZHD déduits de radiosondages sur 50 sites au cours de l'année 1992 (cf. figure II.22). Les sites sont classés en fonction de leur latitude (le site intitulé FOR est le plus proche de l'équateur, à une latitude de 3.72° S) (Mendes et Langley, 1998).....	93

- Figure II.24. Moyennes et écarts-types des écarts entre les ZHD tirés de VMF1-site et les ZHD calculés avec les paramètres météo sol de VMF1_list et les modèles de Hopfield (1969), Saastamoinen (1972) et Baby et al. (1988). Résultats classés en fonction de la latitude. 94
- Figure II.25. Moyennes des différences entre ZHD calculés avec les paramètres météo sol de VMF1-site et Saastamoinen (1972) et ceux calculés avec les modèles de Baby et al. (1988) et Hopfield (1969) avec ou sans modification de la gravité au sol. 95
- Figure II.26. Moyennes des différences entre ZHD tirés de VMF1-site et ZHD calculés avec les paramètres météo sol de VMF1-site et les modèles de Saastamoinen (1972), et Hopfield (1969) avec ou sans correction par les modèles de tropopause de Mendes (1999) et de VMF1-site. Résultats classés en fonction de la latitude. 96
- Figure II.27. Moyennes (a) et écarts-types (b) des écarts entre ZWD tirés de VMF1-site et ZWD calculés avec les paramètres météo sol de VMF1-site et les modèles de Saastamoinen (1972), Mendes (1998) et tous les autres modèles listés dans le tableau ? (les autres modèles sont regroupés pour faciliter la lecture). Résultats classés en fonction de la latitude. 97
- Figure II.28. Séries temporelles de ZWD sur 2005-2008 aux sites GNSS : NYA1 ($\varphi=78.93^\circ\text{N}$), BRUS ($\varphi=50.80^\circ\text{N}$) et MBAR ($\varphi=0.50^\circ\text{S}$) à partir des données de VMF1-site et des résultats des modèles de Saastamoinen (1972) et Mendes (1998) avec les données météo de VMF1_list. Un zoom sur les 100 premiers jours de 2006 est aussi présenté..... 99
- Figure II.29. Coefficient de corrélation en %, constante en mm et facteur d'échelle (issu d'une régression linéaire) en mm.hPa^{-1} entre la pression partielle de vapeur d'eau au sol et le ZWD. Données issues de VMF1_list. 100
- Figure II.30. ZWD en fonction de la pression partielle de vapeur d'eau aux sites GNSS : NYA1 ($\varphi=78.93^\circ\text{N}$), BRUS ($\varphi=50.80^\circ\text{N}$) et MBAR ($\varphi=0.50^\circ\text{S}$) à partir des données de VMF1_list. Les droites de régression linéaire sont en rouge. 100
- Figure II.31. Différences entre les valeurs d'altitude en km, de température en $^\circ\text{C}$ et d'humidité relative en % fournies par les modèles ERA-40 et ERA-INTERIM le 28 janvier 2001 à 12h TU. Comparaisons réalisées au niveau des surfaces isobares 100 hPa, 500 hPa, 200 hPa et 10 hPa et sur une grille de résolution $7.5^\circ \times 7.5^\circ$ 114
- Figure II.32. Différences entre les valeurs d'altitude en km, de température en $^\circ\text{C}$ et d'humidité relative en % fournies par les modèles ERA-40 et ERA-INTERIM le 28 juillet 2001 à 12h TU. Comparaisons réalisées au niveau des surfaces isobares 100 hPa, 500 hPa, 200 hPa et 10 hPa et sur une grille de résolution $7.5^\circ \times 7.5^\circ$ 115
- Figure II.33. Moyennes et écarts-types en mm des ZHD déterminés avec ERA-INTERIM et ERA-40 (a et b) au niveau de l'orographie. Idem pour les ZWD (c et d). Résultats calculés avec les données de l'année 2001 (toutes les 6h)..... 116
- Figure II.34. Comparaisons de la distribution des différences de ZHD et ZWD obtenues avec les modèles ERA-40 et ERA-INTERIM sur l'année 2001 par rapport à la fonction de répartition d'une loi normale (en tiretés gris)..... 117
- Figure II.35. Moyennes et écart-types de ZHD et ZWD au niveau de la surface orographique sur l'année 2001 entre les valeurs intégrées d'ERA-40 par rapport aux valeurs de VMF1-grille (noir) et entre les valeurs intégrées d'ERA-INTERIM par rapport aux valeurs de VMF1-grille (gris). Résultats moyennés en fonction de la latitude. 117
- Figure II.36. Moyennes et écarts-types en mm des différences entre les ZHD dérivés de SPT (a et b) et GPT (c et d) respectivement au niveau de l'orographie. Résultats calculés sur la période 1994-2008 en termes de hauteur équivalente à l'aide des valeurs de VMF1-grille. 119
- Figure II.37. Séries de VZHD (noir), de ZHD dérivé de GPT (rouge) et de ZHD dérivé de SPT (bleu) en mm au voisinage du Mans ($\lambda=0^\circ$; $\varphi=48^\circ\text{N}$)..... 119

Figure II.38. Moyennes et écarts-types en mm des différences entre les fonctions de projection hydrostatiques NMFH (a et b) et GMFH (c et d) respectivement à 5° d'élévation Résultats calculés sur la période 1994-2008 en termes de hauteur équivalente à l'aide des valeurs des VZHD.	121
Figure II.39. et écarts-types en mm des différences entre les fonctions de projection humides NMFH (a et b) et GMFH (c et d) respectivement à 5° d'élévation. Résultats calculés sur la période 1994-2008 en termes de hauteur équivalente à l'aide d'un ZWD <i>a priori</i> moyen de 200 mm.	121
Figure II.40. Séries de VMF1 (noir), de GMF (rouge) et de NMF (bleu) au voisinage du Mans ($\lambda=0^\circ$; $\varphi=48^\circ\text{N}$) à 5° d'élévation. a) Fonctions hydrostatiques, b) fonctions humides.	122
Figure III.1. Le réseau de l'Ouest de la France utilisé dans l'étude sur la surcharge océanique à la mi-2008. En rouge les stations bénéficiant de corrections absolues de PCV (réseau AZEL) et en bleu les stations ne bénéficiant que de corrections absolues transformées depuis des corrections relatives (réseau ELEV), et limitées à 10° d'élévation.	147
Figure III.2. Le réseau IGS de rattachement utilisé dans les études sur la surcharge océanique dans l'Ouest de la France.	148
Figure III.3. Lignes cotidunales dans l'Ouest de la France, d'après Simon (2007).	148
Figure III.4. Répartition des résidus de t-tide en mètres pour les composantes de hauteur des sites LPPZ, ANGL, YPOR et SBLS.	154
Figure III.5. Spectres d'amplitude des résidus t-tide en mm pour les composantes de hauteur des sites LPPZ, ANGL, YPOR, SBLS.	154
Figure III.6. Répartition des résidus pondérés suivant les pondérations de type Welsch, Cauchy et Fair pour les sites LPPZ, ANGL, YPOR et SBLS.	155
Figure III.7. Poids suivant la pondération de type Cauchy en fonction des résidus pour les sites LPPZ, ANGL, YPOR et SBLS.	155
Figure III.8. Mouvements du géocentre causés par les effets de surcharge océanique d'après le modèle FES2004.	157
Figure III.9. Moyennes des effets de surcharge océanique sur l'ensemble des sites IGS européens de rattachement, d'après le modèle FES2004.	159
Figure III.10. Périodogrammes en mm des moyennes des effets de surcharge océanique sur l'ensemble des sites IGS européens de rattachement, d'après le modèle FES2004.	159
Figure III.11. Amplitudes Nord, Est et de hauteur en mm des ondes M2, S2 et N2 d'après FES2004.	165
Figure III.12. Amplitudes Nord, Est et de hauteur en mm des ondes K2, K1 et O1 d'après FES2004.	166
Figure III.13. Amplitudes Nord, Est et de hauteur en mm des ondes P1, Q1 et Mf d'après FES2004. ...	167
Figure III.14. Amplitudes Nord, Est et de hauteur en mm des ondes Mm et Ssa d'après FES2004. Les zones en noir sont causées par des valeurs nulles.	168
Figure III.15. RMS des écarts entre les estimations GPS et FES2004 en mm calculés avec l'ensemble des stations du réseau ELEV pour chacune des 11 ondes principales de FES2004.	169
Figure III.16. Spectres d'amplitude en mm tirés de l'analyse spectrale des paramètres de translation sur l'année 2007 lorsque seuls ces paramètres sont estimés dans le cadre d'un rattachement régional à l'ITRF2005. En haut : ensemble du spectre, en bas : zoom sur les périodes courtes : [0 ; 1,25 jour].	170
Figure III.17. Écarts relatifs d'amplitudes globaux au réseau ELEV en pourcentage (valeurs estimées et celles de FES2004) et des valeurs d'amplitudes estimées.	173
Figure III.18. Écarts d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde M2, hauteur.	175
Figure III.19. Écarts d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde K1, hauteur.	176
Figure III.20. Écarts d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde O1, Nord.	177
Figure III.21. Différences des déphasages estimés moins les différences de déphasage du modèle FES2004 pour les ondes semi-diurnes. L'onde M2 est prise en référence.	179
Figure III.22. Différences des déphasages estimés moins les différences de déphasage du modèle FES2004 pour les ondes diurnes. L'onde O1 est prise en référence.	179

Figure III.23. Écarts d'amplitude relatifs pour la composante de hauteur de l'onde M2 en pourcentage (réseau ELEV). Stations du littoral à gauche et stations continentales à droite.	180
Figure III.24. Différences moyennes et écarts-types de ces différences entre les ZHD dérivés de GPT avec le modèle de Saastamoinen (1972) et les VZHD (en haut), des différences entre la GMFH et la VMF1H_grille (au milieu) et des différences entre la GMFW et la VMF1W_grille (en bas) Résultats calculés avec les données de VZHD et VMF1-grille sur la période 1994-2008 et exprimés en termes de hauteur équivalente avec le facteur d'échelle empirique de Boehm et al. (2006b) avec un angle de coupure de 5°.....	183
Figure III.25. Spectres en amplitude des VZHD (en haut), de la VMF1H_grille (au milieu) et de la VMF1W_grille (en bas) Résultats calculés avec les données de VZHD et VMF1-grille sur la période 1994-2008 et exprimés en termes de hauteur équivalente avec le facteur d'échelle empirique de Boehm et al. (2006b) avec un angle de coupure de 5°.....	184
Figure III.26. Amplitude des ondes S1 et S2 estimées par transformée de Fourier contenues dans les VZHD (en haut), de la VMF1H_grille (au milieu) et de la VMF1W_grille (en bas) Résultats calculés avec les données de VZHD et VMF1-grille sur la période 1994-2008 et exprimés en termes de hauteur équivalente avec le facteur d'échelle empirique de Boehm et al. (2006b) avec un angle de coupure de 5°.....	185
Figure III.27. RMS des écarts entre les estimations GPS avec la solution GPT+GMF et la solution VZHD+VMF1 en mm calculés avec l'ensemble des stations du réseau AZEL pour chacune des 11 ondes principales de FES2004.	186
Figure III.28. Écarts d'amplitude moyens en mm obtenus entre les solutions GPT+GMF et VZHD+VMF1 pour les composantes Nord (en haut), Est (au milieu) et de hauteur (en bas).	187
Figure III.29. RMS des écarts entre les estimations GPS avec la solution VMF1-ATMO et la solution VMF1+ATMO en mm calculés avec l'ensemble des stations du réseau AZEL pour chacune des 10 ondes principales de FES2004.	191
Figure III.30. Écarts d'amplitude moyens en mm obtenus entre les solutions VMF1-ATMO et VMF1+ATMO. En haut, résultats pour les composantes Nord (en haut), Est (au milieu) et de hauteur (en bas).	193
Figure III.31. Écarts d'amplitudes en mm (a) et de déphasage en degrés (b) en fonction de la durée de la session entre les valeurs estimées par t-tide et les valeurs d'origine tirées du modèle FES2004. Résultats pour le site LPPZ.	198
Figure III.32. Idem que pour la figure IV.1.4. Résultats pour le site ANGL.	199
Figure III.33. Idem que pour la figure IV.1.4. Résultats pour le site YPOR.	199
Figure III.34. Idem que pour la figure IV.1.4. Résultats pour le site SBLS.	200
Figure IV.1. Amplitudes annuelles des ZHD en mm dérivées de GPT avec le modèle de Saastamoinen (1972). Résultats calculés en termes de hauteur équivalente à l'aide des valeurs de VMF1-grille.....	202
Figure IV.2. Amplitudes en mm et phases en jours des composantes annuelles, semi-annuelles et diurnes des séries de ZHD tirées de VMF1-grille. Calculs réalisés par une transformée de Fourier sur les données de la période 1994-2008 et exprimés en termes de hauteur équivalente à l'aide des valeurs de VMF1-grille.....	202
Figure IV.3. Amplitudes annuelles de NMF_H en mm à 5° d'élévation. Résultats exprimés en termes de hauteur équivalente à l'aide des valeurs des VZHD.....	203
Figure IV.4. Amplitudes annuelles de GMF_H et GMF_W en mm de hauteur équivalente à 5° d'élévation. Résultats exprimés en termes de hauteur équivalente à l'aide des séries de VZHD.	204
Figure IV.5. Amplitudes en mm de hauteur équivalente et phases en jours des composantes annuelles, semi-annuelles et diurnes des séries de $VMF1_H$ de VMF1-grille à 5° d'élévation. Calculs réalisés par une transformée de Fourier sur les données de la période 1994-2008 et exprimés en termes de hauteur équivalente à l'aide des séries de VZHD.	204

Figure IV.6. Amplitudes en mm de hauteur équivalente et phases en jours des composantes annuelles, semi-annuelles et diurnes des séries de VMF1 _w de VMF1-grille. Calculs réalisés par une transformée de Fourier sur les données de la période 1994-2008 et exprimés en termes de hauteur équivalente à l'aide d'un ZWD <i>a priori</i> moyen de 200 mm.	205
Figure IV.7. RMS globaux des résidus en mm après expansion en harmoniques sphériques des amplitudes des ondes annuelles, semi-annuelles et diurnes des séries de VZHD. Résultats classés en fonction de l'ordre de l'expansion.....	206
Figure IV.8. RMS globaux des résidus en mm après expansion en harmoniques sphériques des amplitudes des ondes annuelles, semi-annuelles et diurnes des séries de VMF1 _H et VMF1 _w . Résultats classés en fonction de l'ordre de l'expansion.....	207
Figure IV.9. Amplitudes semi-annuelles des séries de VZHD, VMF1 _H et VMF1 _w modélisées par harmoniques sphériques à l'ordre et au degré 9 et résidus par rapport aux amplitudes calculées dans les séries par transformée de Fourier.	208
Figure IV.10. Amplitudes diurnes des séries de VZHD, VMF1 _H et VMF1 _w modélisées par harmoniques sphériques à l'ordre et au degré 9 et résidus par rapports aux amplitudes calculées dans les séries par transformée de Fourier.	209
Figure IV.11. Tendances moyennes suivies par les phases en jours des composantes annuelles des séries de VZHD, VMF1 _H et VMF1 _w en fonction de la longitude et de la latitude respectivement.	210
Figure IV.12. Tendances moyennes suivies par les phases en jours des composantes semi-annuelles des séries de VZHD, VMF1 _H et VMF1 _w en fonction de la longitude et de la latitude respectivement. ...	211
Figure IV.13. Tendances moyennes suivies par les phases en jours des composantes diurnes des séries de VZHD, VMF1 _H et VMF1 _w en fonction de la longitude et de la latitude respectivement.	211
Figure IV.14. Excédent de délai oblique en mm à 10° d'élévation en fonction de l'azimut. Résultats au 01/01/2001 à 12h au voisinage du Mans avec le modèle ERA-40. Contribution hydrostatique en haut et contribution humide en bas.....	213
Figure IV.15. Illustration des variations de délai oblique en fonction de l'azimut et de l'élévation. Les valeurs sont exagérées pour rendre compte de la symétrie des délais. Résultats au 01/01/2001 à 12h au voisinage du Mans avec le modèle ERA-40. La contribution hydrostatique est à gauche et l'humide à droite. Les valeurs positives sont en rouge et les négatives en bleu.....	214
Figure IV.16. Gradients Nord et Est en mm de la contribution hydrostatique et de la contribution humide en Europe à 10° d'élévation. Résultats au 01/01/2001 à 12h avec le modèle ERA-40.....	214
Figure IV.17. Illustration des variations de délai oblique en fonction de l'azimut et de l'élévation. Les valeurs sont exagérées pour rendre compte de la symétrie des délais. Résultats au 01/01/2001 à 12h au voisinage du Mans avec le modèle ERA-40. La contribution hydrostatique est à gauche et l'humide à droite. Les valeurs positives sont en rouge et les négatives en bleu.....	217
Figure IV.18. Gradients Nord et Est en mm de la contribution hydrostatique et de la contribution humide en Europe à 10° d'élévation. Résultats au 01/01/2001 à 12h avec le modèle ERA-INTERIM.	217
Figure IV.19. En noir : amplitudes estimées, site par site, de la période 13,62 jours dans les séries de hauteur du réseau ELEV traité sur des sessions de 24h et corrigé de la surcharge océanique avec FES2004. En bleu : amplitudes estimées de la composante de hauteur de M2 sur ce même réseau avec des sessions de 2h. En rouge : les écarts entre les estimations de M2 et FES2004. Les résultats sont décalés pour faciliter la lecture.....	219

Liste des tableaux

Tableau I.1. Les composantes du potentiel Lunaire de Doodson (1929) (Simon, 2007).	30
Tableau I.2. Les composantes du potentiel solaire de Doodson (1929) (Simon, 2007).	31
Tableau II.1. Principales couches de l'atmosphère terrestre.	37
Tableau II.2. Constituants de la troposphère terrestre et leurs proportions volumiques.	38
Tableau II.3. Valeurs estimées et écarts-types des coefficients du modèle d'indice de réfraction de la troposphère dans le domaine des ondes radio. Ces valeurs sont valables pour une décomposition air sec/air humide.	41
Tableau II.4. Valeurs estimées et écarts-types des coefficients du modèle de Rüeger (2002) pour la modélisation de l'indice de réfraction de la troposphère dans le domaine des ondes radio. Ces valeurs sont valables pour une décomposition air sec/air humide.....	45
Tableau II.5. Valeurs estimées des coefficients des modèles de Rüeger (2002) pour la modélisation de l'indice de réfraction de la troposphère dans le domaine des ondes radio. Ces valeurs sont valables pour une décomposition air sec/air humide.....	45
Tableau II.6. Paramètres d'entrée des modèles de ZHD de Hopfield (1969), Saastamoinen (1972), et Baby et al. (1988) avec P_0 , la pression au sol en hPa, T_0 la température au sol en K, H_0 , l'altitude du site en m, g_0 , l'accélération de la pesanteur en $m.s^{-2}$, le gradient température en $K.km^{-1}$ et φ la latitude du site. D'après Mendes (1999).	51
Tableau II.7. Paramètres d'entrée des modèles de ZWD avec P_0 , la pression totale au sol en hPa, T_0 la température au sol en K, e_0 la pression partielle de vapeur d'eau au sol en hPa, HR_0 le taux d'humidité relative au sol en %, H_0 , l'altitude du site en m, g_0 , l'accélération de la pesanteur en $m.s^{-2}$, α la vitesse verticale de température en $K.km^{-1}$, φ la latitude du site et λ , ν et ϕ des coefficients empiriques (sans unité, en $mm.\%^{-1}$ et en $^{\circ}C^{-1}$, respectivement). D'après Mendes (1999).....	51
Tableau II.8. Caractéristiques spatio-temporelles des produits journaliers de l'ECMWF. Les données sont fournies sur des surfaces de champ comme l'orographie (Oro.), les surfaces isobares (Pres.), ou isothermes (Temp.).....	54
Tableau II.9. Données météorologiques de référence standards	57
Tableau II.10. Valeurs moyennes des paramètres du modèle UNB3 aux latitudes φ_i : P_0 la pression moyenne au sol, T_0 la température moyenne au sol, e_0 la pression partielle de vapeur d'eau moyenne au sol et ∇T le gradient vertical moyen de température (Schüeler, 2001).	58
Tableau II.11. Amplitudes saisonnières des paramètres du modèle UNB3 aux latitudes φ_i : ΔP_0 l'amplitude de la pression au sol, ΔT_0 l'amplitude de la température au sol, Δe_0 l'amplitude de la pression partielle de vapeur d'eau au sol et $\Delta \nabla T$ l'amplitude du gradient vertical de température (Schüeler, 2001).	58
Tableau II.12. Coefficients empiriques (sans unité) de la fonction de Marini (1972).....	61
Tableau II.13. Liste des fonctions de projection étudiées dans Forgues (1996).....	62
Tableau II.14. Principales caractéristiques des données de VMF1-grille et de VMF1-site.	72
Tableau II.15. Liste des principaux modèles de pression saturante de vapeur d'eau.....	84
Tableau II.16. Statistiques générales des écarts de pression en hPa, température en $^{\circ}C$ et humidité relative en % entre les valeurs fournies dans les RINEX météo et les valeurs fournies dans les fichiers de VMF1-site. Sont également notées les durées d'observation récupérées dans chaque cas ainsi que la durée d'observations commune.....	87
Tableau II.17. Médianes et RMS des différences moyennes et des écart-types des différences entre les données de pression (hPa), température ($^{\circ}C$) et humidité relative (%) des RINEX météo et de	

