



**HAL**  
open science

# Potentiel de la mesure GPS sol pour l'étude des pluies intenses méditerranéennes.

Hugues Brenot

► **To cite this version:**

Hugues Brenot. Potentiel de la mesure GPS sol pour l'étude des pluies intenses méditerranéennes.. Océan, Atmosphère. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2006. Français. NNT: . tel-00012085v2

**HAL Id: tel-00012085**

**<https://theses.hal.science/tel-00012085v2>**

Submitted on 18 Oct 2006

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

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

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE  
LABORATOIRE DE GEOPHYSIQUE INTERNE ET TECTONOPHYSIQUE

# Thèse

présentée par  
**Hugues BRENOT**

le 18 janvier 2006

pour obtenir le grade de  
**Docteur de l'Université Joseph Fourier**  
spécialité : **Géophysique**

## POTENTIEL DE LA MESURE GPS SOL POUR L'ETUDE DES PLUIES INTENSES MEDITERRANEENNES

Composition du jury :

Jennifer Haase	Purdue University (EAS/West Lafayette)	Rapporteur
Evelyne Richard	Université Paul Sabatier (LA/Toulouse)	Rapporteur
Paul Tregoning	Australian National University (RSES/Canberra)	Examineur
Guy Delrieu	Université Joseph Fourier (LTHE/Grenoble)	Examineur
Fabrice Cotton	Université Joseph Fourier (LGIT/Grenoble)	Examineur
Andréa Walpersdorf	Université Joseph Fourier (LGIT/Grenoble)	Directeur de thèse
Véronique Ducrocq	Météo-France (CNRM/Toulouse)	Co-Directeur de thèse



# Remerciements

Je tiens, en premier aparté, à remercier mes rapporteurs de thèse qui ont accepté de se prêter à l'exercice durant cette période de fin d'année. Je remercie Evelyne Richard pour l'intérêt qu'elle porte à cette nouvelle technique de mesure météorologique de la vapeur d'eau qu'est le GPS. Je suis également reconnaissant envers Jennifer Haase qui n'a pas hésité à traverser l'Atlantique pour être présente, et s'intéresser à mes travaux de recherche. Je remercie naturellement les autres membres du jury qui ont accepté sans hésitation d'être présents. Etant donné le contexte de ma thèse, je suis très content que Fabrice Cotton ait accepté d'être mon examinateur. Je remercie tout spécialement Paul Tregoning, qui a la gentillesse de se joindre au jury, bien qu'il ne soit pas en France pour des raisons professionnelles. Je remercie par ailleurs Guy Delrieu et Sandrine Anquetin pour les efforts d'investigation qu'ils ont fournis, afin de mener à bien l'Observatoire Hydrométéorologique Méditerranéen des Cévennes-Vivarais.

J'adresse d'autre part mes sincères remerciements à Andréa Walpersdorf et Véronique Ducrocq qui ont su modérer mon tempérament scientifique dispersif, et par leur soutien et leur aide m'ont permis de terminer, dans les meilleures conditions, ce présent manuscrit. Cette collaboration entre le LGIT de Grenoble et le CNRM de Toulouse a été pour moi une formidable occasion d'être à l'interface entre la géophysique interne et externe. Je les remercie de m'avoir transmis une partie de leurs connaissances dans deux domaines scientifiques aussi distincts. L'approche de l'atmosphère par la modélisation a été une nouvelle expérience des plus enrichissantes, et des plus déterminantes. Ce travail de thèse s'est inscrit dans la continuité de mes études sur la modélisation des planètes. J'ai eu la chance de participer à ERCA. Je remercie Claude Boutron et tous les participants pour leur éclairage. Je suis par ailleurs reconnaissant envers Hilaire Legros et Pascal Gégout, sans qui je n'aurais certainement pas eu cette destinée.

Mes premiers remerciements vont bien entendu pour mes parents qui m'ont élevé dans le bonheur et la joie et qui m'ont transmis le goût de la vie, auprès de la plus cool des soeurs. Je remercie aussi mes grands-parents qui ont le plus beau jardin de la Terre. Je remercie Anne-Sophie avec qui j'ai l'espoir d'être un jour, nous aussi, un peu plus en osmose avec la nature, en donnant la vie et en respectant notre Terre. Je n'oublie pas le reste de ma famille, qu'elle soit de Bourgogne ou du Jura.

Je remercie d'autre part tous les collègues du LGIT et du CNRM qui ont pu me donner un coup de main pendant ce moment particulier de la rédaction de la thèse. Mes pensées vont aussi tout particulièrement pour tous mes amis de Dijon, de Strasbourg, de Grenoble, de Montpellier et de Toulouse.



# Résumé

La capacité du Système Global de Positionnement (GPS) à détecter la vapeur d'eau troposphérique a fait ses preuves il y a maintenant plus d'une dizaine d'années. Le GPS, par sa précision de la mesure du contenu intégré en vapeur d'eau (IWV) équivalente à celle des autres instruments de mesures météorologiques, est devenu aujourd'hui la technique d'observation opérationnelle de la vapeur d'eau troposphérique la plus attractive. Le nombre des récepteurs au sol utilisables pour des applications météorologiques est en croissance continue, avec actuellement plus de 100 stations en France.

La zone Cévennes-Vivarais et son extension jusque la Méditerranée a été choisie par l'OHM-CV (Observatoire Hydrométéorologique-Méditerranéen des Cévennes-Vivarais) pour la fréquence et la représentativité à l'échelle nationale et internationale des événements de pluies intenses qu'elle subit. Depuis 2002, des campagnes automnales de mesures GPS y sont menées dans le but d'améliorer notre connaissance du champ de vapeur d'eau troposphérique associé aux événements de pluie intense. Les observations GPS météorologiques sont les ZTD (délais troposphériques au zénith d'un site) et les gradients de délais. Exprimé par une composante Est-Ouest ( $G_{EW}$ ) et une composante Nord-Sud ( $G_{NS}$ ), le gradient de délai traduit l'anisotropie du champ de vapeur d'eau à proximité du site GPS.

Pour le traitement des observations GPS des réseaux permanents et temporaires de la région de l'OHM-CV, une configuration optimale a été recherchée à partir de différents tests de sensibilité. Une précision de 5 mm sur les ZTD peut être obtenue avec cette stratégie d'estimation optimisée pour le réseau régional GPS de la région de l'OHM-CV ;  $G_{EW}$  est précis à 6 mm près, alors que  $G_{NS}$  apparaît moins précis (à 12 mm près) du fait de l'absence de satellite survolant le pôle Nord.

Afin de préparer l'assimilation des observations GPS par les systèmes d'assimilation de données à méso-échelle de Météo-France (ALADIN et le futur modèle de Météo-France AROME), des simulateurs de délais zénithaux ont été implémentés dans le modèle non-hydrostatique à haute résolution Méso-NH. Le laboratoire numérique que constitue le modèle Méso-NH a été un moyen efficace de quantifier la sensibilité des simulations de délais à différentes formulations de la réfractivité atmosphérique. La contribution des hydrométéores aux délais a pu être quantifiée à partir d'une simulation des inondations du Gard de septembre 2002 (jusqu'à 70 mm). D'autre part la sur-estimation des délais établie par la formulation du délai hydrostatique ZHD, basée sur l'approximation hydrostatique et fonction de la pression au sol, a pu être mise en évidence (jusqu'à 18 mm). L'incertitude moyenne sur l'IWV converti à partir du délai humide ZWD par le coefficient  $\kappa(T_S)$ , fonction de la température au sol ( $T_S$ ), a pu être évaluée (inférieure à 0.6 kg/m<sup>2</sup>). Il apparaît néanmoins préférable d'assimiler le ZTD plutôt que l'IWV dans les modèles de prévision, étant donnée notamment l'incertitude associée à la formulation hydrostatique du ZHD lors d'événements de pluie intense ou à l'absence de mesures de pression à proximité immédiate

du capteur GPS.

Le potentiel de données de ZTD issus d'un réseau GPS à méso-échelle pour valider des simulations à haute résolution (2-3 km) d'événements précipitants a aussi été démontré sur le cas des inondations du Gard de septembre 2002. En comparant aux observations de ZTD, trois simulations Méso-NH différant par leurs conditions initiales, on montre que la simulation, qui reproduit le mieux les précipitations, est aussi celle la plus proche des observations GPS.

L'implémentation dans le modèle d'une estimation des délais obliques (STD) en direction des satellites a également permis de proposer une nouvelle méthode de simulation des paramètres troposphériques plus proche du traitement des données GPS observées. Cette nouvelle méthode permet de réduire l'écart entre les paramètres troposphériques simulés et ceux issus du traitement GPS. Appliquée aux situations de pluie intense des 8-9 septembre 2002 et du 3 décembre 2003, bien reproduites par le modèle Méso-NH, cette nouvelle méthode améliore en moyenne de 25 % les ZTD et de 4 mm les gradients.

# Table des matières

<b>Remerciements</b>	<b>1</b>
<b>Résumé</b>	<b>3</b>
<b>Introduction</b>	<b>9</b>
<b>I Etat de l'art du GPS et de son utilisation météorologique</b>	<b>13</b>
<b>1 De l'analyse GPS aux Observations Atmosphériques</b>	<b>15</b>
1.1 Contexte général des mesures GPS utilisées dans cette thèse . . . . .	15
1.2 Estimations des positions et des paramètres troposphériques . . . . .	16
1.2.1 Développement d'une correction du délai troposphérique . . . . .	16
1.2.2 Solution de positionnement journalière avec GAMIT . . . . .	19
1.2.3 Solution de positionnement relatif global avec GLOBK (solution libre)	21
1.2.4 Solution de positionnement absolu avec GLORG (solution ITRF) . .	21
1.3 Observables troposphériques . . . . .	22
1.3.1 Calculs de solutions des paramètres troposphériques avec des coordonnées de sites connues . . . . .	22
1.3.2 Stratégie d'estimation par <i>Sliding Windows</i> . . . . .	22
1.3.3 Estimation du Délai Zénithal Total troposphérique (ZTD) . . . . .	22
1.3.4 Estimation des gradients horizontaux de délais troposphériques . . .	26
1.4 Reconstruction des délais obliques (STD) et observations résiduelles . . . . .	30
1.5 Extraction de IWV à partir de mesures de ZTD . . . . .	34
1.6 Tomographie GPS . . . . .	35
1.6.1 Restitution d'un champ 3D de réfractivité troposphérique . . . . .	35
1.6.2 Restitution d'un champ 3D de vapeur d'eau troposphérique . . . . .	38
<b>2 Météorologie GPS</b>	<b>41</b>
2.1 Validation du GPS par d'autres techniques . . . . .	41
2.2 Observations GPS et modèles météorologiques . . . . .	46



2.2.1	Validation des observations GPS par comparaison avec des modèles météorologiques . . . . .	46
2.2.2	Validation des modèles météorologiques par comparaison avec des observations GPS . . . . .	48
2.3	Assimilation des observables GPS . . . . .	49
<b>3</b>	<b>Synthèse de l'état de l'art en traitement GPS et des applications météorologiques du GPS</b>	<b>51</b>
<b>II</b>	<b>Sensibilité et validation des mesures GPS de l'OHM-CV</b>	<b>53</b>
<b>1</b>	<b>Crues-éclair et observations GPS</b>	<b>55</b>
1.1	Réseaux d'acquisition GPS au sein de l'OHM-CV . . . . .	56
1.2	Présentations des cas d'étude de l'OHM-CV . . . . .	59
1.2.1	Inondation du Gard en septembre 2002 . . . . .	59
1.2.2	Inondation du Rhône en décembre 2003 . . . . .	62
1.2.3	Pluies intenses des automnes 2002 et 2004 . . . . .	65
1.3	Analyse GPS des cas et périodes d'étude . . . . .	67
1.3.1	Inondation du Gard en septembre 2002 . . . . .	67
1.3.2	Inondation du Rhône en décembre 2003 . . . . .	70
1.3.3	Episodes de pluies intenses des automnes 2002 et 2004 . . . . .	73
1.4	Conclusion sur les observations GPS des pluies intenses . . . . .	78
<b>2</b>	<b>Tests de sensibilité dans le traitement GAMIT</b>	<b>79</b>
2.1	Configuration du réseau analysé . . . . .	79
2.1.1	Réseaux avec différents nombres de stations . . . . .	82
2.1.2	Géométrie de réseau . . . . .	84
2.1.3	Choix du système de référence . . . . .	87
2.2	Tests du réglage de paramètres du traitement GAMIT . . . . .	89
2.2.1	Réglages des contraintes . . . . .	89
2.2.2	Réglages de l'angle de <i>cutoff</i> . . . . .	92
2.2.3	Comparaison de la durée des sessions de calculs . . . . .	94
2.3	Comparaison de ZTD GPS/radiosondage . . . . .	97
2.3.1	Estimation des ZTD à partir des radiosondages . . . . .	97
2.3.2	Solutions GPS comparées au radiosondage . . . . .	99
<b>3</b>	<b>Conclusion sur l'Analyse GPS</b>	<b>103</b>
<b>III</b>	<b>Simulateurs d'observations GPS dans Méso-NH</b>	<b>107</b>
<b>1</b>	<b>Présentation du modèle Méso-NH</b>	<b>109</b>

<b>2</b>	<b>Estimation des délais zénithaux dans Méso-NH</b>	<b>113</b>
2.1	GPS Zenith Delay Sensitivity . . . . .	115
2.1.1	Introduction . . . . .	116
2.1.2	Data and numerical simulations . . . . .	118
2.1.3	Sensitivity tests on zenith delay formulation . . . . .	126
2.1.4	Validation of the Méso-NH simulations with GPS ZTD . . . . .	135
2.1.5	Conclusion . . . . .	140
2.1.6	Appendix 1 : Liquid water and ice refractivity . . . . .	141
2.1.7	Appendix 2 : Refractivity coefficient $\mathbf{k}_1(\mathbf{P}_d, \mathbf{T})$ . . . . .	143
<b>3</b>	<b>Le simulateur de délais obliques</b>	<b>145</b>
3.1	Description du simulateur de délai oblique . . . . .	145
3.2	Distribution spatiale des satellites GPS . . . . .	146
3.3	Application du simulateur de délais obliques aux évènements de pluie intense	149
3.4	Limite de validité de la fonction de <i>Niell</i> lors d'un événement météorologique extrême . . . . .	154
<b>4</b>	<b>Les simulateurs de gradients</b>	<b>157</b>
4.1	GPS-SAT simulations . . . . .	159
4.1.1	Introduction . . . . .	159
4.1.2	GPS data and tropospheric parameter evaluation during the two flood events . . . . .	161
4.1.3	Flood events and numerical model . . . . .	162
4.1.4	A new methodology to simulate GPS tropospheric parameters in atmospheric models . . . . .	163
4.1.5	Comparison of "classical" and "GPS-SAT" strategies in the case studies	169
4.1.6	Conclusions and perspectives . . . . .	177
<b>5</b>	<b>Conclusion sur les simulations GPS</b>	<b>179</b>
	<b>Conclusions et perspectives</b>	<b>183</b>
	<b>Annexes</b>	<b>189</b>
<b>A</b>	<b>Principe de la mesure GPS</b>	<b>191</b>
A.1	Présentation du système GPS . . . . .	191
A.1.1	Bref historique et contexte géodésique . . . . .	191
A.1.2	Signal source émis par les satellites GPS . . . . .	193
A.1.3	Caractéristiques du temps de parcours des signaux GPS . . . . .	196
A.1.4	Identification de l'information du signal par les récepteurs . . . . .	197
A.2	Analyse de Code en temps réel . . . . .	198

A.3	Observables de phase et application en temps différé . . . . .	200
A.3.1	Stratégie d'observations de phases . . . . .	201
A.3.2	Simulation des observables de phases . . . . .	219
A.3.3	Principe de la solution par moindres carrés . . . . .	221
<b>B</b>	<b>Fonction de projection de <i>Niell</i></b>	<b>229</b>
B.1	Fonction de projection hydrostatique $m_h(\epsilon, \lambda, H, jjj)$ . . . . .	229
B.2	Fonction de projection humide $m_w(\epsilon, \lambda)$ : . . . . .	231
<b>C</b>	<b>Extrait du fichier <i>sestbl.</i> du traitement GAMIT</b>	<b>233</b>
<b>D</b>	<b>Définitions des mesures statistiques</b>	<b>237</b>
<b>E</b>	<b>Résultats statistiques par station</b>	<b>239</b>
<b>F</b>	<b>Complément sur la réfractivité atmosphérique</b>	<b>255</b>
F.1	Définition de la réfractivité atmosphérique . . . . .	255
F.2	Formulation de la réfractivité atmosphérique . . . . .	256
F.3	Démonstration de l'expression de Saastamoinen de $k_1(P_d, T)$ . . . . .	259
F.4	Formulation de $k_2(e, T)$ et $k_4(P_c, T)$ . . . . .	263
	<b>Liste des acronymes</b>	<b>267</b>
	<b>Bibliographie</b>	<b>269</b>

# Introduction

Les régions en bordure de la Méditerranée ont, depuis toujours dans l'histoire de l'humanité, été concernées par des phénomènes de pluies intenses et de crues. Bien des textes évoquent les crues catastrophiques des rivières du pourtour Méditerranéen durant le Moyen-âge entre le XIV<sup>ème</sup> et le XVI<sup>ème</sup> siècle, mais aussi des écrits de Strabon datant de l'antiquité ou ceux du chroniqueur Grégoire de Tours qui relate une crue du Rhône en 580. Ces crues résultent de fortes précipitations répétées sur une même zone dans une période de temps relativement courte, de quelques heures à quelques jours. On peut citer, à titre d'exemple, les principaux événements majeurs de ces deux dernières décennies : les catastrophes de Nîmes en 1988 (environ 250 mm de précipitation en 5 heures) et de Vaison La Romaine en 1992 (jusqu'à 300 mm de cumuls de précipitation en 4 heures) [Sénési *et al.*, 1996], les inondations de l'Aude en 1999 (624 mm de cumul en moins de 48 heures, dont 192 mm en 2 heures) [Ducrocq *et al.*, 2003] et du Gard en 2002 (691 mm de cumul en 24 heures) [Delrieu *et al.*, 2005], et plus récemment la crue du Rhône en 2003 (300 mm de cumuls sur trois jours sur la quasi-totalité des Bouches-du-Rhône, 150 mm pour la journée du 3 décembre).

Ces pluies diluviennes s'abattent sur une région persillée de cours d'eau. En effet de nombreux cours d'eau prennent leur source dans le Massif Central pour se jeter dans le Rhône ou directement dans la Méditerranée. A sec, ou pratiquement, durant l'été et début de l'automne, ces petits cours d'eau se transforment en véritables éléments dévastateurs sous l'effet de ces fortes précipitations qui les font sortir de leur lit en emportant tout sur leur passage. Ces épisodes de crues rapides ont souvent un lourd coût économique, et parfois malheureusement en vie humaine. Pour ne prendre que deux exemples, les inondations de l'Aude en novembre 1999 ont provoqué la mort de plus de 30 personnes et 540 millions d'euros de dégâts. Celles du Gard en septembre 2002 ont fait plus de 20 victimes et 1,2 milliards d'euros [Huet *et al.*, 2003].

L'Observatoire Hydrométéorologique Méditerranéen Cévennes-Vivarais (OHM-CV), labellisé ORE en 2002, s'intéresse particulièrement à ces événements de pluies intenses, appelés aussi pluies cévenoles. Cet observatoire regroupe météorologues et hydrologues, chercheurs et acteurs opérationnels. Un des objectifs de cet observatoire est de constituer une base de données hydrométéorologiques pérennes à partir des données des différents services opérationnels de l'Etat. Il organise également des expérimentations et campagnes de mesures qui viennent compléter cette base de données. Il a aussi pour vocation de fédérer les recherches autour des événements précipitants cévenols et des crues rapides associées. Le travail de thèse présenté dans ce manuscrit s'inscrit dans le cadre de cet observatoire au sein de projets soutenus par les programmes nationaux PATOM et ECCO/PNRH.

La prévision des événements de pluies intenses est encore bien souvent hors de portée des systèmes actuels de prévisions numériques. De nombreux centres météorologiques développent une nouvelle génération de modèles qui devraient être opérationnels d'ici quelques années. C'est en particulier le cas à Météo-France avec le développement du modèle AROME qui devrait être opérationnel en 2008 [Bouttier, 2003]. Ces modèles non-hydrostatiques à quelques kilomètres de résolution seront mieux adaptés que les modèles opérationnels actuels pour représenter les processus convectifs et microphysiques au sein des systèmes précipitants responsables des crues-éclair. Les expériences réalisées en recherche avec de tels modèles, comme par exemple le modèle de recherche français Méso-NH, ont effectivement montré une meilleure capacité à reproduire les événements de pluies intenses. Cependant, les résultats sont fortement tributaires des conditions initiales fournies au modèle à haute résolution, et en particulier de la description du champ d'humidité initial [Ducrocq *et al.*, 2000, 2002]. Ce champ est parmi les moins bien analysés par les systèmes d'assimilation actuels. Il y a plusieurs raisons à ceci, comme la difficulté des algorithmes d'assimilation à tenir compte de la plus haute variabilité du paramètre humidité et de la non-linéarité des processus humides au sein des nuages, mais aussi le manque de mesures d'observations d'humidité à méso-échelle.

Divers instruments de mesures peuvent apporter une information sur le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère : les radiosondages, les radiomètres à vapeur d'eau, le LIDAR, la télémétrie laser, le VLBI et les observations satellitaires (canal vapeur d'eau de METEO-SAT, contenu intégré en vapeur d'eau SSMI sur mer, ...). Il y a un peu plus d'une dizaine d'années, le GPS, utilisé originellement pour le positionnement, a été proposé comme instrument de mesure du contenu en vapeur d'eau troposphérique [Bevis *et al.*, 1992]. Ce sont les études préliminaires sur la propagation des ondes radio [Hogg *et al.*, 1981 ; Davis *et al.*, 1985 ; Askne *et Nordius*, 1987] qui ont permis de proposer une conversion du délai total, induit par la propagation des ondes électromagnétiques à travers l'atmosphère, en une valeur intégrée en vapeur d'eau (en associant une mesure de pression et de température au sol). Le principe de la propagation des signaux électromagnétiques à travers un milieu comme l'atmosphère a depuis longtemps interrogé les scientifiques. Les concepts relativistes de la mécanique ondulatoire ont permis d'associer l'onde au mouvement d'une énergie centralisée ; c'est ainsi que Debye [1957] parfait les concepts de la dualité de l'onde et du corpuscule par l'approximation physique statistique semi-empirique des lois sur la polarisation, qui portent aujourd'hui son nom. En effet sous certaines conditions, satisfaites par le radio-signal et l'atmosphère, la propagation de l'onde (vitesse de phase et atténuation) peut-être quantifiée en fonction de la nature du signal source (énergie et modulation en fréquence) et de la nature physique et thermodynamique du milieu de propagation. L'indice de réfraction de l'atmosphère, qui est communément exprimé en terme de réfractivité atmosphérique, permet de caractériser ce phénomène [Essen *et Froome*, 1951 ; Smith *and Weintraub*, 1953 ; Boudouris, 1963 ; Bean *and Dutton*, 1966 ; Owens, 1967 ; Saastamoinen, 1972, 1973abc]. C'est précisément sur ce concept du temps de parcours du signal électromagnétique qu'est basée l'estimation du positionnement à partir d'un récepteur GPS, ainsi que l'estimation de paramètres troposphériques (témoins de la vapeur d'eau). Le premier paramètre atmosphérique GPS, équivalant à une distance additionnelle parcourue par le signal, induite par la présence de l'atmosphère neutre (essentiellement celle de la troposphère et celle de la basse stratosphère), s'appelle le Délai Total au Zénith (ZTD). La mesure GPS

permet aussi une estimation de l'anisotropie au-dessus d'un site (traduisant essentiellement la tendance de la densité en vapeur d'eau). Ce second paramètre troposphérique, nommé gradient horizontal de délai, s'exprime par une composante Est-Ouest et une composante Nord-Sud. En direction d'un satellite ou sous un certain angle de visée, la projection des ZTD et des gradients permet de reconstruire les délais totaux atmosphériques obliques (STD). Mon travail de thèse examine les paramètres troposphériques issus du GPS sous l'angle de la modélisation à haute résolution et des événements de pluies intenses en région Méditerranéenne. Deux aspects m'ont plus particulièrement intéressé :

- *Le traitement des données des mesures GPS en région Cévennes-Vivarais.* Depuis 2002, des campagnes de mesures GPS réalisées par le LGIT<sup>1</sup> et le LDL<sup>2</sup> dans le cadre de l'OHM-CV visent à densifier, chaque automne, le réseau de stations GPS existant. J'ai participé à la réalisation de ces campagnes et réalisé une partie du traitement de ces données. Cela a notamment nécessité une étude de sensibilité aux degrés de liberté du logiciel de traitement des données GPS utilisé pour définir la meilleure stratégie de traitement de ces données.
- *La simulation des observables GPS dans un modèle à haute résolution.* L'objectif de ces travaux est de préciser la façon de concevoir des simulateurs des données GPS dans un modèle non-hydrostatique à haute résolution, à savoir un simulateur de délais zénithaux, un autre de délais obliques et enfin un troisième pour les gradients. Différentes formulations existent dans la littérature pour le calcul des délais zénithaux, il a donc été nécessaire de tester la sensibilité des résultats à ces différentes solutions. Par ailleurs, le calcul d'observable GPS n'ayant jamais été développé, à notre connaissance, dans un modèle non-hydrostatique à haute résolution possédant une représentation des processus microphysiques détaillée, cela nous a conduit à préciser qu'elles pouvaient être les contributions non-hydrostatique et microphysiques dans le calcul des observables GPS. Une nouvelle méthode pour estimer les ZTD et gradients GPS, à partir d'estimations de STD dans un modèle troposphérique a également été proposée. Enfin, ce travail de recherche constitue également une étude préalable à l'assimilation des observations GPS dans un modèle de prévision à haute résolution. En effet, cette étude a permis de spécifier les caractéristiques de l'opérateur d'observation qui a été développé dans le système 3Dvar ALADIN de Météo-France.

Pour mener à bien ce travail de thèse, qui nécessitait d'associer des connaissances expérimentales sur la mesure GPS à d'autres en modélisation numérique des pluies intenses, je l'ai réalisé dans deux laboratoires : le LGIT pour les aspects mesures GPS, et le CNRM<sup>3</sup>, pour l'estimation des observables GPS dans un modèle atmosphérique.

La première partie du manuscrit de thèse propose un état de l'art de la mesure GPS et de son utilisation en météorologie. La technique GPS, le traitement de ses données et les produits dérivés de celui-ci sont d'abord présentés (paramètres troposphériques, conversion des ZTD en valeur intégrée en vapeur d'eau IWV par les mesures conjointes de température et de pression au sol, la reconstitution 3D du champ de vapeur d'eau par tomographie).

---

<sup>1</sup>LGIT : Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, Grenoble.

<sup>2</sup>LDL : Laboratoire de la Dynamique de la Lithosphère, Montpellier.

<sup>3</sup>CNRM : Centre National de la Recherche Météorologique, Toulouse.

Une comparaison de la précision de ces données par rapport à d'autres instruments de mesures est faite avant de décrire les utilisations des données GPS en modélisation en termes de validation des modèles atmosphériques et d'assimilation de données. La seconde partie de ce manuscrit traite des campagnes de mesures GPS de l'OHM-CV, réalisées depuis l'automne 2002, et de l'analyse de ces données. Les tests méthodologiques réalisés avec le logiciel GAMIT sont décrits, ainsi que les résultats de la comparaison aux données du sondage de Nîmes. La troisième partie du manuscrit est consacrée au développement du calcul des paramètres troposphériques GPS dans le modèle non-hydrostatique Méso-NH. La sensibilité de la formulation des simulateurs de ZTD et de gradients sont le principal sujet de l'étude. Les Annexes proposent une description détaillée de la technique GPS de positionnement et d'observation météorologique.

## Première partie

# Etat de l'art de la mesure GPS et de son utilisation météorologique





# Chapitre 1

## De l'analyse GPS aux Observations Atmosphériques

### 1.1 Contexte général des mesures GPS utilisées dans cette thèse

Le Système de Positionnement Global (GPS) est un système de navigation par satellites destiné à fournir la position, la vitesse et l'heure n'importe où à la surface de la Terre ou dans ses environs. Le GPS se décompose en trois segments : un segment spatial (une constellation de 29 satellites), un segment de contrôle (5 stations) et un segment utilisateur (récepteurs en fonctionnement). Les bases de contrôle, réparties uniformément sur le globe, peuvent 92 % du temps dialoguer avec tous les satellites. C'est au centre de contrôle de *Colorado Springs* que les paramètres décrivant l'orbite des satellites et la qualité des horloges embarquées sont estimés pour mettre à jour les messages de navigation des satellites indispensables pour le positionnement en temps réel. Ces informations sont transmises à quatre stations de chargement qui transmettent l'information en temps réel aux satellites. Les satellites GPS émettent des signaux sinusoïdaux modulés par des codes qui peuvent être déchiffrés par des récepteurs GPS. Une utilisation en temps réel de ces codes estime une position précise à 100 m jusqu'à quelques mètres près. Pour l'analyse des codes en temps réel, il s'agit de considérer le temps de propagation des signaux GPS. Ces temps de propagation multipliés par la célérité sont équivalents à des distances. La considération de 4 satellites permet de résoudre en temps et dans l'espace l'estimation d'une position en temps réel. De son côté, une analyse en temps différé atteint quelques millimètres de précision pour les applications géodésiques de positionnement. Pour ce type de traitement l'analyse se porte sur les phases des signaux sur deux fréquences  $L_1$  et  $L_2$ , avec l'association des informations extraites de l'analyse des codes [Spilker, 1978]. L'Annexe A présente le détail de l'analyse GPS des observables de code et de phase.

Deux catégories de logiciel d'analyse de données GPS en temps différé existent :

- ceux qui fonctionnent sur une solution de positionnement relatif basée sur des *doubles différences* d'observations de phase, comme par exemple GAMIT développé par le MIT<sup>1</sup> ou

---

<sup>1</sup>MIT : “*Massachusetts Intitute of Technology*”.

BERNESE développé par l'AIUB<sup>2</sup>. L'utilisation d'un logiciel annexe (GLOBK/GLORG pour GAMIT et ADDNED pour BERNESE) permet de convertir les positions relatives en un positionnement absolu.

- ceux qui donnent directement une solution absolue par analyse des phases : technique de “*Precise Point Positioning*” (PPP), comme par exemple GIPSY développé par le JPL<sup>3</sup>.

Le positionnement absolu de GIPSY est plus rapide bien que des paramètres supplémentaires caractérisant les horloges soient résolus. Les doubles différences d'observations qui permettent de corriger des erreurs d'horloge rendent le temps de calcul des autres logiciels plus long. Par contre, le positionnement relatif de GAMIT ou BERNESE est plus précis. Un format universel pour les fichiers d'observations GPS a été défini, afin que tous les logiciels puissent les traiter : ce sont les fichiers RINEX (“*Receiver Independent Exchange Format*” [Gurtner, 1994]). Pour des stations permanentes de référence maintenues par la communauté géodésique européenne, les fichiers RINEX sont disponibles sur les sites Internet du “*Système Européen de Référence*” (EUREF) [www.epncb.oma.be](http://www.epncb.oma.be), sur le site Internet du BKG<sup>4</sup> [igs.ifag.de](http://igs.ifag.de), et sur le site IGS (“*International GPS Service for geodynamics*”) de l'IGN<sup>5</sup> [rgp.ign.fr](http://rgp.ign.fr). EUREF, qui est un sous-réseau de l'IGS, met à disposition les éphémérides des satellites GPS et GLONASS (Système de positionnement Russe), des paramètres de rotation de la Terre, les coordonnées et vitesses des sites permanents, des délais zénithaux troposphériques et des cartes globales ionosphériques, en collaboration avec l'IGS. Des données de stations permanentes françaises sont disponibles sur le site Internet [kreiz.unice.fr/regal](http://kreiz.unice.fr/regal) du “*Réseau GPS permanent dans les Alpes occidentales*” (REGAL) et du “*Réseau GPS Permanent français*” (RGP).

Dans toute cette thèse, seul le point de vue d'une analyse GPS réalisée par *doubles différences* d'observables de phase avec le logiciel GAMIT est présenté. En plus des données acquises lors de campagnes d'observations, les données des stations permanentes ont été récupérées sur les sites Internet du RGP, REGAL, et de l'EUREF. Les orbites précises des satellites utilisées sont celles de l'IGS, et le référentiel terrestre considéré ainsi que son catalogue de position a priori est celui de l'ITRF (catalogue ITRF2000).

## 1.2 Estimations des positions et des paramètres troposphériques

### 1.2.1 Développement d'une correction du délai troposphérique

La méthode de positionnement par GPS nécessite de très précisément quantifier le temps de propagation à travers l'atmosphère de la phase des signaux émis par les satellites.

A ses débuts la technique GPS s'est concentrée essentiellement sur la correction de l'effet de l'ionosphère sur le temps de parcours des ondes, mais très rapidement une correction troposphérique fit son apparition dans l'esprit des géodésiens [Rummel et Rapp, 1976; Spilker, 1978; Black, 1978]. Parallèlement, des progrès importants sont réalisés sur ces

---

<sup>2</sup>AIUB : “*Astronomisches Institut der Universität Bern*”.

<sup>3</sup>JPL : “*Jet Propulsion Laboratory*”.

<sup>4</sup>BKG : “*Bundesamt für Kartographie und Geodäsie*”.

<sup>5</sup>IGN : “*Institut de Géographie National français*”.

corrections par les techniques de calcul de lignes de base (distances inter-stations) comme le VLBI<sup>6</sup>, qui incluent théoriquement la correction troposphérique [Thomas *et al.*, 1976]. Bien que des solutions de calibrage par des modèles d’atmosphère soient envisagées pour améliorer la répétabilité (ou dispersion) des calculs de lignes de base, le progrès prévu par des corrections troposphériques n’aboutit pas encore. Sans la correction troposphérique de la propagation des ondes radios, les techniques d’interférométrie permettent déjà une précision (horizontale) centimétrique sur des longues lignes de base intercontinentales [Rogers *et al.*, 1978; Cannon *et al.*, 1979; Herring *et al.*, 1981].

Au cours des années 80, les techniques de mesures VLBI et GPS, qui cherchent à estimer précisément les longueurs de lignes de base, implémentent des corrections dans les analyses des temps de propagations des signaux, afin de remédier au caractère perturbateur de l’atmosphère. L’introduction de paramètres troposphériques et des fonctions de projections, présentées par Hopfield [1969] et Marini [1972], devient alors un moyen d’améliorer la détermination des lignes de base. En 1985, Davis *et al.* valident l’intérêt que peut avoir la correction du délai atmosphérique (par des modèles ou des observations météorologiques de surface) sur la précision des lignes de base longue distance utilisées par le VLBI. Par l’incorporation de la correction de délai atmosphérique dans les calculs, la précision VLBI du positionnement vertical devient alors centimétrique [Herring, 1986; Kroger *et al.*, 1986]. Plutôt qu’utiliser un modèle d’atmosphère, Ware *et al.* [1986] introduisent une correction par mesure indépendante du délai induit par la vapeur d’eau atmosphérique dans leurs calculs. En effet, comme suggéré par [Bossler *et al.*, 1980; Bender *et Larden*, 1985], Ware *et al.* mettent en application l’introduction de mesures simultanées par WVR<sup>7</sup> (radiomètre à vapeur d’eau) de la quantité intégrée de vapeur d’eau au-dessus de la station. En utilisant conjointement la stratégie de calculs de Bock *et al.* [1985] (par la résolution des ambiguïtés des phases des signaux, dont le concept est décrit en Annexe A.3.1) avec les mesures WVR et de pressions au sol, Ware *et al.* ont alors montré que cette correction permet une estimation plus précise des lignes de base, visible par l’amélioration d’un facteur 5 de la répétabilité. Ce résultat est confirmé par les travaux de calibrage WVR de Tralli *et al.* [1988].

Fin des années 80, l’analyse des phases des signaux GPS devient un moyen d’estimer avec une grande précision les trajectoires des satellites [Lichten *et Border*, 1987], une des sources d’erreur du positionnement. Par ailleurs, l’utilisation d’observables de phases combinés linéairement et doublement différenciés [King, 1985; Dong *et Bock*, 1989; Blewitt, 1989; Leick, 1989; Teunissen *et al.*, 1998] évince l’erreur sur l’estimation du délai de phase causé par les décalages d’horloges et l’effet de l’ionosphère. Cette stratégie d’analyse permet de considérer alors que la seule correction à appliquer, par rapport à une propagation rectiligne dans le vide, est celle due à la zone neutre de l’atmosphère.

Pour un modèle très simplifié de la troposphère (formée de couches horizontales latéralement homogènes), cette correction peut se caractériser au zénith en termes de délai de phase de la neutrosphère (ZND<sup>8</sup>) [Tralli *et Lichten*, 1990]. Ce délai de propagation peut s’exprimer de façon équivalente par un délai en terme de distance (en multipliant par la vitesse de propagation du signal, assimilée à celle de la lumière). Cette distance additionnelle, induite par la présence de l’atmosphère, au zénith d’un site GPS est couramment

<sup>6</sup>VLBI : “Very Long Baseline Interferometry”.

<sup>7</sup>WVR : “Water Vapor Radiometer”.

<sup>8</sup>ZND : “Zenith Neutral Delay”.

nommée Délai Zénithal Total troposphérique (ZTD<sup>9</sup> plutôt que ZND. Cette distance corrective est de l'ordre de 2.5 m au zénith pour un site situé au niveau de la mer. *Tralli et Lichten* [1990] prévoient que la stratégie seule d'analyse des données GPS, par son niveau de précision géodésique, peut prétendre à une incertitude inférieure à 1 % sur l'estimation de séries temporelles de ZTD.

Les logiciels de traitement GPS réalisent un calcul d'inversion qui utilise la méthode des moindres carrés afin de minimiser les résidus de phase pour chaque satellite observé. Les résidus correspondent à la différence entre le délai de phase observé et le délai de phase modélisé. Il peut s'exprimer en cycle ou en distance équivalente. Lors du processus d'inversion une valeur représentative au zénith de la correction atmosphérique (le ZTD) est ajustée pour chaque site GPS. La partie commune (la moyenne) des résidus par rapport à chacun des satellites visibles, projetée au zénith par les fonctions de projection, est identifiée comme le délai troposphérique zénithal (Figure 1.1). Les fonctions de projections au zénith sont uniquement dépendantes de l'angle élévation du satellite par rapport à l'horizon.

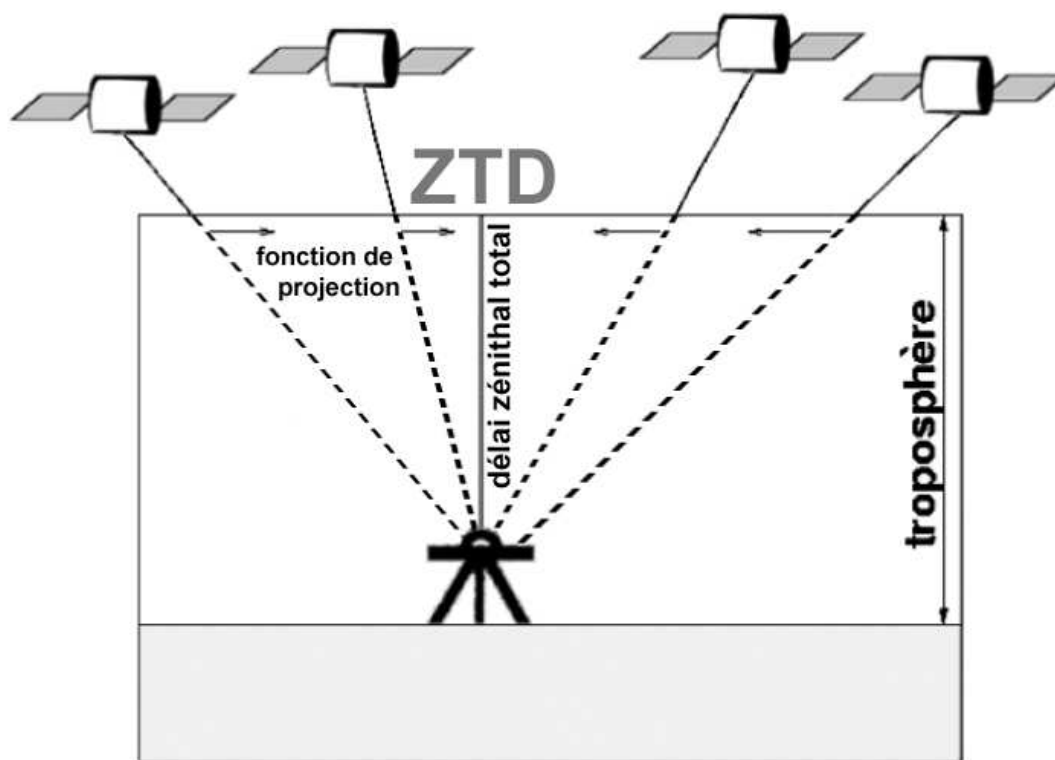


FIG. 1.1 – Délai zénithal total (ZTD) “troposphérique”, valeur moyenne des résidus de phase en direction des satellites projetés au zénith.

Les résidus de phase du calcul d'inversion ne sont pas exclusivement dues à l'effet de la troposphère. Les fonctions de projection sont justement là pour séparer la partie des résidus qui correspond à une troposphère simple. Le ZTD représente la contribution isotrope, à symétrie sphérique, du délai troposphérique.

Le nombre élevé d'observations de délais de phases des signaux des satellites enregistrés

<sup>9</sup>ZTD : “Zenith Total Delay”.

simultanément permet de contraindre un paramètre complémentaire au ZTD. Ce second paramètre troposphérique, qui a lui aussi été introduit dans l'ajustement, est appelé gradient de délai "horizontal". Le gradient représente une correction des projections des résidus de phases variable en fonction de l'angle d'azimut entre le Nord et la direction horizontale du satellite considéré (contribution anisotrope). Le modèle d'atmosphère plane inclinée, schématisée Figure 1.2) par une épaisseur et une densité linéairement variable, définit le gradient de délai lors de l'ajustement des paramètres troposphériques. Le concept de gradient horizontal est présenté section 1.3.4. La correction, apportée par les gradients à la fonction de projection des résidus de phases au zénith, est aussi variable en fonction de l'élévation et possède sa propre fonction de projection. Plutôt qu'être solutionnés en cycle de phase, les gradients sont exprimés en distances équivalentes (généralement millimétriques proche du zénith et centimétriques pour  $10^\circ$  d'élévation).

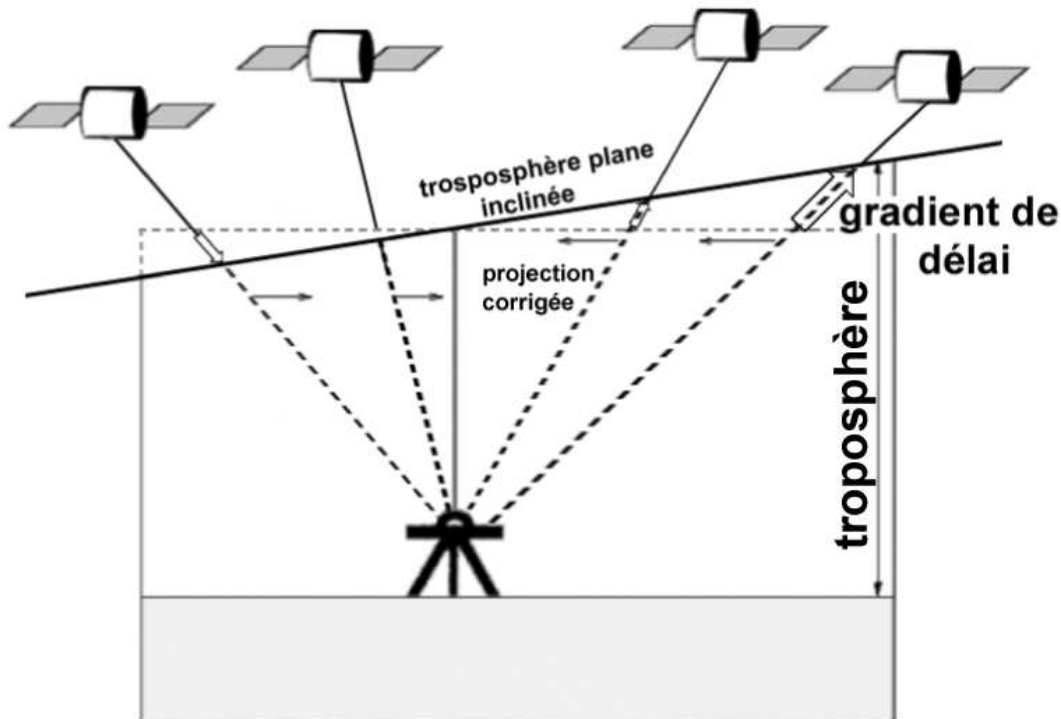


FIG. 1.2 – Correction anisotropique des projections des résidus de phases au zénith par les gradients troposphériques. Un modèle simple d'atmosphère plane est résolu afin de déterminer une direction horizontale préférentielle pour laquelle la correction des projections des résidus par le gradient de délai est maximale.

### 1.2.2 Solution de positionnement journalière avec GAMIT

Le logiciel GAMIT développé au MIT [King et Bock, 2000] constitue un ensemble de routines de traitement de données GPS.

Le logiciel fonctionne sur tout système UNIX : stations SUN, IBM, HP et LINUX.

GAMIT permet l'estimation de :

- la position relative de l'ensemble des stations GPS mesurées simultanément
- les paramètres des orbites des satellites (optionnel selon leurs précisions initiales)
- les ambiguïtés des mesures de phase
- les paramètres de rotation de la Terre
- les paramètres troposphériques

Le logiciel GAMIT utilise un algorithme d'ajustement de ces paramètres. Il compare les observations avec leurs valeurs théoriques calculées d'après un modèle. La différence entre les observations enregistrées et les valeurs théoriques simulées dans le modèle est minimisée par un ajustement des paramètres recherchés par une méthode des moindres carrés pondérée, présentée Annexe A.3.3. Un poids est fixé pour chacun des paramètres ajustables. Les valeurs des paramètres sont variées selon une stratégie plus ou moins aléatoire jusqu'à la stabilisation de la solution [Blewitt, 1998]. Le processus qui permet de fixer les différents paramètres de la solution est itératif.

La mesure de phase permet de déterminer uniquement une partie fractionnelle de la période (ou longueur d'onde) du signal. Le nombre de périodes entières qui se trouvent entre le satellite et le récepteur est inconnu et doit être déterminé lors de l'ajustement de la mesure. C'est ce qui confère le caractère ambiguë à la mesure de phase. Lorsque l'évolution de la phase fractionnelle est mesurée en continu, l'ambiguïté constante et entière peut être résolue. Dans une première étape du processus de minimisation par moindres carrés, les paramètres d'ambiguïté, propres à chacun des signaux des satellites, sont d'abord libres de prendre des valeurs réelles lors de l'ajustement. Si le niveau de bruit et d'erreur de mesure est assez faible, les ambiguïtés de phase sont proches de certaines valeurs entières. Elles peuvent alors être fixées à ces valeurs. Dans une seconde étape du processus de minimisation, les ambiguïtés entières fixées permettent de solutionner plus précisément les paramètres libres restants. La réduction du nombre de paramètres libres à estimer assure une plus grande précision à la solution ajustée. Si la résolution des ambiguïtés a été effectuée correctement, ce deuxième processus de minimisation, plus précis, contraint mieux l'ajustement des paramètres cherchés. Il s'agit de la solution finale du traitement de données GPS GAMIT.

La solution de positionnement est optimisée en utilisant l'ensemble d'observations de phase acquises lors d'une session journalière de 24 heures. Les paramètres troposphériques ont été introduits dans l'ajustement afin de mieux résoudre les positions par la diminution du bruit de mesure lié à la variabilité de la troposphère. Typiquement, pour tenir compte de cette variabilité, 9 ZTD et 1 gradient de délai sont estimés par session de 24 heures.

Des solutions pour les orbites des satellites et les paramètres d'orientation de la Terre sont disponibles 45 minutes (pour la première estimation) jusqu'à 2 semaines environ après l'enregistrement des données (pour les plus précises). Le service international GPS pour la géodynamique (IGS<sup>10</sup> met à disposition ces informations nécessaires pour un traitement en temps différé par une analyse combinée de phase et de code. Finalement, une solution du référentiel terrestre ITRF2000 [Altamimi, 2002] (un catalogue de positions précises des sites GPS de référence) peut être utilisée pour établir le système de référence de la solution. Les positions précises servent de conditions initiales à la solution de positionnement effectuée par les logiciels de traitement GPS. Selon l'exactitude de l'estimation de la position a

---

<sup>10</sup>IGS : “*International GPS Service for geodynamics*”.

priori et le paramétrage choisi par l'utilisateur, les contraintes peuvent être plus ou moins resserrées lors de l'ajustement des positions des sites GPS sélectionnés.

### 1.2.3 Solution de positionnement relatif global avec GLOBK (solution libre)

Les paramètres estimés lors des traitements des sessions individuelles sont représentés avec leurs incertitudes par des matrices de covariance. Ces solutions individuelles en forme de matrice de covariance peuvent être combinées dans une solution globale par le filtre de Kalman du logiciel GLOBK [Herring *et al.*, 1990]. Ce filtre combine les solutions individuelles journalières en ajoutant une solution après l'autre à la solution globale, et en ajustant les paramètres selon le modèle de prédiction et de correction de l'ensemble. Ainsi un jeu de coordonnées représentatif pour l'époque de mesure d'une campagne, par exemple, est établi. Cette solution globale évalue aussi les incertitudes du calcul des lignes de base et du positionnement d'après un modèle d'erreur. Les solutions de toutes les sessions individuelles étant prises en compte, les écarts types de la solution globale donnent une évaluation de la précision du positionnement absolu. Néanmoins, l'incertitude de la solution globale, plus faible que chacune des incertitudes des sessions individuelles, sous-estime souvent la vraie incertitude de la mesure de positionnement absolu.

Le positionnement final solutionné par GLOBK est qualifié de solution "libre", car les lignes de base et leurs incertitudes calculées lors des sessions individuelles journalières, qui définissent un positionnement relatif très précis, sont ajustées librement (contraintes dites faibles ou lâches) pour obtenir un positionnement relatif global

### 1.2.4 Solution de positionnement absolu avec GLORG (solution ITRF)

L'exécution de GLOBK peut activer dans un deuxième temps l'estimation globale du positionnement absolu par GLORG. Dans cette solution, un sous-ensemble de stations IGS (stations de référence), ayant un positionnement a priori précis dans le référentiel international ITRF<sup>11</sup>, est pris comme base de l'ajustement de l'ensemble des positions. Une minimisation qui translate les solutions journalières vers le référentiel ITRF est résolue. Il s'agit en fait de minimiser la différence entre leurs positions mesurées et celles prédites par ITRF dans notre cas (mais dans d'autres cas ce peut être celles prédites par un autre système de référence). La solution de positionnement absolu "ITRF" de l'ensemble des sites est donc ajustée en référence aux positions absolues des sites ITRF sélectionnés lors du traitement. GLORG fait une transformation à 6 paramètres (3 paramètres de translation et 3 paramètres de rotations) de la solution "libre" pour réaliser le mieux possible ITRF sans déformer le réseau.

---

<sup>11</sup>ITRF : International Reference Terrestrial Frame.



## 1.3 Observables troposphériques

### 1.3.1 Calculs de solutions des paramètres troposphériques avec des coordonnées de sites connues

Afin d'obtenir des observations précises et d'une haute résolution temporelle de délais zénithaux (ZTD) et de gradients ( $G_{NS}$  pour la composante Nord-Sud et  $G_{EW}$  pour la composante Est-Ouest), l'ensemble des processus GAMIT d'inversion doit être exécuté une seconde fois. En effet lors de la première session, l'évaluation de seulement quelques paramètres troposphériques par jour permettent un ajustement centré sur le positionnement. Si plus de paramètres troposphériques sont estimés, la précision de l'inversion pour estimer le positionnement est amoindrie. Lors d'une seconde session où l'ajustement de la position n'est pas considéré, la solution de positionnement qui a été résolue lors de la première inversion est prise comme condition initiale du calcul d'inversion GAMIT (positionnement a priori contenu dans le fichier *lfile.*). Les deux solutions globales de positionnement (référentiels "libre" et "ITRF") peuvent être utilisées. Des sessions individuelles, pour les deux choix de référentiels, peuvent être calculées sur une durée de 12 heures, avec les estimations précises d'un ZTD tous les  $\frac{1}{4}$  d'heures (49 au total par session) et un gradient de délai toutes les  $\frac{1}{2}$  heures (25 au total par session).

### 1.3.2 Stratégie d'estimation par *Sliding Windows*

La résolution des paramètres troposphériques n'est considérée précisément valable que pour la période centrale de la minimisation par moindres carrés (conséquence des effets de bord indésirables dus à la divergence de l'ajustement).

Pour des sessions de 12 heures considérées, seules les 4 heures centrales sont conservées, car le calcul d'inversion GAMIT est moins satisfaisant pour les 4 premières et 4 dernières heures. Pour obtenir un jour complet de traitement, il est donc nécessaire d'appliquer une stratégie de *fenêtre glissante* ("*Sliding Windows*"). Six sessions de 12 heures, décalées de 4 heures chacune, sont donc nécessaires pour obtenir un jour d'observations des paramètres troposphériques à haute résolution temporelle.

### 1.3.3 Estimation du Délai Zénithal Total troposphérique (ZTD)

L'analyse des mesures de phases cherche à estimer la correction troposphérique ( $\Delta\tau_{trop}$ ) qui représente la différence entre le temps de propagation  $\tau_j^i$  d'un signal GPS entre un satellite GPS  $i$  et un récepteur GPS  $j$  dans l'atmosphère et celui équivalent dans le vide :

$$\Delta\tau_{trop} \simeq \tau_j^i - \frac{l_j^i}{c} = l_j^i \left( \frac{1}{v} - \frac{1}{c} \right) \quad (1.1)$$

où  $v$  est la vitesse de propagation à travers l'atmosphère et  $c$  la célérité.

Le paramètre troposphérique résolu lors de l'inversion GAMIT, nommé délai zénithal total (ZTD), s'exprime en unité de distance. Le ZTD est la distance équivalente au délai temporel de la propagation troposphérique ( $\Delta\tau_{trop}$ ). Pour un même temps de parcours, une onde se propage plus vite dans le vide (d'indice de réfraction égal à 1) qu'à travers l'atmosphère (d'indice de réfraction égal à  $n$ ). C'est précisément cet excès de distance sur la verticale

( $z$ ), pour un même temps de parcours, à laquelle correspond le ZTD :

$$\text{ZTD} = \int_z (n - 1) dz = c \cdot \Delta\tau_{trop} \quad (1.2)$$

Pour des trajets d'ondes en direction de satellites de basses élévations (jusqu'à  $15^\circ$ ), le chemin réel ("électrique")  $l_j^i$  de la propagation peut être réduit au chemin géométrique [Resch, 1984; Bevis et al., 1992]. En dessous de  $15^\circ$  cette approximation n'est plus valable. Des fonctions de projection ont donc été introduites dans l'analyse GPS afin de transcrire au mieux la diminution de la vitesse de propagation induite par la troposphère et les erreurs causées par l'approximation rectiligne du trajet d'onde.

### Evaluation du ZTD par fonction de projection

Depuis les trente dernières années, les géodésiens et les radiométéorologues ont développé une variété de profils atmosphériques modèles et de fonctions de projection permettant l'évaluation du rapport des délais troposphériques sous différents angles d'élévation ( $\epsilon$ ).

La fonction de projection ("mapping function") la plus simple ( $\frac{1}{\sin(\epsilon)}$ ) considère l'approximation par des couches troposphériques planes de même densité au-dessus de la surface terrestre. Cette approximation est raisonnable pour des faibles distances zénithales (angle par rapport au zénith, complémentaire de l'élévation).

Un des défis des fonctions de projection est de décrire correctement le délai troposphérique sous de basses élévations, où ces délais peuvent atteindre plusieurs mètres. Il est impératif que pour une élévation qui tend vers  $0^\circ$ , les délais restent finis. Pour les élévations basses, il faut donc employer des corrections de la fonction  $\frac{1}{\sin(\epsilon)}$ . Il faut par ailleurs que la fonction de projection soit égale à l'unité lorsque l'élévation est  $90^\circ$ .

Marini [1972] a montré que la dépendance de l'angle d'élévation avec le délai troposphérique pouvait s'exprimer par une formulation de fractions de sinus à élévation continue :

$$m(\epsilon) = \frac{1}{\sin \epsilon + \frac{a}{\sin \epsilon + \frac{b}{\sin \epsilon + \frac{c}{\sin \epsilon + \dots}}}} \quad (1.3)$$

où les coefficients  $a, b, c, \dots$  sont des constantes ou des fonctions linéaires. La plupart des fonctions de projection qui ont été développées sont basées sur une troncature de cette formulation continue de fractions de sinus. Il faut noter que, inexactement,  $m(\epsilon = 90^\circ) \neq 1$ . Certaines fonctions de projection utilisent, pour pallier à cela, une forme normalisée de l'équation (1.3). De nombreuses fonctions de projection ont été développées par le passé [Hopfield, 1969; Yionoulis, 1970; Chao, 1972; Marini et Murrey, 1973; Moffett, 1973; Saastamoinen, 1973; Goad et Goodman, 1974; Black, 1978; Black et Eisner, 1984; Lanyi, 1984; Davis et al., 1985; Ifadis, 1986; Santerre, 1987; Baby et al., 1988; Rahnemoon, 1988; Herring, 1992 et Niell, 1996].

En grande majorité, les fonctions de projection permettent d'atteindre une incertitude sous le centimètre pour les projections au zénith à partir d'élévations supérieures à  $15^\circ$ . Les précisions des *mapping functions* de Ifadis, Herring et Niell sont néanmoins plus satisfaisantes que les autres pour les élévations proches de  $90^\circ$ , et leurs performances pour de faibles élévations (sous  $10^\circ$ ) sont également remarquables. La fonction la plus répandue aujourd'hui est celle de Niell [1996]. Les données de radiosondages (années 1987, 1988 et 1992) collectées pour 26 sites mondiaux représentatifs des zones tempérées terrestres ont

été combinées pour permettre l'estimation des coefficients qui définissent la fonction de projection de *Niell*. Ce qui caractérise cette *mapping function* c'est une paramétrisation par un faible nombre de variables (jour de l'année ou "Day Of Year" : DOY, la latitude et l'altitude des sites). D'autres fonctions de projection nécessitent des mesures météorologiques de pression et de température de surface (pour *Davis et al.* [1985] et *Ifadis* [1986]) ou l'information sur la hauteur de la tropopause ou des différentes hauteurs des isothermes (pour *Davis et al.* [1985] et *Lanyi* [1984]). La fonction de projection de *Herring* [1992] ne nécessite que la température de surface, la latitude et l'altitude du site. L'amélioration de cette dernière fonction de projection par celle de *Niell* [1996] est son caractère normalisé permettant de meilleures projections pour des angles d'élévation proches de 90° (zénith). Les travaux récents de *Niell* sur les fonctions de projection permettent une mise à jour des coefficients de la fonction de projection grâce à la simulation sous différentes élévations des trajets d'ondes GPS dans des modèles de prévision atmosphérique globaux. Ces ajustements des coefficients peuvent être téléchargés sur Internet jour par jour [*Niell*, 2001]. En Annexe B est présenté le détail de la fonction de projection de *Niell* [1996]. Elle se décline en une version hydrostatique et une autre humide. Pour l'ajustement des ZTD, le délai hydrostatique (ZHD) est évalué par une fonction de la pression au sol (qui peut être approchée par l'altitude de la station). L'ajustement de délai total se réduit donc à l'ajustement de sa contribution humide. Ainsi seule la fonction de projection humide est utilisée. En réalité, les observations GPS ne permettent pas de distinguer les deux composantes des délais, hydrostatique et humide. L'utilisation de la fonction de projection humide ou hydrostatique diffère peu. En effet, seuls quelques millimètres d'imprécision sont constatés selon la version humide ou hydrostatique de la fonction de projection pour un délai oblique (d'environ 10 m) projeté à 10° d'élévation depuis le zénith.

### Valeurs a priori des ZTD en conditions initiales de l'ajustement

Tout comme les positions des différents sites, les ZTD sont des paramètres mal connus, évalués par l'ajustement par moindres carrés. La solution d'inversion des ZTD nécessite néanmoins une valeur a priori ( $ZTD^{a\ priori}$ ) pour chaque site GPS sélectionné.  $ZTD^{a\ priori}$  peut se formuler par l'expression de *Saastamoinen* [1972] qui est la somme d'un délai hydrostatique  $ZHD^{a\ priori}$  et d'un délai humide  $ZWD^{a\ priori}$ . Le délai dit "hydrostatique" ( $ZHD^{12}$ ) correspond à toute la densité de l'atmosphère, et le délai dit "humide" ( $ZWD^{13}$ ) dépend du contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère. Le moment dipolaire non nul qui caractérise la molécule de vapeur d'eau lui confère une contribution supplémentaire, en plus de la contribution de sa simple densité dans l'air (incluse dans le ZHD). C'est cette contribution spécifique qui est caractérisée par le ZWD.

$$ZTD^{a\ priori} = \underbrace{\frac{0.002277 P_S}{f(\lambda, H)}}_{ZHD^{a\ priori}} + \underbrace{\frac{0.002277 \left( \frac{1255}{T_S} + 0.05 \right) e}{f(\lambda, H)}}_{ZWD^{a\ priori}} \quad (1.4)$$

où la fonction  $f(\lambda, H) = 1 - 0.0026 \cos(2\lambda) - 0.000279H$  est une fonction de  $H$ , la hauteur en kilomètres de la station GPS au-dessus du niveau de la mer, et de  $\lambda$ , sa latitude;  $P_S$

<sup>12</sup>ZHD : "Zenith Hydrostatic Delay".

<sup>13</sup>ZWD : "Zenith Wet Delay".

est la pression au sol,  $e$  est la pression partielle en vapeur d'eau qui peut être approchée par une fonction de la température au sol  $T_S$  et de l'humidité relative  $h_r$ .

$$e = 6.11 h_r 10^{\left(\frac{7.5(T_S-273.15)}{T_S-35.85}\right)} \quad (1.5)$$

Si aucune mesure météorologique au sol n'a été fournie au traitement, des valeurs standards sont considérées pour la température au sol ( $T_S=293$  K), la pression au sol ( $P_S = 101325 \left(\frac{T_S-4.5H}{T_S}\right)^{\frac{34.1}{4.5}}$  Pa) et l'humidité relative ( $h_r=50$  %). Ainsi une valeur a priori est obtenue pour le ZTD entre environ 1.8 m et 2.5 m pour respectivement des stations de hautes altitudes et des stations au niveau de la mer.

Ensuite, cette valeur a priori est ajustée lors de l'inversion par moindres carrés contrainte par des segments de données GPS sur des intervalles typiques de 15 minutes. Un exemple de série temporelle de ZTD du jour Julien 267 au jour Julien 323 de l'année 2002 pour la station GPS BANN est présentée sur la Figure 1.3. Une stratégie de *sliding windows* par 6 sessions de 12 heures par jour a été utilisée pour calculer un ZTD tous les  $\frac{1}{4}$  d'heure.

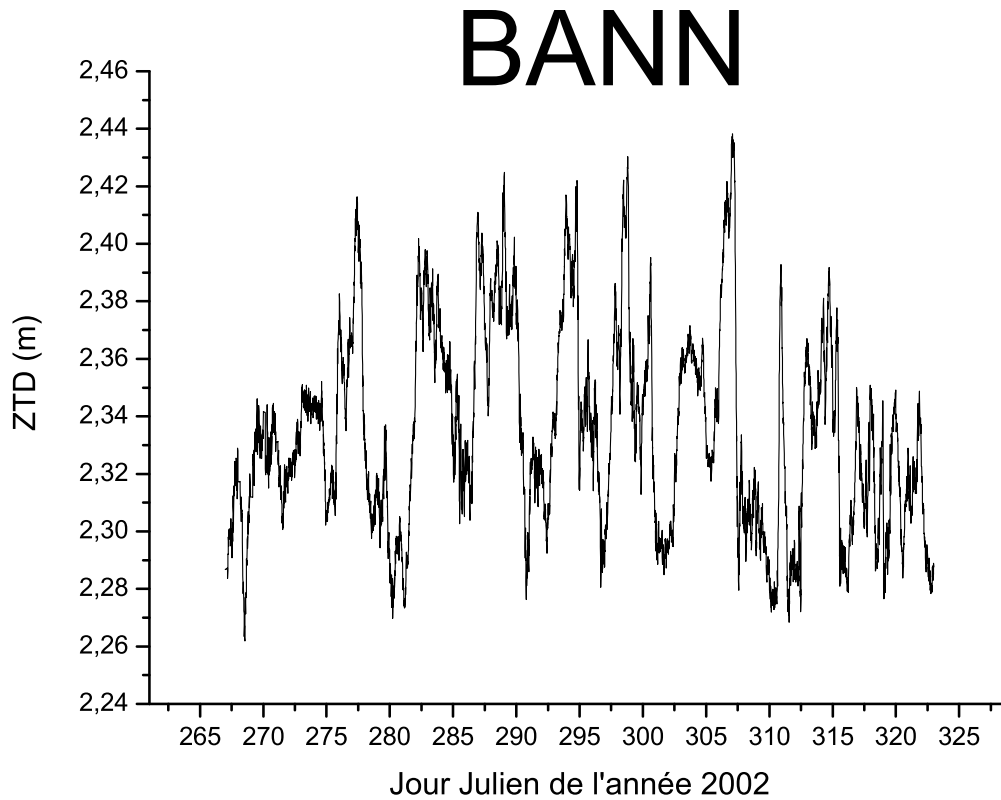


FIG. 1.3 – Série temporelle de ZTD pour la station du Fort de Bannes (BANN).

### 1.3.4 Estimation des gradients horizontaux de délais troposphériques

#### Concept du gradient de délai horizontal $\vec{\xi}$

La correction troposphérique peut être restituée plus précisément, en tenant compte (au 1<sup>er</sup> ordre) du caractère anisotrope de l'atmosphère (modèle de la Figure 1.4).

L'anisotropie traduit le fait que la vitesse des ondes diffère selon la direction de propagation à travers l'atmosphère. Selon l'expression de *Davis et al.* [1993], le premier ordre du développement de Taylor de la réfractivité atmosphérique  $N$ , fonction de l'indice de réfraction  $n$  de l'atmosphère ( $N=10^6(n-1)$ ) est considéré. Pour un point situé à une certaine distance dans une direction oblique ( $S$ ), la réfractivité atmosphérique est fonction de l'altitude  $z$  et du vecteur de position horizontal  $\vec{\rho}$  de la Figure 1.4. En considérant le trajet d'onde rectiligne et en ignorant la dépendance en temps de la réfractivité atmosphérique [*Gradinarsky*, 2002], le développement standard de Taylor s'écrit lorsque  $\vec{\rho}$  tend vers  $\vec{0}$  :

$$N(\vec{\rho}, z) = N_0 + \left. \frac{\partial N(\vec{\rho}, z)}{\partial \vec{\rho}} \right|_{\vec{\rho} \rightarrow \vec{0}} \cdot \vec{\rho} = N_0 + \vec{\xi}(z) \cdot \vec{\rho} \quad (1.6)$$

où  $N_0$  est la contribution à symétrie cylindrique de la réfractivité atmosphérique et  $\vec{\xi}$  est le gradient horizontal de réfractivité. Dans ce modèle, un délai oblique ( $L_{\text{atm}}$ ) dans la direction d'un satellite d'élévation  $\epsilon$  et d'azimut  $\alpha$  est fonction du trajet d'onde ( $S$ ) :

$$L_{\text{atm}}(\epsilon, \alpha) = 10^{-6} \int_S N(\vec{\rho}) ds \quad (1.7)$$

En substituant l'expression équation (1.6) de la réfractivité, la formulation du délai oblique  $L_{\text{atm}}$  de l'équation (1.7) devient :

$$L_{\text{atm}}(\epsilon, \alpha) = \underbrace{10^{-6} \int_S N_0(z) ds}_{L_{\text{sym}}} + \underbrace{10^{-6} \int_S \vec{\xi}(z) \cdot \vec{\rho} ds}_{L_{\text{az}}} \quad (1.8)$$

où  $L_{\text{sym}}$  est la contribution symétrique et  $L_{\text{az}}$  la contribution variable selon l'azimut.

Le vecteur  $\vec{\rho}$  peut s'exprimer dans la base orthonormale ( $u_{NS}, u_{EW}$ ) de direction Nord-Sud et Est-Ouest :

$$\vec{\rho} = z \cot(\epsilon) \left( \cos(\alpha) u_{NS} + \sin(\alpha) u_{EW} \right) \quad (1.9)$$

Par ailleurs, en considérant la propagation des ondes selon des lignes droites, le différentiel de longueur le long du trajet d'onde ( $ds$ ) et le différentiel de longueur le long de la verticale ( $dz$ ) peuvent être liés par une fonction de projection simple  $m_0(\epsilon) \simeq \frac{1}{\sin \epsilon}$  :

$$ds = m_0(\epsilon) dz \quad (1.10)$$

D'autre part le gradient de réfractivité peut aussi se décomposer selon la base ( $u_{NS}, u_{EW}$ ) :

$$\vec{\xi}(z) = \xi_{NS}(z) u_{NS} + \xi_{EW}(z) u_{EW} \quad (1.11)$$

$\xi_{NS}(z)$  et  $\xi_{EW}(z)$  sont les composantes Nord-Sud et Est-Ouest de cette décomposition du gradient de réfractivité  $\vec{\xi}(z)$ .

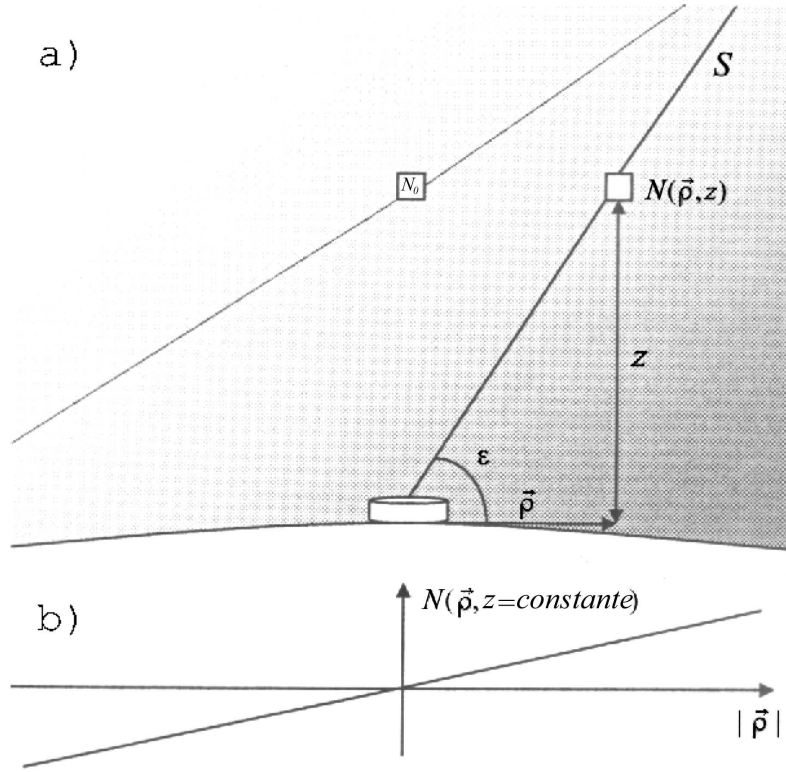


FIG. 1.4 – a) Exemple de la distribution de la réfractivité  $N$  au-dessus d'un site où un modèle de plan caractérisé par un gradient est appliqué. La ligne oblique supérieure dénote une iso-ligne de réfractivité constante  $N_0$ . b) Variation de la réfractivité à une altitude  $z$  constante en fonction de la position  $\vec{\rho}$ .

Les expressions de  $ds$  équation (1.10) et de  $\xi(z)$  équation (1.11) substituées dans la formulation de  $L_{\text{atm}}$  équation (1.8) permettent de donner les deux composantes Nord-Sud ( $\Xi_{NS}$ ) et Est-Ouest ( $\Xi_{EW}$ ) du gradient de délai horizontal :

$$\begin{aligned} L_{\text{atm}}(\epsilon, \alpha) &= L_{\text{sym}} + 10^{-6} m_0(\epsilon) \cot(\epsilon) \left[ \cos(\alpha) \int_0^{+\infty} z \xi_{NS} dz + \sin(\alpha) \int_0^{+\infty} z \xi_{EW} dz \right] \\ &= L_{\text{sym}} + 10^{-6} m_0(\epsilon) \cot(\epsilon) [\Xi_{NS} \cos(\alpha) + \Xi_{EW} \sin(\alpha)] \end{aligned} \quad (1.12)$$

Ainsi la décomposition du gradient de délai  $\vec{\Xi}$  selon la base  $(\vec{u}_{NS}, \vec{u}_{EW})$  s'écrit :

$$\vec{\Xi} = \Xi_{NS} \vec{u}_{NS} + \Xi_{EW} \vec{u}_{EW} \quad (1.13)$$

où les composantes  $\Xi_{NS}$  et  $\Xi_{EW}$  se forment :

$$\begin{cases} \Xi_{NS} = \int_0^{+\infty} z \xi_{NS}(z) dz \\ \Xi_{EW} = \int_0^{+\infty} z \xi_{EW}(z) dz \end{cases} \quad (1.14)$$

Les composantes du gradient horizontal de délai présentées équations (1.14) s'expriment en unité de distance comme les délais. Le gradient de délai  $\vec{\Xi}$  est défini comme une correction

de la fonction de projection. Une interprétation des gradients horizontaux peut être que, un gradient de 1 mm (tendance proche du zénith) provoquera une correction plus importante égale à 2 mm pour une direction de 45° d'élévation. Cette correction de la fonction de projection sera environ de 4 mm pour une projection au zénith d'une observation de délai à 25° d'élévation.

### Gradient de délais horizontal $\vec{G}$ de GAMIT

Le modèle de gradients de délais horizontaux présenté dans la section précédente est utilisé par GAMIT dans la résolution par moindres carrés des gradients. Pour chacun des sites GPS considérés, un unique gradient est résolu pour l'ensemble des signaux enregistrés en provenance des satellites à chaque date de mesure. Les résidus de phases de l'ensemble des satellites sont utilisés pour contraindre un gradient moyen qui corrige la fonction de projection lors de l'ajustement des ZTD dans le processus de minimisation.

Une autre fonction de projection  $m_{az}$  (propre aux gradients) de *Chen et Herring [1997]*, modélise la dépendance en fonction de l'élévation de la correction impliquée par les gradients :

$$m_{az}(\epsilon) = \frac{1}{\sin(\epsilon) \cdot \tan(\epsilon) + C} \quad (1.15)$$

La constante C limite les évaluations des gradients pour des élévations proches de 0°. La valeur de la constante C=0.003 est représentative pour la composante hydrostatique des gradients et dépend d'une climatologie. Elle peut prendre la valeur 0.0007 pour la composante humide. Dans l'analyse GPS, le délai hydrostatique et le délai humide ne sont pas différenciés. Seule la fonction de projection hydrostatique des gradients est utilisée pour l'estimation de ce paramètre, mais on obtient toutefois une précision sub-millimétrique pour des estimations de la correction de délai à des élévations supérieures de 10°.

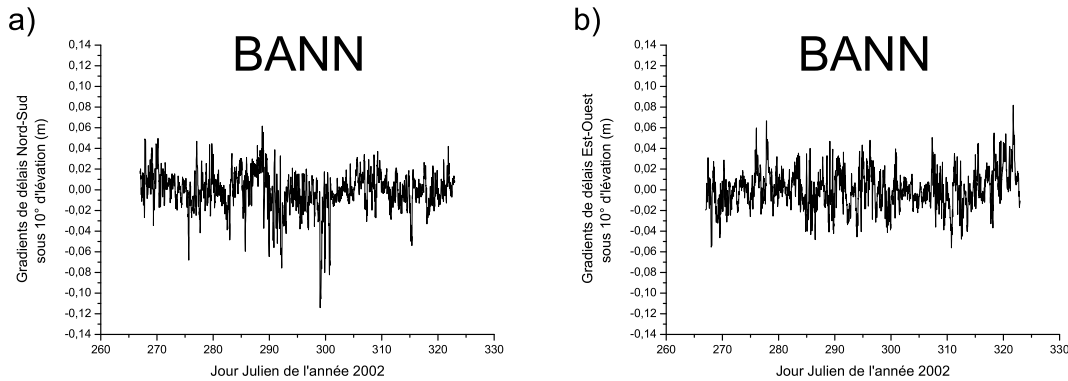


FIG. 1.5 – Séries temporelles de gradients a)  $G_{NS}$ , b)  $G_{EW}$  pour la station BANN.

$G_{NS}$  et  $G_{EW}$  représentent respectivement la composante Nord-Sud et la composante Est-Ouest d'un vecteur  $\vec{G}$ , gradient de délai. La convention sous GAMIT est de représenter les gradients par rapport à une élévation de 10°. Ils sont équivalents aux gradients  $\vec{\Xi}$  présentés précédemment, mais les valeurs sont projetées à 10° d'élévation avec la fonction de projection décrite équation (1.15). Si les valeurs sont millimétriques pour les gradients

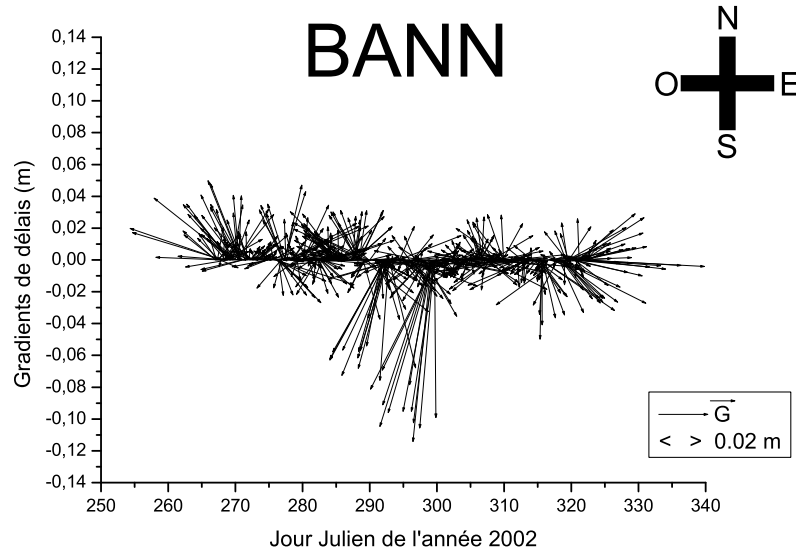


FIG. 1.6 – Série temporelle de gradients  $\vec{G}$  pour la station BANN.

de délais au zénith  $\Xi_{NS}$  et  $\Xi_{EW}$ , les gradients de délais  $G_{NS}$  et  $G_{EW}$  atteignent plusieurs centimètres.

La décomposition de  $\vec{G}$  sur la base orthonormale de direction Nord-Sud et Est-Ouest ( $\vec{u}_{NS}, \vec{u}_{EW}$ ) est la suivante :

$$\vec{G} = G_{NS} \vec{u}_{NS} + G_{EW} \vec{u}_{EW} \quad (1.16)$$

Intuitivement le gradient de délai à  $10^\circ$  d'élévation représente la différence entre un délai oblique dans une direction avec celui dans la direction opposée.

Pour ajuster les paramètres  $G_{NS}$  et  $G_{EW}$ , qui modélisent la contribution azimuthale de la correction troposphérique, les valeurs a priori sont fixées à 0 m, correspondant à l'état atmosphérique moyen. Les gradients étant des termes d'un ordre supérieur à celui des ZTD (d'ordre 0), nous avons choisi de les estimer de façon moins rapprochées dans le temps que les ZTD (toutes les 30 min par rapport à 15 min pour les ZTD) pour avoir des contraintes comparables sur l'ensemble des paramètres troposphériques. Un exemple de séries temporelles de gradients Nord-Sud et Est-Ouest du jour Julien 267 au jour Julien 323 de l'année 2002 pour la station GPS BANN est présentée sur la Figure 1.5. Une stratégie de *sliding windows* par 6 sessions de 12 heures par jour a été utilisée pour calculer un gradient toutes les  $\frac{1}{2}$  d'heure.