VMF1-site. Résultats calculés avec 95 sites et les données avant la mi-2006 et après la mi-2006, respectivement.....	89
Tableau II.18. Médianes et RMS des différences moyennes et des écart-types des différences entre les données de pression (hPa), température (°C) et ZHD (mm) de GPT et de VMF1-site (les ZHD sont calculés à partir de GPT avec le modèle de Saastamoinen (1972)).....	91
Tableau II.19. Paramètres de la hauteur de la tropopause par Mendes (1999) et estimés à partir de comparaisons réalisées avec les données de VMF1-site.	95
Tableau II.20. Résumé des différences entre les valeurs d'altitude en km, de température en °C et d'humidité relative en % fournies par les modèles ERA-40 et ERA-INTERIM le 28 janvier 2001 à 12h TU. Comparaisons réalisées au niveau des surfaces isobares 1000 hPa, 500 hPa, 200 hPa et 10 hPa.....	113
Tableau III.1. Principales caractéristiques du matériel des stations utilisées pour évaluer les effets de la surcharge océanique dans l'Ouest de la France.....	150
Tableau III.2. Caractéristiques des paramètres de traitement des réseaux AZEL et ELEV.	151
Tableau III.3. Période minimale requises pour séparer les ondes principales semi-diurnes, diurnes et mensuelles en jours.	152
Tableau III.4. Amplitudes et phases contenues dans 1) le signal composé des valeurs moyennes des OTL d'après FES2004 sur l'ensemble des sites IGS servant au rattachement, 2) le signal composé de la différence entre un rattachement à l'ITRF2005 non corrigé des OTL et un rattachement à l'ITRF2005 corrigé des OTL, dans les deux cas avec dépondération des hauteurs et 3) le même signal que 2) mais avec pondération uniforme suivant les trois composantes.	162
Tableau III.5. Valeurs moyennes des paramètres de transformation suivant le nombre de paramètres estimés.....	163
Tableau III.6. Valeurs moyennes des écarts-types des paramètres de transformation suivant le nombre de paramètres estimés.....	163
Tableau III.7. Amplitudes moyennes en mm et déphasages moyens en degrés estimés et écarts moyens avec le modèle FES2004 (pour toutes les stations du réseau ELEV). Résultats en valeur absolue pour les ondes semi-diurnes M2, S2, N2 et K2.....	172
Tableau III.8. Amplitudes moyennes en mm et déphasages moyens en degrés estimés et écarts moyens avec le modèle FES2004 (pour toutes les stations du réseau ELEV). Résultats en valeur absolue pour les ondes diurnes K1, O1, P1 et Q1.	172
Tableau III.9. Amplitudes moyennes en mm et déphasages moyens en degrés estimés et écarts moyens avec le modèle FES2004 (pour toutes les stations du réseau ELEV). Résultats en valeur absolue pour les ondes mensuelles Mf et Mm.....	173
Tableau III.10. Résumé des paramétrages pour étudier les impacts des modèles troposphériques et de la surcharge atmosphérique.	181
Tableau III.11. Différences de variance en mm ² des séries temporelles observées entre les solutions GPT+GMF et VZHD+VMF1 et rapports relatifs en pourcentage à la solution. VZHD+VMF1...	186
Tableau III.12. Estimations en mm des amplitudes des ondes Sa, Ssa, Msm, Mm, Msf et Mf aux sites du réseau AZEL avec la stratégie VZHD+VMF1 et écarts entre la stratégie GPT+GMF et la stratégie VZHD+VMF1.	189
Tableau III.13. Estimations en degrés des déphasages des ondes Sa, Ssa, Msm, Mm, Msf et Mf aux sites du réseau AZEL avec la stratégie VZHD+VMF1 et écarts entre la stratégie GPT+GMF et la stratégie VZHD+VMF1.	190
Tableau III.14. Différences de variance en mm ² des séries temporelles observées entre les solutions VMF1-ATMO et VMF1+ATMO et rapports relatifs en pourcentage à la solution VMF1+ATMO.	192

Tableau III.15. Estimations en mm des amplitudes des ondes Msm, Mm, Msf, Mf et S2 aux sites du réseau AZEL avec la stratégie VMF1+ATMO et écarts entre la stratégie VMF1-ATMO et la stratégie VMF1+ATMO.....	194
Tableau III.16. Estimations en degrés des phases des ondes Msm, Mm, Msf, Mf et S2 aux sites du réseau AZEL avec la stratégie VMF1+ATMO et écarts entre la stratégie VMF1-ATMO et la stratégie VMF1+ATMO.....	195
Tableau III.17. Amplitudes en mm et phases par rapport à Greenwich des cinq premières ondes principales de la composante de hauteur aux sites LPPZ, ANGL, YPOR et SBLS.....	197
Tableau III.18. Pertes relatives d'amplitude (en %) et coefficients correctifs approchés des ondes de marées principales (M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1, Q1, Mf et Mm) lors de leur estimation par moindres carrés avec des sessions GPS de 2h.....	200

Annexe A. Concepts d'estimation statistique des retards troposphériques dans le traitement par GAMIT

L'ensemble des concepts énoncés ici est tiré de Herring et al. (2006a) mais aussi des codes sources utilisés dans le traitement GPS.

A.1. Introduction

Le logiciel GAMIT v.10.35 permet plusieurs choix pour corriger *a priori* les ZHD. Il est possible d'utiliser :

- les valeurs standards de pression et température
- les valeurs prises par le modèle GPT
- les valeurs des mesures météo *in situ* (RINEX météo)
- les valeurs prises par les ZHD tirés de l'intégration des profils de l'ECMWF

Dans les trois premiers cas, le modèle de Saastamoinen (1972) est utilisé pour dériver les valeurs de pression en ZHD. Pour la composante humide, seul un résidu d'une correction *a priori* est estimée ou non (suivant le choix de l'utilisateur). Dans les cas où des données météorologiques au sol sont utilisées, une valeur tirée du modèle de Saastamoinen (1972) est utilisée. Le modèle de Magnus-Teten (1967) est utilisé pour calculer la pression partielle de vapeur d'eau. A cette fin, une valeur constante d'humidité relative de 50% est employée (lorsqu'elle n'est pas disponible) avec la température issue de la source de modèle de ZHD choisie.

Après application de la correction hydrostatique, les résidus des ZWD sont estimés par la méthode des moindres carrés. Les dérivées partielles, dans le cadre de la double différence des observables de phase, sont simplement les simples différences des fonctions de projections calculées au lieu d'une même station. Dans la matrice A, matrice générale des dérivées partielles du processus de traitement GPS, on distingue la sous-matrice A_{ZWD} correspondant aux dérivées partielles des résidus des ZWD. Il s'agit des simples différences (un récepteur et deux satellites) des fonctions de projection aux angles d'élévation des deux satellites à estimer :

$$A_{ZWD} = \begin{bmatrix} \Delta mf(el_1, el_2)_a^{1,2} & \Delta mf(el_1, el_2)_b^{1,2} \\ \vdots & \vdots \\ \Delta mf(el_1, el_n)_a^{1,n} & \Delta mf(el_1, el_n)_b^{1,n} \end{bmatrix} \quad (A.1)$$

Lors de la formation des équations normales, la sous-matrice de pondération P_{ZWD} est construite :

$$P_{ZWD}^{-1} = \begin{bmatrix} \sum (\Delta m f_a^{1,i})^2 & \sum \Delta m f_a^{1,i} \Delta m f_b^{1,i} \\ \sum \Delta m f_a^{1,i} \Delta m f_b^{1,i} & \sum (\Delta m f_b^{1,i})^2 \end{bmatrix} \quad (\text{A.2})$$

L'inversion de P_{ZWD} permet de connaître la matrice de variance-covariance des paramètres troposphériques. S'agissant d'une matrice carrée, il n'est pas nécessaire de procéder à l'inversion pour prévoir les valeurs de ses termes. On peut déjà noter la problématique du positionnement en mode relatif sur l'estimation des paramètres troposphériques. En effet, les termes non diagonaux sont égaux aux termes diagonaux correspondant si les simples différences de fonction de projection sont identiques depuis un site a et depuis un site b , respectivement. Cela signifie, que pour une ligne de base courte, pour laquelle les stations observent les satellites avec des angles d'élévation sensiblement identiques, la covariance entre les ZWD estimés est proche des termes de variances, eux-mêmes quasiment identiques. En conséquence, la corrélation est d'autant plus proche de 1. En l'absence de contraintes, ou avec des contraintes équivalentes, les valeurs estimées seront proches de la moyenne des ZWD absolus en chaque site. Le calcul des paramètres troposphériques au sein d'un réseau dense n'est donc pas trivial. Deux possibilités sont à envisager.

La première consiste à posséder une mesure externe du taux d'humidité en au moins un site GPS. Ceci permet alors de corriger *a priori* efficacement les observables de ce site. La valeur du ZWD de ce site est alors fortement contrainte, ce qui permet alors d'estimer le ZWD des autres sites formant des lignes de base de manière absolue.

La seconde consiste à considérer un réseau GPS étendu à des stations éloignées d'au moins 500 km. En ces sites, les contraintes de positions pourront être fortes, notamment celles de hauteur, afin de décorréler position et troposphère.

Dans les deux cas, les écarts-types des ZWD des sites représentent alors les incertitudes sur les différences de ZWD sur une ligne de base.

A.2. Contraintes temporelles

Le fichier directeur *sestbl*. permet de choisir entre deux options de calculs des ZWD en fonction du temps. La première, nommée « CONstant » (CON), consiste à estimer un unique ZWD en chaque site pour la durée de la session. La seconde, « Piece-Wize Linear » (PWL), est une estimation linéaire par morceaux des ZWD en chaque site. Ici, les estimations sont réalisées par pas constants. Par exemple, GAMIT v10.35 préconise une estimation par défaut toutes les 2h avec une estimation aux deux instants extrêmes de la session. Pour une session de 24h, 13 estimations par morceaux ont lieu. Cependant, ces estimations à intervalles réguliers sont réalisées autour d'une valeur moyenne pour la session. Cela signifie que dans le cas d'une session de 24h par pas de 2h, (13 + 1) ZWD sont estimés. Dans le cas de l'option « CON », seules les valeurs moyennes sont estimées.

Quelle que soit la stratégie employée, chaque dérivée partielle servant à l'estimation d'un paramètre troposphérique est pondérée en fonction du temps séparant l'observable dont elle est tirée avec l'instant de l'estimation. La dérivée partielle, calculée à l'origine en seconde par

seconde (*atmdel.f*) est ensuite convertie en cycles par seconde (*partl.f*), puis pondérée (*pzenth.f*) par un coefficient α_t :

$$\alpha_t = 1 - \frac{|t-t_{est}|}{t_{est+1}-t_{est}} \quad (\text{A.3})$$

Ce coefficient permet de mieux tenir compte de la localisation temporelle des observables. Une confiance plus forte est accordée aux observables les plus proches de l'instant d'estimation.

A.3. Stratégie « Piece-Wise Linear »

Pondération par Gauss-Markov

Les contraintes pour les variations temporelles de l'option «PWL» font appel au processus de Gauss-Markov au premier ordre. Ce processus fait appel aux notions de distribution gaussienne et des chaînes de Markov. Ces dernières permettent de définir l'état discret d'un système en fonction de ces états passés et d'une probabilité conditionnelle de transition :

$$X_{t+\Delta t} = P(X_{t+\Delta t}|X_t)X_t \quad (\text{A.4})$$

avec :

- X_t et $X_{t+\Delta t}$ l'état du système à t et $t+\Delta t$, respectivement
- $P(X_{t+\Delta t}|X_t)$ la probabilité de l'état à $t+\Delta t$ sachant son état à t

Par suite, il vient :

$$X_{t+\Delta t} = P(X_{t+\Delta t}|X_t) \cdot P(X_t|X_{t-\Delta t}) \dots P(X_{\Delta t}|X_0)X_0 \quad (\text{A.5})$$

Si la probabilité conditionnelle de transition est constante dans le temps, il vient :

$$P(X_{\Delta t}|X_0) = P(X_{t+\Delta t}|X_t) = \pi(\Delta t) \quad (\text{A.6})$$

La distribution est stationnaire et :

$$X_{t+\Delta t} = (\pi(\Delta t))^{t+\Delta t} X_0 \quad (\text{A.7})$$

L'application de ce principe aux ZWD permet de définir le modèle d'évolution suivant :

$$ZWD_{t+\Delta t} = \pi(\Delta t)ZWD_t + \varpi(t + \Delta t) \quad (\text{A.8})$$

avec ϖ un bruit centré de variance proportionnelle au paramètre d'évolution, ici le temps. Il traduit la qualité du modèle d'évolution. La notion de distribution gaussienne permet de définir la probabilité conditionnelle de transition. Cette dernière suit alors une distribution gaussienne strictement positive :

$$ZWD_{t+\Delta t} = e^{-\frac{\Delta t}{\tau}} ZWD_t + \varpi(t + \Delta t) \quad (\text{A.9})$$

avec τ le coefficient d'aplatissement de la probabilité de transition. En matière d'évolution temporelle, ce terme permet de définir le temps de corrélation car il traduit la durée pendant laquelle l'état à $t+1$ sera fonction des états passés. Par défaut il est de 100h. L'idée développée dans GAMIT v10.35 est de construire une matrice de pondération sur les paramètres de ZWD en stratégie «PWL». Autrement dit, il s'agit de définir les variances et covariances des paramètres. L'application du modèle d'évolution aux moments d'ordre 2 des paramètres donne :

$$\sigma_{ZWD_{t+\Delta t}}^2 = e^{-\frac{2\Delta t}{\tau}} \cdot \sigma^2 \quad (\text{A.10})$$

Le problème réside dans la quantification de la variance initiale du ZWD. Si on utilise un pas d'évolution constant, on peut alors supposer une qualité uniforme du modèle d'évolution pour chaque valeur discrète du processus. On peut donc s'aider d'une connaissance *a priori* de la variance du bruit du modèle d'évolution w . A $t+1$, son espérance vaut :

$$E(\varpi^2(t + \Delta t)) = E\left(ZWD_{t+\Delta t}^2 - 2e^{-\frac{2\Delta t}{\tau}} \cdot ZWD_t^2 + e^{-\frac{2\Delta t}{\tau}} \cdot ZWD_t^2\right) \quad (\text{A.11})$$

et donc :

$$\sigma_{\varpi(t+\Delta t)}^2 = \sigma_{ZWD}^2 \left(1 - e^{-\frac{2\Delta t}{\tau}}\right) \quad (\text{A.12})$$

Comme la variance de ϖ évolue dans le temps, il est nécessaire de définir un critère d'évolution en m.h^{-1} . Sa variance est définie par :

$$\sigma_{\varpi(t+\Delta t)}^2 = \alpha_{GM} \Delta t \quad (\text{A.13})$$

avec α_{GM} le critère d'évolution de Gauss-Markov. En définitive, la covariance de ZWD à l'instant $t+i$ est calculée à partir de la covariance des paramètres passés ou futurs à $t+k$:

$$\sigma_{ZWD_{t+i}, ZWD_{t+k}} = \frac{\alpha_{GM} \Delta t_k^i}{1 - e^{-\frac{2\Delta t_k^i}{\tau}}} e^{-\frac{\Delta t_k^i}{\tau}} \quad (\text{A.14})$$

La matrice de contrainte P_{ZWD} est ainsi construite à partir de l'application de cette formule. Le temps de corrélation de 100h par défaut est préconisé pour faire tendre le modèle vers une marche aléatoire. Pour un pas de 2h et un temps de corrélation de 100h, la covariance entre deux estimations de ZWD successives est nulle (quelques 10^{-87}). Avec ce paramétrage, les estimations de ZWD sont indépendantes, ce qui revient à effectuer une estimation par moindres carrés avec une matrice de pondération diagonale. L'avantage d'introduire des contraintes de type processus de Gauss-Markov est de pouvoir effectuer une prédiction de la valeur du ZWD en cas d'absence ou d'insuffisance de données durant une période nécessitant une ou des estimations. Dans ce cas, le concept de chaîne de Markov du processus agit comme un modèle prédictif d'un filtre de Kalman. Les valeurs prises par les paramètres de ZWD n'évoluent plus (car coefficient d'aplatissement quasi-nul), mais les incertitudes croissent avec le critère d'évolution α_{GM} de Gauss-Markov.

A.4. Contrainte de centrage

Afin que les ZWD estimés à chaque pas du modèle « PWL » soient centrés autour d'une valeur moyenne, c'est-à-dire celle estimée pour la durée totale de la session, une contrainte sur la moyenne des ZWD en « PWL » doit être appliquée. Il s'agit de les contraindre de façon à ce que leur moyenne soit nulle.

Pour introduire cette contrainte, un filtre de Kalman est utilisé. Le modèle d'équation d'état stipule que le vecteur résultant du produit de la matrice de contrainte avec le vecteur des ZWD soit nul à une constante près. En fait, le modèle d'équation d'état suppose que les sommes des ZWD contraints sont centrées. Il vient alors le système d'équations suivant :

$$(S): \begin{cases} \sum_j ZWD_{t+j} \cdot \sigma_{ZWD_t, ZWD_{t+j}}^j = 0 + v \\ \sum_i \left(\sum_j ZWD_{t+j} \cdot \sigma_{ZWD_t, ZWD_{t+j}}^j \right) = 0 \end{cases} \quad (A.15)$$

avec v un bruit blanc gaussien de variance $V=1$ mm. L'algorithme est le suivant :

- prédiction de l'état :

$$ZWD_i^- = \sum_j ZWD_{t+j} \cdot \sigma_{ZWD_i, ZWD_{t+j}}^j \quad (A.16)$$

- prédiction des mesures :

$$(\sum_i ZWD_i)^- = \sum_i ZWD_i^- \quad (A.17)$$

- estimation de l'état final :

$$ZWD^+ = ZWD^- + K_{ZWD} (\sum_i ZWD_i - (\sum_i ZWD_i)^-) \quad (A.18)$$

Le gain de Kalman K_{ZWD} est estimé pour chaque ligne de la matrice de contrainte. Par application de sa formule, il vient :

$$K_{ZWD} = \frac{\sum_j \sigma_{ZWD_t, ZWD_{t+j}}^i}{\sum_i \left(\sum_j \sigma_{ZWD_t, ZWD_{t+j}}^i + V \right)} \quad (\text{A.19})$$

La matrice de variance-covariance de l'état estimé est par définition :

$$(P_{ZWD}^{-1})^+ = (1 - K_{ZWD})P_{ZWD}^{-1} \quad (\text{A.20})$$

Ainsi, à chaque terme de la matrice de contrainte est soustrait le produit de ce même terme avec le rapport entre la somme des termes de la ligne correspondante avec la somme de tous les termes de la matrice de contrainte. La formule du gain fait intervenir la variance du bruit du modèle de processus c . Dans le cas d'un paramétrage en marche aléatoire, elle est très grande face à la somme des termes de la matrice de contrainte. Le poids de l'innovation dans l'estimation de l'état final et de sa matrice de variance-covariance est alors très faible et l'état *a posteriori* est proche de l'état prédit.

A.5. Stratégie « CONstant »

La gestion des contraintes pour les valeurs moyennes est identique à celle des positions. Autrement dit, une sous-matrice diagonale de contrainte P_{ZWD} est ajoutée dans la jacobienne globale. Cette dernière est normalisée pour obtenir une sous-matrice carrée et symétrique P_{ZWD} additionnée à la sous-matrice N correspondant aux termes de ZWD. Par défaut, une contrainte de 50 cm est proposée par GAMIT. Ceci est cohérent du fait que les retards troposphériques dus à la vapeur d'eau représentent 10 à 20 % du retard au zénith total. Pour un retard total moyen de 2,50 m, on a bien 20 à 50 cm environ causés par la vapeur d'eau (suivant la position géographique du site étudié).

Annexe B. Présentation de l'estimation des composantes de surcharge océanique par le logiciel T-TIDE

Cette partie fait l'objet d'une description détaillée du logiciel t-tide (r-tide dans sa plus récente version) fonctionnant sous environnement Matlab. Différentes versions de ce logiciel sont disponibles à l'adresse Internet suivante : www.eos.ubc.ca/~rich/#T-tide. Deux publications d'intérêt sont à rapporter : Pawlowicz et al. (2002) et Leffler et Jay (2008).

B.1. Principes

Les ondes décrivant le potentiel générateur de marée peuvent s'exprimer avec de simples sinusoides. Ce programme permet alors de retrouver les amplitudes et déphasages par rapport au méridien de Greenwich des réponses observées aux ondes des marées océaniques. Il peut s'agir d'observations de la hauteur d'eau ou bien de la déformation terrestre occasionnée par ce phénomène.

Son principe s'appuie sur la connaissance *a priori* du développement du potentiel générateur de la marée à l'aide de la classification de Doodson (1929) (cf. B.2). Cette classification permet de retrouver les phases au méridien de Greenwich des ondes composant le potentiel. D'autre part, t-tide s'appuie sur une connaissance des fréquences de chacune de ces ondes, connues. Au total, 146 ondes peuvent être utilisées ainsi que 69 autres qui résultent d'une combinaison linéaire des 146 premières.

Ces fréquences et phases théoriques de réponse de l'Océan au potentiel perturbateur permettent de réaliser une estimation du signal recherché à partir du principe des moindres carrés. La fonction de coût du système est basée est l'expression réelle d'une onde sinusoidale par un développement en série de Fourier :

$$M(t) = \alpha_1 + \sum_j \alpha_j \cos(2\pi f_j t) + \sum_j \beta_j \sin(2\pi f_j t) \quad (\text{B.1})$$

ou en termes complexes :

$$M(t) = \alpha_0 + \sum_j H_{M,j} e^{i(\phi_{t_0,j,G} - \phi_{t_0,j})} e^{i2\pi f_j t} \quad (\text{B.2})$$

avec :

- $H_{M,j}$ l'amplitude de marée de l'onde j
- $\phi_{t_0,j,G}$ la phase à Greenwich de l'onde j à l'instant initial t_0
- $\phi_{t_0,j}$ le déphasage par rapport à Greenwich de l'onde j à l'instant initial t_0 , valeur dépendante de la longitude du lieu étudié

Le premier terme complexe a pour argument le déphasage de l'onde au site considéré par rapport à l'astre. Il s'agit, au modulo de la fréquence de l'onde près, de la longitude du site par

rapport à l'astre générateur de la marée. En effet, le signal généré dans le second terme complexe est dépourvu de déphasage et est donc "en phase" avec l'astre. La fonction de coût utilisée dans t-tide cherche à estimer les couples réel $\{\alpha_j, \beta_j\}$ desquels les amplitudes A_j et déphasages $\phi_{t_0,j}$ par rapports à Greenwich sont aisément déduits (normes et arguments des vecteurs complexes définis par $\{\alpha_j, \beta_j\}$). Cette dernière est déduite après avoir retranché la valeur de la phase à Greenwich $\phi_{t_0,j,G}$. Celle-ci est propagée depuis un instant d'origine calé à minuit solaire à Greenwich.