L'exemple des deux composantes  $G_{NS}$  et  $G_{EW}$  de la Figure 1.5 peut être exposé par un seul graphique. En effet si l'axe des abscisses, en plus d'indiquer le temps, est considéré comme la direction Ouest-Est (des valeurs négatives à positives) et si l'axe des ordonnées est pris comme la direction Sud-Nord (des valeurs négatives à positives), pour chaque date  $x^i$  de mesure de gradients ( $G_{NS}^i, G_{EW}^i$ ) un vecteur  $\vec{G}^i$  peut être placé. La Figure 1.6 présente une telle série temporelle de vecteurs gradients. L'unité de la norme des gradients  $\vec{G}^i$  est la même que celle de l'axe des ordonnées.



## Paramètres GAMIT réglables avant l'ajustement des paramètres troposphériques

Les différents paramètres réglables lors de l'ajustement GAMIT des ZTD et des gradients se trouvent dans le fichier *sestbl.* dont un exemple est présenté en annexe C.

Voici la description de ces différents paramètres :

- l'angle de “*cutoff*”  $\gamma$  : il s'agit de l'angle d'élévation minimale sous lequel les observations en direction des satellites vont être considérées. Cet angle doit aussi être configuré dans le fichier GAMIT *sittbl.*. Sa valeur conseillée pour évaluer des paramètres troposphériques significatifs est  $7^\circ$ . Bien que le domaine de validité de la fonction de projection de *Niell* soit annoncé pour des élévations supérieures à  $3^\circ$ , il paraît plus raisonnable de ne pas considérer les signaux émis par des satellites d'élévations inférieures à  $7^\circ$ . L'imprécision de la fonction de projection pour les très basses élévations est ainsi écartée, et de plus la source d'erreur des multi-trajets est atténuée. Les mesures de bas angles, proches de  $10^\circ$ , sont nécessaires pour décorrélérer l'estimation de la position verticale du délai zénithal.
- la contrainte sur les délais zénithaux ou ZENITH CONSTRAINTS : sa valeur conseillée lors du traitement est 0.5 m. Cette valeur caractérise l'ajustement maximal autorisé pour le ZTD d'un site, par rapport à la valeur a priori ZTD<sup>a priori</sup> lors de la première époque de l'ajustement. En règle générale, les variations du délai humide n'excèdent pas plus de 0.4 m d'une situation sèche ( $h_r \approx 0\%$ ) à une situation humide ( $h_r \approx 100\%$ ). Les variations de densité de l'atmosphère n'induisent généralement pas plus de quelques centimètres de variations sur le délai hydrostatique en plusieurs heures.
- la contrainte sur les gradients ou “*Gradient Constraints*” : sa valeur conseillée lors du traitement est 0.03 m pour permettre un ajustement des valeurs a priori  $G_{NS}^{a priori}$  et  $G_{EW}^{a priori}$  lors de la première époque d'évaluation.
- la variation des délais zénithaux ou ZENITH VARIATION : ce paramètre s'exprime en  $m/\sqrt{h}$ . Il désigne la variation maximale autorisée entre les ZTD résolus successivement dans le temps. Sa valeur conseillée lors du traitement est  $0.02 m/\sqrt{h}$ .
- la variation des gradients ou “*Gradient Variation*” : défini comme pour les ZTD, sa valeur conseillée lors du traitement est  $0.02 m/\sqrt{h}$ .

## 1.4 Reconstruction des délais obliques (STD) et observations résiduelles

Le traitement GPS procédé par le logiciel GAMIT permet, par l'identification et l'analyse des temps de parcours des ondes entre les satellites et les récepteurs, de résoudre les positions des stations, ainsi que d'établir des paramètres troposphériques à l'aplomb des sites. Ces paramètres troposphériques sont les ZTD et les gradients. La mesure du délai troposphérique oblique entre satellite et récepteur n'est pas directement disponible. En effet, pour distinguer le délai troposphérique dans le délai de phase mesuré, il faut appliquer

des fonctions de projections représentant des modèles d’atmosphère simples. Ainsi, le délai oblique (STD<sup>14</sup>) en direction des satellites (d’élévation  $\epsilon$  et d’azimut  $\alpha$ ) ne peut s’obtenir qu’à partir d’une reconstruction. Le ZTD, le gradient et éventuellement les observations résiduelles résultant de la solution ajustée, permettent de reconstruire les STD pour chacun des sites analysés [Chen et Herring, 1997] :

$$\text{STD}(\alpha, \epsilon) = L_{\text{sym}}(\epsilon) + L_{\text{az}}(\alpha, \epsilon) + L_{\text{res}}(\alpha, \epsilon) \quad (1.17)$$

où  $L_{\text{sym}}(\epsilon)$  est la contribution à symétrie sphérique (projection du délai zénithal, fonction de l’élévation, dans la direction du satellite),  $L_{\text{az}}(\alpha, \epsilon)$  est la contribution anisotrope au délai, sphériquement asymétrique (projection du gradient de délai, fonction de l’élévation et de l’azimut, dans la direction du satellite).  $L_{\text{res}}(\alpha, \epsilon)$  est le délai résiduel (différence entre le délai observé et le délai modélisé tenant compte des paramètres troposphériques ajustés).

$L_{\text{sym}}$  se formule par [Niell, 1996 ; Chen et Herring, 1997] :

$$L_{\text{sym}}(\epsilon) = m_h(\epsilon) \cdot \text{ZTD} \quad (1.18)$$

où  $m_h$  doit être la même fonction de projection que celle utilisée lors de l’estimation des ZTD (en l’occurrence celle de Niell [1996] dont le détail figure en Annexe B).

$L_{\text{az}}(\alpha, \epsilon)$  est la contribution variable avec l’élévation et l’azimut (projection du gradient  $\vec{G}$  dans la direction du satellite), qui est présentée par Chen et Herring [1997] comme :

$$L_{\text{az}}(\alpha, \epsilon) = \frac{m_{\text{az}}(\epsilon)}{m_{\text{az}}(10^\circ)} \cdot (\text{G}_{\text{NS}} \cos(\alpha) + \text{G}_{\text{EW}} \sin(\alpha)) \quad (1.19)$$

où  $m_{\text{az}}(\epsilon)$  et  $m_{\text{az}}(10^\circ)$  sont les valeurs de la fonction de projection des gradients présentée équation (1.15).

Les observations résiduelles de délais de phases ou “*One-Way Postfit Residuals*” ( $L_{\text{res}}$ ) sont la troisième observation “météorologique” disponible lors du traitement GPS. Les observations résiduelles, disponibles toutes les 30 secondes en direction de chaque satellite, contiennent tout signal non modélisé et non absorbé par l’ajustement des paramètres troposphériques, par exemple les ordres supérieurs de délais troposphériques ou les multi-trajets. Champollion et al. [2004] ont mis en évidence que l’amplitude des observations résiduelles pouvait, dans certains cas, être interprétée en termes météorologiques comme une résolution très fine échelle de l’hétérogénéité locale du champ de vapeur d’eau. D’autre part Pany et al. [2001] ont montré une diminution de moitié des observations résiduelles lorsque l’atmosphère est peu chargée en vapeur d’eau (en période d’été sèche) en comparaison avec une atmosphère chargée (en période d’automne humide). Les observations résiduelles peuvent donc être ajoutés aux calculs des STD, si l’hypothèse qu’ils contiennent en majeure partie un signal troposphérique est admise. Pour le moment, il est difficile de faire entièrement confiance à cette hypothèse.

Il est malgré tout possible de sélectionner des sites GPS très faiblement concernés par les multi-trajets ou de traiter les multi-trajets par des méthodes de “*stacking*”. Suivant les travaux de Elósegui et al. [1995], Iwabushi et al. [2004] présentent l’utilisation de “*MultiPath Stacking*” (fonctions MPS) qui corrigent sous forme de cartes fonctionnelles les multi-trajets, améliorant ainsi les observations GPS de basses élévations [Shoji et al., 2004]. Les

---

<sup>14</sup>STD : “*Slant Total Delay*”.

fonctions MPS cumulent, corrèlent et identifient les observations résiduelles induites par les multi-trajets pour chacun des sites GPS et pour chacune des antennes, afin de libérer d'une partie des phénomènes non-troposphériques, et d'améliorer ainsi la reconstruction des STD.

Par ailleurs, des modèles de correction d'antenne sont nécessaires pour améliorer les observations GPS [Shoji *et al.*, 2004]. En effet, la reconstruction des STD peut être plus précise en utilisant un modèle PCV<sup>15</sup> (variations du centre de phase selon le type d'antenne) des paramètres troposphériques.

D'autre part, les trois logiciels de traitement de données GPS (GAMIT, BERNESE et GIPSY) ont été testé [Iwabuchi *et al.*, 2004]. La même observable  $L_C$  (combinaison sur les phases  $L_1$  et  $L_2$ ) a été étudiée sur un réseau d'acquisition de données très dense (75 stations GPS sur une zone de près de  $20\text{km} \times 20\text{km}$ ). Ils ont ainsi pu comparer l'analyse des observations GPS pour un grand nombre de stations très proches. Leurs conclusions montrent que les trois logiciels sont équivalents dans leurs reconstructions des STD pour l'ensemble des stations et que leurs imprécisions sont essentiellement dues aux réflexions des signaux des satellites sur la végétation ou les masques alentours (phénomène de multi-trajets). Pour ce problème majeur dans l'estimation des délais troposphériques, le logiciel GIPSY s'avère être deux fois plus sensible que GAMIT et BERNESE. L'équivalence des restitutions de STD par positionnement absolu ou relatif avait été présentée par Braun *et al.* [2001] (les deux solutions ont été calculées avec la version 4.2 BERNESE). Ils précisent que les *rms* des STD reconstruits sont deux fois plus forts avec la solution de positionnement absolu à cause du nombre de paramètres libres plus important.

L'essentiel de la reconstruction des STD est fournie par la projection du ZTD dans la direction des satellites. La projection des gradients apporte une contribution maximum de 2 % au STD, alors que la contribution des résidus n'excède pas 0.5 %. La reconstruction des STD par la projection des ZTD et des gradients est une très bonne première estimation. Les STD ainsi obtenus sont probablement le produit troposphérique GPS qui contient le plus d'information. Aujourd'hui les ZTD sont validés et les gradients apparaissent comme une information utile et justifiée. Les estimations de STD peuvent ainsi être considérées comme significatives. Les délais obliques sont utilisés pour l'estimation d'un champ de réfractivité ou de vapeur d'eau 3D par tomographie troposphérique, et ils peuvent être assimilés dans des modèles de prévisions météorologiques.

La Figure 1.7 présente les différentes observations GPS qui participent à la reconstitution des STD lors des mesures établies à la station CHRN le 8 septembre 2002 entre 13h00 UTC et 22h00 UTC. Afin de visualiser l'évolution au cours du temps des différentes contributions l'ensemble des observations a été ramené à  $10^\circ$  d'élévation. Figure 1.7a, la contribution isotrope, définie équation (1.18), a été projetée à  $10^\circ$  :  $L_{\text{sym}}^{10^\circ} = \frac{m_h(10^\circ)}{m_h(\epsilon)} L_{\text{sym}} = m_h(10^\circ) \times \text{ZTD}$ . Figure 1.7b, les gradients de délais ( $\vec{G}$ ) sont déjà exprimés pour une élévation de  $10^\circ$ . Les normes des gradients  $\vec{G}$  définissent la direction de contribution anisotrope maximale à  $10^\circ$  d'élévation. Figure 1.7c montre les STD reconstruits (à partir des ZTD, gradients et des résidus) en direction du satellite PRN09 le 8 septembre 2002 à la station de CHRN. Les STD estimés ont tous été projetés à  $10^\circ$  d'élévation. Cette présentation de STD, sous la forme d'un histogramme circulaire, mets en évidence les zones de fortes densités en vapeur d'eau pointées en direction du satellite. Figure 1.7d présente les observations résiduelles en direction du satellite PRN09 dans l'après-midi du 8 septembre 2002. Entre 17h00 UTC

---

<sup>15</sup>PCV : "Phase Center Variation"

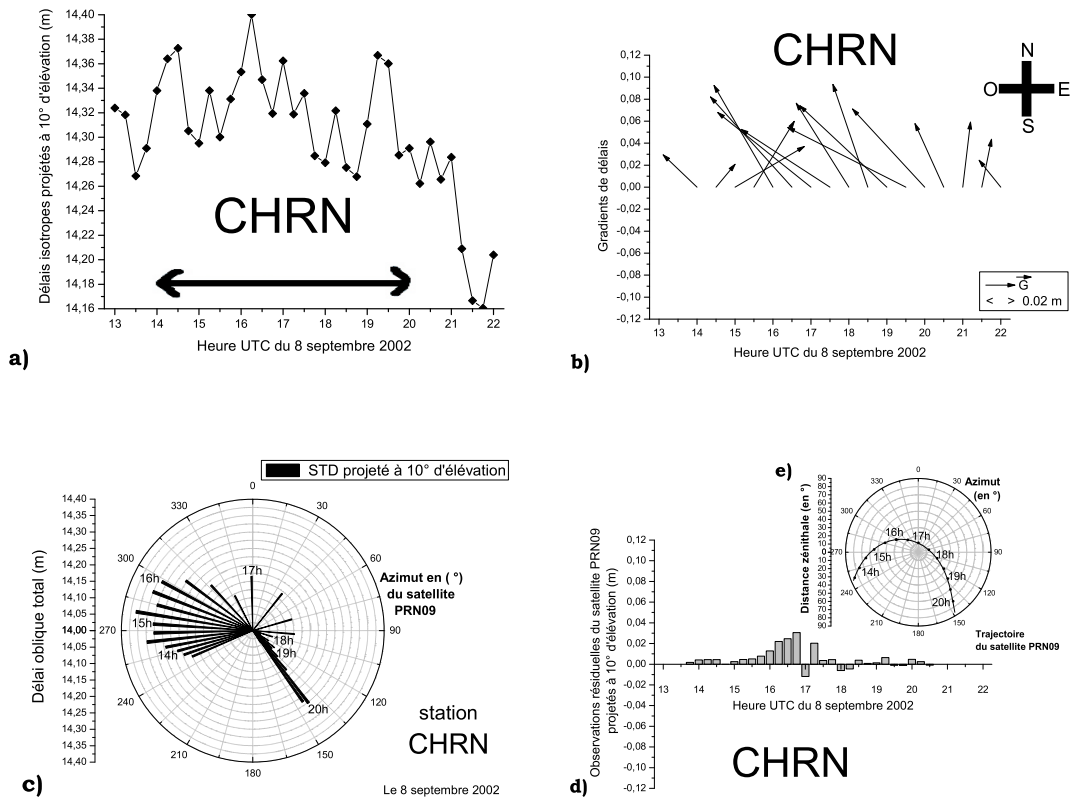


FIG. 1.7 – Présentation des quatre observations GPS, toutes projetées à une élévation de  $10^\circ$  : a)  $L_{\text{sym}}^{10^\circ}$ , contribution du délai isotrope, b) gradients de délais (figure équivalente au graphique 1.6, c) observations reconstituées des STD en direction du satellite PRN09 présentées sous la forme d’un histogramme circulaire, d) observations résiduelles en direction du satellite PRN09. e) présente la trajectoire du satellite PRN09 vue par la station de Château-Renard (CHRN) de 13h45 UTC à 20h45 UTC le 8 septembre 2002. La période de précipitations intenses observées durant cet événement est représentée en a) par la double-flèche.

et 18h00 UTC, les signaux transmis par le satellite PRN09 traversent les cellules convectives situées au Nord-Ouest de CHRN. Exprimées en mètres, les observations résiduelles ont été projetées par la *mapping function* ( $m_w$ ) de Niell [1996] afin d’obtenir une série temporelle représentative (à condition que cette différence résiduelle est un pur “fruit” atmosphérique, ce qui semble être le cas pour le cas extrême des inondations du Gard des 8-9 septembre 2002). Figure 1.7e présente la trajectoire du satellite PRN09 vue par la station CHRN (visible entre 13h45 UTC à 20h45 UTC le 8 septembre 2002). L’azimut d’un satellite est nul s’il passe dans la direction du Nord. Dans ce graphique polaire, la distance au centre correspond à l’élévation du satellite par rapport à l’horizon de CHRN. Les Figures 1.7abd permettent de voir les différentes échelles et variations temporelles des contributions au STD, présentés Figure 1.7c. Si la quasi-totalité de l’amplitude du STD est reconstruite par la projection du ZTD, en revanche la variation temporelle des STD est liée au ZTD et au gradient. Les observations GPS de la Figure 1.7 se réfèrent à un

cas extrême de pluies intenses (voir Section II.1.2.1). Les gradients observés atteignent des valeurs particulièrement importantes. Ces mesures sont une contribution dont il faut tenir compte dans l'estimation des délais obliques pour une estimation centimétrique. Les observations résiduelles, qui possèdent des valeurs corrélées avec l'activité du système convectif, apparaissent significatives.

## 1.5 Extraction de IWV à partir des mesures GPS de ZTD

En 1972, *Saastamoinen* spécifie une valeur approchée du délai hydrostatique en fonction de la pression au sol. En effet, si l'atmosphère est supposée en équilibre hydrostatique, le délai hydrostatique  $ZHD_{P_S}$  (en m), fonction de la pression au sol  $P_S$ , peut s'exprimer [*Davis et al.*, 1985; *Elgered et al.*, 1991] :

$$ZHD_{P_S} = 10^{-6} \frac{k_1 R_d P_S}{g_m} \approx (0.0022768 \pm 0.0000024) \frac{P_S}{f(\lambda, H)} \quad (1.20)$$

où  $k_1 \approx (0.776 \pm 0.001)$  Pa/K [*Smith et Weintraub*, 1953] est un coefficient de réfractivité atmosphérique,  $R_d = (287.0586 \pm 0.0055)$  J/(kmol.K) est la constante spécifique molaire de l'air sec,  $g_m = 9.784 \times f(\lambda, H)$  est la gravité moyenne dans la colonne d'air au-dessus du site, et  $f(\lambda, H)$  est une fonction de la latitude  $\lambda$  et de l'altitude  $H$  du site.

$$f(\lambda, H) = 1 - 0.0026 \cos(2\lambda) - 0.000279H \quad (1.21)$$

A partir d'une mesure GPS de délai troposphérique zénithal ( $ZTD_{GPS}$ ) et d'une mesure de la pression au sol ( $P_S$ ), il est donc possible de donner une valeur approchée du délai humide zénithal ( $ZWD_{GPS}$ ) :

$$ZWD_{GPS} = ZTD_{GPS} - ZHD_{P_S} \quad (1.22)$$

*Hogg et al.* [1981] introduisent un coefficient de proportionnalité, nommé  $\kappa$ , qui relie le contenu intégré en vapeur d'eau ( $IWV^{16}$ ) avec le ZWD :

$$IWV = \int_L \rho_w dz = \kappa \cdot ZWD \quad (1.23)$$

où  $\rho_w$  est la densité en vapeur d'eau et  $L$  est une ligne verticale en  $z$ . Le facteur de proportionnalité  $\kappa$ , qui permet la conversion du ZWD (exprimé en m) en IWV (exprimé en kg/m<sup>2</sup>), vaut environ  $\frac{10^3}{6}$  en unité du SI (Système International). Environ 6 mm de ZWD équivaut à 1 kg/m<sup>2</sup> de contenu intégré en vapeur d'eau.

En 1987, *Askne et Nordius* spécifient la formulation de ce facteur de proportionnalité  $\kappa$  :

$$\kappa \approx \frac{10^8}{R_w \left( \frac{k_3}{T_m} + k'_2 \right)} \quad (1.24)$$

où  $R_w = (461.525 \pm 0,013)$  J/(kmol.K) est la constante spécifique molaire de la vapeur d'eau,  $k'_2 \approx (0.24 \pm 0.09)$  Pa/K et  $k_3 \approx (3750 \pm 30)$  K<sup>2</sup>/Pa [*Smith et Weintraub*, 1953] sont des coefficients de réfractivité, et  $T_m$  est la température pondérée moyenne de la colonne

---

<sup>16</sup>IWV : "Integrated Water Vapor".

d'air le long du trajet d'onde. Cette température  $T_m$  s'exprime par [Askne et Nordius, 1987] :

$$T_m = \frac{\int_L \frac{e}{T} dz}{\int_L \frac{e}{T^2} dz} \quad (1.25)$$

Le coefficient  $k'_2$  s'exprime en fonction des constantes spécifiques des gaz et des coefficients de réfractivité atmosphérique  $k_2 \approx (0.72 \pm 0.09)$  K/Pa et  $k_3$  :

$$k'_2 = k_2 - k_1 \frac{R_d}{R_w} \quad (1.26)$$

A partir d'une régression linéaire effectuée sur 8718 radiosondages, sur un zone entre  $27^\circ$  et  $65^\circ$  de latitude aux USA, *Bevis et al.* [1992] présentent une valeur approchée de  $T_m(T_S)$  en fonction de la température au sol  $T_S$  :

$$T_m(T_S) = 70.2 + 0.72T_S \quad (1.27)$$

Cette valeur de  $T_m(T_S)$  peut donc être introduite dans la formulation de  $\kappa$  équation (2.5), et ainsi permettre de donner une nouvelle expression  $\kappa_{T_S}$ , fonction de la température au sol  $T_S$ .

Il devient ainsi possible d'extraire d'une mesure GPS du délai zénithal troposphérique ( $ZTD_{GPS}$ ) une estimation du contenu intégré en vapeur d'eau ( $IWV_{GPS}$ ) à partir de la seule connaissance de mesures météorologiques classiques (pression et température au sol).

$$IWV_{GPS} = \kappa_{T_S} \cdot ZWD_{GPS} = \kappa_{T_S} \cdot (ZTD_{GPS} - ZHD_{P_S}) \quad (1.28)$$

Cette stratégie d'estimation de l'IWV par GPS peut être appelée : stratégie GPS "autonome" ou "*stand-alone*".

Pour la zone méditerranéenne, qui est la zone d'étude de l'OHM-CV, il existe une autre formulation du facteur de proportionnalité  $\kappa$ . En effet à partir de plus de 120000 radiosondages, *Emerson et Derks* [1999] ont déterminé une formulation spécifique à la région Méditerranéenne pour le facteur de proportionnalité  $\kappa$  en fonction de la température au sol  $T_S$  :

$$\kappa \approx \frac{10^3}{6.324 - 0.0177(T_S - 289.76) + 0.000075(T_S - 289.76)^2} \quad (1.29)$$

L'estimation de la valeur intégrée en vapeur d'eau par GPS ( $IWV_{GPS}$ ) passe par un certain nombre d'approximations et formulations empiriques. Mais dans une très bonne première estimation, la stratégie GPS "autonome" est valable, puisque l'incertitude sur  $IWV_{GPS}$  n'excède pas les 5 % dans des cas non-extrêmes d'atmosphère. Des applications de cette stratégie peuvent être trouvées dans [Champollion, 2005], par la visualisation de champs 2D de IWV interpolés et de champs 3D de densité en vapeur d'eau restitués par méthode tomographique.

## 1.6 Tomographie GPS

### 1.6.1 Restitution d'un champ 3D de réfractivité troposphérique

En faisant l'approximation d'une propagation d'onde en ligne droite, le délai oblique (STD) peut être formulé en fonction de l'indice de réfraction ( $n$ ) de l'atmosphère le long du trajet

d'onde ( $L$ ) :

$$\text{STD} = \int_L (n - 1) ds \quad (1.30)$$

où  $ds$  est un différentiel de longueur.

Si l'atmosphère est discrétisée, un délai oblique, qui traverse  $R$  boîtes, se formule par :

$$\text{STD} = \sum_{i=1}^R (n_i - 1) \Delta s_i = 10^{-6} \sum_{i=1}^R N_{a_i b_i c_i} \Delta s_i \quad (1.31)$$

où  $\Delta s_i$  est le segment de propagation dans la  $i^{\text{ème}}$  boîte,  $n_i$  est l'indice de réfraction de la  $i^{\text{ème}}$  boîte, et  $N_{a_i b_i c_i} = 10^6 (n_i - 1)$  est sa réfractivité atmosphérique avec  $a_i \in [1, p]$ ,  $b_i \in [1, q]$ ,  $c_i \in [1, r]$ .  $p$  et  $q$  sont les nombres de boîtes pour la bi-dimension horizontale, et  $r$  est le nombre de boîtes pour la dimension verticale.

La technique tomographique a été initialement appliquée dans le domaine de l'imagerie médicale. Puis, ce sont les sismologues [Aki, 1974] qui ont utilisé cette méthode pour imager l'intérieur de la Terre, où l'inversion des temps de trajets d'ondes sismiques, permet de retrouver l'amplitude des perturbations de vitesse traversées par les rais sismiques. C'est la même technique, qui est appliquée pour la tomographie GPS. L'augmentation du temps de parcours des ondes GPS est due aux variations de la réfractivité atmosphérique (fortement variable avec la densité de vapeur d'eau). La Figure 1.8 présente un exemple de discrétisation de l'espace, afin d'appliquer la méthode tomographique. Trois récepteurs GPS et quatre satellites sont représentés. Pour une station et un satellite, dans le plan de la feuille, se trouvent représentés les segments de propagation  $\Delta s_i$ .

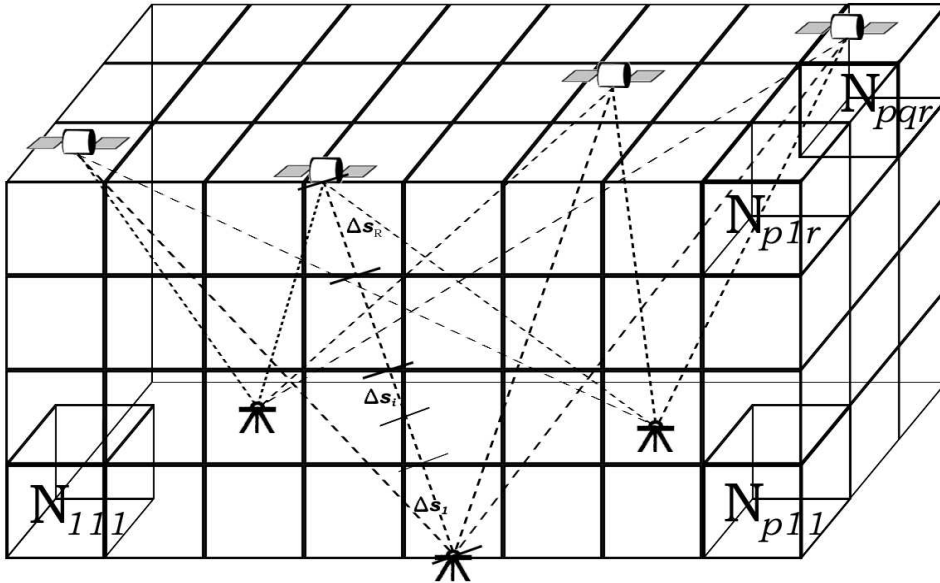


FIG. 1.8 – Discrétisation de l'espace en une grille tomographique où la réfractivité atmosphérique est l'inconnu de chaque boîte.

Soit  $\mathbf{D}$  un vecteur contenant toutes les  $j$  observations GPS de STD pour chacune des stations GPS considérées. Les STD sont reconstruits à partir des équations (1.17), (1.18)

et (1.19). Le nombre des satellites enregistrés par un récepteur varie entre 4 jusqu'à plus de 10. Il s'agit d'autant d'observations pour chacun des sites retenus participant à l'approche tomographique.

Soit  $\mathbf{G}$  la matrice  $j \times k$  contenant les segments de propagation associés à chacune des boîtes du modèle de grille 3D (de  $p \times q \times r = k$  éléments) pour chacun des  $j$  STD considérés. Soit  $\mathbf{m}$  le vecteur inconnu contenant les  $k$  réfractivités atmosphériques de chacune des boîtes du modèle. Soit  $\mathbf{d}$  le vecteur des estimations théoriques de STD dans le modèle de cellules de la Figure 1.8 (simulations de STD selon l'équation (1.31)) :

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m} \quad (1.32)$$

Il est ainsi possible d'utiliser une méthode de résolution par minimisation par moindres carrés avec amortissement, méthode populaire en sismique [Hirahara, 1977 ; Menke, 1984]. L'expression qui cherche à être minimisée est la suivante :

$$|\mathbf{D} - \mathbf{d}|^2 + \mathbf{m}^T \theta \mathbf{m} \quad (1.33)$$

où  $\mathbf{m}^T$  est la matrice transposée de  $\mathbf{m}$  et  $\theta$  est la matrice d'amortissement ou de variance diagonale. Chaque  $i^{\text{ème}}$  terme de  $\theta$  est la somme d'un terme de dispersion pour les données GPS ( $\sigma_d^2$ ) et d'un terme de dispersion ( $\sigma_{N_{a_i b_i c_i}}^2$ ) a priori pour les  $N_{a_i b_i c_i}$  initialement fixés. Il faut noter que des valeurs ad hoc doivent être initialement fixées avant que tout ajustement soit procédé dans le processus itératif de minimisation. Par ailleurs, comme dans toute inversion, le réalisme de ces valeurs ad hoc est un acteur important de la résolution des inconnus. Des initialisations avec des radiosondages peuvent être envisagées.

La solution peut ainsi être donnée par :

$$\hat{\mathbf{m}} = \left( \mathbf{G}^T \mathbf{G} + \theta \right)^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (1.34)$$

où  $\mathbf{G}^T$  est la matrice transposée de  $\mathbf{G}$ .

La matrice de résolution  $\mathfrak{R}$ , qui donne une mesure de la résolution de la solution ( $\hat{\mathbf{m}} = \mathfrak{R}\mathbf{d}$ ) s'exprime par :

$$\mathfrak{R} = \left( \mathbf{G}^T \mathbf{G} + \theta \right)^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{G} \quad (1.35)$$

La matrice modèle de covariance  $\mathbf{C}_m$  se formule par :

$$\mathbf{C}_m = \hat{\sigma}_d^2 \left( \mathbf{G}^T \mathbf{G} + \theta \right)^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{G} \left( \mathbf{G}^T \mathbf{G} + \theta \right)^{-1} \quad (1.36)$$

Le terme  $\hat{\sigma}_d^2$  s'exprime en fonction du nombre d'observations  $j$  et de paramètre inconnus  $k$  :

$$\hat{\sigma}_d^2 = \frac{|\mathbf{D} - \mathbf{d}|^2}{j - k} \quad (1.37)$$

Pour que cette expression donne un sens réel au terme  $\hat{\sigma}_d^2$ , il est nécessaire qu'un grand nombre d'observations soit recensé. Afin que l'inversion permette une bonne résolution de l'ensemble des réfractivités  $N_{a_i b_i c_i}$ , il est possible de considérer l'ensemble des observations (disponibles toutes les 30 secondes) pour une certaine durée (5 minutes par exemple). La résolution peut aussi tenir compte de la dimension temporelle (tomographie 4D) si un filtre de Kalman est implémenté [Kalman, 1960 ; Herring, 1990]. Il ne s'agit plus alors de prendre



un modèle a priori ad hoc comme condition initiale de l'inversion au temps  $t$ , mais plutôt de prendre la solution qui vient d'être obtenue au temps  $t - 1$ . Le nombre de paramètres inconnus et leurs dispersions sont alors mieux résolus.

Différents auteurs se sont investis dans des tomographies GPS 4D. Notamment, les travaux de *Hirahara* [2000] expose la restitution du passage d'un front froid grâce à la caractérisation du champ 4D de réfractivité. La restitution du champ 4D de réfractivité atmosphérique est très utile pour l'amélioration des techniques satellitaires de communication ou d'observation. Caractériser efficacement, en temps réel, l'indice de réfraction atmosphérique est le soucis de bon nombre d'entrepreneur en radio-télécommunication, mais aussi très certainement la clef de l'analyse compositionnelle de l'atmosphère (délai de phase et atténuation compris).

### 1.6.2 Restitution d'un champ 3D de vapeur d'eau troposphérique

L'association des mesures GPS de ZTD et des mesures de pression et de température au sol peuvent permettre d'identifier le délai humide (équation (1.22)) ainsi que la densité en vapeur d'eau intégrée (équations (1.23) et (2.4)). Par cette technique d'observation, aujourd'hui, quelques d'équipes scientifiques se sont lancées dans la restitution par tomographie GPS du champ 4D de vapeur d'eau. La contribution humide  $L_{\text{sym}}^w$  de  $L_{\text{sym}}$  peut ainsi être obtenue en multipliant  $\text{ZWD}_{\text{GPS}}$  par la *mapping function*  $m_w$  :

$$L_{\text{sym}}^w(\epsilon) = m_w(\epsilon) \cdot \text{ZWD}_{\text{GPS}} \quad (1.38)$$

D'autre part, il est possible d'extraire la contribution humide  $L_{\text{az}}^w$  des gradients [*Elósegui et al.*, 1999; *Flores et al.*, 2000; *Champollion et al.*, 2004]. En considérant une loi exponentielle pour la réfractivité hydrostatique atmosphérique, la contribution hydrostatique  $L_{\text{az}}^h$  de  $L_{\text{az}}$  peut être exprimée :

$$L_{\text{az}}^h = \frac{m_{\text{az}}(\epsilon)}{m_{\text{az}}(10^\circ)} \cdot \left( G_{\text{NS}}^h \cos(\alpha) + G_{\text{EW}}^h \sin(\alpha) \right) \quad (1.39)$$

où  $G_{\text{NS}}^h = H_e Z_{\text{NS}}^h$  et  $G_{\text{EW}}^h = H_e Z_{\text{EW}}^h$ . ( $Z_{\text{NS}}^h, Z_{\text{EW}}^h$ ) représentent le gradient horizontal hydrostatique, estimées à partir des variations spatiales du champ de pression, converties en variations spatiales du délai hydrostatique par unité de distance ( $\text{km}^{-1}$ ), et  $H_e$  est la hauteur d'échelle en kilomètres. Sa valeur varie dans la littérature entre 1 km et 13 km. Il semble qu'une valeur proche de l'unité soit correcte. En considérant la fonction de projection des gradients par sa simple expression  $m_{\text{az}}$ , la contribution  $L_{\text{az}}^w$  s'exprime alors :

$$L_{\text{az}}^w = L_{\text{az}} - L_{\text{az}}^h = \frac{m_{\text{az}}(\epsilon)}{m_{\text{az}}(10^\circ)} \cdot \left( (G_{\text{NS}} - G_{\text{NS}}^h) \cos(\alpha) + (G_{\text{EW}} - G_{\text{EW}}^h) \sin(\alpha) \right) \quad (1.40)$$

Le délai humide oblique ( $\text{SWD}_{\text{GPS}}$ ) peut alors être exprimée dans la direction de chaque satellite :

$$\text{SWD}_{\text{GPS}}(\alpha, \epsilon) = L_{\text{sym}}^w(\epsilon) + L_{\text{az}}^w(\alpha, \epsilon) + L_{\text{res}}^w(\alpha, \epsilon) \quad (1.41)$$

La contribution résiduelle au délai humide peut être, soit négligée ( $L_{\text{res}}^w(\alpha, \epsilon) = 0$ ), soit considérée entièrement résultante des hétérogénéités du champ de vapeur d'eau ( $L_{\text{res}}^w(\alpha, \epsilon) = L_{\text{res}}(\alpha, \epsilon)$ ).

Afin de procéder, non plus à une reconstitution 4D du champ de réfractivité, mais plutôt

à une reconstitution 4D du champ de vapeur d'eau, il faut considérer non plus les réfractivité  $N_{a_i b_i c_i}$ , mais plutôt les densité de vapeur d'eau  $\rho_{a_i b_i c_i}^{vap}$ . En effet, avec une mesure de température au sol, il est possible de convertir le délai oblique humide  $SWD_{GPS}$  en une valeur intégrée oblique en vapeur d'eau ou "*Slant Integrated Water Vapor*" ( $SIWV_{GPS}$ ), avec le coefficient de proportionnalité  $\kappa_{T_S}$  des équations (2.5) et (1.27) ou de l'équation (2.8) :

$$SIWV_{GPS} = \kappa_{T_S} \cdot SWD_{GPS} \quad (1.42)$$

Par ailleurs la valeur intégrée oblique en vapeur d'eau le long d'un trajet  $L$  se formule :

$$SIWV = \int_L \rho_w ds \quad (1.43)$$

Si l'atmosphère est discrétisée, une valeur intégrée oblique en vapeur d'eau, qui traverse  $R$  boîtes, se formule par :

$$SIWV = \sum_{i=1}^R \rho_{a_i b_i c_i} \Delta s_i \quad (1.44)$$

La même méthode est alors applicable que précédemment décrit équations (1.32) à (1.37). Le vecteur  $\mathbf{D}$  représente alors l'ensemble des  $j$  observations GPS de valeur intégrée oblique en vapeur d'eau ( $SIWV_{GPS}$ ), et le vecteur  $\mathbf{d}$  contient les  $j$   $SIWV$  simulés par les densités en vapeur d'eau du modèle et les segments  $R$  segments de propagations  $\Delta s_R$ .

Les travaux de *Flores et al.* [2000, 2001] ont apporté la confirmation que la tomographie GPS de la vapeur d'eau troposphérique est une technique valable dans l'espace et dans le temps. Cette technique permet la restitution de la distribution verticale de la vapeur d'eau et de la réfractivité atmosphérique. Plus récemment, le logiciel tomographique  $LOFTT\_K$ , développé par *Cédric Champollion* [2005], permet une reconstitution haute résolution du champ 4D de vapeur d'eau et l'analyse de structures de fine échelle (tomographie validée grâce à des simulations et des mesures indépendantes).



## Chapitre 2

# Météorologie GPS

Le présent chapitre propose une synthèse des études comparatives sur la précision des mesures GPS à partir d'autres instruments de mesure du contenu en vapeur d'eau intégré. Ensuite, un état de l'art des applications GPS dans le domaine de la modélisation météorologique en terme de validation des modèles numériques et d'assimilation des données est exposé.

### 2.1 Validation des mesures GPS par d'autres techniques

Le GPS est le plus souvent comparé avec les observations de radiosondages (RS), les mesures radiométriques de la vapeur d'eau (WVR) et les mesures de très longues lignes de base par interférométrie (VLBI). Cette dernière technique utilise des méthodes d'analyse de phases très proches de celles du GPS, tandis que les RS et le WVR constituent deux techniques à part, entièrement différentes.

#### *Mesure de délai par VLBI*

Le VLBI est une technique géométrique qui mesure la différence de temps entre l'arrivée, à deux antennes réceptrices (environ 25 m de diamètre) basées sur Terre, du front d'onde radio émis par des quasars (astres stellaires très lointains qui tournent rapidement sur eux-mêmes, générant un signal électromagnétique dont une partie du spectre est dans le domaine des micro-ondes). En utilisant un nombre très large de mesures de différences de temps pour plusieurs quasars observés avec un réseau global d'antennes réceptrices, le VLBI détermine un système de référence inertiel défini par les quasars (considérés immobiles) et simultanément la position précise des antennes. Parce que les mesures de différences de temps sont précises à quelques picosecondes, la technique VLBI résout les positions relatives des antennes à quelques millimètres et les positions des quasars à quelques milli-arcsecondes près. Depuis que les antennes VLBI existent sur Terre, elles traquent sans relâche les différents quasars et permettent une estimation quasi-instantanée des paramètres d'orientation de la Terre dans le système inertiel de référence (ICRF). Par ailleurs, les déplacements relatifs des antennes ont pu mesurer les mouvements tectoniques de certaines plaques, les déformations régionales, les soulèvements et subsidences locales. Les géodésiens, depuis les débuts du VLBI dans les années 70, ont eu le temps de se pencher sur le problème de la perturbation que provoque l'atmosphère sur la propagation des signaux radio, et ainsi

l'estimation de paramètres troposphériques. Ces techniques de résolution des ZTD et des gradients misent en oeuvre sont donc comparables à celles du GPS.

### ***Détection de vapeur d'eau par Radiométrie***

Toute matière chaude émet un spectre fréquentiel continu, lumière de son énergie interne. Un gaz chaud ( $T \neq 0$  K) possède ce spectre du fait de l'agitation thermique de ses molécules et des différents états pris par sa structure électronique. L'atmosphère n'échappe pas à cette caractéristique. La haute atmosphère, à plus de 1000 K au-delà de 700 km, joue le rôle d'une source de chaleur. Cette chaleur énergétique se dissipe à travers la basse atmosphère. Cette énergie ou température de brillance peut être observée de la Terre, c'est le rôle des radiomètres. Chaque composant de l'atmosphère, en l'occurrence la vapeur d'eau, possède la propriété d'émettre, et ainsi d'absorber, relativement à un observateur, de fines parties de ce spectre sous certaines fréquences. Ce phénomène observé engendre des bandes d'absorption (découverte de *Gustave Kirchhoff* en 1859) plus ou moins large selon la quantité présente de chaque composant. Vu du sol terrestre, le radiomètre recueille le spectre lumineux et quantifie l'abondance des différents éléments de l'atmosphère (ici la vapeur d'eau). Cette technique "passive" permet selon différent angle de visée de mesurer la masse de vapeur d'eau présente ou "*Integrated Water Vapor*" (IWV), qu'il est possible de comparer avec l'estimation  $IWV_{GPS}$  de l'équation (2.4).

### ***Sondage de l'atmosphère par des enregistrements de ballons émetteurs***

Les radiosondages (RS) fournissent des mesures de pression, de température et d'humidité relative par des capteurs embarqués sur une mini nacelle accrochée à un ballon d'hélium (plus léger que l'air) qui s'élèvent dans l'atmosphère. Ce ballon transmet, par ondes radio, les différentes mesures à une base d'acquisition située au sol. A une certaine altitude (de 80 km au maximum) le ballon cesse de transmettre puis explose. Au cours de son ascension le ballon est transporté par les vents rencontrés aux différentes altitudes, s'éloignant ainsi du point de lancer. Ceci peut constituer une source d'erreur dans la comparaison aux mesures intégrées sur la verticale par d'autres techniques (GPS, VLBI ou WVR), en particulier dans le cas de vents forts dans la basse et moyenne troposphère. La comparaison aux données GPS d'IWV ou de ZTD se fait en intégrant les mesures de température et d'humidité sur l'ensemble des niveaux pression (ou géopotentiels) du sondage.

Comme il a été présenté au chapitre précédent, la capacité des mesures GPS (récepteurs au sol) à fournir une estimation de la valeur intégrée en vapeur d'eau a été montrée par *Bevis et al.* [1992]. Des études suivirent et confirmèrent cette qualité des observations GPS par comparaison avec des contenus en vapeur d'eau estimés à partir de radiomètres et de radiosondages [*Kuo et al.*, 1993; *Rocken et al.*, 1993, 1995; *Businger et al.*, 1996; *Duan et al.*, 1996; *Tregoning et al.*, 1998]. La précision de  $IWV_{GPS}$  est estimée à 1 kg/m<sup>2</sup> environ. D'autres études plus récentes ont cherché à déterminer plus rigoureusement cette précision. Différentes sources d'incertitudes sont en effet à prendre en compte dans l'estimation des paramètres troposphériques, notamment par la modélisation insuffisante du comportement des centres de phase des antennes [*Schupler et al.*, 1994; *Fang et al.*, 1998], les multi-trajets [*Elósegui et al.*, 1995; *Georgiadou et Kleusberg*, 1998], les fonctions de projection [*Niell*, 1996], et l'anisotropie atmosphérique causée par l'asymétrie azimutale de la distribution de vapeur d'eau [*Alber et al.*, 1997; *Chen et Herring*, 1997; *Bar-Sever et Kroger*, 1998].

*Tregoning et al* [1998] détaillent l'impact de ces différentes sources d'erreur sur la valeur intégrée en vapeur d'eau qui peut en être déduites. La fonction de projection semble être la principale cause de l'incertitude dans les estimations d'  $IWV_{GPS}$  [*Tregoning et al*, 1998; *Niell et al.*, 2001]. D'autre part, il apparaît nécessaire d'inclure dans le traitement GPS des lignes de base supérieures à 2000 km, centrées autour de la zone d'étude, avec une répartition spatiale uniforme (comme si la zone d'étude était un barycentre géométrique) [*Tregoning et al*, 1998]. Le Tableau 2.1 liste un ensemble d'études récentes qui ont cherché à caractériser la précision des paramètres troposphériques zénithaux issus du GPS. Pour faciliter la comparaison, les résultats de ces études sont présentés de manière uniforme, avec une conversion des résultats de biais en IWV en biais de ZWD (division de IWV par  $\kappa = 162.6 \text{ kg/m}^3$ ) lorsque cela était nécessaire.

[Auteurs] (LOGICIEL)	Type d'obs.	GPS comparé au VLBI				GPS comparé au WVR				GPS comparé au RS			
		$\Delta$ (mm)	$\delta$ (mm)	$\theta$ (%)	$n$	$\Delta$ (mm)	$\delta$ (mm)	$\theta$ (%)	$n$	$\Delta$ (mm)	$\delta$ (mm)	$\theta$ (%)	$n$
[Behrend et al., 2002] (GIPSY)	ZWD (1)	9.9	13.7	91.9	75	-6.6	8.2	74.8	28	/	/	/	/
	ZWD (2)	3.9	5.7	90.8	90	3.5	8.1	86.8	62	4.6	12.5	90.8	39
	ZWD (3)	9.0	7.4	85.9	90	11.5	38.4	74.8	121	/	/	/	/
[Haase et al., 2003] (GAMIT & GIPSY)	ZTD (s <sub>1</sub> )	/	/	/	/	/	/	/	/	6.7	11.7	95.8	674
	ZTD (s <sub>2</sub> )	/	/	/	/	/	/	/	/	6.9	11.5	94.9	47
	ZTD (s <sub>3</sub> )	/	/	/	/	/	/	/	/	11.9	11.7	96.6	221
	ZTD (s <sub>4</sub> )	/	/	/	/	/	/	/	/	14.3	13.3	95.3	2487
	ZTD (s <sub>5</sub> )	/	/	/	/	/	/	/	/	12.6	18.1	90.1	576
	ZTD (s <sub>6</sub> )	/	/	/	/	/	/	/	/	7.9	14.7	94.7	531
	ZTD (s <sub>7</sub> )	/	/	/	/	/	/	/	/	-4.1	7.6	98.7	418
	ZTD (s <sub>8</sub> )	/	/	/	/	/	/	/	/	1.6	6.6	98.0	457
	ZTD (s <sub>9</sub> )	/	/	/	/	/	/	/	/	2.9	10.6	97.6	2946
	ZTD (s <sub>10</sub> )	/	/	/	/	/	/	/	/	3.3	9.2	98.4	1083
	ZTD (s <sub>11</sub> )	/	/	/	/	/	/	/	/	6.1	8.9	98.0	1291
	ZTD (s <sub>12</sub> )	/	/	/	/	/	/	/	/	5.2	10.8	96.9	1192
	ZTD (s <sub>13</sub> )	/	/	/	/	/	/	/	/	9.1	11.3	95.2	906
	ZTD (s <sub>14</sub> )	/	/	/	/	/	/	/	/	6.1	11.5	96.1	1427
[Köpken, 2002] (GIPSY)	ZWD (A)	/	/	/	/	/	/	/	/	-9.2	11.1	96.0	310
	ZWD (B)	/	/	/	/	/	/	/	/	-1.8	10.4	96.0	168
	ZWD (C)	/	/	/	/	/	/	/	/	-7.4	10.4	97.0	287
	ZWD (D)	/	/	/	/	/	/	/	/	3.7	15.4	92.0	336
	ZWD (E)	/	/	/	/	/	/	/	/	3.1	13.5	93.0	343
	ZWD (F)	/	/	/	/	/	/	/	/	-8.0	16.0	92.0	174
	ZWD (G)	/	/	/	/	/	/	/	/	-8.6	18.4	89.0	177
[Gradinarsky et al., 2002] (GIPSY)	ZWD (O)	/	/	/	/	4.5	/	/	/	6.0	/	/	/
	ZWD (S)	/	/	/	/	/	/	/	/	6.5	/	/	/
	ZWD (Ö)	/	/	/	/	/	/	/	/	3.7	/	/	/
[Niell et al., 2001]	ZWD	8.5	9.1	93.5	96	6.0	9.0	95.0	336	12.0	14.0	90.0	30
[Pacione et al., 2002] (GIPSY)	ZWD (h)	/	/	/	/	-0.5	6.9	96.7	242	-2.5	8.7	95.4	316
	ZWD (p)	/	/	/	/	1.6	1.15	97.5	292	1.4	10.5	94.8	330
	ZWD (é)	/	/	/	/	5.4	9.3	97.0	226	4.2	14.8	92.0	229
	ZWD (a)	/	/	/	/	5.3	8.7	98.1	297	3.0	12.6	95.7	341
	ZWD (an)	/	/	/	/	3.0	8.4	98.6	1057	1.4	11.9	96.8	1216
	ZTD	15.0	20.0	90.4	248	/	/	/	/	/	/	/	/

TAB. 2.1 – Résultats des études comparatives de différents auteurs (avec différents logiciels de traitement GPS) selon un certain type d'observations GPS (ZWD ou ZTD) avec l'équivalent d'une autre technique de mesure comparé (VLBI, WVR ou RS).  $\Delta$  représente le biais moyen,  $\theta$  le pourcentage de corrélation et  $n$  le nombre de couples d'observations. Selon les auteurs l'incertitude  $\delta$  est quantifiée par le *rms* pour [Behrend et al., 2002] ou par l'écart type pour les autres auteurs.

Les caractéristiques et principaux résultats de ces études sont les suivants :

- Behrend et al. [2002] présentent les comparaisons à des mesures VLBI, WVR et RS sur trois sites ( (1) pour Madrid, (2) pour Onsala, (3) pour Wettzell) et pour six jours d'observations. Les capteurs sont co-localisés à l'exception du RS pour le site d'Onsala qui se trouve à 38 km du capteur GPS. A part la comparaison aux données du radiomètre à Wettzell, un bon accord est trouvé avec les données GPS (plus de 85 % pour

l'ensemble). Les mauvais résultats à Wettzell seraient liés à un mauvais fonctionnement du radiomètre selon les auteurs.

- *Haase et al.* [2003] proposent une comparaison d'observations de ZTD à 14 sites GPS avec l'équivalent RS. Les sites comparés ne sont pas forcément co-localisés. Ces sites de  $s_1$  à  $s_{14}$ , avec leurs distances aux radiosondages (en km) et les corrections d'altitudes appliquées aux sites GPS (en m) entre parenthèses, sont les suivants : ACOR (2,-52), AJAC (3,45), BRST (10,-74), CAGL (15,187), CART (48,-19), CASC (26,-82), GRAZ (9,144), HFLK (6,1743), KOSG (44,49), MEDI (15,-1), OBER (27,107), SJDV (35,142), VILL (32,-38) et ZIMM (40,417). Les résultats sont très bons, puisque le pourcentage de corrélation est dans la plus part des cas supérieur à 95 %.
- *Köpken* [2002] comparent les IWV GPS avec celles des radiosondages pour 7 sites pour la période d'août à octobre 1995. Les différents sites GPS (présentés de A à G) sont les suivants (avec la distance entre stations GPS et RS entre parenthèses) : ONSA (38 km), SODA (13 km), SUND (35 km), SKEL (90 km), OVER (89 km), TUOT (73 km) et METS (83 km). L'accord est également bon entre l'IWV GPS et l'équivalent RS, avec un pourcentage de corrélation supérieur à 90 %, voire 95 %.
- *Gradinarsky* [2002] comparent les IWV GPS *i)* avec le WVR et le RS pour la station (O) de Onsala d'août 1993 à fin 2001, *ii)* avec le RS pour la station (S) de Sundsvall lors de la même période, et *iii)* avec le RS pour la station (Ö) de Östersund de juin 1995 à fin 2001. Cette étude est l'une des rares portant sur une longue période (plus de 5 ans) et montre un biais moyen en ZWD qui n'excède pas le mm en équivalent IWV.
- *Niell et al.* [2001] comparent les observations de ZWD d'un site GPS collocalisé avec des observations VLBI, WVR et RS pour une période de 15 jours en août 1995. Les observations GPS correspondent mieux avec le WVR, qu'avec le VLBI et le RS, mais avec des pourcentages de correspondance de plus de 90 %, les mesures GPS sont entièrement validés par les trois méthodes.
- *Pacione et al.* [2002] présentent une année de comparaison GPS/VLBI (moyenne sur les trois sites de Matera, Medicina et Noto), GPS/WVR et GPS/RS (à Cagliari). (h) correspond à la saison d'hiver, (p) au printemps, (é) à l'été, (a) à l'automne, et (an) aux résultats sur l'année. Une bonne correspondance avec le WVR (98.6 %) et les RS (96.8 %) valident les observations GPS. La correspondance avec le VLBI est un peu moins bonne mais reste acceptable (90.4 %). Les auteurs émettent l'hypothèse que cette "moins bonne" corrélation peut être due aux différences dans l'élévation des signaux sources observés (en direction des satellites et des quasars). L'angle de *cutoff* est de  $15^\circ$  pour le GPS, alors qu'il n'y en a pas pour le traitement VLBI. Par ailleurs les observations qu'ils comparent ne sont pas disponibles et moyennées à la même fréquence (GPS disponibles toutes les 5 minutes et moyennées sur une heure autour des dates de mesures du VLBI, dont une observation a été calculée toutes les 3 heures).

En conclusion, l'ensemble de ces études récentes (Tableau 2.1) montrent généralement une bonne correspondance entre les ZWD et ZTD GPS et ceux calculés à partir des RS, du WVR et du VLBI : les observations GPS de ZTD peuvent être considérées précises à moins

d'un centimètre, soit un  $IWV_{GPS}$  précis à environ  $1.5 \text{ kg/m}^2$ .

Parce que les mesures VLBI de ZTD ou ZWD sont indépendantes de l'angle minimum d'élévation des observations (angle de *cutoff*), cette technique apparaît la plus précise des quatre [Niell et al., 2001] dans l'estimation des délais. Le WVR, par définition de son fonctionnement est la technique la plus adaptée pour quantifier la valeur intégrée en vapeur d'eau dans une direction de l'atmosphère. Le GPS apparaît néanmoins comme un instrument témoignant d'une qualité tout à fait satisfaisante comparée aux techniques VLBI et WVR. Par ailleurs, les récepteurs GPS sont d'un coût nettement inférieur à ceux du WVR ou du VLBI, permettant d'envisager une utilisation opérationnelle et en temps réel du GPS en complément des réseaux de radiosondages.

Les estimations GPS de délais zénithaux (ZTD) représentent la composante isotrope dans la reconstruction des délais obliques observés en direction des satellites. Quelques travaux de comparaison ont également été faits pour les produits anisotropes des observations GPS, comme les STD, les SWD<sup>1</sup>, les SIWV<sup>2</sup>, les gradients et les résidus. Ware et al. [1997] ont validé des observations GPS par comparaison avec des valeurs intégrées en vapeur d'eau WVR en direction des satellites (SIWV). Sur les 17000 tirs de WVR comparés au GPS au-dessus de  $20^\circ$  d'élévation, un *rms* égal à  $1.3 \text{ kg/m}^2$  a été trouvé. Braun et al. [2001] présentent des observations GPS de la différence résiduelle entre les STD en direction des satellites et le délai isotrope projeté dans cette direction ( $L_{sym}$ ) exprimé équation (1.18). Ils valident ainsi les observations résiduelles GPS anisotropes de l'atmosphère avec des mesures résiduelles anisotropes WVR analogues. Braun et al. [2001] concluent par ailleurs que les gradients actuellement modélisés dans les différents logiciels de traitement GPS par la méthode de Chen et Herring [1997] sont sous-estimés. Très peu de comparaisons de gradients existent car il est difficile de les évaluer en raison de la différence entre les techniques d'observations. Bar-Sever et Kroger [1998] et Gradinarsky et al. [2002] sont parmi les seuls à avoir comparé des estimations de gradients par GPS et par WVR. Il s'agit de comparaison de gradient "humide". Le WVR fournit directement des gradients "humides" [Davis et al., 1993], basés sur le modèle présentée section 1.3.4, alors que le GPS évalue un gradient total auquel il faut soustraire un gradient hydrostatique afin d'établir la comparaison avec le WVR. Les gradients horizontaux hydrostatiques sont estimés par des mesures météorologiques de surface (hauteur d'échelle, pression et température au sol) [Elgered et al., 1991 ; Flores et al., 2000]. D'un point de vue qualitatif, ces études montrent une bonne correspondance entre les gradients GPS et WVR. D'un point de vue quantitatif cependant, la sous-estimation déjà évoquée précédemment est retrouvée, avec des gradients GPS sous-estimant les gradients WVR de l'ordre de 60 %. Par ailleurs, Bar-Sever et Kroger [1998] montrent que l'estimation des gradients favorise de plus de 15 % la répétabilité (dispersion) des mesures de positionnement GPS. La comparaison des ZWD du GPS et du WVR est alors améliorée de 25 %. Pacione et al. [2002] ont comparé les gradients estimés par GPS et VLBI sur neuf mois de l'année 1999 aux sites de Matera, Medicina et Noto (Italie). Ils trouvent un biais moyen de 2 mm et un écart type de 10 mm, pour environ une vingtaine de couples de comparaison. Les observations de gradients apparaissent donc comparables entre les deux techniques. Dans leurs calculs, les estimations de gradients n'ont pas d'impact dans l'ajustement VLBI et GPS du ZTD ou du IWV déduit.

---

<sup>1</sup>SWD : "Slant Wet Delay".

<sup>2</sup>SIWV : "Slant Integrated Water Vapor".



Malgré la sous-estimation GPS des gradients de délais, *Iwabuchi et al.* [2003] ont montré que les observations de gradients correspondent très bien avec la compréhension des phénomènes météorologiques et la répartition de la vapeur d'eau observée (cas d'étude du Japon en été 1996). Leurs résultats appellent à poursuivre les travaux sur la validation des gradients GPS et les traitements GPS pour les extraire.

## 2.2 Observations GPS et modèles météorologiques

### 2.2.1 Validation des observations GPS par comparaison avec des modèles météorologiques

Les observations de la vapeur d'eau étant limitées, les travaux cherchant à valider les observations GPS se sont tout naturellement tournés vers les modèles de prévision. Les résultats de quelques études comparatives marquantes validant les observations GPS sont présentés Tableau 2.2. Initialement, car la valeur intégrée en vapeur d'eau (IWV) était bien souvent directement comparable, et parce que ce paramètre était beaucoup plus parlant aux météorologues, les comparaisons d'observations GPS de IWV avec des modèles de prévision numérique ont été étudiées [*Yang et al.*, 1999]. Les études se sont ensuite portées vers la comparaison des ZWD [*Behrend et al.*, 2000 ; *Behrend et al.*, 2002].

[Auteurs]	Type d'observations	Modèle météo	GPS comparé aux Modèles atmosphériques			
			$\Delta$ (kg/m <sup>2</sup> )	$\delta$ (kg/m <sup>2</sup> )	$\theta$ (%)	$n$
[ <i>Yang et al.</i> , 1999]	IWV	HIRLAM	0.1	2.3	94.0	11244
[ <i>Behrend et al.</i> , 2000]	ZWD	HIRLAM	-10.0	14.4	81.2	95
		MM5	2.23	14.1	87.4	564
[ <i>Behrend et al.</i> , 2002]	ZWD	MM5	-2.7	14.3	75.3	302

TAB. 2.2 – Résultats des études comparatives de différents auteurs validant les observations GPS par leurs simulations dans des modèles atmosphériques. Différents types d'observations GPS (IWV, ZWD ou ZTD) sont comparés avec les modèles de prévision numérique.  $\Delta$  représente le biais moyen sur l'ensemble des sites considérés,  $\theta$  le pourcentage de corrélation et  $n$  le nombre de couples d'observations. L'incertitude  $\delta$  est quantifiée par le *rms* pour [*Yang et al.*, 1999], [*Behrend et al.*, 2000] et [*Behrend et al.*, 2002].

Les résultats des différentes études présentées Tableau 2.2 sur la comparaison des observations GPS avec les simulations dans les modèles peuvent être résumés ainsi :

- *Yang et al.* [1999] comparent des observations de IWV avec des simulations calculées dans le modèle atmosphérique hydrostatique à aire limitée HIRLAM de l'Institut météorologique du Danemark (DMI), utilisant une résolution de 0.2°. La comparaison a porté sur un réseau de 20 stations en Suède pendant 4 mois et a montré une très bonne correspondance entre observations GPS d'IWV et contenu intégré en vapeur d'eau dans le modèle (pourcentage de corrélation de 94 %).
- *Behrend et al.* [2000] comparent les observations de ZWD de 5 stations GPS sur une dizaine de jours avec des prévisions du modèle HIRLAM, modèle opérationnel utilisé par le service météorologique national espagnol (INM). Une comparaison avec le modèle MM5

à 5 km de résolution du NCAR<sup>3</sup> a aussi été réalisée. la comparaison entre observations et modèles montre une correspondance des ZWD de 87.4 % avec MM5 et de 81.3 % avec HIRLAM. Les auteurs concluent, étant donnée la sensibilité des mesures GPS et de leurs simulations, que les observations GPS peuvent servir à leur tour pour valider différents modèles de prévision. En l'occurrence la meilleure correspondance entre les ZWD GPS et MM5 valide ce modèle.

- *Behrend et al.* [2002] présentent une autre étude avec MM5 comparant des observations de ZWD de trois stations GPS sur six jours. Le domaine à plus haute résolution a une maille de 1 km et est centré sur les sites de comparaison. Le domaine fils est emboîté dans trois autres domaines de 3, 9 et 27 km de résolution. Les observations GPS sont validées (avec un pourcentage de corrélation environ de 75 %), mais l'existence d'un biais constant selon les différents sites suggère que les mesures VLBI (plus cohérentes avec les modèles) soient utilisées pour calibrer les observations GPS.

Les différentes études présentées Tableau 2.2 utilisent les modèles météorologiques pour valider les observations de délais par GPS. La majorité des auteurs concluent en la possibilité de valider à leur tour les modèles de prévision par les observations GPS.

Pour ce qui est des simulations de gradients dans les modèles, il est nécessaire d'évaluer des délais obliques (STD). Une technique de modélisations des gradients est présentée par *Chen et Herring* [1997]. *Walpersdorf et al.* [2001] ont appliqué cette méthode en simulant des gradients de délais en faisant 80 tirs (sous 8 azimuts et 10 élévations différents) dans le modèle ALADIN de Météo-France de résolution  $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ . Malgré la sous-estimation des gradients, évoquée précédemment par la comparaison aux gradients WVR, *Walpersdorf et al.* [2001] ont présenté l'intérêt des gradients GPS à observer la tendance de la vapeur d'eau lors d'un événement météorologique (arrivée d'un front d'humidité sur Marseille, dans le sud-est de la France). La satisfaisante correspondance entre observations et simulations valide les observations GPS de gradients pour ce cas d'étude avec le modèle ALADIN. Les tracés de rais sont plus spécifiquement utilisés par les études d'occultation (trajets d'ondes GPS entre les satellites GPS initiaux et des satellites de basses orbites ou "*Low Earth Orbit*" (LEO à  $\approx 800$  km d'altitude) sous de basses élévations) ou alors pour les études tomographiques. *Flores et al.* [2000] ont montré une validation de la tomographie GPS 4D des champs de réfractivité et de vapeur d'eau par comparaison aux analyses du ECMWF<sup>4</sup>. *Gradinarsky et Jarlemark* [2004] montrent par ailleurs qu'un facteur limitant de la méthode tomographique de reconstitution du champs 3D de vapeur d'eau, vient du fait que les SWD reconstruits sont moins précis que les STD, et qu'une bonne résolution nécessite une bonne répartition géométrique des observations obliques. La tomographie par champs 3D de réfractivité leur apparaît une meilleure voie.

<sup>3</sup>NCAR : "*National Center for Atmospheric Research*".

<sup>4</sup>ECMWF : "*the European Center for Medium range Weather Forecast*".

### 2.2.2 Validation des modèles météorologiques par comparaison avec des observations GPS

Après avoir montré la qualité des observations GPS par comparaison à d'autres techniques de mesures et aux sorties des modèles météorologiques, le potentiel des observations GPS pour valider des modèles de prévision numérique a été illustré par plusieurs travaux. La majorité des études ont utilisé la valeur intégrée en vapeur d'eau (IWV) déduite des observations GPS pour valider les modèles numériques de prévision [Cucurull *et al.*, 2000; Johnsen *et Rockel*, 2001; Köpken, 2002; Bock *et al.*, 2005], seules quelques études récentes [Cucurull *et al.*, 2002; Haase *et al.*, 2003] utilisent les observations GPS de ZTD.

Ces études s'appliquent à des modèles de méso-échelle, avec des mailles s'échelonnant entre 20 km et 2 km. Les résultats de l'étude de Cucurull *et al.* [2002], comparant les observations GPS pour des modèles à différentes résolutions, montrent des biais de plusieurs centimètres, qui diminuent fortement quand la résolution est augmentée. Cette réduction de biais est directement attribué à un relief mieux résolu et attire l'attention sur la nécessité d'appliquer une correction du ZHD avec l'altitude. De telles corrections des délais, afin tenir compte de la différence entre l'orographie du modèle et l'altitude des sites GPS ont été effectuées par Haase *et al.* [2003], qui ont comparé les ZTD sur une longue période (début 1999 à juin 2001) et pour 42 sites européens avec des prévisions à très courtes échéance du modèle HIRLAM à 0.3° de résolution. Le nombre important de sites étudiés (1073283 couples de comparaison) et le faible biais moyen (3.4 mm) pour un pourcentage de corrélation très satisfaisant (90.9 %), sur une longue période, valident complètement le modèle HIRLAM par les observations GPS de ZTD. Malgré tout un fort écart type (de 18.1 mm) est constaté, conséquence de la forte teneur en vapeur de l'atmosphère durant les mois d'été et de la forte variabilité qu'elle impose aux estimations de ZTD. Par ailleurs, le fait que les observations GPS et RS de ZTD (biais de 7 mm et écart type de 12 mm) soient plus proche entre elles que du modèle HIRLAM prouve l'intérêt complémentaires au RS que le GPS peut apporter aux modèles de prévision (par le bon accord des observations GPS/RS) et supplémentaires (par une importante fréquence temporelle des observations GPS, disponibles toutes les heures). Un résultat important de cette étude considère les observations de jour et de nuit. En effet, les biais moyens entre observations GPS et RS augmentent durant les mois d'été, mais seulement pour les observations de jour. Ceci implique que l'augmentation du biais entre GPS et RS est essentiellement le résultat de la différence de mesure des RS entre le jour et la nuit.

D'autres études montrent clairement le potentiel des données GPS pour comparer des simulations entre-elles et notamment des prévisions démarrant de conditions initiales différentes. En effet, Bock *et al.* [2005] ont utilisés les données GPS pour valider différentes analyses du Centre Européen sur la région de l'expérience MAP.

En conclusion, ces études montrent l'intérêt du GPS pour la validation des modèles atmosphériques à méso-échelle et la caractérisation du contenu en vapeur d'eau intégré à haute fréquence temporelle et spatiale.

## 2.3 Assimilation des observables GPS

Les premiers essais d'assimilation des GPS ont d'abord porté sur l'assimilation du contenu intégré en vapeur d'eau avec des techniques de type analyse par Interpolation Optimale (IO) ou “*nudging*” [Kuo *et al.*, 1996 ; Falvey *et Beavan*, 2002]. Dans ces expériences d'analyse, l'écart entre le contenu intégré observé et celui issu du modèle (ébauche) est reporté souvent de façon uniforme sur tout le profil d'humidité spécifique en évitant toutefois les sursaturations. Falvey *et Beavan* [2002] montrent une légère amélioration de la prévision des précipitations lorsque les données GPS sont assimilées. Gutman *et al.* [2004] ont quant à eux montré une amélioration de la prévision de l'humidité à 850 hPa avec le nombre de stations assimilées ( 25 % des scores améliorés en 1998 avec l'assimilation des observations GPS, pour 45 % des scores améliorés en 2002).

Avec l'évolution en assimilation de données vers des méthodes variationnelles, il est possible d'assimiler des observations qui ne sont pas directement reliées aux variables de contrôle de l'analyse. Il n'est donc plus nécessaire de faire une hypothèse sur la répartition verticale de l'humidité comme cela était nécessaire avec des méthodes de type “*nudging*” ou (IO). Dans les méthodes variationnelles (3Dvar ou 4Dvar), il s'agit de minimiser une fonction coût :

$$J = J_b + J_0 = \frac{1}{2} \delta \mathbf{x}^T \mathbf{B}^{-1} \delta \mathbf{x} + \frac{1}{2} (H(\mathbf{x}_b) + \mathbf{H} \delta \mathbf{x} - \mathbf{y})^T \mathbf{R}^{-1} (H(\mathbf{x}_b) + \mathbf{H} \delta \mathbf{x} - \mathbf{y}) \quad (2.1)$$

La contribution  $J_b$  (b pour “*background*”) à la fonction coût prend en compte les erreurs de modélisation.  $\delta \mathbf{x}$  représente l'incrément d'analyse pour le vecteur d'état  $x$ .  $\mathbf{B}$  est la matrice de covariance d'erreurs du modèle météorologique.  $J_0$  prend en compte l'écart aux observations.  $\mathbf{R}$  est la matrice de covariance d'erreurs des observations. Bien souvent  $\mathbf{R}$  est considérée diagonale.  $\mathbf{y}$  représente le vecteur des observations.  $H$  est l'opérateur d'observation qui permet de calculer à partir des variables du modèle  $\mathbf{x}_b$ , l'observable GPS. Dans sa partie directe, l'opérateur d'observation agit donc comme un simulateur d'observation GPS. Des versions tangente linéaire et adjointe de l'opérateur d'observation sont nécessaires pour effectuer la minimisation de la fonction coût.

Des expériences d'assimilation 3Dvar et 4Dvar ont ainsi été réalisées sur des cas d'étude. Guo *et al.* [2000] ont étudié l'impact d'assimiler des IWV GPS avec le 4Dvar de MM5. Ils trouvent sur le cas de ligne de grains étudié un impact légèrement positif sur la prévision des précipitations. Peng *et Zou* [2004], toujours sur un cas d'étude avec le 4Dvar de MM5, montrent que l'assimilation des ZTD permet d'améliorer la description du champ de vapeur d'eau à méso-échelle. MacDonald *et al.* [2002] ont simulé l'assimilation des STD dans un système d'assimilation 3Dvar (données synthétiques). Leurs conclusions sont qu'un système d'observations haute résolution (quelques dizaines de km de distance inter-stations) peut permettre un diagnostic et un impact conséquent sur le champs 3D des modèles de prévision. Des expériences d'assimilation en zone méditerranéenne ont eu lieu. Ainsi Vedel *et Huang* [2004] ont confirmé l'intérêt des observations GPS pour la prévision en temps réel en utilisant des observations opérationnelles, fournies par le projet MAGIC [Haase *et al.*, 2001] de l'action COST716<sup>5</sup> dédiée à l'exploitation des données GPS en climat et modélisation atmosphérique. Ils soulignent toutefois l'importance de bien quantifier les erreurs des observations de ZTD, *i.e.* la spécification de la matrice  $R$  des covariances d'erreurs d'observation. Pour une application temps réel, les systèmes d'assimilation ont

<sup>5</sup>COST : Coopération européenne dans les champs Scientifiques et Techniques de recherche, action 716

besoin des données moins de quelques heures après la mesure. Pour leur part, *Cucurull et al.* [2004] ont montré que les observations GPS de ZTD assimilées conjointement avec des observations de surface améliorent de près de 18 % le champs d'humidité spécifique. L'utilisation des observations GPS est ainsi préconisée pour l'initialisation des situations météorologiques de pluies intenses et leur prévision.

Même si des observations millimétriques des ZTD nécessitent une longue période de traitement préalable pour estimer précisément la position (au minimum quelques jours) avant d'ajuster les paramètres troposphériques, si la position a priori des stations GPS est très bien définie, il devient alors possible, pour un traitement de moins de 2 heures, d'estimer plusieurs paramètres troposphériques par heure avec une fiabilité sub-centimétrique [*Ge et Calais*, 2002]. Jusqu'en 2004, au sein du projet MAGIC, des travaux sur l'estimation des paramètres troposphériques avaient été menés dans le cadre de l'action COST716 [*Elgered*, 2001 ; *van der Marel*, 2004], qui offrait une plate-forme européenne unique où géodésiens et météorologues collaboraient pour améliorer et comparer les traitements GPS. Ainsi, une des applications de COST716 était la possibilité, pour un certain nombre de stations permanentes GPS européennes, de donner l'accès à un traitement en temps quasi réel des paramètres troposphériques (ZTD et pour certainement stations des gradients sont disponibles 1h45 après la mesure). Les études du projet MAGIC et de l'action COST716 se poursuivent aujourd'hui dans le projet TOUGH<sup>6</sup>. Les observations de délais troposphériques zénithaux sont disponibles moins d'une heure après la mesure avec une précision de 5 mm par rapport aux observations obtenues très précisément en temps différé [*Ge et Calais*, 2002 ; *Gendt et al.*, 2004].

---

<sup>6</sup>TOUGH : “*Targeting Optimal Use of GPS Humidity observations in meteorology*”

## Chapitre 3

# Synthèse de l'état de l'art en traitement GPS et des applications météorologiques du GPS

Les deux chapitres précédents ont montré le cheminement qui a conduit à proposer une application météorologique des données GPS, initialement prévues pour le positionnement. Pour la suite de l'étude, il est important de rappeler que les logiciels de traitement GPS fournissent trois types d'observations : une estimation du délai au zénith d'un site (ZTD), une estimation du gradient horizontal ( $G_{NS}$ ,  $G_{EW}$ ) de ce délai (constitué d'une composante Nord-Sud et d'une composante Est-Ouest) et les observations résiduelles. Les délais obliques en direction des satellites ne sont pas directement accessibles ; il est nécessaire de les reconstruire à partir des trois autres observations. De nombreuses études ont montré que les données GPS sont de précision comparable à celles d'autres instruments de mesure de la vapeur d'eau. Ces données sont l'objet d'un intérêt croissant en assimilation de données. Plusieurs expériences d'assimilation des données GPS montrent un impact positif sur la prévision des événements précipitants.

S'il existe des études qui ont utilisé des données GPS pour valider des modèles à haute résolution (1-5 km), aucune n'a pris en compte les spécificités de ces modèles à haute résolution (hormis une topographie mieux décrite), en particulier dans la formulation des simulateurs d'observables GPS. Par ailleurs, ces modèles à haute résolution, de part le plus grand réalisme de leur prévision, offrent des possibilités en tant que laboratoire numérique pour tester de nouvelles méthodes de traitements des données GPS ou de formulation des simulateurs d'observables GPS. Aucune étude à notre connaissance n'a exploré cette possibilité. Le travail de thèse, présenté ici, s'inscrit dans ces axes, où à la fois un réseau d'observations GPS à méso-échelle et un modèle à haute résolution sont utilisés de façon complémentaire, avec pour objectif d'assimiler ces données dans une perspective d'amélioration des prévisions des modèles à haute résolution sur les événements de pluies intenses dans le Sud de la France.



## Deuxième partie

# Sensibilité et validation des mesures GPS dans le cadre de l'OHM-CV





# Chapitre 1

## Crues-éclair et observations GPS

Les pluies intenses et les crues-éclair qu'elles induisent en région de moyenne montagne et littorale méditerranéenne constituent les centres d'intérêt de "l'Observatoire HydroMétéorologique des Cévennes-Vivarais" (OHM-CV, <http://www.lthe.hmg.inpg.fr/OHM-CV/index.php>), coordonné par *Guy Delrieu* au LTHE<sup>1</sup>. Cet observatoire, dont la vocation première est la constitution d'une base de données hydrométéorologiques pérennes sur 10 ans, a aussi pour rôle de fédérer les recherches en météorologie et hydrologie pour progresser dans la compréhension et la prévision de ces événements.

La région Cévennes-Vivarais est représentative de la moyenne montagne de l'ensemble du pourtour méditerranéen. Cette région, qui est soumise à un régime pluviométrique et hydrologique caractérisé par une forte intermittence des pluies qui s'y développent, subit des valeurs extrêmes de précipitations proches des plus fortes statistiques mondiales. La charge en eau des flux de basses couches en provenance de la Méditerranée et la stationnarité des cellules convectives au-dessus de cette région sont les éléments clés qui contribuent à des cumuls de précipitations importants.

L'OHM-CV comprend des observations hydrométéorologiques sur une échelle régionale (RADAR, pluviomètres, limnimètres,...), ainsi que le développement de la modélisation des processus météorologiques et hydrologiques. Les performances des modèles atmosphériques sont fortement dépendantes de leur initialisation, notamment de la qualité du champ d'humidité initial qui joue un rôle essentiel comme indiqué ci-dessus dans la genèse et l'entretien des systèmes précipitants. Afin de compléter les mesures d'humidité de façon très significative par des observations de la vapeur d'eau par GPS, une collaboration entre géodésiens (du LGIT et du LDL) et hydrométéorologues (du CNRM et du LTHE) a été initiée, permettant ainsi de rassembler l'expertise des deux disciplines ; l'objectif étant d'évaluer le potentiel des données GPS pour améliorer la compréhension des événements de pluie intense et leur prévision au travers de l'assimilation des données GPS. Les mesures GPS permettent de compléter significativement dans l'espace et le temps, les rares observations de la vapeur d'eau (essentiellement le sondage de Nîmes toutes les 12 heures dans la région d'intérêt). Des campagnes de mesures GPS réalisées chaque automne depuis 2002 viennent également densifier le réseau GPS permanent existant dans la région Cévennes-Vivarais. Au cours de ma thèse, j'ai pu participer à la réalisation de ces campagnes de mesures en allant sur le terrain vérifier le matériel et recueillir les données, puis en réalisant une partie des traitements de ces données.

---

<sup>1</sup>LTHE : Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnements, Grenoble.

Les réseaux GPS utilisés dans le cadre de ce travail de thèse sont présentés ci-dessous. Les évènements et périodes d'étude sont ensuite présentés d'un point de vue météorologique, puis une première caractérisation à partir des observations GPS est proposée.

## 1.1 Réseaux d'acquisition GPS au sein de l'OHM-CV

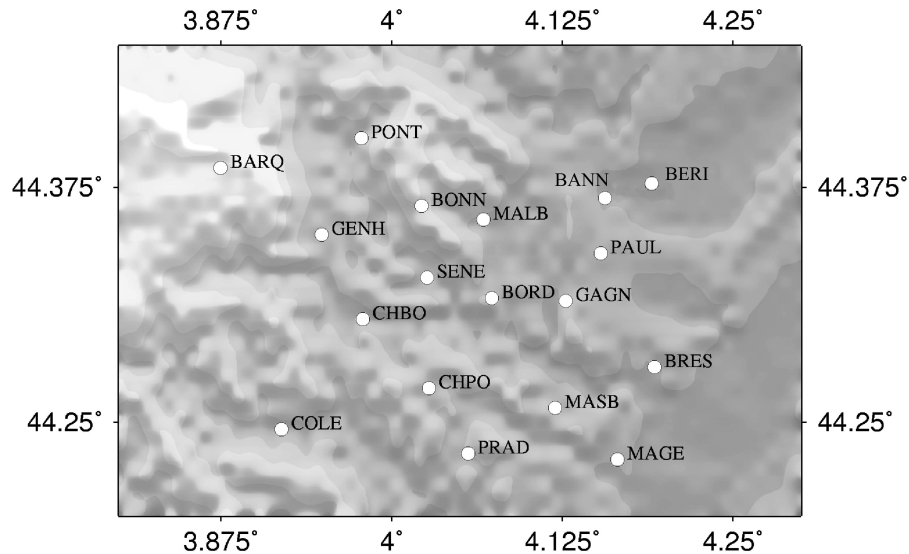


FIG. 1.1 – Présentation des sites GPS de la campagne tomographique de l'OHM-CV au cours de l'automne 2002.