B.2. Calcul de la phase à Greenwich

Les positions de l'astre perturbateur par rapport au méridien de Greenwich peuvent être décrites à l'aide de six angles astronomiques fondamentaux dépendants du temps :

- τ_0 l'angle horaire moyen de la Lune de période $\sim 1,035$ j
- s_0 l'ascension droite moyenne de la Lune de période $\sim 27,32$ j
- h_0 l'ascension droite moyenne du Soleil de période $\sim 365,24$ j
- p_0 l'ascension droite moyenne du périégée lunaire de période $\sim 8,9$ ans
- $N' = -N$ où N est l'ascension droite du nœud ascendant lunaire de période $\sim 18,6$ ans
- p_1 l'ascension droite moyenne du périégée du soleil (périphélie) de période ~ 20942 ans

Les équations de chacun de ces paramètres sont disponibles dans Simon (2007). En utilisant les heures universelles, ces paramètres sont valables dans le plan de Greenwich. Les phases de chaque onde j du développement de Doodson (1929) à l'instant t_0 sont alors obtenues dans le plan de Greenwich de la façon suivante (équation B.3) :

$$\phi_{t_0,j,G} = A\tau_0 + Bs_0 + Ch_0 + Dp_0 + EN' + Fp_1 \quad (\text{B.3})$$

Les valeurs des arguments de Doodson A, B, C, D, E, F des 11 ondes principales de FES2004 sont décrites dans le tableau B.1 et font l'objet de conventions (Schureman, 1971). Les arguments de Doodson (1929) pour N' et p_1 sont nuls pour les 11 premières ondes génératrices de la marée océanique car les périodes de ces paramètres sont trop grandes par rapport aux périodes de ces ondes.

Onde	τ_0	s_0	h_0	p_0	N'	p_1
M2	2	0	0	0	0	0
S2	2	2	-2	0	0	0
N2	2	-1	0	1	0	0
K2	2	2	0	0	0	0
K1	1	1	0	0	0	0
O1	1	-1	0	0	0	0
P1	1	1	-2	0	0	0
Q1	1	-2	0	1	0	0
Mf	0	2	0	0	0	0
Mm	0	1	0	-1	0	0
Ssa	0	0	2	0	0	0

Table B.1. Arguments de Doodson (1929) servant à la propagation de la phase à Greenwich des 11 ondes de marées principales à un instant t (Simon, 2007).

B.3. Caractéristiques de l'estimation

L'équation (B.1) permet de retrouver indirectement l'amplitude et le déphasage des composantes du signal en inversant (par la méthode des moindres carrés) le système d'équations :

$$\underbrace{\begin{bmatrix} 1 & \cos(2\pi f_1 t_1) & \sin(2\pi f_1 t_1) & \cdots & \cdots & \cos(2\pi f_m t_1) & \sin(2\pi f_m t_1) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & \cos(2\pi f_1 t_j) & \sin(2\pi f_1 t_j) & \cdots & \cdots & \cos(2\pi f_m t_j) & \sin(2\pi f_m t_j) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & \cos(2\pi f_1 t_n) & \sin(2\pi f_1 t_n) & \cdots & \cdots & \cos(2\pi f_m t_n) & \sin(2\pi f_m t_n) \end{bmatrix}}_A \cdot \underbrace{\begin{bmatrix} \alpha_0 \\ \alpha_1 \\ \beta_1 \\ \vdots \\ \alpha_m \\ \beta_m \end{bmatrix}}_{\hat{x}} = \underbrace{\begin{bmatrix} M(t_1) \\ \vdots \\ M(t_j) \\ \vdots \\ M(t_n) \end{bmatrix}}_B + \hat{v} \quad (\text{B.4})$$

où m est le nombre total d'ondes utilisées et n le nombre d'échantillons du signal. A noter qu'il est également possible d'ajouter l'estimation d'une pente au signal dans le cas où elle n'a pas été préalablement éliminée des données. Aucune pondération des données par les écart-types des données en entrée n'est pour le moment développée. Leffler et al. (2008) proposent une méthode basée sur l'analyse des résidus (de type MAD, Medium Absolute Deviation). Il en ressort qu'une pondération de type Cauchy (par l'inverse du carré du résidu) présente d'excellents résultats mais qu'il est nécessaire d'user de prudence quand au choix de la pondération. Quoi qu'il en soit elle s'avère très utile pour minimiser l'impact de valeurs aberrantes dans les données brutes.

Au-delà de ce problème, la matrice des dérivées partielles (équation B.4) introduit des corrélations dans l'estimation des couples $\{\alpha_j, \beta_j\}$. Soit A_2 la sous-matrice de A composée uniquement des dérivées partielles par rapport aux couples d'inconnues $\{\alpha_j, \beta_j\}$. La matrice normale correspondante formée par $A_2^T \cdot A$ a pour termes non-diagonaux les résultats des expressions suivantes :

$$\begin{cases} \sum_{t_j} \cos(2\pi f_k t_j) \sin(2\pi f_l t_j) \\ \sum_{t_j} \cos(2\pi f_k t_j) \cos(2\pi f_l t_j) \\ \sum_{t_j} \sin(2\pi f_k t_j) \sin(2\pi f_l t_j) \end{cases} \quad (\text{B.5})$$

Il s'agit des expressions d'identités remarquables d'intégrales sommées sous la forme de Riemann. Il vient donc que la première expression tend, pour un grand nombre d'échantillons vers zéro. Les deux suivantes imposent que les résolutions des α_j et des β_j respectivement soient sujettes à des corrélations. Elles sont en fait les parties réelles et imaginaires de :

$$\begin{cases} \sum_{t_j} \cos(2\pi f_k t_j) \cos(2\pi f_l t_j) = \text{Re}(\sum_{n_e} e^{-i2\pi(f_k-f_l)n_e t_e}) \\ \sum_{t_j} \sin(2\pi f_k t_j) \sin(2\pi f_l t_j) = \text{Im}(\sum_{n_e} e^{-i2\pi(f_k-f_l)n_e t_e}) \end{cases} \quad (\text{B.6})$$

avec :

- n_e le nombre d'échantillons
- t_e le pas de l'échantillonnage sur une période totale $n_e t_e$

Cette somme fait appel à la notion des suites géométriques de raison r :

$$r = e^{-i2\pi(f_k-f_l)t_e} \quad (\text{B.7})$$

Cette suite a pour somme S :

$$S = \frac{e^{-i2\pi(f_k-f_l)n_e t_e} - 1}{e^{-i2\pi(f_k-f_l)t_e} - 1} = n_e \frac{\text{sin}_c[(f_k-f_l)n_e t_e]}{\text{sin}_c[(f_k-f_l)t_e]} e^{-i2\pi(f_k-f_l)(n_e-1)t_e} \quad (\text{B.8})$$

Afin de réduire les valeurs des termes non-diagonaux et non nuls de la matrice normale, il est nécessaire de considérer le module de S qui dépend uniquement du rapport des sinus cardinaux au facteur n_e près. Si le pas d'échantillonnage t_e est grand devant la durée totale des observations, il vient que ce module peut être approché par :

$$|S| \approx |\text{sin}_c[(f_k - f_l)n_e t_e]| \quad (\text{B.9})$$

La valeur du sinus cardinal est minimisée en appliquant le critère de Rayleigh. Ce dernier stipule que pour séparer au mieux deux ondes composant un signal il faut que la différence de leurs fréquences respectives (en valeur absolue) soit supérieure à la fréquence correspondant à la durée totale des observations. En d'autres termes, il faut :

$$|(f_k - f_l)n_e t_e| > \delta \quad (\text{B.10})$$

Ce principe permet d'éviter toute forme d'effet de diffraction entre ces deux ondes. Par défaut le facteur δ est placé à 1 dans t-tide. Cependant, pour des valeurs supérieures à 1, le sinus cardinal présente un extremum de -0,22 environ au voisinage de 1,41 environ (figure B.1). Pour mieux décorréler l'estimation des coefficients de Fourier seules les ondes dont les différences de fréquence sont inférieures à 1,41 sont retenues.

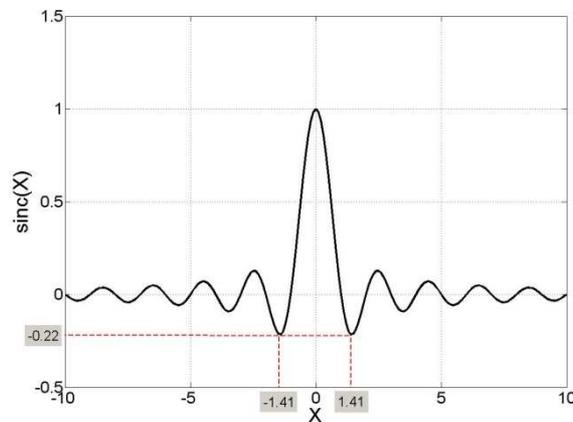


Figure B.1. La fonction sinus cardinal sur l'intervalle [-10, 10]

En entrée seules les valeurs discrètes du signal observé sont indispensables. Mais pour un calcul réaliste il est nécessaire d'introduire également la date de la première observation ainsi que la latitude du lieu étudié pour générer des prédictions des phases à Greenwich de chaque onde ainsi que des corrections nodales. Dans un premier temps, les données sont réorganisées en abscisse sur un intervalle centré en zéro. Puis, en l'absence de tout paramétrage manuel sur les ondes du potentiel générateur de la marée, t-tide liste l'ensemble des ondes qui seront étudiées pour tenter de retrouver le signal original. Pour cela un tri en fonction du critère de Rayleigh précédemment étudié est réalisé. Les amplitudes des ondes retenues sont calculées avec le module complexe tiré des couples de coefficients réels $\{\alpha_j, \beta_j\}$:

$$A_j = |\alpha_j + i\beta_j| \quad (\text{B.11})$$

Quant au déphasage, il est calculé avec la différence :

$$\phi_{t_0,j} = \phi_{t_0,j,G} - \arg(\alpha_j + i\beta_j) \quad (\text{B.12})$$

Les erreurs associées à l'amplitude et à la phase ne sont pas déduites de l'estimation au sens des moindres carrés de la matrice de variance-covariance des estimateurs des coefficients réels. Calculer cette matrice (N^{-1}) revient à calculer des valeurs qui sont fonctions d'intégrations de fonctions cosinus et sinus respectivement élevés au carré. Les valeurs résultantes sont fonctions de la fréquence, de la durée d'échantillonnage et du nombre d'échantillons. Effectuer ce genre de processus revient à obtenir des précisions (à 1σ) beaucoup trop optimistes (de l'ordre de quelques centièmes de l'amplitude des signaux). t-tide propose d'autres approches pour calculer ces erreurs.

Les deux premières, nommée « wboot » et « cboot » pour « white-bootstrapping » et « colored-bootstrapping » font l'hypothèse d'un comportement stochastique de la marée et que les résidus issus de l'estimation par moindres carrés sont fonctions du temps. Cette méthode propose alors de modéliser ces variations comme une séquence blanche. En remarquant que :

$$\begin{aligned}\Sigma_{\hat{X}} &= E \left[(X(t) - \hat{X})(X(t) - \hat{X})^T \right] \\ \Sigma_{\hat{X}} &= A.A^T \\ \Sigma_{\hat{X}} &= (V.\Lambda^{1/2})(V.\Lambda^{1/2})^T\end{aligned}\tag{B.13}$$

la diagonalisation de la matrice de variance-covariance des coefficients de Fourier permet de traduire les variations à l'instant t par :

$$X(t) = \hat{X} + \underbrace{V.\Lambda^{1/2}}_A . \varpi(t)\tag{B.14}$$

avec ϖ une séquence blanche et gaussienne (donc d'espérance nulle et d'écart-type unité). L'introduction de ce modèle permet de retrouver la matrice de variance-covariance désirée. Connaissant cette matrice, il est possible de traduire les variations, blanches, des estimateurs sur une durée déterminée (t-tide utilise 300 échantillons). De ce jeu de données, autant d'amplitudes et de phase sont estimées et les valeurs médianes (des valeurs absolues) sont utilisées en définitive. D'un point de vue géométrique, la matrice V est la matrice des vecteurs propres et Λ celle des valeurs propres de Σ_X . La première définit les coordonnées des foyers de l'ellipse de confiance d'un couple de coefficient $\{\alpha_j, \beta_j\}$ et la seconde les dimensions, au carré, de son demi-grand axe et de son demi-petit axe. La séquence blanche traduit les variations temporelles aléatoires discrètes mais gaussiennes de la géométrie de l'ensemble des ellipses de confiance de chaque couple de coefficients.

Le problème majeur consiste dans la détermination de la matrice de variance-covariance des coefficients de Fourier. La première méthode, « wboot » est issue de la matrice de variance-covariance, complexe (de dimension 2×2), de la moyenne de l'ensemble des résidus. Ainsi, les dimensions des ellipses de confiance originelles des coefficients de Fourier sont constantes quelle que soit l'onde considérée. t-tide propose alors la seconde méthode « cboot ». Celle-ci utilise les valeurs moyennes du spectre en puissance des résidus dans certaines gammes de fréquence (9 intervalles de fréquence). Pour chacune d'elles, une matrice de variance-covariance, complexe, est alors calculée. Ce procédé s'adapte alors à la dimension originelle de la matrice de variance-covariance des coefficients de Fourier en fonction du spectre. La dimension s'adapte à la fréquence de l'onde utilisée car la géométrie de l'ellipse est d'autant plus grande que l'amplitude estimée du signal à la fréquence de l'onde engendre des résidus de forte amplitude au voisinage de cette fréquence. Cela est d'autant plus valable pour de longues séries d'observations (plusieurs années) où un bruit corrélé à long terme peut être présent. Cet exemple est éloquent pour des longues séries GPS où des bruits corrélés à plusieurs années (5 à 7 ans) sont présents et dont les origines restent indéterminées. Quelque soit la méthode utilisée pour estimer l'amplitude du résidu (constante

ou suivant la bande passante), la matrice de variance-covariance des coefficients de Fourier est calculée à partir du spectre en puissance des résidus selon (résultat valable pour une série à valeurs entières) :

$$H_{\delta f} = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} \overline{v_{\delta f}} & 0 & \overline{v_{\delta f}} & 0 \\ 0 & \overline{v_{\delta f}} & 0 & \overline{v_{\delta f}} \\ \overline{v_{\delta f}} & 0 & \overline{v_{\delta f}} & 0 \\ 0 & \overline{v_{\delta f}} & 0 & \overline{v_{\delta f}} \end{bmatrix} \quad (\text{B.15})$$

Enfin, la troisième méthode, « linear », utilise directement les résultats tirés de l'analyse du spectre en puissance des résidus (la racine des amplitudes) pour en déduire les paramètres géométriques (demi-grand axe, demi-petit axe et orientation) des ellipses de confiance de chaque couple de coefficient de Fourier. Les propriétés générales de la géométrie d'une ellipse sont utilisées. Aucune variation stochastique de ces ellipses n'est réalisée. Une hypothèse de comportement stable des ellipses au cours du temps est utilisée.

Annexe C. Cartes des écarts entre les estimations GPS de la surcharge océanique et le modèle FES2004

Les résultats concernent le réseau ELEV et se limite aux 10 premières ondes principales M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1, Q1, Mf et Mm. Ils sont présentés sur les figures C.1 à C.30. Le principe graphique est le suivant :

- un vecteur unitaire pour les déphasages par rapport à Greenwich
- l'angle est compté depuis la direction Est dans le sens rétrograde
- les déphasages du modèle FES2004 sont en rouge
- les déphasages estimés sont en bleu
- les écarts d'amplitudes (estimées – modèle) ont une couleur correspondant à l'échelle située au-dessous de la figure t sont exprimés en millimètre.

Les vecteurs ont une norme unitaire et non proportionnelle aux écarts d'amplitude afin de faciliter la lecture des écarts en phase.

M2 - Nord

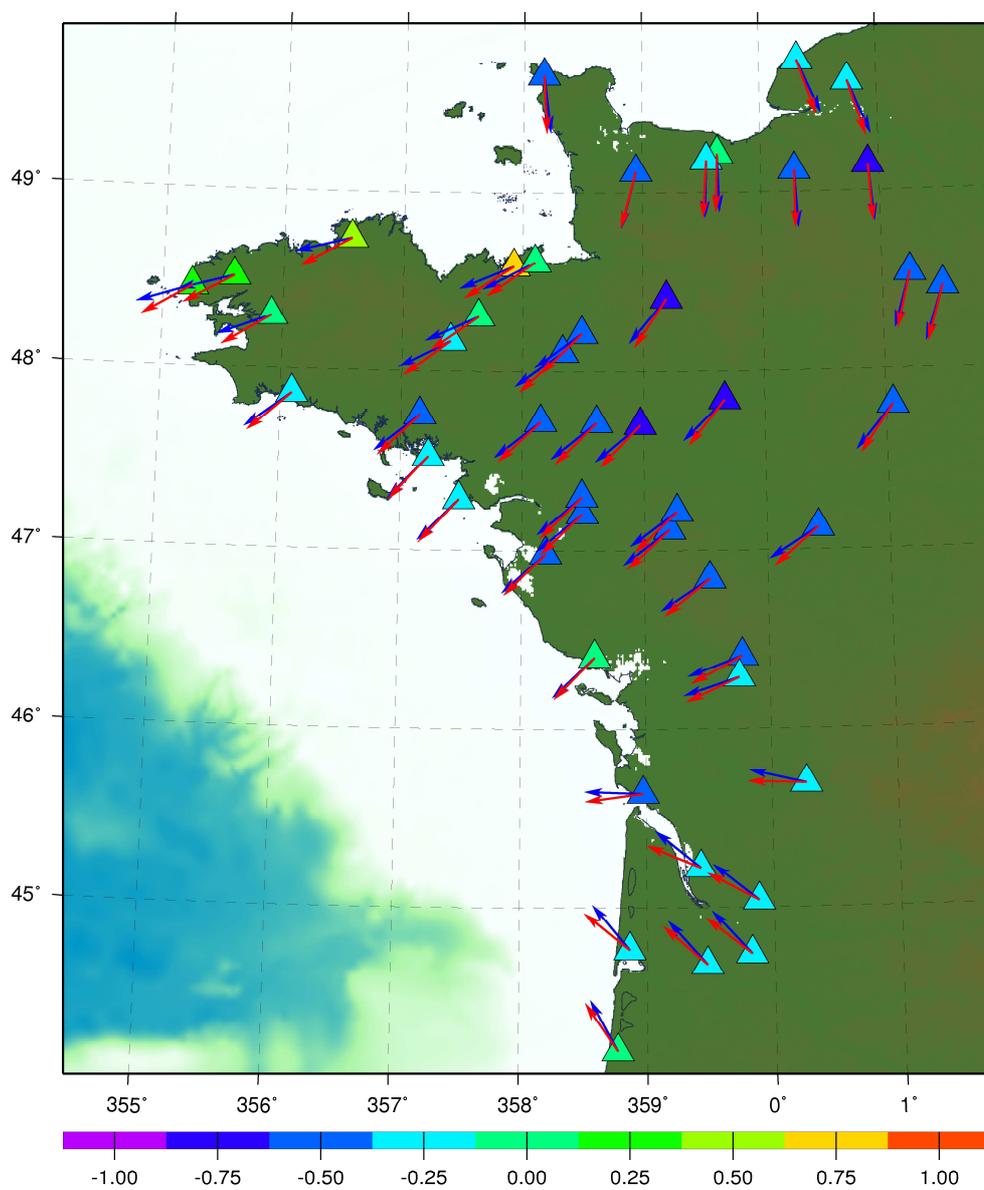


Figure C.1. Écart d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde M2, composante Nord.

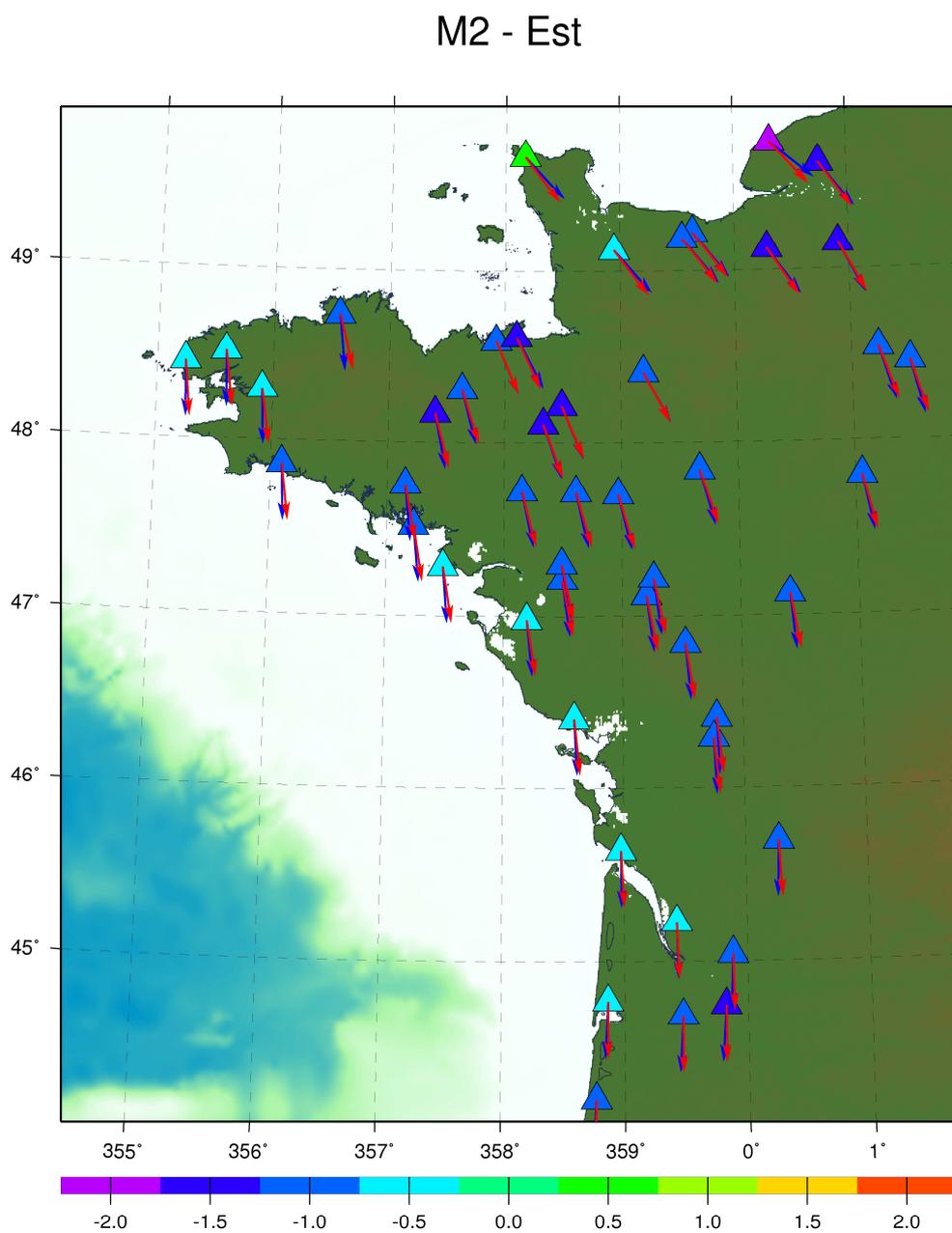


Figure C.2. Écart d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde M2, composante Est.

M2 - Hauteur

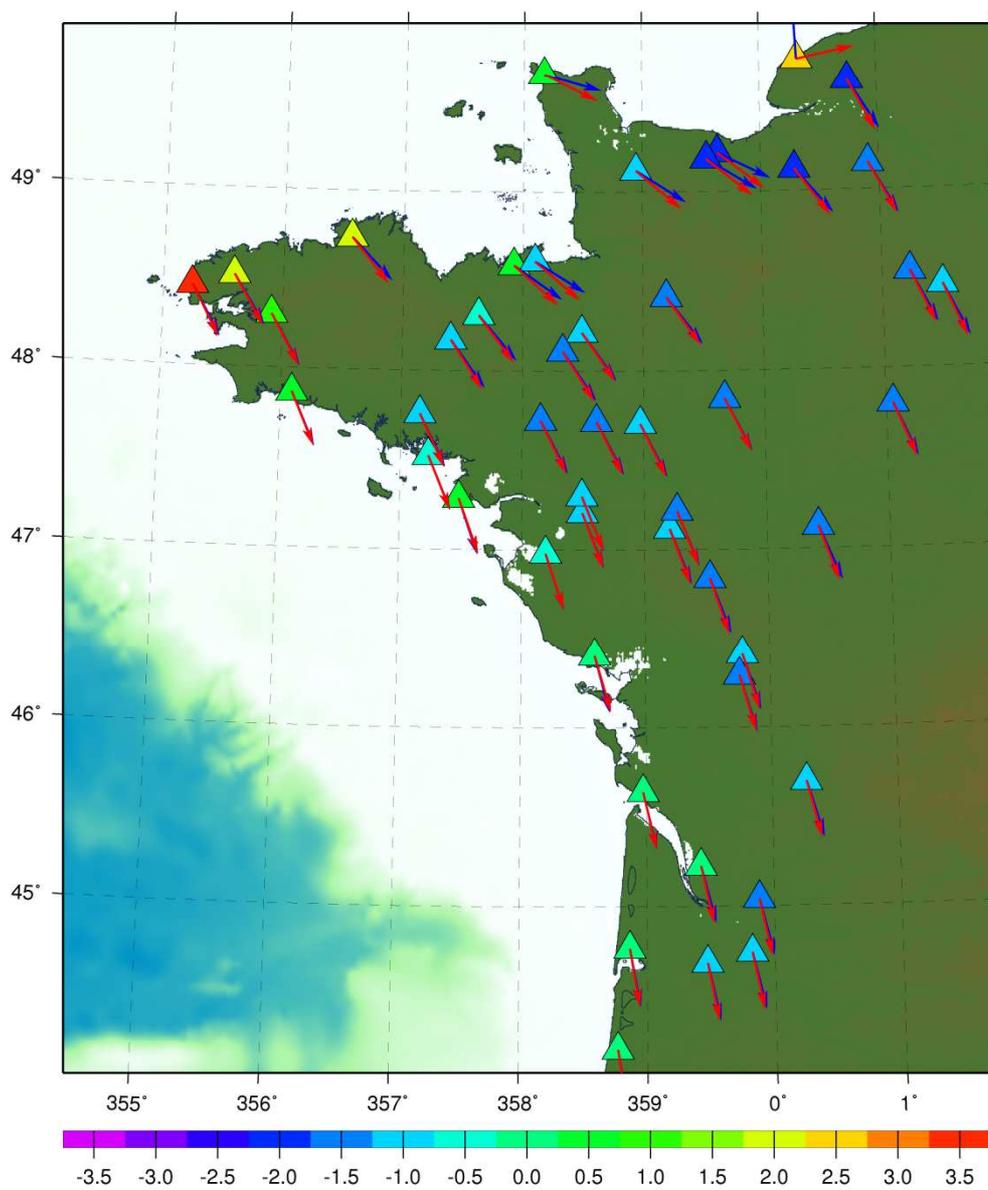


Figure C.3. Écarts d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde M2, composante de hauteur.

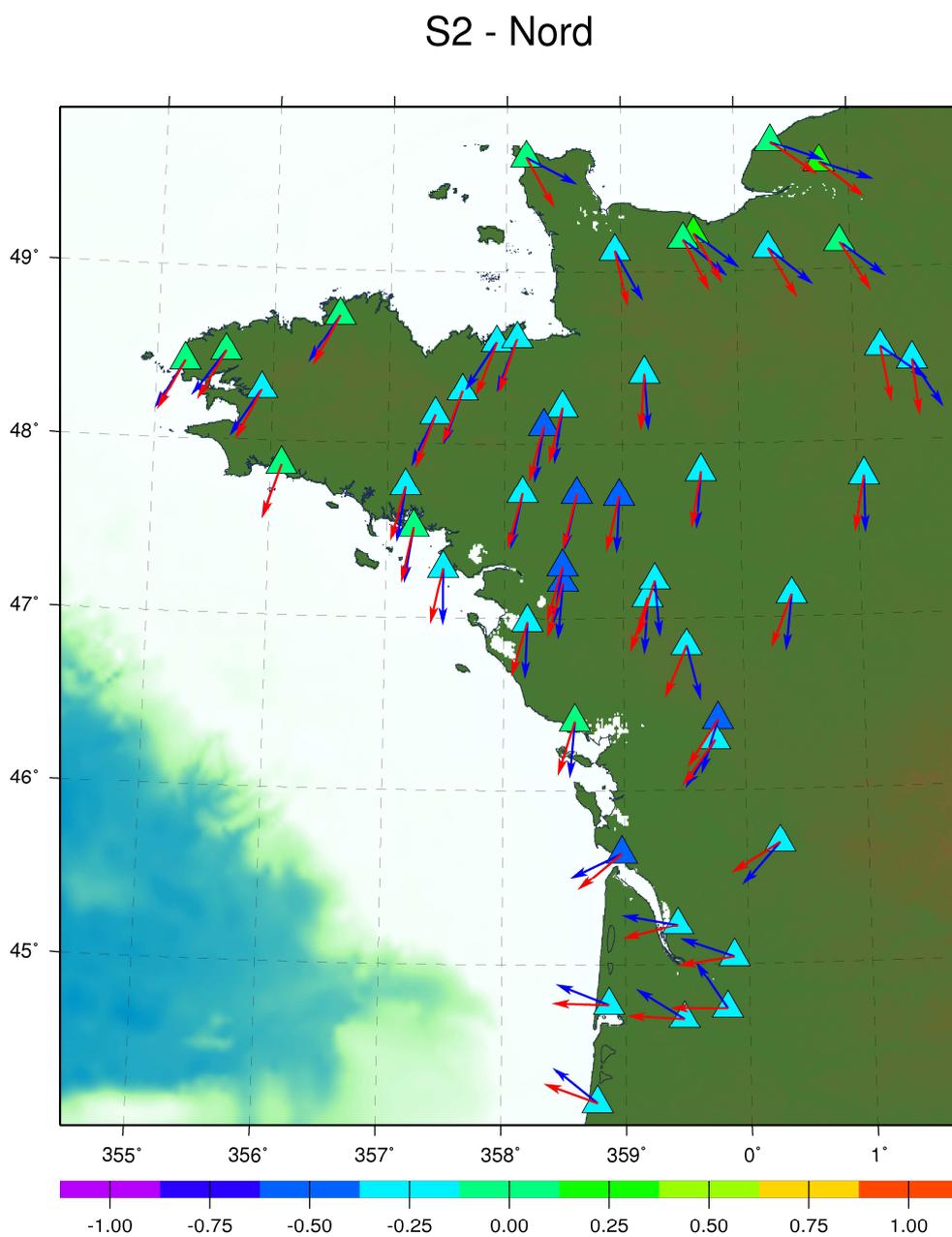


Figure C.4. Écart d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde S2, composante Nord.

S2 - Est

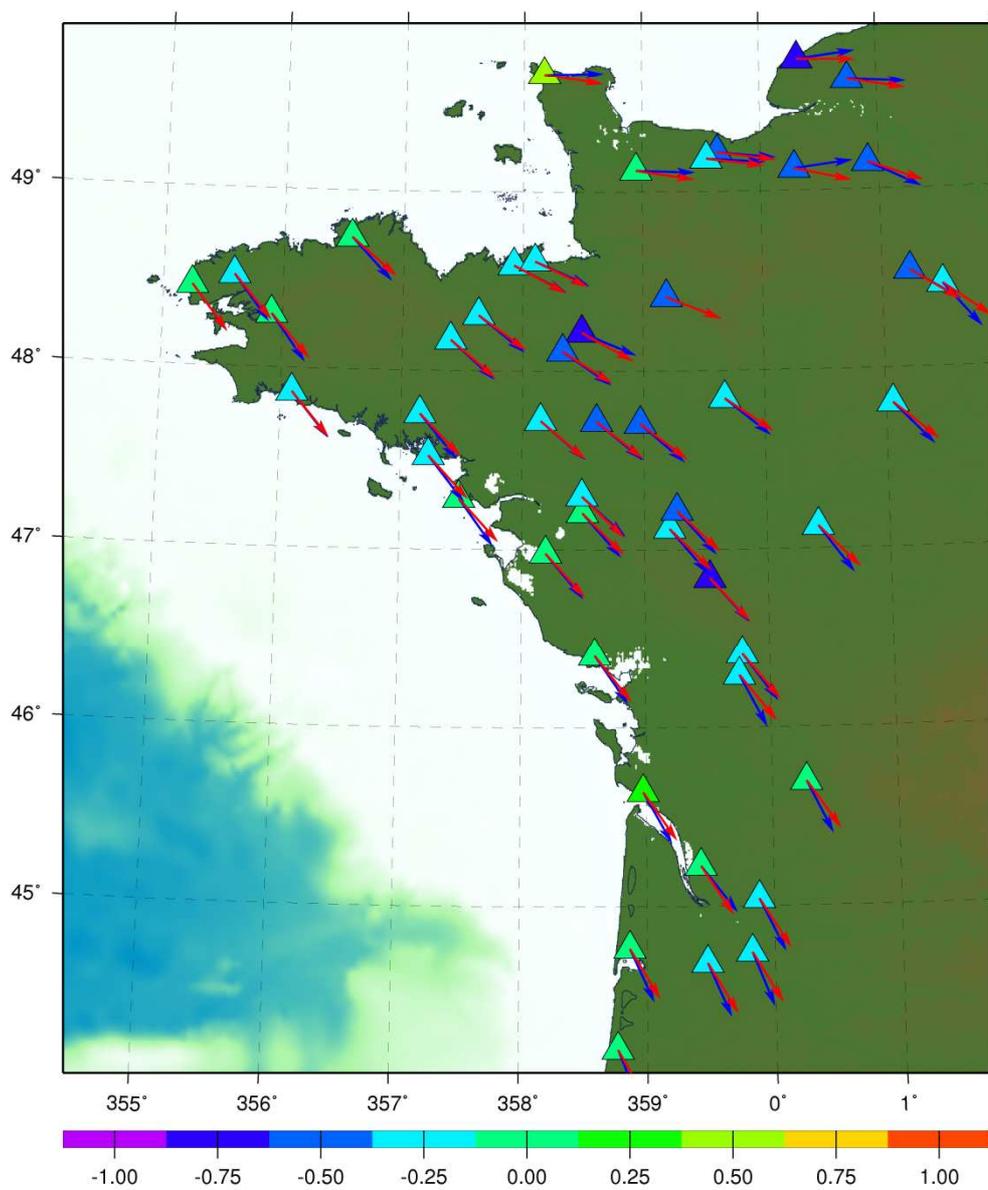


Figure C.5. Écarts d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde S2, composante Est.

S2 - Hauteur

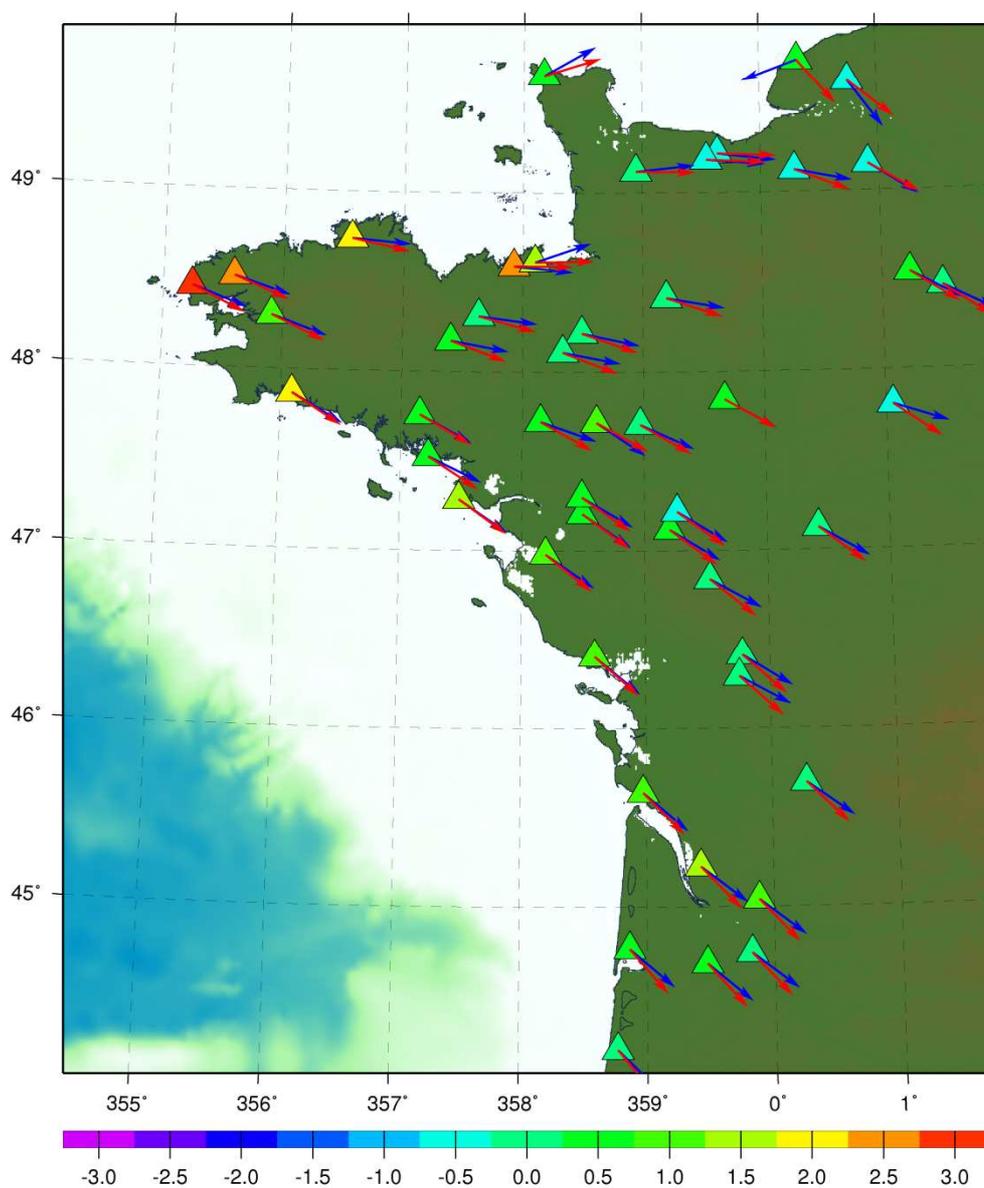


Figure C.6. Écart d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde S2, composante de hauteur.

N2 - Nord

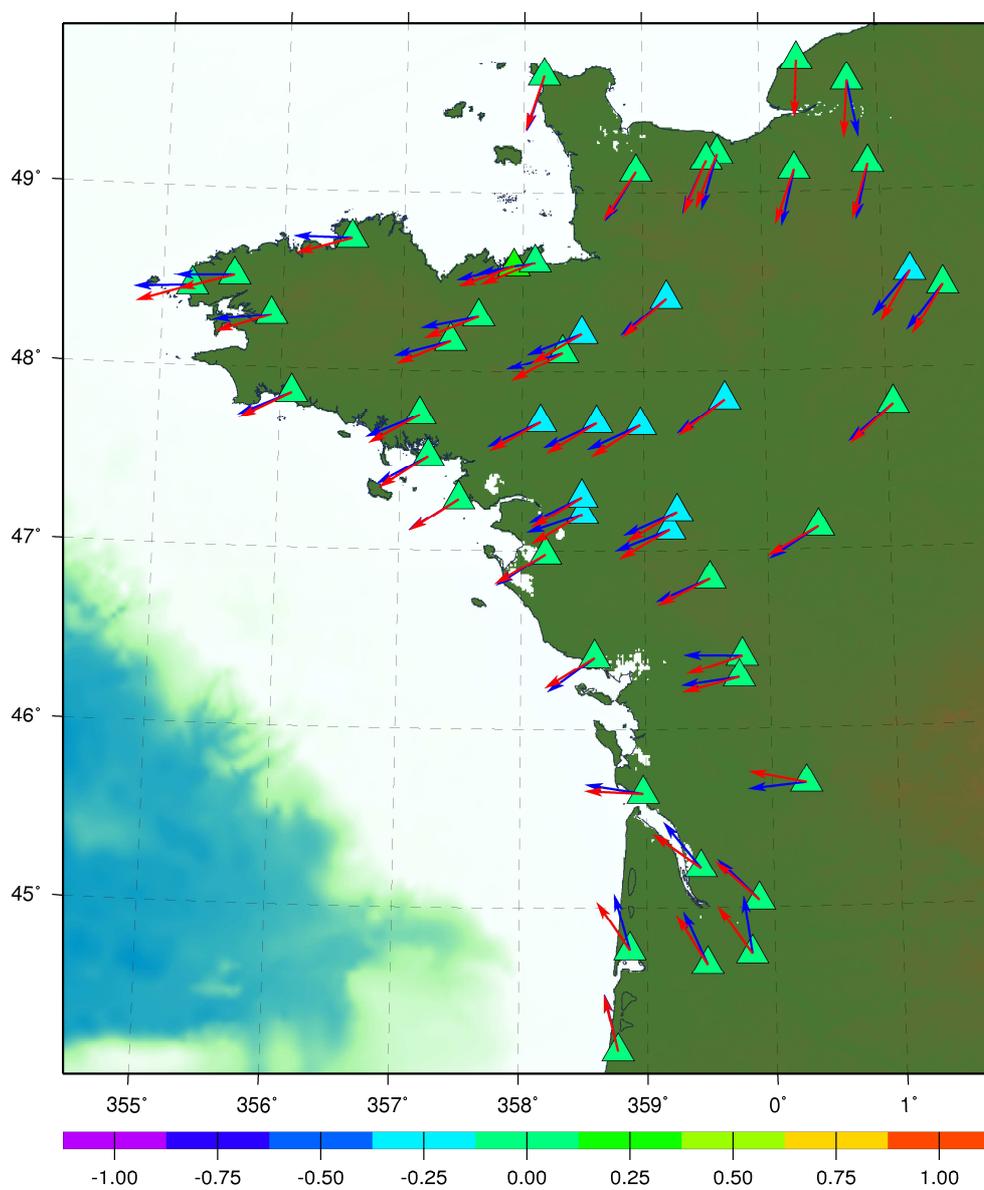


Figure C.7. Écarts d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde N2, composante Nord.

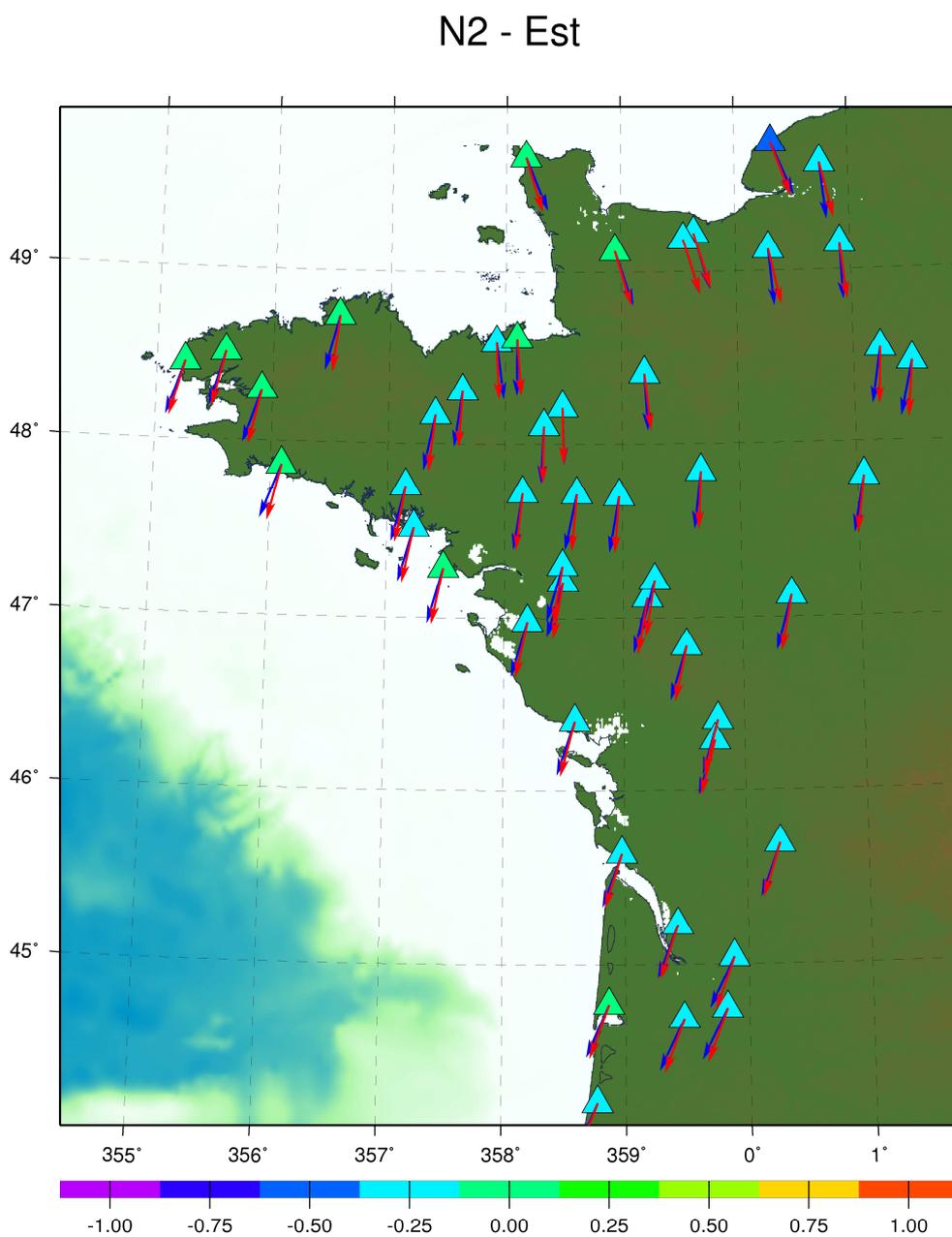


Figure C.8. Écart d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde N2, composante Est.