En 2002, la campagne GPS de l'OHM-CV avait pour objectif principal d'évaluer le potentiel de la tomographie à haute résolution. Cette nouvelle technique de restitution d'un champ de vapeur d'eau 4D, empruntée initialement à l'analyse médicale puis exploitée par les sismologues, a été mise en oeuvre pour la première fois en France en juin 2001 dans le cadre du projet ESCOMPTE à Marseille [Bock *et al.*, 2004; Champollion *et al.*, 2005; Walpersdorf *et al.*, 2004]. La mise à disposition d'une quinzaine de stations GPS du parc INSU a permis le déploiement de 21 stations GPS temporaires du 15 septembre au 20 novembre 2002. Le LGIT et le LDL ont collaboré pour mener à bien cette campagne de mesure météorologique dédiée donc à l'application de méthodes tomographiques à haute résolution : 18 stations GPS ont été placées sur une zone de 30×30 km au Nord-Ouest d'Alès, dans les Cévennes (Figure 1.1). La localisation du réseau GPS à haute résolution a été choisie à proximité du radar de Bollène du réseau ARAMIS de Météo-France qui, à cette période, fonctionnait en mode volumique. Cette configuration de réseaux permet de s'intéresser à la relation eau précipitable/eau précipitée. Ces observations GPS sont en cours d'analyse tomographique au LGIT, pour restituer un champ 4D de vapeur d'eau d'une fine résolution spatiale et temporelle.

Par ailleurs 3 autres stations temporaires ont été ajoutées afin de densifier le réseau permanent (stations de la LARZ, CDGA et SMDC, Figure 1.2). Des capteurs météorologiques de pression, de température et d'humidité relative (station PTU) ont également été ajoutés au pied de 5 capteurs GPS durant cette période intense d'observations.

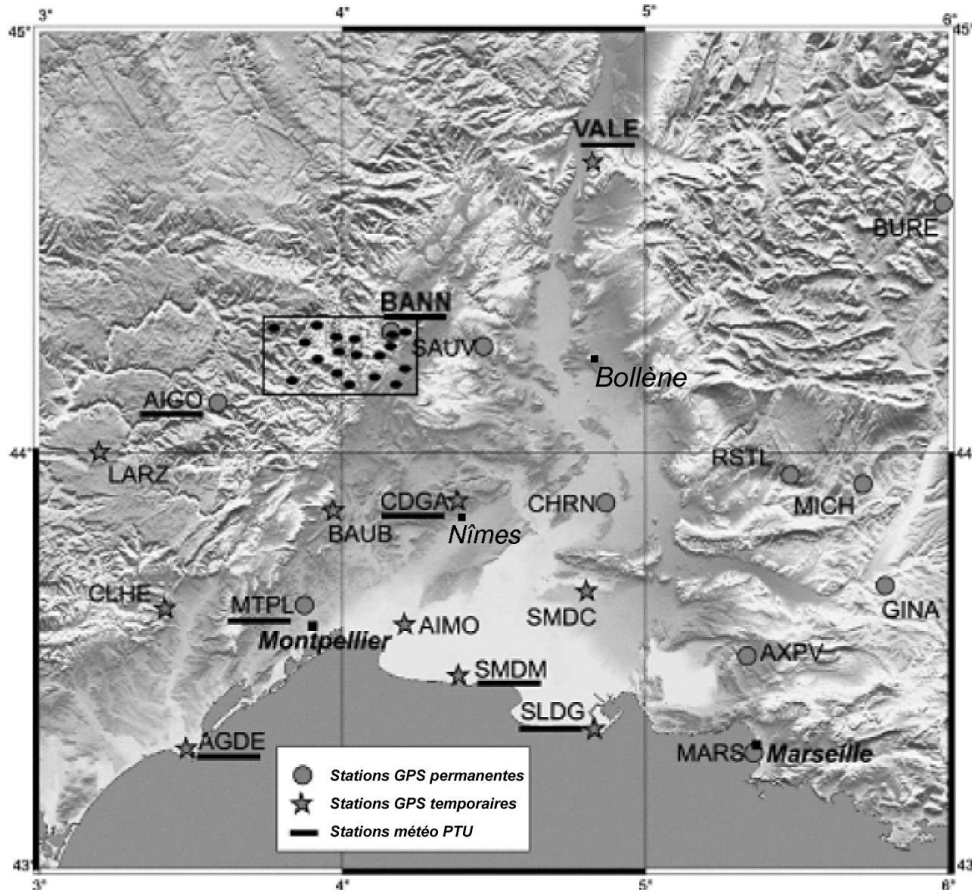


FIG. 1.2 – Présentation des sites GPS des campagnes de mesures de l'OHM-CV au cours des automnes 2002, 2003, 2004 et 2005. En encadré noir figure les 18 stations temporaires du réseau tomographique de 2002. SMDM a été remplacée par CALA en 2004.

Les campagnes des automnes suivants ont porté sur une densification du réseau GPS non plus à l'échelle locale mais à l'échelle régionale, avec cette fois un objectif de caractérisation du flux d'humidité en amont des systèmes précipitants et qui alimentent ceux-ci. Les capteurs ont donc été disposés préférentiellement sur le littoral méditerranéen. En 2003, 9 stations GPS temporaires ont ainsi été installées du 5 septembre au 8 janvier 2004, permettant de densifier le réseau de stations permanentes au sud de 44 °N, le long du littoral méditerranéen. 4 capteurs météorologiques ont aussi été installés au pied des capteurs GPS (Figure 1.2).

Une campagne de mesure similaire a eu lieu à l'automne 2004, du 2 septembre au 7 décembre (Figure 1.2). Une station supplémentaire a été rajoutée par rapport à la campagne de 2003 (station VALE). D'autre part la station de Sainte-Marie-de-la-Mer (SMDM) a été remplacée par la station CALA, située à quelques km au Nord. 6 stations PTU ont aussi été installées pour cette campagne.

Pour l'année 2005, depuis le 1<sup>er</sup> septembre les mêmes 10 stations GPS temporaires sont en cours d'acquisition, avec 8 stations PTU. La date de fin d'acquisition est prévue pour le 8 décembre. Dans la mesure du possible, depuis 2003, les capteurs GPS sont placés aux

mêmes emplacements d'une année sur l'autre, pour permettre à terme une caractérisation climatologique de la vapeur d'eau troposphérique dans la région.

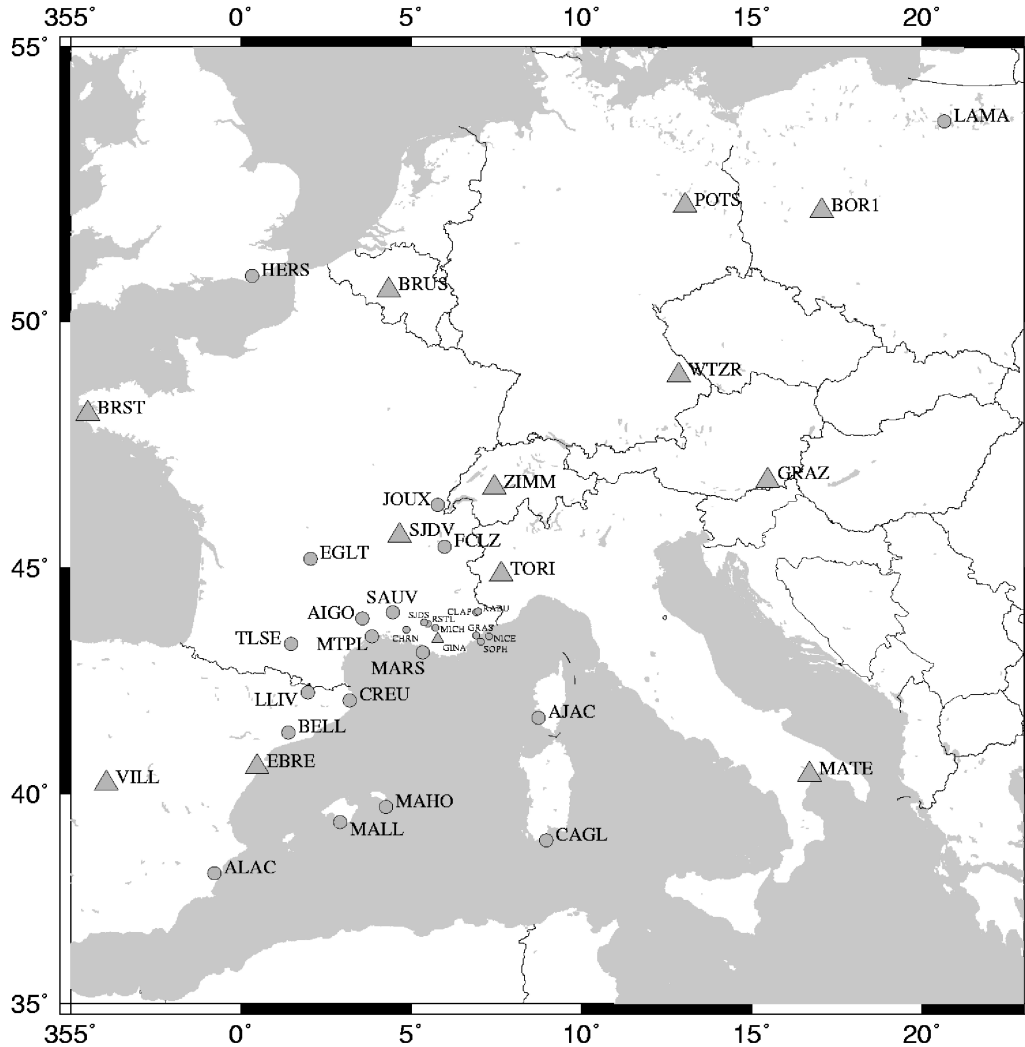


FIG. 1.3 – Localisation des différentes stations européennes utilisées dans les différents traitements GPS. Les stations marquées par un triangle sont d'anciennes stations européennes permanentes qui possèdent une position très bien estimée dans le référentiel ITRF (stations *glreps*) et les stations marquées d'un cercle sont d'autres stations européennes permanentes.

Pour les différents traitements de données GPS, un ensemble de stations permanentes est utilisé en plus des stations temporaires de l'OHM-CV. La Figure 1.3 présente leurs localisations. En effet, pour obtenir des paramètres troposphériques absolus, décorrélés de l'estimation du positionnement vertical, il est nécessaire d'effectuer un traitement GPS avec des distances inter-stations (lignes de bases) importantes (plus de 2000 km) [Tregoning et al, 1998] et donc d'inclure des stations européennes hors du domaine de l'OHM-CV dans les traitements GPS. Leur répartition géométrique considère la zone de l'OHM-CV comme le centre de "gravité". Des stations permanentes européennes de référence (stations

*glreps*) sont nécessairement sélectionnées afin de stabiliser la solution de positionnement, ainsi que des stations permanentes bien placées dans le cadre de la zone d'étude du Golfe du Lion.

## 1.2 Présentations des cas d'étude de l'OHM-CV

### 1.2.1 Inondation du Gard en septembre 2002

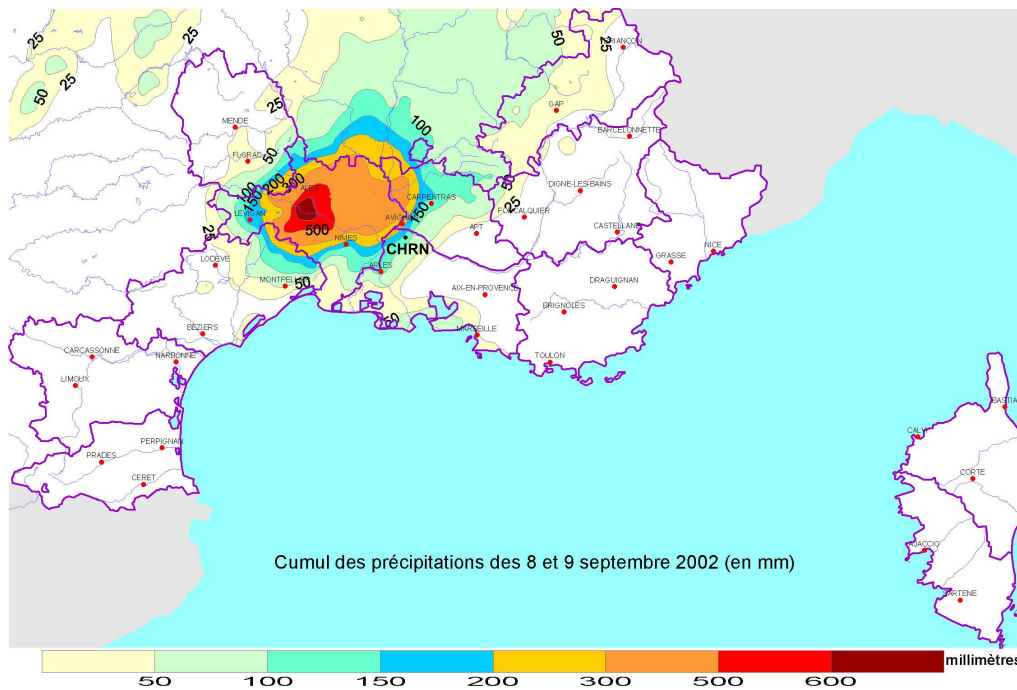


FIG. 1.4 – Cumul de précipitation enregistré lors de l'évènement des 8-9 septembre 2002. (source : Météo-France)

Les 8 et 9 septembre 2002, un épisode de fortes pluies dévastatrices a frappé la région du Gard, près d'Alès, et a causé plus d'une vingtaine de morts. Ce phénomène de crues éclairs, avec près de 700 mm de cumul de pluie en 24 heures (Fig. 1.4), a été aggravé par la topographie de la région. En effet les fortes pentes des bassins versant à réponse rapide ont provoqué, en quelques heures, cette terrible inondation. Une part importante des cumuls de précipitations enregistrées est liée à un système convectif de méso-échelle ou "*Mesoscale Convective System*" (MCS), qui a stationné sur la même région pendant plus de 16 heures. Si ce type de situation n'est pas rare dans le Sud-Est de la France, le cas du Gard 2002 se distingue bien sûr par des cumuls de pluies en 24 heures parmi les plus élevés enregistrés dans cette région, mais aussi par une localisation relativement inhabituelle de l'épicentre des précipitations. En effet, plutôt qu'être localisé sur les contreforts du Massif Central comme dans la majorité des évènements de pluie Cévenole, l'épicentre s'est positionné sur les régions moins montagneuses du Gard. *Debrieu et al.* [2005] proposent une description détaillée de cet évènement tant d'un point de vue météorologique qu'hydrologique.

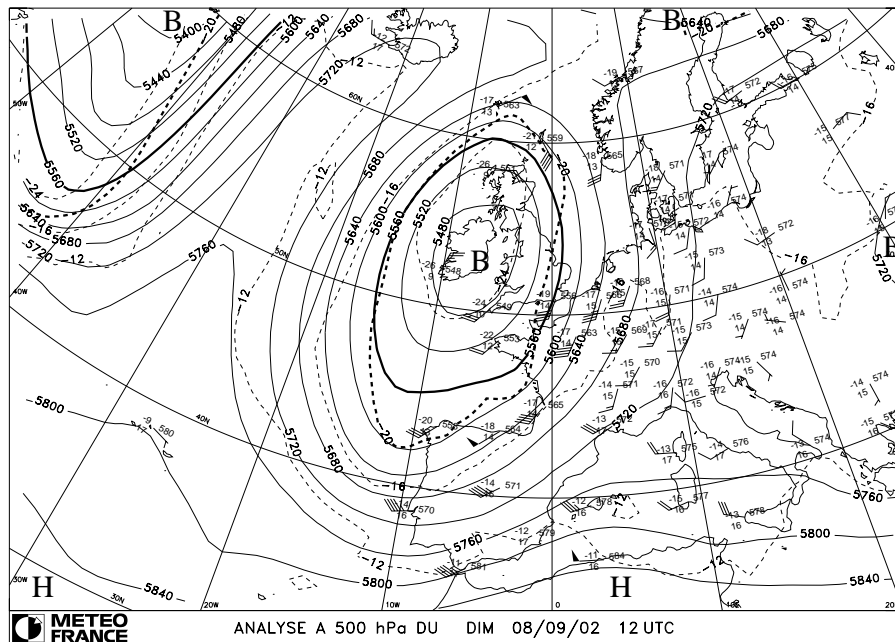
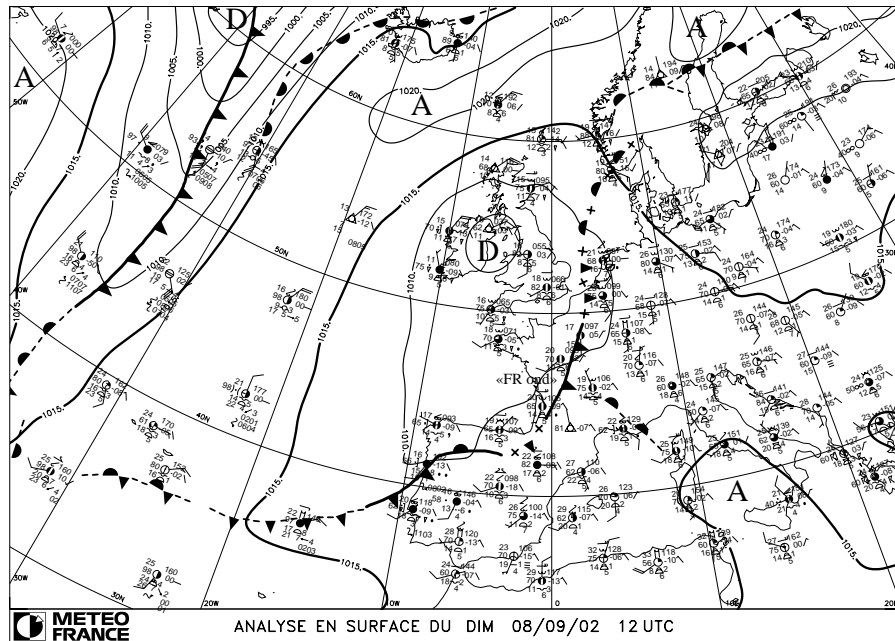


FIG. 1.5 – Analyse du 8 septembre 2002 à 12 UTC en surface (haut) et à 500 hPa (bas). Au pointage des observations sont superposés les géopotentiels (trait plein) et la température (trait tiret) à 500 hPa et la pression au niveau de la mer (trait plein) issus de l’analyse ARPEGE. (source : Météo-France)

La situation météorologique est caractérisée par un thalweg d'altitude qui s'étend des Iles Britanniques à la Péninsule Ibérique, générant un flux de sud-ouest diffluent en altitude au-dessus de la région (Figure 1.5). En surface, un front froid ondulant progresse lentement sur l'ouest du Pays. C'est bien à l'avant de ce front, dans l'air chaud et instable que se développe dans la matinée du 8 septembre des orages sur la mer Méditerranée. Ces orages en remontant à l'intérieur des terres vont s'organiser en un MCS qui s'accroche sur la région du Gard. Simultanément, le flux de basses couches se renforce sur le littoral du Gard et des Bouches-du-Rhône en prenant une composante Sud-Est. Il permet d'alimenter en humidité le système convectif. Le radiosondage de Nîmes (situé à 10 km au Sud de la station CDGA sur la Figure 1.2) du 8 septembre 2002 à 00H00 UTC (Figure 1.6a) indique une atmosphère conditionnellement instable, avec une énergie convective potentielle disponible ou "*Convective Available Potential Energy*" (CAPE) de 850 J/kg. Ce sondage réalisé de nuit met en évidence une masse d'air instable. La quantité de vapeur d'eau intégrée pour ce même sondage est de 33 kg/m<sup>2</sup>. Pour le mois de septembre, la valeur moyenne d'eau précipitable en septembre estimée à partir des sondages de Nîmes sur une période de 10 ans (1995-2004) est de 21.5 kg/m<sup>2</sup> ; la valeur de 33 kg/m<sup>2</sup> se trouve dans le décile supérieur de la distribution.

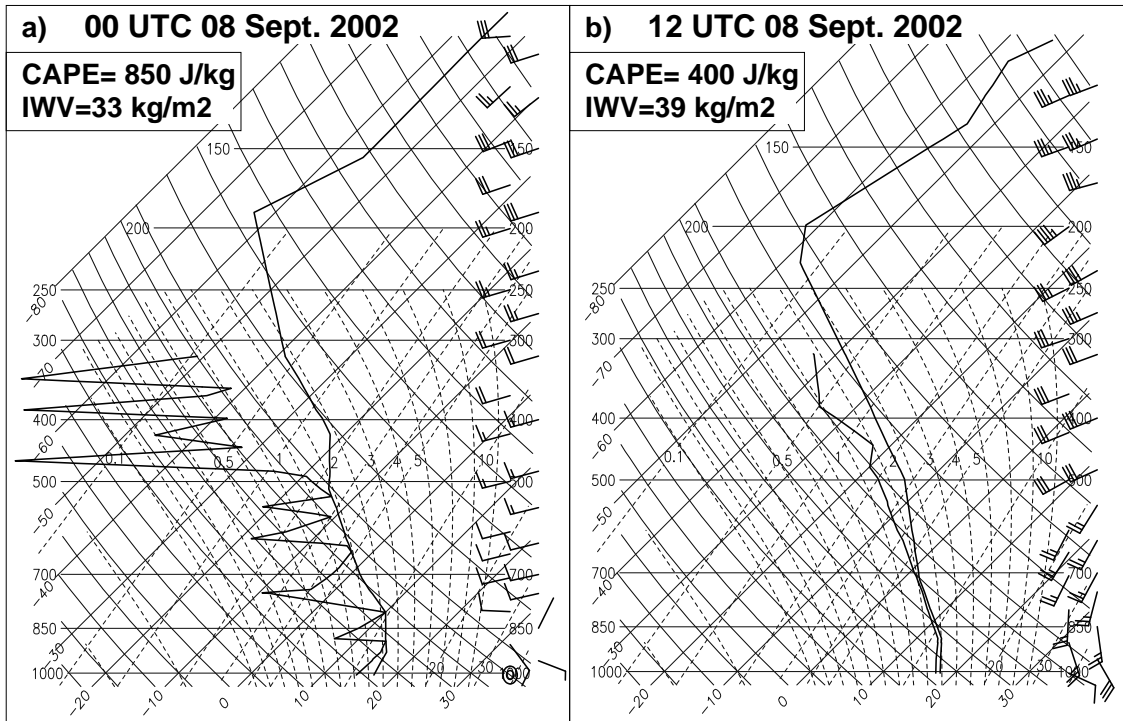


FIG. 1.6 – Radiosondage de Nîmes : a) à 00H00 UTC le 8 septembre 2002, b) à 12H00 UTC le 9 septembre 2002. (source : Météo-France)

Le sondage réalisé à 12H00 UTC à Nîmes (Figure 1.6b) montre un profil saturé jusqu'à 700 hPa environ, très humide au-dessus. L'instabilité a baissé, avec une CAPE de 400 J/kg, mais la quantité de vapeur d'eau intégrée est passée à 39 kg/m<sup>2</sup>, valeur qui se trouve dans le quantile 5% supérieur. Cet accroissement de la quantité d'eau précipitable traduit une humidification de l'atmosphère locale, en conséquence des phénomènes convectifs déjà pré-



sents sur Nîmes et ses alentours à 12H00 UTC le 8 septembre 2002. Dans l'après-midi et en soirée, le vent toujours de sud-est sur le littoral se renforce et continue d'apporter de l'air chaud et humide en provenance de la Méditerranée. Associé au basculement du thalweg en altitude, le MCS va passer progressivement d'une orientation SO/NE dans l'après-midi à une orientation S/N dans la soirée (Figure 1.7). Dans le même temps, le front continue de progresser vers l'Est pour se fusionner avec le MCS dans la nuit du 8 au 9 septembre 2002. Le système précipitant ainsi constitué va balayer d'ouest en est toute la région Sud-Est dans la matinée et le début d'après-midi du 9 septembre.

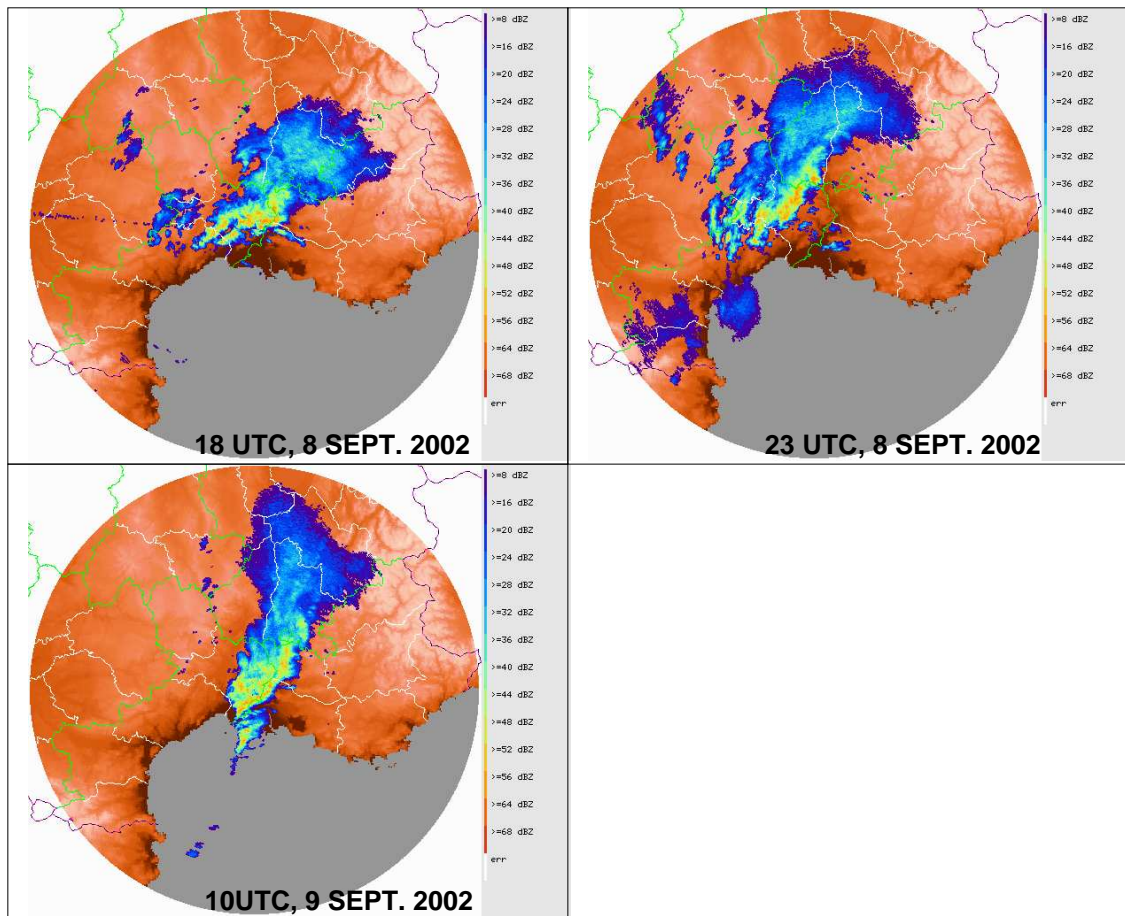


FIG. 1.7 – Réflectivités du radar de Nîmes lors de l'épisode des 8-9 septembre 2002.

### 1.2.2 Inondation du Rhône en décembre 2003

Cet épisode de précipitation est différent du précédent et correspond au second type d'évènement qui peut engendrer des crues sur les régions méditerranéennes. La situation est caractérisée par une perturbation pluvieuse qui va stationner sur la région pendant plusieurs jours. Le lundi 1<sup>er</sup> décembre 2003, des précipitations intenses affectent surtout les départements du Gard, du Vaucluse et des Bouches-du-Rhône (Sud-Est de la France, entre Montpellier et Marseille).

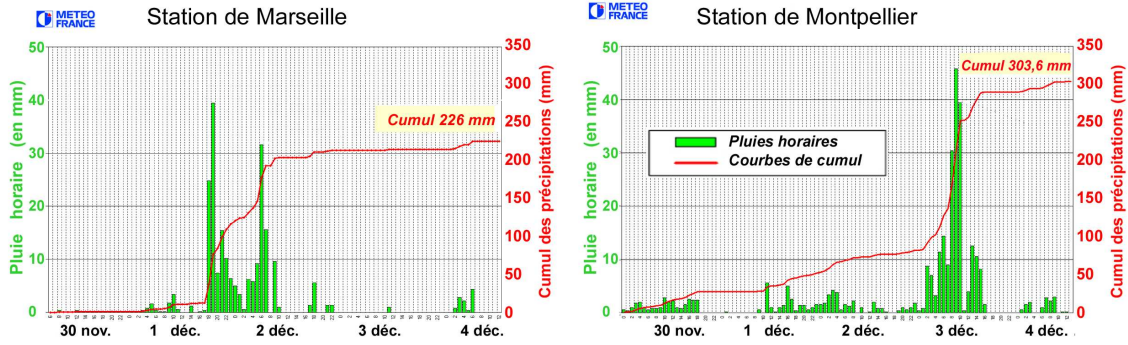


FIG. 1.8 – Précipitations observées aux stations de Marseille et Montpellier du 30 novembre au 4 décembre 2003. (source : Météo-France)

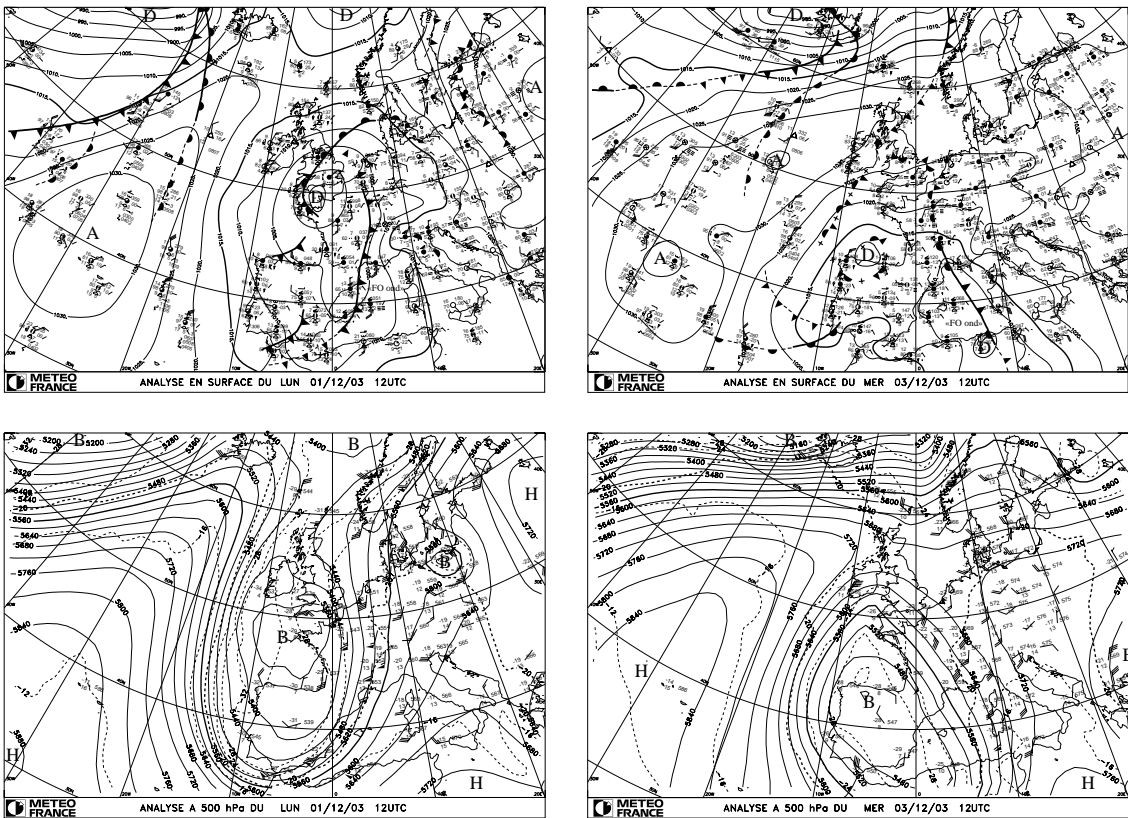


FIG. 1.9 – Analyse des 1<sup>er</sup> et 3 décembre 2003 à 12 UTC en surface (haut) et à 500 hPa (bas). Au pointage des observations sont superposés les géopotentiels (trait plein) et la température (trait tiret) à 500 hPa et la pression au niveau de la mer (trait plein) issus de l'analyse ARPEGE. (source : Météo-France)

Ces précipitations interviennent sur des sols déjà saturés en eau par les pluies importantes de l'automne, et dès la fin de l'après-midi, la plupart des affluents du Rhône à l'aval de Lyon sont en crue. Le 2 décembre, les pluies affectent particulièrement les régions voisines de la vallée du Rhône et remontent jusqu'en Saône-et-Loire (100 km au nord de Lyon). En Méditerranée, les vents du sud contrarient le bon déversement des eaux fluviales. La rupture d'une digue va conduire à une inondation historique de la Camargue. Le 3 décembre, la perturbation prend un caractère orageux plus important. L'ensemble du Languedoc-Roussillon est touché par les pluies, plus particulièrement intense sur l'Hérault. Sur les 3 jours, les cumuls atteindront dans la région entre 100 à 200 mm, avec des pointes à 300 mm (Figure 1.8). Cet épisode a occasionné 7 décès.

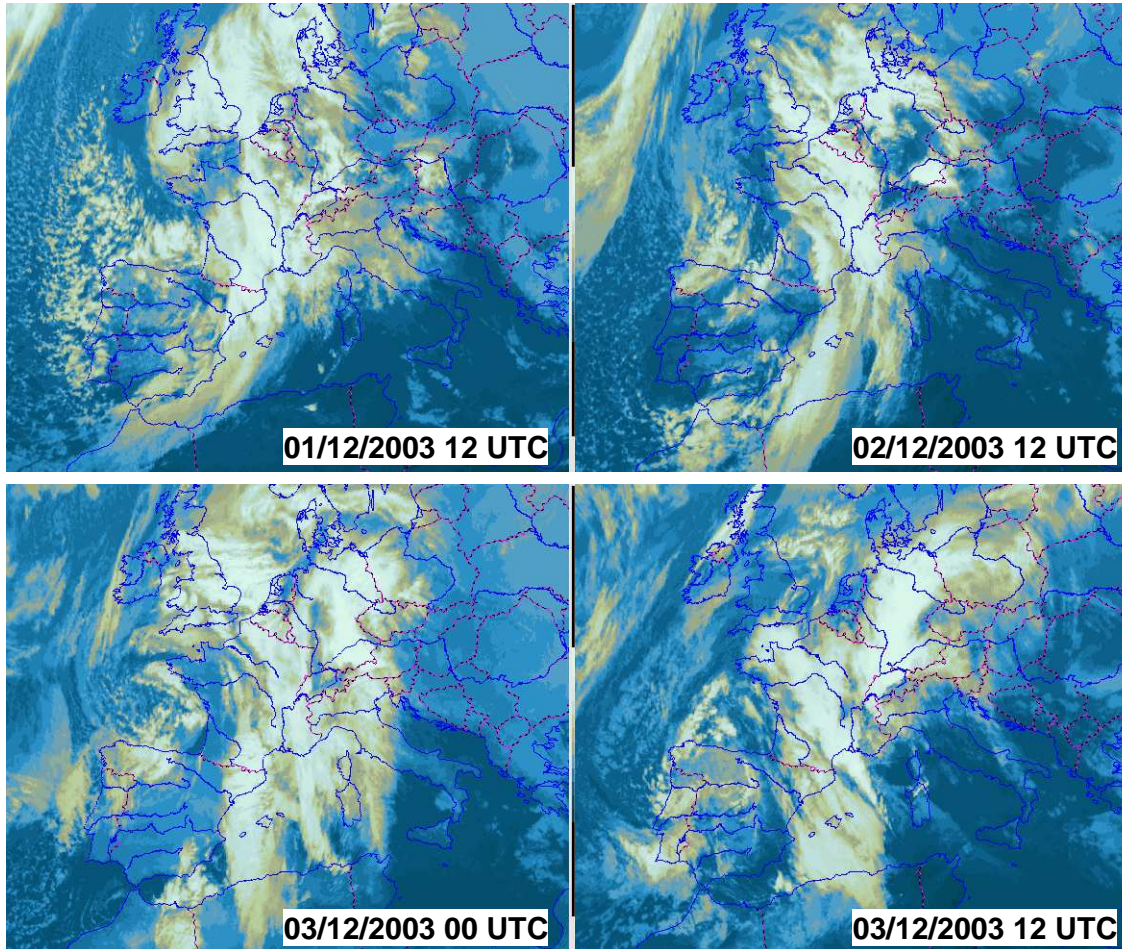


FIG. 1.10 – Images Infra-rouge METEOSAT. (*source : Météo-France*)

La situation météorologique pour cet épisode est caractérisée par un thalweg s'étendant des Iles Britanniques à la Péninsule Ibérique le 1<sup>er</sup> décembre qui va progressivement basculer et se centrer sur la Péninsule Ibérique le 3 décembre (Figure 1.9). Associé au flux rapide de sud à sud-est en altitude, un front ondule en surface sur le Sud de la France pendant les 3 jours (Figure 1.10), ce qui va conduire aux cumuls importants de précipitation. Dans la journée du 3 décembre, avec la remontée de la dépression vers le Nord et son creusement,

les vents en surface de composante Est vont souffler assez fortement avec des rafales de 100 à 150 km/h en soirée du 3 et la nuit du 3 au 4 de la côte provençale jusqu'au golfe du Lion.

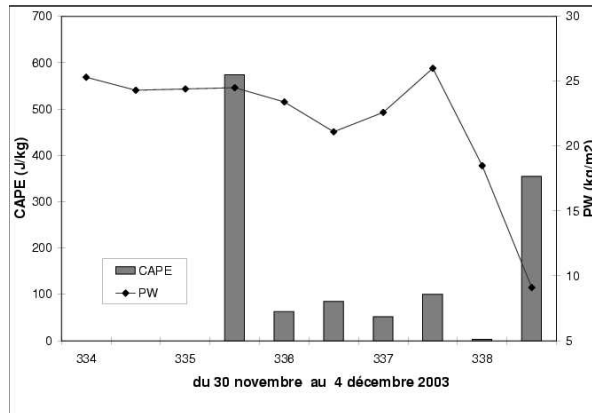


FIG. 1.11 – CAPE et Eau Précipitable calculés sur les sondages de Nîmes du 30 novembre au 4 décembre 2003. (source : Météo-France)

Les sondages de Nîmes du 30 novembre au 4 décembre 2003 montrent une atmosphère légèrement instable, et des contenus intégrés en vapeur d'eau élevés pour la saison jusqu'au 3 décembre inclus (Figure 1.11). Ces derniers chutent de façon considérable le 4 décembre 2003. Pour comparaison, la valeur moyenne d'eau précipitable pour le mois de décembre calculée à partir des sondages de Nîmes de 1995 à 2004 est de 13.5 kg/m<sup>2</sup>, et le décile supérieur de la distribution est de l'ordre de 21 kg/m<sup>2</sup>. Les valeurs observées pendant toute la durée de l'épisode se trouve donc dans le décile supérieur.

### 1.2.3 Pluies intenses des automnes 2002 et 2004

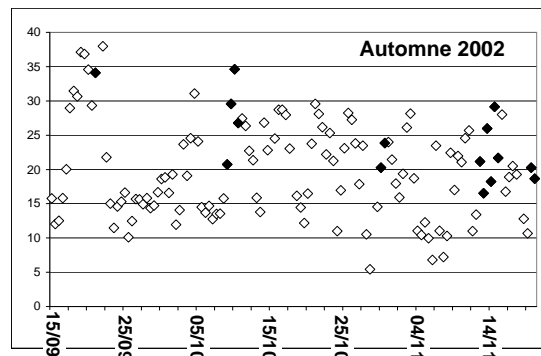


FIG. 1.12 – Eau Précipitable (kg/m<sup>2</sup>) estimée à partir du radiosondage de Nîmes du 15 septembre au 20 novembre 2002. Les journées à plus de 100 mm de précipitation listées dans le tableau 1.1 sont noircies. (source : Météo-France)

Le tableau 1.1 liste les journées où au moins une station pluviométrique du réseau de données quotidiennes a enregistré plus de 100 mm pour les périodes des campagnes de mesures OHM-CV en 2002 et 2004. Entre le 15 septembre et le 20 novembre 2002, 8 journées sont recensées, correspondant à 5 épisodes pluvieux. Pour 2004, on recense 12 journées avec plus de 100 mm de précipitations, répartis en 9 épisodes pluvieux. L'eau précipitable calculée sur le sondage de Nîmes pour les mêmes périodes est présentée Figures 1.12 et 1.13. Le sondage de Nîmes pour le mois de novembre 2004 montre une atmosphère nettement plus sèche qu'en 2002, avec un nombre d'évènements de pluie intense plus faible en novembre 2004 qu'en novembre 2002.

TAB. 1.1 – jours où les stations pluviométriques du réseau de mesures quotidiennes de METEO-FRANCE ont relevé plus de 100 mm

Date	Départements	Maximum en 24 h
21 sept. 2002	Aude	100 mm
9 oct. 2002	Ardèche, Aude, Bouches du Rhône, Corse, Gard, Hérault, Lozère, Tarn, Var	200 mm
10 oct. 2002	Bouches du Rhône, Alpes-maritimes, Var	128 mm
30 oct. 2002	Aude, Hérault	129 mm
13 nov. 2002	Ardèche	144 mm
14 nov. 2002	Drôme, Alpes de Haute Provence, Alpes, Alpes Maritimes, Var	247 mm
15 nov. 2002	Alpes Maritimes, Vaucluse	150 mm
20 nov. 2002	Hérault	136 mm
14 sept. 2004	Corse	200 mm
15 sept. 2004	Corse	100 mm
16 sept. 2004	Corse	102 mm
6 oct. 2004	Hérault	178 mm
9 oct. 2004	Ardèche	100 mm
18 oct. 2004	Gard	102 mm
25 oct. 2004	Ardèche	137 mm
27 oct. 2004	Ardèche, Gard, Lozère	168 mm
28 oct. 2004	Var	147 mm
31 oct. 2004	Corse	120 mm
4 nov 2004	Gard	146 mm
7 nov. 2004	Corse	111 mm
7 déc. 2004	Corse	120 mm

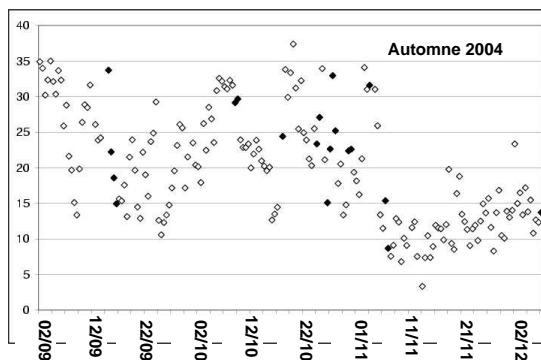


FIG. 1.13 – Eau Précipitable ( $\text{kg}/\text{m}^2$ ) estimée à partir du radiosondage de Nîmes du 2 septembre au 7 décembre 2004. Les journées à plus de 100 mm de précipitation listées dans le tableau 1.1 sont noircies. (source : Météo-France)

### 1.3 Analyse GPS des cas et périodes d'étude

Les observations et le traitement dans le cadre de l'OHM-CV de données GPS (par le LGIT et le LDL) permettront d'ici quelques années de mener une étude climatologique du Sud-Est méditerranéen à partir des mesures de ZTD et des champs 2D d'IWV qu'il est possible de déduire en association avec des mesures de pression et de température au sol. Dans l'immédiat les observations de ZTD et de gradients peuvent être utilisées pour identifier et analyser directement les événements météorologiques qui ont eu lieu lors des campagnes d'acquisition, comme nous allons essayer de l'illustrer ci-dessous.

#### 1.3.1 Inondation du Gard en septembre 2002

Seules les stations permanentes du RGP<sup>2</sup> et de REGAL<sup>3</sup> ont enregistré à cette période. Figure 1.14 sont présentés le délai zénithal total mesuré par GPS à la station CHRN de Château-Renard ( $ZTD_{GPS}$ ), le délai zénithal hydrostatique estimé à partir des mesures des pressions au sol ( $ZHD_{PS}$ ), avec la formulation de l'équation (2.2), et le délai zénithal humide ( $ZWD_{GPS}$ ) déduit selon l'équation (1.22).

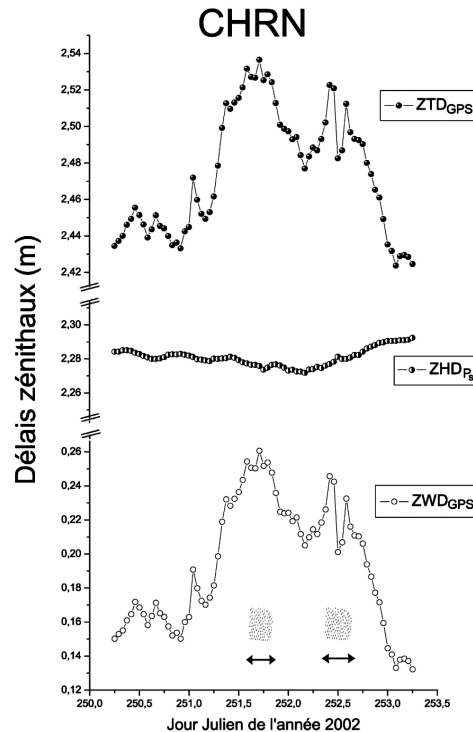


FIG. 1.14 – Séries temporelles du délai zénithal total ( $ZTD_{GPS}$ ), du délai zénithal hydrostatique ( $ZHD_{PS}$ ), et du délai zénithal humide ( $ZWD_{GPS}$ ), évalués à la station CHRN de Château-Renard (voir Figure 1.2 pour la position du site GPS). Le jour Julien 250 de l'année 2002 correspond au 7 septembre, le jour Julien 253 au 10 septembre. Les doubles flèches figurent les périodes de précipitations.

<sup>2</sup>RGP : Réseau GPS Permanent français

<sup>3</sup>REGAL : Réseau GPS permanent dans les Alpes occidentales

La station permanente CHRN est le récepteur situé au plus proche des sites de pluies intenses lors de ces quelques jours de septembre. Tout d'abord, une forte variabilité simultanée du  $ZTD_{GPS}$  et du  $ZWD_{GPS}$  peut être remarquée (plus de 10 cm de variation en quelques jours), alors que le  $ZHD_{PS}$  est beaucoup moins variable dans le temps (moins de 3 cm en quelques jours).

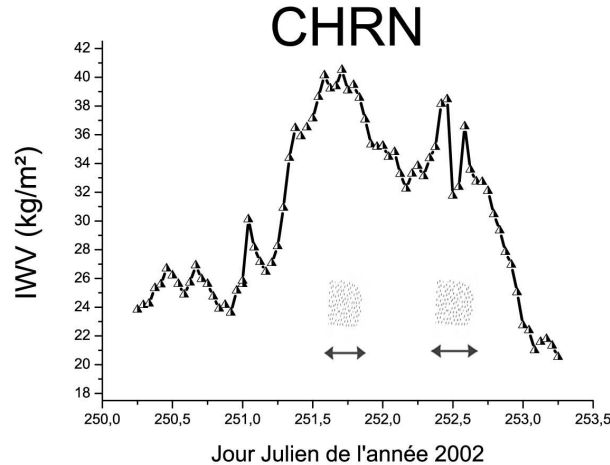


FIG. 1.15 – Série temporelle de la valeur intégrée en vapeur d'eau (IWV) au zénith du site de CHRN. Les observations GPS, associées aux mesures de pression et de température au sol permettent d'estimer l'IWV, qui est équivalent à l'eau précipitable (PW). Les doubles flèches figurent les périodes de précipitations.

A partir de l'estimation de  $ZWD_{GPS}$  et du facteur de proportionnalité  $\kappa$  donné par l'équation (2.8), en fonction de la température à 2 mètres, la Figure 1.15 présente une série temporelle de la valeur intégrée en vapeur d'eau (IWV) évaluée au zénith du site de CHRN. Au regard de la Figure 1.15, l'augmentation de la vapeur d'eau est nettement visible pendant les jours Juliens 251 (8 septembre) et 252 (9 septembre) de l'année 2002. Ces fortes valeurs de IWV observées par GPS sont corrélées avec les périodes de précipitations. A noter également que les évolutions temporelles de  $ZTD_{GPS}$  et  $ZWD_{GPS}$  (Figure 1.14) sont complètement similaires à celle de l'IWV.

Le traitement GPS GAMIT permet d'obtenir des observations de gradients ( $G_{NS}$  et  $G_{EW}$ ), qui sont en fait les composantes horizontales Nord-Sud et Est-Ouest, d'un vecteur gradient  $\vec{G}$ , qui caractérise l'anisotropie des délais troposphériques au-dessus d'un site GPS. Il s'agit en fait d'un gradient de délais (au zénith) projeté pour  $10^\circ$  d'élévation (angle de  $10^\circ$  au-dessus de l'horizon). La Figure 1.16 présente une série temporelle du  $ZTD_{GPS}$  projeté sous  $10^\circ$  d'élévation ( $L_{sym}^{10^\circ}$ , formulé équation (1.18) avec une fonction de projection  $m_h$  évaluée pour  $10^\circ$ ). Le délai oblique, ainsi obtenu, est de l'ordre de 14 m. Cette contribution est qualifiée d'isotrope car elle ne dépend pas de l'azimut. L'estimation des gradients de délais, qui dépend de l'azimut, est qualifiée d'anisotrope. Les contributions des gradients ont été portées Figure 1.16. Les vecteurs  $\vec{G}$  sont placés en prenant origine en chaque point de la série temporelle de  $L_{sym}^{10^\circ}$  (dans le référentiel des gradients, le plan de la figure est

associé au plan décrit par les axes Nord-Sud et Est-Ouest). La norme des vecteurs  $\vec{G}$  ( $\|\vec{G}\| = \sqrt{G_{NS}^2 + G_{EW}^2}$ ) est exprimée dans la même unité que les délais obliques  $L_{sym}^{10^\circ}$ . Les vecteurs  $\vec{G}$  sont orientés dans la direction de contribution maximale anisotrope selon le modèle linéaire plan de gradient de *Davis et al.* [1993], présenté section I.1.3.4.

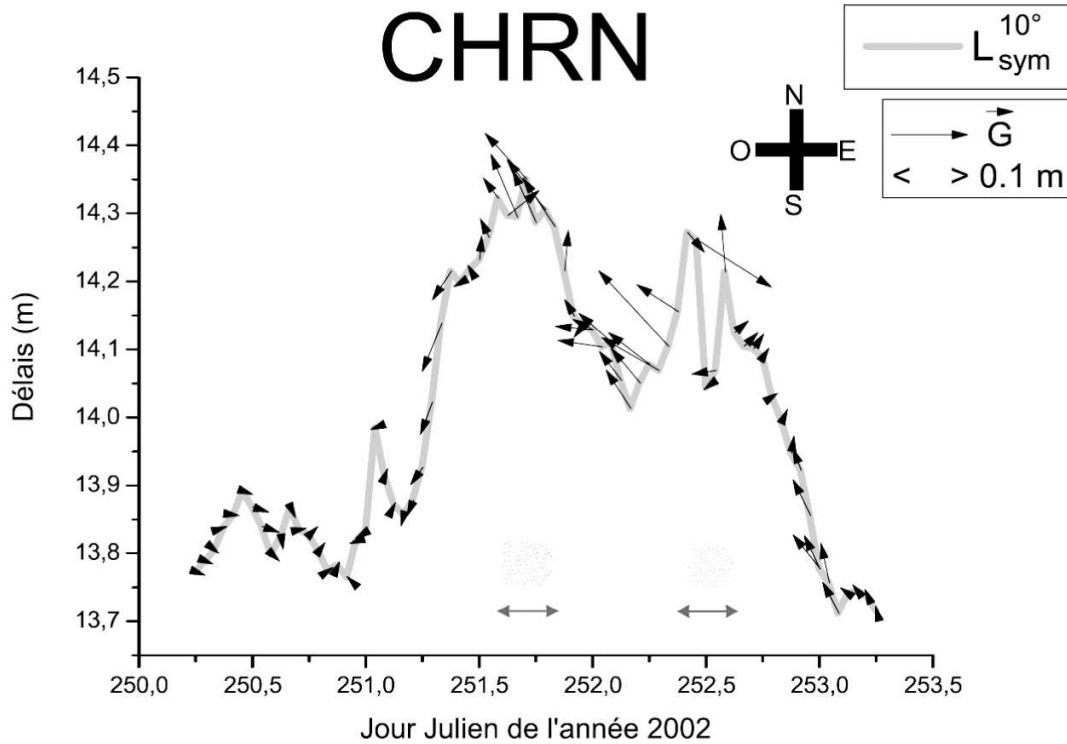


FIG. 1.16 – Série temporelle du  $ZTD_{GPS}$  projeté sous  $10^\circ$  d'élévation ( $L_{sym}^{10^\circ}$ ), à la station GPS CHRN les jours Juliens 251 et 252 (8-9 septembre 2002). Les gradients  $\vec{G}$  estimés simultanément ont été reportés en chaque point de mesure des  $L_{sym}^{10^\circ}$ . L'origine d'un vecteur  $\vec{G}$  est située à ce point de mesure. Au plan de la série temporelle de  $L_{sym}^{10^\circ}$  est associé le plan caractérisé par les axes Nord-Sud et Est-Ouest de topographie locale de CHRN. La même échelle que pour les délais obliques isotropes  $L_{sym}^{10^\circ}$  permet la représentation des gradients  $\vec{G}$ . Parallèles à l'axe des abscisses, les doubles flèches représentent les précipitations enregistrées à CHRN.

A partir de cette mise en évidence de l'évolution de la tendance de la vapeur d'eau avec les gradients, c'est-à-dire de la différence locale de la teneur en vapeur au-dessus d'un site d'observations GPS, il est possible de confirmer l'analyse de cette événement qui a été réalisée a posteriori [*Delrieu et al.*, 2005]. Comme nous l'avons montré auparavant, cet événement est décomposé en trois phase, une première phase (avant 22 UTC, le 8 sept.



2002) où la partie la plus active est ancrée sur le Gard avec un système qui possède une orientation SW/NE. Cette phase est caractérisée par une augmentation de  $L_{\text{sym}}^{10^\circ}$  (ou IWV) à la station CHRN. Les gradients sont faibles pendant cette période. Lorsque le système se déplace progressivement vers les contreforts du Massif Central (Figure 1.7), les délais dans la région de Château-Renard diminuent, et les gradients deviennent plus forts, pointant vers le Nord-Ouest. Ceci traduit une plus forte humidité au nord-ouest de Château-Renard associée au système convectif. Dans la troisième phase, dans la matinée du 9 septembre (Figure 1.7), le front, fusionné au système convectif de mésoéchelle, va balayer à nouveau la région de Château-Renard. On assiste alors à une augmentation de  $L_{\text{sym}}^{10^\circ}$ , avec les plus fortes valeurs au moment où le front pluvio-orageux passe au-dessus de la station. Les forts gradients d'orientation variable observés vers 12 UTC le 9 septembre sont liés au passage de cette bande de précipitation active.

### 1.3.2 Inondation du Rhône en décembre 2003

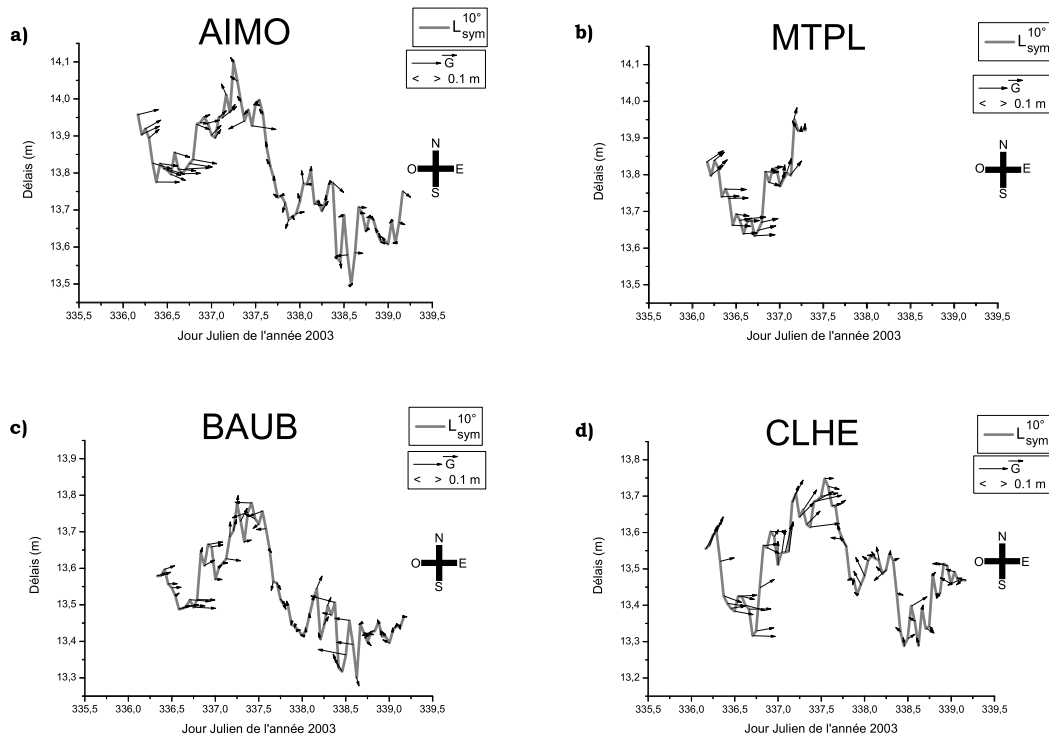


FIG. 1.17 – Séries temporelles de  $ZTD_{\text{GPS}}$  projetés sous  $10^\circ$  d'élévation ( $L_{\text{sym}}^{10^\circ}$ ) aux stations a) AIMO (Aigues-Mortes), b) MTPL (Montpellier), c) BAUB (Baubiac) et d) CLHE (Clermont l'Hérault) pour les jours Julien 336 à 339 (période du 2 décembre au 5 décembre 2003). Les gradients  $\vec{G}$  estimés simultanément ont été reportés en chaque point de mesure des  $L_{\text{sym}}^{10^\circ}$ . L'origine d'un vecteur  $\vec{G}$  est située à ce point de mesure. Au plan de la série temporelle de  $L_{\text{sym}}^{10^\circ}$  est associé le plan caractérisé par les axes nord-sud et est-ouest. La même échelle que pour les délais obliques isotropes  $L_{\text{sym}}^{10^\circ}$  permet de représenter les gradients  $\vec{G}$ .

Les données GPS disponibles lors du flux du Rhône en décembre 2003 proviennent de 25 stations permanentes, localisées Figure 1.3 (BELL, CHRN, CLAP, CREU, EBRE, GINA, GRAZ, HERS, LAMA, LLIV, MARS, MATE, MICH, MTPL, NICE, ONSA, RABU, RSTL, SJDV, SOPH, TLSE, TORI, VILL, WTZR et ZIMM), et de 6 stations temporaires de l'OHM-CV, localisées Figure 1.2 (AIMO, BAUB, CDGA, CLHE, SMDC et SMDM).

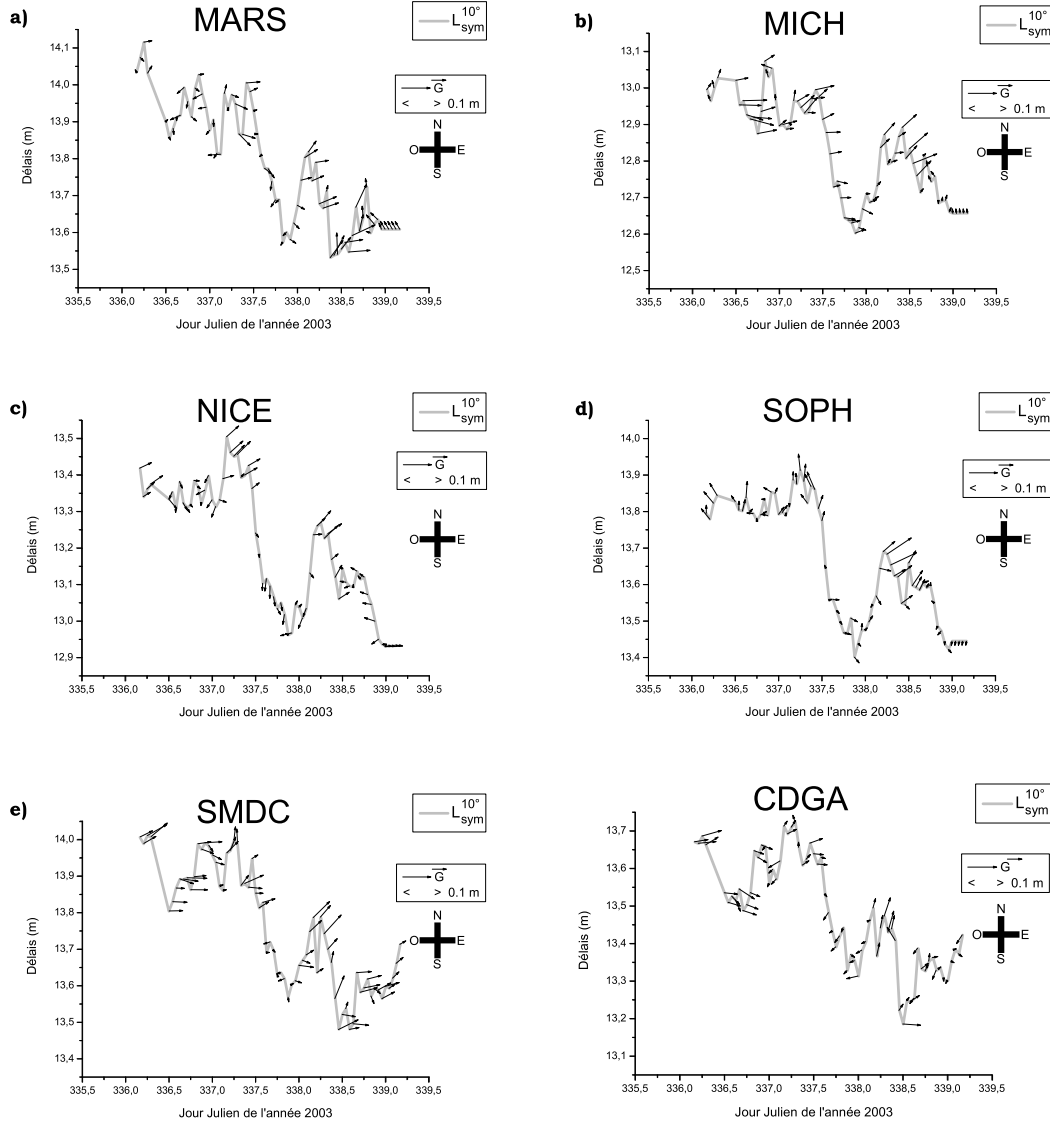


FIG. 1.18 – identique à Figure 1.17 pour les stations GPS a) SMDC (Saint-Martin-De-Croc), b) MARS (Marseille), c) MICH (Saint-Michel-de-Provence), d) NICE (Nice), e) SOPH (Sophia-Antipolis) et f) CDGA (Camp des Garrigues).

Figure 1.17 sont présentées les séries temporelles des délais obliques isotropes à  $10^\circ$  d'élévation ( $L_{sym}^{10^\circ}$ ) et des gradients associés entre le 2 et 4 décembre 2003 pour les stations AIMO, MTPL, BAUB et CLHE situées dans la zone de cumul de pluie le plus élevé le 3 décembre 2003. Les profils des délais isotropes sont similaires. On constate une augmentation

des délais isotropes dans la journée du 2 décembre, et des très fortes valeurs de délais dans la matinée et début d'après-midi du 3 décembre lorsque la perturbation pluvio-orageuse se trouve sur la région de l'Hérault (Figure 1.8). Dans la journée du 2 décembre, les gradients pointent vers l'est, à relier sans doute à une activité pluvieuse plus importante à l'est pour le 2 décembre (Figure 1.10) et un front qui se décale progressivement vers l'ouest dans la journée du 3 décembre. La décroissance de  $L_{\text{sym}}^{10^\circ}$  correspond bien avec la fin d'activité des précipitations (fin du jour Julien 338).

Les séries temporelles des stations CDGA, SMDC, MARS, MICH, SOPH et NICE de la Figure 1.18 mettent toutes en évidence deux périodes distinctes. Une première période montre une succession de pics de croissance en association avec le secteur chaud de la perturbation pluvio-orageuse. Puis une très nette décroissance est visible pour l'ensemble de ces stations à partir de 12H00 UTC le 3 décembre quand la perturbation pluvio-orageuse commence à basculer (Figure 1.10). Puis, pour l'ensemble de ces sites une augmentation est clairement visible le 4 décembre (jour Julien 338), à mettre en relation avec la bascule complète de la perturbation.

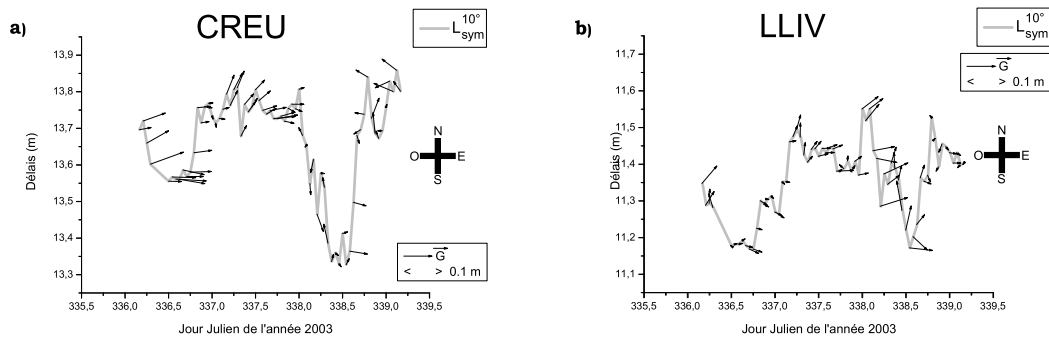


FIG. 1.19 – identique à Figure 1.17 pour les stations GPS a) CREU (Cap de Creus) et b) LLIV (Llivia)

Figure 1.19 sont présentées les séries temporelles des délais isotropes et des gradients associés pour les deux stations espagnoles du Cap de Creus (CREU) et de Llivia (LLIV). Cette dernière station située au milieu des Pyrénées Orientales ne subie pas de variations de  $L_{\text{sym}}^{10^\circ}$  aussi importantes, mais le même phénomène se produit. Dans la nuit du 2 au 3 décembre, la zone se charge en vapeur d'eau. Les gradients associés à la station de CREU indiquent des zones plus humides au nord-est, ce qui semble cohérent avec la position du front pluvio-orageux à ce moment. Puis très distinctement, dans la nuit du 3 décembre au 4 décembre (vers 00 UTC le jour Julien 338), les délais isotropes  $L_{\text{sym}}^{10^\circ}$  diminuent à nouveau, en liaison avec l'évacuation de la perturbation.

Nous voyons donc que l'analyse des différentes séries temporelles du délai isotrope montre une évolution de ces délais tout à fait cohérente avec celle de la situation météorologique. Les gradients montrent une plus forte variabilité temporelle qu'il n'est pas toujours facile à interpréter en l'absence d'une étude détaillée de l'évènement. La modélisation atmosphérique, et en particulier une analyse plus approfondie des gradients simulés pourra sûrement nous apporter dans l'avenir des éléments pour affiner l'interprétation de ceux-ci.

### 1.3.3 Episodes de pluies intenses des automnes 2002 et 2004

Différents événements météorologiques de pluies intenses ont été recensés lors des automnes 2002 et 2004 (Figure 1.1). La Figure 1.20 présente la comparaison de l'intensité des pré-

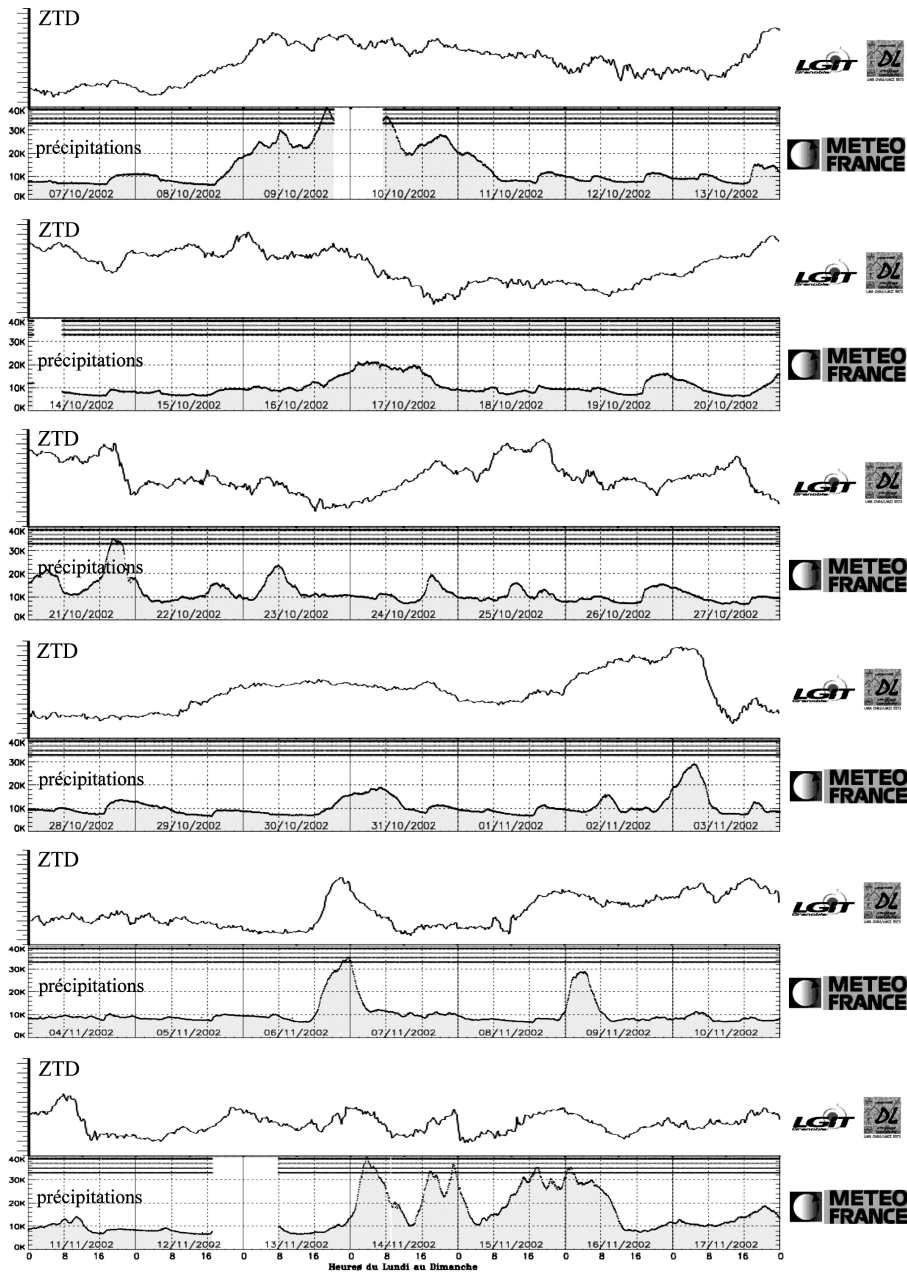


FIG. 1.20 – Comparaison des observations GPS mesurées à la station BANN (par le LGIT et le LDL) avec l'intensité des précipitations enregistrées par le RADAR de Bollène (source : Météo-France) du 7 octobre au 18 novembre 2002. L'intensité des systèmes pluvieux a été évaluée ici par la taille des images radar compressées.

cipations enregistrées par le RADAR de Bollène et les observations GPS mesurées à la station du fort de Bannes (BANN) du jour Julien 280 au jour 322 de l'année 2002 (période du 7 octobre au 18 novembre 2002). Les précipitations RADAR sont le plus souvent corrélées avec les ZTD observés par GPS. Mais du 14 au 16 octobre 2002 ou le 2 novembre 2002 par exemple, les fortes valeurs de ZTD (forte présence de vapeur d'eau) ne sont pas concomitantes avec les précipitations RADAR. Ce n'est qu'en fin de période des fortes valeurs de ZTD qu'apparaissent les précipitations (le 17 octobre 2002 ou le 3 novembre 2002). On peut par ailleurs constater l'apport de la haute fréquence temporelle des données GPS comparée au radiosondage pour appréhender les évolutions temporelles du contenu en vapeur d'eau intégré qui peuvent se faire sur une échelle de temps inférieure à 12 heures (*c.f.* pic de la nuit du 6 au 7 novembre 2002 par exemple).

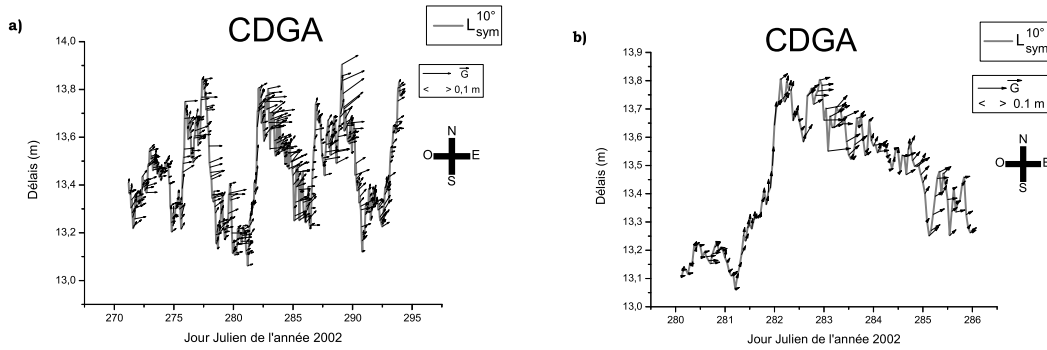


FIG. 1.21 – Séries temporelles du  $ZTD_{GPS}$  projeté sous  $10^\circ$  d'élévation ( $L_{sym}^{10^\circ}$ ), à la station GPS CDGA a) pour la période du jour Julien 271 au jour Julien 293, b) du jour Julien 280 au jour Julien 286. Les gradients  $\vec{G}$  estimés simultanément ont été reportés en chaque point de mesure des  $L_{sym}^{10^\circ}$ . L'origine d'un vecteur  $\vec{G}$  est située à ce point de mesure. Au plan de la série temporelle de  $L_{sym}^{10^\circ}$  est associé le plan caractérisé par les axes Nord-Sud et Est-Ouest. La même échelle que pour les délais obliques isotropes  $L_{sym}^{10^\circ}$  permet la représentation des gradients  $\vec{G}$ .

La période du 28 septembre 2002 (jour Julien 271) au 20 octobre 2002 (jour Julien 293) a également été choisie comme période d'étude pour comparer les ZTD du GPS avec les ZTD estimés à partir des mesures de radio-sondages (comparaison présentée par la suite, section II.2.3). La Figure 1.21a présente une série temporelle de  $L_{sym}^{10^\circ}$ , projection ZTD sous  $10^\circ$  d'élévation du jour Julien 271 au jour Julien 293 à la station de la base militaire du Camp des Garrigues (CDGA), station la plus proche de la station de radiosondage de Nîmes. Les gradients sont aussi superposés et placés en chaque point de mesure (présentation identique à la Figure 1.16). Des tests sur différents réglages du traitement GAMIT ont été réalisés sur une sous-période de cette période, *i.e.* du jour Julien 281 (7 octobre 2002) au jour Julien 283 (13 octobre 2002) (voir par la suite section II.2.2), qui est présentée Figure 1.21b. Cette période inclut l'événement fortement précipitant des 9-10 octobre 2002 avec des précipitations supérieures à 100 mm sur une bonne partie de la région. A nouveau, on constate que cet événement est caractérisé par une augmentation importante des délais dans la journée du 8 octobre et des fortes valeurs de délais pendant tout l'événement précipitant. Enfin, un jour quelconque a été choisi pour faire des tests sur différentes géométries de

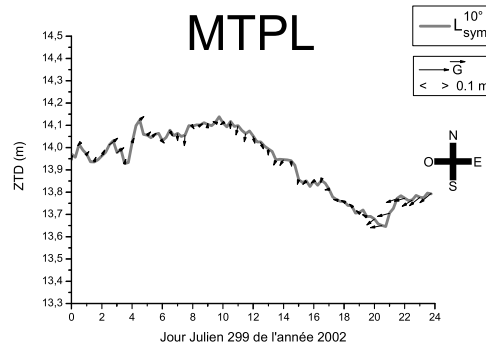


FIG. 1.22 – Série temporelle du  $ZTD_{GPS}$  projeté sous  $10^\circ$  d'élévation ( $L_{sym}^{10^\circ}$ ), à la station GPS de Montpellier (MTPL) le jour Julien 299. La série temporelle du gradient associé est présentée identiquement à la Figure 1.16.

réseau possibles lors de calculs GPS GAMIT. Ce jour est le 26 octobre 2002 (jour Julien 299). La Figure 1.22 présente la série temporelle du délai oblique isotrope à  $10^\circ$  d'élévation ( $L_{sym}^{10^\circ}$ ) et les gradients associés pour ce jour à la station de Montpellier. Aucune précipitation n'a été observée ce jour dans la région de Montpellier. On constate une évolution lente du délai et de très faibles gradients pour cette journée.

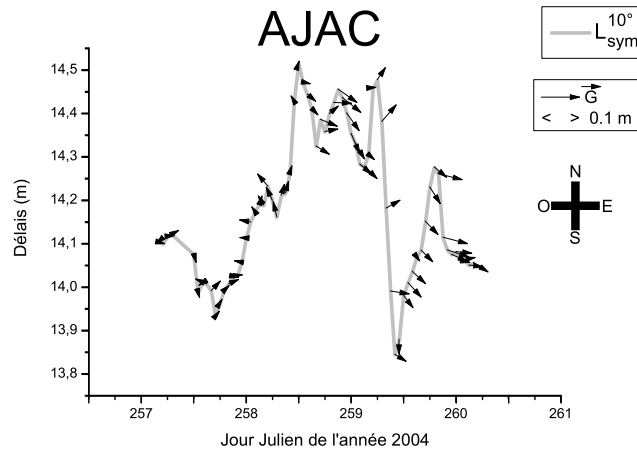


FIG. 1.23 – Série temporelle du délai isotrope  $L_{sym}^{10^\circ}$  et des gradients associés  $\vec{G}$  estimés à la station d'Ajaccio du 13 au 16 septembre 2004 (du jour Julien 257 au jour 260).

Pour l'automne 2004, sur lequel les calculs GPS ont été appliqués, nous avons examiné les séries temporelles du délai oblique isotrope et des gradients associés pour quelques jours de fortes précipitations. Notamment du 14 au 16 septembre 2004, un épisode de pluies fortes a affecté la Corse, avec pour le 14 septembre 2004, une précipitation de 200 mm observée à quelques dizaines de kilomètres au nord-est d'Ajaccio. La Figure 1.23 présente la série temporelle du délai isotrope et des gradients associés de la station GPS d'Ajaccio (AJAC).