N2 - Hauteur

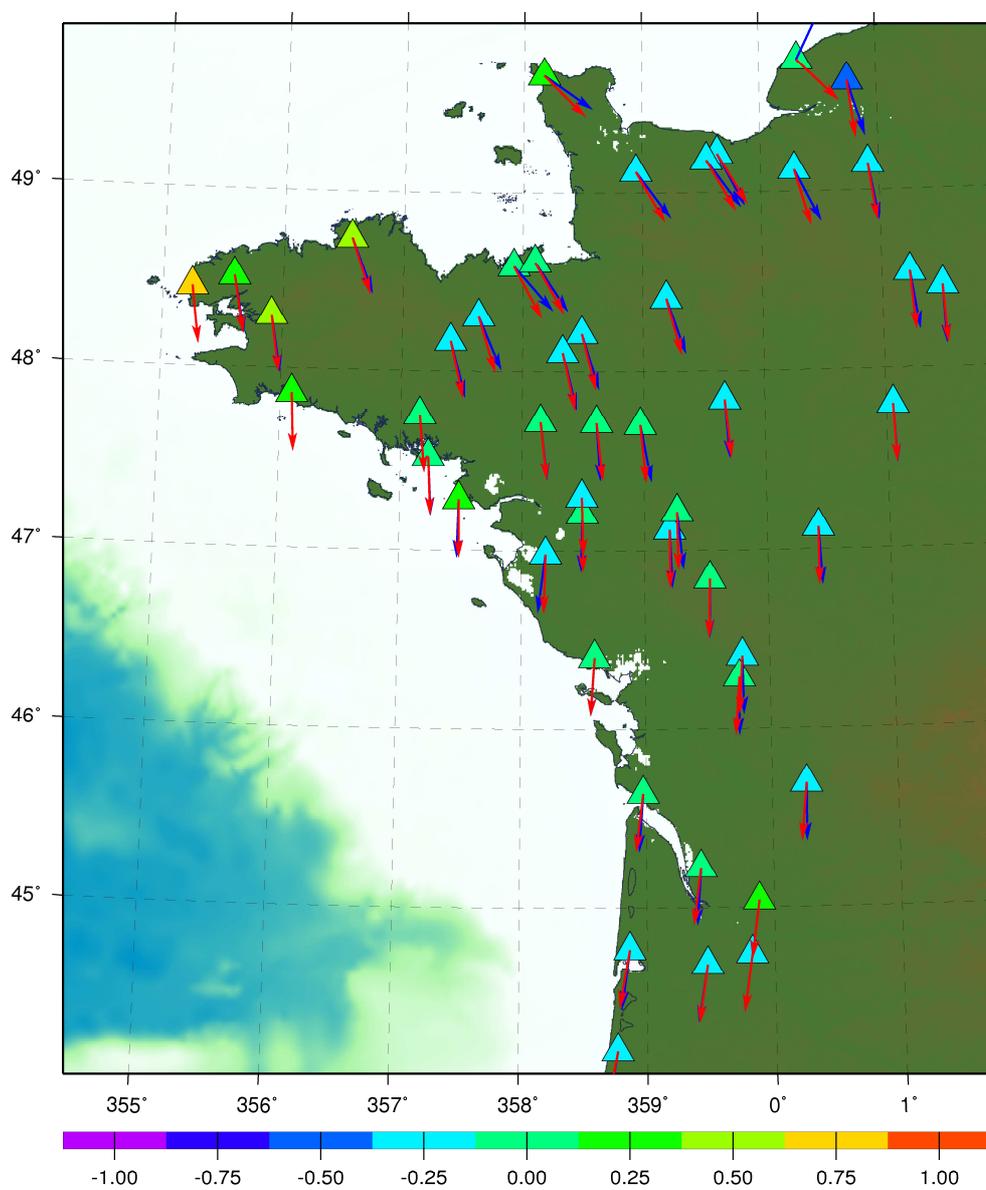


Figure C.9. Écart d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde N2, composante de hauteur.

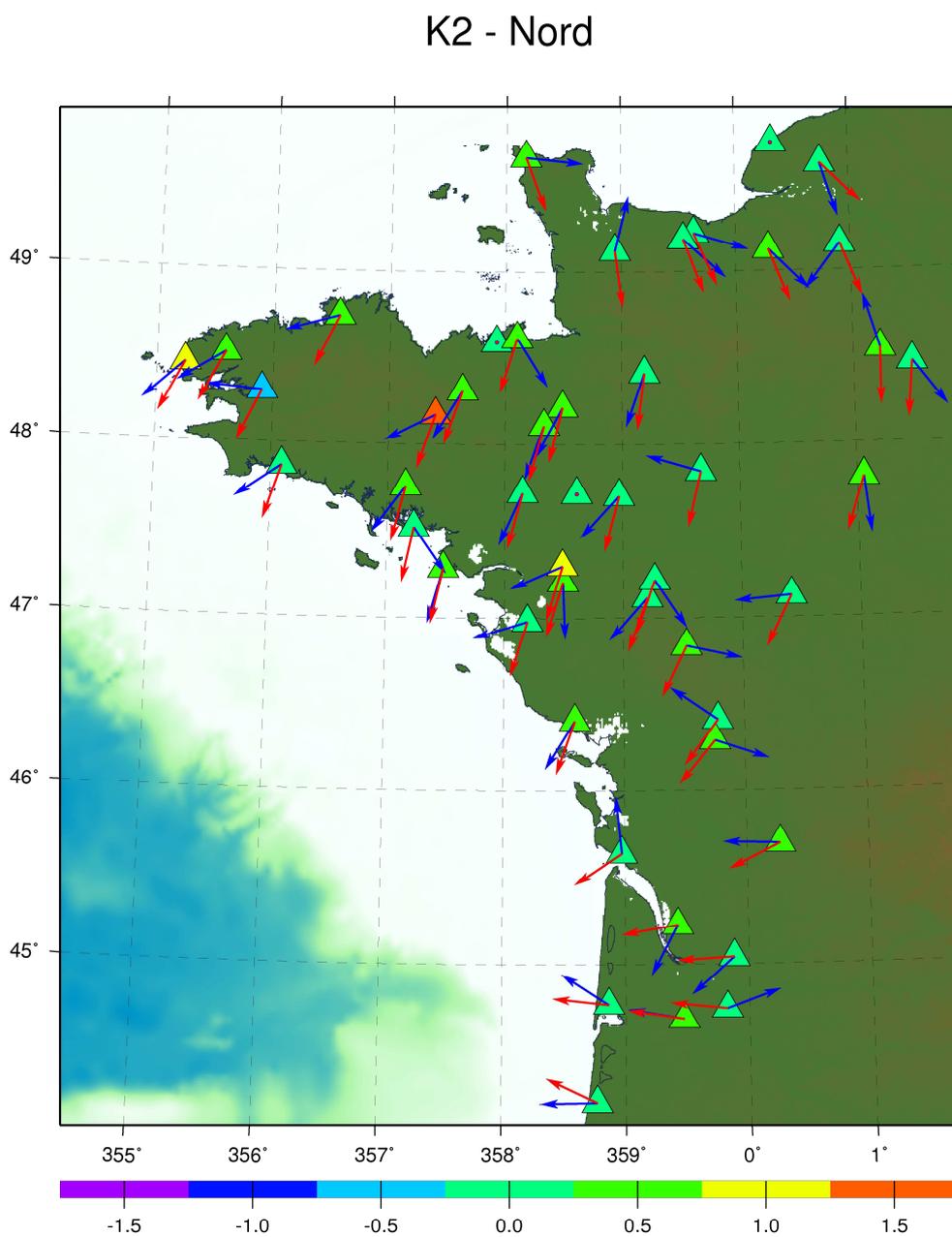


Figure C.10. Écarts d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde K2, composante Nord.

K2 - Est

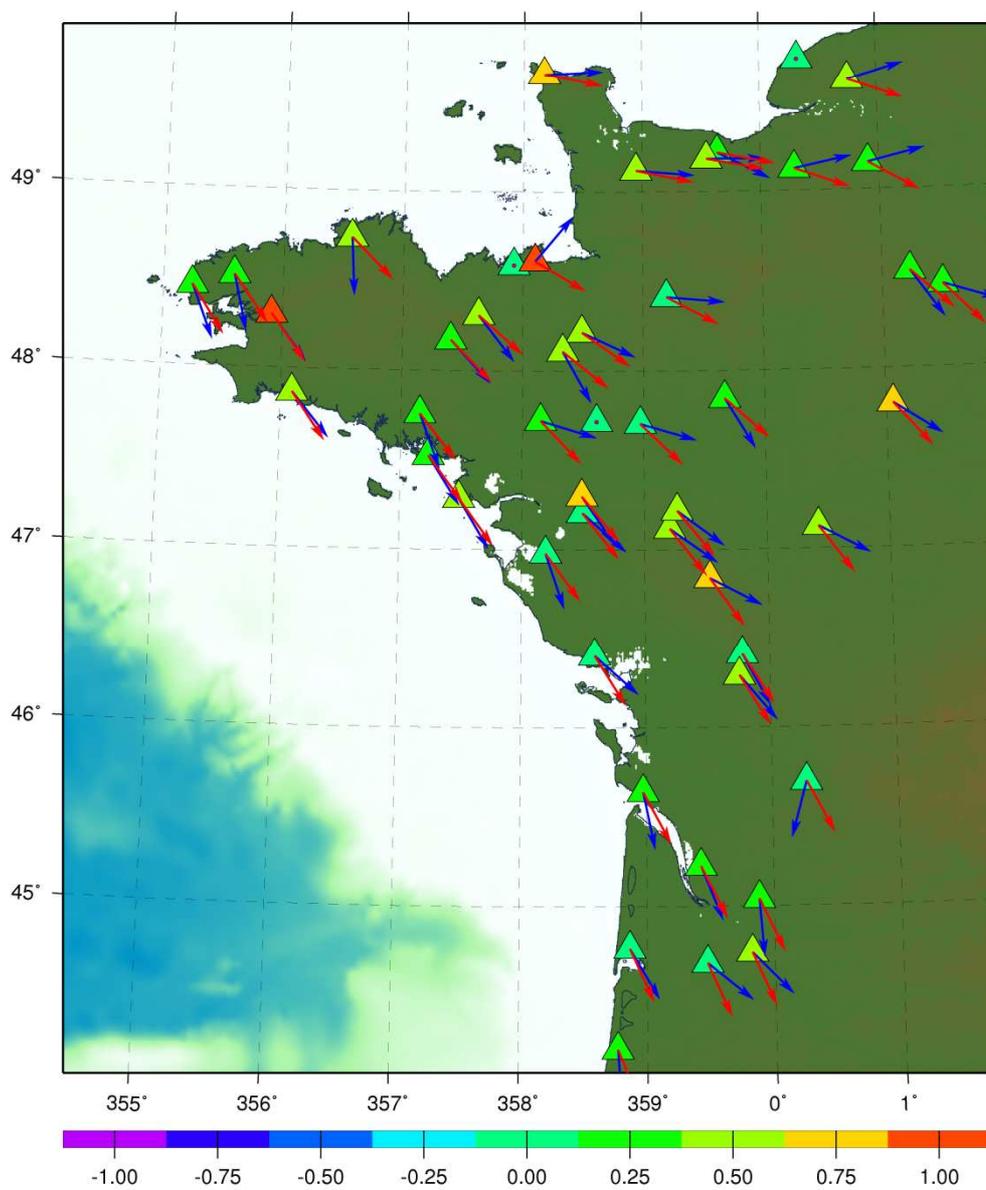


Figure C.11. Écarts d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde K2, composante Est.

K2 - Hauteur

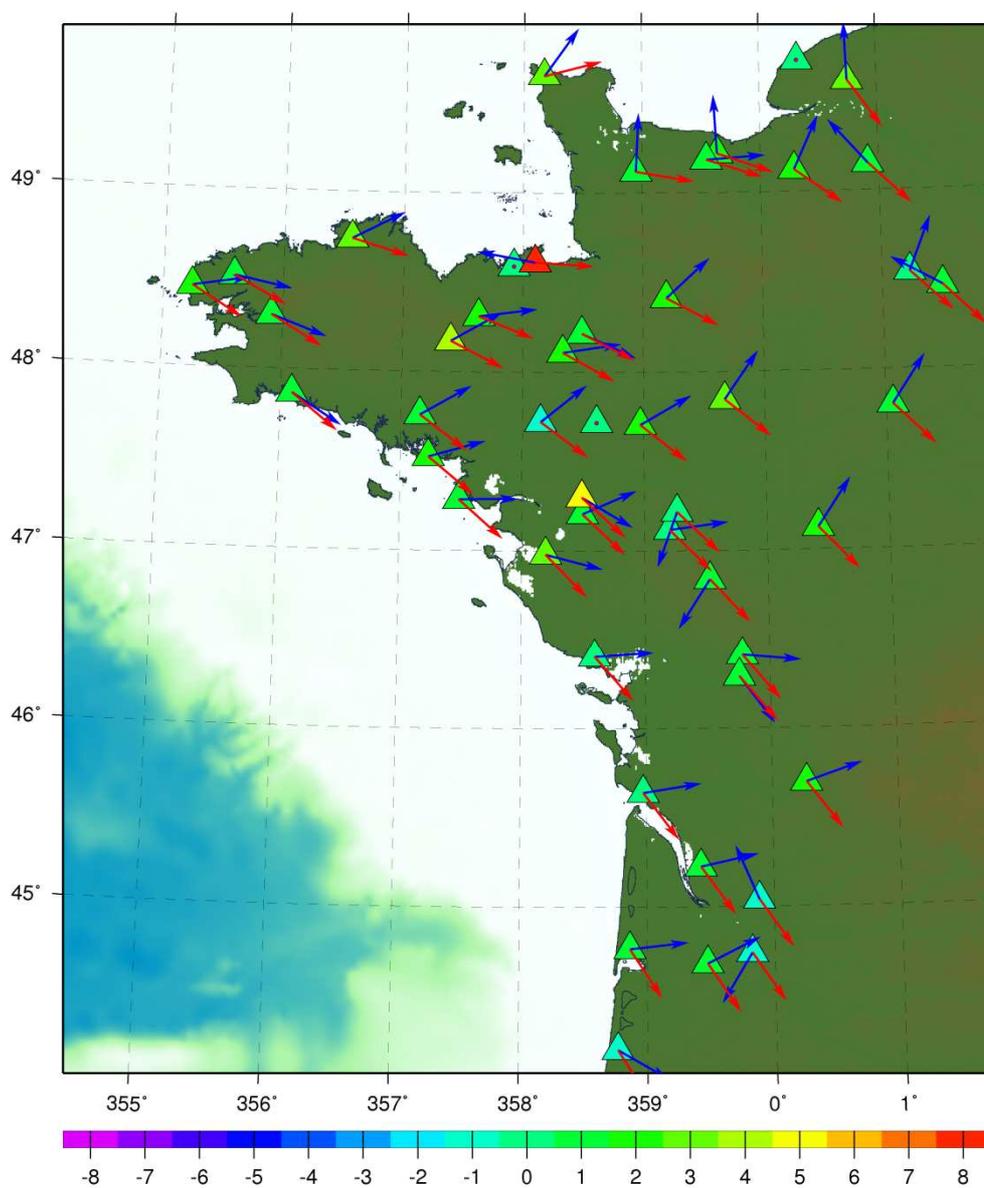


Figure C.12. Écarts d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde K2, composante de hauteur.

K1 - Nord

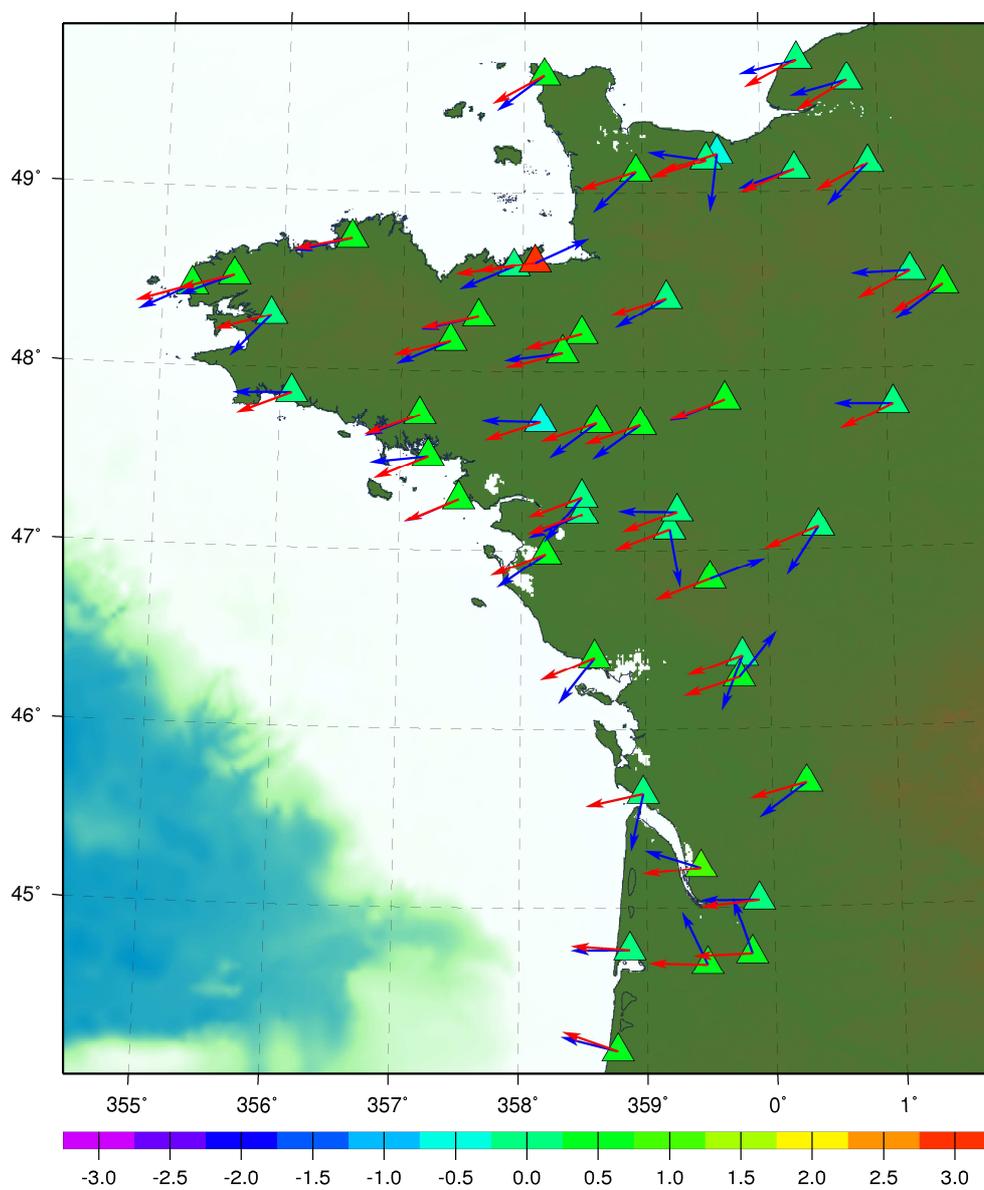


Figure C.13. Écarts d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde K1, composante Nord.

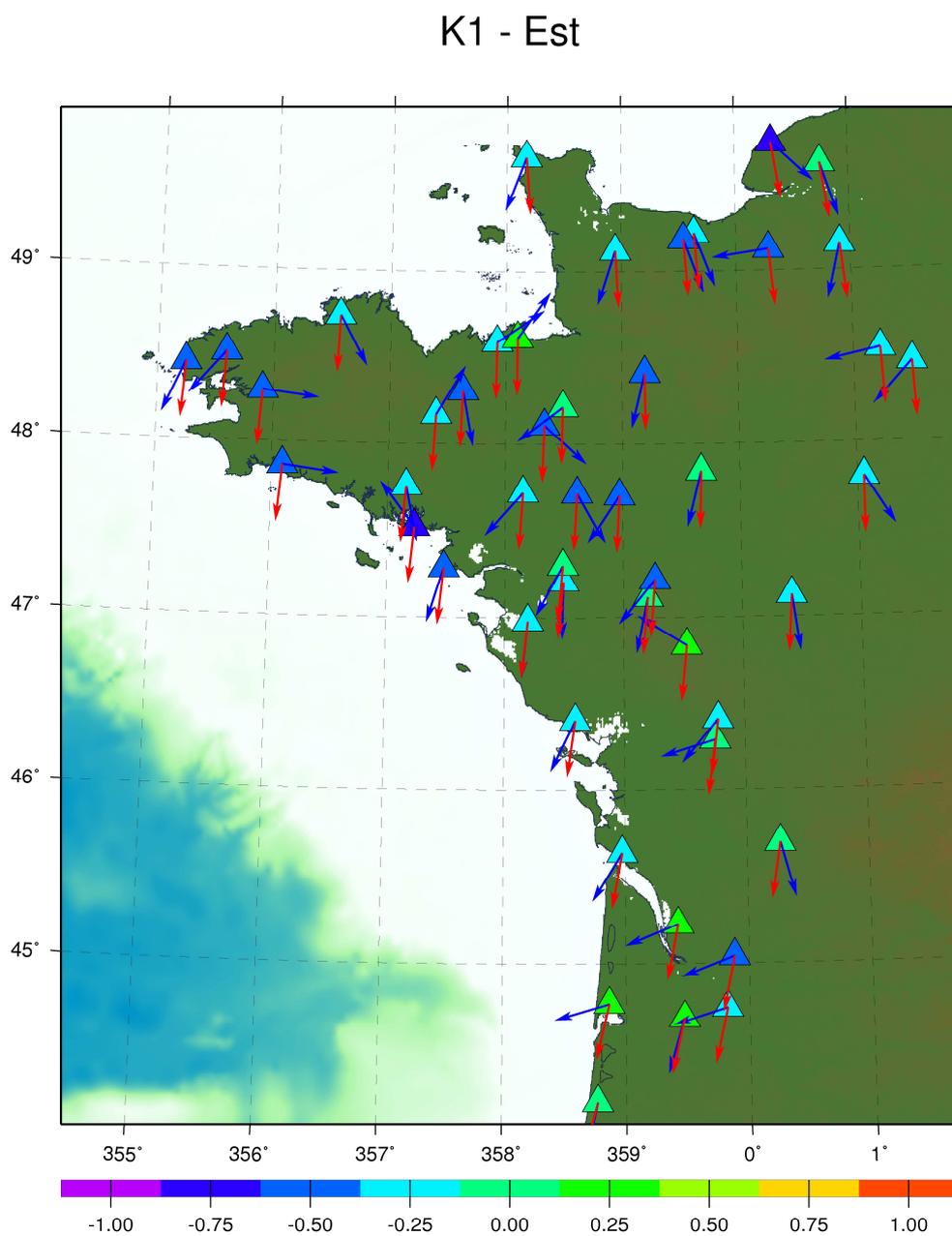


Figure C.14. Écarts d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde K1, composante Est.

K1 - Hauteur

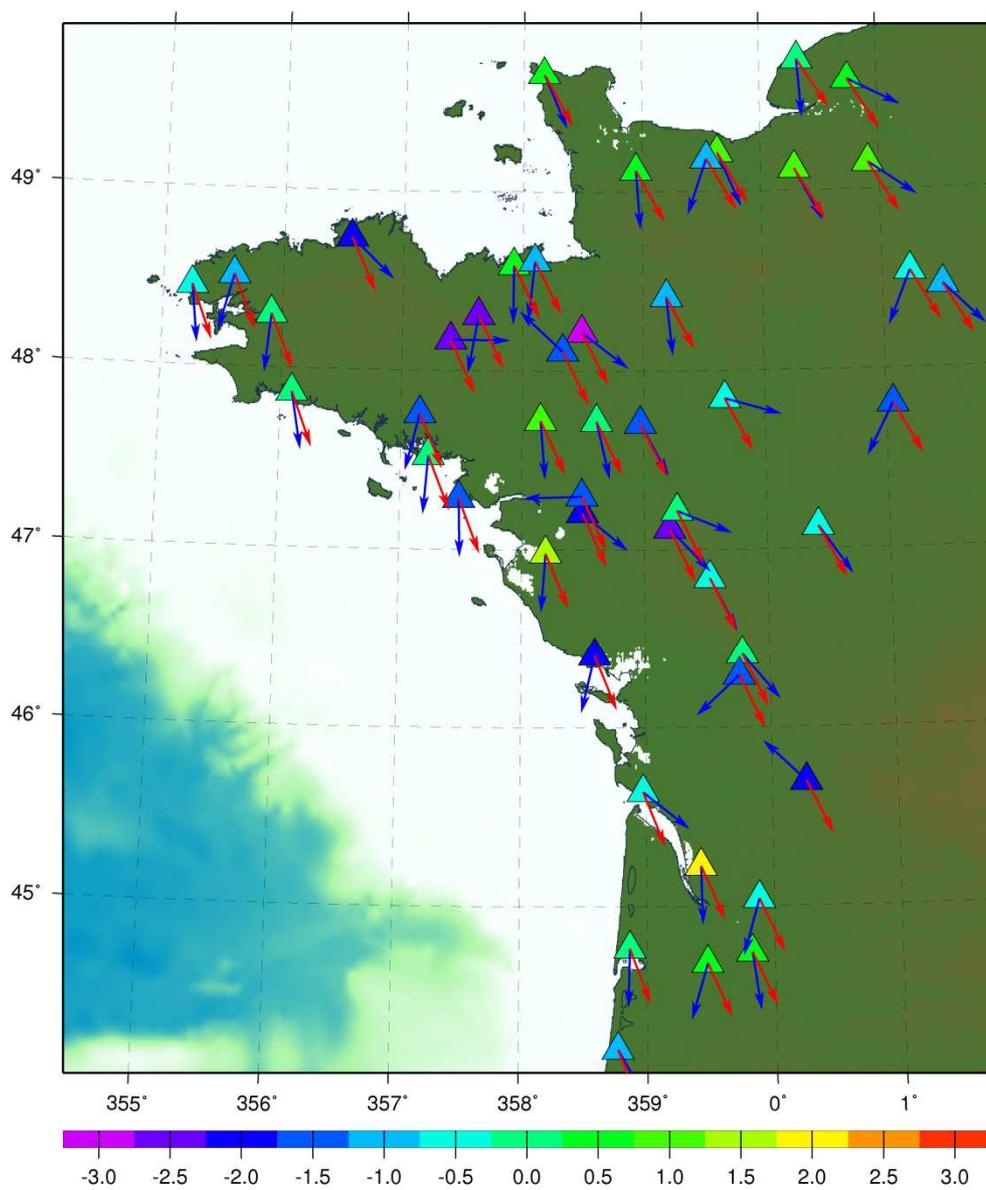


Figure C.15. Écarts d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde K1, composante de hauteur.

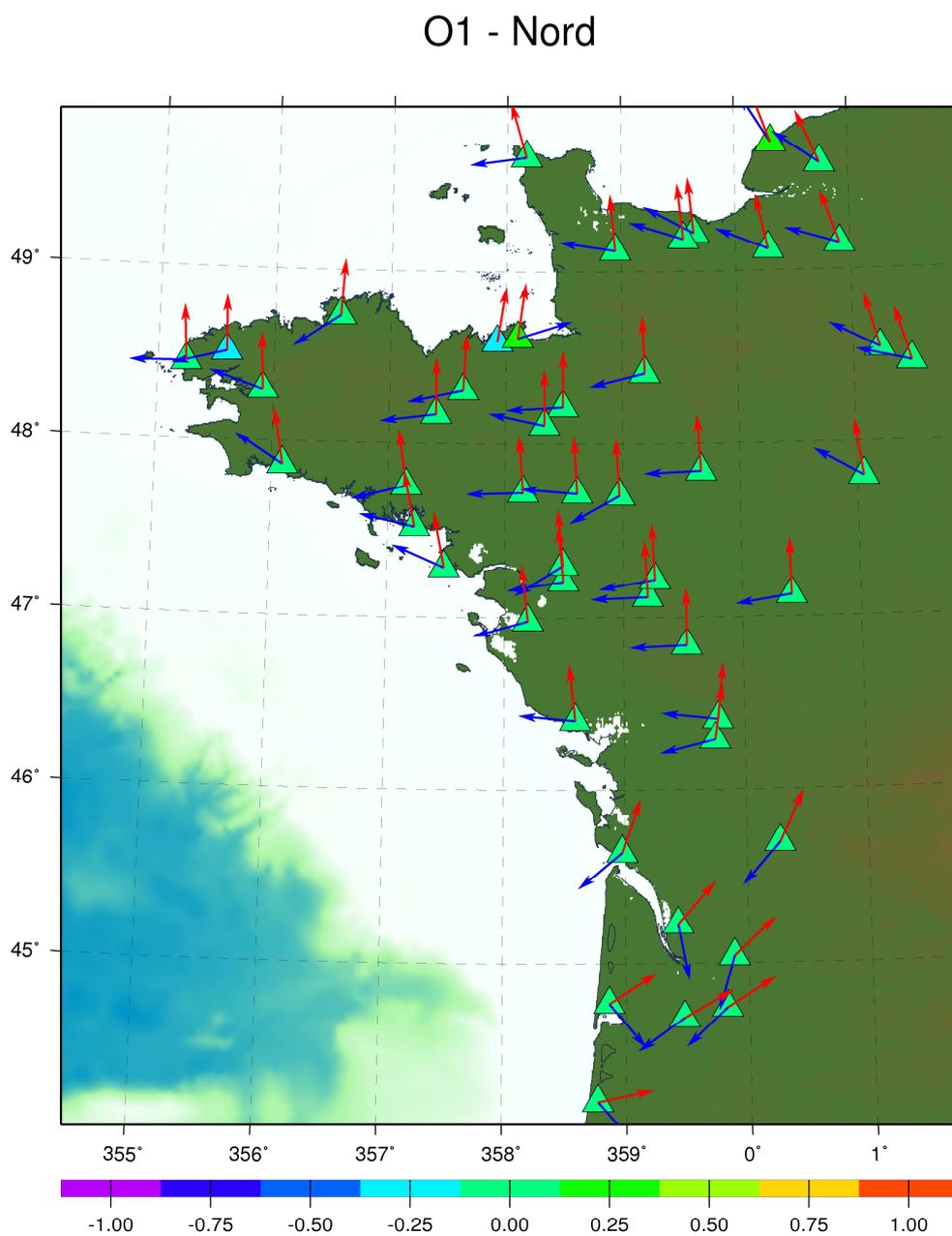


Figure C.16. Écarts d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde O1, composante Nord.

O1 - Est

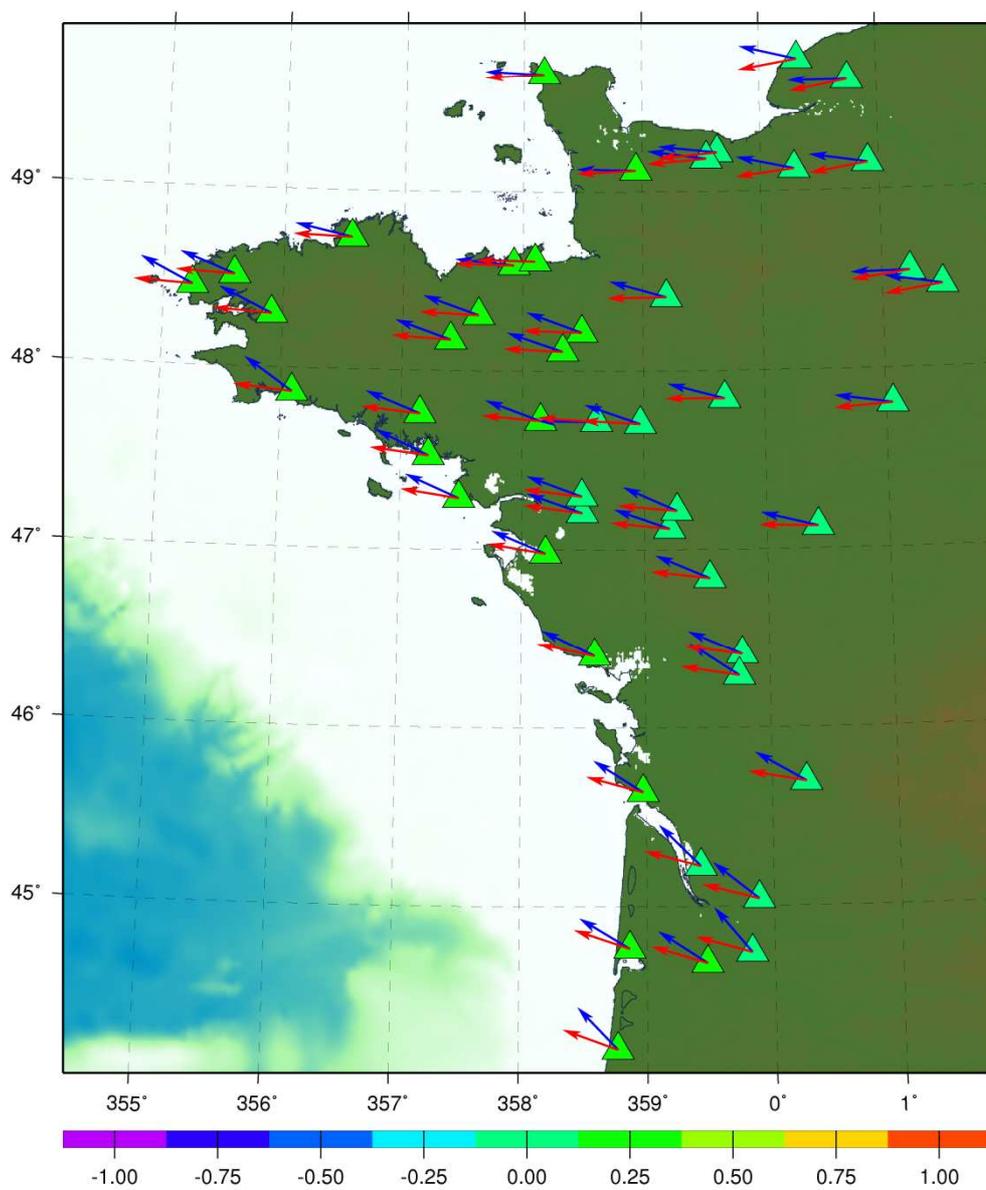


Figure C.17. Écarts d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde O1, composante Est.

O1 - Hauteur

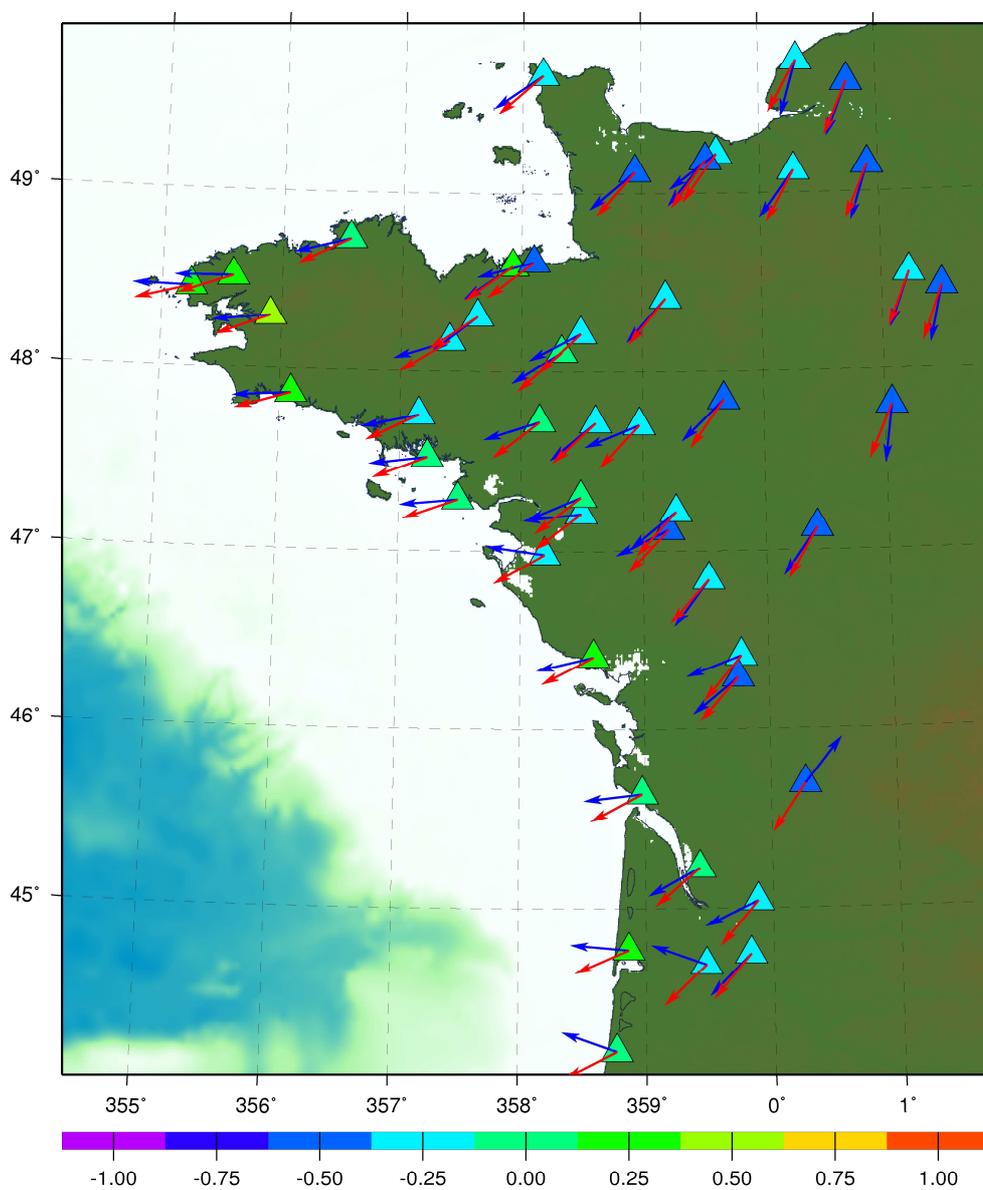


Figure C.18. Écarts d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde O1, composante de hauteur.

P1 - Nord

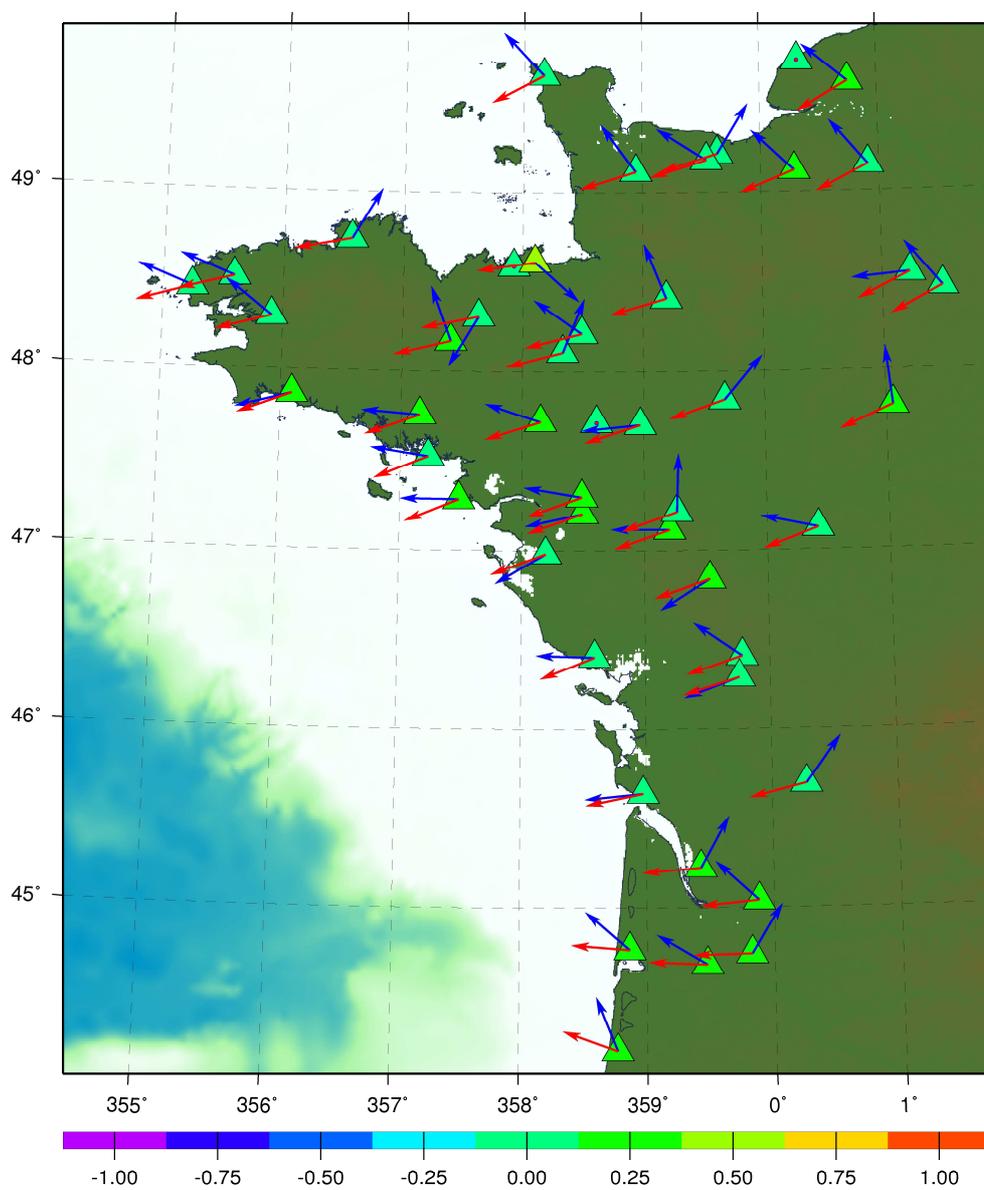


Figure C.19. Écarts d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde P1, composante Nord.