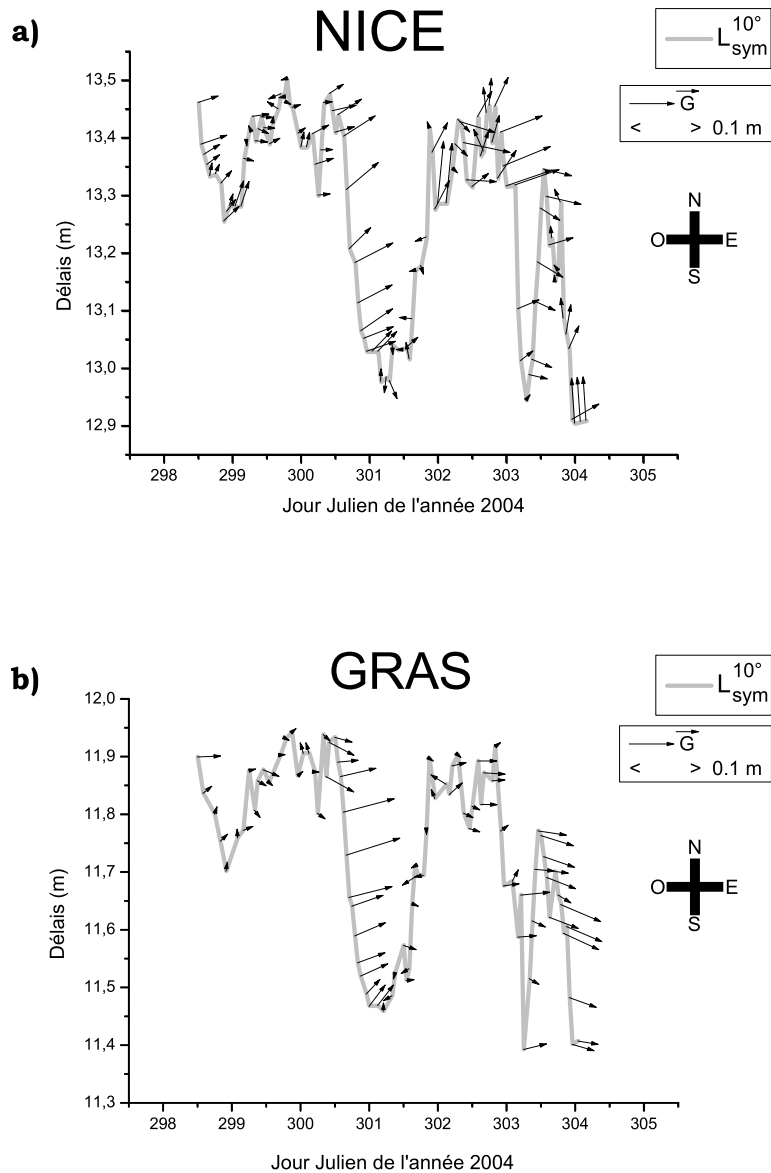


FIG. 1.24 – Séries temporelles de délais isotropes  $L_{\text{sym}}^{10^\circ}$  et des gradients associés  $\vec{G}$  estimés aux stations a) de Nice (NICE) et b) de Grasse (GRAS) du 24 au 30 octobre 2004 (du jour Julien 297 au jour 303). Graphiques similaires à celui de la Figure 1.16.

Le 28 octobre 2004 (jour Julien 301), une précipitation de 147 mm d'eau a été mesurée à quelques dizaines de kilomètres à l'Est de Nice. La Figure 1.24 présente les séries temporelles des délais isotropes et des gradients associés observées aux stations de Nice (NICE) et de Grasse (GRAS).

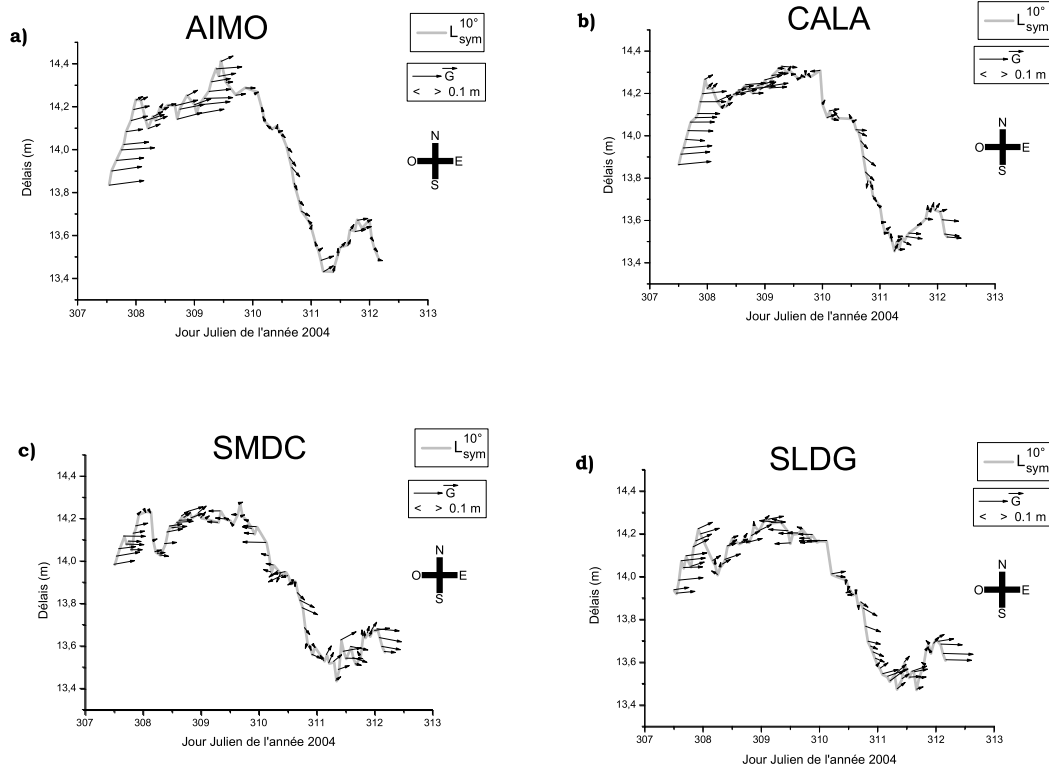


FIG. 1.25 – Séries temporelles de délais isotropes  $L_{\text{sym}}^{10^\circ}$  et des gradients associés  $\vec{G}$  estimés aux stations a) de Aigues-Mortes (AIMO), b) de Calabrun proche des Sainte-Marie-de-la-Mer (CALA), c) de Saint-Martin-de-Croc (SMDC) et d) de Salins-de-Girault (SLDG) du 3 au 9 novembre 2004 (du jour Julien 307 au jour 313). Graphiques similaires à celui de la Figure 1.16.

Le 4 novembre 2004 des importantes pluies intenses (146 mm de cumul journalier) sont survenues dans le Gard. La Figure 1.25 présente les séries temporelles des délais isotropes  $L_{\text{sym}}^{10^\circ}$  et des gradients associés  $\vec{G}$  estimés aux stations GPS AIMO, CALA, SMDC et SLDG. Ces sites GPS font partie des stations temporaires placées par l'OHM-CV lors de la campagne 2004. Pour ces trois événements, on constate une augmentation des délais avant l'apparition des précipitations. Cette forte augmentation se fait typiquement en moins de 12 heures. L'examen des gradients montre une cohérence spatiale et temporelle de ceux-ci lorsqu'ils sont élevés.



## 1.4 Conclusion sur les observations GPS des pluies intenses

Lors des automnes 2002, 2003 et 2004, différentes périodes de pluies intenses ont été recensées. Le déploiement par l'OHM-CV de stations temporaires permettra à terme de conduire une étude climatologique du contenu en vapeur d'eau troposphérique à méso-échelle. Il est d'ors et déjà possible de constater que lors de chacun des événements recensés de pluies intenses très localisées (cas des événements de septembre 2002 et ceux de septembre, octobre, novembre 2004), les délais zénithaux observés pour les sites témoins montrent une augmentation de 10 cm en l'espace de 12 heures (jusqu'à 20 cm de variations sur deux jours). Pour les pluies intenses de 2004 les gradients observés atteignent plus de 10 cm, alors que pour les inondations du Gard en septembre 2002 des gradients de plus de 15 cm ont été observés. Le cas d'étude de décembre 2003 diffère des pluies intenses localisées de 2002 et 2004. En effet, il s'agit d'un système pluvio-orageux qui ondule sur le Sud de la France pendant plus de 3 jours. Les gradients sont plus faibles pour cet épisode de pluie plus généralisée, ne dépassant pas les 7 cm.

En règle générale, lors d'une période sans précipitation, le ZTD varie de 2 et 4 cm pendant une journée, alors que pour une période de pluie une augmentation de 10 cm s'échelonne sur 3 à 5 jours. Egalement, lors d'une journée sans précipitation, les gradients sont faibles avec des orientations variables (leur valeur absolue n'excède pas les 4 cm), alors que pendant un événement de pluie ils peuvent atteindre 6 à 10 cm.

## Chapitre 2

# Tests de sensibilité dans le traitement GAMIT

Différents tests ont été réalisés pour obtenir une estimation optimale des paramètres troposphériques avec le logiciel GAMIT. Le biais moyen  $\Delta$ , l'écart type associé  $\delta$  et l'écart extrême  $\Gamma$  entre une estimation de référence et un test comparé sont présentés par la suite. En Annexe D figure la définition des différentes mesures statistiques considérées. Parce que le nombre de stations à analyser simultanément est limité et que le traitement d'un nombre important de sites nécessite plus de temps de calcul que celui de deux traitements de moins de stations, il a été tout d'abord nécessaire de regarder l'impact de ce nombre de stations sur les estimations des paramètres troposphériques. L'influence de la répartition géométrique des stations traitées a été la deuxième préoccupation de ces tests de sensibilité. Il était important de savoir si différents types de configurations de traitements sont comparables avec un calcul de référence. Le choix du système de référence pour la solution considérée a aussi été un objet d'investigations. Ensuite, des tests du réglage des paramètres du traitement (contraintes, *cutoff*, durée des sessions) ont été entrepris.

### 2.1 Choix de la configuration du réseau analysé : nombre total de sites, géométrie et système de référence

A partir des observations enregistrées en 2002 dans le cadre de la campagne GPS de l'OHM-CV, des tests sur le nombre de stations incluses dans le traitement, sur la configuration du réseau (géométrie du sous-réseau) et sur l'influence du système de référence, ont été réalisés pour un jour quelconque de l'automne 2002. Il s'agit du jour Julien 299, jour sans événement météorologique particulier.

Le tableau 2.1 présente les stations GPS *glreps*, permanentes et temporaires utilisées dans les différents réseaux (stations marquées d'une croix). La dernière ligne du Tableau 2.1 donne le nombre de stations calculées dans le traitement GAMIT. Lors de tous les tests de cette section, les sessions de calculs ont été effectuées sur 12 heures, décalées de 4 heures chacune, selon la stratégie de *sliding windows* présentée section I.1.3.2 (à raison de 6 sessions pour obtenir le traitement complet du jour 299). D'autre part pour tous les calculs, les paramètres du fichier *sestbl*. (en exemple dans l'Annexe C) n'ont pas été modifiés (nombre de délais zénithaux estimés par session : NUMBER ZEN = 49 ; paramètres de contraintes sur

les délais zénithaux : ZENITH CONSTRAINTS = 0.50 et ZENITH VARIATION = 0.02 100. ; nombre de gradients de délais estimés par session NUMBER GRAD = 25 ; paramètres de contraintes sur les gradients : GRADIENT CONSTRAINTS = 0.03 et GRADIENT VARIATION = 0.02 100.). Il s’agit donc d’estimations de ZTD tous les quarts d’heures et de gradients toutes les demi-heures. De plus, les dix mêmes stations de référence du traitement (nommés *glreps* dans GAMIT) ont été sélectionnées pour tous les calculs afin d’assurer des lignes de base supérieur à 2000 km. Pour chaque test, deux types de solutions sont présentées, par rapport à un référentiel “libre” ou “ITRF” (voir section I.1.2.3 et I.1.2.4). Il s’agit donc de constater l’impact du positionnement a priori sur l’évaluation des paramètres troposphériques (voir section I.1.3.1).

TAB. 2.1 – Différents types de réseaux solutionnés dans le traitement GAMIT.

Stations GPS	Ref	Ref*	4a	4b	4c	4d	4e	5	6	8	12	est	mer	ouest	prox	6-6	8-4	19
<i>permanentes de référence</i>																		
BRST	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
EBRE	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
GINA	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
KOSG	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
MATE	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
POTS	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
SJDV	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
TORI	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
VILL	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
ZIMM	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
<i>permanentes</i>																		
AJAC	x	x										x	x					
BELL	x	x												x				
CAGL	x	x										x	x			x	x	
CREU	x	x											x	x		x	x	
ELBA	x	x										x	x			x	x	
GRAS	x	x										x			x		x	
LLIV	x	x												x				
MAHO	x	x											x	x		x	x	
MALL	x	x											x	x				
MARS	x	x										x	x		x			
MTPL	x	x												x	x			
NICE	x	x										x			x			
SAUV	x	x										x			x		x	
TLSE	x	x												x	x	x	x	
<i>temporaires</i>																		
AIGO		x		x														
BANN		x		x														
BERI		x		x														
BONE		x		x														
BORD		x			x													
BRES		x			x													
CDGA	x				x													
CHBO	x	x			x						x					x	x	
COLE	x	x				x		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
GAGN	x	x				x					x					x	x	
GENH	x					x				x	x					x	x	
LARZ	x	x	x					x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
MAGE	x	x	x					x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
MALB	x					x					x						x	
MASB	x						x				x						x	
PAUL	x	x	x					x	x	x	x	x	x	x	x	x		
PONT	x	x	x					x	x	x	x	x	x	x	x	x		
PRAD	x							x			x							
SENE	x						x		x	x	x							
<i>nombre stations</i>	37	37	14	14	14	14	14	15	16	18	22	22	22	22	22	22	22	29

La solution de calcul avec un maximum de stations a été choisie comme la référence du traitement. Ce réseau comprend 37 stations, dont les 10 stations européennes permanentes de référence pour lesquelles les positions dans le référentiel ITRF sont très bien résolues, 14 stations permanentes européennes et 13 stations du réseau local de l’OHM-CV. Cette solution de paramètres troposphériques comprend le nombre maximal de stations qu’il nous a été possible de considérer simultanément lors du calcul d’inversion GAMIT, où 49 ZTD

et 25 gradients sont estimés en plus de la position lors d'une session de 12 heures. Au delà de 37 stations, le calcul d'inversion ne converge pas.

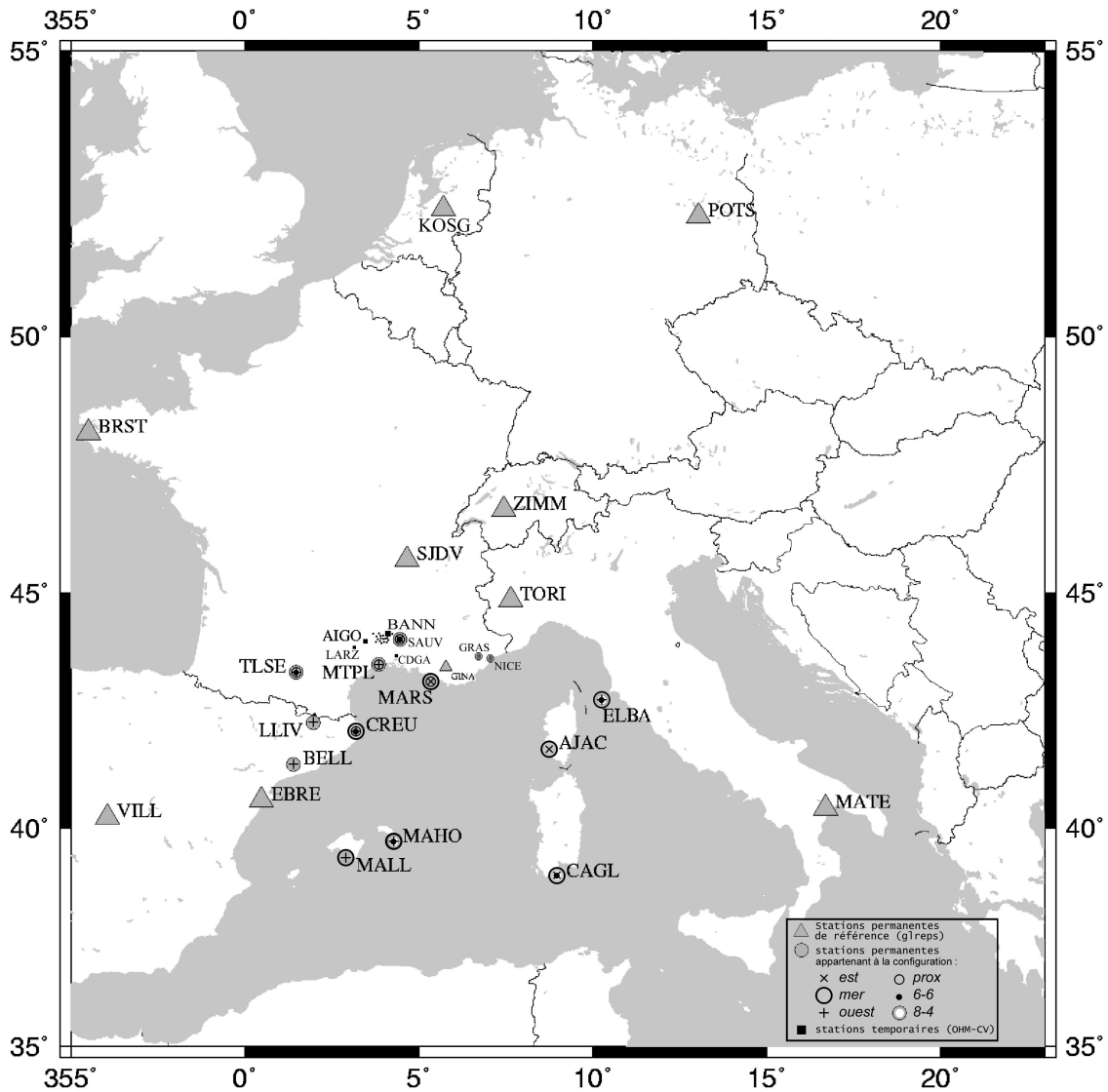


FIG. 2.1 – Localisation des différentes stations européennes utilisées dans les tests d'analyse GPS GAMIT. Les stations marquées par un triangle sont d'anciennes stations européennes permanentes qui possèdent une position très bien estimée dans le référentiel ITRF (stations *glreps*), les stations marquées par un cercle sont d'autres stations européennes permanentes, et les stations marquées par un carré sont les stations temporaires placées par l'OHM-CV et utilisées dans l'analyse GPS.

Deux calculs de référence ont donc été effectués afin d’obtenir des solutions de référence pour l’ensemble des stations du réseau local (réseau *Ref* et réseau *Ref\**).

TAB. 2.2 – Ecart de la solution de référence (*Ref\**) comparée avec la solution (*Ref*).

<i>Ref - Ref*</i>		ZTD (“ITRF”)			G <sub>EW</sub> (“ITRF”)			G <sub>NS</sub> (“ITRF”)		
<i>NB.</i>	Stations GPS	$\Delta$	$\delta$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	
10	<i>permanentes de référence</i>	0.1	1.0	1.3	2.5	7.7	2.1	3.3	10.5	
13	<i>permanentes</i>	0.0	1.0	1.6	3.4	11.3	-4.9	7.7	-14.8	
7	<i>temporaires</i>	0.2	0.9	2.1	3.3	10.5	6.8	8.0	15.9	

		ZTD (“libre”)		G <sub>EW</sub> (“libre”)			G <sub>NS</sub> (“libre”)		
<i>NB.</i>	Stations GPS	$\Delta$	$\delta$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$
10	<i>permanentes de référence</i>	-0.2	0.9	1.1	2.4	7.1	4.1	5.8	10.3
13	<i>permanentes</i>	-0.1	0.9	1.3	3.2	10.5	-3.1	6.8	-13.2
7	<i>temporaires</i>	0.0	1.0	1.4	4.0	-9.5	5.1	7.6	15.2

$\Delta$  (biais),  $\delta$  (écart type),  $\Gamma$  (écart extrême)

Les deux solutions de référence fournissent des estimations de ZTD très proches pour les sites inclus dans les deux réseaux (écart moyen inférieur à 0.2 mm pour l’ensemble des stations, pour un écart type inférieur à 1 mm). Le tableau 2.2 présente les résultats statistiques de la comparaison ; la première colonne (*NB.*) est le nombre de stations qui ont servi à établir la statistique. Les gradients Nord-Sud (G<sub>NS</sub>) apparaissent moins bien contraints que les gradients Est-Ouest (G<sub>EW</sub>). En effet, le biais moyen de G<sub>EW</sub> est inférieur pour à 2 mm entre les deux solutions de référence (écart type inférieur à 3.5 mm), alors que pour G<sub>NS</sub> le biais moyen est de 4 mm (écart type inférieur à 8 mm). Au regard des différences entre les deux solutions de référence, on peut fournir une première indication d’erreur sur la mesure estimée pour un type de solution (“ITRF” ou “libre”) : soit 1 mm pour le ZTD, 5 mm pour G<sub>EW</sub> et 10 mm pour G<sub>NS</sub>.

### 2.1.1 Réseaux avec différents nombres de stations

Il est tout d’abord essentiel de préciser que le temps de calcul augmente quadratiquement avec le nombre de stations sélectionnées dans l’inversion. Deux calculs considérant respectivement 20 stations chacun prennent donc moins de temps que le calcul de 30 stations. Afin de pouvoir traiter efficacement un nombre important de données issues de campagnes de mesures, il est donc légitime de comparer l’influence du nombre de station sur la qualité de l’estimation des paramètres troposphériques.

Nous avons donc fait varier le nombre (de 4 à 19) de stations temporaires (spécifiquement celles qu’il a lieu de calculer efficacement) avec toujours les 10 mêmes stations permanentes européennes de référence (*glreps*).

Les différents réseaux considérés sont donc les suivants :

- réseau (4a), (4b), (4c), (4d), (4e) : 10 stations *glreps* + 4 stations temporaires
- réseau (5) : 10 stations *glreps* + 5 stations temporaires
- réseau (6) : 10 stations *glreps* + 6 stations temporaires
- réseau (8) : 10 stations *glreps* + 8 stations temporaires
- réseau (12) : 10 stations *glreps* + 12 stations temporaires
- réseau (19) : 10 stations *glreps* + l'ensemble des 19 stations temporaires

Le détail des stations choisies pour chaque réseau est exposé Tableau 2.1. Entre (4a), (5), (6), (8) et (12), des sites ont été ajoutés au réseau précédent. Les cinq réseaux (4a, 4b, 4c, 4d et 4e) de 14 stations (10 stations *glreps* et 4 stations temporaires) permettent de couvrir l'ensemble des 19 stations temporaires.

Une étude statistique a été menée, en regardant le biais moyen  $\Delta$ , l'écart type associé  $\delta$  et l'écart extrême  $\Gamma$  entre une estimation par le réseau de référence (*Ref*) et les réseaux à 4 stations temporaires comparés (Tableau 2.3). En Annexe E se trouve le détail de la statistique par station.

TAB. 2.3 – Ecart des solutions des réseaux (4abcde) avec la solution de référence (*Ref*).

<i>Ref</i> - réseau minimal (4)		ZTD ("ITRF")		G <sub>EW</sub> ("ITRF")			G <sub>NS</sub> ("ITRF")		
<i>NB.</i>	Stations GPS	$\Delta$	$\delta$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$
10	<i>permanentes de référence</i>	-0.5	1.5	1.8	5.7	20.1	7.4	12.9	23.5
19	<i>temporaires</i>	-1.0	1.9	-3.3	5.9	26.2	9.4	13.6	-26.9

		ZTD ("libre")		G <sub>EW</sub> ("libre")			G <sub>NS</sub> ("libre")		
<i>NB.</i>	Stations GPS	$\Delta$	$\delta$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$
10	<i>permanentes de référence</i>	-0.9	1.4	2.8	8.1	-22.2	3.6	11.2	28.4
19	<i>temporaires</i>	-1.1	1.2	-3.9	8.7	26.5	8.4	10.6	-25.2

Pour les solutions "ITRF" ou "libre" les ZTD sont comparables à moins de 3 mm avec ceux du calcul de référence. Les gradients Est-Ouest sont retrouvés par rapport à la solution de référence, à environ 6 mm près. Les gradients Nord-Sud sont un peu moins bien restitués (à 12 mm près). Les solutions "ITRF" et "libre" à 4 stations du réseaux sont toutes les deux aussi proches des solutions respectives "ITRF" et "libre" de référence. Les stations permanentes de référence ont des solutions de gradients plus proches de la référence que celles des stations temporaires.

Les résultats statistiques de l'écart entre les solutions de ZTD et gradients par rapport à la solution de référence pour les réseaux de 5, 6, 8, 12 et 19 stations temporaires sont présentés Tableaux 2.4 et 2.5 uniquement pour les solutions "libres". En effet, le détail par station des résultats statistiques, présenté en Annexe E, montre que les mesures statistiques diffèrent peu d'une solution en référentiel "ITRF" à une solution "libre".

TAB. 2.4 – Ecart statistique des ZTD estimés avec différents nombres de stations temporaires par rapport au réseau (*Ref*).

ZTD “libre” ( <i>Ref</i> - réseaux aux nombres croissants de stations (5), (6), (8), (12))															
<i>NB.</i>	Stations GPS	réseau (5)			réseau (6)			réseau (8)			réseau (12)		réseau (19)		
		$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Delta$	$\delta$	
10	<i>glreps</i>	-0.5	1.1		-0.4	1.0		-0.2	1.0		0.4	1.6		0.9	1.8
<i>X</i>	<i>temporaires</i>	-1.5	1.1	-0.8	1.0		-0.6	1.0	0.1	1.6		0.7	2.0		

 TAB. 2.5 – Ecart des réseaux à 5, 6, 8, 12 et 19 stations temporaires avec la solution (*Ref*).

G <sub>EW</sub> “libre” ( <i>Ref</i> - réseaux aux nombres croissants de stations (5), (6), (8), (12))																
<i>NB.</i>	Stations GPS	réseau (5)			réseau (6)			réseau (8)			réseau (12)			réseau (19)		
		$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$
10	<i>glreps</i>	1.8	2.5	9.9	2.3	2.4	10.6	3.8	2.4	12.2	1.9	2.7	12.2	0.6	3.4	11.4
<i>X</i>	<i>temporaires</i>	0.1	2.4	13.0	0.3	2.3	14.0	1.6	2.3	16.0	0.0	2.7	13.0	-1.9	3.0	-16.0

G <sub>NS</sub> “libre” ( <i>Ref</i> - réseaux aux nombres croissants de stations (5), (6), (8), (12))																
<i>NB.</i>	Stations GPS	réseau (5)			réseau (6)			réseau (8)			réseau (12)			réseau (19)		
		$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$
10	<i>glreps</i>	8.4	3.7	20.9	2.5	2.3	8.8	0.5	1.6	-8.9	-4.5	3.4	-23.9	-3.8	3.9	-17.3
<i>X</i>	<i>temporaires</i>	8.5	4.1	16.4	2.9	1.6	8.1	0.5	1.0	3.8	-4.2	3.8	-18.4	-4.6	5.1	-22.4

Le fait de traiter uniquement les stations temporaires avec des stations *glreps* ne fausse pas l'estimation des paramètres troposphériques. Il est donc possible de faire plusieurs calculs avec un nombre réduit de stations et d'optimiser ainsi le temps de calcul. Il faut néanmoins signaler que la statistique des stations temporaires n'a été réalisée que sur un nombre *X* de stations respectivement égale au nombre de stations locales des réseaux (5, 6, 8, 12, 19). Les biais moyen et les écarts types du calcul à 19 stations locales sont moins proches du calcul de référence pour les ZTD que pour le calcul à 4 stations du tableau 2.3, alors que contrairement les calculs des gradients sont plus près de la référence. Une estimation plus précise des ZTD nécessite donc moins de stations très proches géographiquement, alors qu'un nombre important de stations très proches améliore l'estimation des gradients.

### 2.1.2 Géométrie de réseau

Afin de connaître l'influence de la répartition géométrique des stations lors du calcul des paramètres troposphériques, différents tests ont été réalisés. Les calculs test de la géométrie des réseaux ont été effectués avec 22 stations lors des sessions de calculs. Les dix mêmes stations permanentes de référence (station *glreps*) ont été sélectionnées. Pour les quatre réseaux (5-7), les 5 stations temporaires de l'OHM-CV du réseau (5) ont été considérées, ainsi que 7 autres stations parmi les sites permanents européens situées à l'Est, à l'Ouest, au Sud, vers la mer ou à proximité du réseau local. Ensuite, la géométrie du réseau a été modifiée en variant le rapport sites temporaires/permanents (12-0), (8-4) et (6-6).

Les différentes géométries de réseaux sont les suivantes :

- réseau (5-7) (*est*) : 10 stations *glreps* + 5 stations temporaires + 7 stations situées à l'Est de la zone OHM-CV (stations AJAC, CAGL, ELBA, GRAS, MARS, NICE et

- SAUV)
- réseau (5-7) (*mer*) : 10 stations *glreps* + 5 stations temporaires + 7 stations situées en bordure de la mer Méditerranée (stations AJAC, CAGL, CREU, ELBA, MALL, MARS et MTPL)
  - réseau (5-7) (*ouest*) : 10 stations *glreps* + 5 stations temporaires + 7 stations situées à l’Ouest de la zone OHM-CV (stations BELL, CREU, LLIV, MAHO, MALL, MTPL et TLSE)
  - réseau (5-7) (*prox*) : 10 stations *glreps* + 5 stations temporaires + 7 stations situées au plus proche de la zone d’étude de l’OHM-CV (stations CREU, GRAS, MARS, MTPL, NICE, SAUV et TLSE)
  - réseau (12) : 10 stations *glreps* + 12 stations temporaires (LARZ, MAGE, PAUL, PONT, COLE, SENE, GENH, MASB, GAGN, MALB et PRAD)
  - réseau (8-4) : 10 stations *glreps* + 8 stations temporaires (CHBO, COLE, GAGN, GENH, LARZ, MAGE, MALB et MASB) + 4 stations permanentes (CAGL, ELBA, MAHO et TLSE)
  - réseau (6-6) : 10 stations *glreps* + 6 stations temporaires (CHBO, COLE, GAGN, GENH, LARZ et MAGE) + 6 stations permanentes (CAGL, ELBA, MAHO, TLSE, CREU et SAUV)

 TAB. 2.6 – Ecart statistique de ZTD des réseaux (5-7) par rapport à (*Ref*).

ZTD “libre” ( <i>Ref</i> - réseaux géométries grande échelle variables)									
<i>NB.</i>	Stations GPS	réseau ( <i>est</i> )		réseau ( <i>mer</i> )		réseau ( <i>ouest</i> )		réseau ( <i>prox</i> )	
		$\Delta$	$\delta$	$\Delta$	$\delta$	$\Delta$	$\delta$	$\Delta$	$\delta$
10	<i>glreps</i>	-0.4	1.2	-0.7	1.2	-1.2	1.2	-0.9	1.1
7	<i>permanentes</i>	-1.2	1.4	-1.8	2.2	-0.7	1.8	-0.6	1.3
5	<i>temporaires</i>	-0.3	1.2	-0.5	1.0	-1.0	0.9	-1.0	1.1

 TAB. 2.7 – Ecart statistique de ZTD des réseaux (12), (6-6) et (8-4) par rapport à (*Ref*).

ZTD “libre” ( <i>Ref</i> - réseaux géométries Sud et nombre de station temporaires variables)							
<i>NB.</i>	Stations GPS	réseau (12)		réseau (8-4)		réseau (6-6)	
		$\Delta$	$\delta$	$\Delta$	$\delta$	$\Delta$	$\delta$
10	<i>glreps</i>	0.4	1.6	-0.5	0.7	-0.8	1.2
<i>U</i>	<i>permanentes</i>	/	/	-1.3	1.5	-1.0	1.7
<i>V</i>	<i>temporaires</i>	0.1	1.6	-0.8	0.7	-1.2	1.2

Tableaux 2.6 et 2.7 [respectivement Tableaux 2.8 et 2.9] sont présentés les résultats statistiques des solutions de ZTD [respectivement gradients] des réseaux (5-7) (*est*, *mer*, *ouest*, *prox*) et des réseaux (12), (8-4) et (6-6) par rapport à la solution de référence (*Ref*) de ZTD. Les nombres *NB.* des stations utilisées dans la statistique varie pour les stations temporaires des Tableaux 2.7 et 2.9 avec  $U \in [0,4,6]$  et  $V \in [12,8,6]$ . Seules les solutions “libres” sont présentées dans les Tableaux 2.6, 2.7, 2.8 et 2.9, car les résultats sont similaires pour les solutions “ITRF”. En Annexe E se trouve le détail de la statistique par station.



TAB. 2.8 – Ecart statistique des gradients des réseaux (5-7) par rapport à (*Ref*).

G <sub>EW</sub> “libre” ( <i>Ref</i> - réseaux géométries grande échelle variables)														
NB.	Stations GPS	réseau ( <i>est</i> )			réseau ( <i>mer</i> )			réseau ( <i>ouest</i> )			NB.	réseau ( <i>prox</i> )		
		$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$		$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$
10	<i>glreps</i>	2.1	4.2	12.3	-0.2	4.4	9.9	0.2	5.0	7.4	2.9	4.7	12.9	
7	<i>permanentes</i>	1.5	4.9	6.3	1.6	7.1	10.7	1.4	6.1	14.0	3.1	4.3	9.9	
5	<i>temporaires</i>	2.7	3.8	7.6	-1.4	6.5	-7.2	-1.4	6.7	-4.6	2.1	4.4	6.4	

G <sub>NS</sub> “libre” ( <i>Ref</i> - réseaux géométries grande échelle variables)														
NB.	Stations GPS	réseau ( <i>est</i> )			réseau ( <i>mer</i> )			réseau ( <i>ouest</i> )			NB.	réseau ( <i>prox</i> )		
		$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$		$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$
10	<i>glreps</i>	5.7	6.1	17.4	5.5	6.4	15.6	6.8	6.8	19.1	7.9	6.2	20.4	
7	<i>permanentes</i>	3.7	6.7	13.7	4.8	8.6	15.1	10.4	10.8	22.3	6.2	8.1	14.8	
5	<i>temporaires</i>	5.6	5.8	11.3	5.8	7.0	17.0	6.9	7.0	15.5	6.8	6.5	13.4	

 TAB. 2.9 – Ecart statistique des gradients des réseaux Sud par rapport à (*Ref*).

G <sub>EW</sub> “libre” ( <i>Ref</i> - réseaux géométries Sud et nombre de station temporaires variables)										
NB.	Stations GPS	réseau (12)			réseau (8-4)			réseau (6-6)		
		$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$
10	<i>glreps</i>	1.9	2.7	12.2	-2.5	2.6	-6.4	-0.6	2.7	4.9
U	<i>permanentes</i>	/	/	/	-0.3	4.0	10.6	1.0	3.6	12.0
V	<i>temporaires</i>	0.0	2.7	-6.5	-2.5	2.7	-6.3	-0.4	2.6	-6.5

G <sub>NS</sub> “libre” ( <i>Ref</i> - réseaux géométries Sud et nombre de station temporaires variables)										
NB.	Stations GPS	réseau (12)			réseau (8-4)			réseau (6-6)		
		$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$
10	<i>glreps</i>	-4.5	3.4	-23.9	4.5	3.3	9.5	7.0	4.6	15.3
U	<i>permanentes</i>	/	/	/	5.9	8.5	12.9	8.2	10.4	13.3
V	<i>temporaires</i>	-4.2	3.8	-18.4	5.3	2.2	8.6	8.0	3.7	15.9

L'influence de la géométrie des différents réseaux méso-échelle est faible sur la précision des ZTD. Pour l'ensemble des stations, les séries temporelles de ZTD sont équivalentes à la solution de référence à 2 mm près.

La composante Est-Ouest des gradients est proche de la référence à environ 6 mm près (biais et écart type considéré), et la composante Nord-Sud moins bien résolue est proche de la référence à environ 12 mm près. L'utilisation de stations permanentes dans les différents types de géométries n'a pas vraiment d'influence. Les calculs des gradients Nord-Sud pour l'ensemble des stations des réseaux (5-7) montrent un biais moyen de 6 mm et écart type de 6-10 mm. Pour les réseaux de géométrie à tendance Sud (6-6) et (8-4) l'ensemble des stations voient la composante Nord-Sud des gradients généralement mieux restituées (biais moyen de 6 mm et écart type de 3 mm). Une géométrie en “grappe” de stations très proches associées à des stations réparties sur le Sud méditerranéen, comme c'est le cas pour les réseaux (6-6) et (8-4), permet des estimations plus proches de la référence pour les deux composantes des gradients (diminution de l'écart type), alors qu'en règle générale les géométries variables incluant des stations permanentes restituent moins bien la composante Nord-Sud de l'ensemble des stations considérées.

Selon les différentes géométries des réseaux, les écarts extrêmes ( $\Gamma$ ) de G<sub>NS</sub> atteignent plus de 20 mm pour les réseaux (5-7). Si 12 stations temporaires sont choisies en plus des 10 stations *glreps* communes à l'ensemble des calculs, le décalage entre la solution du réseau

(12) et la solution de référence est similaire à celui du réseau (5-7). Il est donc intéressant, pour un même temps de calcul, de prendre la configuration du réseau (12) qui analyse plus de stations du réseau temporaire. En comparaison avec le calcul de référence (durée de 30 heures par session de calcul), le temps de calcul du réseau (12) est de 10 heures, où autant de stations du réseau temporaires sont estimées que pour le réseau (*ref*).

### 2.1.3 Choix du système de référence

Il est possible d'estimer des paramètres troposphériques dans deux systèmes de référence différents, réalisés avec deux types de positions a priori ("libre" ou "ITRF") considérées pour l'ensemble des stations dans l'inversion GAMIT (voir section I.1.3.1). La solution "libre" diffère de la solution "ITRF" en ce sens que toutes les stations possèdent des contraintes lâches sur l'estimation de la position lors de l'inversion, alors que la solution "ITRF" contraint fortement la position des stations GPS qui possèdent une solution bien contrainte dans ITRF. Les paramètres troposphériques étant résolus sur la base des résidus du positionnement, il est donc important de regarder la variabilité des paramètres troposphériques selon la solution "libre" ou "ITRF" qui impose des contraintes différentes sur l'ajustement des positions.

Le tableau 2.10 présentent les biais moyens et les écarts types entre les deux solutions "ITRF" et "libre" de ZTD et de gradients pour l'ensemble des stations permanentes de référence (*glreps*), permanentes et temporaires. Le détail par station figure en Annexe E, Tableaux E.13, E.15 et E.14.

TAB. 2.10 – Ecart statistique des solutions "libres" comparées aux solutions "ITRF".

ZTD ("ITRF"- <i>"libre"</i> )									
NB.	Stations GPS	réseau ( <i>Ref</i> )		réseau ( <i>Ref*</i> )		réseau (12)		réseau (19)	
		$\Delta$	$\delta$	$\Delta$	$\delta$	$\Delta$	$\delta$	$\Delta$	$\delta$
10	<i>permanentes de référence</i>	5.1	3.1	4.8	3.1	4.9	3.1	5.0	3.1
13	<i>permanentes</i>	4.7	0.8	4.4	0.8	/	/	/	/
14, 14, 12 ou 19	<i>temporaires</i>	4.7	0.5	4.4	2.1	4.4	2.2	4.6	0.7
G <sub>EW</sub> ("ITRF"- <i>"libre"</i> )									
NB.	Stations GPS	réseau ( <i>Ref</i> )		réseau ( <i>Ref*</i> )		réseau (12)		réseau (19)	
		$\Delta$	$\delta$	$\Delta$	$\delta$	$\Delta$	$\delta$	$\Delta$	$\delta$
10	<i>permanentes de référence</i>	-3.5	4.5	-3.6	5.7	-3.8	6.3	-5.4	6.2
13	<i>permanentes</i>	-3.4	2.7	-3.7	3.0	/	/	/	/
14, 14, 12 ou 19	<i>temporaires</i>	-3.2	1.7	-3.4	1.7	-2.8	1.2	-3.3	1.9
G <sub>NS</sub> ("ITRF"- <i>"libre"</i> )									
NB.	Stations GPS	réseau ( <i>Ref</i> )		réseau ( <i>Ref*</i> )		réseau (12)		réseau (19)	
		$\Delta$	$\delta$	$\Delta$	$\delta$	$\Delta$	$\delta$	$\Delta$	$\delta$
10	<i>permanentes de référence</i>	4.0	15.0	3.6	15.4	4.9	16.5	4.5	16.5
13	<i>permanentes</i>	3.5	2.2	3.9	2.3	/	/	/	/
14, 14, 12 ou 19	<i>temporaires</i>	3.2	1.7	2.9	1.5	4.7	2.0	4.2	2.3

Pour les stations permanentes et temporaires le décalage entre les deux solutions de ZTD est presque constant, d'une valeur de +5 mm (solution "ITRF" supérieur à la solution "libre"). Pour les stations *glreps*, ce décalage varie entre 0 mm et 10 mm. En effet, pour les stations de Matera (MATE) et Brest (BRST), qui sont situées aux extrémités du réseau,

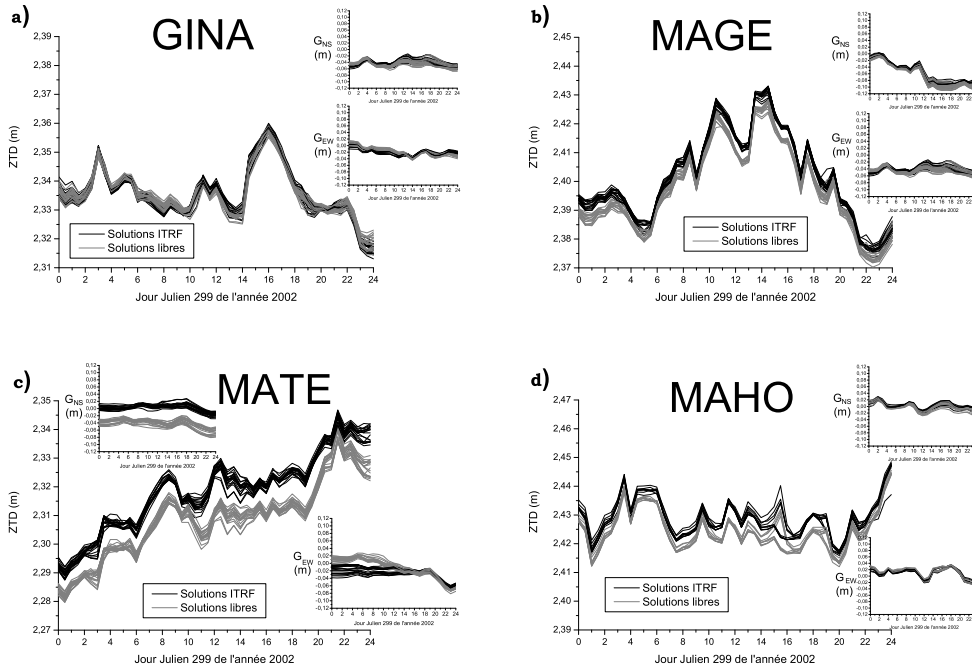


FIG. 2.2 – Comparaison entre les solutions “ITRF” et “libres” de ZTD et de gradients ( $G_{NS}$  et  $G_{EW}$ ), pour les stations permanentes de référence a) GINA et c) MATE, pour la station temporaire b) MAGE, et la station permanente d) MAHO

la différence dans le choix de la position a priori lors de l’ajustement des ZTD peut donner une incertitude de près de 1 cm. En revanche pour les stations situées au coeur du réseau, comme les stations de Ginasservis (GINA) et de Saint-Jean-de-Vigne (SJDV), le décalage entre les deux solutions de ZTD est infime.

Il est plus difficile de comprendre le décalage entre les solutions “ITRF” et “libres” des gradients. Pour l’ensemble des stations temporaires et permanentes le décalage des gradients Est-Ouest est environ de -3.5 mm et le décalage Nord-Sud de +3.5 mm. Seule la station MATE possède un décalage extrême (45 mm) entre les deux solutions de gradients Est-Ouest (certainement causé par une position en bordure de réseau). C’est la raison d’un fort écart type pour la statistique des stations *glreps*.

Pour toutes les stations situées au centre du réseau les solutions “ITRF” et “libres” sont corrélées avec un décalage quasi constant.

Les résultats statistiques des deux réseaux de référence ( $Ref$ ,  $Ref^*$ ) et des réseaux à 12 et 19 stations temporaires sont tous très proches (Tableau 2.10). La différence entre les quatre solutions montre une variabilité de moins de 0.5 mm pour les ZTD, et une variabilité de moins de 1 mm pour les gradients.

Figure 2.2 sont présentées les séries temporelles des ZTD et des gradients pour le jour Julien 299 pour deux stations *glreps* (GINA et MATE), une station temporaire (MAGE) et une station permanente (MAHO). Les deux stations *glreps* présentent les deux situations extrêmes. GINA ne possède quasiment pas d’écart entre les solutions “ITRF” et “libres”, alors que MATE présente 10 mm de décalage pour le ZTD et 50 mm pour les gradients. Les stations MAGE et MAHO, représentatives de l’ensemble des stations temporaires et

permanentes possèdent un décalage de 5 mm pour les ZTD et de 10 mm pour les gradients. Les tracés qui diffèrent entre 14h et 16h pour la station de MAHO sont les calculs des réseaux (4abcde). Pour la station MAGE, c'est le réseau (19) qui se singularise entre 18h et 19h.

Typiquement la station MATE avec un écart extrême ne peut être considérée comme ayant eu un traitement optimal du fait de son éloignement du centre de gravité du réseau. Objectivement, si la configuration du traitement GPS d'une station est ignoré, une incertitude potentielle de la mesure GPS des paramètres troposphériques peut être fixée à 10 mm pour les ZTD, de 16 mm pour  $G_{EW}$  et de 22 mm pour  $G_{NS}$ . Par contre si la configuration du réseau a permis un traitement optimal (pour des stations temporaires ou permanentes spécifiquement étudiées), ces incertitudes peuvent passer à 5 mm pour les ZTD, à 8 mm pour  $G_{EW}$  et de 10 mm pour  $G_{NS}$ . Par ailleurs, la comparaison entre la solution "ITRF" et "libres" est un indicateur de la fiabilité d'une mesure de ZTD et de gradients. Un décalage moyen entre la solution "ITRF" et "libres" ( $\Delta$ ) supérieur à 6 mm pour les ZTD et  $\Delta$  supérieur à 12 mm pour les gradients peut indiquer le manque de fiabilité de la mesure d'un site GPS pour un type de calcul (configuration du réseau de stations), comme c'est le cas pour les calculs de la station MATE. La variation temporelle des paramètres troposphériques estimés pour cette station, malgré le biais constant entre les deux solutions, apparaissent tout de même significatifs. Ces estimations d'incertitudes des mesures GPS ci-présentées sont indépendantes des incertitudes formelles communiquées par GAMIT, qui ne sont qu'un outil nécessaire de l'inversion.

## 2.2 Tests du réglage de paramètres du traitement GAMIT

### 2.2.1 Réglages des contraintes

Il existe deux types de réglages sur les contraintes des ZTD et des gradients. Lors d'une session de calcul de 12 heures par exemple, le premier type nommé ZENITH CONSTRAINTS (ZC) ou GRADIENT CONSTRAINTS (GC) considère le décalage maximal permis lors de l'ajustement de la première date de mesures par rapport à la valeur a priori fixée (voir section I.1.3.4). Le deuxième type de contraintes, nommé ZENITH VARIATION (ZV) ou GRADIENT VARIATION (GV) désigne la variation maximale autorisée lors de l'évolution temporelle de l'ajustement de chaque ZTD ou gradients.

Les différents tests du réglage des contraintes sur les variations ont été réalisés sur deux périodes d'études de l'année 2002 : les 8-9 septembre (jours Juliens 251 et 252) et les 8-10 octobre (jours Juliens 281-283). Pour la première période, les paramètres troposphériques de 30 stations ont été calculés, dont 13 stations permanentes de référence ou *glreps* (BOR1, BRUS, EBRE, GINA, GRAZ, MATE, ONSA, POTS, SJDV, TORI, VILL, WTZR et ZIMM), 16 stations permanentes (BELL, CAGL, CREU, FCLZ, GRAS, JOUX, LLIV, MAHO, MALL, MICH, MTPL, NICE, SJDS, SOPH et TLSE) et 2 stations semi-permanentes (AIGO et VERC). Pour la période des jours Juliens 281-283, les paramètres troposphériques de 14 stations ont été estimés, dont 10 stations *glreps* (BRST, EBRE, GINA, KOSG, MATE, POTS, SJDV, TORI, VILL, ZIMM) et 4 stations temporaires (MAGE, PAUL, PONT et PRAD).

Des statistiques sur la comparaison des paramètres troposphériques obtenus avec différents réglages des paramètres ZV, GC et GV du fichier *sestbl*. (en exemple dans l'Annexe C) ont été effectués. Le paramètre ZC est resté fixe pour l'ensemble des tests. La valeur de

référence des ZTD et gradients estimés considèrent un *cutoff* de  $10^\circ$  et les paramètres recommandés par GAMIT pour le traitement de données ( $ZC = 0.50$  m,  $ZV = 0.02$  m/ $\sqrt{h}$ ,  $GC = 0.03$  m;  $GV = 0.02$  m/ $\sqrt{h}$ ). Le nombre de ZTD calculés est de 49 pour des sessions de 12 heures. Le nombre des gradients est de 25.

Les différents calculs effectués ont été les suivants :

- les tests ZV10cm, ZV5cm, ZV1cm et ZV0.5cm considèrent ZENITH VARIATION (ZV) variable (respectivement  $ZV=0.10$  m/ $\sqrt{h}$ ,  $ZV=0.05$  m/ $\sqrt{h}$ ,  $ZV=0.01$  m/ $\sqrt{h}$  et  $ZV=0.005$  m/ $\sqrt{h}$ ) alors que GC et GV sont fixes ( $GC=0.03$  m et  $GV=0.02$  m/ $\sqrt{h}$ ).
- les tests GV10cm, GV5cm, GV1cm et GV0.5cm considèrent GRADIENT VARIATION (GV) variable (respectivement  $GV=0.10$  m/ $\sqrt{h}$ ,  $GV=0.05$  m/ $\sqrt{h}$ ,  $GV=0.01$  m/ $\sqrt{h}$  et  $GV=0.005$  m/ $\sqrt{h}$ ) alors que GC et ZV sont fixes ( $GC=0.03$  m et  $ZV=0.02$  m/ $\sqrt{h}$ ).
- les tests GC10cm, GC5cm, GC2cm, GC1cm et GC0.5cm considèrent GRADIENT CONSTRAINTS (GC) variable (respectivement  $GC=0.10$  m,  $GC=0.05$  m,  $GC=0.02$  m,  $GC=0.01$  m et  $GC=0.005$  m) alors que GV et ZV sont fixes ( $GV=0.02$  m/ $\sqrt{h}$  et  $ZV=0.02$  m/ $\sqrt{h}$ ).

Comme montré précédemment, la différence entre les solutions “ITRF” et “libres” de ZTD et de gradients est surtout caractérisée par un biais constant. Les conclusions des différents tests sont également équivalentes selon le type de positionnement a priori choisi. Seules les solutions “libres” ont donc été calculées pour la période des jour Julien 251-252.

Pour toutes les stations des deux périodes d’études, une modification du paramètre GC lors des calculs d’inversion GAMIT n’influence ni les estimations des gradients ni celles des ZTD. Ce qui n’est pas surprenant car la stratégie de *sliding windows* ne considèrent que les 4 heures centrales des sessions de 12 heures. Par contre les différentes valeurs prises par ZV et GV modifient les estimations des ZTD et de gradients.

Par définition plus ces deux paramètres sont grands plus des variations temporelles des paramètres troposphériques seront autorisées. La figure 2.3 présente les séries temporelles de ZTD et des gradients testées avec ZV variable pour la station CHRN (8-9 septembre 2002).

Figure 2.3a présente les mesures complètes (tous les  $\frac{1}{4}$  d’heures), Figure 2.3b correspond aux mêmes calculs que Figure 2.3a, mais les ZTD ont été sous-échantillonnés au pas horaire. Pour  $ZV \leq 1$  cm/ $\sqrt{h}$ , l’information sur la variation temporelle du ZTD est perdue (courbe trop lisse). Figure 2.3cd présentent respectivement les gradients Est-Ouest et Nord-Sud. Pour  $ZV \geq 2$  cm/ $\sqrt{h}$ , les séries temporelles de ZTD et gradients sont très proches. Figure 2.3b permet de voir les faibles différences des ZTD entre  $ZV=2$  cm/ $\sqrt{h}$  et  $ZV \geq 2$  cm/ $\sqrt{h}$ . Seules les valeurs  $ZV \leq 1$  cm/ $\sqrt{h}$  montrent des profils différents. Les variations de ZTD plus réduites ( $ZV \leq 1$  cm/ $\sqrt{h}$ ) provoquent des variations plus importantes pour les gradients.

La figure 2.4 présente les séries temporelles des gradients Est-Ouest et Nord-Sud testées avec GV variable pour la station CHRN les 8-9 septembre 2002. Les séries temporelles montrent clairement de trop faibles variations pour les deux composantes des gradients lorsque  $GV \leq 1$  cm/ $\sqrt{h}$ . L’information sur la variation temporelle des gradients est perdue (courbe trop lisse). Pour  $GV \geq 2$  cm/ $\sqrt{h}$ , les séries temporelles sont assez proches. Mais plus

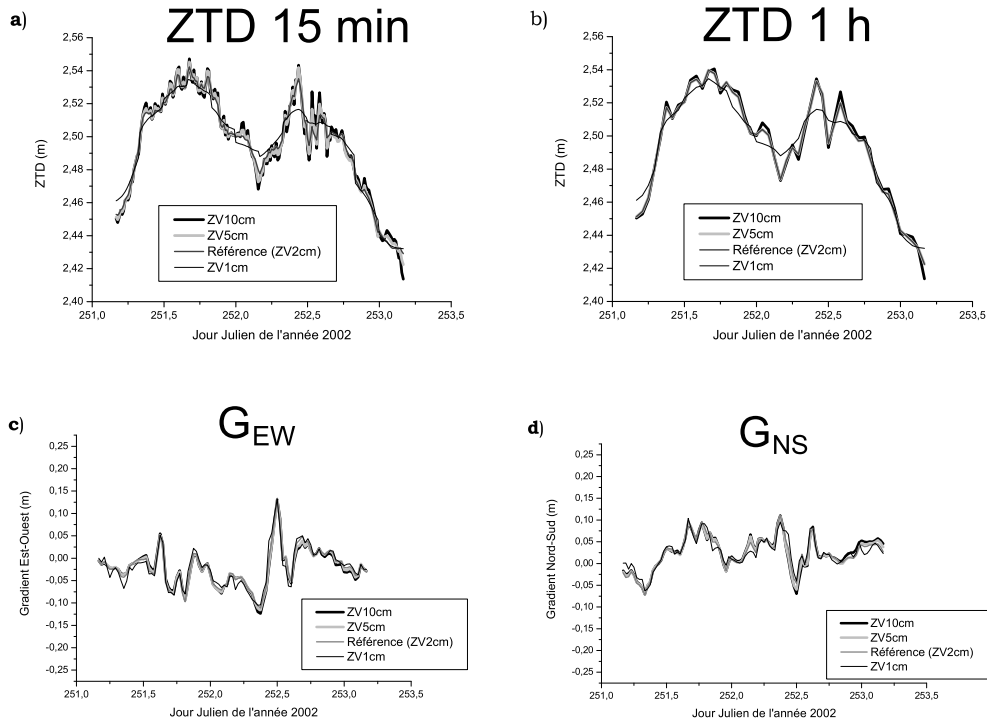


FIG. 2.3 – Séries temporelles à la station CHRN a) des ZTD, c) des gradients Est-Ouest et d) des gradients Nord-Sud selon différents ZV. a) mesures des ZTD tous les  $\frac{1}{4}$  d’heure, b) même calcul que a) échantillonné au pas horaire pour plus de clarté.

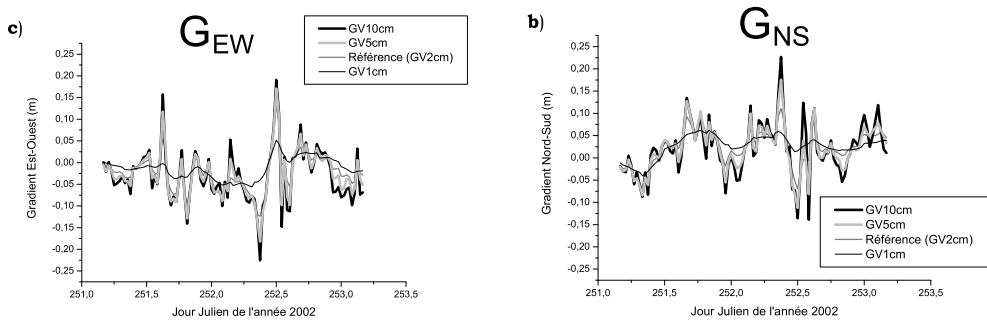


FIG. 2.4 – Séries temporelles à la station CHRN des gradients a) Est-Ouest et b) Nord-Sud selon différents GV.

GV est grand plus les gradients montrent une amplitude et une variabilité plus importante. Les ZTD ne sont pas affectés par une modification de GV.

Les résultats de la station CHRN se généralisent à l’ensemble des stations *glreps*, temporaires ou permanentes pour les deux types de périodes d’étude. D’après l’étude de *Bar-Sever et al.* [1998], les estimations de gradients par GPS sous-estiment les valeurs trouvées par WVR. Espérer des amplitudes plus fortes pour les gradients ainsi que de plus fortes varia-

bilités temporelles apparaît donc légitime. Nos tests montrent qu'il est préférable d'utiliser des contraintes lâches sur la variabilité (plus lâches que les valeurs par défaut).

### 2.2.2 Réglages de l'angle de *cutoff*

Le *cutoff* ( $\gamma$ ) représente l'angle au-dessus duquel les observations en direction des satellites sont considérées dans l'inversion GAMIT. L'ajustement des paramètres troposphériques fait appel aux fonctions de projections, mais celles-ci sont limitées pour les trajets d'ondes de basses élévations (de  $5^\circ$  à plus de  $10^\circ$  selon les conditions atmosphériques), c'est typiquement ce qui se passe pour ces ondes GPS de basses élévations qui parcourent une grande partie de la basse atmosphère fortement chargée en vapeur d'eau. Pourtant, afin d'avoir un ajustement représentatif des paramètres troposphériques, il est nécessaire d'observer un maximum de satellites.

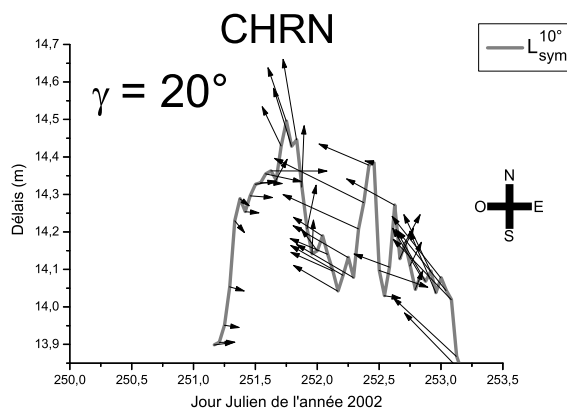


FIG. 2.5 – Série temporelle du délai isotrope  $L_{\text{sym}}^{10^\circ}$  et de ses gradients associés pour la station de CHRN les 8-9 septembre 2002. Le traitement GPS a été procédé avec un *cutoff* de  $20^\circ$ .

Les différents angle de *cutoff*  $\gamma \in [10^\circ, 12^\circ, 13^\circ, 15^\circ, 17^\circ, 20^\circ, 25^\circ, 30^\circ, 35^\circ]$  ont été testés sur deux périodes d'études. Il n'a pas été possible de tester un angle de *cutoff* plus bas que  $10^\circ$  car la majorité des fichiers RINEX des stations permanentes avaient au préalable été enregistrée avec un *cutoff* de  $10^\circ$ .

La première période de test est celle du 8-9 septembre 2002 (jours Juliens 251-252) qui utilise la même géométrie de réseau que celle de la section II.2.2.1 précédente. La seconde période de test concerne les 2-4 décembre 2003 (jours Juliens 236-238). Ce calcul ajuste 35 stations, dont 11 sont des *glreps* (EBRE, GINA, GRAZ, LAMA, MATE, ONSA, SJDV, TORI, VILL, WTZR et ZIMM), 15 sont des permanentes (BANN, BELL, CHRN, CLAP, CREU, HERS, LLIV, MARS, MICH, MTPL, NICE, RABU, RSTL, SOPH et TLSE), et 9 sont des stations temporaires du réseau OHM-CV (AIMO, BAUB, CDGA, CLHE, LARZ, SMDC, SMDM, VALE et VERC).

Les paramètres de contraintes utilisés dans le fichier de configuration du calcul *sestbl*. sont ceux évoqués précédemment et recommandés par GAMIT pour le traitement de données. La figure 2.5 présente la série temporelle de la contribution isotrope  $L_{\text{sym}}^{10^\circ}$  et de ses

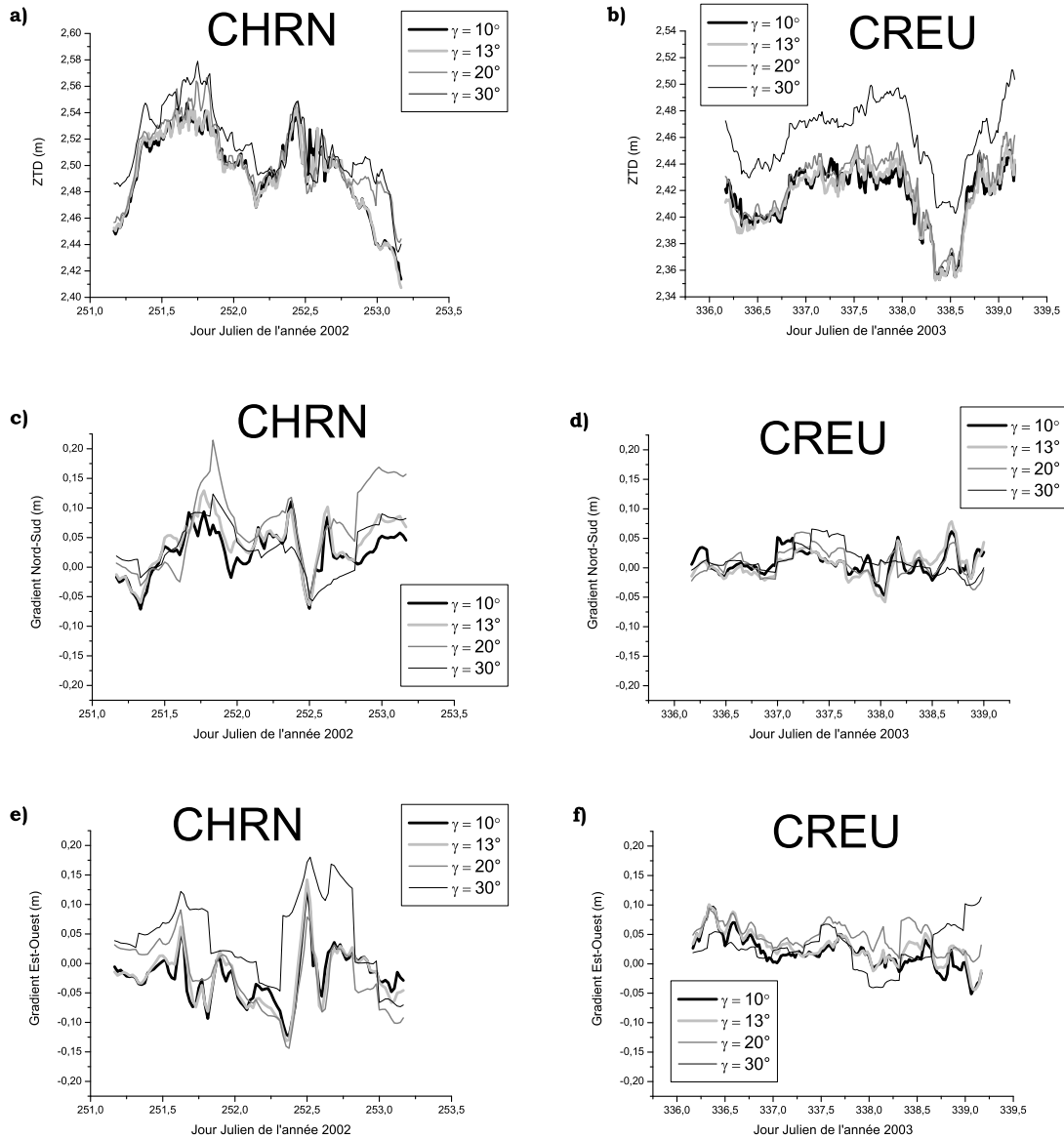


FIG. 2.6 – Séries temporelles ab) de ZTD et cdef) de gradients aux stations CHRN (septembre 2002) et CREU (décembre 2003) réalisées pour différents *cutoff*  $\gamma \in [10^\circ, 13^\circ, 20^\circ, 30^\circ]$ .

gradients associés reportés similairement à la Figure 1.16 (où  $\gamma=10^\circ$ ), mais le *cutoff* du traitement GAMIT cette fois-ci est de  $20^\circ$ . Les commentaires de la section II.1.2.1 restent entièrement valable. Il est donc difficile de conseiller un angle particulier de *cutoff*.

La figure 2.6 présente les séries temporelles de deux sites analysés pendant ces deux périodes d'études. Il s'agit des stations permanentes de Château-Renard (CHRN) et du Cap de Creus (CREU). Pour l'ensemble des sites solutionnés, les valeurs du *cutoff*  $\gamma \geq 25^\circ$  possèdent des séries temporelles de ZTD vraiment différentes des *cutoff* plus bas. Les ZTD semblent surestimés par l'inversion. Le problème qui se pose est de savoir si ces calculs



sont plus éloignés des délais zénithaux réellement observés que ceux calculés avec  $\gamma = 10^\circ$ . A priori le fait d'utiliser un nombre restreint de données observées, par la limitation de l'angle de *cutoff* biaise considérablement l'estimation du positionnement. De plus les corrections troposphériques d'un nombre insuffisant de satellites de basses élévations (entre  $10^\circ$  et  $30^\circ$ ) pénalisent le système d'inversion résolu lors de l'ajustement de l'ensemble des paramètres inconnus. Pourtant, et certainement grâce à la faible nécessité de la position d'être ajustée afin que la solution d'inversion converge, les ZTD et gradients résolus pour des *cutoff* compris entre  $20^\circ$  et  $25^\circ$  ne sont pas absurdes. Malgré tout les solutions de gradients pour un *cutoff* compris entre  $10^\circ$  et  $15^\circ$  paraissent plus stables. C'est seulement pour un *cutoff* supérieur  $30^\circ$  que les ZTD et gradients obtenus n'apparaissent plus probables, car l'ajustement de la position a été faussée (composante verticale biaisée).

### 2.2.3 Comparaison de la durée des sessions de calculs

Deux types de sessions de calculs ont été testés sur les périodes du 8-9 septembre 2002 et du 2-4 décembre 2003, chacune mesurant 49 ZTD et 25 gradients. Les résultats des sessions d'une durée de 12 heures, 6 sessions par jour espacées de 4 heures (stratégie de "sliding windows"), ont été comparés avec des sessions de 24 heures, 3 par jour espacées de 8 heures selon la même stratégie. Ce qui implique respectivement une résolution temporelle pour les ZTD de 15 et 30 minutes, et pour les gradients de 30 et 60 minutes, avec les mêmes paramètres de contraintes sur la variabilité.

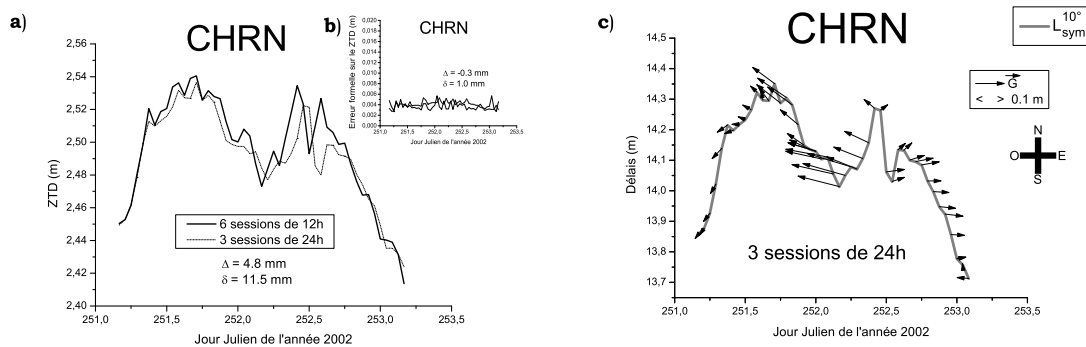


FIG. 2.7 – a) Comparaison entre les séries temporelles de ZTD estimées en 6 sessions de 12h (référence statistique) et en 3 sessions de 24h (biais et écart type entre les deux calculs sont notés), b) erreurs formelles pour les deux types de calculs (biais et écart type entre les deux calculs sont notés), c) série temporelle du délai isotrope avec les gradients associés pour le calcul de 3 session de 24h (comparable avec la Figure 1.16).

Les figures 2.7ab présentent la comparaison des ZTD et des erreurs formelles fournies par GAMIT estimées pour la station de CHRN en septembre 2002. Les deux courbes présentent des mesures échantillonnées au pas horaire afin de faciliter la comparaison. Les erreurs formelles fournies par GAMIT sont équivalentes pour l'ensemble des ZTD des deux périodes (biais entre les deux calculs  $\Delta=0.2$  mm et  $\delta=1.6$  mm, pour une valeur moyenne de l'incertitude formelle de 4 mm). Les ZTD sont légèrement sous-estimés par les sessions de 24h (sous-estimation moyenne de  $\Delta=3.5$  mm et  $\delta=17.4$  mm). La figure 2.7c présente

la série temporelle du délai isotrope ( $L_{\text{sym}}^{10^\circ}$ ) et de ses gradients ( $\vec{G}$ ) associés reportés de façon similaire à la figure 1.16 (où 6 sessions de 12h ont été calculées), mais 3 sessions de 24h ont été effectuées dans le traitement GAMIT cette fois-ci. Les commentaires de la section 1.2.1 restent entièrement valable, mais à la moitié du jour Julien 252, le passage du front précipitant (visible par l'augmentation du délai isotrope) n'est alors plus détecté par ce calcul de gradients. De plus l'amplitude des gradients est moindre que pour le calcul de 6 sessions de 12h. Les séries temporelles des vecteurs gradients sont représentées pour les deux types de calculs par sessions à la figure 2.8).

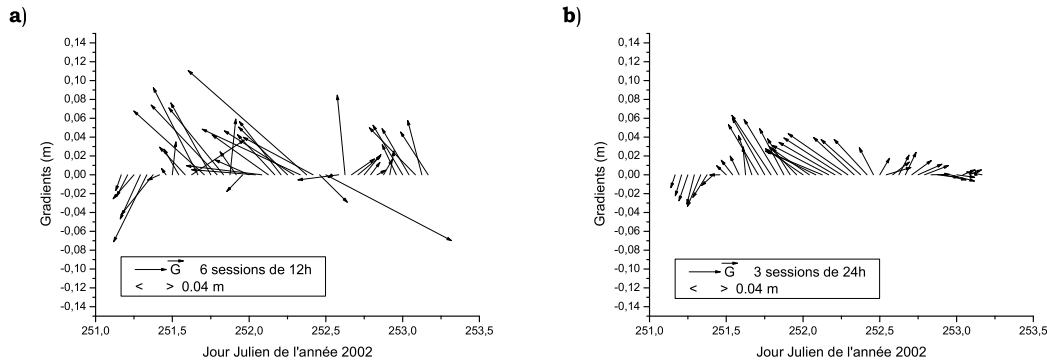


FIG. 2.8 – Série temporelle des gradients  $\vec{G}$  pour des calculs les 8-9 septembre 2002 à la station CHRN. Le plan du graphique est assimilé à la surface au niveau de CHRN. Le haut indique le Nord et la droite l'Est. Les gradients ont pour origine un point d'ordonnée ( $y=0$ ) et d'abscisse le date de la mesure. a) représente les gradients pour le calcul de 6 sessions de 12h, b) pour celui de 3 sessions de 24h.

La figure 2.9 montre que les erreurs formelles sur les gradients fournies par GAMIT sont similaires d'un type de calcul à l'autre. Les incertitudes GAMIT des gradients sont plus importantes que celles des ZTD (un ordre de grandeur au-dessus, environ 1 cm pour les gradients contre 1 mm pour les ZTD).

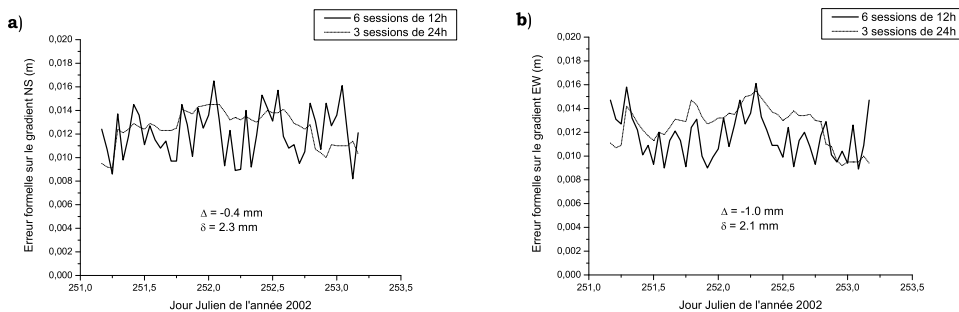


FIG. 2.9 – Comparaison des erreurs formelles GAMIT de a)  $G_{\text{NS}}$ , b)  $G_{\text{EW}}$ , les 8-9 septembre 2002 à la station CHRN pour le calcul de 6 sessions de 12h (référence statistique) et pour celui de 3 sessions de 24h.

Des deux types de calcul, la stratégie par 6 sessions de 12h apportent plus d'information sur les gradients ponctuels (plus d'amplitude et plus de variabilité temporelle). La fenêtre temporelle (l'intervalle d'estimation) plus grande lors des sessions de 24h semble négliger de l'information disponible par les mesures GPS. L'intervalle d'estimation plus court permet des observations de gradients plus amples (un gradient estimé toutes les demi-heures) et plus variables d'une mesure à l'autre. Les ZTD sont proches, pourtant à la moitié du jour 251 deux pics de délais sont à noter pour les sessions de 12h d'un intervalle de 15 minutes, alors qu'un seul est présent lors des sessions de 24h d'un intervalle d'une demi-heure (voir Figure 2.7a). Il s'agit là aussi de l'effet de lissage temporel par l'augmentation de l'intervalle de l'estimation GPS. En fait, augmenter l'intervalle d'estimation de deux paramètres successifs est équivalent à une diminution des contraintes sur la variabilité.

## 2.3 Comparaison de délais zénithaux GPS/radiosondage

Pour déterminer lequel des deux référentiels (“libre” ou “ITRF”) estime le mieux les ZTD, nous avons effectué une comparaison aux données de radiosondage.

La technique des radiosondages peut permettre l’estimation de délais atmosphériques (ZTD) comparable à ceux du GPS. Différentes hypothèses doivent être envisagées afin d’évaluer les ZTD (voir section I.2.1).

La comparaison de ZTD présentée ici considère la station GPS du Camp des Garrigues (CDGA) située à environ 10 km au Sud de la station météorologique de Nîmes (voir Figure 1.2), où ont été lancés les ballons sondes de Météo-France toutes les 12 heures. La période d’étude considère 23 jours (du jour Julien 271 au jour Julien 293 de l’année 2002). Les enregistrements des radiosondages fournissent des mesures de pression (P), de température (T) et de température de rosée ( $T_r$ ) lors des vols d’ascendance des ballons. La température de rosée peut être convertie en une pression partielle en vapeur d’eau (e).

### 2.3.1 Estimation des ZTD à partir des radiosondages

Pour estimer les ZTD, nous avons utilisé la sommation suivante des contributions entre chaque niveau du sondage  $i$  :

$$\text{ZTD}_{\text{RS}} = 10^{-6} \sum_{i=1}^{dm} \left( k_1 \frac{P_i^{i+1}}{T_{v_i}^{i+1}} \right) \Delta z^i + 10^{-6} \sum_{i=1}^{dm} \left( k_2' \frac{e_i^{i+1}}{T_i^{i+1}} + k_3 \frac{e_i^{i+1}}{T_i^{i+1}} \right) \Delta z^i + \Delta \text{ZTD} \quad (2.1)$$

où  $k_1$ ,  $k_2'$ ,  $k_3$  sont les coefficients de réfractivité pris ici constants selon [Bevis et al., 1994],  $\left( P_i^{i+1} = \frac{P_i + P_{i+1}}{2} \right)$  et  $\left( e_i^{i+1} = \frac{e_i + e_{i+1}}{2} \right)$  sont la pression totale moyenne et la pression partielle en vapeur moyenne entre les différents points de mesures consécutifs,  $\left( T_{v_i}^{i+1} = \frac{T_{v_i} + T_{v_{i+1}}}{2} \right)$  est la température virtuelle moyenne, et  $\Delta \text{ZTD}$  est la contribution au délai au-delà du dernier point de mesure ( $i = dm$ ). Ne disposant pas toujours de l’altitude dans les sondages, nous l’avons déduite des autres paramètres (pression, température et température du point de rosée) à partir de l’intégration de la relation hydrostatique.

Les stations de Nîmes et celle du Camp de Garrigues ne se trouvant pas à la même altitude, il a été nécessaire de corriger le ZTD intégré à partir du sondage de cette différence d’altitude. La station GPS du Camp des Garrigues se trouve à une altitude plus élevée (232 m) que le radiosondage (la station de Nîmes se trouve à 59 m), ce qui est le plus souvent le cas, car les sites GPS sont choisis sur des lieux dégagés de tous masques. L’intégration verticale des données du sondage ne se fait donc qu’à partir de l’altitude de la station du Camp des Garrigues. Si la station GPS s’était trouvée à une altitude moindre que celle du site de lancer de ballon, il aurait fallu rajouter un terme à la sommation, en extrapolant les données du sondage sous l’altitude du dernier niveau du modèle.

Pour pouvoir faire la comparaison de  $\text{ZTD}_{\text{RS}}$  avec le ZTD du GPS, il reste alors à additionner au terme de sommation sur les différents niveaux du sondage, le délai supérieur au dernier point de mesure. Pour cela Saastamoinen [1972], puis [Davis et al., 1985], ont spécifié une formulation fonction de la pression du dernier point de mesure (voir équation (2.2)). L’altitude moyenne des dernières points de mesures se situe autour de 25 km pour la vingtaine de jours d’études. Seules cinq mesures des ballons se sont arrêtées à 10 km. Il est raisonnable de considérer que pour l’ensemble des radiosondages, seule une contribution

du délai hydrostatique supérieur au dernier point de mesure est à rajouter à la sommation. En effet la teneur en vapeur d'eau au-dessus de 10 km est infime à la latitude de l'étude présentée.

Néanmoins, pour information, *Saastamoinen* [1972] a proposé une formulation de la contribution supérieure au dernier point de mesure du délai "humide" :

$$\Delta ZWD = 0.002277 \left( \frac{1255}{T_{dm}} + 0.05 + x \cdot \tan \lambda \right) e_{dm} \quad (2.2)$$

où  $T_{dm}$  et  $e_{dm}$  sont la température et la pression partielle en vapeur d'eau du dernier point de mesure, et  $x$  est un coefficient associé à la latitude  $\lambda$  du point de mesure.

Un autre modèle a été proposé par *Baby et al.* [1988] :

$$\Delta ZWD = \nu 10^{\gamma(T_{dm}-273.16)} h_{dm} \quad (2.3)$$

où  $\nu$  et  $\gamma$  sont des coefficients empiriques déterminés par zone climatique.

Il est aussi possible de formuler le délai supérieur "humide" par l'expression suivante :

$$\Delta ZWD = 10^{-6} \frac{R_v}{g_m} \left( \frac{k'_2}{T_{sign}} + \frac{k_3}{T_{sign} T_{dm}} \right) \quad (2.4)$$

où  $T_{sign} = 300$  K est une température moyenne représentative pour la zone climatique supérieure au dernier point de mesure.

D'après [*Keijer*, 2004], la comparaison des modèles de délais "humides" donnent des résultats cohérents à quelques centimètres près (modèle de *Baby et al.* [1988] avec celui de *Askne et Nordius* [1987] par exemple). Comme indiqué auparavant, la contribution du délai "humide" est négligeable au-dessus du dernier point de mesure. Il n'est donc pas utile de se servir de ces modèles.

Pour ce qui est de la contribution supérieure au dernier point de mesure du délai hydrostatique, récemment, *Vedel et al.* [2001] ont proposé une autre expression de la formulation hydrostatique de  $\Delta ZHD$ , avec une expression différente pour l'accélération gravitationnelle :

$$\Delta ZHD \approx 10^{-6} \frac{k_1 R_d P_{dm}}{g_{dm}} \left\{ 1 + 2 \frac{R_d T_{dm}}{r_{dm} g_{dm}} + 2 \left( \frac{R_d T_{dm}}{r_{dm} g_{dm}} \right)^2 \right\} \quad (2.5)$$

où  $r_{dm}$  et  $g_{dm} = g(r_{dm})$  sont respectivement la distance au centre de la Terre ( $r_{dm} = r_0 + z_{dm}$ ) et l'accélération de la gravité au dernier point de mesure. Ils considèrent que la température de la dernière mesure ( $T_{dm}$ ) est constante pour toute la zone au-dessus de ce dernier point de mesure, et que l'accélération verticale locale due à la gravité et les forces non inertielles  $g(r)$  s'exprime en fonction de la distance au centre de la Terre ( $r$ ) :

$$g(r) = g_0 \left( \frac{r_0}{r} \right)^2 \quad (2.6)$$

où

$$r_0 = \frac{6378100}{\sqrt{\sin^2(\lambda) \left( \frac{6378.1}{6356.6} \right)^2 + \cos^2(\lambda)}} \quad (2.7)$$

et

$$g_0 = 9.780356 \left[ 1. + 0.0052885 \sin^2(\lambda) - 0.0000059 \sin^2(2\lambda) \right] \quad (2.8)$$

$r_0$  et  $g_0$  sont respectivement le rayon (en m) et l'accélération due à la gravité (en  $\text{m.s}^{-2}$ ) à la surface du géoïde terrestre en fonction de la latitude  $\lambda$ .

L'estimation au-delà de 20 km avec cette formule rajoute une contribution moyenne de 0.5 mm par rapport au  $\Delta\text{ZHD}$  de *Saastamoinen* [1972]. Cette formule a été retenue pour l'estimation de la contribution supérieure au dernier point de mesure.

Des tests de sensibilité de l'estimation des ZTD basés sur les mesures des radiosondages ont été effectués. Une incertitude fictive des mesures de pression, de température, de l'estimation des altitudes et des valeurs des coefficients de réfractivité ont permis de quantifier l'impact moyen sur les estimations de ZTD pour les 23 jours d'étude. Les résultats statistiques de ces tests, par rapport au calcul sans incertitude pris pour référence, sont présentés Tableau 2.11. L'incertitude considérée pour la mesure de pression ( $\varepsilon P$ ) est de 2 hPa, une incertitude  $\varepsilon T$  de 0.2 K pour la mesure de température, pour l'estimation des altitudes une incertitude ( $\varepsilon z$ ) de 1 m prise au sol pour une incertitude de 200 m au dernier point de mesure (croissance linéaire de l'incertitude). Pour les coefficients de réfractivité, les valeurs extrêmes des incertitudes ( $\varepsilon k_1$  pour  $k_1$ ,  $\varepsilon k_{2,3}$  pour  $k_2$  et  $k_3$ , et  $\varepsilon k_{1,2,3}$  pour la valeur maximum pour  $k_1$  et  $k_3$ , et la valeur minimum pour  $k_2$ ) données par *Bevis et al.* [1994] ont été considérées ( $k_1 = [0.7760 \pm 0.0005]\text{K/Pa}$ ,  $k_2 = [0.704 \pm 0.022]\text{K/Pa}$  et  $k_3 = [3739 \pm 12]\text{K}^2/\text{Pa}$ ).  $\varepsilon\text{RS}$  correspond à l'ensemble des incertitudes combinées. L'incertitude moyenne sur l'estimation

TAB. 2.11 – Sensibilité de l'estimation des délais zénithaux à partir des mesures des radiosondages.

<i>incertitude testée</i>	ZHD		ZWD		ZTD	
	$\Delta$ (mm)	$\delta$ (mm)	$\Delta$ (mm)	$\delta$ (mm)	$\Delta$ (mm)	$\delta$ (mm)
$\varepsilon P$	0.1	0.7	0.1	0.1	0.2	0.7
$\varepsilon T$	0.5	0.4	0.0	0.0	0.5	0.4
$\varepsilon k_1$	1.5	0.0	0.0	0.0	1.5	0.0
$\varepsilon k_{2,3}$	/	/	0.5	0.2	0.5	0.2
$\varepsilon k_{1,2,3}$	1.5	0.0	0.4	0.2	1.9	0.2
$\varepsilon z$	5.7	1.3	0.6	1.3	6.3	1.3
$\varepsilon\text{RS}$	8.7	3.4	1.2	0.4	9.9	3.5

des ZTD par les mesures des radiosondages pendant cette vingtaine jours d'automne 2002 est d'environ 1 cm avec un écart type d'environ 0.3 cm. Les contributions annexes aux ZTD comme les particules en suspension dans l'air [*Solheim et al.*, 1999] ou des formulations des coefficients de réfractivité atmosphérique dépendant de la pression et de la température n'ont pas été considérées dans cette estimation de l'incertitude. Des considérations sur ces contributions annexes à la réfractivité atmosphérique classiquement établie sont traitées en Annexe F.

### 2.3.2 Séries temporelles “ITRF” et “libre” du GPS comparées au radiosondage

Les solutions “ITRF” et “libre” ont été calculées pour 6 sessions de 12h par jour, selon la stratégie de “fenêtres glissantes”, utilisant les paramètres du fichier *sestbl*. (présenté en Annexe C) conseillé par GAMIT (*cutoff* de  $10^\circ$ , *ZENITH CONSTRAINTS* = 0.50 m, *ZENITH*

$VARIATION = 0.02 \text{ m}/\sqrt{h}$ ,  $GRADIENT \text{ CONSTRAINTS} = 0.03 \text{ m}$ ;  $GRADIENT \text{ VARIATION} = 0.02 \text{ m}/\sqrt{h}$ . Le nombre de ZTD calculés est de 49 pour des sessions de 12 heures. Le nombre des gradients est de 25. La configuration de réseau choisie est la géométrie (*Ref*). Les orbites utilisées sont celles de l'IGS (orbites précises). La fonction de projection utilisée est celle de *Niell* [1996].

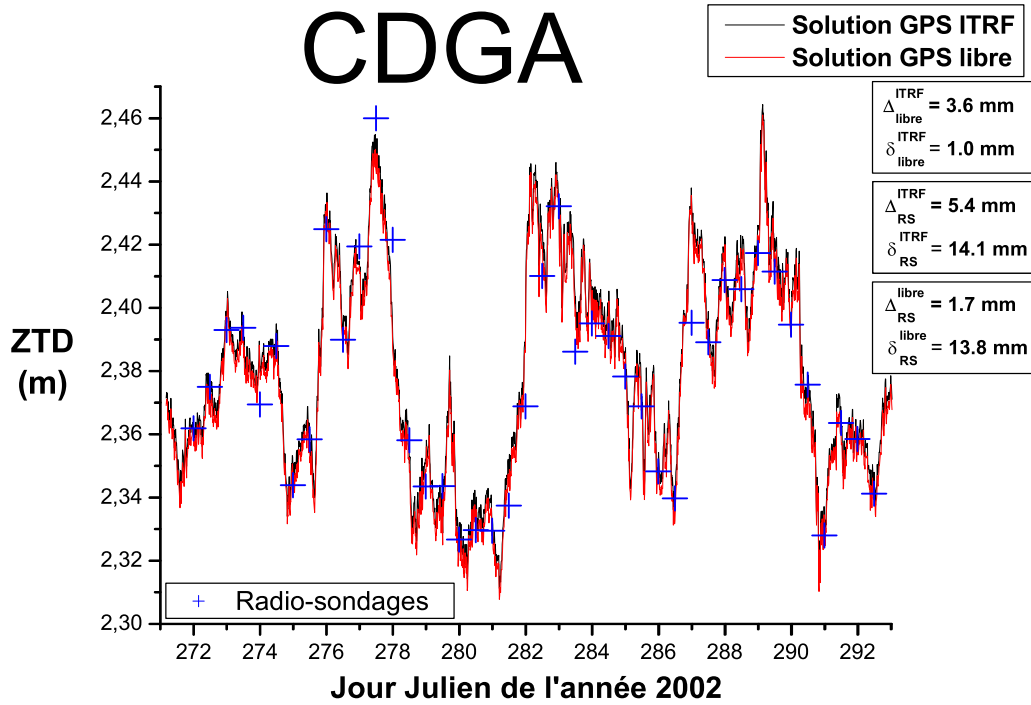


FIG. 2.10 – 20 jours de comparaison de ZTD, estimés tous les  $\frac{1}{4}$  d'heure pour le GPS, toutes les 12 heures pour les radiosondages.

La figure 2.10 présente la comparaison des ZTD calculés à partir du sondage de Nîmes et ceux estimés à partir des deux types de solutions. Le biais moyen ( $\Delta$ ) et l'écart type ( $\delta$ ) sont aussi présentés Figure 2.10 pour les différentes paires de solutions : les solutions GPS "ITRF" moins les solutions GPS "libres" ( $\Delta_{libre}^{ITRF}$ ,  $\delta_{libre}^{ITRF}$ ), les solutions GPS "ITRF" moins les estimations des radiosondages ( $\Delta_{RS}^{ITRF}$ ,  $\delta_{RS}^{ITRF}$ ), et les solutions GPS "libres" moins les estimations des radiosondages ( $\Delta_{RS}^{libre}$ ,  $\delta_{RS}^{libre}$ ). Au regard de ces mesures statistiques, même si les valeurs extrêmes de la différence de ZTD entre GPS et radiosondages peuvent atteindre plus de  $\pm 20$  mm pour certaines dates, dans l'ensemble les estimations de  $ZTD_{RS}$  sous-estiment les solutions GPS. Les deux solutions GPS et le radiosondages présentent néanmoins des séries temporelles très cohérentes (à quelques millimètres près). La solution GPS "libre" de ZTD est toutefois plus proche des estimations du radiosondage (écart moyen inférieur à 2 mm), et c'est donc celle que l'on préférera par la suite pour les traitements GPS.

Les solutions de positionnement vertical “libre” ou “ITRF” ont été comparées avec les observations GPS de ZTD. L’objectif de cette étude statistique a été d’évaluer l’influence et l’éventuelle anti-corrélation entre la position verticale “libre” et l’estimation de ZTD. Six solutions de positionnement vertical ont été estimées lors de six sessions de 12 heures (soit une estimation du positionnement toutes les 4 heures, la solution de positionnement verticale étant affectée de l’horaire médian des 12 heures de calcul). Considérant la configuration de calcul précédente, Figure 2.11 présente les séries temporelles des solutions “libre” et “ITRF” de positionnement vertical et de ZTD pour la station CDGA durant l’automne 2002.

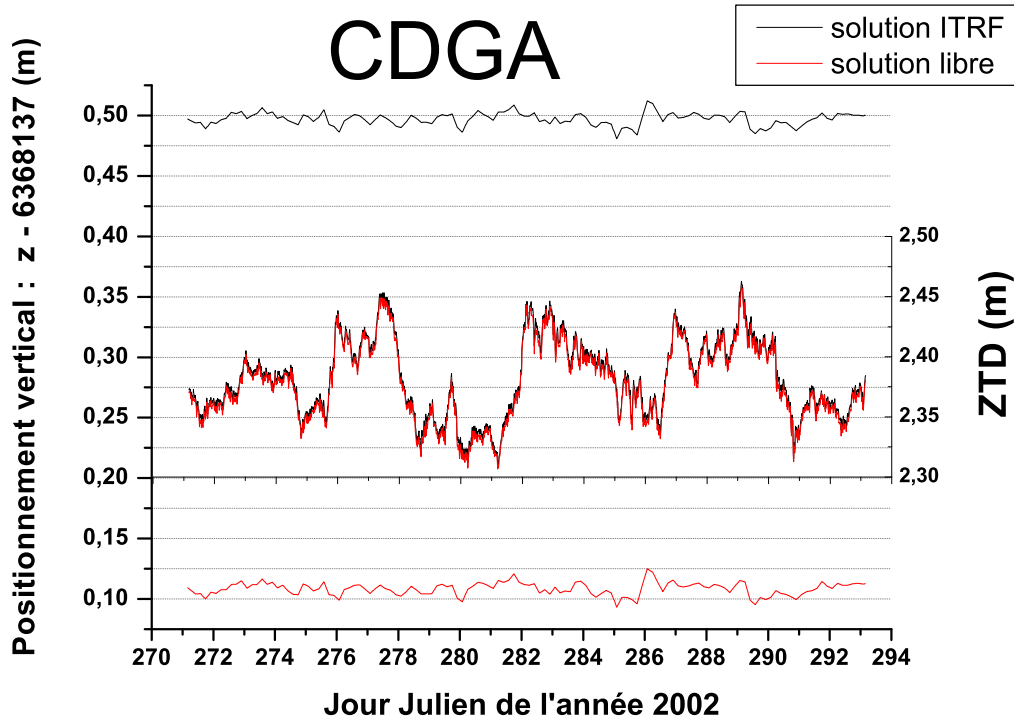


FIG. 2.11 – Séries temporelles des solutions “libre” et “ITRF” de positionnement vertical et de ZTD pour la station CDGA du 28 septembre 2002 (jour Julien 271) au 20 octobre 2002 (jour Julien 293).

L’évidence d’une anti-corrélation entre le positionnement vertical et l’estimation de ZTD est faible pour les solutions “ITRF” et les solutions “libres”. La solution du positionnement “ITRF” pour la station GPS CDGA est systématiquement décalée de  $\Delta_{vert}^{pos} = +388.6$  mm par rapport à la solution “libre”, pour un écart type  $\Delta_{vert}^{pos} = +0.9$  mm. La solution de ZTD “ITRF” est décalée de  $\Delta^{ZTD} = +3.6$  mm pour un écart type  $\Delta^{ZTD} = +1.0$  mm.



TAB. 2.12 – Ecart entre la solution “ITRF” et la solution “libre”.

<i>Stations GPS considérées</i>	Position verticale		ZTD	
	$\Delta_{vert}^{pos}$ (mm)	$\delta_{vert}^{pos}$ (mm)	$\Delta^{ZTD}$ (mm)	$\delta^{ZTD}$ (mm)
<i>temporaires</i>				
CDGA	388.6	0.9	3.6	1.0
CHPO	388.6	0.7	3.5	1.1
GAGN	388.1	0.9	3.6	1.1
MAGE	388.4	0.9	3.6	1.1
MALB	388.3	0.9	3.6	1.1
PONT	388.5	0.8	3.5	1.1
PRAD	388.2	0.7	3.6	1.1
<i>permanentes (glreps)</i>				
GINA	402.4	0.1	-0.1	1.4
KOSG	395.7	0.1	1.2	1.7
POTS	382.9	0.1	4.6	1.9
SJDV	402.5	0.1	0.2	1.4

Tableau 2.12 sont présentés les biais ( $\Delta_{vert}^{pos}$ ,  $\Delta^{ZTD}$ ) et les écarts types ( $\delta_{vert}^{pos}$ ,  $\delta^{ZTD}$ ) des solutions “ITRF” de position verticale et de ZTD par rapport aux solutions “libres” pour 7 stations temporaires et 4 stations permanentes (*glreps*).

Les valeurs des écarts types nous montrent que les solutions “ITRF” et “libre” de position verticale et de ZTD sont quasi-constamment décalées. Même si la comparaison du GPS avec les radiosondages nécessite une étude statistique, les considérations sur le positionnement vertical et les estimations de ZTD ne discréditent pas la solution “libre”. Cette solution a donc été utilisée dans la suite de ce manuscrit.

## Chapitre 3

# Conclusions sur l'analyse des données GPS

Au cours des chapitres précédents, nous avons pu constater en l'illustrant sur deux événements extrêmes, i.e. la situation des inondations du Gard de septembre 2002 et la situation de la crue historique du Rhône en décembre 2003, puis sur les périodes automnales de 2002 et 2004, la cohérence des données GPS avec l'évolution des systèmes précipitants.

Des tests de sensibilité sur le traitement GPS ont ensuite permis de quantifier l'incertitude des mesures GPS sur la zone Méditerranéenne selon la solution de positionnement a priori considérée et la configuration du réseau calculé (de 5 à 10 mm pour les ZTD, de 5 à 15 mm pour les gradients Est-Ouest, et de 10 à 20 mm pour les gradients Nord-Sud). Les tests et l'étude statistique effectuées montrent que la composante Nord-Sud des gradients est plus incertaine que la composante Est-Ouest du fait de la répartition des satellites dans le ciel sur la zone méditerranéenne d'étude (aucun satellite GPS ne survole le pôle Nord). Il semble que la considération de stations permanentes situées au Sud des stations temporaires dans la géométrie du réseau puisse diminuer la moins bonne estimation de la composante Nord-Sud des gradients. Par ailleurs, les différentes configurations de réseaux testées dans le souci de traiter efficacement des données GPS (rapport qualité des observations et temps de calcul), se montrent comparables à 2 mm près pour les ZTD (résultat équivalent pour un type de solution "libre" ou "ITRF"). Pour les gradients, la géométrie du réseau a plus d'impact sur la restitution des valeurs (incertitude 5 mm pour  $G_{EW}$  et 7 mm pour  $G_{NS}$ ). Le nombre de stations traitées simultanément a également une influence sur les évaluations des gradients. L'ensemble de ces tests de configurations de réseaux montre que les calculs à 8 ou 12 stations (10 permanentes de référence et 8 ou 12 temporaires du réseau local) sont mieux adaptés. Par ailleurs, le fait de placer les stations étudiées au centre de gravité du réseau est une condition nécessaire pour optimiser les estimations de paramètres troposphériques. Si les ZTD présentent de meilleures restitutions par rapport au calcul de référence lorsque les distances entre les différentes stations sont le plus homogène possible, par contre les estimations de gradients sont optimales lorsque la répartition d'une dizaine de stations est faite en "grappe" (distances inter-station réduites). Si une seule géométrie de réseau est envisagée pour l'estimation des paramètres troposphériques, c'est la configuration (8-4), de type "grappe" de 8 stations temporaires combinées avec 4 stations permanentes sud-méditerranéenne qui est à retenir.

Des tests sur les différents réglages des paramètres de contraintes ont été effectués. Les deux types de solutions selon le choix du référentiel (“libre” ou ITRF) possèdent les mêmes comportements face à ces tests. Les modifications de ZENITH CONSTRAINTS et GRADIENT CONSTRAINTS n’ont pas d’influence sur les estimations des ZTD et gradients établies avec une stratégie de *sliding windows*. Par contre les modifications des paramètres de variations ZENITH VARIATION (ZV) et GRADIENT VARIATION (GV) ont une forte influence. Des variations pour les délais zénithaux (ZV) inférieures à  $1 \text{ cm}/\sqrt{h}$  font perdre de l’information sur les estimations de ZTD (“lissage” des séries temporelles), les gradients se trouvant plus variables par un phénomène de compensation. Des variations pour les gradients (GV) inférieure à  $1 \text{ cm}/\sqrt{h}$  font également perdre de l’information sur les estimations de  $G_{NS}$  et  $G_{EW}$  (“lissage” des séries temporelles), les ZTD étant peu affectés. La valeur préconisée pour ces paramètres de variation est de  $10 \text{ cm}/\sqrt{h}$ , permettant d’obtenir le plus d’information possible des estimations de ZTD et de gradients, de fixer . La vapeur d’eau présente une forte variabilité temporelle, ce qui justifie le fait de vouloir relâcher les contraintes pour l’observer. Par contre, plus les valeurs des paramètres de variations sont grandes, plus la marche aléatoire décrite lors de l’ajustement des paramètres troposphériques nécessitera du temps de calcul. En effet, l’ajustement des paramètres troposphériques nécessite qu’ils prennent aléatoirement une succession de valeur avant de converger vers la solution. Pour une valeur de  $10 \text{ cm}/\sqrt{h}$ , l’augmentation du temps de calcul demeure cependant raisonnable. Le test entre un calcul par la stratégie de *fenêtres glissantes* basée sur 6 sessions de 12 heures par jour et un calcul basé sur 3 sessions de 24 heures par jours, montrent des ZTD peu différents (mais avec moins de pics de variations avec les 3 sessions de 24 heures par jours), par contre les estimations des gradients apparaissent plus “lisses” pour les sessions de 24 heures. L’augmentation de l’intervalle d’estimation de deux paramètres successifs est équivalent à une diminution des contraintes sur la variabilité. 6 sessions de 12 heures par jour sont donc préférables et doublent ainsi le nombre d’observations. D’autre part, des estimations de paramètres troposphériques ont été réalisées selon différentes valeurs de l’angle de *cutoff* ( $\gamma$ ), angle limite en dessous duquel les observations en directions des satellites ne sont pas considérées. Aucun test n’a été réalisé en dessous de  $10^\circ$  d’élévation, car les stations permanentes n’ont pas enregistré les observations sous cette élévation. Par contre, des différences de calculs très importantes ont été observées pour  $\gamma \in [10^\circ, 12^\circ, 13^\circ, 15^\circ, 17^\circ, 20^\circ, 25^\circ, 30^\circ, 35^\circ]$ . Pour des *cutoff* supérieur à  $30^\circ$  les ZTD calculés ne sont plus valables. Il est difficile de donner exactement l’angle de *cutoff* approprié au calcul le plus réaliste. Mais il est clair que pour un *cutoff* supérieur à  $25^\circ$  les estimations de gradients sont dégradées par le manque d’observations de satellite et la stratégie de *sliding windows* ne permet plus d’obtenir des séries temporelles continues. Pour  $\gamma \in [10^\circ, 13^\circ]$  les ZTD sont peu différents et les gradients sont tous cohérents. Il faut signaler que pour les gradients, plus l’angle de *cutoff* est grand, plus petite est la zone d’étude qui caractérise les valeurs de ce paramètre. Pour ( $\gamma=10^\circ$ ) c’est une zone de 55 km de rayon autour du site GPS qui est peut être considérée comme concernée, pour ( $\gamma=30^\circ$ ) ce n’est plus qu’une zone de 20 km de rayon autour du site GPS qui est représentative de la valeur des deux composantes du gradient.

Une comparaison sur 23 jours d’étude a été menée avec des estimations de ZTD par radiosondages. Cette comparaison nous a permis d’évaluer la qualité des solutions par rapport aux deux référentiels, ITRF et “libre”. Les deux estimations de ZTD sont très cohérentes (biais de 5 mm pour les solutions GPS “ITRF” de ZTD, et 2 mm pour les solutions “libres”). Les mesures des radiosondages, bien que très proches, sous-estiment en moyenne les ZTD

---

observés par GPS. La solution GPS “libre” de ZTD apparaît la plus proche des estimations des radiosondages, ce qui la valide pour cette période d’étude.

Les différents tests de sensibilité du traitement GAMIT ont permis :

- de quantifier l’incertitude des paramètres troposphériques. Cette information pourra être utilisée pour spécifier la matrice de variances d’erreurs d’observations nécessaires à l’assimilation des données GPS.
- de déterminer une configuration optimale du réseau et des valeurs des paramètres du traitement GPS à appliquer aux données des campagnes GPS de l’OHM-CV : ZV d’au moins  $2 \text{ cm}/\sqrt{h}$  ( $ZV=10 \text{ cm}/\sqrt{h}$  est optimal) et GV de plus de  $\geq 2 \text{ cm}/\sqrt{h}$  ( $GV=10 \text{ cm}/\sqrt{h}$  est optimal) ; une stratégie de *sliding windows* en 6 sessions de 12 heures avec un ZTD estimé tous les quarts d’heure et un gradient toutes les demi-heures.



Troisième partie

Simulateurs d'observations GPS dans  
Mésos-NH



# Chapitre 1

## Présentation du modèle atmosphérique Méso-NH

Méso-NH est un modèle atmosphérique développé par le Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM) et par le Laboratoire d’Aérodynamique du CNRS<sup>1</sup> de Toulouse (LA). Ce modèle à aire limitée possède la principale caractéristique d’être non-hydrostatique et anélastique. Pour une description détaillée de ce modèle de méso-échelle de recherche se référer à [Lafore *et al.*, 1998].

Les simulations météorologiques Méso-NH utilisées dans cette thèse considèrent deux modèles emboîtés de résolutions différentes qui interagissent entre-eux selon la technique du “grid nesting two-way” [Clark *et Farley*, 1984 ; Stein *et al.*, 2000]. Les variables pronostiques de Méso-NH sont couplées à chaque pas de temps entre le modèle fils et le modèle père, afin de mettre en interaction toutes les échelles résolues (fourniture des conditions aux limites par le modèle père au modèle fils et rappel des variables du modèle père vers la solution du modèle fils sur le domaine de recouvrement). Le domaine père de résolution 9.5 km, présenté Figure 1.1, est centré sur la France. Les domaines fils, présentés également Figure 1.1, d’une résolution quatre fois plus fine (*i.e.* 2.4 km), sont centrés sur les phénomènes météorologiques à simuler.

Les niveaux verticaux, identiques pour les deux domaines, sont exprimés selon la coordonnée verticale étirée de Gal-Chen *et Sommerville* [1975]. La grille verticale comporte une quarantaine de niveaux. Ils épousent la forme du relief en proche surface pour être quasiment plans à environ 20 km d’altitude au sommet du modèle. Espacés de 75 m en proche surface, les derniers niveaux sont distants de près de 900 m.

Les coordonnées horizontales sont exprimées selon un plan conforme (projection conforme Lambert sous nos latitudes).

Les variables pronostiques du modèle sont les trois composantes du vent, la température potentielle, les rapports de mélange de la vapeur d’eau et de cinq espèces d’hydrométéores (eau liquide nuageuse, eau liquide précipitante, glace primaire, grésil et neige roulée) et l’énergie cinétique turbulente pour la paramétrisation de la turbulence.

Un ensemble complexe de paramétrisations des effets sous-maille compose le modèle Méso-NH. Nous n’indiquons ici que les paramétrisations les plus pertinentes pour la simulation des systèmes convectifs. Ainsi, la paramétrisation de la convection de *Kain et Fritsch*

---

<sup>1</sup>CNRS : Centre National de la Recherche Scientifique.



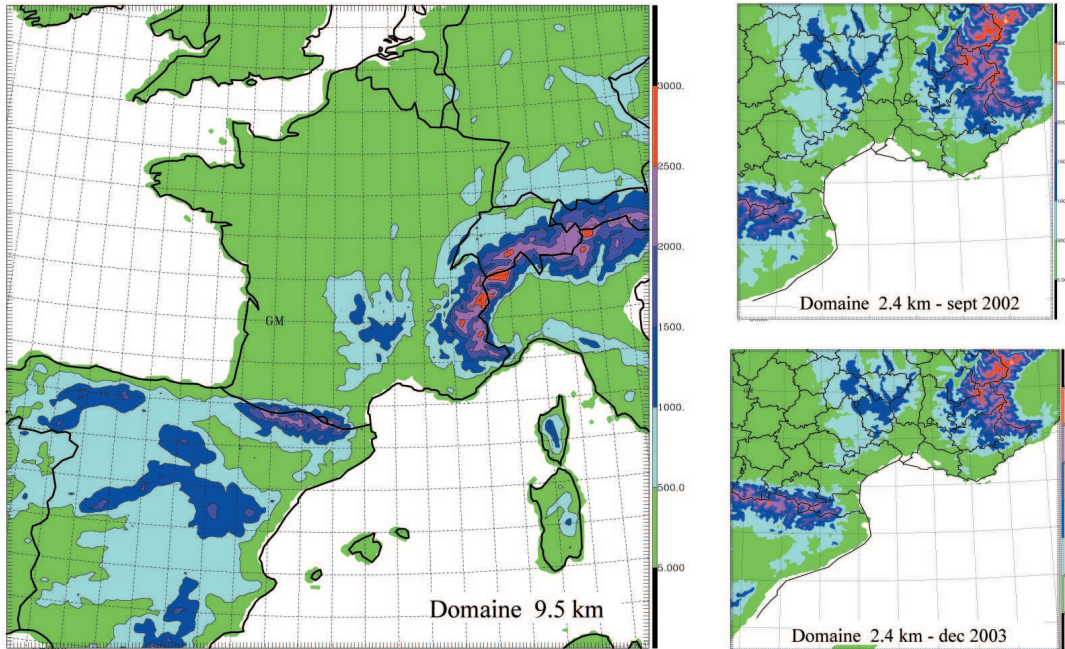


FIG. 1.1 – Localisation et relief des domaines Més0-NH utilisés pour les simulations des évènements des 8-9 septembre 2002 et du 3 décembre 2003. Le domaine père est identique pour les deux simulations.

[1993], adaptée par *Bechtold* [2001] est appliquée sur le domaine père. La fine résolution horizontale du domaine fils permet de s'affranchir de cette paramétrisation. En effet, sa convection est résolue de façon explicite. La paramétrisation microphysique utilisée dans nos expériences résout les équations des six classes de phases aqueuses atmosphériques [*Pinty et Jabouille*, 1998]. Les processus de la phase liquide sont décrits par *Kessler* [1969]. Ceux de la phase solide sont basés sur la paramétrisation de *Caniaux et al.* [1994]. Plus d'une trentaine de processus sont ainsi pris en compte par le schéma microphysique (condensation/évaporation, givrage, fonte déposition/sublimation, croissance par accréation et collection, autoconversion ...). La paramétrisation de la turbulence de Més0-NH s'appuie sur une équation pronostique de l'énergie cinétique turbulente [*Cuxart et al.*, 2000]. Des flux turbulents tridimensionnels et la longueur de mélange de *Redelsperger et Somme-ria* [1981] (fonction du volume de la maille) sont considérés pour le domaine fils. Pour le domaine père, seuls les flux verticaux dépendant de la longueur de mélange de *Bougeault et Lacarrère* [1989] sont pris en compte. La paramétrisation des processus de surface considère les flux entre l'atmosphère et des surfaces de différentes natures (océan, lac, ville et autres surfaces continentales). Pour les surfaces continentales de campagne, une version améliorée du schéma de surface ISBA de *Noilhan et Planton* [1989] est utilisée. Les flux à l'interface des océans sont paramétrés par une formulation de type *Charnok* avec une température de surface constante. Pour les zones urbaines, le schéma de ville TEB de *Masson et al.*

---

[2000] est activé.

Dans la suite, nous utiliserons les simulations de la situation des inondations du Gard des 8-9 septembre 2002 et de la journée du 3 décembre 2003 appartenant à l'épisode des inondations du Rhône de début décembre 2003. Pour le cas des 8-9 septembre 2002, nous avons exploité trois simulations différant par leurs conditions initiales. Ces simulations sont décrites dans *Chancibault et al. [soumis]* par exemple. Les simulations démarrent à 12 UTC le 8 septembre et nous avons exploité 18 heures de simulation. La simulation, appelée ARP12 par la suite, a pour conditions initiales l'analyse ARPEGE à 12 UTC. Les conditions initiales de la simulation RAD12 sont fournies par la procédure d'initialisation à méso-échelle de *Ducrocq et al. [2000]*. Cette procédure réalise dans un premier temps une analyse des observations de surface, puis un ajustement de l'humidité et des hydrométéores sur la base de l'imagerie radar et infrarouge METEOSAT. Une troisième simulation (AMA12), pour laquelle seule l'analyse des observations de surface est appliquée (pas d'ajustement de l'humidité et des hydrométéores), a aussi été utilisée. Pour le cas du 3 décembre, une seule simulation, appelée ARP00, a été exploitée. Cette simulation a pour conditions initiales une analyse ARPEGE déjà de très bonne qualité. D'autres conditions initiales n'ont pas été considérées. Cette simulation démarre à 00 UTC le 3 décembre 2003 et dure 24 heures. Une description de la simulation ARP00 peut être trouvée dans *Lebeaupin et al. [soumis]* par exemple. Une comparaison des cumuls de précipitations simulées et observées sur la durée des simulations RAD12 et ARP00 est proposée Figure 4.2 (section III.4.1.3).

Les simulateurs d'observables GPS ont été développés dans le logiciel de post-traitement de Méso-NH (DIAG), qui considère la même géométrie que le modèle de prévision lui-même. Ils utilisent donc les variables prévus par le modèle à un instant donné. Les différents simulateurs d'observables GPS qui ont été développés dans Méso-NH fournissent :

- les délais zénithaux ZTD, ZHD et ZWD en chaque point de grille horizontale et pour une liste de stations GPS prescrits par l'utilisateur. Plusieurs méthodes pour calculer ces délais ont été implémentées.
- les délais obliques STD pour une liste de stations GPS pour, soit un ensemble d'élévations et d'azimuts, soit en direction des satellites GPS visibles.
- les gradients Nord-Sud  $G_{NS}$  et Est-Ouest  $G_{EW}$  déterminés selon deux méthodes pour une liste de stations GPS.

Nous avons ici appliqué les simulateurs aux prévisions du modèle à 2.4 km de résolution, mais il n'y a pas d'obstacle technique à son utilisation sur les sorties du modèle à plus basse résolution. Cependant, plus la résolution est faible, plus le relief du modèle est loin du relief réel. Pour prendre en compte cette différence de relief, il est nécessaire d'interpoler/d'extrapoler les variables du modèle au niveau de la station et de grands écarts entre l'altitude de la station et l'altitude du modèle peuvent alors conduire à une mauvaise estimation des délais.



## Chapitre 2

# Le simulateur de délais zénithaux et son utilisation pour la validation des prévisions Méso-NH

L'étude présentée ci-après sous forme d'un article accepté par *Journal of Geophysical Research, Atmosphere* cherche à répondre à plusieurs questions :

- Comment formuler le calcul des délais zénithaux dans un modèle atmosphérique à haute résolution pour des applications de validation/monitoring, mais aussi pour une utilisation en tant qu'opérateur d'observation d'un système d'assimilation ?
- Quelle est la sensibilité des délais zénithaux calculés aux différentes formulations disponibles et hypothèses faites pour estimer les délais ?
- Sous-jacente à ces deux questions, il y a aussi la question de l'observable à assimiler : vaut-il mieux assimiler le contenu en vapeur d'eau intégré (IWV) déduit des données GPS, le délai zénithal humide (ZWD) ou le délai zénithal total (ZTD) ?

La sensibilité des estimations de délais zénithaux (ZTD) a été ici étudiée à partir des simulations de la situation des inondations du Gard des 8-9 septembre 2002. La sensibilité à différentes formulations de la réfractivité atmosphérique a été testée, notamment par rapport *i)* au choix des coefficients qui caractérisent la réfractivité atmosphérique, *ii)* à l'estimation du délai hydrostatique (ZHD) par la formulation dite "hydrostatique" (fonction de la pression au sol), et *iii)* à la contribution des hydrométéores au délai total. La sensibilité de l'extraction de la valeur intégrée en vapeur d'eau (IWV) à partir du ZWD a aussi été examinée.

Les résultats montrent que :

- la formulation hydrostatique surestime le ZHD (jusqu'à 18 mm) par rapport à un calcul intégré ( $\approx 3 \text{ kg/m}^2$  de sous-estimation de IWV). Cette différence est circonscrite principalement au coeur des cellules convectives actives.

- La conversion du ZWD en IWV utilisée classiquement en analyse GPS s'avère par contre très satisfaisante (moins de  $0.3 \text{ kg/m}^2$  d'erreur).
- La contribution des hydrométéores au ZTD peut être importante (jusqu'à  $70 \text{ mm}$  au coeur des cellules convectives, soit en équivalent  $\text{IWV} \approx 11 \text{ kg/m}^2$  ).

Dans un second temps, nous avons illustré le potentiel d'un réseau à méso-échelle de données GPS pour la validation des simulations à haute résolution. Les estimations de ZTD calculés pour les trois simulations Méso-NH différant par leurs conditions initiales ont ainsi été comparées avec les observations GPS analysées durant cet événement. La simulation qui obtient les meilleurs scores (la simulation RAD12) est celle qui simule aussi le mieux les précipitations observées.

## 2.1 GPS Zenith Delay Sensitivity evaluated from High-Resolution NWP Simulations of the 8 – 9<sup>th</sup> September 2002 Flash-Flood over Southeastern France

Hugues Brenot<sup>1,2</sup>, Véronique Ducrocq<sup>1</sup>, Andrea Walpersdorf<sup>2</sup>, Cédric Champollion<sup>3</sup> and Olivier Caumont<sup>1</sup>

<sup>1</sup> CNRM/GMME/MICADO, Météo-France, 31057 Toulouse, France

<sup>2</sup> LGIT, Maison des Géosciences, CNRS, Université Joseph Fourier, 38041 Grenoble, France

<sup>3</sup> LDL, CNRS, Université de Montpellier II, 34095 Montpellier, France

### Abstract

Estimations of Zenith Total Delays (ZTD) were obtained during post-processing of a high resolution (2.4 km) non-hydrostatic atmospheric model (MésO-NH). These estimations were used to determine their sensitivity with respect to formulations of atmospheric refractivity, the approximation of Zenith Hydrostatic Delays (ZHD) deduced from ground pressure, and the contributions of hydrometeors. The factor  $\kappa$  for the conversion of Zenith Wet Delay (ZWD) to Integrated Water Vapor (IWV) were examined. MésO-NH is applied here to the extreme flash-flood event of 8-9 September 2002 in southeastern France. The use of the hydrostatic formulation (to infer ZHD) leads to an overestimation of up to 18 mm with respect to the vertical integration of refractivity. Delay contributions of hydrometeors simulated by the high-resolution model reached more than 70 mm ( $\approx 11 \text{ kg/m}^2$  IWV) in the heart of the convective cells in the case of the extreme flood event. The mean variations of IWV due to the use of different conversion factors ( $\kappa$  used to transform ZWD to IWV) are evaluated less than  $0.3 \text{ kg/m}^2$ . This is less than the mean underestimation of IWV by  $0.6 \text{ kg/m}^2$  relative to the GPS-like evaluation of IWV using the hydrostatic formulation and the ground temperature. In a second part of this study, we use GPS ZTD observations to validate three different numerical simulations of this extreme flood event. The simulation with the best fit to the GPS observations is also in best agreement with the surface rainfall measurements.

Corresponding author : *Hugues Brenot* (E-Mail : [hugues.brenot@cnrm.meteo.fr](mailto:hugues.brenot@cnrm.meteo.fr))

Keywords : *GPS meteorology, Zenith delay, Integrated water vapor, High resolution non-hydrostatic atmospheric model, NWP model validation, MésO-NH.*

### 2.1.1 Introduction

The method to estimate the Integrated Water Vapor content (IWV), extracted from initial GPS observations of Zenith Total Delay (ZTD) and ground pressure, has been presented by *Bevis et al.*, [1992], and *Businger et al.*, [1996]. By comparing measurements from GPS stations with those from other observational systems (microwave Water Vapor Radiometry, Radio-Sounding, Very Long Baseline Interferometry) [*Bevis et al.*, 1992; *Rocken et al.*, 1993, 1994; *Tregoning et al.*, 1998; *Niell et al.*; 2001], GPS data have proved to be as valuable in estimating IWV (with an accuracy of 1-2 kg/m<sup>2</sup>). GPS water vapor observations are available several times per hour [*Gendt et al.*, 2004]. They permit i) the validation of Numerical Weather Prediction (NWP) systems [*Yang et al.*, 1999; *Cucurull et al.*, 2000]; *Köpken*, 2001; *Vey et al.*, 2004; *Bock et al.*, 2005], ii) to provide a climatology of tropospheric water vapor [*Stoew and Elgered*, 2004] and iii) to improve the knowledge of mesoscale phenomena [*Liou and Huang*, 2000; *Cucurull et al.*, 2002].

This paper contributes to the studies of the 'Observatoire Hydrométéorologique Méditerranéen Cévennes-Vivarais' (OHM-CV, *Delrieu et al.*, [2005]), which aims to understand and improve the forecast of frequent flash-flood events over the Cévennes-Vivarais region close to the Mediterranean coast in southeastern France (100 km to the northwest of Marseille : Figure 2.1). In this framework, the 8–9<sup>th</sup> September 2002 extrem flash-flood event has been simulated with a high-resolution non-hydrostatic model (Méso-NH) [*Ducrocq et al.*, 2004]. This extreme flash-flood event took place over southeastern France (Gard region) and was characterized by an extreme precipitating convective event, exhibiting both high hydrometeor contents and non-hydrostatic effects due to convective upward and downward motions. Méso-NH simulations of this event have been post-processed to quantify of the sensitivity to the formulation of the tropospheric refractivity, from which the GPS ZTD and IWV are derived. We have especially examined the impact of non-hydrostatic effects and of hydrometeors on ZTD estimation.

The evaluation and the understanding of atmospheric refractivity has been studied by several authors [*e.g.*, *Boudouris*, 1963; *Bean and Dutton*, 1966; *Owens*, 1967; *Saastamoinen*, 1973]. Generally, they describe microwave propagation with three atmospheric refractivity coefficients ( $N = N(k_1, k_2, k_3)$ ), in an atmospheric medium evolving with a temperature,  $T$ , an absolute pressure,  $P$ , and a water vapor partial pressure,  $e$ . Several sets of  $(k_1, k_2, k_3)$  values have been proposed in the past [*Smith and Weintraub*, 1953; *Essen and Froome*, 1963; *Thayer*, 1974; *Hasegawa and Stokesberry*, 1975; *Bevis et al.*, 1994]. Therefore, as a first step in our study, uncertainties of ZTD estimations referring to different physical expressions of refractivity have been evaluated. An expression for the atmospheric coefficients that depends on pressure and temperature, following *Saastamoinen* [1973b], has also been tested. Then, as proposed by [*Kursinski et al.*, 1997; *Solheim et al.*, 1999; *Hajj et al.*, 2002], a contribution induced by the hydrometeors has been added in the refractivity formulation and its impact on the ZTD estimation evaluated. In a second step, sensitivity of the relationships between ZTD, ZWD and IWV have been studied referring to *Bevis et al.* [1992] and *Emardson and Derks* [1999]. The conversion formulae are dependent on site or region. With the high-resolution non-hydrostatic simulations we can examine the validity of the formulae used to derive IWV from ZTD and their associated assumptions (hydrostatic state, surface temperature dependency). Then, knowing the sensitivity to the refractivity formulations and to the IWV-ZWD-ZTD formula, the latter part of the study illustrates how GPS measurements from a mesoscale network may be helpful in validating

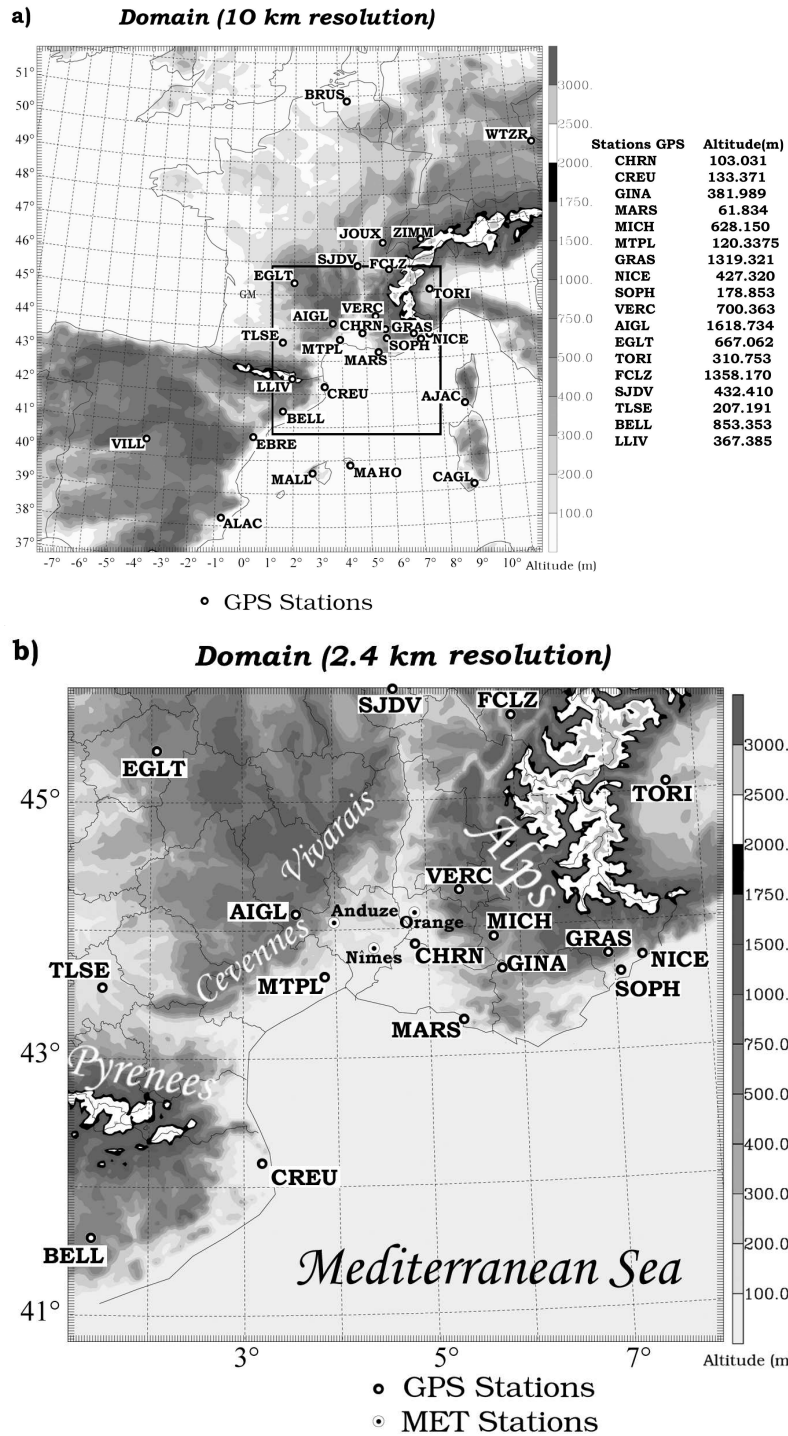


FIG. 2.1 – Locations of the GPS sites (text in white boxes) shown for the two Méso-NH domains : a) the 9.5-km resolution domain and its orography (black box situates the 2.4-km domain) ; b) represents the 2.4-km resolution domain. The altitudes of the GPS stations are indicated on the right of the panel a. Some additional geographical locations are indicated on panel b (sea, mountain ranges and 3 meteorological stations referred in the text). The thin lines delineate the French departments. MARS corresponds to the GPS station of Marseille.



high-resolution simulations, with differing initial conditions.

In the following, we introduce the GPS data and analysis, the flash-flood event, the Méso-NH simulations and the assessments of ZTD, ZWD and IWV from model outputs. Then, the results of the sensitivity tests are shown as one outcome of our study. The second outcome is the comparison of simulated ZTD with GPS measurements for the validation of the simulations of the 8-9<sup>th</sup> September 2002 event.

### 2.1.2 Data and numerical simulations

#### GPS network and data analysis

Data from 35 GPS stations have been processed (Figure 2.1) : stations AIGL, CHRN, FCLZ, GINA, JOUX, MICH, MTPL, NICE, SJDV and SOPH from the REGAL (“Réseau GPS permanent dans les Alpes”) network (<http://kreiz.unice.fr/regal/>), stations AJAC, EGLT, GRAS, MARS and TLSE from the national French permanent network RGP (<http://lareg.ensg.ign.fr/RGP/index.html>), stations SJDS and VERC from the semi-permanent network VENICE in south of France [Masson *et al.*, 2003], stations BELL, CREU, EBRE, LLIV from the regional Spanish network CATNET (<http://draco.icc.es/geofons/catnet/en/home.php>), and station MAHO in the Balears maintained by the Royal Observatory of Spain ; stations ALAC, BOR1, BRUS, CAGL, GRAZ, MALL, MATE, ONSA, POTS, TORI, VILL, WTZR and ZIMM from the EUREF network (<http://www.epncb.oma.be/index.html>) are included in the data analysis as fiducial stations for the realisation of the reference frame. The GPS data analysis has been performed using the GAMIT software (version 10.07, King and Bock [2000]). The primary analysis provides precise coordinates for the local stations for each 24 h of measurements. In this step, tropospheric parameters have been estimated with a 2 hourly resolution. The repeatabilities of the unconstrained daily GAMIT solution for all baseline components are 1.2 mm, 2.1 mm and 4.7 mm for the north, east and vertical components, respectively. The final positions of the stations in the ITRF2000 reference frame (Altamimi *et al.*, 2002) are obtained in a global solution using the Kalman filter, GLOBK [Herring *et al.*, 1990]. The reference frame is established by constraining the positions of 13 fiducial GPS stations to their ITRF2000 values. In a secondary analysis, zenith delays are calculated every 30 minutes and horizontal tropospheric gradients (NS and EW components) are estimated hourly. Baselines greater than 2000 km have been used in order to decorrelate the tropospheric parameters from vertical position estimations [Tregoning *et al.*, 1998]. Loose constraints have been applied on the station coordinates obtained in the primary analysis (1 m on horizontal and 2 m on vertical). The tropospheric parameters of the ambiguity free solution have been used. ZTD measurements have been produced using a sliding window strategy with sessions of 24 hours of data shifted by 12 hours. Only the middle 12 hours of each session have been retained (for more details see Champollion *et al.*, [2004]).

#### The 8–9<sup>th</sup> September 2002 flash-flood event

On 8–9<sup>th</sup> September 2002, a heavy precipitating system affected the Gard region (the region including Nîmes, Anduze and Orange, see Figure 2.1) : 24 people were killed during this event and the economic damage is estimated at 1.2 billion euros [Huet *et al.*, 2003]. Delrieu *et al.*, [2005] proposed a detailed description of the meteorological and hydrological

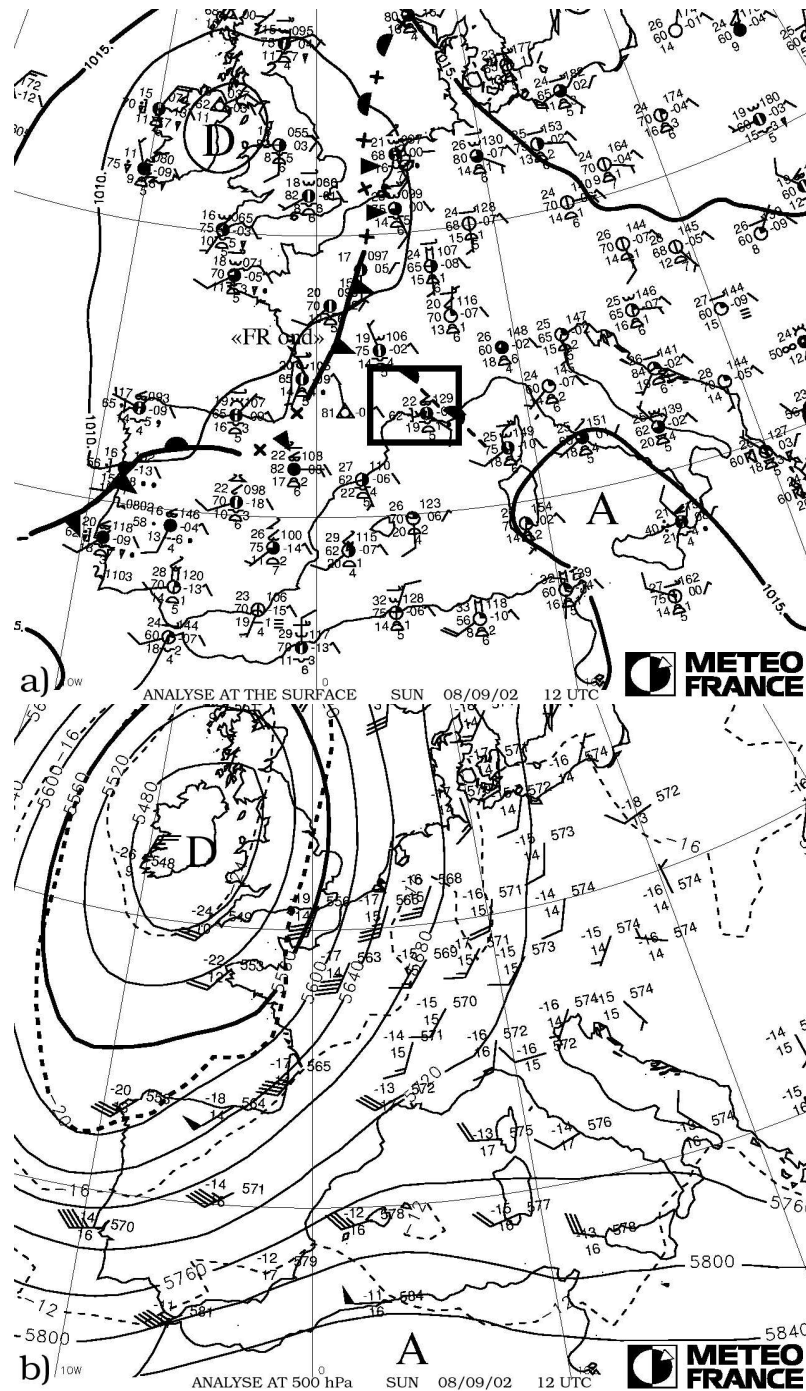


FIG. 2.2 – Surface and 500 hPa height analyses from METEO-FRANCE at 12 UTC, on the 8<sup>th</sup> September 2002. a) Surface analysis : The sea level pressure is shown with D for depression center and A for anticyclone center. The box delineates the area affected by the heavy rainfall event. b) 500 hPa analysis : The geopotentials (in m) and temperature (in Celsius degrees) are shown as solid and dashed lines, respectively (A for high center and D for low center of geopotential).

event. This paper describes a brief overview. The meteorological environment was characterized by an upper cold low pressure, centered over Ireland, that extended meridionally to the Iberian Peninsula and generated a south-westerly diffluent flow over southeastern France on 8<sup>th</sup> September 2002 (Figure 2.2), that progressively evolved in a southerly flow during the night of 8<sup>th</sup> to 9<sup>th</sup>. Associated with this upper level flow a surface front undulated over western France. Convection formed well ahead of the surface cold front, in the warm sector, where a moist low-level southeasterly flow prevailed (see the window in Figure 2.2a for the location of the heavy precipitation). Prior to the development of the convection, the atmosphere was conditionally unstable in this region as shown by the midnight Nîmes radio-sounding of the 8<sup>th</sup> September (CAPE of the most unstable parcel about 850 J/kg). IWV computed from this radio-sounding shows that the water vapor content of the atmosphere was already high (33 kg/m<sup>2</sup>). This value is in the upper ten percent of the distribution of IWV for the Nîmes sounding for September months between 1994 and 2003, the average value being of 22 kg/m<sup>2</sup>. After the onset of convection, the 12 UTC sounding is almost saturated with a water precipitation value of 39 kg/m<sup>2</sup> reaching the upper five percents of the distribution of IWV for the 1994-2003 Nîmes soundings.

Triggered over the Mediterranean Sea during the early morning, the convective cells progressed northward to form inland a quasi-stationary Mesoscale Convective System (MCS) over the Gard region after 08 UTC on the 8<sup>th</sup>. The quasi-stationary MCS stood over the same region until the following morning and then evolved eastward with the surface front. High surface rainfall was recorded over the Gard department, with a maximum of recorded daily precipitations that has reached about 700 mm. Figure 2.3 presents the accumulated rainfall from the Nîmes radar for the three phases of the rainfall event as identified by *Delrieu et al* [2005] : *i*) during phase I (prior to 22 UTC the 8<sup>th</sup>, Figure 2.3a), the precipitation induced by the MCS were mainly over the plain region of the Gard department ; *ii*) then phase II (between 22 UTC the 8<sup>th</sup> and 04 UTC the 9<sup>th</sup>, Figure 2.3b) was characterized by a shift of the MCS toward the upper regions at the limit of the mountain ridge (near Anduze), where it merged with the surface front that had progressed eastward during the same period ; *iii*) during phase III (after 04 UTC the 9<sup>th</sup>, Figure 2.3c), the front with the embedded convection moved eastward and again swept over the Gard plain region. Figure 2.4 shows the temporal evolution of the hourly rainfall for two rain gauges ; one (Anduze station) corresponds to the region where the maximum daily surface rainfall was recorded. The second one (Orange station) is situated 60 km eastward and north of the CHRN GPS station (see Figure 2.1 for locations). The Orange station recorded significant precipitation during phase I, then rainfall weakened when the precipitating system moved westward over the upper regions (phase II), before again showing rainfall peaks corresponding to the front passage (phase III). The temporal evolution of ZTD at CHRN station is well correlated with the precipitation evolution at Orange and also shows the three phases. At Anduze, significant rainfall occurred mainly from the end of phase I to the beginning of phase III. In less than 9 hours, 500 mm were recorded at Anduze. No rainfall was observed after 09 UTC on the 9<sup>th</sup>, the front and associated convection had already evacuated the Anduze region.

### Characteristics of the Méso-NH simulations

The 8-9<sup>th</sup> September event has been simulated with the non-hydrostatic Méso-NH model. A comprehensive description of this model can be found in *Lafore et al.*, [1998]. The si-

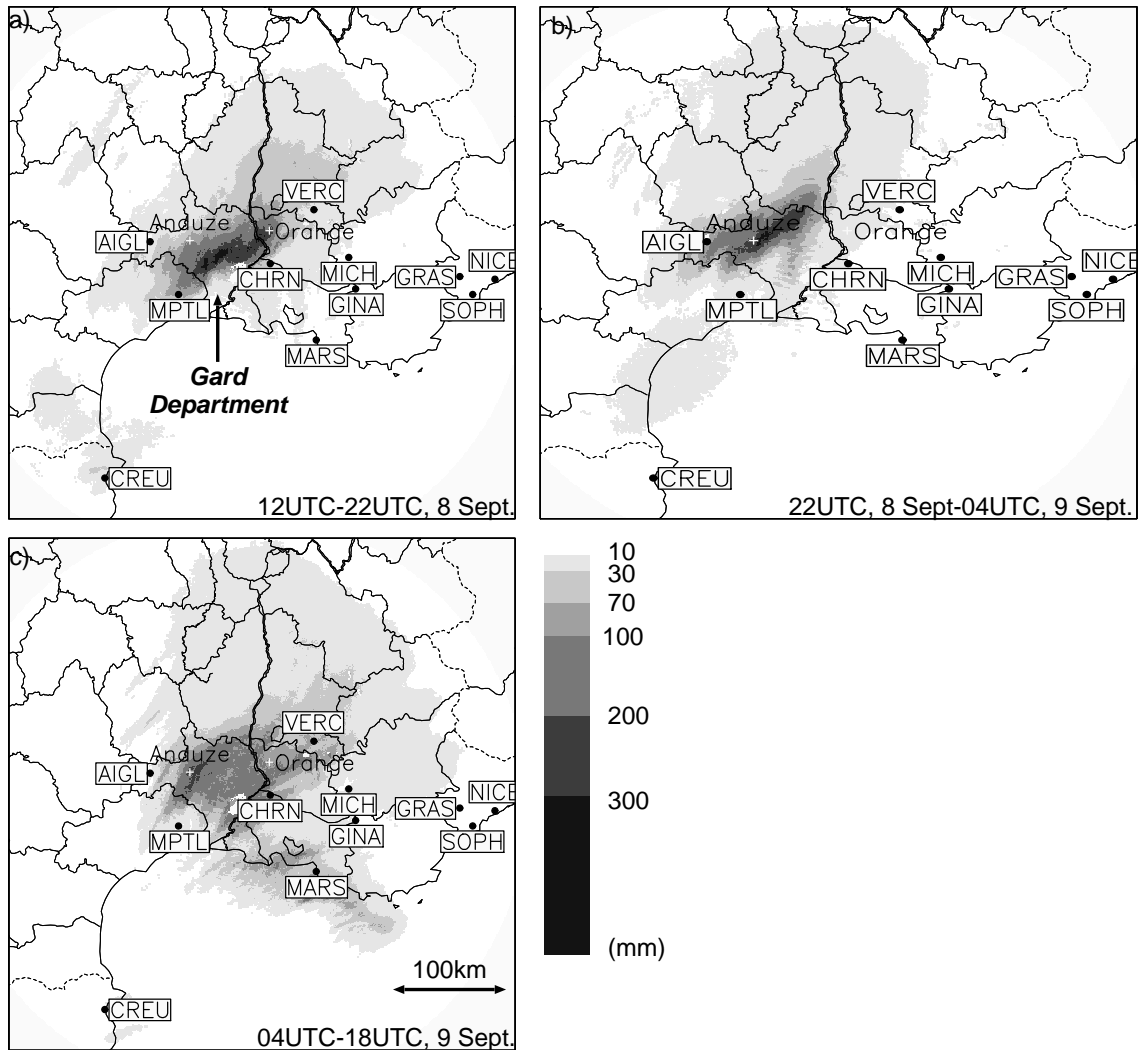


FIG. 2.3 – Accumulated rainfall (in mm) from the Nîmes radar : a) from 12 UTC to 22 UTC, 8 September 2002; b) from 22 UTC, 8 September 2002 to 04 UTC, 9 September 2002; c) from 04 UTC to 18 UTC, 9 September 2002. The thin lines delineate the French departments. Locations of some GPS stations (black bullets, station names in boxes) and of two rain gauge stations (white crosses) are indicated.

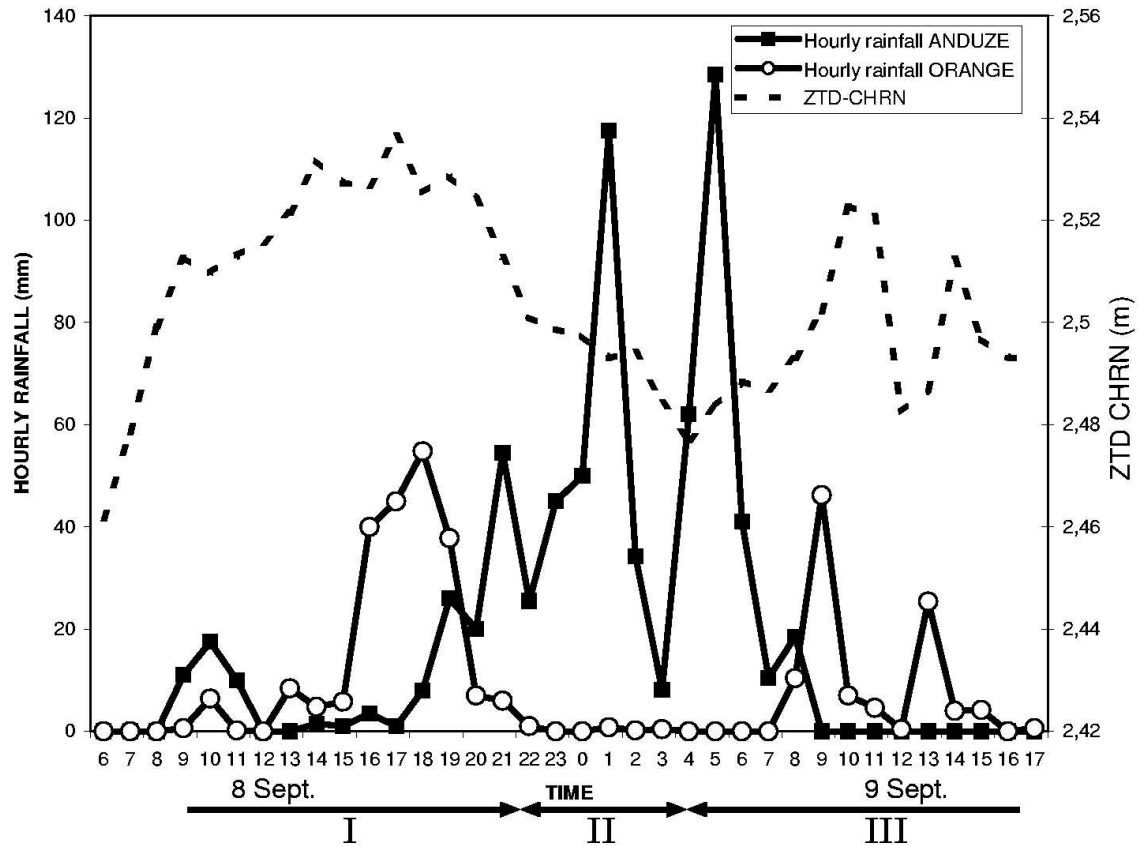


FIG. 2.4 – Temporal evolution from 6 UTC, 8 Sept. 2002 to 18 UTC, 9 Sept. 2002 of ZTD (m) at CHRN (dashed curve) and of hourly surface rainfall (mm) at Anduze (solid line with black squares) and Orange (solid line with white bullets) rain gauge stations. The three phases (I, II, III) of the rainfall event identified by [Delrieu *et al.*, 2005] are also indicated at the bottom of the figure.

simulations were performed using two nested grids (Figure 2.1) interacting with each other according to a two way interactive grid-nesting method [Clark and Farley, 1984; Stein et al., 2000]. The horizontal resolution of the two domains are 9.5 km and 2.4 km respectively. In the following, only the delays and IWV for the 2.4-km domain are discussed. The vertical grid is defined by a stretched vertical coordinate [Gal-Chen and Somerville, 1975], with 40 vertical levels spaced by 75 m in the lowest levels to 900 m at the top of the model which is at about 20 km. The prognostic variables are the three-dimensional wind components, the potential temperature, the mixing ratios of six water variables (vapor, cloud water, rainwater, primary ice, graupel, snow) and the turbulent kinetic energy. A bulk microphysical scheme [Caniaux et al., 1994; Pinty and Jabouille, 1998] governs the equations of the six water species. Convection is explicitly resolved for the inner domain (no convective parametrization scheme).

In this study, three experiments have been considered. The simulations differ only by their initial conditions [Ducrocq et al., 2003; Chancibault et al., 2006]. The first one (ARP12 experiment) starts from the analysis of the large scale global ARPEGE system (ARPEGE for *Research Project on Small and Large Scales*, Météo-France NWP system). For the second one (RAD12 experiment), the mesoscale initialization procedure of Ducrocq et al. [2000] has been applied. It is composed of a mesoscale surface observation analysis and an adjustment of water vapor and hydrometeor contents based on the radar reflectivity and Infra-Red METEOSAT brightness temperature valid for 8 September at 12 UTC. The mesonet surface observations, which are on average spaced by about 30 km, are analyzed by an optimal interpolation analysis that has been tuned for the mesoscale [Calas et al., 2000; Ducrocq et al., 2000]. Then, a cloud and precipitation analysis based on the radar and satellite data updates the water vapor by imposing saturation inside cloudy regions, and adds rainwater[snow] below[above] the freezing level according to the reflectivity values. For the AMA12 experiment, the water vapor and hydrometeor adjustment is not applied; its initial state is simply obtained from the mesoscale surface data analysis. The background to the mesoscale initialization procedure is provided by the 12 UTC ARPEGE analysis, so that the initial conditions of ARP12 and AMA12 differ only in the boundary layer, whereas middle and upper tropospheric moisture and hydrometeors are added inside the observed cloudy and rainy regions in the initial conditions of RAD12 with respect to AMA12. Chancibault et al. [2006] have performed a hydrological validation of these experiments and showed that high-resolution simulations improve the amount of surface rainfall compared to the actual operational models. In addition, the mesoscale initialization procedure improves significantly the location of the MCS during the phase I of the event.

### Assessments of Zenith Delays and Integrated Water Vapor content from Méso-NH outputs

Computation of zenith delays and IWV has been incorporated in the post-processing of the Méso-NH model. The synthetic delays and IWV have been computed at each column of the 2.4 km domain, providing 2D fields of these parameters. An estimation of the synthetic delays at GPS station locations inside the Méso-NH domain has also been developed. For that purpose, a bilinear interpolation between the four closest grid columns is applied and the differences between the model orography and the true station altitude are also taken into account. For the eighteen GPS stations inside the inner Méso-NH domain (Figure 2.1b), only VERC is below the model orography of the 2.4-km domain, with a departure

of only 25 m. All the other stations are above the model orography, with a maximum difference for AIGL (436 meters). An altitude correction has to be considered (for GPS sites in mountainous regions essentially). However, such corrections are not straightforward, especially when extrapolation below the model orography is required. We have applied an altitude correction only when the real station height is above the model orography, by removing the contributions to the vertical integration below the height of the GPS sites. In our simulations, such corrections may induce a delay reduction of up to 13.5 cm for AIGL. No correction is proposed for the stations below the model orography in this study (only VERC is concerned). However, a correction can be considered for future work. Extrapolation methods such as the one proposed by *Vedel et al.* [2001] that assumes a hydrostatic state of the atmosphere, constant relative humidity and a constant temperature lapse rate could be retained.

**Retrieval of Zenith Delay** The Zenith Total Delay may be expressed as :

$$\begin{aligned}
 \text{ZTD} &= 10^{-6} \int_0^\infty \left( k_1 R_d \rho_h + (k_2 R_w - k_1 R_d) \rho_w + k_3 \frac{e}{T^2} \right) dz + 10^{-6} \int_0^\infty (N_{lw} + N_{ice}) dz \\
 &= \underbrace{10^{-6} \int_0^\infty \left( k_1 \frac{P}{T_v} \right) dz}_{\text{ZHD}} + \underbrace{10^{-6} \int_0^\infty \left( k'_2 \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2} \right) dz}_{\text{ZWD}} + \underbrace{10^{-6} \int_0^\infty (N_{lw} + N_{ice}) dz}_{\text{ZHmD}}
 \end{aligned} \tag{2.1}$$

where  $R_d = (287.0586 \pm 0.0055)$  J/(kmol.K) is the specific molar gas constant for dry air,  $R_w = (461.525 \pm 0, 013)$  J/(kmol.K) the specific molar gas constant for water vapor,  $\rho_h$ ,  $\rho_w$  are the densities of moist air and water vapor, P, e are the total pressure and the partial pressure of water vapor,  $T_v$  is the virtual temperature,  $k_1$ ,  $k_2$ ,  $k_3$  and  $k'_2 = k_2 - k_1 \frac{R_d}{R_w}$  are refractivity coefficients, and  $N_{lw}$ ,  $N_{ice}$  are respective contributions of liquid and ice water to refractivity. For the Méso-NH model, mixing ratios of cloud and water rain are available for liquid water components, and mixing ratios of pristine ice, snow and graupel for ice water components.

Zenith Hydrostatic Delay (ZHD) represents the contribution of the total atmospheric density to ZTD (including water vapor density). Zenith Wet Delay (ZWD) is the specific additionnal contribution of atmospheric water vapor to ZTD. The Méso-NH microphysics permits to describe five classes of hydrometeors. The Zenith Hydrometeors Delay (ZHmD) depends on their total density. Appendix 1 presents the expressions of  $N_{lw}$  and  $N_{ice}$  which allow the assessment of the ZHmD contribution to ZTD. Note that the hydrostatic assumption has not been used to establish Zenith Hydrostatic Delay (ZHD) in Eq.(2.1), according to the Méso-NH equation system.

In the case of the analysis of GPS data, the hydrostatic equilibrium is generally assumed so that ZHD can be evaluated from observations of surface pressure [*Saastamoinen*, 1972; *Davis et al.*, 1985] :

$$\text{ZHD}_{P_S} = 10^{-6} \frac{k_1 R_d P_S}{g_m} \tag{2.2}$$

where  $k_1$  can be fixed to a constant value ( $0.7760 \pm 0.0005$  K/Pa),  $P_S$  is the surface pressure and  $g_m$  is the gravity in the center of the atmospheric column following *Saastamoinen* [1972] ( $g_m = 9.784 \times (1 - 0.0026 \cos(2\lambda) - 0.000279H)$  with  $H$  the height of the GPS station and  $\lambda$  its latitude). When the model vertical column is in hydrostatic equilibrium, ZHD

from Eq.(2.1) is reduced to Eq.(2.2), except that the gravity component in the center of the column  $g_m$  is replaced by the gravity used in the Méso-NH model (*i.e.*  $g_0 = 9.807ms^{-2}$ ). The Méso-NH model provides prognostic variables (pressure, temperature and mixing ratio) at the middle of its vertical layers. The vertical integration to estimate ZHD, ZWD and ZHmD is made up by the accumulation of each layer's contribution from ground surface to the uppermost layer in the model. Beyond the uppermost layer (*i.e.*,  $Z_{top} \approx 20$  km), the mixing ratio of water vapor is weak, as are the hydrometeor contents. Therefore, neglecting the contribution of ZWD and ZHmD to ZTD above the uppermost layer of the model is legitimate. However, the contribution of ZHD outside the model ( $ZHD_{out} = \int_{Z_{top}}^{\infty} \left( k_1 \frac{P}{T_v} \right) dz$ ) cannot be neglected as it provides significant contributions up to an altitude of approximately 80 km [Vedel *et al.*, 2001]. The hydrostatic equilibrium can be assumed above the top of the model and thus  $ZHD_{out}$  is reduced to the hydrostatic formulation (Eq.(2.2)) using the pressure and the gravity acceleration at the top of the model.

**Atmospheric refractivity coefficients** Several sets of constants for the refractivity coefficients  $k_1$ ,  $k_2$ , and  $k_3$  have been proposed in the literature [Smith and Weintraub, 1953; Essen and Froome, 1963; Thayer, 1974; Hasegawa and Stokesberry, 1975; Bevis *et al.*, 1994]. Saastamoinen [1973, part 2] has proposed an expression of  $k_1$  as a function of  $P_d$  and  $T$  (see Appendix 2). For this study, the expression  $k_1(P_d, T)$  has been adapted to GPS frequencies considering the wavelengths of approximately 19 cm (for  $L_1$ ), 24.4 cm (for  $L_2$ ), and 10.7 cm (for the ionosphere free linear combination used in the GPS analysis :  $L_C$ ), and considering dry air as a perfect gas :

$$k_1(P_d, T) \approx \chi \left( 1 + \beta \frac{P_d}{T} \right) \quad (2.3)$$

$\chi$  and  $\beta$  can be considered in good approximation as constant values for the given frequencies of the L-band ( $L_1$ ,  $L_2$  or  $L_C$ ). We suggest  $\chi = 0.7755$  K/Pa and  $\beta = 1.3 \times 10^{-7}$  K/Pa. Constant values of  $k_2 = (0.704 \pm 0.022)$  K/Pa and  $k_3 = (373900 \pm 1200)$  K<sup>2</sup>/Pa have been used [Bevis *et al.*, 1994].

**ZTD-ZWD-IWV relations** Integrated Water Vapor retrieval from GPS data ( $IWV_{GPS}$ ) is commonly done by isolating Zenith Wet Delays ( $ZWD_{GPS}$ ) from GPS-measured Zenith Total Delays ( $ZTD_{GPS}$ ). For that, the Zenith Hydrostatic Delay is assessed using surface pressure measurements ( $ZHD_{P_S}$ , Eq.(2.2)), and then subtracted from  $ZTD_{GPS}$ . The inferred ZWD is converted into IWV via a proportionality factor  $\kappa$  [Hogg *et al.*, 1981] :

$$IWV_{GPS} = \kappa \cdot ZWD_{GPS} = \kappa \cdot (ZTD_{GPS} - ZHD_{P_S}) \quad (2.4)$$

with ZWD in m, and IWV in kg/m<sup>2</sup>.

The proportionality factor  $\kappa$  is a function of the atmospheric temperature profile [Askne and Nordius, 1987] (referred to as  $\kappa_{A\&N}$  here after) :

$$\kappa_{A\&N} \approx \frac{10^8}{R_w \left( \frac{k_3}{T_m} + k'_2 \right)} \quad \text{with} \quad T_m = \frac{\int_L \frac{e}{T} dz}{\int_L \frac{e}{T^2} dz} \quad (2.5)$$

The Méso-NH model offers the possibility to compute directly the “true” Integrated Water Vapor ( $IWV_{Meso-NH}$ ) by vertical integration of the water vapor content ( $\rho_w$ ) through the



model vertical layers :

$$\text{IWV}_{\text{Meso-NH}} = \int_L \rho_w \, dz \quad (2.6)$$

### 2.1.3 Sensitivity tests on zenith delay formulation

In this section, the sensitivity of the zenith delay formulations to various factors (expression of refractivity coefficients, hydrometeor contributions, hydrostatic assumption, conversion of ZWD into IWV) is evaluated, based on the simulations of the 8–9<sup>th</sup> September 2002 event. To help synthesizing the results, statistical parameters have been computed (mean biases and standard deviations). They concern the calculation of delays and IWV, evaluated at each column within the model and at an hourly step between 12 UTC 8 September 2002 to 06 UTC 9 September 2002, resulting in a population of  $240 \times 240 \times 18$  elements. A reference for the delay formulations is defined (Eq.(2.1) with refractivity constants from *Bevis et al.* [1994] and no hydrometeor contributions) and the statistics aim at documenting the departures from this reference by a given sensitivity test. The statistical parameters are presented for the AMA12 simulation; results for the two other experiments (ARP12 and RAD12) do not differ significantly from AMA12 ones. When analysing these statistical parameters, one must bear in mind that from a meteorological point of view, 6 millimeters of ZWD correspond approximately to 1 kg/m<sup>2</sup> of IWV which is the limit of resolution of standard meteorological water vapor measurements.

#### Refractivity coefficients

For a complete analysis of the sensitivity of the ZTD evaluation to the formulation of refractivity, different sets of refractivity constants  $k_1, k_2, k_3$  proposed in the literature have been examined (two expressions of *Smith and Weintraub*, [1953] with two and three coefficients, *Essen and Froome*, [1963], *Thayer*, [1974], *Hasegawa and Stokesberry*, [1975], and *Bevis et al.*, [1994]). Our tests show that there are no significant differences in zenith delay evaluations between each set of constants (a mean ZTD bias of less than 2 mm and a maximum difference of less than 3.5 mm) except for the expression of ZTD from *Smith and Weintraub* [1953] with only two refractivity coefficients which is commonly used in GPS applications. The mean bias reaches nearly 12 mm and the maximum bias is 12.6 mm (overestimation). The significant overestimation is due to the approximation which has been made in obtaining one coefficient rather than two to formulate the water vapor contribution to the refractivity. The refractivity constants are given with uncertainties by the different authors. Considering the upper bounds of the uncertainty range leads to average biases of 2 mm for the *Bevis et al.*, [1994] constants. Note that the ZTD estimates with different sets of refractivity constants are all included in the uncertainty range of *Bevis et al.*, [1994] estimations, except for the two constants expression of *Smith and Weintraub*, [1953].

Figure 2.5 presents the temporal evolutions of ZHD and ZTD at CHRN station for  $k_1(P_d, T)$  given by Eq.(F.42) and the *Bevis et al.* [1994] set of constants based on the RAD12 experiment. Departures between the use of a constant value of  $k_1$  and the expression  $k_1(P_d, T)$  reach at most 5 mm. The statistical parameters computed on the AMA12 experiment (Table 2.1, column 2) show that the mean bias is approximately 2 mm, for a maximum departure of 5 mm (6 mm for RAD12 and 5 mm for ARP12).

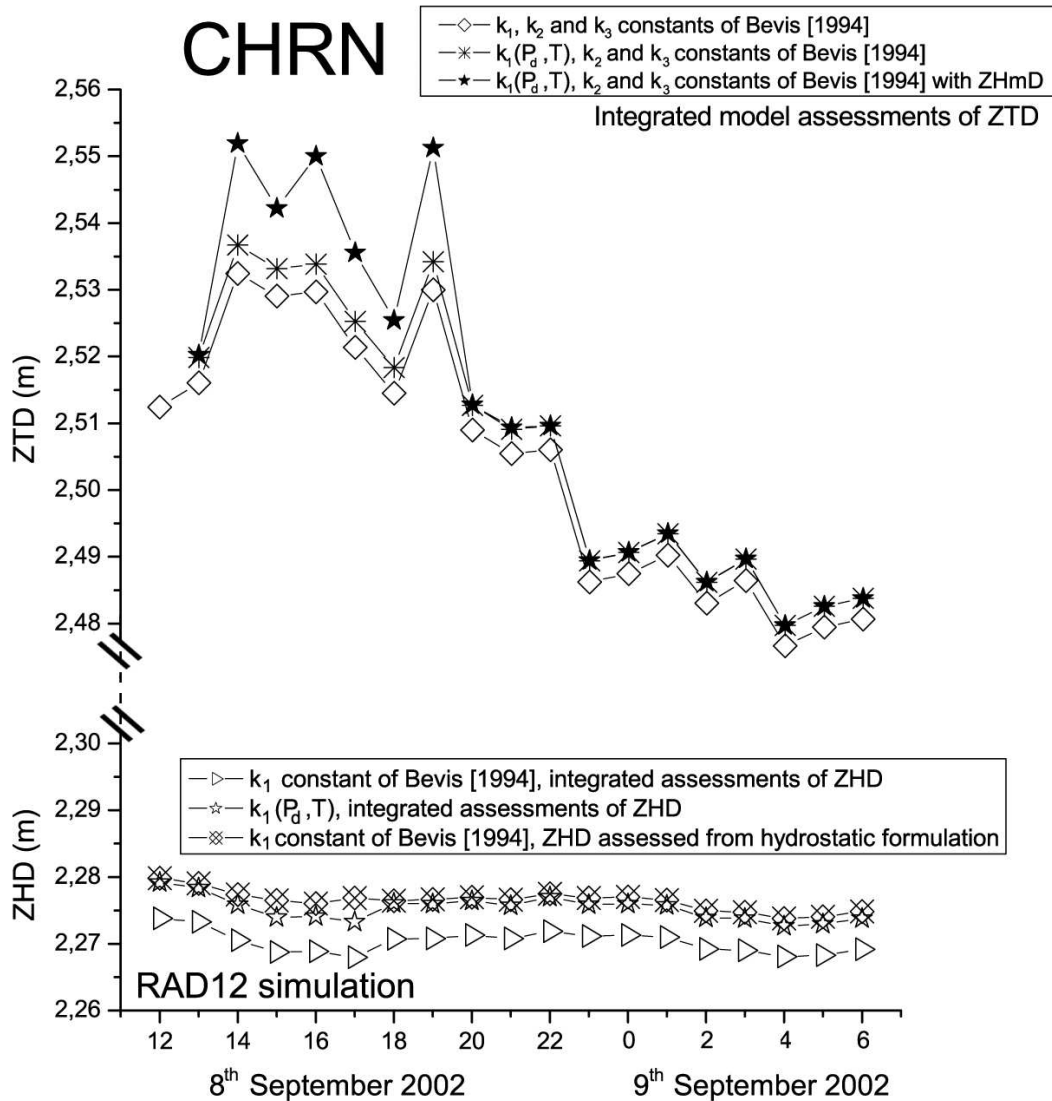


FIG. 2.5 – Time-series of zenith delays (in m) estimated from different formulations, at the CHRN GPS site the 8-9<sup>th</sup> September 2002 for the RAD12 experiment. The y-axis has been cut to show ZTD and ZHD on the same graphic keeping the same scale. In the upper part of this graphic the zenith total delay is evaluated following Eq.(2.1) : i) with constant refractivity coefficients  $k_1, k_2$  and  $k_3$  from *Bevis et al.* [1994], ii) with a refractivity coefficient  $k_1(P_d, T)$  from Eq.(F.42), and  $k_2, k_3$  from *Bevis et al.* [1994], iii) with  $k_1(P_d, T)$  from Eq.(F.42),  $k_2, k_3$  from *Bevis et al.* [1994] and contributions of hydrometeors to zenith delays (ZHmD) added. In the lower part, ZHD has been evaluated : i) from Eq.(2.1) with constant coefficients  $k_1$  of *Bevis et al.* [1994], ii) from Eq.(2.1) with  $k_1(P_d, T)$  following Eq.(F.42), iii) from the hydrostatic formulation given by Eq.(2.2) and  $k_1$  from *Bevis et al.* [1994].