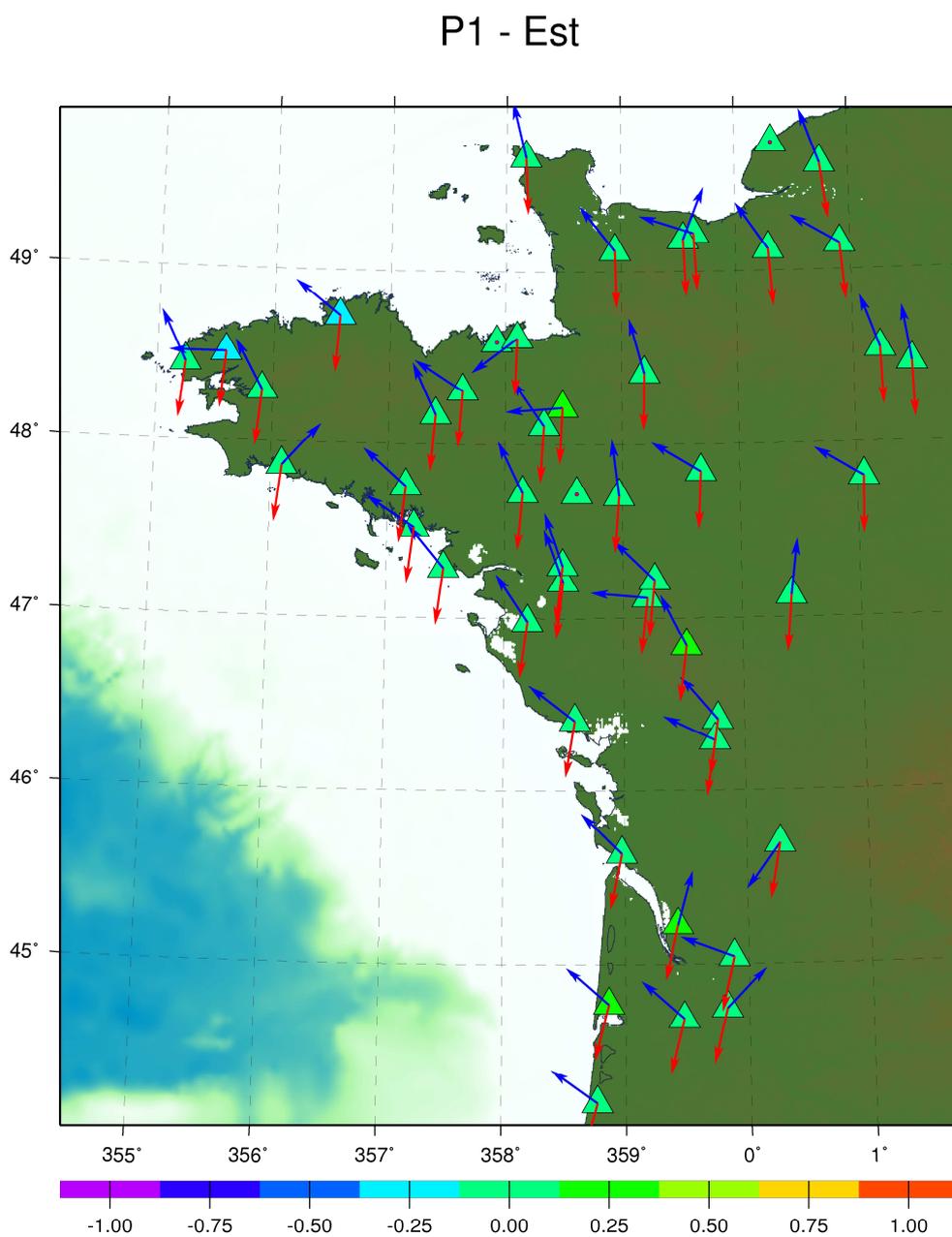


Figure C.20. Écarts d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde P1, composante Est.

P1 - Hauteur

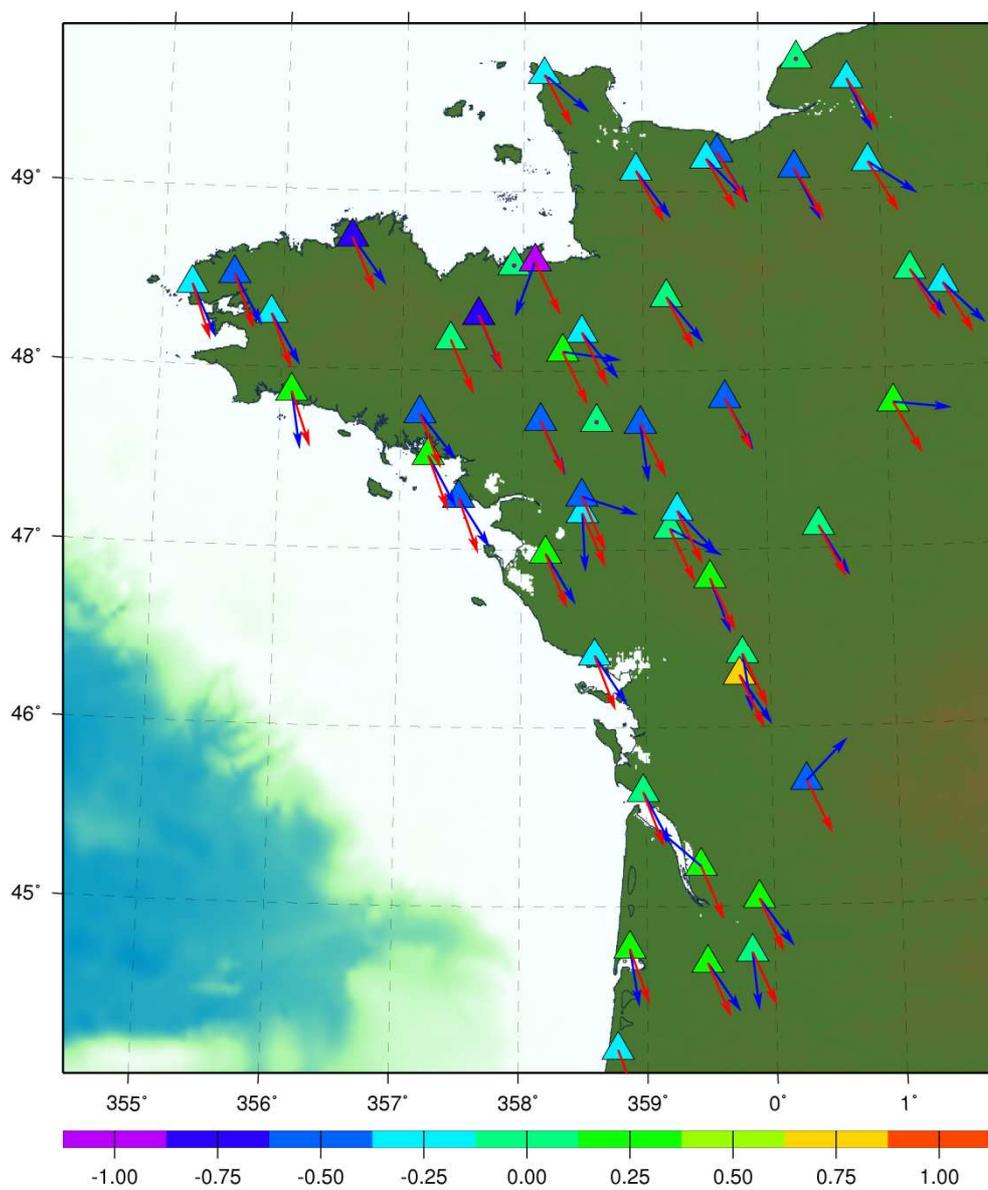


Figure C.21. Écart d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde P1. composante de hauteur.

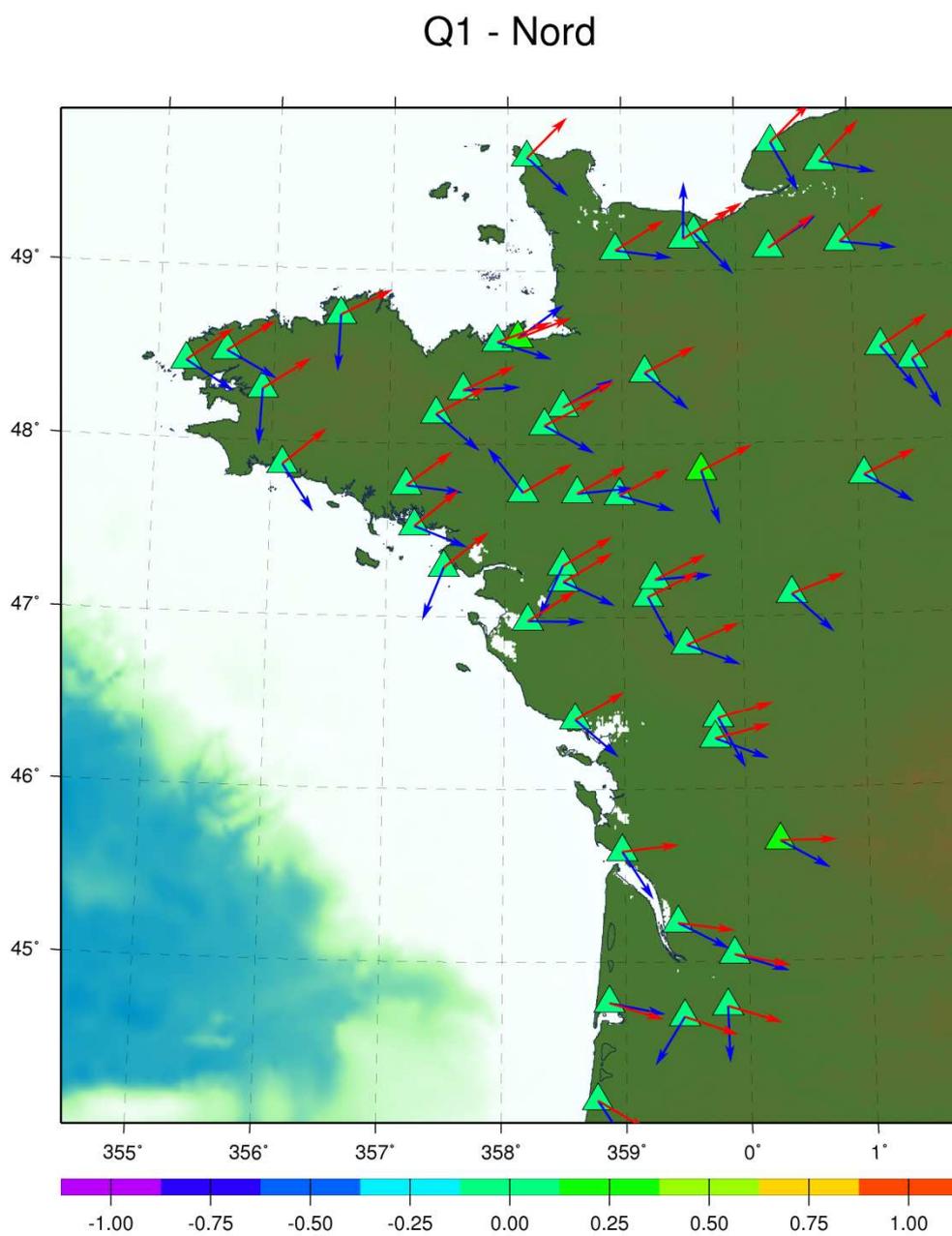


Figure C.22. Écarts d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde Q1, composante Nord.

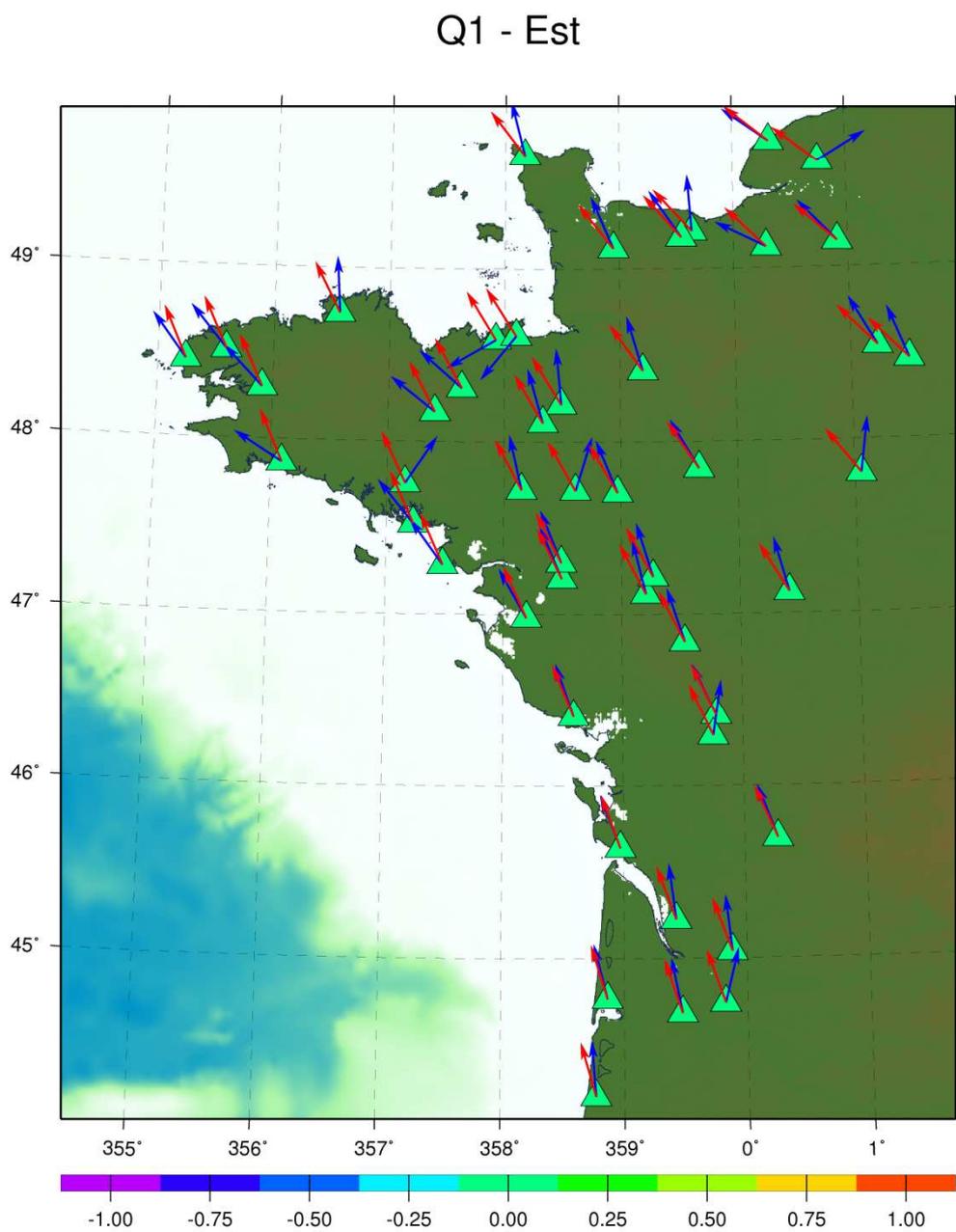


Figure C.23. Écarts d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde Q1, composante Est.

Q1 - Hauteur

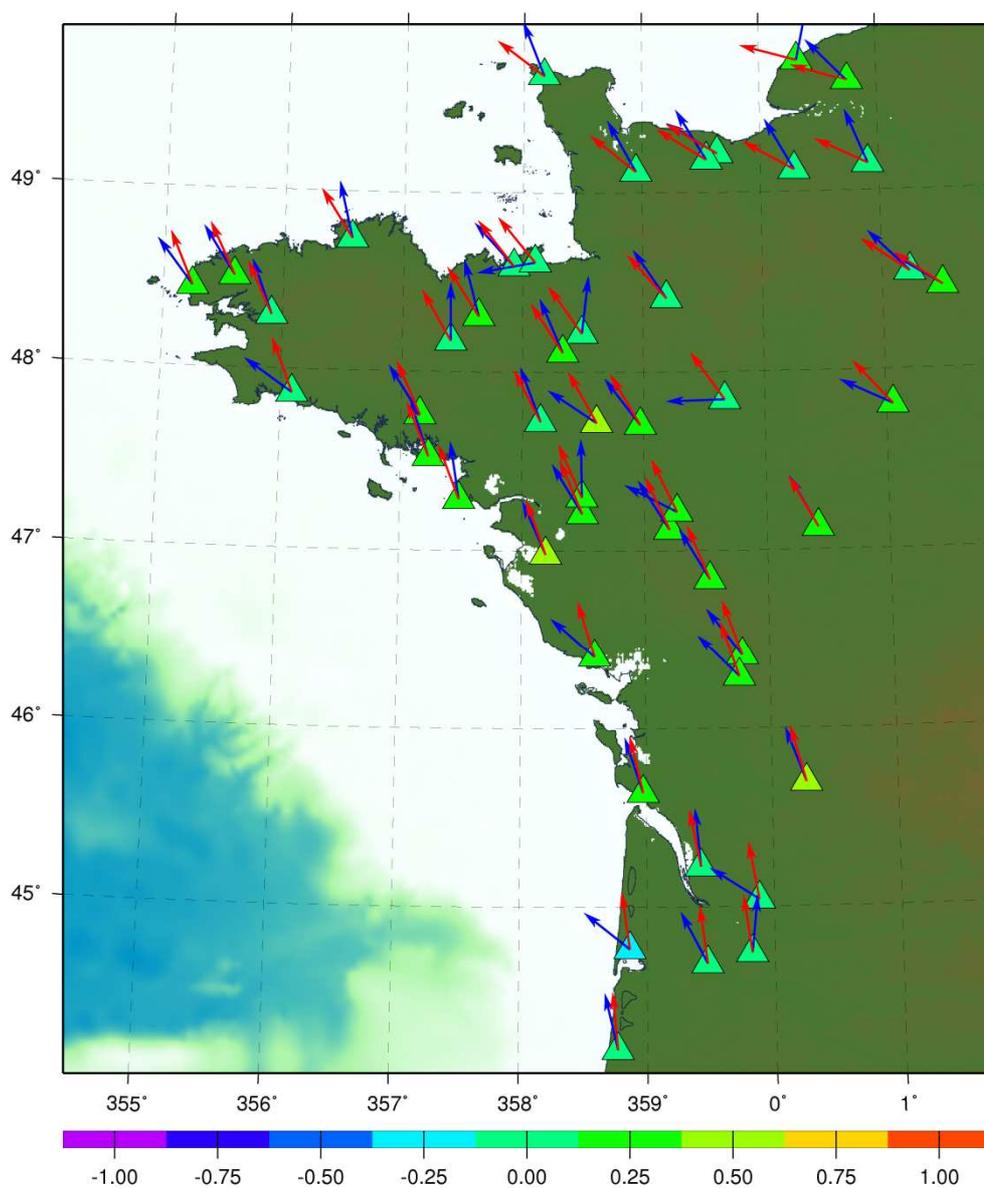


Figure C.24. Écarts d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde Q1, composante de hauteur.

Mf - Nord

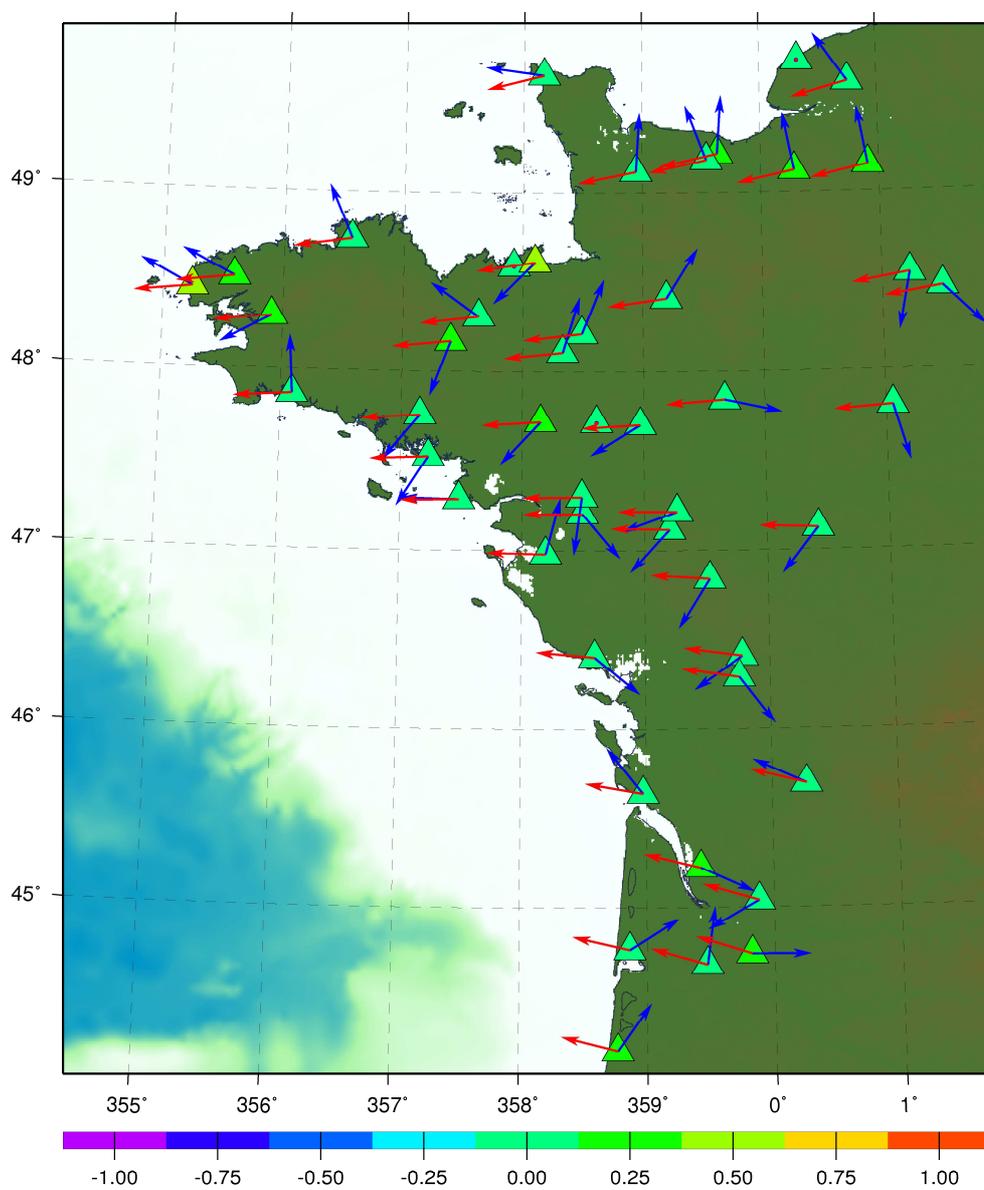


Figure C.25. Écarts d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde Mf, composante Nord.