	$k_1(P_d, T)$	ZHD <sub>P<sub>S</sub></sub> with $g_m$	ZHD <sub>P<sub>S</sub></sub> with $g_0$
$\Delta_{ZHD}^{mean}$ (mm)	2.1	6.0	-0.8
$\delta_{ZHD}$ (mm)	0.5	0.6	3.4
$\Delta_{ZHDmin}$ (mm)	-0.5	1.5	-3.7
$\Delta_{ZHDmax}$ (mm)	5.0	24.6	18.0

TAB. 2.1 – Statistical results for ZHD from AMA12 simulation. Column 2 : ZHD from Eq.(2.1) with  $k_1(P_d, T)$  given by Eq. (F.42). Column 3 : ZHD<sub>P<sub>S</sub></sub> from Eq.(2.2), with  $g_m$  from *Saastamoinen* [1972]. Column 4 : ZHD<sub>P<sub>S</sub></sub> from Eq.(2.2), but with  $g_m$  replaced by  $g_0$ . The mean bias ( $\Delta_{ZHD}^{mean}$ ), the standard deviation ( $\delta_{ZHD}$ ), and the minimum and maximum departures ( $\Delta_{ZHDmin}$  and  $\Delta_{ZHDmax}$ ) are evaluated using as reference ZHD from Eq.(2.1) with the *Bevis et al.*, [1994] constants set. The statistics consider the 18 hours of simulations and the 240×240 grid-points.

To sum-up, results show a weak sensitivity to the refractivity coefficients, with differences in the domain of uncertainty of the water vapor measurements. In the following,  $k_1(P_d, T)$ ,  $k_2$  and  $k_3$  of *Bevis et al.* [1994] are used.

### Hydrostatic formulation versus non-hydrostatic formulation of ZHD

ZHD is computed by vertical integration through the model grid thermodynamic profiles (Eq.(2.1)). It is compared with the commonly used formulation of ZHD deduced from ground pressure data ((ZHD<sub>P<sub>S</sub></sub>, Eq.(2.2)). These formulations of ZHD differ in two aspects : the gravity constant and the hydrostatic assumption. On the one hand, assuming an hydrostatic state, ZHD from Eq.(2.2) scales by  $g_m/g_0$  the vertical integrated ZHD value. On the other hand, the non-hydrostatic equation system of Méso-NH allows us to fully study the impact of using or not an assumed hydrostatic equilibrium. Given the same gravity constant, it is therefore possible to isolate this impact of using an assumed hydrostatic equilibrium. For the heavy precipitation event simulated, the atmosphere departs from the hydrostatic equilibrium inside the vigorous deep convective cells as well as, to a lesser extent, within the gravity waves induced by the convection. The difference between the two formulations of ZHD (assuming the same gravity constant) is shown at 15 UTC, 8 September 2002, on Figure 2.6a. Figure 2.6b presents the model reflectivity at the same time ; only high values of reflectivity are shown in order to highlight the convective part of the rainfall system. Inside the intense convective cells (*i.e.* areas with reflectivity above about 40 dbZ), the pressure tends to be weaker than the hydrostatic pressure, resulting in larger delays for the hydrostatic formulation than for the integrated model one. The maximum difference of ZHD reaches 18 mm at 15 UTC. The pressure is also larger than the hydrostatic pressure in some locations affected by gravity waves, leading to weaker delays for the hydrostatic formulation than for the integrated model one. The absolute values of the departure from the hydrostatic equilibrium are however weaker than inside the convective cells.

Figure 2.5 displays the temporal evolution of ZHD at the CHRN station (lower part of the graphic) for the hydrostatic formulation including two sources of differences (*i.e.* gravity constant and hydrostatic assumption) from the model integrated estimation (Eq.(2.1)). The ratio between  $g_m$  and  $g_0$  is about 0.997 for the CHRN station, which leads to a mean

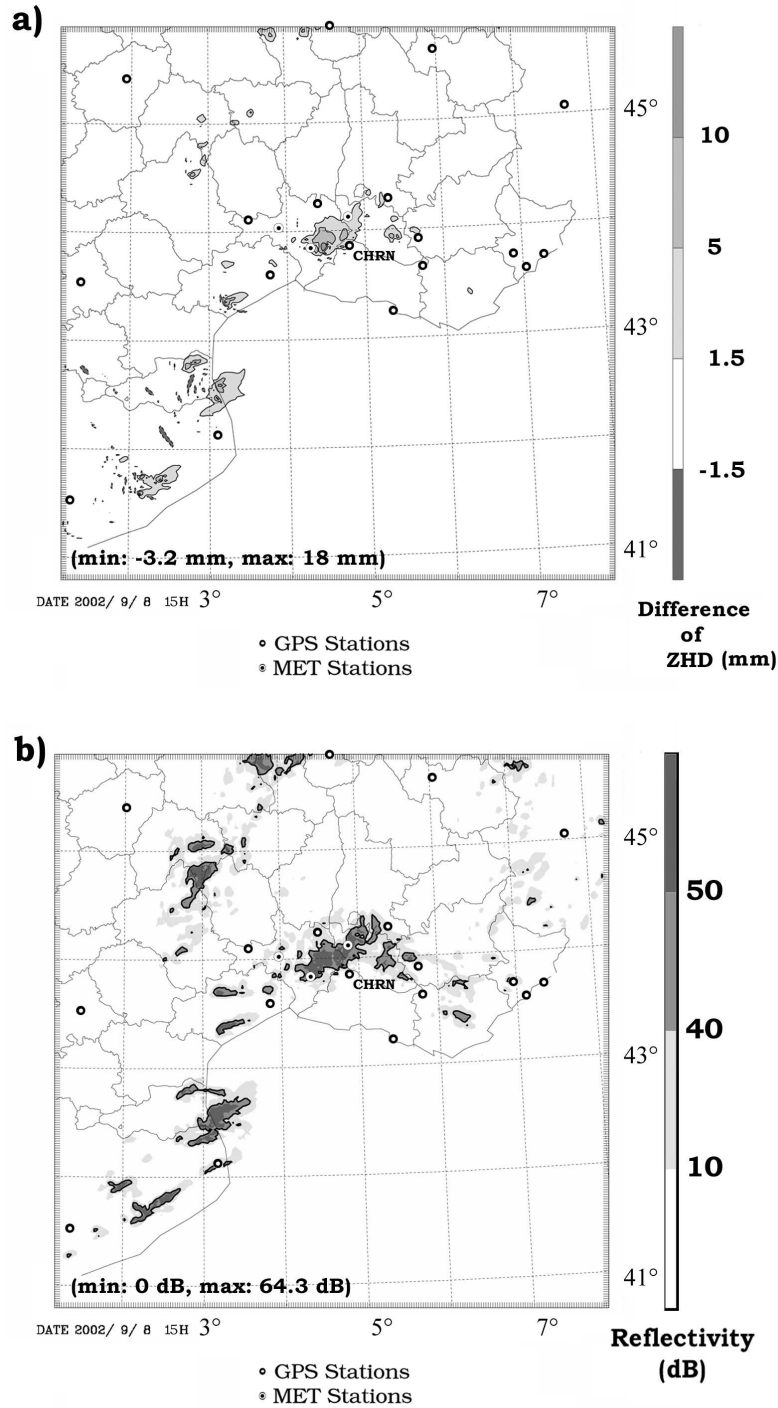


FIG. 2.6 – a) Zenith Hydrostatic Delay (ZHD) difference (in mm) between the hydrostatic formulation following Eq.(2.2), but using  $g_0$  and the integrated model formulation given by Eq.(2.1) at 15 UTC 8 September 2002 for the AMA12 experiment. b) Model reflectivity for the same time and experiment (in dBZ, thick lines for the 40 dBZ contour).

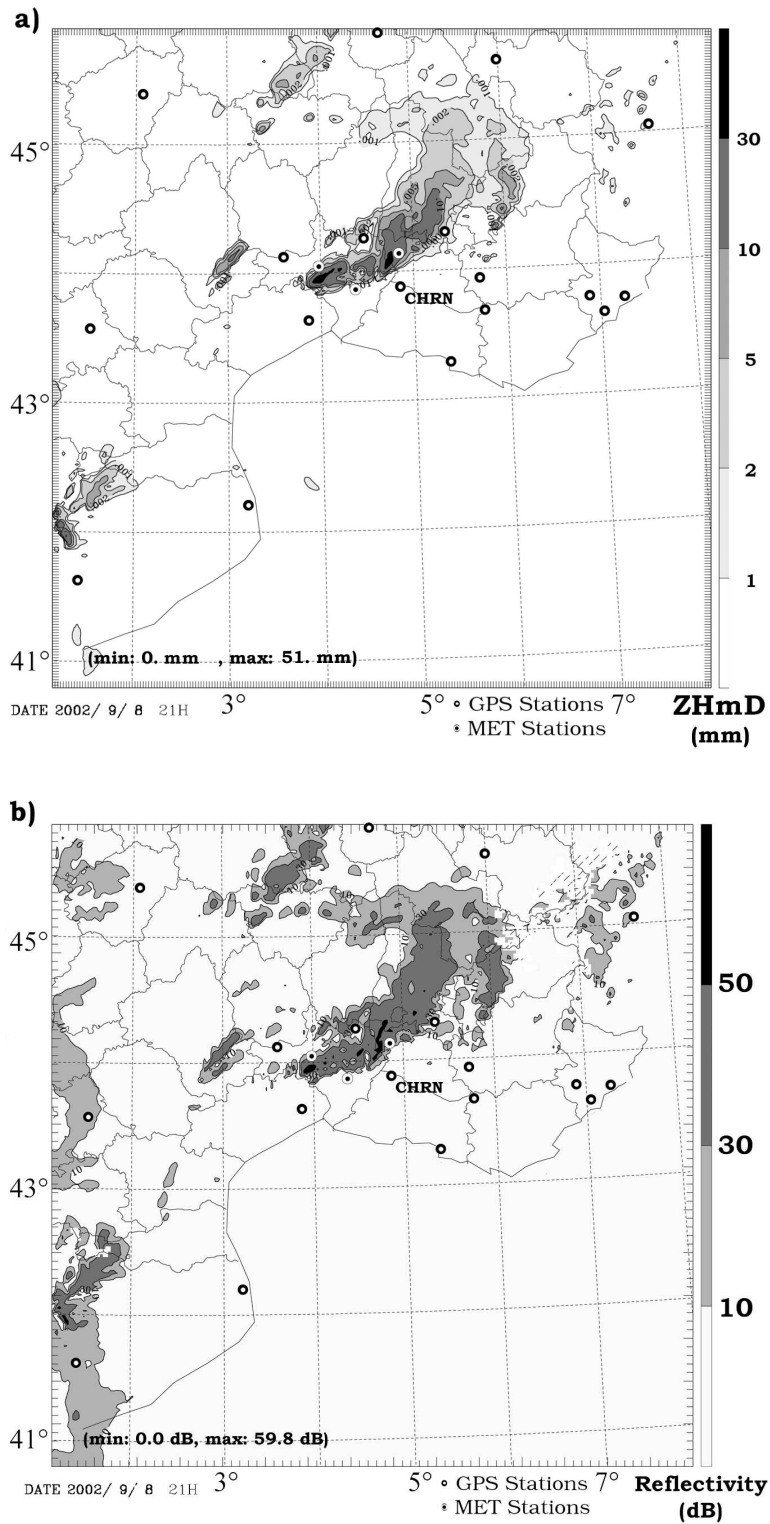


FIG. 2.7 – a) Zenith Hydrometeor Delay (ZHmD in mm) evaluated at 21 UTC on the 8<sup>th</sup> September 2002 for the AMA12 experiment. b) Synthetic RADAR reflectivity evaluated for the same experiment at the same time.

shift between the  $ZHD_{P_S}$  curve and the model integrated ZHD one of about 6 mm, except between 14 and 17 UTC on 8 September 2002 where the departure is slightly larger. Indeed, between 14 and 17 UTC 8 September 2002, the Més0-NH model simulates convective cells in the region of CHRN, leading to non-hydrostatic vertical profiles at CHRN. Therefore, for that period, the departure between  $ZHD_{P_S}$  and the model integrated ZHD is increased, reaching 9 mm. The statistical parameters confirm the overestimation by the hydrostatic formulation. Table 2.1 presents statistical results for both sources. Column 3 evaluates the differences between the hydrostatic formulation with a gravity constant defined by  $g_m$  [Saastamoinen, 1972] and the integrated formulation of ZHD in Més0-NH. The mean departure is about 6 mm. Column 4 evaluates the differences using  $g_0$  for the hydrostatic formulation, thus isolating the impact of the hydrostatic assumption. The departures due to the hydrostatic assumption range from -3.7 mm to 18 mm. This highlights potential errors in the estimation of ZWD and IWV extracted from GPS ZTD measurements inside observed convective systems. Using a constant gravity in ZHD computation allows to be consistent with the NWP model equations, but it induces a bias with respect to the estimation of ZHD using a more realistic variable  $g$  like the one proposed by Saastamoinen [1972] (*i.e.*  $g_m$ ). As a first approach, the bias can be corrected by scaling the model ZHD, by  $\frac{g_m}{g_0}$  even though  $g_m$  is also based on assumptions derived from climatology which may be not valid for such extreme situations as the one considered here.

### Hydrometeor contributions to Zenith Delay (ZHmD)

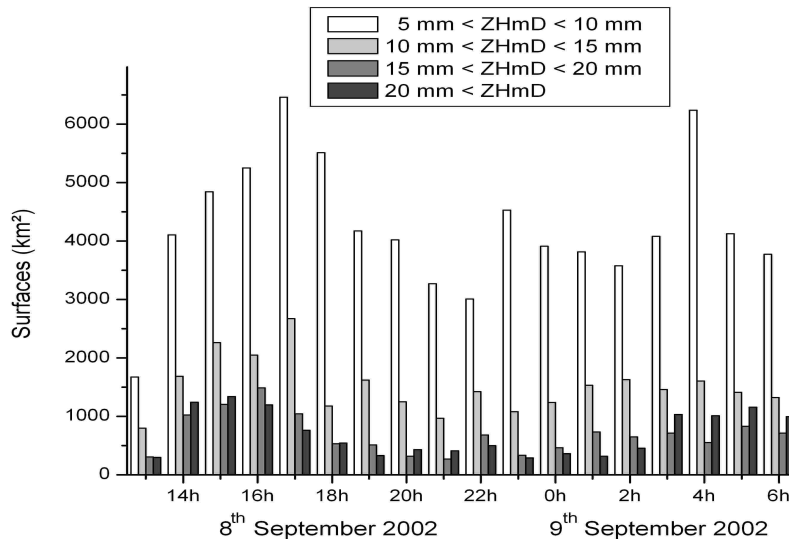


FIG. 2.8 – Temporal evolution of the surfaces concerned by ZHmD hydrometeor contributions ranking in four classes (5-10 mm, 10-15 mm, 15-20 mm and greater than 20mm) from the RAD12 simulation.

In this part, the contributions of liquid water and icy Hydrometeors to Zenith Delays (ZHmD) are estimated. Figure 2.5 (upper part) shows the ZTD at the CHRN station including the ZHmD. It can be seen that ZHmD can reach more than 20 mm in the afternoon

of 8 September 2002. These large contributions are mainly located inside the convective part of the MCS as can be seen on Figure 2.7 which displays ZHmD at 21 UTC 8 September 2002. ZHmD reaches more than 50 mm in the heart of the convective part of the simulated precipitation system which is materialized by the synthetic reflectivities displayed on Figure 2.8b. During the 18 hours of simulation, the maximum of ZHmD attains 70 mm at 15 UTC 8 September. The contributions induced by liquid water species are generally 10 times larger than the icy species ones.

Figure 2.8 shows the temporal evolution of the surface in the model concerned with significant hydrometeor contributions, splitting in four classes (5-10 mm, 10-15 mm, 15-20 mm and >20mm). Clearly the areas concerned by large ZHmD contributions are correlated with the convective activity of the system. Between 14 UTC and 18 UTC, 8 September 2002, and after 03 UTC, 9 September 2002, the surface with ZHmD contributions larger than 20 mm reach more than 1000 km<sup>2</sup>. A surface of about 5000 km<sup>2</sup> is concerned by ZHmD contributions larger than 10 mm during the afternoon of 8 September. Therefore, for such torrential rain event, the hydrometeor contributions are far from being negligible.

### Relationship between ZWD and IWV

Several authors have proposed to approximate  $\kappa$  by a linear function of the surface temperature, which is more attractive for GPS analyses as only observations of surface temperature are required instead of vertical temperature profile observations (see section 2.1.2 for the definition of  $\kappa$  and the formulation of  $\kappa_{A\&N}$ ). *Bevis et al.* [1992] established such a relation depending on surface temperature from a global climatology of radio-soundings (referred to as  $\kappa_{Bevis}$ ), while *Emardson and Derks* [1999] determined site and region dependent relations taking into account more than 120000 radio-soundings from 38 sites in Europe, with among them a specific relation for the Mediterranean region which is our region of interest (referred to as  $\kappa_{E\&D}$ ) :

$$\kappa_{Bevis} \approx \frac{10^8}{R_w \left( \frac{k_3}{T_m} + k'_2 \right)} \quad \text{with } T_m \approx 70.2 + 0.72 T_S \quad (2.7)$$

$$\kappa_{E\&D} \approx \frac{10^3}{6.324 - 0.0177(T_S - 289.76) + 0.000075(T_S - 289.76)^2} \quad (2.8)$$

We now examine the differences between, on the one hand, IWV deduced from model ZWD and applying  $\kappa_{A\&N}$ ,  $\kappa_{Bevis}$  or  $\kappa_{E\&D}$  as defined by Eq.(2.5),(2.7) and (2.8), and, on the other hand, from the model value of Integrated Water Vapor ( $IWV_{Meso-NH}$ ). The three first lines of Table 2.2 display the mean bias, the standard deviation as well as the maximum and minimum differences between the different IWV estimations with  $\kappa_{A\&N}$ ,  $\kappa_{Bevis}$  or  $\kappa_{E\&D}$  and  $IWV_{Meso-NH}$ . IWV obtained by the conversion with the  $\kappa$  given by *Askne and Nordius* [1987] corresponds almost exactly to  $IWV_{Meso-NH}$ . Figures 10ab show the differences between  $IWV_{Meso-NH}$  and  $IWV_{\kappa_{Bevis}}$ , and between  $IWV_{Meso-NH}$  and  $IWV_{\kappa_{E\&D}}$ , respectively, *i.e.* the two formulations depending on surface temperature. Figure 2.9c presents the model  $IWV_{Meso-NH}$ . These values are calculated for the AMA12 experiment at 15 UTC the 8<sup>th</sup> September 2002.  $IWV_{Meso-NH}$  reaches more than 45 kg/m<sup>2</sup>, implying  $ZWD_{Meso-NH}$  values of more than 300 mm in the Gard region. We can see weaker values over the relief, and a moist area over the Mediterranean Sea and its littoral feeding the convective system. Figure 2.9a considers  $\kappa$  calculated with the expression of  $T_m$  ( $T_S$ ) given

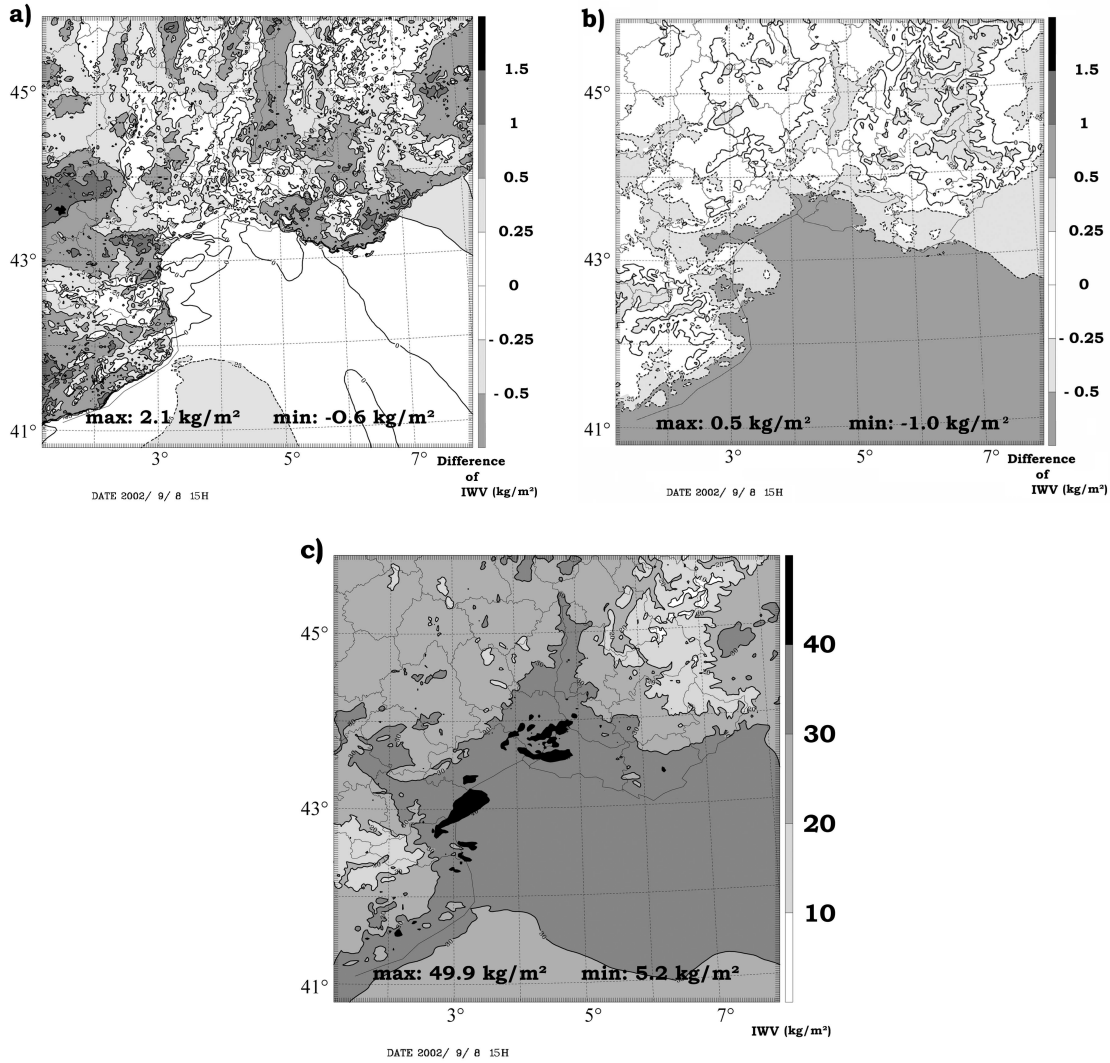


FIG. 2.9 – Differences between IWV conversions from ZWD and  $\text{IWV}_{\text{Meso-NH}}$  (in  $\text{kg/m}^2$ ) at 15 UTC the 8<sup>th</sup> September 2002 from AMA12 experiment. a) Difference between IWV (deduced from synthetic ZWD and  $\kappa_{\text{Bevis}}$ ) and  $\text{IWV}_{\text{Meso-NH}}$ . b) same as a), but for  $\kappa_{\text{E\&D}}$ . c)  $\text{IWV}_{\text{Meso-NH}}$ .

by *Bevis et al.* [1992] based on a global climatology. It exhibits a highly variable differential field covering an amplitude of  $2.7 \text{ kg/m}^2$ . The high variability of this field may arise from surface temperature variability induced by orography and land cover. Over the sea, the smoother surface temperature and the zero orography result in a smoother differential field. The mean difference is about  $0.08 \text{ kg/m}^2$  (Table 2.2), whereas the maximum positive shift reaches  $2 \text{ kg/m}^2$  and the maximum negative shift  $-0.6 \text{ kg/m}^2$ . Figure 2.9b considers  $\kappa$  calculated with the expression of *Emardson and Derks* [1999], a Mediterranean specific climatology. With respect to the conversion with  $\kappa_{\text{Bevis}}$ , this one provides a smoother differential field with lower amplitudes of the variations (an interval of  $1.5 \text{ kg/m}^2$  is covered). The conversion over the continental area yields IWV values close to  $\text{IWV}_{\text{Meso-NH}}$ . Howe-



ver, over almost all the sea surface, the differences of the IWV evaluations reach more than  $-0.5 \text{ kg/m}^2$ . This results in a mean bias of  $-0.24 \text{ kg/m}^2$  (higher than *Bevis et al.*), but the maximum positive shift reaches only  $0.45 \text{ kg/m}^2$  and the maximum negative shift only  $-0.86 \text{ kg/m}^2$  (lower than *Bevis et al.*). The ZWD to IWV conversion formula of *Emardson and Derks* [1999] appears more adapted to our study than the one of *Bevis et al.*, [1992]. However, the comparison of these two conversions show very weak differences in IWV. Only sparse sites present more than  $1 \text{ kg/m}^2$  of IWV differences between the *Bevis et al.* [1992] and the *Emardson and Derks* [1999] conversion, without correlation with the location of the IWV maximum.

Type of conversion	$\Delta_{IWV}^{mean}$	$\Delta_{IWV_{max}}$	$\Delta_{IWV_{min}}$	$\delta_{IWV}$
ZWD $\xrightarrow{\kappa_{A\&N}}$ IWV	0.000	0.001	-0.001	0.000
ZWD $\xrightarrow{\kappa_{Bevis}}$ IWV	0.076	2.056	-0.590	0.239
ZWD $\xrightarrow{\kappa_{E\&D}}$ IWV	-0.240	0.517	-1.044	0.329
(ZWD+ZHmD) $\xrightarrow{\kappa_{Bevis}}$ IWV	-0.144	11.385	-0.591	0.391
(ZWD+ZHmD) $\xrightarrow{\kappa_{E\&D}}$ IWV	-0.171	10.776	-1.044	0.472
ZWD <sub>GPS</sub> (with ZHmD) $\xrightarrow{\kappa_{Bevis}}$ IWV	-0.202	8.309	-1.821	0.383
ZWD <sub>GPS</sub> (with ZHmD) $\xrightarrow{\kappa_{E\&D}}$ IWV	-0.513	7.730	-1.921	0.438
ZWD <sub>GPS</sub> (without ZHmD) $\xrightarrow{\kappa_{Bevis}}$ IWV	-0.271	2.084	-3.110	0.274
ZWD <sub>GPS</sub> (without ZHmD) $\xrightarrow{\kappa_{E\&D}}$ IWV	-0.582	0.384	-3.577	0.317

TAB. 2.2 – Statistical results (in  $\text{kg/m}^2$ ) of different methods of conversions of ZWD into IWV or standard (GPS stand-alone) extractions of IWV from ZWD (via ZHD estimated from ground pressure). Statistics have been computed for the AMA12 experiment, with the set of refractivity constants of [*Bevis et al.*, 1994]. Estimation of the mean difference  $\Delta_{IWV}^{mean}$  and the standard deviations  $\delta_{IWV}$  between deduced IWV and model IWV has been performed. The maximum positive and negative ( $\Delta_{IWV_{max}}$  and  $\Delta_{IWV_{min}}$ ) shifts are also presented.

In lines 4 and 5 of Table 2.2, the conversion of the sum of ZWD and ZHmD into IWV has been estimated, simulating the fact that in GPS stand-alone IWV measurements ZWD and ZHmD cannot be distinguished. The statistical results show mean biases of less than  $0.2 \text{ kg/m}^2$ , but the extreme values reach more than  $10 \text{ kg/m}^2$ . That means there is a risk of bad conversion of ZWD into IWV with  $\kappa$  inside intense precipitation systems when a distinction between ZWD and ZHmD is not available, as is generally the case for GPS measurements of IWV.

The different error sources of the standard GPS IWV extraction are now compared in more detail. Model estimated ZTD has been reduced by  $ZHD_{P_S}$  determined from ground pressure to ZWD, then the extracted ZWD is converted into IWV by  $\kappa_{Bevis}$  or  $\kappa_{E\&D}$ . Four more statistical results concerning this standard GPS IWV extraction are presented in Table 2.2 (lines 6 - 9). Model ZTD is always the sum of ZWD, ZHmD and ZHD. In lines 6 and 7, IWV extractions from (for GPS stand-alone measurements inseparable) ZWD + ZHmD contributions are estimated ( $IWV = \kappa (ZWD + ZHmD)$ ). Extraction with  $\kappa_{Bevis}$  and  $\kappa_{E\&D}$  are quasi equivalent : the mean biases are less than  $0.6 \text{ kg/m}^2$ . This degradation with regard to lines 4 and 5 is due to the ZHD determination from  $P_S$  with the hydrostatic

formulation. However, as for lines 4 and 5 of this Table, including hydrometeor contributions in the IWV conversion induces high extreme values of the differences with respect to model IWV (close to  $8 \text{ kg/m}^2$ ). This lower value with respect to the approximately  $11 \text{ kg/m}^2$  in lines 4 and 5 (where integrated ZHD was used to separate ZWD from ZTD) is due to the overestimation of ZHD and the subsequent underestimation of ZWD by the hydrostatic formulation. In lines 8 and 9, IWV extractions from ZWD without ZHmD contribution ( $\text{IWV} = \kappa \text{ ZWD}$ ) are proposed. Information about ZHmD necessary to separate it from GPS deduced ZWD as suggested in this test could be provided by polarimetric radar measurements. The mean biases are similar to the previous values in lines 6 and 7, but the extreme values are limited to a little more than  $3 \text{ kg/m}^2$ .

The determination of IWV from GPS ZTD is sufficiently precise in average to yield significant observations for the assimilation of  $\text{IWV}_{\text{GPS}}$  in NWP, considering that  $1 \text{ kg/m}^2$  of IWV is the limit of resolution of standard meteorological water vapor measurements. All mean differences of the different retrieval strategies with respect to model IWV presented in Table 2.2 are below  $0.6 \text{ kg/m}^2$ . The larger part of these differences in the estimation of IWV from GPS-like strategy is due to the ZHD approximation with the hydrostatic formulation, not to the ZWD to IWV conversion with  $\kappa(T_S)$ . Special attention has to be paid in strong precipitation areas as large contributions to the delay due to the hydrometeors may be included in the GPS deduced ZWD.

#### 2.1.4 Validation of the Més0-NH simulations with GPS ZTD

In this section, the zenith delays simulated by the three numerical experiments (ARP12, RAD12 and AMA12) are compared with the observed GPS ZTDs. This will allow us to quantify the impact of the three different initial conditions of the experiments on the delay estimation, and therefore on the value of integrated moisture throughout the troposphere. We will also verify that the simulation with the best fit to the GPS measurements is also the one simulating the best precipitation field. Figure 2.10 shows the accumulated surface rainfall during phase I of the event from the three numerical experiments, superimposed with the rain gauge data. When comparing to the rain gauge data and to the radar rainfall estimations (Figure 2.3a), the RAD12 and AMA12 simulations clearly provide a better localization of the heaviest precipitation during phase I of the event than the ARP12 simulation. RAD12 performs slightly better than AMA12 concerning the localization of the heaviest precipitation and the estimation of the maximum amount. An objective validation of these three simulations can be found in *Chancibault et al.* [2006]. The observed and simulated mean areal rainfall depths have been compared for nine watersheds of the region. For the phase I, the relative error can reach 400 % for the ARP12 simulation, whereas the relative error for RAD12 and AMA12 experiments never exceed a fifth of this value. Even though the differences in terms of relative error between RAD12 and AMA12 are weak, RAD12 performs in most cases better than AMA12, in particular for the Gard watersheds. For the two other phases of the event, the benefit of using a mesoscale data analysis as initial conditions decays; the three simulations have the same drawback which is an underestimation of rainfall over the Gard plain [*Chancibault et al.*, 2006].

Figure 2.11 shows the ZTD assessments for the three simulations and observations at some of the GPS stations (see Figure 2.3 for locations). The GPS measurements are plotted from 06 UTC the 8<sup>th</sup> to 17 UTC the 9<sup>th</sup>, whereas the simulated ZTD are plotted from 12 UTC

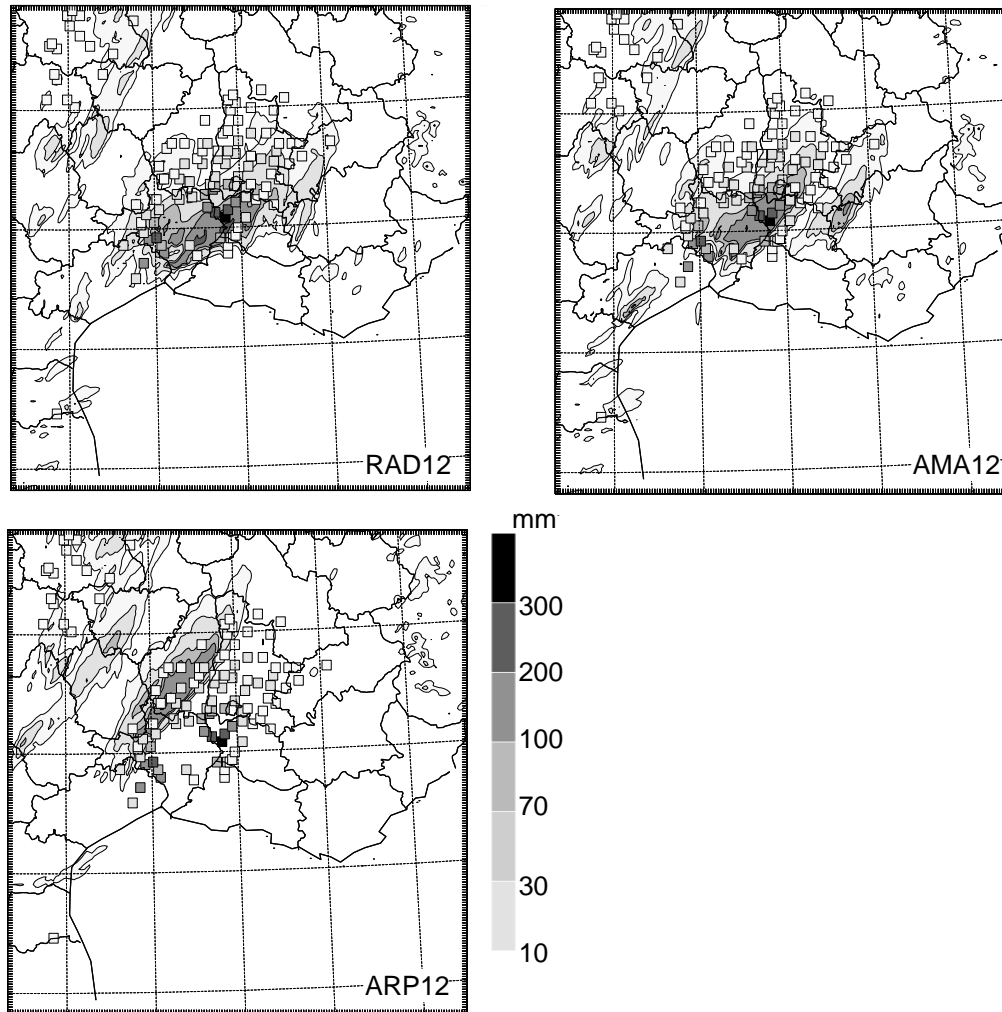


FIG. 2.10 – Accumulated rainfall (in mm, grey scale) for phase I (from 12 UTC to 22 UTC, 8 September 2002) from the three Més0-NH simulations superimposed to the rain gauge data (grey boxes; only stations with accumulated rainfall larger than 10 mm are plotted).

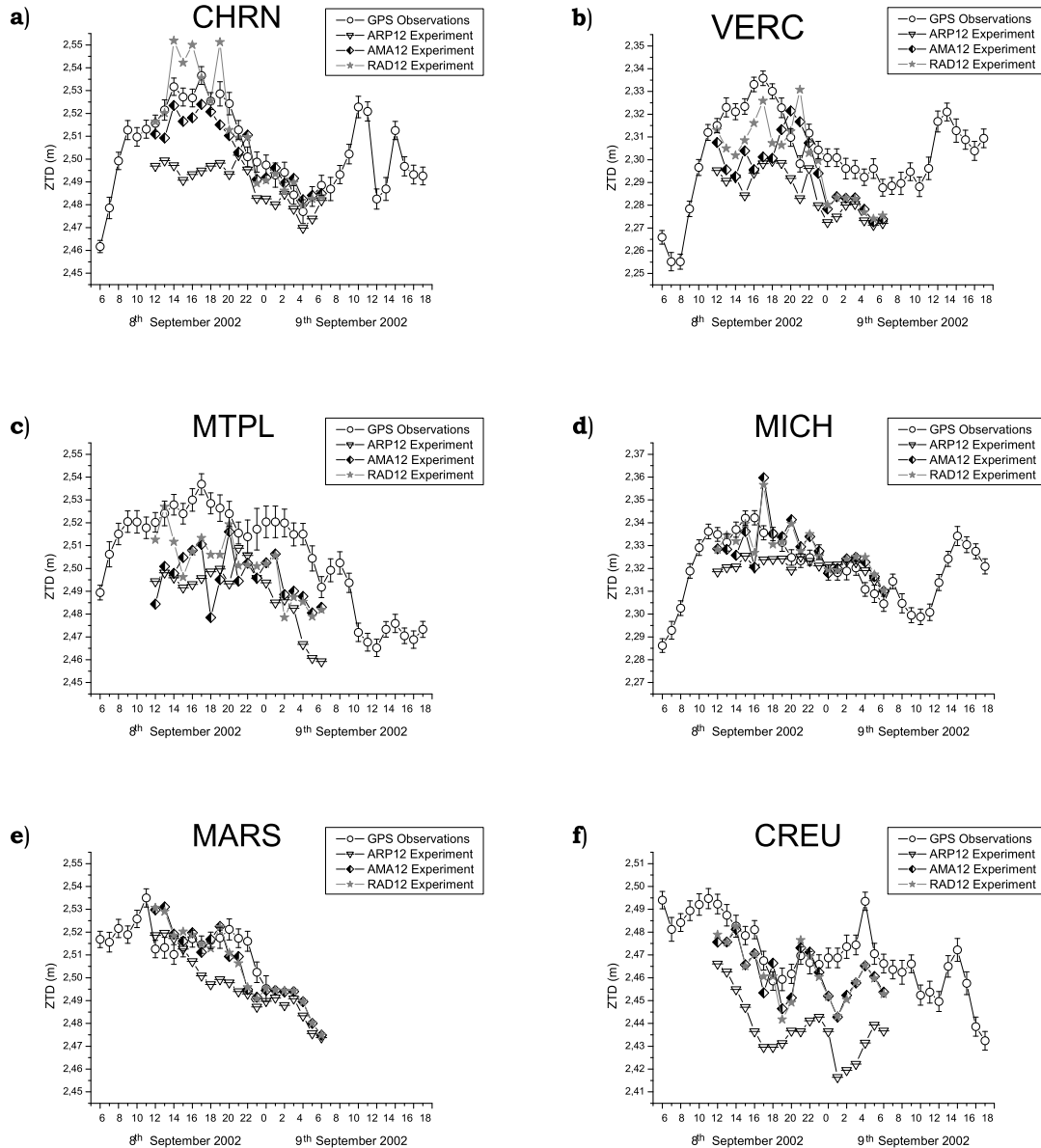


FIG. 2.11 – Time-series (in m) at 6 GPS sites of ZTD observations and integrated assessments of synthetic ZTD with the set *Bevis et al.* [1994] of atmospheric refractivity coefficients considering 3 different experiments AMA12, ARP12 and RAD12. The error bars of GPS ZTD observations are formal errors evaluated by GAMIT. Double arrows along the time axis indicate the period of observed precipitation for the stations CHRN, VERC and MTPL. No precipitation has been recorded for MICH, MARS and CREU.

the 8<sup>th</sup> to 06 UTC the 9<sup>th</sup>. Note that GPS observations are missing at the MARS station at the end of the period. The mean differences between observed GPS ZTD and Méso-NH ZTD have been computed for all the GPS stations inside the 2.4 km domain, except for those too close to the borders of the model domain (mean scores, Figure 2.12). ZTD from simulations are based on Eq.(2.1) with *Bevis et al.* [1994] coefficients  $k_2$  and  $k_3$  and coefficient  $k_1(P_d, T)$  from Eq.(F.42); the contributions from hydrometeors are included.

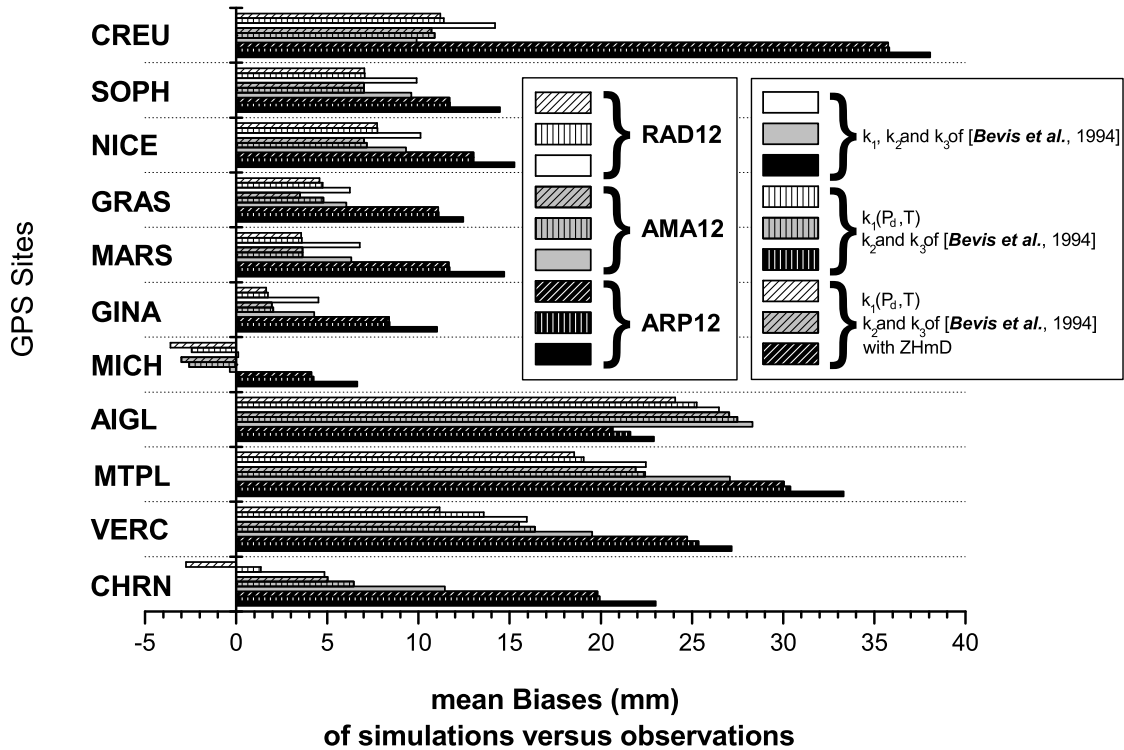


FIG. 2.12 – Biases (in mm) between the GPS ZTD observations and the simulated ZTD for the three Méso-NH experiments computed between 12 UTC, 8 Sept. to 06 UTC, 9 Sept. 2002. Black bars correspond to ARP12 experiment, grey bars to AMA12, and white bars to RAD12. A pattern of vertical lines corresponds to ZTD simulations with  $k_1(P_d, T)$ , and  $k_2, k_3$  of *Bevis et al.* [1994]. The additional contribution of hydrometeor (ZHmD) are presented with a pattern of slant lines. Plain bars correspond to ZTD simulations with  $k_1, k_2, k_3$  of *Bevis et al.* [1994].

The GPS sites of *Château-Renard* (CHRN) and *Vercoiran* (VERC) were affected by the convective precipitation during phase I of the event (before 22 UTC, the 8<sup>th</sup> Sept. 2002; see Figure 2.3) and later during phase III with the passage of the front and the embedded convection (after 04 UTC, the 9<sup>th</sup> Sept. 2002). Clearly, the two precipitating periods correspond to the highest observed ZTD values (Figure 2.11a and 2.11b). The observed ZTDs increase quickly in the morning of the 8<sup>th</sup> for the two stations (by 75-80 mm in less than

8 hours). Then, when the MCS moves toward the crests of the Massif Central (phase II of the event), the observed delays decrease before increasing again at the passage of the front with embedded convection. ZTDs computed from the ARP12 experiment show clearly an underestimation for the two stations during phase I of the event, which reduces slightly for the two subsequent phases. Using a mesoscale surface observation analysis as initial conditions (AMA12 experiment) improves the simulation of ZTD for VERC. But clearly, adding to the surface observation analysis an adjustment of the moisture and hydrometeors based on radar and satellite data (RAD12 experiment) gives the best simulation of ZTD with a significant reduction of the bias for the two stations (Figure 2.12).

In the western part of the network, heavy precipitation has been recorded only during the beginning of phase I at the Montpellier station (MTPL), whereas the Aigoual (AIGL) station was affected by heavy precipitation during phase II only (Figure 2.3). For these two stations, all simulations underestimate the ZTD values (Figure 2.11c for MTPL), with biases of more than 18 mm (Figure 2.12). This underestimation of ZTD cannot be explained by an underestimation of ZHD due to a bad forecast of surface pressure : differences between the GPS ZHD and the modelled ones are less than 6 mm. Therefore, the underestimation of ZTD for the three simulations are mainly linked to an underestimation in ZWD. So, the simulations starting from the mesoscale initial conditions do not succeed in improving the integrated water content of the atmosphere for the western stations.

For the eastern sites, *i.e.* the stations of Ginasservis (GINA), St. Michel l'Observatoire (MICH), Marseille (MARS), Grasse (GRAS), Nice (NICE) and Sophia Antipolis (SOPH), no precipitation during the first two phases has been recorded (Figure 2.3). Again, the GPS observations show an increase of the ZTD values during the morning and beginning of the afternoon of the 8<sup>th</sup> September, as it can be seen on the temporal evolution of ZTD for MICH and MARS (Figure 2.11d and 2.11e). However, the temporal increase is not as important as inside the heavy rain area, it does not exceed 30-50 mm. For all these sites, ARP12 underestimates the ZTD whereas the RAD12 and AMA12 experiments give systematically the best estimation of ZTD (Figure 2.12). RAD12 and AMA12 are close to the observations in the area of MARS, GINA and MICH (Biases < 5 mm). RAD12 and AMA12 ZTD values do not differ significantly. This is not astonishing as the adjustment added for RAD12 was introduced only over the observed rainy regions at 12 UTC.

The southern station, *i.e.* Cap de Creus (CREU) in Spain, was outside the region of the flood event ; nevertheless, some convective cells have also passed over Cap de Creus during the studied period as for example at 04 UTC the 9<sup>th</sup> September as evidenced by a peak in the observed ZTD time-series (Figure 2.11f). As for the eastern stations, RAD12 and AMA12 significantly reduce the biases. ARP12 largely underestimate the observations with a bias of more than 35 mm.

For the three experiments the use of  $k_1(P_d, T)$  reduces the ZTD biases (except for MICH in the AMA12 and RAD12 experiments). This reduction is weak for high altitude stations (AIGL and GRAS), but it reaches 5 mm for CHRN and MTPL. Hydrometeor contributions decrease the biases between observed and simulated ZTD (up to 3 mm of diminution for VERC), except for CHRN in the RAD12 experiment. The bias is 1.5 mm with  $k_1(P_d, T)$  and becomes -3 mm with the additional ZHmD contribution. This highlights the fact that the contribution of hydrometeors is occasional in time and space, and that no time average has been taken into account in the model ZTD assessments. For this reason, we have simulated ZTD every 15 minutes for the RAD12 experiment, and calculated an average ZTD over one hour. The comparison of the averaged ZTDs to GPS observations presents

a mean bias of -1 mm. When the contribution of ZHmD is very important a time average can be introduced in ZTD assessments to obtain more realistic simulations.

For all the stations, whether or not taking into account the hydrometeor contributions or the  $k_1(P_d, T)$  does not alter the superiority of RAD12 over the two other experiments. Clearly, RAD12 is the simulation that best fits the observed ZTD and consequently the integrated water vapor content of the troposphere inside the region covered by the convective system during phase I. This is also the simulation that best fits the rainfall observations. The ARP12 simulation, which gives the worst precipitation forecast, is the simulation that underestimates ZTD most (Figure 2.12). For phase II, when the system moves northwestward, the precipitation area does not extend southward enough in the simulations, even for the RAD12 experiment. Results at the GPS sites in this region clearly show an underestimation of ZTD for all the simulations during the afternoon and the night of 8<sup>th</sup> to 9<sup>th</sup> September.

### 2.1.5 Conclusion

We used a high resolution (2.4 km) non-hydrostatic atmospheric model (Méso-NH) to simulate GPS tropospheric observables during an extreme flash-flood event that occurred the 8–9<sup>th</sup> September 2002 in Southeastern France.

Integrated evaluations of ZTD performed for the first time in such a high-resolution non-hydrostatic model permit us to quantify contributions of hydrometeors to zenith delays (up to 70 mm), and the extension of overestimations made by the hydrostatic formulation in ZHD evaluations inside strong convective cells (up to 18 mm). Several atmospheric refractivity coefficient sets proposed by the literature have been tested. Results show a weak sensitivity to the set chosen, except the one with only two coefficients from *Smith and Weintraub*, [1953]. The use of a more precise pressure- and temperature-dependent expression for the refractivity coefficient  $k_1 = k_1(P_d, T)$  yields ZTD differences from 1 to 6 mm.

The comparison of the hydrostatic formulation of ZHD (its evaluation based on ground pressure measurements with the *Saastamoinen* formula [1972]) and an integrated reference evaluation shows differences related to two aspects namely : i) the use of two different terms for the gravity ( $g_m$  in the Saastamoinen formula,  $g_0$  in the Méso-NH integration) which leads to an approximately 6 mm mean overestimation of ZHD by the hydrostatic evaluation from ground pressure ; ii) the departure from hydrostatic equilibrium which induces an overestimation of up to 18 mm of ZHD by the evaluation based on ground pressure. These large differences are located inside the strong convective cells, where pressure departs from the hydrostatic equilibrium.

The errors associated with ZWD conversions into IWV have been evaluated for ZWD inferred from ZTD using integrated ZHD and ZHD from ground pressure, and with or without separation of hydrometeor delay from ZWD. When using a conversion factor  $\kappa$  dependent on surface temperature, the  $\kappa$  given by *Emardson and Derks* [1999] shows the best performance in our study case. IWV from model-integrated ZWD converted by this  $\kappa_{E\&D}$  has a low mean bias of 0.2 kg/m<sup>2</sup> with respect to model IWV and maximum differences of 1 kg/m<sup>2</sup>. The mean bias between IWV from ZWD inferred using ZHD from ground pressure and model IWV yields 0.6 kg/m<sup>2</sup> with maximum differences of 8 kg/m<sup>2</sup>. These large differences are locally confined and due to the ZHmD contribution contained in the value of ZWD. If ZHmD could be provided in an operational way inside the heavy rainfall areas,

the maximum differences could be decreased to less than a quarter of the previous value. The increase of the mean IWV bias when using ZWD inferred by a GPS-like strategy using surface pressure and temperature is mainly due to the ZHD overestimation with the hydrostatic formulation, and less to the impact of ZHmD included in the ZWD. However, the unmodelled ZHmD contribution is responsible for the localised extreme differences inside the heavy rainfall event with respect to the model IWV field. Results on the impact of the hydrostatic assumption and of the hydrometeor contributions lead us to recommend caution when using IWV inferred from GPS ZTD inside vigorous convective and precipitating cells. Results show that the induced IWV error can reach 15% in the convective cells.

The comparison of the three different model simulations with GPS observations of ZTD shows that the differences in simulated and observed ZTD are essentially due to underestimations of the wet delay and therefore to the water vapor content by the simulations. The simulation integrating the most precise information about the distribution of water vapor and water in the atmosphere obtains the best score (RAD12). Taking into account the contribution of ZHmD (more than 20 % of the ZWD estimation in extreme cases) has a positive impact on the shape of the ZTD time-series (up to 18 % of bias diminution). The expression  $k_1(P_d, T)$  present also a significant positive impact (up to 60 % of bias diminution). The mesoscale network of GPS stations used for this study has allowed a detailed validation of the simulations. In particular, comparison with GPS ZTD for the western sites shows that all simulations suffer from an underestimation of the delays, as well as for the CHRN and VERC stations during phases II and III of the event. The assimilation of these mesonet GPS data is envisaged in the near future with the hope of improving the simulation of precipitation during phases II and III of the event. Our study favors assimilation of GPS ZTD measurements, rather than of GPS-inferred IWV, to avoid the significant errors due to hydrometeors and the ZHD overestimation made by the hydrostatic formulation in extreme weather situations.

**Acknowledgements** The current study was performed under the PATOM and PNRH research programs of the CNRS-INSU (the National French Institute of Univers Sciences). This collaboration between the LGIT and the CNRM results from an ACI PhD grant in the frame of the "Observatoire Hydrométéorologique Méditerranéen Cévennes-Vivarais" (OHM-CV). We thank Laurent Labatut for his disponibility and informatic management as well as Paddy O'Brien and Anne Holford for improving the english of the manuscript. We thank Paul Tregoning and two anonymous reviewers for their advices and their helpful contributions to improve this work.

### 2.1.6 Appendix 1 : Liquid water and ice refractivity

The propagation in the neutral atmosphere can be considered independent of the signal frequency (approximation with constant values for atmospheric refractivity coefficients). But a contribution to neutral atmospheric refractivity can arise from some polar atmospheric gases [Owens, 1967] and hydrometeors [Solheim *et al.*, 1999]. In general, the total refractivity is expressed as  $N(f) = N_0 + N'(f) + i N''(f)$ , where  $N_0$  and  $N'(f)$  are the non-dispersive and dispersive parts of refractivity related to the real part of the permittivity (phase of signal), and  $N''(f)$  is dispersive attenuation, related to the imaginary part of the permittivity (amplitude of signal). However, in this study attenuation of the signal has not been considered ( $N''(f) = 0$ ). Therefore, only the delay induces by the neutral part of



the atmosphere is considered. Influence of atmospheric carbon dioxide on refractivity has been studied by *Edlén* [1953, 1966], *Owens* [1967], and *Thayer* [1974]. In our work, we do not consider the influence of CO<sub>2</sub> on GPS signal propagation, because its atmospheric refractivity coefficient is badly constrained and the Méso-NH model does not provide any CO<sub>2</sub> information.

However, dispersive propagation in the neutral part of atmosphere can be, among others, caused by particles formed by the condensation of water vapor (such as rain, hail, pristine ice, snow and graupel) [*Sohlheim et al.*, 1999; *Hajj et al.*, 2002]. Phase delays induced by these suspended forms of water can be approximated using calculations based on permittivity. A thin strip approximation for non gaseous and non-scattering particles and the Clausius-Mossoti equation for refractivity [*Debye*, 1929] can be applied in obtaining Eq.(2.9) and Eq.(2.12).

*Liebe et al.* [1991] proposed, for a signal frequency less than 100 GHz, an approximate formulation (single Debye model) for the liquid water additional contribution to the real part of the refractivity ( $N_{lw}$ ) :

$$N_{lw} = \frac{3}{2} 10^6 \left[ \frac{\varepsilon_{lw} - 1}{\varepsilon_{lw} + 2} \right] \frac{M_{lw}}{\rho_{lw}} \quad (2.9)$$

where  $\rho_{lw}$  is the density of liquid water ( $\approx 1g/cm^3$ ),  $M_{lw}$  is the mass content of the liquid water particles per unit of air volume, and  $\varepsilon_{lw}$  is the permittivity of liquid water (function of T and f) defined as follows.

$$\varepsilon_{lw} = \varepsilon_s \left( 1 - \frac{0.934}{1 + \left(\frac{f_D}{f}\right)^2} \right) \quad (2.10)$$

where  $\varepsilon_s = (77.66 - 103.3 \theta)$  is the static dielectric coefficient, with  $\theta = (1 - \frac{300}{T})$  and T the temperature expressed in K ( $T \in [250 - 330]$ );  $f$  is the microwave frequency in Hz and  $f_D = (20.27 + 146.5 \theta + 314 \theta^2) 10^9$  is the relaxation frequency in Hz. The specific refractivity contribution of liquid water to delay can be approximated by :

$$N_{lw} \approx 1.45 \times 10^6 M_{lw} \quad (2.11)$$

*Hufford* [1991] proposed, for  $1MHz \leq f \leq 1THz$ , an approximate formulation for the ice additional contribution to the real part of the refractivity ( $N_{ice}$ ) :

$$N_{ice} = \frac{3}{2} 10^6 \left[ \frac{\varepsilon_{ice} - 1}{\varepsilon_{ice} + 2} \right] \frac{M_{ice}}{\rho_{ice}} \quad (2.12)$$

where  $\rho_{ice}$  is the density of ice ( $\approx 0.916 g/cm^3$ , *Huining et al.* [1999]),  $M_{ice}$  is the mass content of the solid water particles per unit of air volume, and  $\varepsilon_{ice} = 3.185$  [*Mätzler et al.*, 1996] the permittivity of ice. Specific refractivity contribution of ice to delay can be approximated by :

$$N_{ice} \approx 0.69 \times 10^6 M_{ice} \quad (2.13)$$

These additional refractivity expressions for hydrometeors are an approximation to the mix formulae of [*Garnett*, 1904]. This formulation of delays caused by hydrometeors is valid for any medium considering inclusion of disjunct spherical particles (case of Méso-NH), with sizes of particles clearly smaller than the wavelength of the signal (case of hydrometeors size versus GPS wavelengths).

### 2.1.7 Appendix 2 : Refractivity coefficient $k_1(P_d, T)$

*Saastamoinen* [1973, part 2] proposed an expression of  $k_1$  as a function of  $P_d$  and  $T$  :

$$k_1(P_d, T) \approx \chi \left( 1 + \beta \frac{P_d Z_{d0}}{T Z_d} \right) \frac{Z_{d0}}{Z_d} \quad (2.14)$$

where  $\chi = \frac{(n_0-1)T_0}{P_{d0}} \left( 1 - \frac{(n_0-1)}{6} \right)$  and  $\beta = \frac{(n_0-1)T_0}{6P_{d0}}$ , for temperature  $T_0$ , partial pressure of dry air  $P_{d0}$ , compressibility factor of dry air  $Z_{d0}$  and refractive index of dry air  $n_0$  given in standard conditions, and compressibility factor of dry air  $Z_d$  at  $P_d$  and  $T$  (see [*Owens*, 1967], [*Birch and Downs*, 1993]). The ratio  $\frac{Z_{d0}}{Z_d}$  can be approximated by unity considering perfect gas. For the refractive index of air  $n_0$ , the correction to the updated Edlén equation is used [*Edlén*, 1966 ; *Birch and Downs*, 1994] :

$$n_0 = 1 + (8342.54 + 2406147(130 - \sigma^2)^{-1} + 15998(38.9 - \sigma^2)^{-1})10^{-8} \quad (2.15)$$

where  $\sigma$  is wave number in  $\mu m^{-1}$ .  $\chi$  and  $\beta$  can be considered in a first good approximation like constant values. In fact, considering wavelengths of GPS (L-band), in this expression of the refractive index of air  $n_0$ , we have actualised the expression of  $k_1(P_d, T)$  derived by *Saastamoinen* [1973] to GPS frequencies. This value is constant, independent of the GPS signal frequency ( $L_1$ ,  $L_2$  or  $L_C$ ), but this value is also constant because the proportion of dry air in the atmosphere is quasi-constant. For a wavelength of  $0.574 \mu m$  [*Jordan et al.*, 1970], it gives the value of  $\chi = 0.788828$  K/Pa and  $\beta = 1.315 \times 10^{-7}$  K/Pa as suggested by *Saastamoinen* [1973].

We suggest  $\chi = 0.7754713$  K/Pa and  $\beta = 1.2925 \times 10^{-7}$  K/Pa considering the L-band (GPS frequency domain).



## Chapitre 3

# Le simulateur de délais obliques

### 3.1 Description du simulateur de délai oblique

Un simulateur de délais obliques a été développé dans Méso-NH (Figure 3.1). A partir des coordonnées des stations GPS (latitude, longitude et altitude) et des directions des tirs (angles d'azimut  $\alpha$  et angle d'élévation  $\epsilon$ ), il fournit une estimation du délai oblique total (STD). Pour qu'un tir soit considéré comme valide, il faut que l'altitude du rai lorsque celui sort du domaine du modèle soit supérieure à une hauteur  $h$ . Pour la zone d'étude méditerranéenne, nous avons considéré une hauteur  $h \simeq 9$  km, considérant que la contribution de la vapeur d'eau au STD est négligeable au-dessus de cette hauteur. De la même façon que pour les délais zénithaux, il est nécessaire d'ajouter une contribution externe au modèle à la valeur intégrée de STD calculée pour l'intérieur du modèle. Seule la contribution du délai hydrostatique oblique (SHD) est considérée significative dans la contribution externe à ajouter. Une formulation hydrostatique du délai extérieur au modèle est adoptée à partir de la pression au dernier pas d'intégration (au sommet du modèle ou aux frontières latérales du modèle) et de la fonction de projection ( $m_h$ ) de *Niell* [1996]. Le délai hydrostatique zénithal extérieur au modèle est ainsi projeté en multipliant par la fonction de projection  $m_h$  pour estimer la contribution externe correspondant à l'angle d'élévation du tir. En règle générale, les tirs calculés sont d'élévations supérieures à  $10^\circ$ . Dans la configuration du modèle Méso-NH utilisé ici, le rai sort au sommet du modèle si le site de tir est distant de plus 115 km du bord du modèle; s'il est distant de plus de 60 km du bord du modèle, le tir est valide car il a atteint une altitude supérieure à  $h$  en sortie de modèle.

Le tracé des rais peut être considéré en première approximation rectiligne. Pour des tirs d'élévation supérieure à  $10^\circ$ , cette approximation biaise de moins de 0.01 % l'estimation du délai oblique. Néanmoins, pour de futures études considérant des tirs de basses élévations, des tirs "courbes" ont aussi été implémentés dans le simulateur de délais obliques. La courbure des rais est modélisée par la formulation d'une élévation variable par segment d'intégration, selon *Saastamoinen* [1972] (Eq.(4.4), section III.4.1).

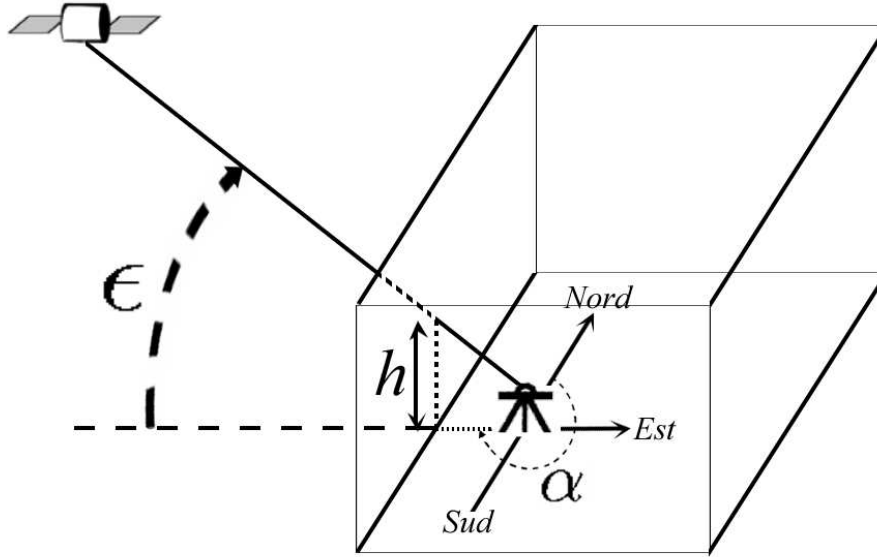


FIG. 3.1 – Simulation des STD dans le domaine fils de Mésos-NH. Tir dans une direction d’élévation  $\epsilon$  par rapport à l’horizon et d’angle  $\alpha$  par rapport à la direction du Nord. La hauteur minimale ( $h$ ) de la dernière altitude du calcul est un degré de liberté du calcul.

### 3.2 Distribution spatiale des satellites GPS

Le calcul des délais obliques, en direction des satellites visibles par une station, nécessite la connaissance de l’angle d’azimut  $\alpha$  et de l’angle d’élévation  $\epsilon$ . La répartition des satellites au sein de la constellation GPS sur six plans orbitaux permet à tout moment à tout endroit de la Terre de capter entre 4 et 11 satellites. L’ensemble des trajectoires visibles par une station GPS au sol peut être représenté par un graphique polaire, appelé “*sky plot*”. Les différents azimuts des satellites sont représentés le long du cercle et la distance au centre correspond à l’élévation du satellite par rapport à l’horizon. La figure 3.2 présente les trajectoires de l’ensemble des satellites visibles à la station de Château-Renard (CHRN) durant l’après-midi du 8 septembre 2002. 4 périodes de 2 heures sont tracées. Pour chacune de ces périodes, on note la bonne répartition azimutale de l’ensemble des satellites, malgré l’absence de satellites survolant le pôle Nord. Pour aller plus loin, la représentativité de la répartition des satellites pour un site donné peut être quantifiée par deux facteurs d’exposition  $\xi_{NS}$  et  $\xi_{EW}$ , définis par :

$$\xi_{NS} = 100. \left( \sum_{j=1}^{\beta} (\cos \epsilon_j) \right)^{-1} \sum_{i=1}^{\beta} \left( \cos \epsilon_i \cdot \left| \frac{\alpha_i - \pi}{\pi} \right| \right) \quad (3.1)$$

$$\xi_{EW} = 100. \left( \sum_{j=1}^{\beta} (\cos \epsilon_j) \right)^{-1} \sum_{i=1}^{\beta} \left( \cos \epsilon_i \cdot \left| 1 - \frac{\pi - |\alpha_i + \frac{\pi}{2}|}{\pi} \right| \right) \quad (3.2)$$

avec  $\beta$  le nombre de satellites visibles,  $(\alpha_j, \epsilon_j)$  les azimuts et élévations des tirs en direction de ces satellites. Ces facteurs sont exprimés en %. Une pondération fonction de l’élévation

est appliquée, donnant plus d'importance aux élévations les plus basses. Si  $\xi_{NS}$  et  $\xi_{EW}$  sont proches de 100 %, les satellites sont très majoritairement au Nord et à l'Est du site. Si  $\xi_{NS}$  et  $\xi_{EW}$  sont égaux à 50 %, ceci implique que les satellites ont une répartition spatiale parfaitement équilibrée au-dessus du site considéré.

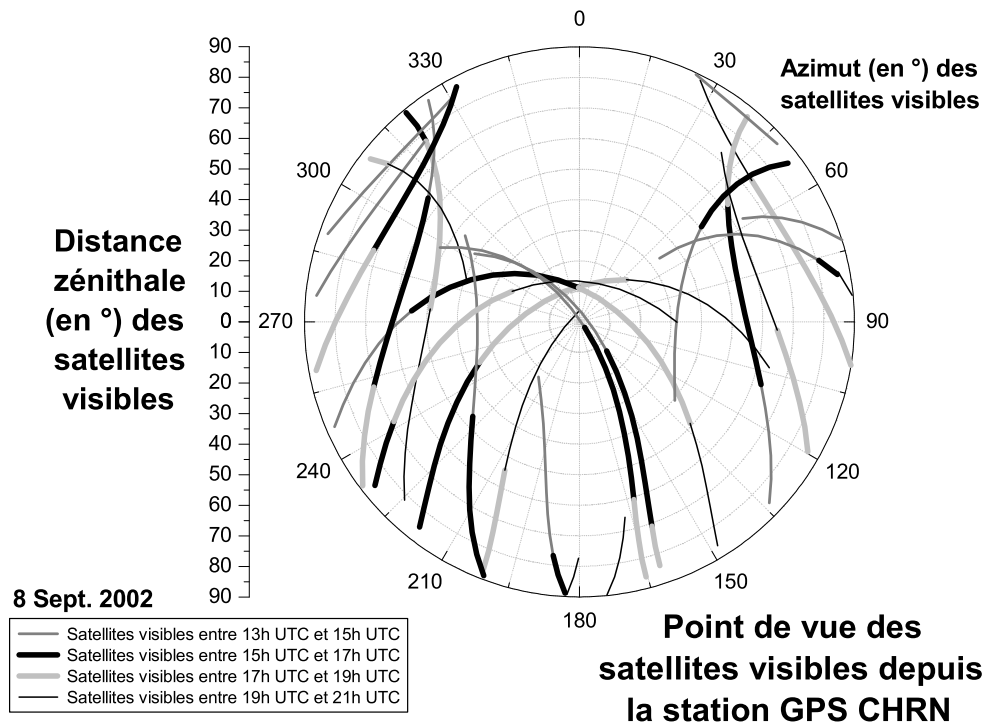


FIG. 3.2 – Répartition des trajectoires des satellites à la station de Château-Renard (CHRN de latitude Nord  $43.881^\circ$ , de longitude Est  $4.862^\circ$  et d'altitude  $103.031$  m).

En règle générale, à la répartition Est-Ouest correspond un facteur d'exposition proche de 50 % quel que soit l'angle limite en dessous duquel les satellites ne sont pas considérés (angle de *cutoff*  $\gamma$ ). La Figure 3.3 présente l'évolution temporelle des facteurs d'exposition pour les journées des 8 et 9 septembre 2002. Tableau 3.1 sont présentés les facteurs d'exposition moyen ( $\overline{\xi_{NS}}$  et  $\overline{\xi_{EW}}$ ) pour la station GPS CHRN lors des 8 et 9 septembre 2002. Les écarts types ( $\delta_{NS}$  et  $\delta_{EW}$ ) ainsi que les valeurs minimales et maximales du facteur d'exposition ( $\xi_{NS}^-$ ,  $\xi_{NS}^+$ ,  $\xi_{EW}^-$  et  $\xi_{EW}^+$ ) sont aussi listés. L'exposition moyenne Nord-Sud, un peu moins bonne que celle Est-Ouest, est proche de 48 % quel que soit le *cutoff*. L'explication vient du fait qu'aucun satellite ne survole le pôle Nord. Dans l'ensemble, l'écart type des facteurs d'exposition est environ de 5, excepté pour un *cutoff* de  $30^\circ$  où il vaut 10. Pour des *cutoff* inférieurs à  $30^\circ$ , la répartition spatiale des satellites est donc très satisfaisante.

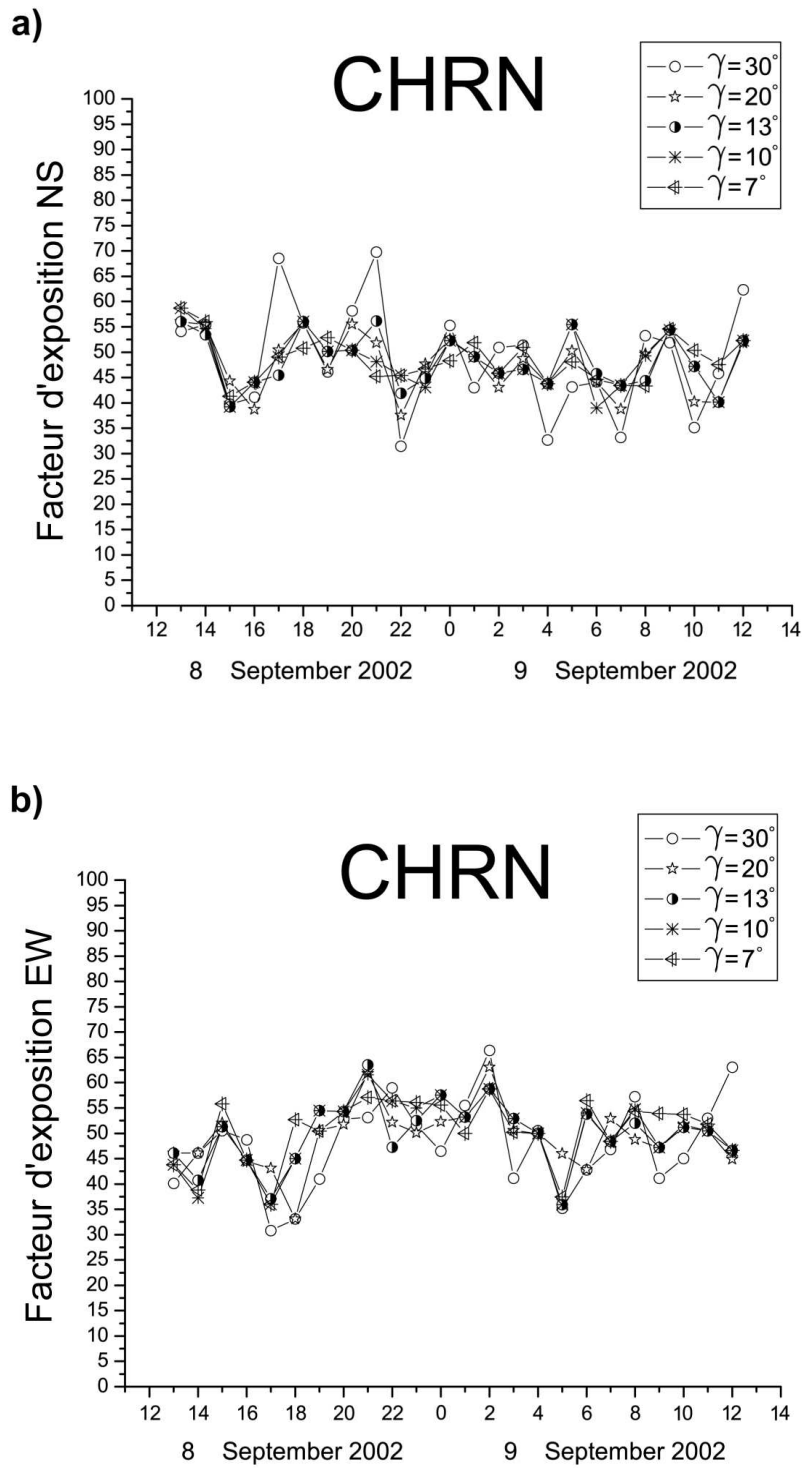


FIG. 3.3 – Séries temporelles des facteurs d'exposition a)  $\xi_{NS}$  et b)  $\xi_{EW}$  de la station CHRN les 8-9 septembre 2002 pour différents *cutoff*  $\gamma$ .

TAB. 3.1 – Répartition statistique des satellites selon l’angle de *cutoff*

Facteur d’exposition $\xi_{NS}$ and $\xi_{EW}$ à la station CHRN								
<i>cutoff</i> $\gamma$	$\overline{\xi_{NS}}$	$\delta_{\xi_{NS}}$	$\xi_{NS}^-$	$\xi_{NS}^+$	$\overline{\xi_{EW}}$	$\delta_{\xi_{EW}}$	$\xi_{EW}^-$	$\xi_{EW}^+$
2°	47.97	4.86	40.82	58.55	50.22	5.10	36.02	56.83
3°	47.82	4.55	40.82	57.07	50.02	5.25	36.02	56.83
4°	48.25	4.78	39.27	57.07	49.51	5.29	36.02	56.10
5°	48.41	4.88	40.61	61.49	50.15	5.81	36.02	59.76
6°	47.99	4.53	40.61	58.69	50.30	6.46	36.02	60.80
7°	48.56	4.44	41.29	58.69	50.55	6.39	36.02	58.74
8°	48.22	4.70	41.29	58.69	49.99	6.51	36.02	58.74
9°	48.07	4.54	40.18	58.69	50.20	6.98	36.02	61.60
10°	48.24	5.44	38.98	58.69	50.03	6.92	35.94	61.60
11°	48.52	5.11	39.20	58.69	50.02	6.91	35.94	61.60
12°	48.39	5.11	39.20	58.69	49.80	6.79	35.94	61.60
13°	48.29	5.28	39.20	56.15	49.79	6.42	35.94	63.55
14°	48.65	5.06	40.18	56.15	49.48	7.55	33.12	66.11
15°	48.29	5.21	37.53	56.15	49.76	7.42	33.12	66.11
17°	48.37	5.58	37.53	56.15	49.27	7.36	33.12	66.11
20°	47.76	5.95	37.53	56.03	49.38	6.04	33.12	63.11
25°	47.63	7.98	32.71	62.95	49.05	6.38	33.12	63.11
30°	48.64	10.53	31.44	69.79	47.97	8.99	30.77	66.41

### 3.3 Application du simulateur de délais obliques aux évènements de pluie intense

Le simulateur de délais obliques a été appliqué aux sorties des simulations des 8-9 septembre 2002 et du 3 décembre 2003. A titre d’illustration, Figures 3.4, 3.5 et 3.6 présentent les délais obliques pour la station GPS permanente de Château-Renard (CHRN) sur la meilleure simulation de l’épisode des 8-9 septembre 2002 (*i.e.* RAD12).

La Figure 3.4 propose une représentation à 360° des délais obliques à 15 UTC le 8 septembre 2002. Pour une élévation fixée (ici  $\epsilon = 10^\circ$ ), en utilisant un graphique polaire circulairement variable en fonction de l’azimut, dont la distance au centre quantifie les délais obliques, une variation spatiale de type “cône” peut être diagnostiquée. Les tirs, dans la simulation Mésos-NH RAD12, ont été calculés tous les 5° en azimut. Le délai total, ainsi que ses contributions hydrostatique, humide, et des hydrométéores sont présentés séparément. On note que la variabilité spatiale du STD est majoritairement contrôlée par le SWD. La composante hydrostatique est faiblement variable, bien que la situation soit extrême. La contribution des hydrométéores se montre très variable selon la direction azimutale, et apparaît clairement non négligeable lors d’un tel événement de pluies intenses.



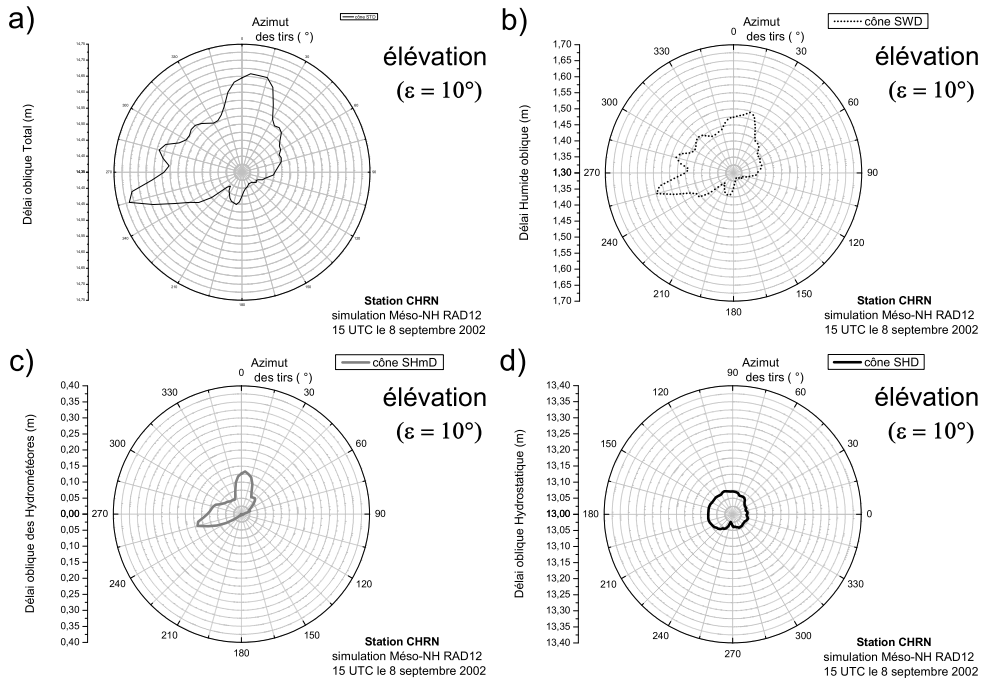


FIG. 3.4 – Cônes de délais obliques à la station de CHRN, le 8 septembre 2002 à 15 UTC. a) délai total (STD), b) délai humide (SWD), c) délai des hydrométéores (SHmD), d) délai hydrostatique (SHD).

La Figure 3.5 propose des cônes de délais pour différents *cutoff*. Afin de mettre sur un même graphique le délai total et ses différentes contributions, sont représentées ici les différences de délais par rapport à leurs valeurs minimales ( $STD_{\min}$ ,  $SWD_{\min}$ ,  $SHD_{\min}$  et  $SHmD_{\min}$ ) respectives sur chacun des cônes. La figure 3.7 présente des champs de rapport de mélange en vapeur d'eau simulés à différentes altitudes à la même échéance. Sur cette figure est également représentée la trace circulaire des rais pour les élévations considérées à la Figure 3.5. Pour le cône à  $45^\circ$ , les STD échantillonnent pratiquement verticalement la troposphère. Pour les cônes à  $10^\circ$  et  $25^\circ$ , l'impact des hydrométéores sur la variabilité spatiale des délais s'affiche. La répartition des SWD et SHmD est tout à fait cohérente avec la distribution spatiale de l'humidité et des hydrométéores associée au système convectif en moyenne troposphère, *i.e.* notamment avec de plus forts contenus en vapeur d'eau au nord-ouest de Château-Renard (Figure 3.7). Pour le cône à  $5^\circ$ , l'intégration se fait selon un cône de plus grande ouverture, avec un rayon qui fait par exemple 110 km à 10 km d'altitude (Figure 3.7). Les STD traduisent la variabilité spatiale de la vapeur d'eau rencontrée le long des rais, avec des délais plus importants au sud-ouest et au nord-est de la station de Château-Renard.

Pour l'ensemble des cônes, on note à nouveau que c'est la répartition spatiale du champ de vapeur d'eau et des hydrométéores autour de la station de Château-Renard qui contrôle la

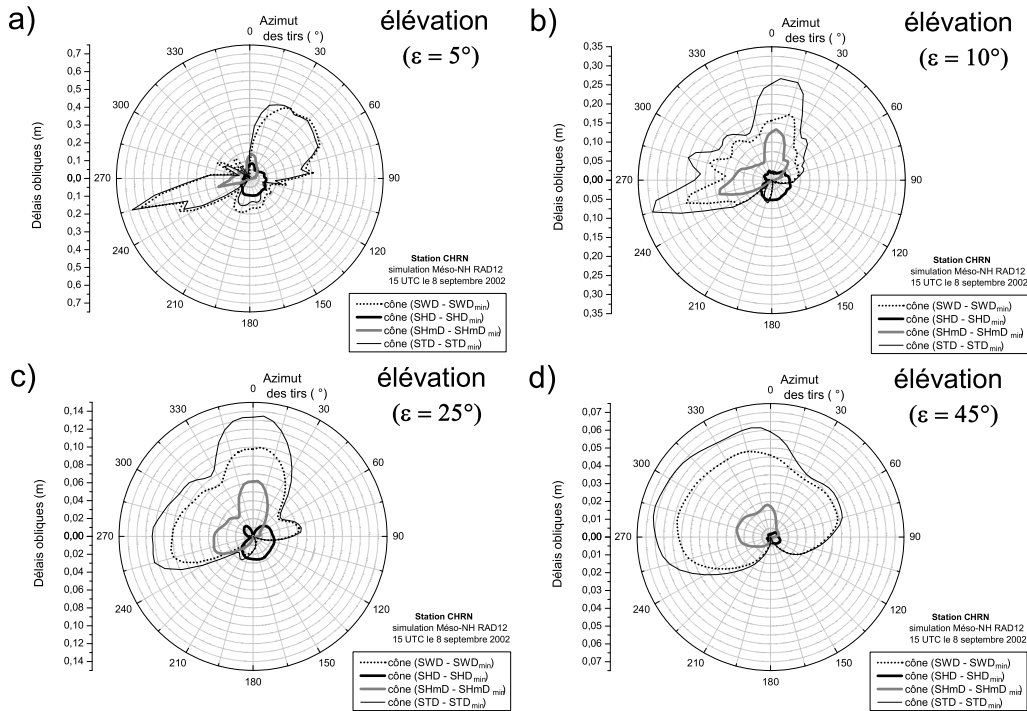


FIG. 3.5 – Cônes des différences de délais obliques par rapport à la valeur minimale (min) pour chaque calcul de cône à la station de CHRN, le 8 septembre 2002 à 15 UTC. Différentes élévations ( $\epsilon$ ) fixes sont présentées : a)  $\epsilon = 5^\circ$ , b)  $\epsilon = 10^\circ$ , c)  $\epsilon = 25^\circ$ , d)  $\epsilon = 45^\circ$ .

variabilité du délai oblique total, avec des contributions de la vapeur d'eau et des hydrométéores spatialement cohérentes comme nous venons de le voir.

Toujours en utilisant la représentation de la variabilité spatiale des délais obliques par des cônes de différences, la Figure 3.6 présente, pour  $10^\circ$  d'élévation, la succession de 12 graphiques polaires correspondant à 12 heures de simulation. Cette fois-ci, la valeur minimale considérée dans les 4 types de cônes de différences (délai total, contribution des hydrométéores, humide et hydrostatique) est la valeur minimale pour chacun des types sur les 12 heures de simulation. Chacun des graphiques polaires est donc comparable avec l'ensemble des graphiques de la figure. Cette présentation par une série temporelle de cônes permet un diagnostic pertinent de l'état de l'atmosphère à une distance relativement proche de CHRN (cône de rayon 55 km à 10 km d'altitude). En effet, la distribution spatiale à méso-échelle du contenu en vapeur d'eau montre clairement une évolution dans le temps. On retrouve notamment les phases de l'évènement telles qu'elles ont été identifiées par *Delrieu et al.* [2005]. Jusqu'à 21h UTC, le 8 septembre 2002 (Phase I de l'évènement), le système se trouve à proximité de Château-Renard et les délais obliques montrent clairement des plus forts contenus en vapeur d'eau et hydrométéores. Après 22h UTC, le début de la phase II est nettement caractérisé par une diminution de la vapeur d'eau aux alentours de Château-Renard, le système précipitant s'étant décalé vers les contreforts du Massif Central.

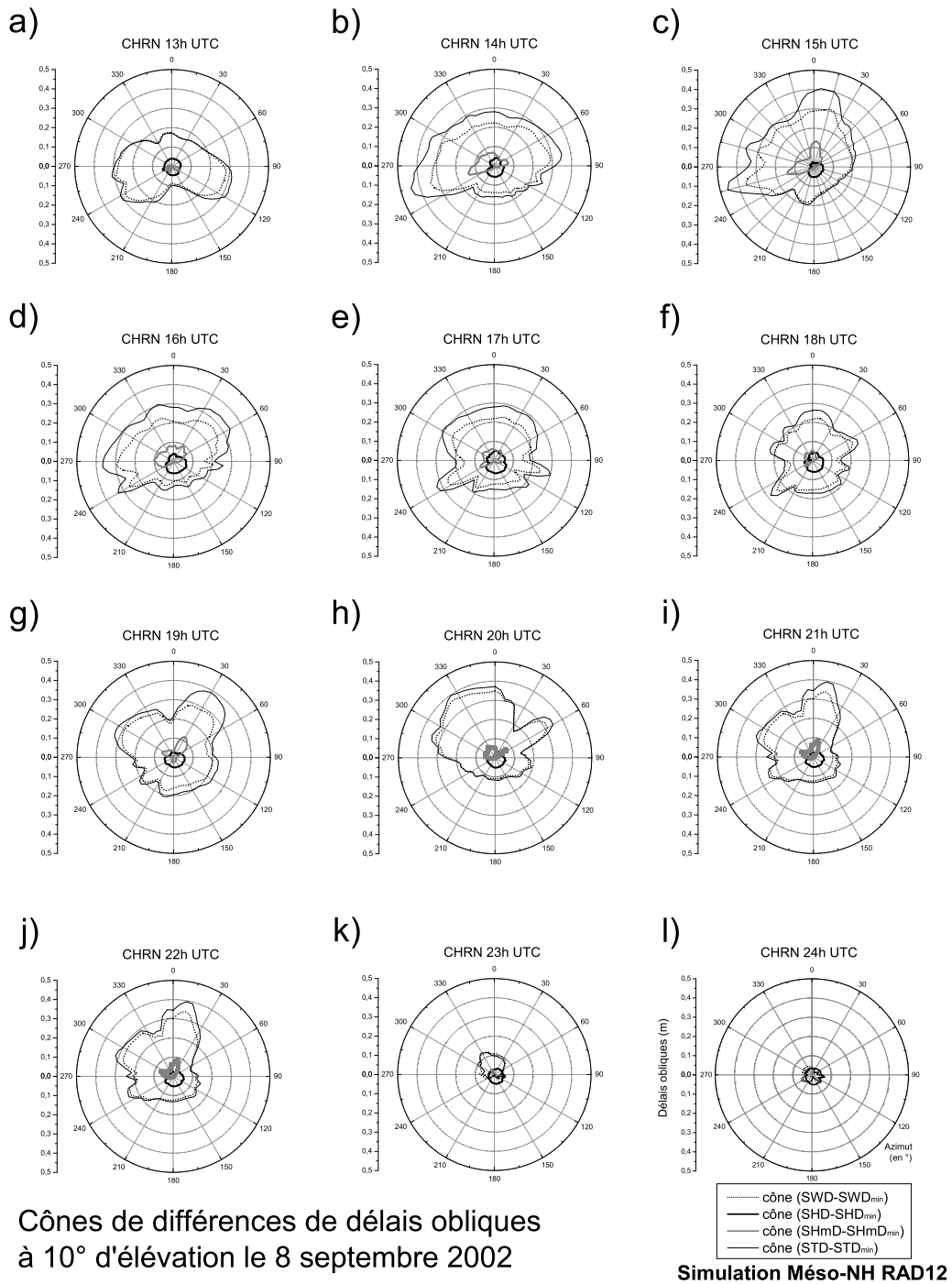


FIG. 3.6 – Série temporelle de cônes de différences de délais de 15h UTC à minuit le 8 septembre 2002 à la station CHRN.

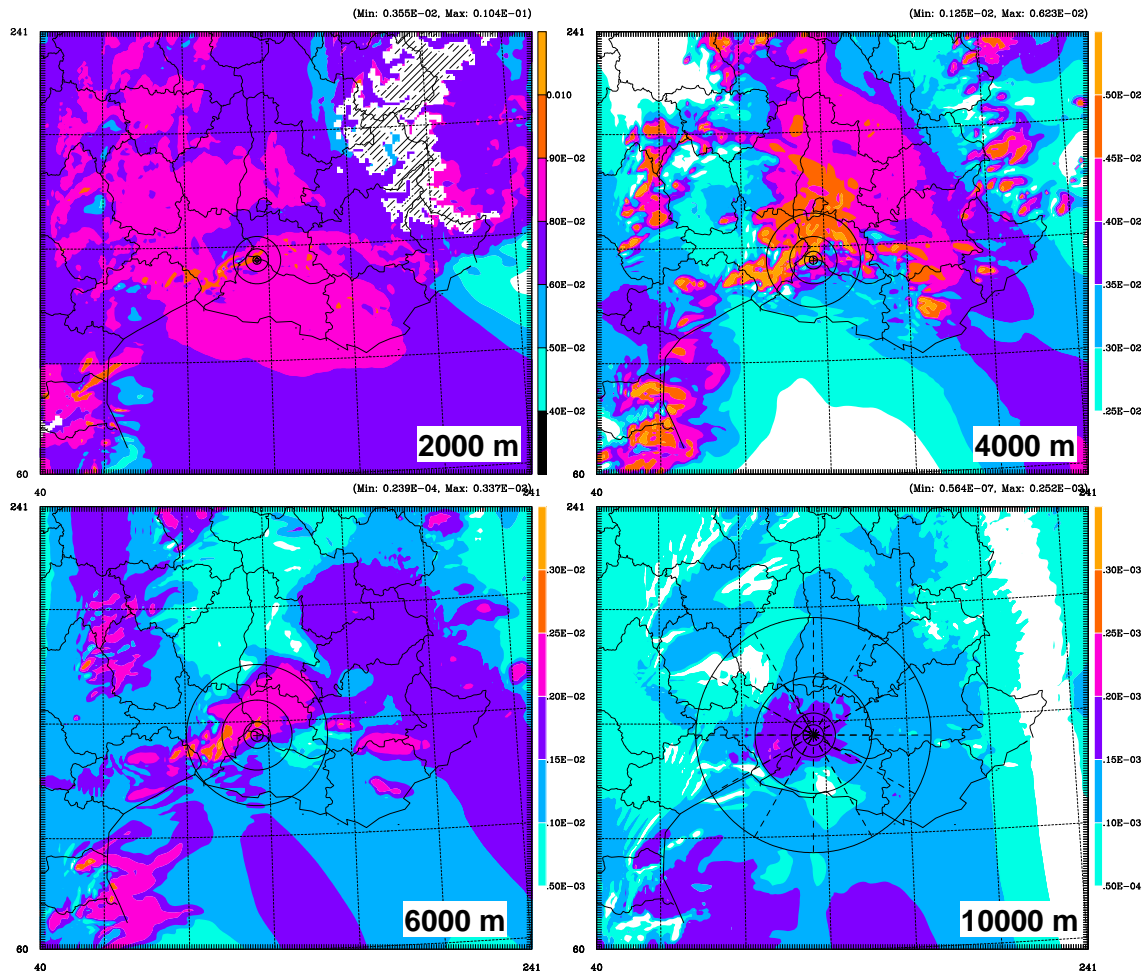


FIG. 3.7 – Rapport de mélange en vapeur d’eau (kg/kg) à différentes altitudes pour la simulation Meso-NH RAD12 à 15h UTC le 8 septembre 2002. Les cercles correspondent du plus extérieur au plus intérieur à l’intersection avec les plans des coupes horizontales des cônes à partir de la station de Château-Renard d’ouvertures respectives  $5^\circ$ ,  $10^\circ$ ,  $25^\circ$  et  $45^\circ$ .

Nous avons ensuite effectué une comparaison des délais obliques simulés aux “observations” GAMIT de délais obliques pour les deux événements de pluie intense étudiés. La simulation RAD12 des 8-9 septembre 2002 et la simulation ARP00 du 3 décembre 2003 ont été considérées. Les observations GPS GAMIT de STD sont reconstruits selon la méthode présentée section I.1.4. Les tableaux 3.2 et 3.3 présentent la comparaison statistique des estimations de délais. Le biais moyen ( $\Delta^{10^\circ}$ ) et l’écart type ( $\delta^{10^\circ}$ ), exprimé en mètres, sont présentés. Il s’agit d’une estimation statistique de l’écart entre les observations et les simulations de délais. Afin de donner un écart cohérent entre les différentes lignes de vue (pour chacun des satellites) comparées, les délais ont été projetés à  $10^\circ$  d’élévation. D’autre part les biais moyen relatif ( $\Delta$ ) et l’écart type associé ( $\delta$ ) pour les différents STD des satellites étudiés sont présentés (exprimés en %). Le nombre  $n$  de satellites visibles, correspondant donc au nombre de délais observés considérés pour les statistiques, est aussi indiqué dans les tableaux 3.2 et 3.3.

TAB. 3.2 – Comparaison des STD observés et simulés par l’expérience RAD12 pour l’événement des 8-9 septembre 2002.

cutoff $\gamma^{10^\circ}$	Station CHRN					14 stations				
	$\Delta^{10^\circ}$ (m)	$\delta$ (m)	$\Delta$ (%)	$\delta$ (%)	$n$	$\Delta^{10^\circ}$ (m)	$\delta^{10^\circ}$ (m)	$\Delta$ (%)	$\delta$ (%)	$n$
10°	0.039	0.137	0.27	0.95	181	-0.083	0.163	-0.66	1.24	2564
13°	0.025	0.120	0.17	0.83	172	-0.094	0.147	-0.75	1.14	2389
20°	-0.010	0.084	-0.07	0.59	144	-0.112	0.133	-0.88	1.04	2026
30°	-0.009	0.086	-0.07	0.60	110	-0.125	0.128	-0.98	1.00	1549

TAB. 3.3 – Comparaison des STD observés et simulés par l’expérience ARP00 pour le 3 décembre 2003.

cutoff $\gamma$	Station AIMO					18 stations				
	$\Delta^{10^\circ}$ (m)	$\delta^{10^\circ}$ (m)	$\Delta$ (%)	$\delta$ (%)	$n$	$\Delta^{10^\circ}$ (m)	$\delta^{10^\circ}$ (m)	$\Delta$ (%)	$\delta$ (%)	$n$
7°	0.095	0.237	0.66	1.65	180	0.049	0.219	0.33	1.56	3256
10°	0.175	0.014	0.35	1.24	164	0.022	0.175	0.15	1.27	2966
13°	0.017	0.139	0.12	0.99	148	-0.012	0.134	-0.10	0.98	2665
20°	-0.017	0.101	-0.12	0.73	126	-0.039	0.104	-0.30	0.77	2298
30°	-0.020	0.095	-0.15	0.69	103	-0.040	0.096	-0.31	0.71	1824

Avec un biais relatif inférieur à 1 % pour un écart type environ de 1.1 %, les STD simulés par RAD12 montrent un bon accord avec les observations pour l’événement du Gard de septembre 2002. Les STD simulés par ARP00 et les observations GPS de STD pour le 3 décembre 2003 montrent une correspondance encore plus satisfaisante (biais relatif inférieur à 0.4 % pour un écart environ de 1 %). Pour la quasi-totalité des stations étudiées, le choix d’un angle de *cutoff* ( $\gamma \geq 10^\circ$ ) n’a pas d’influence sur les résultats statistiques. En revanche, les observations correspondent un peu moins bien aux simulations pour les tirs de basses élévations (mise en évidence pour  $\gamma \leq 10^\circ$ ). La comparaison de STD pour les stations situées au coeur des événements, proches des systèmes convectifs (CHRN pour 2002 et AIMO pour 2003) est très satisfaisante.

### 3.4 Limite de validité de la fonction de *Niell* lors d’un événement météorologique extrême

La disponibilité d’un calcul de STD dans Méso-NH nous a également permis d’examiner la limite de validité de la fonction de projection de *Niell* utilisée dans les traitements GPS (voire l’annexe B pour la définition des fonctions de projection) dans un cas extrême comme celui des inondations des 8-9 septembre 2002. L’ensemble des simulations de délais obliques  $\text{STD}(\alpha_j, \epsilon_j)$  en direction des  $j$  satellites visibles à la station CHRN a été projeté selon 21 élévations  $\xi \in [5^\circ, 6^\circ, 7^\circ, 8^\circ, 9^\circ, 10^\circ, 11^\circ, 12^\circ, 15^\circ, 20^\circ, 22^\circ, 25^\circ, 30^\circ, 40^\circ, 50^\circ, 60^\circ, 70^\circ, 75^\circ, 80^\circ, 82^\circ, 85^\circ]$ , pour toute la durée de la simulation (une estimation par heure). Lors de ces projections les directions azimutales  $\alpha_j$  des satellites ont été conservées. Parallèlement, pour ces mêmes directions azimutales et cet éventail d’élévation  $\xi$ , des simulations de délais obliques  $\text{STD}(\alpha_j, \xi)$  ont été calculées.

Le tableau 3.4 présente les résultats du test de validité de la fonction de projection ( $m_h$ ) de *Niell* [1996] pour le site CHRN pour la simulation RAD12 des inondations du Gard de

TAB. 3.4 – Statistique des écarts relatifs (%) de  $\widetilde{\text{STD}}_\xi$  (STD simulés en direction des satellites, puis projetés selon  $\xi$ ) avec les STD simulés.

élévation $\xi$	$\Delta\widetilde{\text{STD}}_\xi^{\gamma=10^\circ}$ (%)	$\Delta\widetilde{\text{STD}}_\xi^{\gamma=13^\circ}$ (%)	$\Delta\widetilde{\text{STD}}_\xi^{\gamma=20^\circ}$ (%)	$\Delta\widetilde{\text{STD}}_\xi^{\gamma=30^\circ}$ (%)
5°	4.82	4.93	5.17	5.16
6°	3.25	3.34	3.59	3.59
7°	2.29	2.35	2.58	2.58
8°	1.68	1.72	1.90	1.90
9°	1.30	1.32	1.43	1.43
10°	1.06	1.06	1.11	1.12
11°	0.84	0.81	0.75	0.77
12°	0.76	0.70	0.57	0.59
15°	0.76	0.69	0.54	0.56
20°	0.78	0.70	0.53	0.56
22°	0.80	0.72	0.53	0.56
25°	0.82	0.73	0.53	0.54
30°	0.83	0.74	0.53	0.53
40°	0.84	0.74	0.51	0.51
50°	0.82	0.72	0.49	0.49
60°	0.80	0.69	0.46	0.46
70°	0.83	0.73	0.52	0.50
75°	0.78	0.67	0.45	0.44
80°	0.80	0.69	0.48	0.47
82°	0.78	0.67	0.45	0.44
85°	0.81	0.71	0.50	0.50

septembre 2002. L'écart statistique moyen relatif ( $\Delta\widetilde{\text{STD}}_\xi^\gamma$ ) considère la différence moyenne entre les  $\widetilde{\text{STD}}_\xi(\alpha_j, \epsilon_j)$  (projection à une élévation  $\xi$  d'un délai simulé en direction d'un satellite visible  $j$  d'élévation  $\epsilon_j$  et d'azimut  $\alpha_j$ , au site CHRN) avec le délai simulé  $\text{STD}(\alpha_j, \xi)$ .

$$\widetilde{\text{STD}}_\xi(\alpha_j, \epsilon_j) = \text{STD}(\alpha_j, \epsilon_j) \frac{m_h(\xi)}{m_h(\epsilon_j)} \quad (3.3)$$

Cette évaluation est réalisée pour l'ensemble de satellites visibles à chacune des heures de la simulation. Selon l'angle de *cutoff*  $\gamma \in [10^\circ, 13^\circ, 20^\circ, 30^\circ]$ , le nombre  $k$  de satellites visibles varie entre 10 et 3 satellites.

Au regard de ces résultats statistiques, nous pouvons conclure que le fait de limiter l'élévation des tirs en direction des satellites avec un angle de *cutoff*  $\gamma$  n'apporte pas d'amélioration significative pour la projection des délais (0.2 % d'amélioration pour les projections à  $\xi \geq 12^\circ$  pour un *cutoff*  $\gamma \geq 20^\circ$ ). Les projections pour les basses élévations ( $\xi \leq 10^\circ$ ) sont légèrement moins satisfaisantes de 0.2 % pour  $\gamma \geq 20^\circ$ .

Quel que soit l'angle de *cutoff*  $\gamma \geq 10^\circ$ , une très bonne restitution des délais obliques est obtenue (inférieure à 1 % d'erreur relative pour un écart type de 0.6 %) pour des délais d'élévations supérieures à  $10^\circ$ . Il fallait s'attendre à ce que le domaine de validité de la fonction de *Niell* ne soit pas celui annoncé ( $3^\circ$ ), mais ce constat d'une validité de la fonction de projection pour des élévations supérieures à  $10^\circ$  pour un tel événement extrême est très satisfaisant d'autant plus que la distinction entre les délais des hydrométéores, humides et hydrostatiques n'a pas été faite (simple utilisation de  $m_h$ ).



## Chapitre 4

# Une nouvelle approche pour la simulation des gradients et des délais zénithaux

Peu d'études ont cherché à calculer des gradients GPS à partir des données des modèles atmosphériques. On peut citer par exemple les travaux de *Walpersdorf et al.* [2001] qui appliquent la méthode d'évaluation proposée par *Chen et Herring* [1997]. Cette méthode propose d'estimer les gradients à partir de 96 tirs répartis uniformément dans l'espace selon 12 azimuts et 8 élévations. Elle est donc indépendante de la position des satellites. Nous proposons ici une approche plus proche des observations GPS, en considérant les délais obliques calculés en direction des satellites visibles par les récepteurs GPS au moment de l'observation et en utilisant les mêmes fonctions de projection que celles utilisées dans le traitement GPS [*Niell*, 1996 ; *Chen et Herring*, 1997]. Les deux méthodes ont été implémentées dans les post-traitements de Mésos-NH et comparées entre-elles ainsi qu'aux observations de gradients pour les situations des inondations de septembre 2002 et de décembre 2003. Le projet d'article présenté ci-après décrit les résultats de cette étude. Dans le même esprit, une approche plus proche de l'observation GPS est aussi testée pour la simulation des délais zénithaux. Les délais zénithaux sont reconstitués à partir des délais obliques calculés dans le modèle pour cette nouvelle approche.

Cette étude montre que la nouvelle stratégie d'estimation des ZTD obtient des biais moyens avec les observations GPS de moins de 1 cm (avec un écart type de 2 cm) quel que soit l'angle limite inférieure de considération des satellites (angle de *cutoff*) adopté. La nouvelle stratégie d'estimation des gradients présente des biais moyens de moins de 1 cm pour les deux composantes (écart type Est-Ouest de 3 cm et celui Nord-Sud de 4 cm) pour des angles de *cutoff* compris entre 13° et 20°. Les différences simulations/observations sont par ailleurs améliorées avec la nouvelle stratégie respectivement de 25 % pour le ZTD quel que soit l'angle de *cutoff* considéré, et de 25 % pour les gradients pour un angle de *cutoff* de 20°. La contribution des hydrométéores est du même ordre de grandeur pour les deux modes de calcul du ZTD. Si cette contribution est intégrée dans le calcul de délais, elle améliore de 5 % les simulations classiques et de 50 % à 10 % la nouvelle méthode de calcul pour des *cutoff* compris entre 10° et 20°. Une légère amélioration des gradients est aussi constatée lorsque la contribution des hydrométéores est ajoutée aux délais obliques.





## 4.1 GPS tropospheric parameter residuals reduced by realistic simulations in a high resolution atmospheric model

Hugues Brenot<sup>1,2</sup>, Andrea Walpersdorf<sup>1</sup> Véronique Ducrocq<sup>2</sup>, and Cédric Champollion<sup>3</sup>

<sup>1</sup>LGIT, CNRS, Université Joseph Fourier, 38041 Grenoble, France

<sup>2</sup> CNRM-GAME/GMME/MICADO, Météo-France, 31057 Toulouse, France

<sup>3</sup> LDL, CNRS, Université de Montpellier II, 34095 Montpellier, France

### Abstract

We present use a new, more realistic way to simulate GPS tropospheric Zenith Total Delay (ZTD) and horizontal gradients within a high resolution non hydrostatic atmospheric model (Meso-NH, 2.4 km horizontal grid size). Ray tracing in the lines of sight to the GPS satellites is compared with classical simulation techniques using vertical integration for ZTD simulations, and ray tracing with a regularly distributed set of 96 rays for gradient determinations. Both simulation techniques are applied to two high-resolution Meso-NH simulations (the 8-9<sup>th</sup> September 2002 flash-flood event in the Gard and the 3<sup>rd</sup> December 2003 storm in the Gulf of Lion, both in south-eastern France). In such events, GPS gradients of delays caused by the spatial variability of water vapor can reach more than 15 cm. The comparison to GPS measurements shows a bias less than 1 cm and standard deviation (std) less than 2 cm for ZTD evaluation, and biases less than 1 cm on NS and EW gradients (for an optimal cutoff between 13° and 20°), with a std of less than 4 cm and 3 cm, respectively. The residual differences between observations and simulations have been decreased by 25 % for the ZTD estimates for any cutoff angle (mean improvement of the two studied events) and by 25 % for gradient estimates with a cutoff angle of 20°, when using the more realistic line-of-sight ray tracing technique. When considering hydrometeor contributions, residuals of ZTD between observations and simulations are even decreased by 50 % to 10 % for cutoff angles from 10° to 20° with our new method, while the classical method is improved by 5 %. Gradient simulations are also affected by hydrometeors. This study indicates that part of the persistent dispersion which is generally observed between GPS tropospheric parameter evaluations and atmospheric model simulations is due to their different views of the atmospheric state.

Corresponding author : *Hugues Brenot* (E-Mail : hugues.brenot@obs.ujf-grenoble.fr)

Keywords : *GPS Meteorology, Zenith Total Delays, Horizontal tropospheric gradients, High resolution atmospheric modelling.*

### 4.1.1 Introduction

Since several years, tropospheric water vapor variations have shown to be the major error source in precise GPS positioning. Atmospheric parameters had been included in the inversion of GPS measurements to obtain a millimetre positioning [Niell, 1996; Chen and Herring, 1997; Duan et al, 1996; Tregoning et al, 1998]. The comparison with independent meteorological observations helped to improve the quality of tropospheric modelling in the GPS analysis (introduction of choke-ring antennae, improvement of mapping functions).

In turn, the association of GPS ZTD measurements with ground pressure and temperature observations enables us now to infer a value of the Integrated Water vapor (IWV, equivalent to Precipitable Water (PW)) over GPS sites [Bevis *et al.*, 1992] with an uncertainty of 5%, corresponding to a bias of about 1-2 kg/m<sup>2</sup>, which is comparable to standard meteorological measurements. GPS meteorology can contribute to the meteorological observation networks, offering a high temporal resolution, an increasing number of stations, an all weather capability and intrinsic stability, and a sensitivity to small scale variations [Champollion *et al.*, 2004]. GPS observations start to be used in Numerical Weather Prediction (NWP), through GPS data assimilation. ZTD data assimilation can have a positive impact on mesoscale weather forecasts, particularly on the specific humidity field [Kuo *et al.*, 1996; Cucurull *et al.*, 2004]. The present day limits of GPS meteorology are shown for example in Brenot *et al.* [2006] indicating that the GPS accuracy can decrease from 5 % to more than 10% in the specific case of an extreme event, due to the use of approximated ZHD estimations from ground pressure with the hydrostatic formulation. This lower accuracy occurs inside strong convective cells. Moreover, although satisfactory coherence between GPS observations and atmospheric models is obtained on average over long time spans, the GPS measurements still present deviations of persistently high values due to short term variations. The dual interest of meteorologists and geophysicists for the GPS tropospheric parameters requires to further improve the understanding of these parameters and, in particular, how to assess them from NWP models. The availability of realistic high-resolution atmospheric simulations is an opportunity to closely model the GPS parameters and to try to improve their assessments both in the GPS analysis and in the meteorological modelling. The aim of the study is to examine whether some of the persistent differences between GPS observations and model simulations are due to the description of GPS parameters in the Méso-NH model, which are different from the way a GPS station experiences the atmosphere. In particular, we will try to decrease the persistent short term differences between GPS observations and simulations by a more realistic modelling approach.

In this study, a high-resolution non-hydrostatic limited area atmospheric model is used for simulations of two flash-flood events. This model, using a 2.4 km resolution, produces realistic simulations of these two events from which are computed GPS tropospheric parameters. One aim of this study is to compare the classical simulation of ZTD by a single vertical integration throughout the troposphere and the lower part of the stratosphere with a simulation evaluating the tropospheric delays on the lines of sight of available GPS satellites, and then use the same mapping function as the GPS software to transform these Slant Total Delays (STDs) into one ZTD value. Then, we propose to use the same STD observations to (typically 8-10) available satellites to evaluate the tropospheric gradients with the corresponding mapping functions, instead of scanning the hemisphere by a complete set of rays, for example to 8 azimuths and 12 elevations, as proposed by Chen and Herring [1997], and applied for example in Walpersdorf *et al.* [2001]. In this paper, we present the GPS data used in our study and the GPS analysis strategy, followed by the description of the numerical simulations of the two flood events. Then we introduce our new methodology to simulate the GPS tropospheric parameters ZTD and gradients in atmospheric models. These new simulations will be compared with parameters obtained by the "classical" simulation strategy and with measurements of ZTD and gradients during the two torrential rainfall events which have affected the south-eastern France in September 2002 and December 2003.

### 4.1.2 GPS data and tropospheric parameter evaluation during the two flood events

Figure 4.1 presents the locations of GPS stations which have recorded during the flash-flood events, superimposed on the model topography used in Meso-NH. Some of the GPS stations are permanent sites of the French RENAG (<http://renag.unice.fr>) and RGP (<http://rgp.ign.fr>) networks, while others are temporary sites set up in the framework of the Mediterranean Hydrometeorological Observatory of Cévennes-Vivarais (OHMCV, *Delrieu et al.*, [2005]).

Relief and GPS Stations Locations

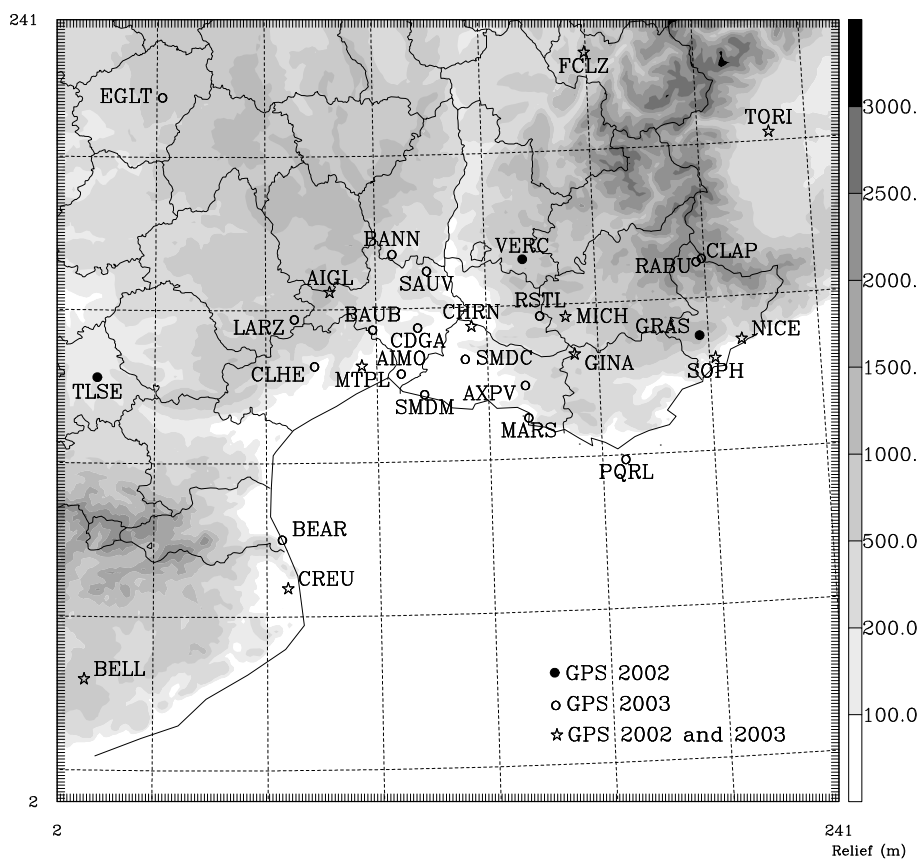


FIG. 4.1 – Meso-NH topography (scale to the right) and GPS station locations. Black circles refer to GPS sites which have only recorded during the 8-9<sup>th</sup> September 2002 flash-flood event. White circles represent GPS sites which have only recorded during the 3<sup>rd</sup> December 2003 flash-flood event. White stars indicate GPS stations which have recorded during both events.

The GPS data available in south-eastern France during the September 2002 event (marked in Figure 4.1 by stars and black dots) are those of the permanent GPS networks RENAG and RGP, and one temporary site from LDL Montpellier. The 22 regional stations have been completed by 13 sites from the EUREF network (<http://euref.be>) at distances of up

to 2000 km to a total of 35 sites.

The second event in December 2003 took place during a campaign of tropospheric water vapor monitoring by GPS, run by LGIT Grenoble and LDL Montpellier, as part of the OHMCV. Therefore, in addition to the permanent network (which increased since 2002), 7 temporary stations were available (CLHE, LARZ, BAUB, AIMO, CDGA, SMDM, SMDC in Figure 4.1) in a network of 31 sites in total.

The tropospheric parameters evaluated in our GPS data analysis are the Zenith Total Delay (ZTD), and the horizontal tropospheric gradients  $G_{NS}$  and  $G_{EW}$  (their North-South and East-West components) over each GPS site. These parameters are inferred by a two step analysis. In a first analysis of the 35 and 31 stations networks (in 2002 and 2003 respectively), a precise positioning solution is obtained with the GAMIT software [King, 2000] calculating 24 hours sessions over a 6 days interval. In this solution, we estimate one ZTD every 2 hours and one pair of gradients every 24 hours. The precise coordinates of every station are obtained in a global unconstrained solution over the 6 days by a Kalman filter (GLOBK, Herring *et al.*, 1990). Taking this positioning solution as loosely constrained initial conditions for each GPS site, the second inversion estimates one ZTD every 15 min and one pair of gradients every 30 min. The constraints on the tropospheric parameters are held loose with 0.5 m (maximum adjustment between initial value and first evaluation) and  $0.02 \text{ m}/\sqrt{h}$  variation (maximum adjustment between two  $\sqrt{h}$ -consequent measurements) for the ZTDs, and 0.03 m and  $0.02 \text{ m}/\sqrt{h}$  for the gradients. This second analysis step is performed with a sliding window strategy to avoid badly constrained tropospheric parameters at the beginning and at the end of each session. We analyse six 12 hours sessions shifted by 4 hours per day, keeping in the final parameter solution only the central 4 hours of each session. All solutions are calculated with an elevation cut off angle of  $10^\circ$ . The resulting time series of ZTD and gradients are shown later in the comparison with the atmospheric model evaluations.

### 4.1.3 Flood events and numerical model

The numerical simulations have been performed with the non-hydrostatic Més0-NH model [Lafore *et al.*, 1998]. The resolution of the inner Més0-NH domain is 2.4 kilometres. Two cases of flood events occurring in the south-eastern France (close to the Mediterranean coast) have been simulated. First, we have considered the 8-9<sup>th</sup> September 2002 flash flood event [Delrieu *et al.*, 2005; Ducrocq *et al.*, 2004]. The GPS parameter simulations were obtained from the Més0-NH numerical experiment with initial conditions obtained from a mesoscale data analysis [Ducrocq *et al.*, 2000] starting at noon the 8<sup>th</sup> September 2002 and finishing 18 hours later. The nearly-stationary Mesoscale Convective System (MCS) which occurred during the 8-9<sup>th</sup> September 2002 was situated close to the Château-Renard (CHRN) GPS station during the first phase of the event (*i.e.* up to 21h UTC, 8 September 2002). Second, the 3<sup>rd</sup> December 2003 flood event has been simulated with the MESO-NH model starting at 00h UTC and finishing 24 hours later. This case was characterised by a slow moving frontal system with embedded convection. The Gard and Herault regions (*i.e.* regions of AIMO, MTPL, CLHE, CDGA) experienced the largest accumulated surface rainfall on the 3<sup>rd</sup> December 2003. Figure 4.2 presents the observed and simulated accumulated surface rainfall for both events. For the two events, the model is able to capture the precipitation event. The simulation of the 3<sup>rd</sup> December 2003 fits remarkably well with the observations, both in intensity and location of the highest precipitation. For the 8-9

September event, although the precipitation area associated with the MCS is globally well delineated, there are more mismatches inside the precipitation area, with underestimation of the precipitation on the southern flank of the precipitation area and overestimation on its northwestern flank.

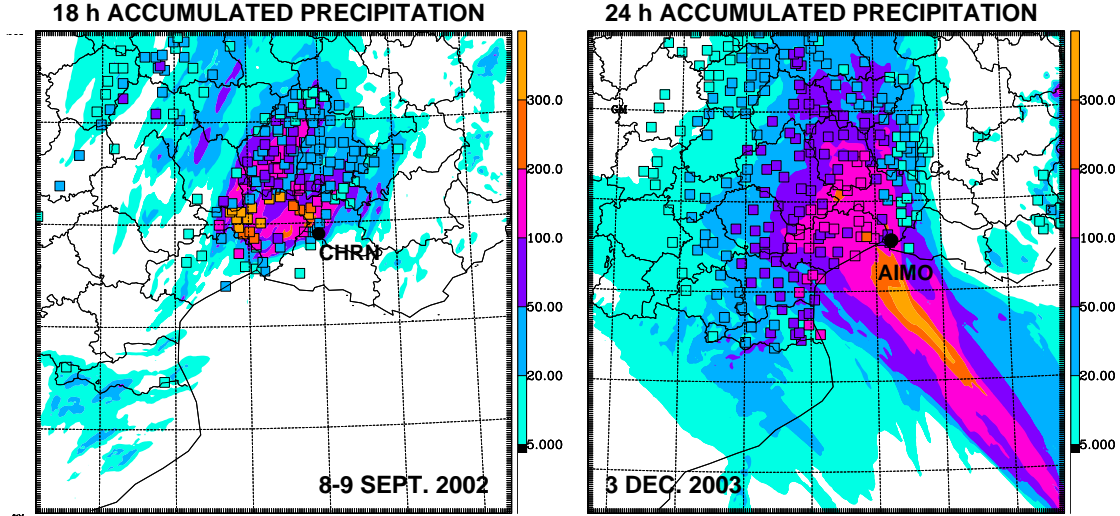


FIG. 4.2 – Accumulated surface rainfall from MESO-NH and observations (gray scale boxes) : from 12h UTC, 8 Sept. 2002 to 06h UTC, 9 Sept. 2002 (left) and from 00h UTC, 3 Dec. 2003 to 00h UTC, 4 Dec. 2003 (right).

#### 4.1.4 A new methodology to simulate GPS tropospheric parameters in atmospheric models

##### Estimation of Slant Total Delays (STD)

A value of STD can be estimated by an atmospheric model at a GPS site location considering a satellite at the elevation  $\epsilon_0$  and the azimuth  $\alpha_0$ . The Slant Total Delay is the sum of two components, a model-internal assessment ( $STD_m$ ) from integration through the model grid space, and a model-external estimation ( $STD_x$ ), result of a delay approximation from the model boundaries to the level of hypothetical null pressure :

$$STD(\alpha_0, \epsilon_0) = STD_m(\alpha, \epsilon) + STD_x(\alpha_x, \epsilon_x) \quad (4.1)$$

Straight line propagation is assumed. This assumption induces constant elevation and azimuth ( $\epsilon = \epsilon_0 = \epsilon_x$  and  $\alpha = \alpha_0 = \alpha_x$ ).

The ray is divided into  $l$  segments for the model-internal contribution  $STD_m$  :

$$STD_m(\alpha, \epsilon) = 10^{-6} \sum_{i=1}^l \left( k_1 \frac{P_i}{T_{vi}} + k_2 \frac{e_i}{T_i} + k_3 \frac{e_i}{T_i^2} + N_{lw} + N_{ice} \right) \Delta_i s \quad (4.2)$$

where  $P_i$ ,  $e_i$ ,  $T_i$  and  $T_{vi}$  are the interpolated values of the model pressure, partial pressure of water vapor, temperature and virtual temperature in the middle of the  $i^{th}$  segment. An ex-

pression of coefficient  $\left(k_1 = \chi + \beta \frac{P_i}{T_i}\right)$  which depends on partial pressure of dry air  $P_{di}$  and on temperature has been used referring to an expression of *Saastamoinen* [1973] updated to GPS signal frequencies with  $\chi = 0.7755 \pm 0.0001$  K/Pa and  $\beta = 1.3 \pm 0.1 \times 10^{-7}$  K/Pa [*Brenot et al.*, 2006]. Coefficient  $k'_2$  is constituted as  $\left(k'_2 = k_2 - k_1 \frac{R_d}{R_w}\right)$  with gaz constant  $R_w = 461.525 \pm 0.013$  J/(kmol · K). Coefficients  $k_2$  and  $k_3$  can be approximated by constant values given by *Bevis et al.* [1994] ( $k_2 = 0.704 \pm 0.022$  K/Pa and  $k_3 = 373900 \pm 1200$  K<sup>2</sup>/Pa). Referring to *Liebe et al.* [1991] and *Hufford* [1991], the contribution of liquid water and ice to STD can be approximated ( $N_{lw} \approx 1.65 \times 10^6$  M<sub>lw</sub> and  $N_{ice} \approx 0.7 \times 10^6$  M<sub>ice</sub>) as function of the hydrometeors' mass contents M<sub>lw</sub> and M<sub>ice</sub>. For the Méso-NH model, cloud and rain water account for the mass content of liquid water M<sub>lw</sub>. Pristine ice, snow and graupel account for the mass content of ice M<sub>ice</sub>. Slant Hydrometeor Delay (SHmD) related to  $N_{lw}$  and  $N_{ice}$  can reach several centimetres in the direction of a satellite [see *Brenot et al.*, 2006, for more details about the Zenith Hydrometeor Delay contribution (ZHmD) to ZTD].

We consider, in the case of the Mediterranean area, that above an altitude of 9 km the contribution of water vapor to STD can be neglected. Moreover, STD is not computed if the ray leaves the model space at a height below 9 km. Therefore, the formulation of the model-external contribution can be approximated by the following function of the height H at which the ray crosses the model boundary or the top of the model :

$$\text{STD}_x(\alpha_x, \epsilon_x) = 10^{-6} \frac{k_1 R_d P_{top}}{g_{top}} \times m_h(\epsilon_x) \quad (4.3)$$

where  $P_{top}$  is the pressure at  $H$ ,  $R_d = (287.0586 \pm 0.0055)$  J/(kmolK) is the specific molar gas constant for dry air,  $m_h(\epsilon_x)$  is the *Niell* [1996] hydrostatic mapping function, and  $g_{top} = 9.784 \times (1 - 0.0026 \cos(2\lambda) - 0.000279H)$  is the mean gravity acceleration at the height  $H$  for a latitude  $\lambda$  [*Saastamoinen*, 1972]. This formulation of the model-external STD contribution combines the mapping function (with a straight line propagation considering elevation and altitude at the top of the model) with the Zenith Hydrostatic Delay (ZHD) approximation considering the atmosphere as a perfect gas in hydrostatic equilibrium [*Davis et al.*, 1985].

For our STD calculation, the integration starts from the “true” GPS altitude. All the GPS stations considered are above the Méso-NH orography, except for VERC with an altitude 25 m lower than the Méso-NH orography. The integration has a constant slant integration step of 100 m. Several values of the integration step have been tested : a step of 30 m, 50 m, or a variable step depending on the altitude (small steps close to the ground and larger steps close to the model top, following Méso-NH levels); the resulting differences in STD are less than 0.01 percent.

The present simulator of STD considers straight line propagation of electromagnetic GPS signals. We have tested a curved path with the approximate formulation given by *Saastamoinen* [1972] :

$$\epsilon_{j+1} = \arccos \left\{ \left[ \frac{1}{\cos(\epsilon_j)} - \frac{\Delta z}{R+z} \left( \frac{1}{\cos^3(\epsilon_j)} - \frac{1}{\cos(\epsilon_j)} \right) \right]^{-1} \right\} \quad (4.4)$$

where the elevation  $\epsilon_{j+1}$  at the step  $(j+1)$  can be deduced from the elevation  $\epsilon_j$  at the step  $j$  (assuming azimuthal isotropy), considering the mean radius  $R$  of the Earth ( $R \approx 6371.3$  km), the altitude  $z$  over the sea level and the altitude variation  $\Delta z$  between two consecutive levels. The additional contribution of a curved path to STD for elevations of more than  $7^\circ$  is less than 0.12 percent. Therefore straight line propagation is a first good approximation.

Direct GPS observations of STD are not available, but it is possible to restore them by projecting ZTD and gradients with the respective mapping functions to the elevation and the azimuth of a satellite observation [Niell, 1996; Chen and Herring, 1997]. Figure 4.3 presents the comparison of simulated STD and STD inferred from GPS tropospheric observables. Both STD values are mapped to  $10^\circ$  elevation in the direction of each visible satellite. Twelve polar graphs display the temporal evolution of STD at the CHRN GPS site during the first 12 hours of the Méso-NH simulation for the 8-9<sup>th</sup> September 2002 event. We find a good fit between the simulated STD and the STD inferred from GPS tropospheric observables. The evolution of STD follows the characteristics of the rain event (high rainfall close to CHRN in the first phase of the event, up to 21h UTC). High values of STD are observed during the nine first hours (13h - 21h UTC, Figures 4.3a to 4.3i) and low values during the three last hours (Figures 4.3jkl). The good qualitative fit shows the coherence between the RAD12 Méso-NH analysis and the GPS delay observations.

### Mean Zenith Total Delay ( $\widehat{ZTD}$ ) deduced from STD

The ZTD is the principal tropospheric parameter estimated in the GPS analysis. In our calculation, for each GPS station, we evaluate Zenith Total Delay every 15 minutes. The GAMIT least mean squares adjustment of ZTD and gradients takes into account their temporal evolution by variational constraints. Moreover, Brenot *et al.* [2006] exhibit that a punctual estimation of GPS ZTD is a good representative for the one-hour temporal average of GPS ZTDs. For this reason, the present simulator assesses the tropospheric parameters only once every hour.

For each satellite  $i$  visible at a GPS station, the simulated  $STD(\alpha_i, \epsilon_i)$  is mapped to the zenith ( $\widehat{ZTD}_i$ ) with a hydrostatic mapping function  $m_h(\epsilon_i)$  [Niell, 1996] depending on the elevation  $\epsilon_i$  :

$$\widehat{ZTD}_i = \frac{STD(\alpha_i, \epsilon_i)}{m_h(\epsilon_i)} \quad (4.5)$$

Figure 4.4 schematizes the example of two zenith delays ( $\widehat{ZTD}_i$  and  $\widehat{ZTD}_j$ ) mapped from STD in direction of two visible satellites ( $i$  and  $j$ ) with azimuth  $\alpha_i$ ,  $\alpha_j$  and elevation  $\epsilon_i$ ,  $\epsilon_j$ . We chose the hydrostatic mapping function to project STD to zenith because the hydrostatic delay represents about 85 % of the ZTD. We have noticed in our simulations that for an elevation of  $10^\circ$ , the only use of the hydrostatic mapping function induces a bias of less than 3 mm between the use of hydrostatic and wet mapping functions (for a value of STD attaining more than 14 m). This means that for an elevation of more than  $10^\circ$ , the use of ( $m_h$ ) rather than the both wet and hydrostatic mapping functions induces an uncertainty of less than 0.02 %.



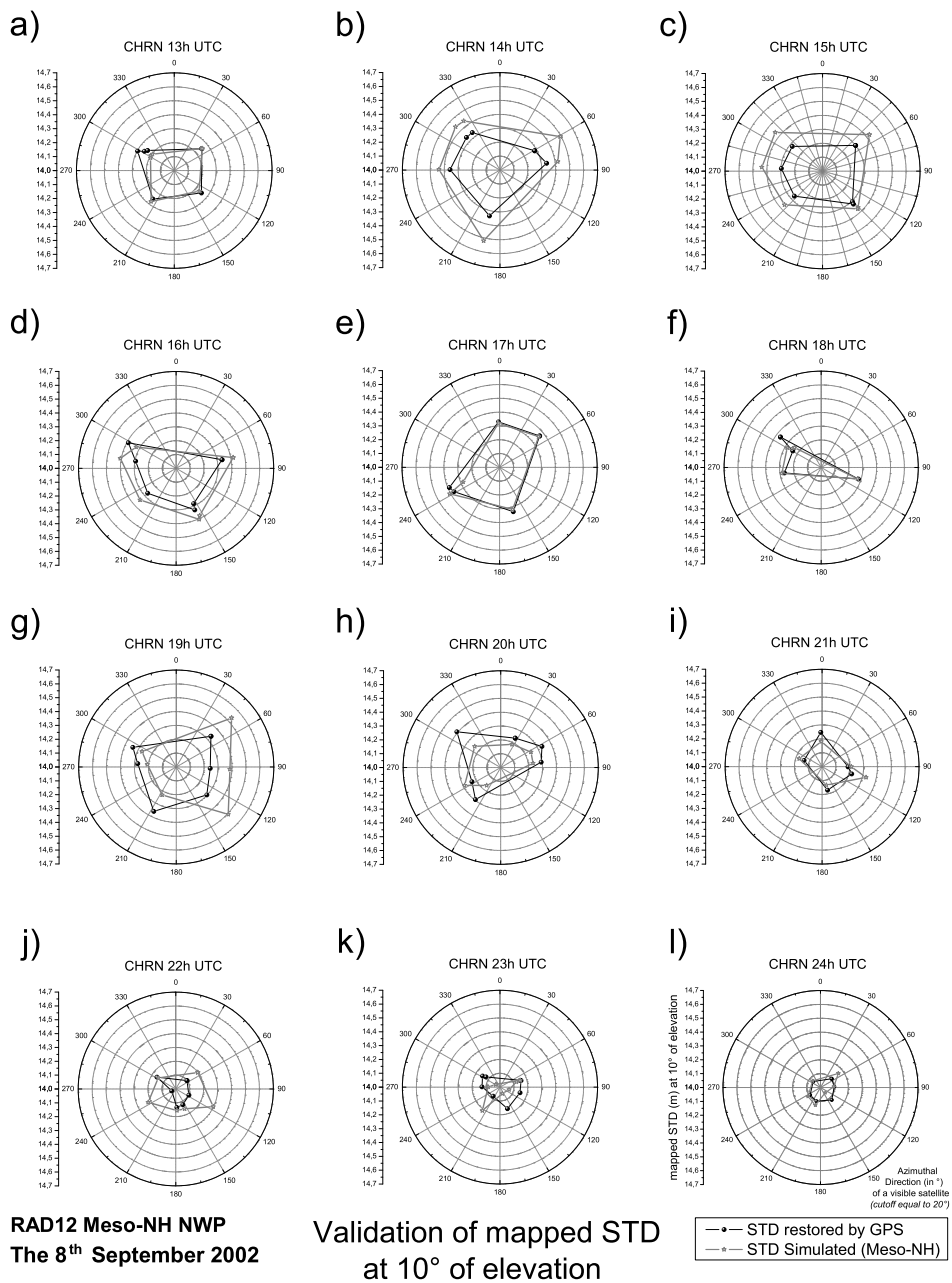


FIG. 4.3 – Temporal evolution of simulated and "observed" STD (restored from ZTDs and gradients estimated with "GPS-SAT" strategy – with STD in GPS satellites direction), mapped to 10° of elevation during 12 hours of the Méso-NH simulation at the CHRN GPS site. Simulated STD in direction of each visible satellites (cut-off 20°) have been assessed every hour from 13h UTC the 8<sup>th</sup> September 2002 to midnight.

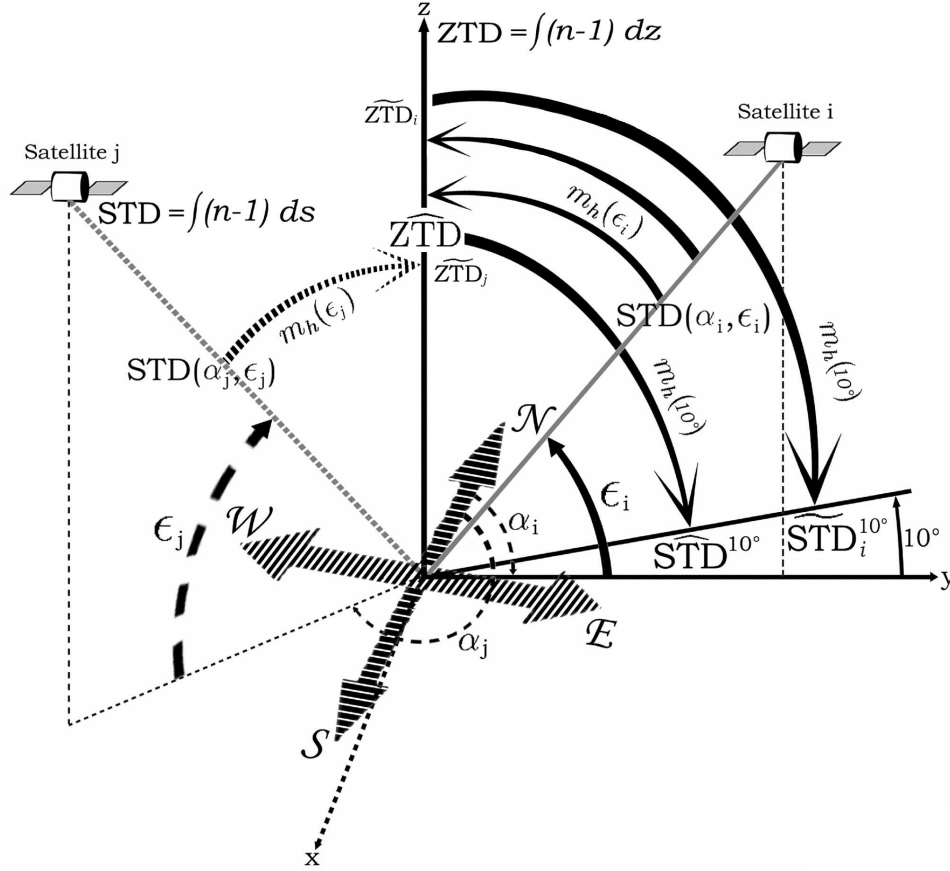


FIG. 4.4 – This diagram displays the GPS-SAT strategy to assess tropospheric GPS parameters using the mapping function  $m_h$  [Niell, 1996]. We show the case of two satellites  $i$  and  $j$  with directions  $(\alpha_i, \epsilon_i)$  and  $(\alpha_j, \epsilon_j)$ . According to an elevation  $\epsilon_i$ ,  $\text{STD}(\alpha_i, \epsilon_i)$  can be mapped to the zenith ( $\widetilde{\text{ZTD}}_i$ ).  $\widetilde{\text{ZTD}}$  from several satellites constrain a mean value of Zenith Total Delay :  $\widehat{\text{ZTD}}$ .  $\widehat{\text{ZTD}}$  and the  $\widetilde{\text{ZTD}}_i$  corresponding to  $k$  visible satellites can be mapped to  $10^\circ$  of elevation to obtain  $\widehat{\text{STD}}^{10^\circ}$  and  $\widetilde{\text{STD}}_i^{10^\circ}$ . The difference of each  $\widetilde{\text{STD}}_i^{10^\circ}$  and  $\widehat{\text{STD}}^{10^\circ}$  evaluates reduced delays  $\Delta\text{STD}_i^{10^\circ}$ . A linear regression by least squares of these reduced delays permits to resolve a gradient of delay at  $10^\circ$  of elevation in a North-South ( $G_{\text{NS}}$ ) and an East-West ( $G_{\text{EW}}$ ) component.

We perform a mean Zenith Total Delay ( $\widehat{\text{ZTD}}$ ) estimation considering the  $k$  visible GPS satellites :

$$\widehat{\text{ZTD}} = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k \widetilde{\text{ZTD}}_i \quad (4.6)$$

The previous study of the authors [Brenot *et al.*, 2006] presents the classical vertical simulator of Zenith Total Delay (*i.e.*,  $\text{ZTD} = \int (n-1) dz$ , called hereafter “classical” ZTD) considering variable integration steps following the Mésos-NH levels and applying an altitude correction when model orography does not coincide with the GPS altitude.

Both this previous classical simulator and the present new simulation of ZTD are compared

with GPS observations for the events in 2002 and 2003. The present simulator starts the integration along slant paths from the “true” GPS altitude with a constant integration step of 100 m.

### Least mean squares estimation of gradients

The GPS analysis provides a second product for each GPS site : the horizontal gradient of delay, resolved in a North-South ( $G_{NS}$ ) and an East-West component ( $G_{EW}$ ). The values of a component, expressed in meters, represent the difference between the STD in one direction and the STD in the opposite direction, normalized to a given elevation (in this study  $10^\circ$  according to the GAMIT convention, can also be zenith). To produce comparable quantities with our atmospheric model, we calculate "reduced" slant delays  $\Delta STD_i^{10^\circ}$  in the directions of satellite  $i$  (azimuth  $\alpha_i$  and elevation  $\epsilon_i$ ) mapped to a  $10^\circ$  elevation (see Figure 4.4) :

$$\Delta STD_i^{10^\circ} = \underbrace{\widetilde{ZTD}_i \cdot m_h(10^\circ)}_{\widetilde{STD}_i^{10^\circ}} - \underbrace{\widetilde{ZTD} \cdot m_h(10^\circ)}_{\widetilde{STD}^{10^\circ}} \quad (4.7)$$

To estimate the two components  $G_{NS}$  and  $G_{EW}$  at a given GPS site, we consider the following system of  $k$  equations referring to the number of visible satellites at each station :

$$\begin{cases} \Delta STD_1^{10^\circ} = G_{NS} \cos(\alpha_1) + G_{EW} \sin(\alpha_1) \\ \dots = \dots + \dots \\ \Delta STD_i^{10^\circ} = G_{NS} \cos(\alpha_i) + G_{EW} \sin(\alpha_i) \\ \dots = \dots + \dots \\ \Delta STD_k^{10^\circ} = G_{NS} \cos(\alpha_k) + G_{EW} \sin(\alpha_k) \end{cases} \quad (4.8)$$

To resolve this system, the strategy used in GPS processing is a linear regression by least squares. Considering a system of  $k$  linear expressions, we can obtain the following solutions :

$$G_{NS} = \frac{\overline{\cos(\alpha) \sin(\alpha)} \cdot \overline{\sin(\alpha) \Delta STD^{10^\circ}} - \overline{\sin^2(\alpha)} \cdot \overline{\cos(\alpha) \Delta STD^{10^\circ}}}{\overline{\cos(\alpha) \sin(\alpha)^2} - \overline{\sin^2(\alpha) \cdot \cos^2(\alpha)}} \quad (4.9)$$

$$G_{EW} = \frac{\overline{\cos(\alpha) \sin(\alpha)} \cdot \overline{\cos(\alpha) \Delta STD^{10^\circ}} - \overline{\cos^2(\alpha)} \cdot \overline{\sin(\alpha) \Delta STD^{10^\circ}}}{\overline{\cos(\alpha) \sin(\alpha)^2} - \overline{\sin^2(\alpha) \cdot \cos^2(\alpha)}} \quad (4.10)$$

where  $\overline{\cos(\alpha) \sin(\alpha)} = \left( \sum_{i=1}^k \cos(\alpha_i) \sin(\alpha_i) \right)$ ,  $\overline{f(\alpha) \Delta STD^{10^\circ}} = \left( \sum_{i=1}^k f(\alpha_i) \Delta STD_i^{10^\circ} \right)$ , and  $\overline{f^2(\alpha)} = \left( \sum_{i=1}^k f^2(\alpha_i) \right)$ , with  $f$  function *cosinus* or *sinus*.

The procedure developed here tries to simulate horizontal delay gradients as close as possible to the GPS observation. *Chen and Herring* [1997] have proposed a different strategy, using simulated STD in an atmospheric model to estimate a gradient as representative as possible for the atmospheric state around the station (called hereafter “classical” strategy). The “classical” estimation of gradients evaluates STD on 96 regularly distributed rays inside the model. In fact, 8 azimuthal directions are considered ( $\alpha=0^\circ, 45^\circ, 90^\circ, 135^\circ, 180^\circ, 225^\circ, 270^\circ$  and  $315^\circ$ , parameterized as  $\alpha_n=n\frac{\pi}{4}$ ,  $n=0,\dots,7$ ). The north direction corresponds to an azimuth  $\alpha_0=0$  and the east direction to an azimuth  $\alpha_2=\frac{\pi}{2}$ . For each azimuthal direction, a range of 12 elevations has been selected to assess a maximum of 96 rays for each GPS station ( $\epsilon = 10^\circ, 12^\circ, 15^\circ, 17^\circ, 20^\circ, 22^\circ, 25^\circ, 30^\circ, 35^\circ, 40^\circ, 45^\circ, 60^\circ$ ). If a ray leaves the

model space below 9 km, the opposite ray is not taken into account either. The number of valid rays for one direction ( $\beta_i \leq 12$ ) is therefore automatically even. The formulation of the North-South component ( $G_{NS}^{96}$ ) and the East-West component ( $G_{EW}^{96}$ ) is the following for the 96 ray strategy :

$$G_{NS}^{96} = \frac{1}{4} \sum_{i=0}^3 \sum_{j=1}^{\beta_i} \left( \frac{1}{\beta_i} \left( \Delta SHD_{i,j} \frac{m_h(10^\circ)}{m_h(\epsilon_j)} + \Delta SWD_{i,j} \frac{m_w(10^\circ)}{m_w(\epsilon_j)} \right) \cos \alpha_i \right) \quad (4.11)$$

$$G_{EW}^{96} = \frac{1}{4} \sum_{i=0}^3 \sum_{j=1}^{\beta_i} \left( \frac{1}{\beta_i} \left( \Delta SHD_{i,j} \frac{m_h(10^\circ)}{m_h(\epsilon_j)} + \Delta SWD_{i,j} \frac{m_w(10^\circ)}{m_w(\epsilon_j)} \right) \sin \alpha_i \right) \quad (4.12)$$

with  $\Delta SHD_{i,j} = SHD(\alpha_i, \epsilon_j) - SHD(\alpha_{i+4}, \epsilon_j)$  and  $\Delta SWD_{i,j} = SWD(\alpha_i, \epsilon_j) - SWD(\alpha_{i+4}, \epsilon_j)$ . The dry and wet mapping functions,  $m_h(\epsilon)$  and  $m_w(\epsilon)$  [Niell, 1996], have been used to estimate a representative gradient at  $10^\circ$  of elevation, according to the procedure described by *Chen and Herring* [1997]. We qualify this 96 ray strategy as atmosphere representative because it tries to best restore the mean gradient of the atmospheric model, mapped to an elevation of  $10^\circ$ .

#### 4.1.5 Comparison of “classical” and “GPS-SAT” strategies in the case studies

##### Comparison of Zenith Total Delay (ZTD)

For the September 2002 event, the comparison of "classical" simulated ZTD with GPS measurements has already been presented in detail by [Brenot *et al.*, 2006]. Figure 4.5 compares these values for the CHRN station (the site the closest to the MCS) with the new GPS-SAT simulation strategy. With respect to the GPS observations, the classical and the GPS-SAT simulation strategies yield an average ZTD bias ( $\Delta$ ) of 6.1 mm and -5.4 mm, and a std ( $\delta$ ) of 11.8 mm and 11.8 mm, respectively, for the CHRN site with a cutoff angle of  $10^\circ$ . The statistics over 14 stations included in the simulation are presented in Table 4.1 (OBS. for GPS observations, CLASS. for classical simulation and GPSsat for present new simulations). Generally, the bias between the “classical” and the “GPS-SAT” ZTD simulation is less than 1 mm, and does not exceed 2 mm, implying that both methods are coherent. We tested different cut-off angles ( $\gamma$ ) for the STDs entering in the ZTD calculation with the GPS-SAT method and for the GPS observations estimated with GAMIT. For the September 2002 event, we found that cut-offs between  $10^\circ$  and  $17^\circ$  are equivalent to fit GPS observations, and a cut-off of  $30^\circ$  yields ZTD values the closest to the classical strategy (Table 4.1). The biases between ZTD simulations and observations for ( $\gamma=30^\circ$ ) are important ( $\approx 25$  mm), certainly because tropospheric observations are no longer well constrained for a cut-off greater than  $20^\circ$  (*i.e.* due to a limited number  $n$  of visible satellites).

Additionally, Figure 4.5 and Table 4.1 also represent ZTD simulations including hydrometeor contributions, which have been shown to be significant by [Brenot *et al.*, 2006]. Both simulation strategies (integrating vertically or along slant delays) evaluate the same order of hydrometeor contributions to ZTD. Including hydrometeors, the comparison to GPS measurements yields the following average values (over 14 stations) for the classical and the GPS-SAT strategy, respectively : 5.6 mm and -0.4 mm of bias, 20.8 mm and 19.1 mm

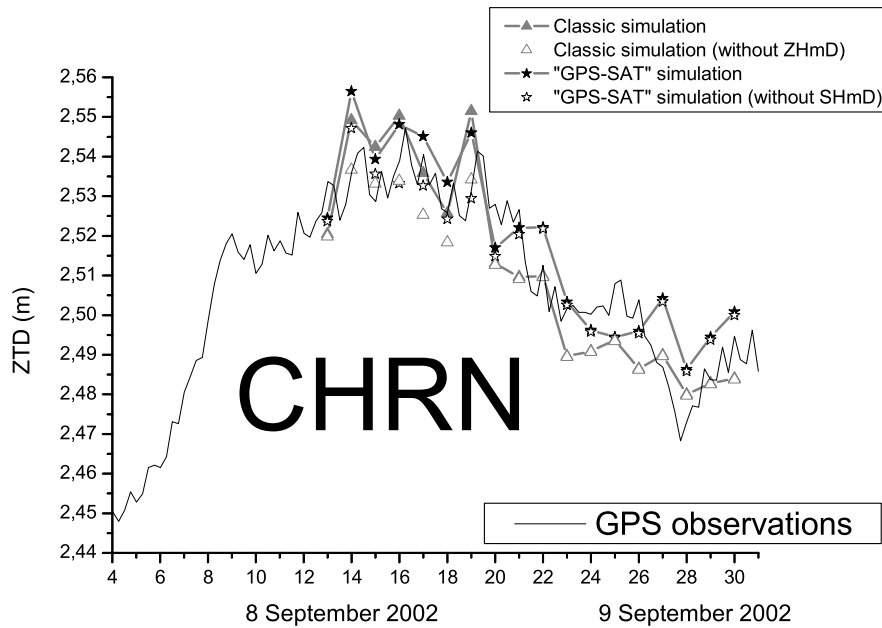


FIG. 4.5 – Time series of simulated and observed ZTD for CHRN station (8-9<sup>th</sup> September 2002). Simulated ZTD have been evaluated every hour with the “classical” and the “GPS-SAT” strategies (with a cut-off of  $\gamma = 10^\circ$ ), with and without hydrometeor contributions to delay assessments (ZHmD for classical strategy and SHmD for “GPS-SAT”).

of std.

Figure 4.6 compares the “classical” and the GPS-SAT ZTD simulations with GPS observations for the flood event of the 3<sup>rd</sup> December 2003, for GPS stations that experienced the frontal precipitation system. The stations AIMO (Aigues-Mortes), BAUB (Baubiac) and CLHE (Clermont l’Herault) were inside the area of a maximum of accumulated precipitation. During the day, the accumulation of surface rainfall reached more than 150 mm near MTPL. Figure 4.7 displays the hourly rainfall at the AIMO station and at the MTPL station. Most of the precipitation fell during the morning of the 3<sup>rd</sup> December 2003; after 15h UTC, precipitation stopped at the AIMO and MTPL stations. Figures 4.6abc show clearly an increase of ZTD in the early morning in the area of maximum precipitation, while at the end of the day, close to midnight, ZTD values have clearly decreased.

TAB. 4.1 – Comparison of GPS observations with classical and GPS-SAT ZTD estimations (2002)

<i>8-9<sup>th</sup> September 2002</i>											
ZTD Differences ( <i>cutoff</i> )	<i>with hydrometeors contributions</i>						<i>without hydrometeors contribution</i>				
	CHRN station <i>for the 14 stations</i>			CHRN station <i>for the 14 stations</i>			CHRN station <i>for the 14 stations</i>		CHRN station <i>for the 14 stations</i>		
	$\Delta$ (mm)	$\delta$ (mm)	$n$	$\Delta$ (mm)	$\delta$ (mm)	$n$	$\Delta$ (mm)	$\delta$ (mm)	$\Delta$ (mm)	$\delta$ (mm)	
OBS. - CLASS.											
( $\gamma = 10^\circ$ )	6.1	11.8	181	5.6	20.8	2564	10.6	8.1	6.0	22.8	
( $\gamma = 12^\circ$ )	6.2	11.6	178	6.3	21.2	2459	10.6	8.8	6.7	23.3	
( $\gamma = 13^\circ$ )	4.8	12.0	172	6.9	21.3	2389	9.3	8.7	7.2	23.5	
( $\gamma = 15^\circ$ )	3.2	13.6	162	6.9	21.4	2278	7.7	10.6	7.4	23.5	
( $\gamma = 17^\circ$ )	6.0	12.4	159	8.9	22.0	2193	10.5	10.0	9.4	24.1	
( $\gamma = 20^\circ$ )	12.7	14.5	144	11.9	22.9	2026	17.2	12.7	12.4	24.9	
( $\gamma = 30^\circ$ )	26.2	14.5	110	18.1	26.1	1549	30.7	13.8	18.5	27.9	
OBS. - GPSsat											
( $\gamma = 10^\circ$ )	-5.4	11.8	181	-0.4	19.1	2564	-0.3	9.8	1.4	20.4	
( $\gamma = 12^\circ$ )	-4.4	12.1	178	1.5	18.8	2459	6.8	10.6	3.3	20.3	
( $\gamma = 13^\circ$ )	-4.0	12.2	172	3.5	18.6	2389	1.0	10.5	5.2	20.1	
( $\gamma = 15^\circ$ )	2.6	12.3	162	5.3	18.0	2278	2.4	10.6	7.0	20.5	
( $\gamma = 17^\circ$ )	0.7	11.5	159	8.2	18.2	2193	5.6	10.7	9.9	20.8	
( $\gamma = 20^\circ$ )	9.2	13.9	144	12.5	19.2	2026	14.0	13.8	14.0	20.6	
( $\gamma = 30^\circ$ )	24.6	14.0	110	20.6	25.8	1549	29.2	14.8	22.1	30.2	
GPSsat - CLASS.											
( $\gamma = 10^\circ$ )	11.5	6.4	181	6.0	10.5	2564	10.9	5.8	4.6	10.8	
( $\gamma = 12^\circ$ )	10.6	5.9	178	4.8	10.0	2459	3.8	5.2	3.4	10.1	
( $\gamma = 13^\circ$ )	8.8	4.8	172	3.4	10.2	2389	8.3	4.4	2.0	10.4	
( $\gamma = 15^\circ$ )	0.6	3.0	162	1.6	9.9	2278	5.3	2.9	0.4	10.3	
( $\gamma = 17^\circ$ )	5.3	3.3	159	0.7	9.7	2193	4.9	3.1	-0.5	10.0	
( $\gamma = 20^\circ$ )	3.5	3.9	144	0.6	9.7	2026	3.2	3.4	-1.6	10.1	
( $\gamma = 30^\circ$ )	1.6	4.0	110	-2.5	9.7	1549	1.5	3.0	-3.6	10.2	

TAB. 4.2 – Comparison of GPS observations with classical and GPS-SAT ZTD estimations (2003).

<i>3<sup>rd</sup> December 2003</i>									
ZTD Differences ( <i>cutoff</i> )	AIMO station			CREU station			<i>for the 18 stations</i>		
	$\Delta$ (mm)	$\delta$ (mm)	$n$	$\Delta$ (mm)	$\delta$ (mm)	$n$	$\Delta$ (mm)	$\delta$ (mm)	$n$
OBS. - CLASS.									
( $\gamma = 10^\circ$ )	20.7	18.7	164	14.3	11.5	165	25.3	13.9	2966
( $\gamma = 13^\circ$ )	20.6	15.4	148	36.9	8.4	148	23.3	12.1	2665
( $\gamma = 20^\circ$ )	17.8	15.7	126	46.5	9.0	128	23.0	13.3	2298
OBS. - GPSsat									
( $\gamma = 10^\circ$ )	0.3	17.9	164	-3.1	11.8	165	8.6	15.7	2966
( $\gamma = 13^\circ$ )	4.2	15.8	148	24.9	9.4	148	11.2	13.0	2665
( $\gamma = 20^\circ$ )	5.7	14.8	126	38.5	9.8	128	14.8	13.2	2298
GPSsat - CLASS.									
( $\gamma = 10^\circ$ )	20.4	9.0	164	17.4	5.4	165	16.7	6.6	2966
( $\gamma = 13^\circ$ )	16.4	7.7	148	12.0	4.8	148	12.1	5.0	2665
( $\gamma = 20^\circ$ )	12.1	6.1	126	8.0	2.5	128	8.2	3.3	2298

We can identify the dump of atmospheric water vapor which occurred between 13h UTC to 19h UTC for the GPS stations in this area (AIMO, CLHE and BAUB), according to the evolution of the surface rainfall in this area (Figure 4.7). The CREU (Cap de Creus) station, also displayed in Figure 4.6d, was located close to the low-pressure center during this event and experienced precipitation most of the day (not shown). The total zenith

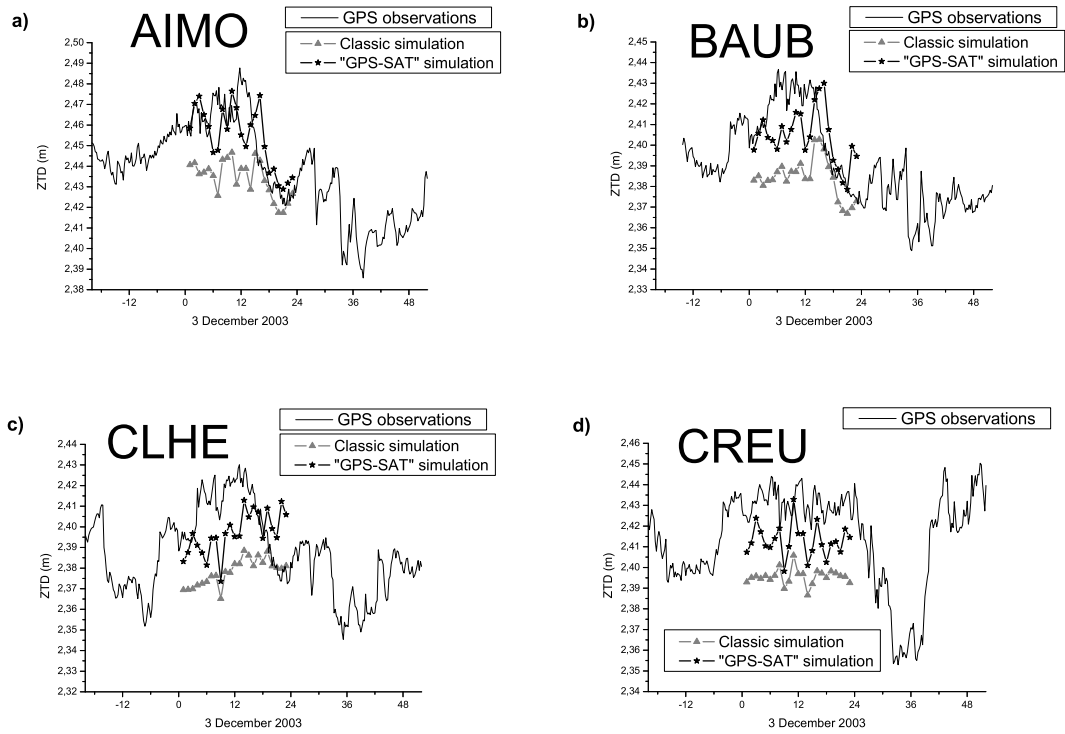


FIG. 4.6 – Time series of observed and simulated ZTD from 00h UTC, 2 December 2003 to 06h UTC, 5 December 2003. Simulated ZTD have been evaluated every hour with the “classical” and the “GPS-SAT” strategies : a) Aigues-Mortes (AIMO), b) for Baubiac (BAUB), c) for Clermont l’Herault (CLHE) and d) for Cap de Creus (CREU).

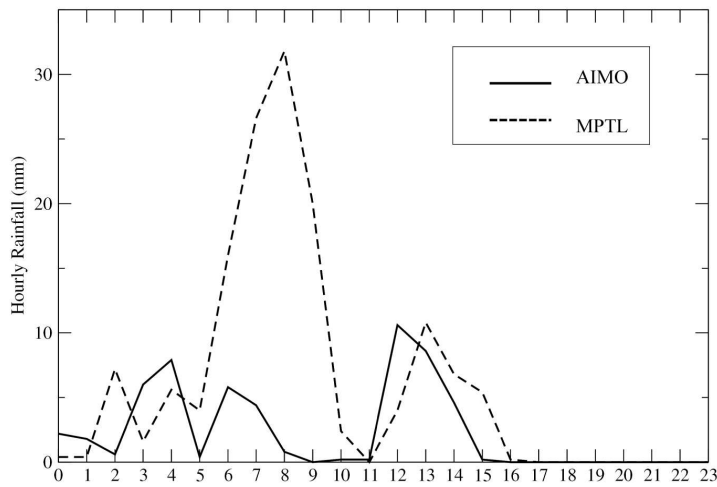


FIG. 4.7 – Hourly rainfall at the AIMO and MPTL stations from 00h UTC to 23h UTC, 3<sup>rd</sup> December 2003.

delays at this station remain high all the day, before decreasing significantly during the morning of the 4<sup>th</sup> December 2003.

For this event, the two simulated ZTD time series are most similar when choosing a cut-off angle  $\gamma=20^\circ$  for the STD to evaluate ZTD by the GPS-SAT method (Table 4.2). With a lower cut-off angle ( $\gamma=13^\circ$ ), the two time series of simulated ZTD start to be de-correlated and the GPS-SAT is closer to GPS measured ZTD. The comparison to GPS measurements yields the following average values (over 18 stations) for the classical and the GPS-SAT strategy, respectively : 25.3 mm and 8.6 mm bias, 13.9 mm and 15.7 mm std (Table 4.2).

### Comparison of delay gradients ( $G_{NS}$ , $G_{EW}$ )

In this section, we compare simulated gradients for the two flood events in 2002 and 2003 with GPS observations. The assessments of gradients with both the new ‘‘GPS-SAT’’ or the classical ‘‘96 rays’’ strategies try to describe the anisotropic property of the atmosphere over a GPS site within a radius estimated to about 50 kilometres. The significance of the ‘‘GPS-SAT’’ gradients depends on the number of visible gradients and their distribution in space. To quantify the significance of gradients evaluated by the ‘‘GPS-SAT’’ strategy as function of the spatial distribution of the satellites, we use exposition factors ( $\xi_{NS} \in [0, 100]$  and  $\xi_{EW} \in [0, 100]$ ) defined as following :

$$\xi_{NS} = 100. \left( \sum_{j=1}^{\beta} (\cos \epsilon_j) \right)^{-1} \sum_{i=1}^{\beta} \left( \cos \epsilon_i. \left| \frac{\alpha_i - \pi}{\pi} \right| \right) \quad (4.13)$$

$$\xi_{EW} = 100. \left( \sum_{j=1}^{\beta} (\cos \epsilon_j) \right)^{-1} \sum_{i=1}^{\beta} \left( \cos \epsilon_i. \left| 1 - \frac{\pi - |\alpha_i + \frac{\pi}{2}|}{\pi} \right| \right) \quad (4.14)$$

with  $\beta$  the number of visible satellites considered, and  $(\alpha_j, \epsilon_j)$  their (azimuth, elevation) directions. If all satellites are located in the North direction  $\xi_{NS}=100$ , all in the South direction  $\xi_{NS}=0$ . If all satellites are located in the East direction  $\xi_{EW}=100$ , all in the West direction  $\xi_{EW}=0$ . For the 96 rays formulation, the spatial distribution of rays is assumed to yield perfect significance ( $\xi_{NS}=50$  and  $\xi_{EW}=50$ ). A statistical study of this exposition factor during 24 hours, for a cut-off angle varying between  $2^\circ$  and  $30^\circ$ , yields a mean EW-exposition factor close to 50, and a mean NS-exposition factor close to 48. The std is approximately 5, except for  $\gamma=30^\circ$  with a std of 10. This means that at every epoch, for a cut-off angle less than  $30^\circ$ , the spatial distribution of the satellites can be qualified as acceptable.

The comparison between gradients simulated with the GPS-SAT and the classical strategy and with GPS observations is shown in Figure 4.8 for the CHRN station during the 8-9<sup>th</sup> September 2002 event. Figure 4.8 presents differences of Gradients  $\vec{G}$  between observed and simulated values at an hourly time step and for cut-off ranging from  $13^\circ$  to  $20^\circ$ . The origins of each represented gradient vector is the coordinate point (E,0) with E the epoch in hours, as indicated on the x-axis. East-West (EW) and North-South (NS) directions are defined in the plane of the Figure. For the classical strategy, the maximum number of rays is 96 for a cutoff ( $\gamma$ ) of  $10^\circ$ . This number is 64 for ( $\gamma=20^\circ$ ), and 40 for ( $\gamma=30^\circ$ ). For a cutoff of  $13^\circ$  the classical and ‘‘GPS-SAT’’ strategy do not fit very well the observed gradients for CHRN.



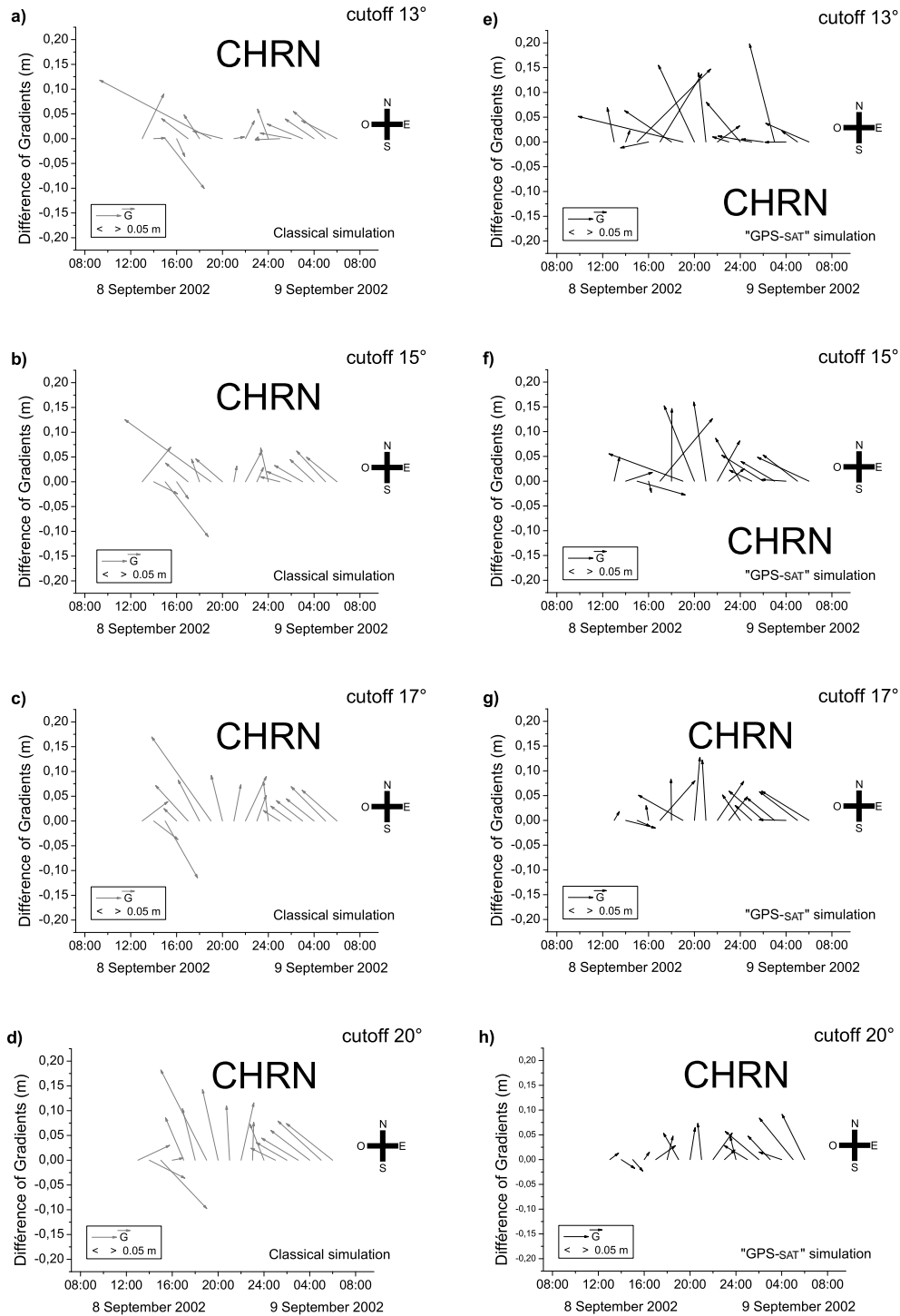


FIG. 4.8 – Differences of observed and simulated gradients ( $\vec{G}$ ) at CHRN for each hour, abcd) with classical strategy, efgh) with “GPS-SAT” strategy. Different cut-offs have been compared : ae)  $\gamma=13^\circ$ , bf)  $\gamma=15^\circ$ , cg)  $\gamma=17^\circ$  and dh)  $\gamma=20^\circ$ .

For the classical strategy, increasing the cut-off does not change qualitatively the gradient time series, only the amplitudes of the differences generally increase. The new strategy displays decreasing differences from low to high elevation cut-offs, and some significant changes in gradient direction between 13, 15 and 17°. This indicates that the classical strategy is more stable with respect to cut-off choice than the new strategy, clearly due to the much higher number of STD evaluations entering in the calculation. The gradually reduced dispersion of the new strategy seems to be due to individual extreme evaluations of STD under low elevation angles ( $\approx 50$  mm). These extreme values are included in the classical evaluation as well, but averaged over a larger number of STD values.

TAB. 4.3 – Comparison of GPS observations with classical and new gradients estimations.

<i>8-9<sup>th</sup> September 2002 Flash-Flood</i>											
<i>for the 14 stations</i>	$G_{NS}$ comparison						$G_{EW}$ comparison				
<i>(cutoff)</i>	$\xi_{NS}$	<i>with hydrometeors</i>		<i>without hydrometeors</i>		$\xi_{EW}$	<i>with hydrometeors</i>		<i>without hydrometeors</i>		
		$\Delta$ (mm)	$\delta$ (mm)	$\Delta$ (mm)	$\delta$ (mm)		$\Delta$ (mm)	$\delta$ (mm)	$\Delta$ (mm)	$\delta$ (mm)	
<b>OBS. - CLASS.</b>											
$(\gamma = 10^\circ)$	47.82	-1.8	28.7	5.2	29.6	50.62	5.6	19.6	-6.3	29.5	
$(\gamma = 12^\circ)$	48.10	11.1	31.0	9.7	30.6	50.26	-1.2	32.9	-2.0	33.5	
$(\gamma = 13^\circ)$	48.35	-1.3	31.4	13.8	31.3	50.39	13.1	21.6	1.6	34.0	
$(\gamma = 15^\circ)$	48.18	15.8	33.3	18.8	33.5	49.92	5.8	31.6	6.5	31.7	
$(\gamma = 17^\circ)$	48.24	15.7	40.9	20.1	42.5	49.46	3.9	30.7	5.0	31.4	
$(\gamma = 20^\circ)$	47.66	10.0	36.3	15.3	43.5	49.39	11.0	36.2	-2.2	38.5	
$(\gamma = 30^\circ)$	48.48	-1.1	35.4	1.1	37.1	48.47	0.3	40.1	-2.0	42.3	
<b>OBS. - GPSsat</b>											
$(\gamma = 10^\circ)$	47.82	9.4	80.4	18.5	85.8	50.62	-4.2	135.9	4.6	137.1	
$(\gamma = 12^\circ)$	48.10	2.1	58.0	3.3	59.0	50.26	0.7	52.7	3.9	58.8	
$(\gamma = 13^\circ)$	48.35	-6.0	43.0	-6.6	43.4	50.39	2.5	35.0	3.1	34.7	
$(\gamma = 15^\circ)$	48.18	6.3	41.4	6.7	41.0	49.92	8.4	32.0	8.9	32.2	
$(\gamma = 17^\circ)$	48.24	7.9	40.4	8.3	40.7	49.46	9.2	29.4	9.6	29.5	
$(\gamma = 20^\circ)$	47.66	7.2	36.8	7.4	37.1	49.39	5.3	26.1	5.5	26.3	
$(\gamma = 30^\circ)$	48.48	-6.3	27.8	-6.4	28.0	48.47	-7.6	24.7	-7.8	24.6	
<b>GPSsat - CLASS.</b>											
$(\gamma = 10^\circ)$	47.82	-11.2	78.4	-13.3	29.6	50.62	9.8	132.4	-10.9	133.4	
$(\gamma = 12^\circ)$	48.10	9.0	55.7	6.4	30.6	50.26	-1.9	51.5	-5.9	57.3	
$(\gamma = 13^\circ)$	48.35	4.7	38.7	20.4	31.3	50.39	10.6	29.0	-1.5	29.5	
$(\gamma = 15^\circ)$	48.18	9.5	31.9	12.1	32.1	49.92	-2.6	24.7	-2.4	25.4	
$(\gamma = 17^\circ)$	48.24	7.8	24.3	11.8	24.6	49.46	-5.3	19.0	-4.6	20.2	
$(\gamma = 20^\circ)$	47.66	2.8	23.3	7.9	23.9	49.39	5.7	15.1	-7.7	16.2	
$(\gamma = 30^\circ)$	48.48	5.2	16.1	7.5	17.6	48.47	7.9	13.4	5.8	14.6	

The comparison for all the stations for the 8-9 September 2002 event is presented in Table 4.3 (OBS. for GPS observations, CLASS. for classical simulation and GPSsat for present new simulations), considering or not hydrometeor contributions in the estimations of STD according to eq.(4.2). Mean exposition factors ( $\xi_{NS}$  and  $\xi_{EW}$ ) describing the spatial distribution of the visible GPS satellites according to different cutoffs are presented. Generally, the differences between observed and simulated gradients are weaker for both strategies when the hydrometeor contributions are taken into account. The GPS like strategy shows differences of less than 10 mm on the NS and EW components, while the classical strategy evaluates differences mostly below 15 mm (Table 4.3). The std are generally higher for the GPS like strategy than for the classical one (40 mm versus 30 mm). The gradients simulated with the 96 ray strategy are too smooth with respect to GPS observations. The more important variations represented by the ‘‘GPS-SAT’’ strategy (eq. 4.9 and 4.10) is in closer agreement with the GPS observations when excluding the lowest and highest elevation cut-offs leading to gradient mis-evaluations due to individual extreme STD values and too few satellites, respectively.

Figure 4.9 presents the observed versus the “GPS-SAT” simulated gradients at the AIMO station for the 3<sup>rd</sup> December 2003, applying a cut-off angle of  $\gamma = 20^\circ$ . The nature of this event differs from the 2002 one by lower horizontal gradient of moisture at the edge of the precipitation system. Moreover, the 2003 event is characterized by a continuous drift of a frontal system. For this reason the amplitudes and the variations of the gradients are lower. Note that in this case the simulated gradients fit better the observed ones than in the 2002 event. In particular, the simulated East-West component reproduces the abrupt variations between 8h UTC to 12h UTC. During the morning, the East-West component decreases, according to frontal precipitation mainly affecting regions west of AIMO (Figure 4.7). In the late morning, precipitation formed also east of AIMO and propagated to the west, explaining the positive peak in the time series of East-West gradient component around 12h UTC (Figure 4.7).

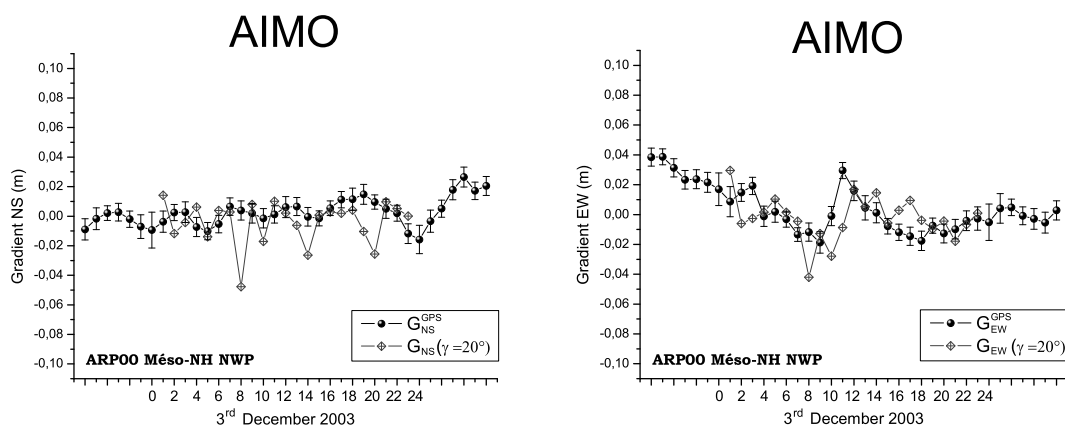


FIG. 4.9 – Time series of gradient components a)  $G_{NS}$  and b)  $G_{EW}$  estimated hourly at the AIMO station. The cutoff angle of GPS observations and Méso-NH “GPS-SAT” simulations is  $\gamma=20^\circ$ . Formal uncertainty given by GAMIT for the gradients are presented by the error bars.

TAB. 4.4 – Comparison of GPS observations with “GPS-SAT” gradients estimations.

3 <sup>rd</sup> December 2003						
for the 18 stations (cutoff)	$G_{NS}$ comparison			$G_{EW}$ comparison		
	$\xi_{NS}$	$\Delta$ (mm)	$\delta$ (mm)	$\xi_{EW}$	$\Delta$ (mm)	$\delta$ (mm)
OBS. - GPSsat						
( $\gamma=10^\circ$ )	48.76	4.0	69.0	49.39	1.0	45.6
( $\gamma=13^\circ$ )	48.66	7.2	47.5	49.25	4.4	29.2
( $\gamma=20^\circ$ )	48.98	-3.9	37.0	48.56	2.5	23.5

Bias (and std) at AIMO are 7 mm (15 mm) for the North-South component and -0.4 mm (14 mm) for the East-West component. Table 4.4 presents biases and standard deviations for the 18 stations being processed with a cutoff  $\gamma \in [10^\circ, 13^\circ, 20^\circ]$ . The biases (and standard

deviations), presented in Table 4.4 are 5 mm (45 mm) in average for the North-South component and 4 mm (25 mm) in average for the East-West component. Again, the fit between observed and simulated is better for the East-West component, this may be explained by a better exposition factor in the East-West direction.

#### 4.1.6 Conclusions and perspectives

In the past, high-resolution non-hydrostatic models have shown their ability to provide more realistic simulations of heavy precipitation events than the actual operational NWP systems [Stein *et al.*, 2000; Ducrocq *et al.*, 2002]. This new generation of atmospheric models gave us the opportunity to test a more “GPS-SAT” method of tropospheric parameter simulations. We proposed to use STD values in direction of the visible satellites at each GPS station to infer ZTD by projection to zenith and averaging, and gradients by projection to (in our case)  $10^\circ$  of elevation and least squares adjustment of the two gradient components in NS and EW direction.

We compared tropospheric parameters evaluated with the new GPS like strategy to those inferred from the classical strategy, *i.e.* ZTD inferred by one vertical integration, and gradients by ray tracing into 96 directions with 8 fixed azimuths and 12 fixed elevations. Both simulation methods were compared to the GPS observations during two heavy rain events in south-eastern France, on 8-9<sup>th</sup> of September 2002 and on 3<sup>rd</sup> of December in 2003.

Biases and standard deviations (std) with respect to GPS observations were evaluated for both methods. For ZTDs, the classical simulation method yields a bias of less than 1 cm and a std of less than 2 cm with respect to GPS measurements (valid for 2002 and 2003). These values are comparable to other studies comparing GPS and weather models, showing a satisfying quality of the atmospheric model under these extreme conditions. ZTD differences evaluated with the “GPS-SAT” method are decreased by up to 50 % for an equivalent std when considering cut-offs ranging from  $10^\circ$  to  $20^\circ$  (especially for the 2003 event). The more extrem 2002 event shows equivalent results with both methods. The hydrometeor contribution improves ZTD estimations for both methods; the classical method is improved by 5% with hydrometeors contribution what ever is the choice of cutoff angle, while the “GPS-SAT” method is improved by an average of 25% (from 50% to 10% for a cutoff angle from  $10^\circ$  to  $20^\circ$ ). Extreme evaluations of STD under low elevation angles implied tests to identify the optimal cut-off angle for these simulation methods exploiting STDs in direction of the GPS satellites. The lower boundary for the elevation cut-off applied in this study is  $10^\circ$  due to the data availability of the permanent stations included in our analysis. Our results show also the inability to reproduce GPS observations when larger cut-off is considered (*i.e.*  $> 20^\circ$ ) due to too few satellites left in the evaluation.

The same comparisons have been applied to the horizontal gradient estimates. The GPS like strategy evaluates biases of less than 10 mm on the NS and the EW components, while the classical method yields biases which are mostly below 15 mm. The std are generally higher for the GPS like method than for the classical one with 40 mm instead of 30 mm. The relatively high variability of the statistical parameters (see Table 4.3) is probably due to the instantaneous evaluation of STD which under low elevation angles can yield extreme values. A second reason for an increased variability of the statistical results of the GPS like strategy is the limited number of satellites taken into account in the calculations according to this new method (mostly 8-11 with respect to 96 lines of sight for the classical strategy). The “GPS-SAT” method better reproduces the amount of variability seen in the

GPS gradient measurements than the classical method. This advantage of the new modeling strategy is however translated into high std if timing errors affect the model.

We have shown that our very well constrained atmospheric models are more precise in simulating GPS tropospheric parameters than previous studies, because we obtain fits for simulations concerning extreme weather situations which are comparable to long term studies. The new GPS like strategy further improves the simulation precision. Hydrometeor simulations play an important role in improving tropospheric parameter estimations during extreme events. To identify the sources for the remaining discrepancies between model and GPS tropospheric parameter evaluations, two study directions can be proposed : 1) the application of the new simulation strategy in a very well constrained model in quiet meteorological situations ; 2) a better identification of GPS measurement errors which are absorbed in the tropospheric parameter evaluation (multi-path, antenna phase center variations, receiver noise, and other still unknown error sources). To further improve our GPS like simulation strategy, we propose to time average STD evaluations to avoid extreme values under low elevation angles. This would also be an even more realistic way of tropospheric parameter simulation, as the GPS analysis constrains individual parameters by data cumulated over a time span of typically 5-30 min. Our recommendations for the simulation of GPS tropospheric parameters in meteorological models is to use 1) the GPS like strategy (improved by time averaging which could also take into account the fact that the GPS analysis applies constraints on the temporal variability of successive parameters); 2) the same (low) cut-off angles and mapping functions as in the GPS analysis; 3) hydrometeor contributions for STD evaluations. Furthermore, our study identifies STD measurements in the line of sight of the GPS satellites as probably the most precise GPS observables to be assimilated.

## Chapitre 5

# Conclusion sur les simulations GPS dans les modèles météorologiques

Une estimation des différents observables GPS a donc été développée dans les post-traitements du modèle de recherche Més0-NH. La sensibilité de la formulation des différents simulateurs a été examinée sur deux cas d'étude.

Nous nous sommes tout d'abord intéressés à l'observation GPS la plus couramment disponible que sont les délais zénithaux. Nous avons examiné la sensibilité des estimations de ZTD à la formulation de l'indice de réfraction de l'atmosphère (plus communément estimé en terme de réfractivité atmosphérique). Le cas extrême des événements du Gard a permis également de quantifier la contribution potentielle des hydrométéores au délai total (contribution jusqu'à 70 mm). De plus le caractère non-hydrostatique du modèle Més0-NH a permis de quantifier la sur-estimation du délai hydrostatique avec une formulation fonction de la pression au sol (qui considère l'atmosphère en équilibre hydrostatique). Cette sur-estimation, localisée principalement au coeur des cellules convectives peut atteindre 18 mm.

Compte-tenu de l'incertitude sur l'estimation du délai hydrostatique (hydrostatisme, observation de pression pas toujours disponible au pied du capteur GPS), les résultats de cette étude nous conduisent à proposer une assimilation des ZTD plutôt que des ZWD (ou des IWV), *i.e.* "au plus proche des mesures GPS".

Nous avons aussi montré le potentiel des délais zénithaux pour valider des simulations à haute résolution d'événements précipitants. Appliqués à 3 simulations différant par leurs conditions initiales, le simulateur de ZTD a permis de montrer que la simulation numérique fournissant la meilleure prévision de précipitation était aussi celle la plus proche des observations GPS, et par conséquent celle ayant la meilleure estimation du contenu intégré en vapeur d'eau dans la troposphère dans ses conditions initiales et les prévisions résultantes. Cette comparaison a aussi montré un manque d'humidité à l'Ouest du domaine et laisse par conséquent envisager un espoir d'amélioration de la prévision par assimilation des données GPS dans cette région.

Ensuite, les délais obliques ont été développés dans le modèle Més0-NH. Nous avons pu montrer que les délais obliques étaient capables d'apporter une information cohérente sur la variabilité spatiale du contenu en vapeur d'eau autour de la station GPS. La comparai-

son des observations GPS de STD aux simulations réalistes des deux événements extrêmes que nous avons considérés (inondations du Gard en septembre 2002 et flux du Rhône en décembre 2003) a permis de valider les délais obliques (écarts relatifs moyens inférieurs à 1 % pour des écarts types de 1 %).

Ces simulations de délais obliques dans Mésos-NH sont aussi utilisées pour la validation d'un logiciel tomographique (restitution d'un champ 3D de vapeur d'eau ou de réfractivité atmosphérique). En collaboration avec le Laboratoire de la Dynamique de la Lithosphère de Montpellier (LDL), une étude de tomographie synthétique avec le logiciel développé par *Cédric Champollion* [2005] est en cours d'analyse. Elle cherche notamment à estimer la résolution verticale de la restitution du champ 3D de vapeur associée à différents types de réseaux de distances inter-stations variables. Pour entreprendre la validation de ce logiciel, différentes stratégies peuvent être envisagées :

- soit par utilisation directe des STD simulés (validation la robustesse du logiciel)
- soit par utilisation de STD reconstruit à partir des ZTD et des gradients (validation de la technique de tomographie GPS)

Pour cela, nous avons calculé des STD en direction des satellites visibles, les ZTD et les gradients pour différents sites correspondant à différentes configurations de réseaux GPS pour les simulations des 8-9 septembre 2002 et 3 décembre 2003. Se basant sur la campagne GPS de l'OHM-CV de 2002 (présentée section II.1.1), les observables GPS d'un premier réseau dense ont été calculés (20 stations sur une zone de 30×30 km). Le deuxième jeu d'observables GPS calculés correspond à la configuration de l'ensemble des stations GPS présentes (temporaires et permanentes) lors des campagnes 2003, 2004 et 2005 de l'OHM-CV (réseau permanent densifié). Des stations virtuelles ont été rajoutées avant d'obtenir une distance inter-station moyenne de 30 km. Le troisième réseau considéré est celui des stations permanentes du Sud-Est méditerranéen. La distance inter-station moyenne est de 60 km. La Figure 5.1 présente un exemple de comparaison du champ de vapeur d'eau restitué par la tomographie à partir des délais obliques synthétiques Mésos-NH au champ de vapeur d'eau directement simulé par Mésos-NH.

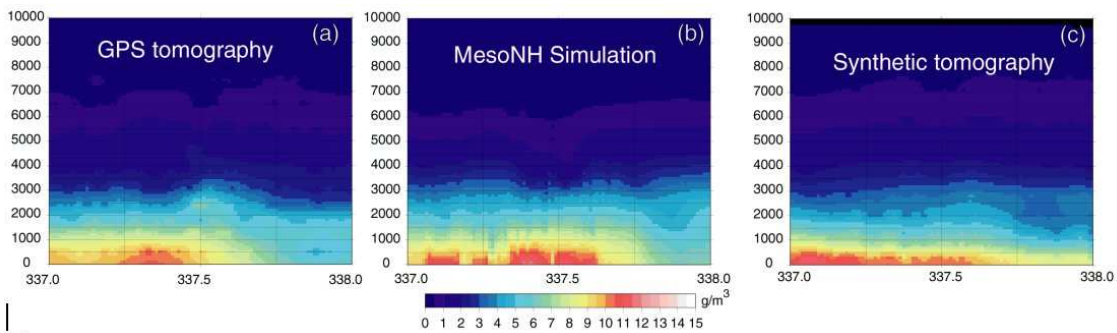


FIG. 5.1 – Evolution temporelle de la distribution verticale de vapeur d'eau au-dessus de Montpellier le 3 décembre 2003 (jour julien 337) d'après la tomographie GPS sur données réelles (a), sur données simulées dans Mésos-NH (c) et directement d'après la simulation Mésos-NH (b). (*source* : Thèse de *Cédric Champollion* [2005])

---

Les délais obliques sont aussi à la base du calcul des gradients qui a été développé dans Méso-NH. Deux stratégies d'évaluation ont été développées, une stratégie dite classique qui balaie uniformément l'espace et une stratégie plus proche du traitement GPS qui considère les tirs en direction des satellites. La stratégie plus proche du traitement GPS améliore l'estimation des gradients. La différence moyenne entre observations et simulations de la composante Nord-Sud des gradients passe ainsi entre la méthode classique et la nouvelle méthode de 1.5 cm à 0.7 cm pour un écart type équivalent (de 3.5 cm), et pour la composante Est-Ouest cette différence reste équivalente (0.5 cm) avec une diminution de l'écart type (de 3 cm à 2.6 cm). Pour les deux méthodes d'estimation des gradients, la composante Nord-Sud est plus éloignée des observations que la composante Est-Ouest en accord avec le facteur d'exposition des satellites respectivement de 50 % pour l'exposition Est-Ouest et de 48% pour l'exposition Nord-Sud (pas de satellites visibles aux élévations comprises entre 15° et 75° dans la direction du Nord à la latitude du Golf du Lion). Cette comparaison des gradients observés avec les simulations numériques montre une forte variabilité temporelle de ces observations localisées autour d'un site sur une zone de l'ordre de 50 km et la difficulté que sa modélisation peut encore susciter. La potentielle influence des multi-trajets (réflexion du signal GPS avant d'atteindre le récepteur) sur les estimations de gradients pour certains sites ne peut être pour l'instant écartée. Dans cette même étude, nous avons montré que les simulations classiques de ZTD intégrés selon la verticale donnent des résultats comparables à ceux obtenus avec la nouvelle méthode plus proche des traitements GPS (biais moyen inférieur à 1 cm). Si une plus grande précision est recherchée, l'estimation des ZTD à partir des STD permet d'atteindre une précision millimétrique.





# Conclusions et perspectives

L'évaluation du potentiel météorologique des observations GPS-sol et leur aptitude à être assimilées dans les modèles météorologiques de prévision a nécessité une étude transversale. En effet, d'un côté, la technique GPS de positionnement et d'estimations des paramètres troposphériques s'insère dans un contexte géodésique complexe où une multitude de sources d'erreur sont à modéliser ou à éliminer (ionosphère, comportement des antennes, orbites des satellites, décalage des horloges, ...). D'un autre côté l'application météorologique a nécessité des considérations générales sur la physique atmosphérique dans les modèles de prévision et notamment sur la propagation des ondes électromagnétiques à travers l'atmosphère.

L'analyse GPS considère des observations de deux phases porteuses des signaux GPS (de fréquences radio) pour calculer le temps de propagation et déduire la distance récepteur-satellite. Environ 28 satellites GPS gravitent autour de la Terre, dont 4 à 11 sont en permanence captés par les récepteurs au sol. Afin de modéliser et d'éliminer les sources d'erreur, une combinaison linéaire des observations de phases (qui sont des délais de phases relatifs) est considérée. Ces observables de phases sont doublement différenciés entre deux satellites et deux récepteurs pour permettre l'ajustement des paramètres inconnus. Dans le traitement GPS, les paramètres libres sont l'estimation de la position et des paramètres troposphériques. L'utilisation de fonctions de projection permet de les distinguer lors de l'ajustement. Les paramètres troposphériques résolus sont les délais zénithaux moyens (ZTD) et les gradients de délais (composante Nord-Sud et Est-Ouest). L'extraction à haute résolution temporelle des paramètres troposphériques nécessite une analyse en deux étapes. Lors d'un premier calcul, quelques paramètres troposphériques sont résolus simultanément avec la position permettant d'obtenir des coordonnées des stations GPS millimétriques. Le positionnement très précis résolu, est utilisé comme condition initiale lors d'un second calcul d'inversion, qui estime des ZTD et des gradients à une fréquence temporelle élevée (tous les quarts d'heures pour les ZTD et toutes les demi-heures pour les gradients).

Le ZTD correspond à une distance variable en fonction de la densité d'atmosphère traversée par les ondes GPS (résultat de la projection au zénith des délais de phases relatifs). Ses variations sont fortement contrôlées par la vapeur d'eau troposphérique. Les gradients ont été introduits pour traduire le fait que la répartition de la vapeur d'eau au-dessus d'un site n'est pas homogène, et que la vitesse de propagation des ondes GPS selon l'angle de visée diffère. La résolution du délai troposphérique moyen au zénith conjointement établie avec le gradient de délai introduit une correction de la fonction de projection selon la direction de la propagation. La direction et l'amplitude du gradient indiquent la zone où la répartition de vapeur d'eau autour de la station GPS est la plus dense. Des valeurs importantes des composantes des gradients indiquent une répartition hétérogène de la va-

peur d'eau atmosphérique. Les gradients fournis par le logiciel de traitement GAMIT sont par convention projetés à  $10^\circ$  d'élévation. Ils symbolisent alors la différence de délais entre une direction à  $10^\circ$  d'élévation et sa direction opposée. Une troisième observation de délai est disponible lors de l'analyse GPS. Il s'agit de l'observation de résidus de délais de phases après l'ajustement final des paramètres libres. Au cours du processus d'ajustement, la différence des délais de phases enregistrés et observés ont été minimisés. Une fois l'ajustement des ZTD et des gradients établi, le délai de phase modélisé (par la distance entre satellite et récepteur, la correction troposphérique et un certain nombre de modèles de correction des autres sources d'erreurs) et le délai de phase observé diffèrent d'un certain nombre de cycle de phase. Ce délai résiduel peut s'exprimer en une distance équivalente. Cette observation est disponible toutes les 30 secondes en direction de chaque satellite. Les résidus contiennent tout signal non modélisé ou éliminé par l'analyse GPS. Cela peut être les ordres supérieurs de la troposphère, les multi-trajets, et d'autres phénomènes pour l'instant non-identifiés. Il apparaît clairement que, lorsque des ondes GPS traversent des zones atmosphériques à forte teneur en vapeur d'eau et en hydrométéores, des zones de fortes activités convectives, les observations résiduelles sont significativement augmentées. Néanmoins, le choix de considérer les résidus comme observations troposphériques reste incertain.

L'observation finale GPS d'un grand intérêt météorologique par l'ensemble d'informations qu'elle contient est le délai oblique troposphérique (STD) en direction de chacun des satellites GPS. L'analyse des délais de phases ne permet pas une observation directe des STD. Mais leurs observations sont disponibles par une reconstruction à partir des ZTD, des gradients et éventuellement des résidus. L'amplitude des STD est très fortement associée à celle des ZTD, mais la considération des gradients (et des résidus) permet d'affiner la variation spatio-temporelle des STD en direction de chaque satellite.

Le travail de thèse présenté ici avait pour objet de montrer le potentiel des produits GPS météorologiques (ZTD, gradients et STD) pour la compréhension et prévision des phénomènes de crues-éclair. Il s'inscrit au sein des activités de l'OHM-CV. Une première étape a été d'établir une stratégie optimale d'analyse GPS pour extraire des paramètres troposphériques de haute qualité. Des tests de traitement GPS ont été réalisés à partir de données des stations temporaires que nous avons installées, recueillies, traitées et analysées dans le cadre des campagnes automnales GPS de l'OHM-CV. La procédure optimale d'analyse de données GPS lors du déploiement d'un réseau régional de stations présente les caractéristiques suivantes : certaines géométries de réseaux sont à éviter si des gradients représentatifs doivent être évalués (distribution spatiale inhomogène, distances inter-stations temporaires trop grandes). L'influence de la géométrie des réseaux est par contre faible sur les estimations de ZTD (grande robustesse). Une répartition en "grappe" de 6 à 8 stations temporaires locales très proches avec l'association d'une dizaine de stations de référence européenne et de quelques stations permanentes réparties au Sud du réseau est conseillée. La répartition des stations de référence doit posséder des distances inter-stations importantes (lignes de base de plus de 2000 km) [Tregoning et al., 1998], et être centrée de façon homogène sur le réseau de stations temporaires. Les 6 à 4 stations permanentes sélectionnées doivent se situer au Sud du réseau (îles Baléares ou en bordure de mer), car elles favorisent une bonne estimation des gradients des stations temporaires locales étudiées, et permettent ainsi de réduire l'incertitude de la composante Nord-Sud des gradients, souvent moins bien résolue que la composante Est-Ouest à la latitude de la zone méditerranéenne de l'étude. En effet, l'absence de satellite passant au-dessus du pôle

Nord peut être compensée en partie en insérant dans la géométrie du réseau des stations situées à des latitudes plus basses. Ainsi les paramètres troposphériques de 6 à 8 stations locales peuvent être estimés efficacement (en temps et en qualité), en les associant avec 6 ou 4 stations permanentes proches et 10 stations permanentes de référence, portant à 22 le nombre total de stations considérées lors du traitement GPS. Pour obtenir des séries temporelles de paramètres troposphériques significatifs, un calcul en 6 sessions de 12 heures par jour, selon la stratégie de *sliding windows* est recommandé. Ces sessions de 12 heures permettent d'estimer un ZTD tous les quarts d'heure et une paire de composante Nord-Sud et Est-Ouest du gradient toutes les demi-heures. Ensuite, des tests sur les contraintes appliquées aux paramètres troposphériques et le choix de l'angle de *cutoff* des mesures ont été réalisés. Les valeurs initialement conseillées sont satisfaisantes : CUTOFF ( $\gamma=10^\circ$ ), ZENITH CONSTRAINTS (ZC=0.5 m), GRADIENT CONSTRAINTS (GC=0.03 m), ZENITH VARIATION (ZV=0.02 m/ $\sqrt{h}$ ) et GRADIENT VARIATION (GV=0.02 m/ $\sqrt{h}$ ). Il est néanmoins possible d'améliorer d'un niveau millimétrique l'évaluation des paramètres par des contraintes plus lâches : ZENITH CONSTRAINTS (ZC=0.5 m), GRADIENT CONSTRAINTS (GC=0.1 m), ZENITH VARIATION (ZV=0.1 m/ $\sqrt{h}$ ) et GRADIENT VARIATION (GV=0.1 m/ $\sqrt{h}$ ). Ainsi, la variabilité temporelle des paramètres troposphériques solutionnés est représentative de l'état de l'atmosphère. Au niveau du choix du référentiel du calcul, nous recommandons d'établir les paramètres troposphériques avec des contraintes faibles sur les positions a priori des stations dans un référentiel "libre". En effet, la différence des observations GPS de ZTD avec l'équivalent de radiosondages effectuée sur 23 jours est minimale en utilisant la solution "libre".

Ces tests de sensibilité de l'analyse GPS ont permis de quantifier l'incertitude des ZTD (5 mm) et des gradients (6 mm pour  $G_{EW}$  et 10 mm pour  $G_{NS}$ ). Ces estimations de l'incertitude pourront être utilisées pour spécifier la matrice de variances d'erreurs d'observation nécessaire à l'assimilation des observations GPS dans les systèmes de prévisions numériques du temps.

Afin de préparer l'assimilation des observations GPS, et notamment de spécifier l'opérateur d'observation GPS à considérer dans une assimilation variationnelle, des simulateurs de paramètres troposphériques GPS ont été développés dans le modèle de recherche Mésos-NH. Des simulateurs de ZTD, de STD et de gradients ont été implémentés dans le module de post-traitement de Mésos-NH. La qualité de ce modèle météorologique, qui possède une paramétrisation élaborée des processus microphysiques et peut utiliser une résolution horizontale kilométrique permettant une résolution explicite des mouvements convectifs, a permis la validation de nos simulateurs d'observations GPS pour deux cas de pluies intenses (les 8-9 septembre 2002 et le 3 décembre 2003). Le potentiel des observations GPS pour la validation de prévisions à haute résolution (2.4 km) a d'autre part été démontré. Les observations de ZTD ont été utilisées pour comparer trois simulations Mésos-NH de la situation des inondations du Gard en septembre 2002. Ces trois simulations diffèrent entre elles de par leurs conditions aux limites. La comparaison montre que la simulation la plus proche des observations GPS de ZTD est aussi celle qui restitue au mieux les précipitations observées lors de cet événement de pluie intense. Le biais moyen entre les ZTD observés et simulés par cette expérience pour 11 stations est de 10 mm pour un écart type de 8 mm.

Les simulations Méso-NH de l'événement des 8-9 septembre 2002 et plus particulièrement de la situation du 3 décembre 2003 étant de très bonne qualité, nous avons pu utiliser ces simulations pour valider une nouvelle méthode d'estimation des ZTD et des gradients. En effet, cette nouvelle méthode, qui utilise un simulateur de délais obliques en direction des satellites, se montre plus réaliste en comparaison avec les observations GPS analysées lors de ces deux événements. L'écart entre les observations et simulations est diminué de 25 % pour les ZTD estimés avec la nouvelle méthode (pour le cas du Gard en 2002). Les écarts entre les gradients observés et simulés sont diminués de 4 mm en moyenne.

Nous avons par ailleurs, pour les simulations de ces deux événements, pu valider les STD reconstruits à partir des observations GPS par comparaison avec les simulations (écarts relatifs moyens des STD inférieurs à 1 % pour des écarts types de 1 %). Dans le travail présenté dans ce manuscrit, les observables sont calculés à un instant donné. Afin d'améliorer l'utilisation météorologique des gradients GPS, il est envisagé de considérer une stratégie de moyenne temporelle afin d'être plus proche du traitement des observations GPS.

La disponibilité du laboratoire numérique que constitue le modèle Méso-NH a aussi été une réelle opportunité de tester la sensibilité de l'estimation des délais en fonction de la formulation de l'indice de réfraction atmosphérique. La contribution importante des hydrométéores au ZTD (jusqu'à 7 cm soit 2.8 % du ZTD) a pu être mise en évidence grâce aux six espèces d'hydrométéores pronostiquées dans Méso-NH. L'écart moyen entre les observations GPS et les simulations de ZTD est diminuée de 25 % supplémentaires par rapport aux simulations qui ne considèrent pas les ZHmD. Le non-hydrostatisme des zones convectives, lors de la modélisation Méso-NH des événements extrêmes, a permis de quantifier l'erreur induite par la considération d'une atmosphère en équilibre hydrostatique lors de l'évaluation du ZHD par la pression au sol (jusqu'à 1.8 cm soit 0.75 % du ZTD). Cette formulation est utilisée lors de la conversion du ZTD en contenu de vapeur d'eau intégrée (IWV). Le test de sensibilité Méso-NH de la conversion du ZTD en IWV apparaît en première approximation satisfaisante (erreur de 0.6 kg/m<sup>2</sup>, soit environ 2 %). C'est seulement pour les endroits singuliers au coeur des systèmes convectifs de méso-échelle que cette approximation apparaît non justifiée (erreur de  $\approx 11$  kg/m<sup>2</sup>, soit près de 30 %). Les résultats de ces tests de sensibilité nous confortent dans l'idée que ce sont les observations de ZTD initiales plutôt que le contenu en vapeur d'eau extrait qui doivent être assimilées dans les modèles atmosphériques. Sur la base de ces résultats, un opérateur d'observation de ZTD a été développé dans le système d'assimilation 3Dvar ALADIN utilisé avec les modèles ALADIN, Méso-NH et prochainement AROME (futur modèle opérationnel à haute résolution de Météo-France). La version tangente linéaire et adjointe de l'opérateur d'observation de ZTD ont aussi été développées. J'ai participé aux différentes étapes de la validation de cet opérateur, et les premières expériences d'assimilation avec le 3Dvar ALADIN sont en cours de validation. La Figure 5.2 présente un exemple d'analyse d'une observation de ZTD à la station AXPV pour la situation pluvieuse du 4 novembre 2004. La suite de ce travail est l'assimilation de toutes les observations GPS de la région méditerranéenne (stations permanentes et stations semi-permanentes de l'OHM-CV) avec le 3Dvar ALADIN et l'évaluation de son impact sur la prévision à haute résolution Méso-NH ou AROME d'événements de pluies intenses. De gros espoirs sont fondés sur l'assimilation de ce réseau régional de données GPS pour notamment améliorer la description du flux d'humidité de basses couches alimentant les systèmes fortement précipitants (une telle alimentation est matérialisée sur la figure 5 par la langue d'humidité forte sur la Méditerranée).

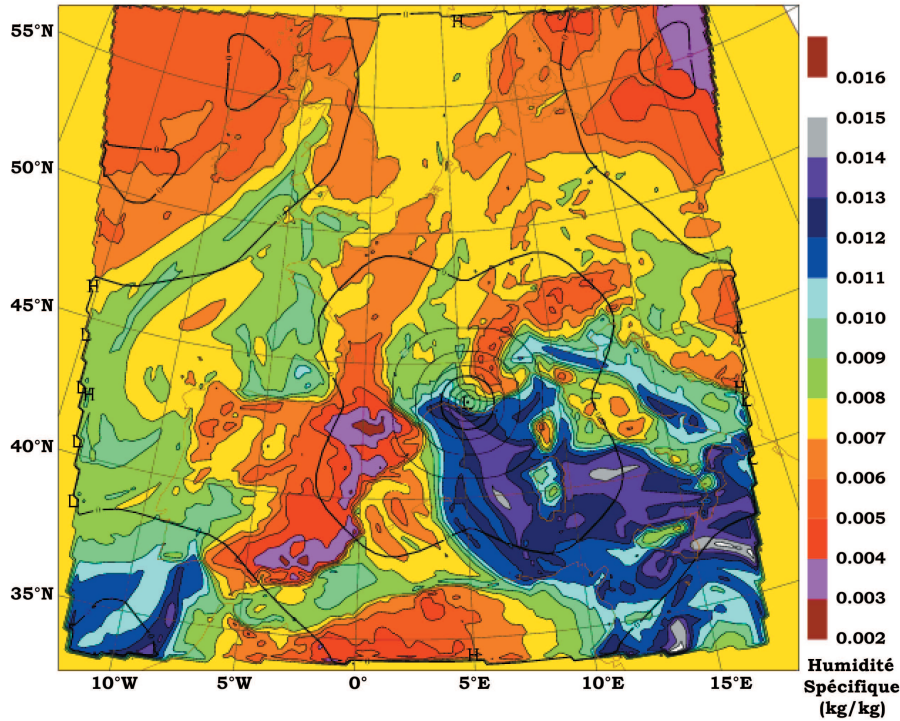


FIG. 5.2 – Analyse d’une observation de ZTD à la station d’Aix en Provence avec le 3Dvar ALADIN : humidité spécifique près du sol en plage de couleurs sur laquelle est superposé l’incrément d’analyse par pas de 0.1g/kg. L’écart à l’ébauche pour l’observation d’Aix en Provence est de 14 mm.

Une autre application de la simulation des observables GPS dans Méso-NH est la validation d’un logiciel de tomographie troposphérique GPS à l’aide des STD simulés. Le logiciel tomographique LOFTT\_K, développé par *Cédric Champollion* [2005] permet la restitution spatiale et temporelle de la vapeur d’eau. Les simulations Méso-NH de délais obliques en direction des satellites GPS visibles, réalisées pour différentes configurations du réseau, ont contribué à la validation du logiciel LOFTT\_K. Une question critique en tomographie est celle de la résolution verticale du champ 3D de vapeur d’eau restituée. Celle-ci dépend de la distance inter-station du réseau considéré. L’utilisation de délais synthétiques en considérant différentes configurations de réseaux va permettre de quantifier plus précisément cette relation, et en particulier dans le contexte de la région Cévennes-Vivarais et du réseau temporaire déployé chaque automne dans le cadre de l’OHM-CV.

La réfractivité, est un paramètre physique sensible à la composition de l’atmosphère, et spécifiquement à la variabilité de la vapeur d’eau pour la fréquence du GPS. La description nouvellement présentée des coefficients de réfractivité en fonction de la fréquence du signal laisse entrevoir un potentiel conséquent de diagnostiquer la composition de l’atmosphère par l’analyse de la propagation de la phase des signaux électromagnétiques par la technique d’analyse GPS. La connaissance exacte du signal source émis par les satellites pourrait être une information non-négligeable. En effet, elle permettrait en plus de l’analyse de phase (exploitée actuellement par les logiciels d’analyse GPS) une analyse de

l'atténuation des signaux. Conjointement, l'utilisation d'un large spectre en fréquence du signal restituerait la composition et la répartition des différents constituants de l'atmosphère (combinaison des observations avec les techniques tomographiques similaires à celles qui permettent aujourd'hui la restitution du champ 3D de la vapeur d'eau et de la réfractivité atmosphérique).

# Annexes





## Annexe A

# Principe de la mesure GPS

### A.1 Présentation du système GPS

#### A.1.1 Bref historique et contexte géodésique

Un système de positionnement et de diffusion d'informations en temps réel (dont la diffusion de la base universelle du temps) a été pensé au début des années 60 par l'Armée US et la NASA (en concurrence avec le Système Global de Navigation Soviétique GLO-NASS). C'est finalement en 1974 que naquit le GPS au sein du NAVSTAR ("*Navigation Satellite Timing and Ranging*"). La requête d'une utilisation civile de ce système d'exploitation d'informations en temps réel se fait ressentir sous la gouverne des "*Departments*" civils américains. La nécessité d'accéder à un positionnement en temps réel (à 100 m de précision) et d'une base de temps commune à tous les utilisateurs tombent comme un consensus inévitable dont le "*Precise Positioning Service*" (PPS) se fait le témoin. Le détail des procédures et conditions d'utilisation est publié en 1986 par les "*Departments*" de la Défense et des Transports américains, sous l'intitulé de "*Federal Radionavigation Plan*". Le GPS comporte une constellation actuelle de 29 satellites qui gravitent autour de la Terre. Le satellite PRN4, lancé le 22 février 1978, est le premier d'une série de 11 satellites d'appartenance au "*Block I*", distant d'environ 19650 km de la Terre, dont la durée de vie est de 4 à 5 ans. Leurs inclinaisons par rapport à l'équateur sont de  $63^\circ$ . Ils ne sont plus aujourd'hui en activité, excepté un seul qui est activé de temps en temps. A partir de 1989 jusqu'à nos jours, des satellites, dits d'appartenance au "*Block II*", sont mis en orbites sur six plans de  $55^\circ$  d'inclinaison. Leur distance moyenne par rapport à la surface de la Terre est de 20200 km. La période de rotation des satellites GPS autour de notre planète est de 11h58, soit un demi-jour sidéral. Ils possèdent, à la différence des satellites du "*Block I*", la capacité de dégrader le signal. Leur durée de vie est de 7 à 8 ans. Chacun des satellites porte une horloge atomique qu'il est nécessaire de synchroniser car soumise à des décalages. Les horloges des satellites sont continuellement surveillées et synchronisées régulièrement par des horloges atomiques situées à *Colorado Springs*. Les autres segments de contrôle sont situés à *Hawaii*, *Ascension Island*, *Diego Garcia* et *Kwajalein*. Ainsi des corrections figurent chaque jour dans les messages de navigation émis par chacun des satellites. En 1967 à la 13<sup>ème</sup> conférence générale du Comité International des Poids et Mesures, la seconde est fixée à  $s=9192631770$  périodes de la radiation correspondant à la transition entre deux niveaux hyper-proches de l'état au repos du Césium 131. Il est alors possible

d'établir un référentiel absolu du temps sur Terre. Mais il est difficile d'accéder en temps réel à ce temps absolu. Aujourd'hui, grâce au GPS, un temps universel est diffusé à tout endroit de la surface terrestre. En effet, les satellites GPS dialoguent journalièrement avec les horloges atomiques (encore plus précises) au sol, ce qui leur permet de se référer à cette seconde  $s$ , unité de temps du Système International (SI). Même si le temps GPS n'est pas exactement le temps absolu, car il possède un décalage aux environs de 19 secondes par rapport au Temps Atomique International (TAI) [Bock, 1998], le référentiel de temps du GPS possède la même seconde que le référentiel absolu. L'estimation très précise du temps, n'importe où sur Terre, peut notamment s'illustrer par l'utilisation de ce référentiel temporel lors des mesures sismologiques, qui s'accompagnent systématiquement d'un récepteur GPS afin d'associer un référentiel de temps à l'enregistrement des traces.

Les utilisations civiles du GPS sont diverses, comme la navigation sur mer, sur terre, dans les airs, sur les rivières, dans des véhicules automobiles, pour guider les robots et d'autres machines, mais aussi pour la gérance des cadastres, dans la gestion des terrains agricoles. ... La communauté européenne s'est donc lancée dans la création de sa société civile de positionnement (GALILEO) tant les utilisations sont diverses et variées. Il est d'autre part évident que l'outil de diffusion d'informations et de positionnement très précis en temps réel en cas de crise internationale, à tout endroit de la Terre, est une autre de ses motivations. La date de mise en service de GALILEO est prévue pour 2008.

Il est utile de remettre le GPS dans le contexte géodésique auquel il appartient aujourd'hui. En effet certains systèmes de référence sont maintenus par les coopérations internationales de l'IERS ("*International Earth Rotation Service*") sous la gouverne de l'IAG ("*International Association of Geodesy*"), liée à l'IAU ("*International Astronomical Union*"). Le Bureau Central de l'IERS combine et exploite les informations sur les propriétés d'orientation de la Terre fournies par le VLBI ("*Very Long Baseline Interferency*"), le SLR ("*Satellite Laser Ranging*"), le LLR ("*Lunar Laser Ranging*"), le GPS ("*Global Positioning System*"), et maintient ainsi l'ICRF ("*International Celestial Reference Frame*") et l'ITRF ("*International Terrestrial Reference Frame*"). L'ICRF met à disposition un catalogue de sources radio extragalactiques, définissant des directions et le positionnement d'axes de référence. L'ITRF2000 [Altamimi et al., 2002], par une solution d'inversion en 2000, basée sur les observations du GPS, du VLBI, de DORIS et de la télémétrie laser (SLR et LLR), met à disposition un catalogue des coordonnées et des vitesses des stations de référence. Ce catalogue est comparable au modèle actuel NNR-NUVEL-1A [Demets et al., 1994] des mouvements des grandes plaques tectoniques terrestres [Argus et Gorgon, 1991; McCarthy, 1996]. L'origine de ce référentiel est placée au centre de masse de la Terre (océans et atmosphère considérés). La transformation entre l'ICRF et l'ITRF est fournie par les paramètres d'orientation de la Terre de l'IERS et par la conjonction avec les modèles de précession et de nutation [Leick, 1989; Bock, 1998].

Pour ce qui est de l'analyse des données GPS, l'IGS ("*International GPS Service for Geodynamics*"), qui contribue au système de référence orchestré par l'IERS, se charge de diffuser la trajectoire précise des orbites des satellites GPS. Le "*Système Européen de Référence*" (EUREF) communique par ailleurs sur son site Internet ([www.epncb.oma.be](http://www.epncb.oma.be)) les fichiers de données GPS au format RINEX des stations de référence, ainsi que différents paramètres nécessaires à l'analyse GPS.

### A.1.2 Signal source émis par les satellites GPS

Les satellites GPS émettent des ondes radio modulées de façon complexe qui se propagent à travers l'espace et l'atmosphère terrestre. Le signal source, émis par chaque satellite, est une onde électromagnétique qui auto-propage un champ électrique et un champ magnétique générés par d'oscillations rapides de particules chargées. La compréhension exacte de ce phénomène n'est assurément pas simple, mais du point de vue de notre réalité les équations de Maxwell satisfont l'interprétation de cette propagation [Feynman, 1964]. L'approximation d'une onde GPS qui peut être considérée sphérique, par une onde plane, est acceptable du fait de la grande distance entre satellites et récepteurs. Le signal GPS peut être visualisé, en première approche, comme une sinusoïde pure ou une "porteuse" dont le champ électrique est caractérisé par quatre paramètres (son amplitude, sa fréquence, sa phase et sa polarisation). La spécificité de cette onde plane est d'être circulaire droite. Une description précise de la structure du signal GPS est fournie par Spilker [1978] et Langley [1990], sa description officielle étant contenue dans ARINC [1991]. La compréhension du système GPS est par ailleurs présentée par deux ouvrages [Leick, 1989] et [Teunissen, 1998]. Par la suite une synthèse de leurs exposés est présentée.

Chaque satellite GPS est équipé d'un oscillateur d'atomes de Rubidium ou de Césium qui sont utilisés pour générer une fréquence  $f_0=10.23$  MHz, dite "fondamentale". Les signaux émis par les satellites sont de fréquences multiples de cette fondamentale. Il en existe au moins quatre. Ce sont les fréquences nommées "Link" 1, 2, 3 et 5 ( $L_1=1575.42$  MHz,  $L_2=1227.60$  MHz,  $L_3=1381.05$  MHz et  $L_5=1176.45$  MHz). Elles sont multiples de  $f_0$ , par les facteurs respectifs suivant : 154, 120, 135 et 115 [Langley, 1998; Schupler, 2001]. Ces fréquences appartiennent à la bande L (entre 1000 et 2000 MHz). Les fréquences  $L_3$  et  $L_5$  ne sont pas utilisées dans le positionnement civil et scientifique.

Aux fréquences  $L_1$  et  $L_2$ , les longueurs d'onde suivantes peuvent être respectivement associées :  $\lambda_{L_1} = 0.190294$  m et  $\lambda_{L_2} = 0.244210$  m, avec  $c = 299792458$  ms<sup>-1</sup> et  $\lambda = c/f$ , où  $f$  est la fréquence du signal et  $c$  la célérité. Les signaux GPS appartiennent donc au domaine des micro-ondes.

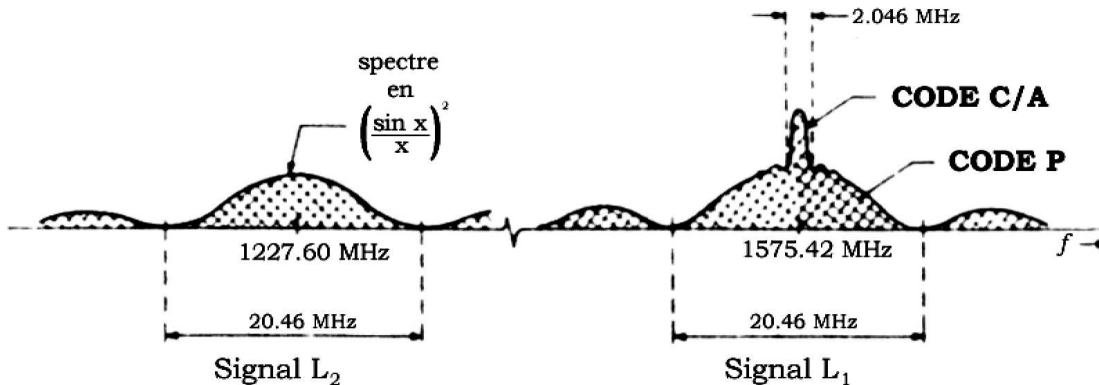


FIG. A.1 – Spectre en fréquence du signal GPS transmis.

Le signal GPS n'est pas qu'une simple sinusoïde, comme montré par son spectre en fréquence de la Figure (A.1). En plus de la phase, les signaux GPS sont modulés par deux codes principaux : le code P ("Precision Code") et le code C/A ("Clear/Acquisition Code").

Ces codes, d'allure aléatoire, sont qualifiés de “*Pseudo Random Noise*” (PRN). Les PRN

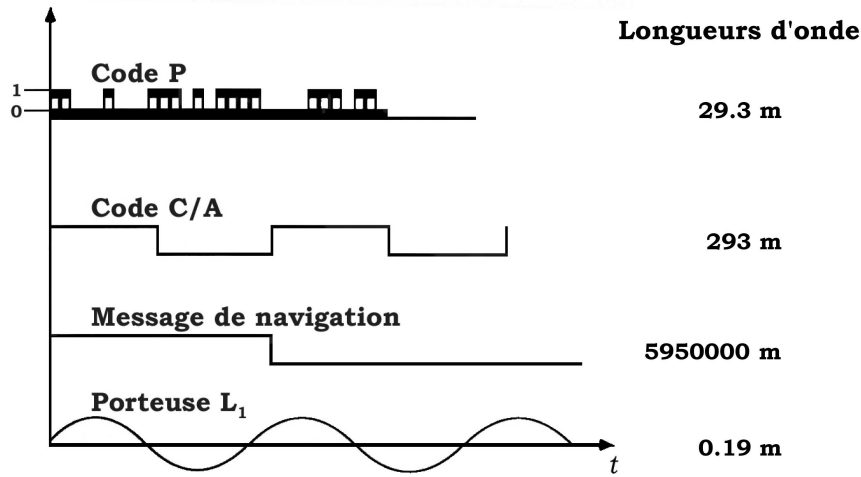


FIG. A.2 – Représentation schématique des codes et porteuses GPS.

consistent en la prise successive des valeurs 0, 1 et -1. Ils peuvent être schématisés (figure A.2) par une série de 0 et de  $\pm 1$  (codages binaires ou “bits”). Une série est générée par un algorithme mathématique (appelé “*tapped feedback registers*”) qui permet la personnalisation des PRN.

#### La fréquence $L_1$ du signal GPS :

Sur la fréquence  $L_1$ , qui est 154 fois la fondamentale  $f_0=10.23$  MHz, la modulation est doublement orchestrée par le code P et le code C/A [Spilker, 1978] :

$$S_i^{L_1} = \underbrace{A_P X_{P_i}(t) D_i(t) \cos(\omega_1 t)}_{\text{code P}} + \underbrace{A_{C/A} X_{G_i}(t) D_i(t) \sin(\omega_1 t)}_{\text{code C/A}} \quad (\text{A.1})$$

où  $\omega_1 = 2\pi L_1$  est la pulsation propre à la fréquence  $L_1$ . La phase est en réalité  $(\omega_1 t + \xi)$ , où  $\xi \approx 0$  représente un faible bruit de phase (dérive propre de l’oscillateur atomique, source du signal). Les amplitudes  $A_P$  et  $A_{C/A}$  sont des constantes qui sont associées respectivement avec les codes P et C/A.  $X_{P_i}$  et  $X_{G_i}$  sont les séquences respectives des codes P et C/A, qui varient au cours du temps différemment selon chaque satellite  $i$ . De plus,  $D_i$  sert à coder des informations nécessaires à la navigation en temps réel. Son taux de transfert est de 50 bps (bits par seconde).

#### La fréquence $L_2$ du signal GPS :

Sur la fréquence  $L_2$ , qui est 120 fois la fondamentale  $f_0=10.23$  MHz, l’activation de la modulation peut être faite soit par le code P, soit par le code C/A [Spilker, 1978] :

$$S_i^{L_2} = \underbrace{B_{P-C/A} X_{Q_i}(t) D_i(t) \cos(\omega_2 t + 4)}_{\text{code P ou code C/A}} \quad (\text{A.2})$$

où  $\omega_2 = 2\pi L_2$  est la pulsation propre à la fréquence  $L_2$ . L’amplitude  $B_{P-C/A}$  est une constante qui est associée soit au code P, soit au code C/A, selon l’activation par l’Armée

US.  $XQ_i$  est la séquence propre au code P ou au code C/A, qui varie au cours du temps différemment selon chaque satellite  $i$ . De plus,  $D_i$  sert à coder des données variables au cours du temps (comme les informations de navigation en temps réel). Le transfert des données de navigation est aujourd'hui réservé à la fréquence  $L_1$  [Spilker, 1978].

#### Code P :

Le code P a un taux de transfert de l'information de 10.23 Mbps ( $10^6$  bits par seconde). Sa période, qui est exactement d'une semaine, est réinitialisée tous les samedis à minuit. Ce code est pour chaque satellite  $i$  le produit de deux PRN-codes,  $X_1$  et  $X_2$  :

$$XP_i(t) = X_1(t) X_2(t + n_i t), \quad \text{avec } 0 \leq n_i \leq 36 \quad (\text{A.3})$$

Le nombre entier  $n_i$  porte donc à 37 le nombre de différents codes P, pour une même réinitialisation des codes  $X_1$  et  $X_2$ . La période de  $X_1$  et  $X_2$  est de 1.5 s, soit respectivement des taux de transferts de 15.345 Mbps et 15.345037 Mbps. La dégradation du signal, dont se réserve le droit l'Armée US, peut directement être appliquée sur le code P par le brouillage des codes X. La fréquence du code P est  $f_0$  (longueur d'onde de 29.3 m). Ce code est plus précis que le code C/A. Une précision de quelques mètres est obtenue pour un positionnement en temps réel si les signaux ne sont pas volontairement dégradés par l'Armée US. Le signal dégradé permet encore des mesures avec une précision d'une centaine de mètres. L'anti-leurrage ("anti-spoofing") brouille le code P, qui devient alors inaccessible à l'utilisateur civil en temps réel. Seule une alternative en temps différé peut permettre la reconstruction du code P.

#### Code C/A :

Le code C/A a un taux de transfert de l'information de 1.023 Mbps (1023 bits sur une durée de 1 milliseconde). Ce code a été élaboré pour permettre dans de bonnes conditions l'accès multiple à l'information. Pour les différents satellites, ce code est comme un "code d'Or" formé par le produit de deux PRN-codes,  $G_1$  et  $G_2$  :

$$XG_i(t) = G_1(t) G_2(t + N_i(10T)), \quad \text{avec } \frac{1}{T} = 10.23 \text{ MHz} \quad (\text{A.4})$$

$N_i$  définit le nombre de décalage de phase entre  $G_1$  et  $G_2$ . Il existe 1023 décalages  $N_i$  possible et ainsi 1023 codes C/A de cette forme (le code C/A a une durée de  $10T$  secondes). Le fait que ce code soit répété toutes les millisecondes permet très rapidement à un récepteur de l'analyser. L'autre intérêt de ce code est qu'il est synchronisé avec le code  $X_1$  du code P. Une simple courte acquisition du code C/A permet alors une orientation quasi-immédiate dans le code P (repères identifiés par les "*Hand-Over-Words*" ou HOW). Une durée de 30 secondes de données peut ainsi permettre une acquisition suffisante des informations sur la correction d'horloge et sur les données de l'éphéméride, afin de permettre le positionnement en temps réel. La fréquence du code C/A est  $\frac{f_0}{10}$  (longueur d'onde de 293 m). Le code C/A se répète toutes les millisecondes, ce qui crée une ambiguïté sur la mesure de la distance entre le satellite et la station d'une valeur multiple de 293 km. L'ambiguïté peut donc être facilement levée. Le positionnement en temps réel basé sur le code C/A est aujourd'hui précis à une dizaine de mètres.

#### Message de navigation :

Le message de navigation (ou code D) est émis par chaque satellite à 50 Hz de fréquence. Il contient les corrections d'horloges et les éphémérides du satellite. L'accès sélectif (SA) dégradait volontairement ce code. Une description détaillée des erreurs de mesures GPS causées par le SA et une possibilité de les réduire se trouve dans [Feigl et al., 1991]. Aujourd'hui l'accès sélectif a été stoppé.

#### Signaux dans la bande L :

Le choix des fréquences dans la bande L n'est bien évidemment pas anodin. En effet, il a fallu trouver un domaine en fréquence qui permette une situation intermédiaire à deux types d'effets sur les signaux électromagnétiques GPS lors de leur propagation atmosphérique entre satellite et récepteur au sol : l'atténuation et la dispersion.

Une première nécessité, due au phénomène de dispersion, était d'avoir un signal suffisamment haute fréquence pour permettre en plus de la détermination des positions, l'estimation des vitesses de déplacement des satellites par effet Doppler.

La deuxième nécessité est que le signal ne soit pas trop atténué lors de sa propagation à travers l'atmosphère. Or, la puissance de signal transmis devient d'autant plus faible que la fréquence est grande. La fréquence du signal ne doit donc pas être trop élevée.

La bande L est ainsi un bon compromis entre cet effet d'atténuation, appelé "*space loss*", et les effets de dispersion souhaités.

Le choix de la bande L présente un deuxième atout essentiel pour l'analyse GPS de la propagation des signaux à travers l'ensemble de la zone neutre de l'atmosphère et la formulation de la correction atmosphérique associée (le délai troposphérique). En effet, ce choix satisfait l'hypothèse d'une propagation non-dispersive (propagation indépendante de  $L_1$  et  $L_2$ ) et d'obtenir ainsi des coefficients de réfractivité atmosphérique constants, indépendant des fréquences dans cette bande L (coefficients qui permettent de modéliser le délai troposphérique).

#### A.1.3 Caractéristiques du temps de parcours des signaux GPS

Différents effets sont à considérer pour correctement analyser la propagation et le temps de parcours communément associés dans le concept d'onde. En plus des erreurs d'horloges des satellites et récepteurs (lentes variations d'oscillations des horloges), il y a deux décalages de temps dus au phénomène de relativité. Deux effets relativistes sont à mentionner : l'effet "spécial" dû à la différence du potentiel gravitationnel entre le satellite et le récepteur et l'effet "général" dû à la différence de vitesse entre le récepteur placé sur la Terre en rotation et le satellite. Ces effets sont d'autant plus significatifs pour des récepteurs placés sur des satellites LEO de basses orbites ("*Low Earth Orbiting*", à environ 800 km de la Terre), qui procèdent à l'enregistrement de propagations de signaux particuliers dont les trajectoires frôlent l'horizon. Ce phénomène, dit d'occultation GPS, n'est pas traitée dans cette thèse, qui est entièrement consacré aux mesures GPS par des récepteurs situés à la surface de la Terre ("GPS sol").

En tenant compte des différents référentiels de temps, des différentes erreurs d'horloge et des différents effets caractérisant la propagation [Hajj *et al.*, 2002], le temps de propagation  $\tau_j^i$  du signal entre un satellite GPS  $i$  et un récepteur GPS  $j$  au sol peut se formuler par :

$$\tau_j^i = c (\hat{t}_j - \hat{t}^i) = c \left[ \underbrace{(\hat{t}_j - \bar{t}_j)}_{(A.5.1)} + \underbrace{(\bar{t}_j - t_j)}_{(A.5.2)} + \underbrace{(t_j - t^i)}_{(A.5.3)} + \underbrace{(t^i - \hat{t}^i)}_{(A.5.4)} + \underbrace{(\bar{t}^i - \hat{t}^i)}_{(A.5.5)} \right] \quad (A.5)$$

où  $c$  est la célérité. Trois types de “temps” se distinguent dans l'équation (A.5).  $\hat{t}_j$  et  $\hat{t}^i$  sont respectivement les temps enregistrés par les horloges du récepteur et du satellite (temps appelé “*time tag*”).  $\bar{t}_j$  et  $\bar{t}^i$  sont respectivement les temps enregistrés par des horloges “parfaites” propres au référentiel en mouvement du récepteur et du satellite (temps appelé “*proper time*”).  $t_j$  et  $t^i$  sont respectivement les temps enregistrés par des horloges “parfaites” du récepteur et du satellite dans un système de coordonnées spatio-temporel donné (temps appelé “*coordinate time*”). Le terme (A.5.1) exprime l'erreur d'horloge du récepteur. Le terme (A.5.2) caractérise la différence du temps du récepteur exprimé dans un référentiel en mouvement moins celui exprimé dans un référentiel fixe (différence due aux double effet relativiste). Le terme (A.5.3) est le temps de parcours “virtuel” du signal entre le récepteur et le satellite, qui va servir dans l'analyse GPS. Le terme (A.5.4) caractérise la différence de temps au niveau du satellite due au double effet relativiste. Le terme (A.5.5) exprime l'erreur d'horloge du satellite.

Il faut noter que le principe de réciprocité est admis dans ce type d'interprétation, permettant de fixer le terme (A.5.3) égal au temps de parcours “réel” entre le satellite  $i$  et le récepteur  $j$ .

Par la suite, seules les erreurs des horloges vont être considérées. Le choix de doublement différencier les mesures de temps de parcours (ou plus exactement de propagation des phases porteuses) permettra de corriger des erreurs d'horloge, et par ailleurs de s'évincer des sources d'erreurs temporelles causées par le double effet relativiste, considéré négligeable dans l'analyse.

#### A.1.4 Identification de l'information du signal par les récepteurs

La performance du multiple accès à l'information des signaux GPS s'explique par la réussite d'un outil mathématique clef : l'inter-corrélation ou la corrélation croisée (“cross-correlation”). En effet chacun des récepteurs GPS procède à une opération de corrélation sur les signaux reçus et extrait ainsi les informations du signal. Les récepteurs GPS scientifiques ou militaires, extraient des informations sur la phase de  $L_1$  et  $L_2$ , ainsi que des informations de faible précision sur l'amplitude de  $L_1$  et  $L_2$ , mais seules les informations sur les phases vont être utilisées pour les applications scientifiques. Il faut avoir à l'esprit que plus d'un signal est reçu par un récepteur (entre 4 et 11 satellites sont captés). Les signaux reçus sont considérés comme des modulations équivalentes à des codages ternaires (0, 1 ou -1). Ces signaux peuvent représenter des codes P, des codes C/A ou un code arbitraire. Pour le moment les modulations de données sont ignorées et les signaux sont considérés d'intensité égale. Les effets du bruit sont additionnels et peuvent être considérés séparément. Une analyse de la cohérence de phase permet de dissocier les différentes ondes porteuses propres à chaque satellite ( $X^{\text{em}}(t)$ ). Le récepteur pour chaque satellite génère des signaux ( $X^{\text{gen}}(t)$ ) qui sont corrélés avec les porteuses dissociées ( $X^{\text{em}}(t)$ ) reçues.



L'opération de corrélation, établie sur une durée ( $T_{\text{corr}}$ ), se formule à un temps  $t'$  par :

$$Corr(t') = \frac{1}{T_{\text{corr}}} \int_0^{T_{\text{corr}}} X^{\text{em}}(t' + t) X^{\text{gen}}(t) dt \quad (\text{A.6})$$

$T_{\text{corr}}$  peut être égale à la durée d'une période de la porteuse analysée ou alors un multiple de cette période. En général une durée de plusieurs dizaines de secondes est suffisant pour calculer une vraie corrélation, car cette durée peut être considérée comme "infinie" par rapport à celle d'une période. Le résultat de l'inter-corrélation  $Corr$  est exactement l'unité si la corrélation est entière entre les signaux  $X^{\text{em}}(t)$  et  $X^{\text{gen}}(t)$ . Si les signaux émis et générés sont différents  $Corr \neq 1$ , mais cependant, en général, même si un code généré et un code émis sont identiques, il existe de faibles différences inévitables entre les signaux ( $Corr = 1 + \rho$ ) rendant le résultat de l'inter-corrélation soit légèrement plus grand que l'unité ( $\rho \geq 0$ ), soit légèrement plus petit ( $\rho \leq 0$ ). Des interférences au niveau du récepteur et des erreurs de repère dans les signaux peuvent contribuer à la corrélation additionnelle  $\rho$ , mais si  $|\rho| \leq 0.3$  l'analyse de recherche et d'identification des signaux en provenance de chaque satellite et l'opération d'acquisition sont réussies.

## A.2 Pseudo-distance par analyse des codes et application en temps réel

Le positionnement en temps réel civil est rendu possible par l'analyse des ondes GPS transmises par les satellites, qui véhiculent un code permettant l'estimation de pseudo-distances et communiquant des messages de navigation. Les codes sont la base des mesures GPS en temps réel. Théoriquement, il est suffisant de mesurer les temps de parcours des signaux émis par quatre satellites pour obtenir la position d'une station en trois dimensions et le décalage de l'horloge du récepteur. De 4 à plus de 10 satellites sont généralement visibles de n'importe où sur Terre, ce qui assure le positionnement quel que soit l'endroit où se trouve un récepteur.

L'accès sélectif ("*Selective Availability*") ne dégradant plus les messages d'horloge, la seule possibilité pour l'Armée US de limiter l'information des codes est appelée "*Anti-Spoofing*" (AS). Ce qui correspond au brouillage des codes (codes P) transmis par les satellites. Or, la majorité de l'information sur la navigation haute précision est sur ce code P. La plupart des récepteurs publics ne considèrent que les codes C/A (porteuses du signal non affectées, mais pour un positionnement moins précis) et ne sont donc pas affectés par le AS. Par contre l'utilisation de récepteurs plus sophistiqués, comme ceux utilisés pour le positionnement en temps différé lors de campagnes géophysiques, est "altérée". En temps différé, en plus du code, c'est essentiellement la phase des signaux qui est exploitée.

La mesure du code GPS est une mesure sans ambiguïté de la distance entre le satellite et la station, parce que le code est unique pendant le temps de propagation. La meilleure précision (un mètre) du positionnement en temps réel est obtenue par des mesures de codes  $XP_i(t)$  et  $XG_i(t)$  modulés sur les signaux GPS. La connaissance complète de ce code est réservée aux militaires américains. Un utilisateur civil dispose de la même technique que les militaires pour des positionnements en temps réel, mais avec un code moins précis (code P dégradé), qui permet d'obtenir des précisions d'une vingtaine de mètres. Cette précision n'est pas suffisante pour les applications scientifiques.

La “pseudo-distance” ( $psd_j^i$ ) est la distance équivalant au temps de propagation du signal électromagnétique (à une vitesse considérée identique à celle de la lumière) entre le satellite  $i$  et le récepteur  $j$  à l’époque de transmission et de réception du signal. Ce temps de parcours est mesuré en comparant (par une méthode d’inter-corrélation) les codes PRN reçus et générés par le récepteur afin d’identifier les satellites. Ces codes générés par le récepteur sont soumis à la dérive de l’horloge propre du récepteur, alors que les codes transmis par les satellites sont produits par les horloges des satellites. Ceci implique que d’inévitables erreurs de temps à la fois des horloges des satellites et de celles des récepteurs provoquent la mesure de pseudo-distances, qui diffèrent des “vraies” distances géométriques ( $\rho_j^i$ ) présentées sur la Figure A.3.

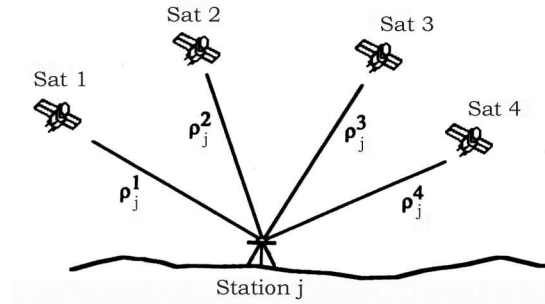


FIG. A.3 – Distances géométriques  $\rho_j^1$ ,  $\rho_j^2$ ,  $\rho_j^3$  et  $\rho_j^4$  entre les satellites GPS 1, 2, 3 et 4 et la station GPS  $j$ .

Les pseudo-distances peuvent être appliquées à la fois au code P et au code C/A. La propagation du signal dans l’ionosphère et la troposphère affecte directement la pseudo-distance mesurée. L’expression générale à l’origine de la technique d’évaluation de la pseudo-distance est :

$$\left(\hat{t}_j + dt_j^{GPS} - (\hat{t}^i + dt_{GPS}^i)\right) c = \rho_j^i + I_j^i + T_j^i \quad (\text{A.7})$$

soit l’expression mathématique de la pseudo-distance :

$$psd_j^i = (\hat{t}_j - \hat{t}^i)c = \rho_j^i + (dt_j^{GPS} - dt_{GPS}^i)c + I_j^i + T_j^i \quad (\text{A.8})$$

où  $c$  est la célérité,  $\hat{t}_j$  est le temps de réception dans l’échelle de temps du récepteur,  $dt_j^{GPS}$  est le décalage entre l’horloge du récepteur  $j$  et le temps GPS (ou temps absolu fourni par les horloges atomiques),  $\hat{t}^i$  est le temps d’émission dans