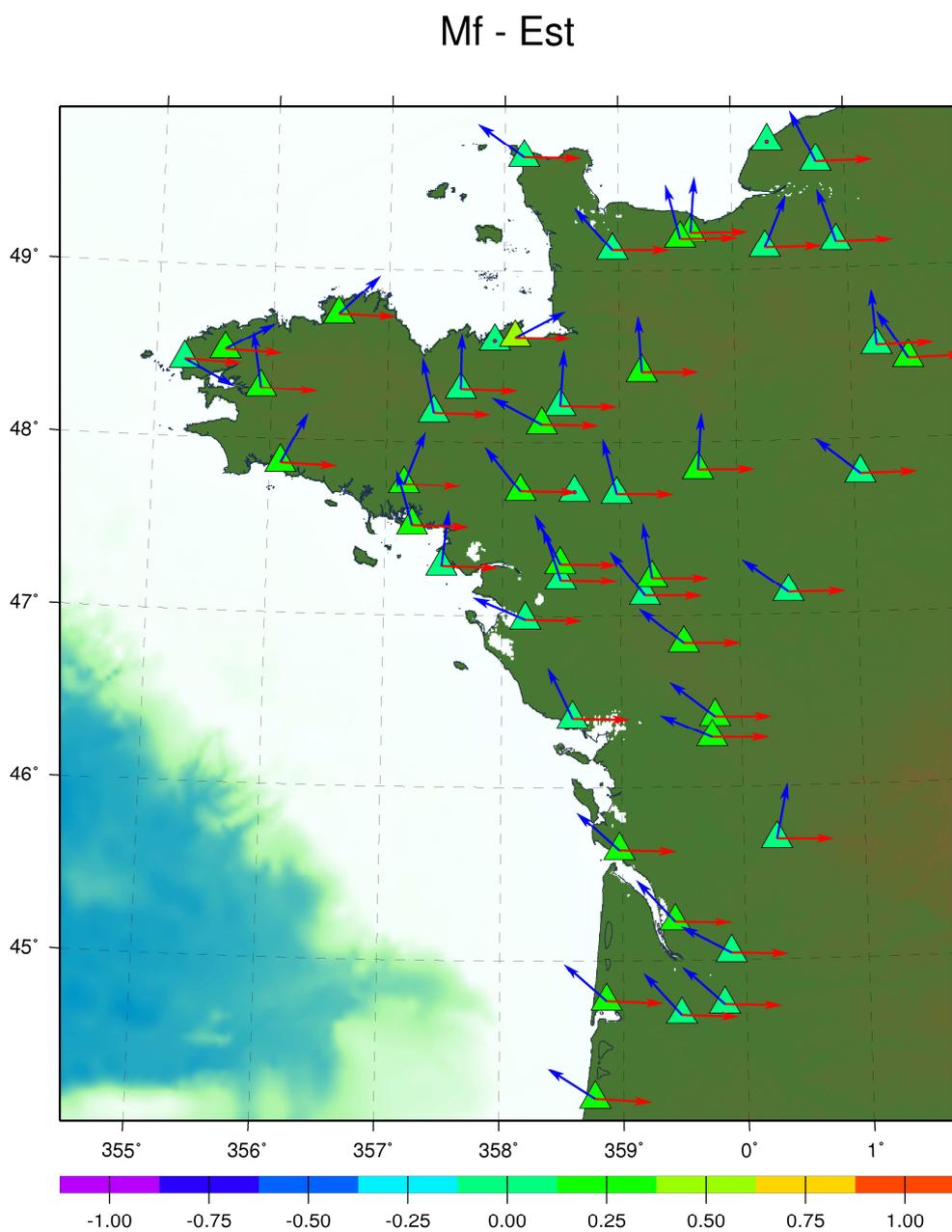


Figure C.26. Écart d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde Mf, composante Est.

Mf - Hauteur

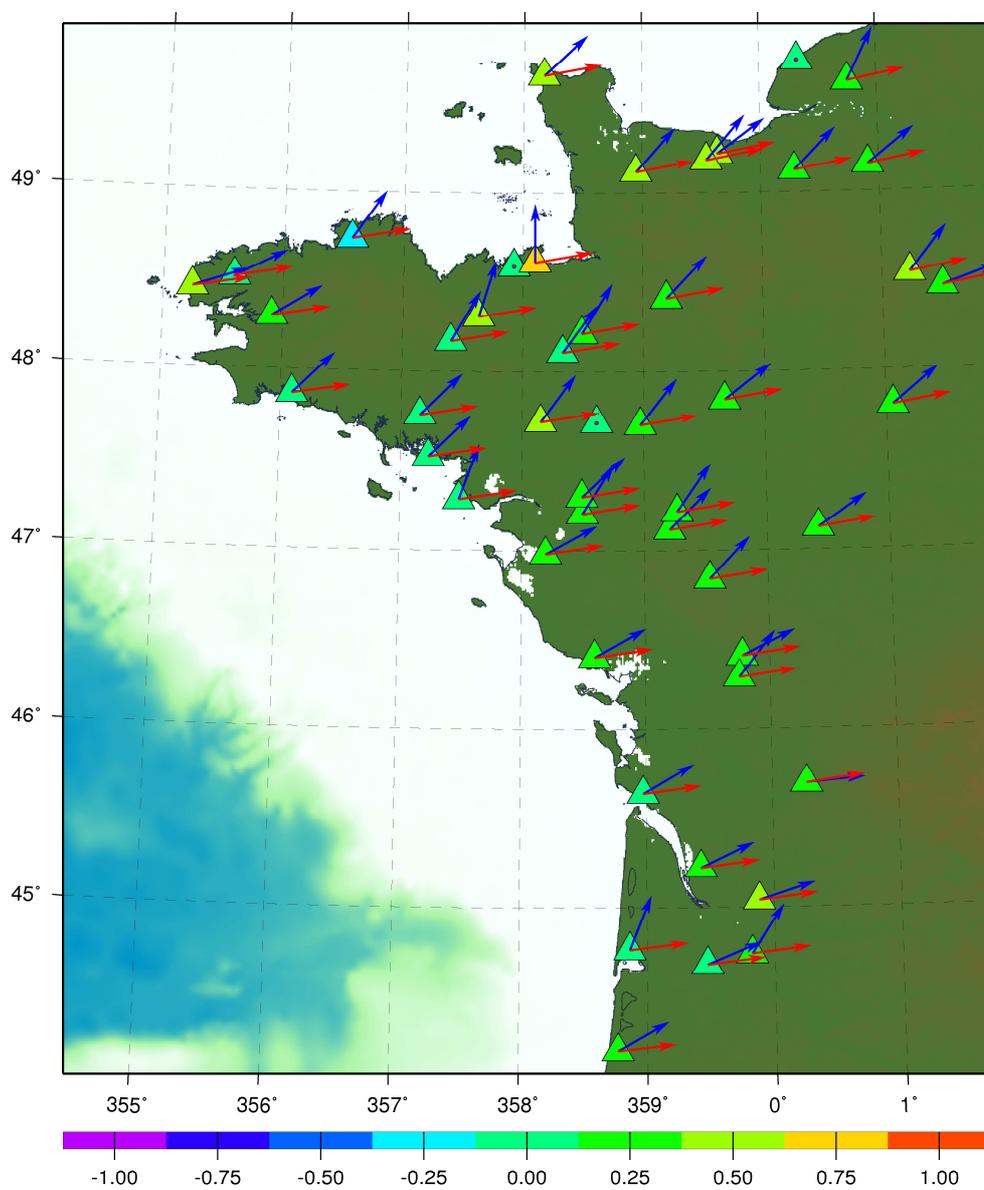


Figure C.27. Écarts d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde Mf, composante de hauteur.

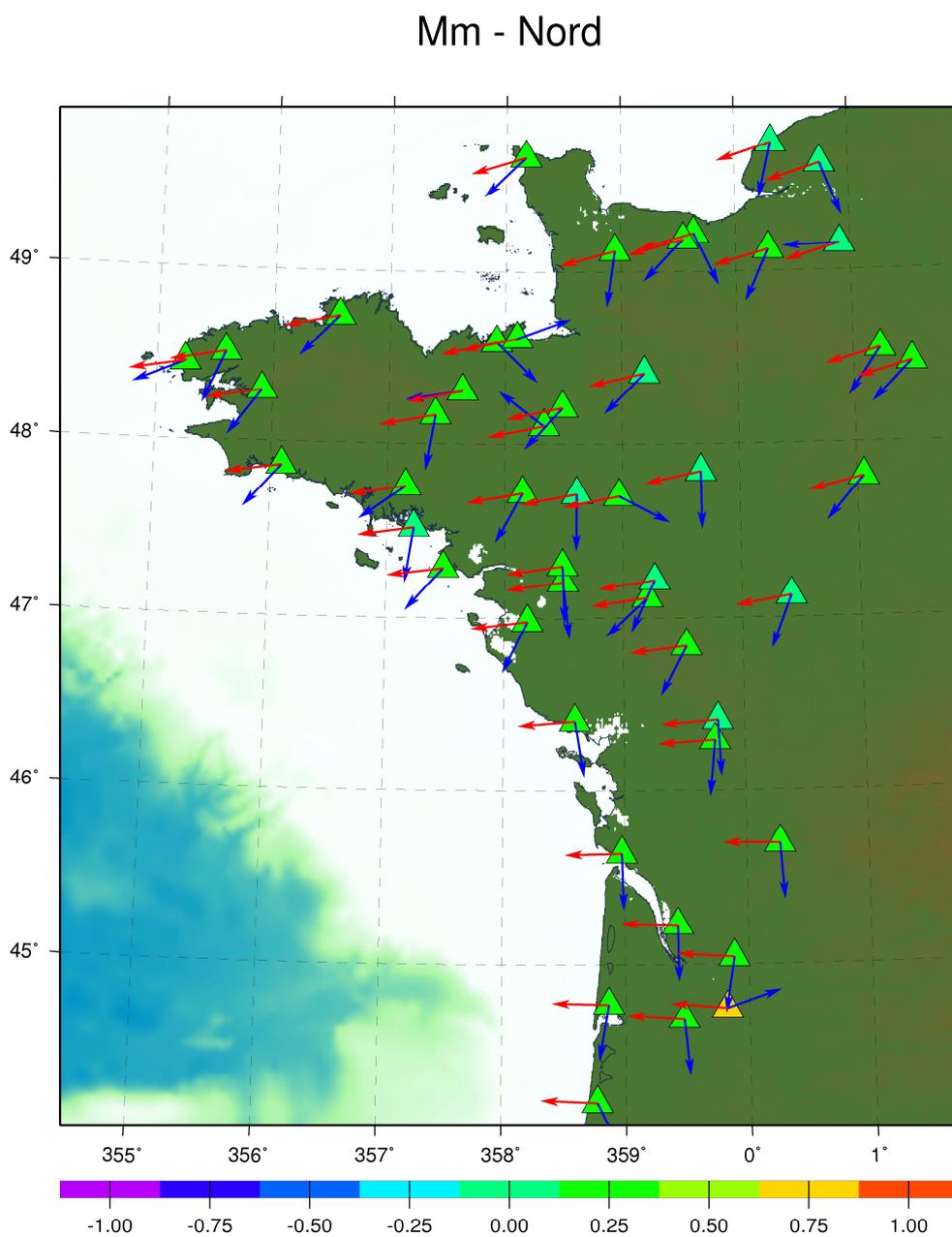


Figure C.28. Écarts d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde Mm, composante Nord.

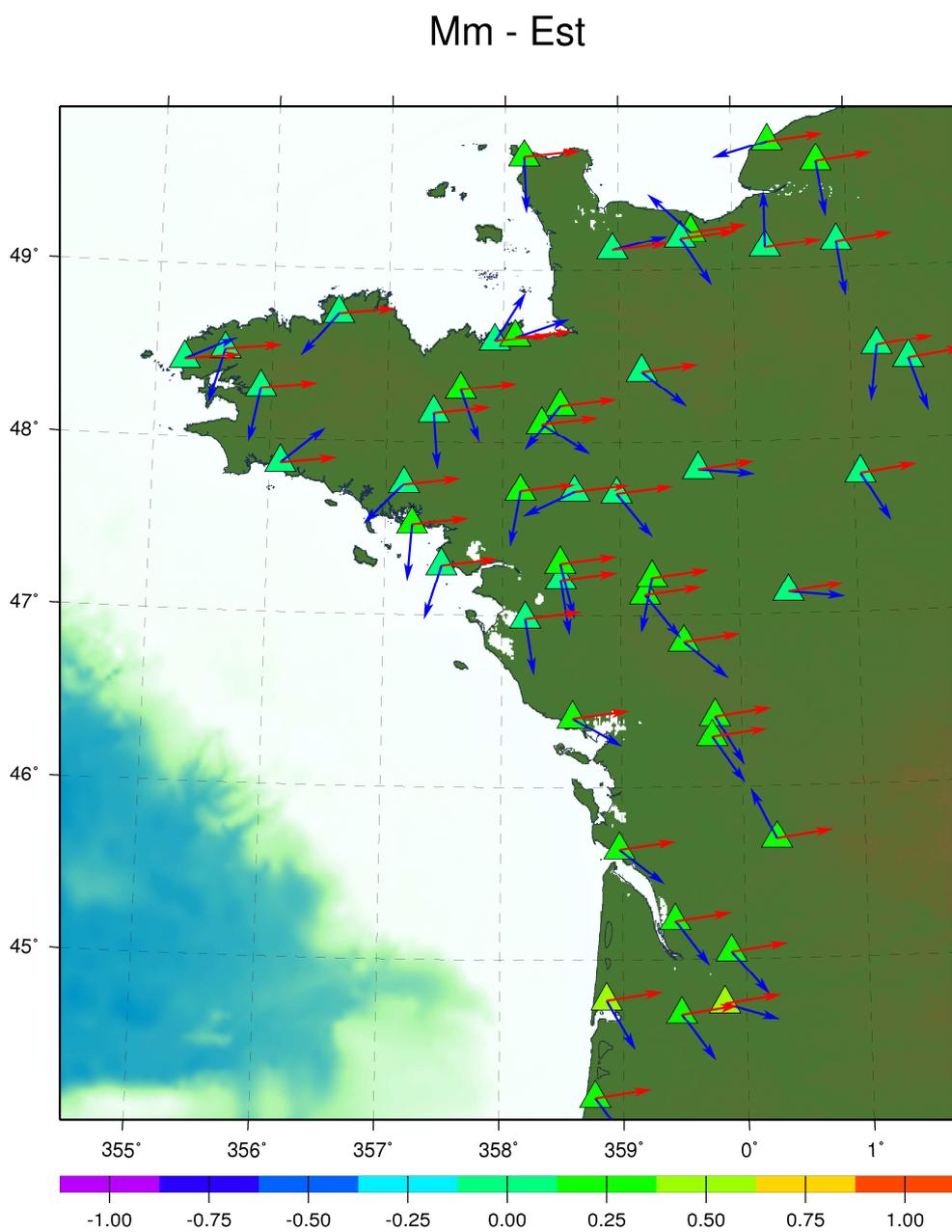


Figure C.29. Écarts d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde Mm, composante Est.

Mm - Hauteur

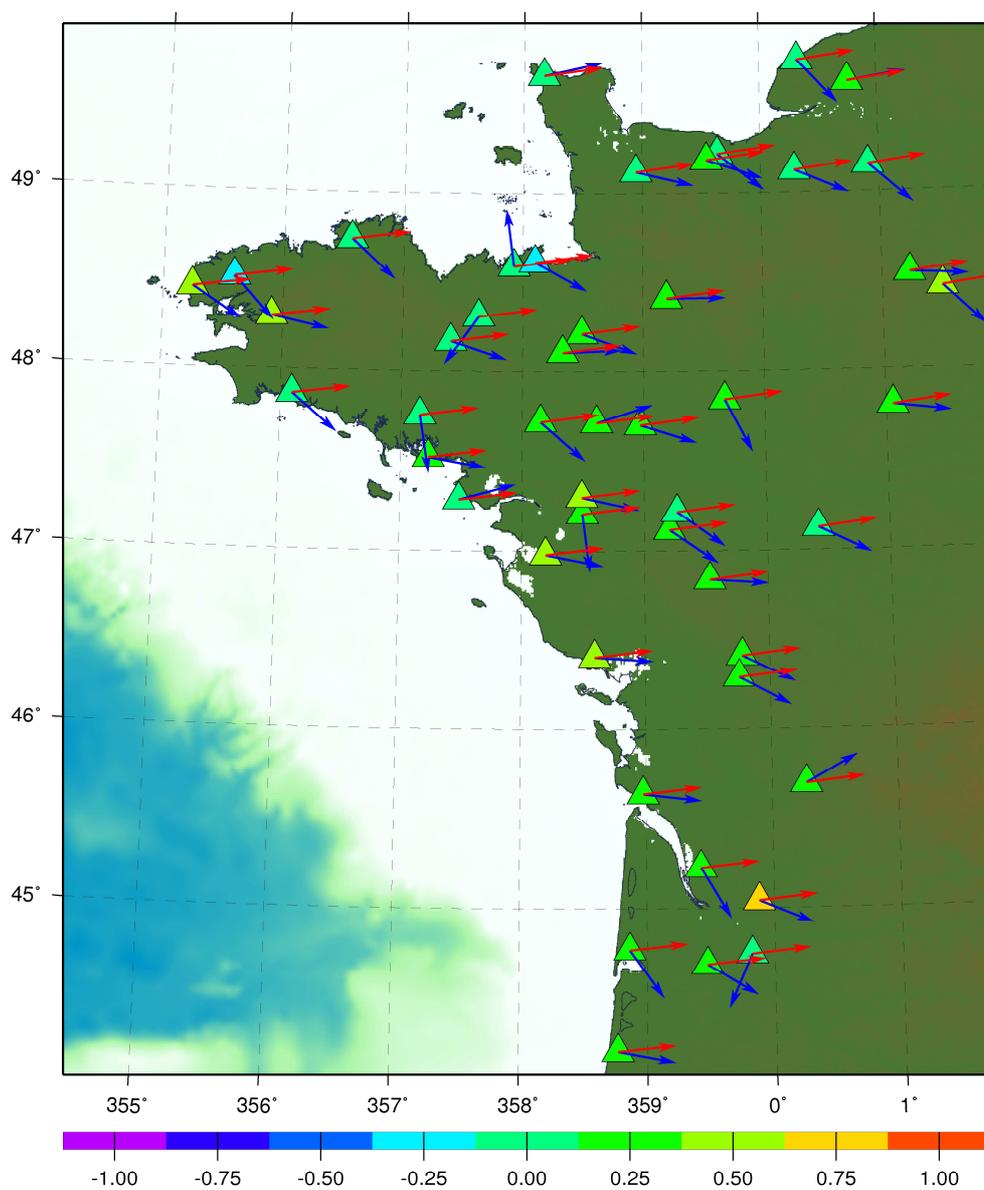


Figure C.30. Écarts d'amplitude en mm et de déphasage en degrés de l'onde Mm, composante de hauteur.

Résumé :

Observations GPS et retards troposphériques :
modélisations et application aux effets de surcharge océanique dans l'Ouest de la France

L'Ouest de la France est soumis à des déplacements lithosphériques dont l'une des origines est la marée océanique. Les effets sont notamment importants dans le Finistère et dans la baie du Mont-Saint-Michel, où les coefficients des marées sont parmi les plus élevés dans le monde. Ces déplacements périodiques qui sont observés aussi bien dans la direction verticale qu'horizontale, affectent la lithosphère continentale sur de grandes longueurs d'onde. Les déplacements du sol peuvent atteindre des amplitudes de l'ordre de 2 cm au Mans et jusqu'à 10 cm à Brest. Aujourd'hui, le développement des réseaux GPS temps réel permanents comme TERIA complète les réseaux permanents existants et représente un outil indispensable pour l'observation précise des déplacements d'origine crustale. La densité géographique de ces réseaux, mais aussi la quantité des données enregistrées depuis leurs mises en place, permettent d'ores et déjà d'entamer des recherches prometteuses dans ce sens.

Néanmoins, il s'avère que pour le positionnement GPS la composante verticale est moins bien déterminée que les composantes horizontales. Parmi les sources générant cette dégradation, on peut citer, au-delà de la couverture des satellites, les problèmes liés à la traversée de la troposphère par les signaux GPS. Les observations GPS doivent donc être corrigées avec une précision meilleure que 5 mm pour obtenir un positionnement vertical d'une précision millimétrique. Les recherches menées par la communauté internationale depuis quelques décennies ont permis d'aboutir à différentes solutions. La première partie de la thèse, à caractère principalement bibliographique, présente les modèles les plus récents pour chaque paramètre influant sur la correction troposphérique. Elle se poursuit par des comparaisons des produits les plus récents et par une étude d'impact sur l'estimation des hauteurs d'un réseau GPS européen. Le logiciel libre GAMIT/GlobK, développé par le Massachusetts Institute of Technology, Harvard, USA, est utilisé pour le traitement des données.

Classiquement, les observations GPS sont corrigées des effets de surcharge et malgré les progrès de la recherche dans la modélisation des déplacements occasionnés, il reste de fortes incertitudes dans certaines régions du monde. Un des objectifs de la deuxième partie de ce travail est d'apporter une validation du modèle de marée océanique FES2004 dans l'Ouest de la France. Les travaux présentés utilisent un maximum de données (jusqu'à 6 ans) et une couverture géographique dense (jusqu'à 60 sites). Ils s'appuient sur des recherches menées précédemment dans la même zone en 2004 par le Laboratoire de Géomatique et de Géodésie de l'ESGT notamment. Ces nouveaux résultats permettent d'observer entre autres les déplacements à grande longueur d'onde causés par les éléments de l'orbite terrestre (180 jours de période environ), lunaire (15 à 30 jours environ) et de séparer un maximum d'ondes diurnes et semi-diurnes. Les impacts des corrections troposphériques sur l'évaluation de ces ondes par rapport au modèle FES2004 sont étudiés, tout comme l'apport de la correction des effets de surcharge atmosphérique.

Enfin la dernière partie dresse des résultats préliminaires sur des perspectives de travail pouvant être menées sur la troposphère. Une discussion sur d'autres travaux à mener sur les effets de surcharge océanique est aussi présentée.

Mots clés : GPS, séries temporelles, délais troposphériques, surcharge océanique

Discipline : géophysique Spécialité : géodésie

N°: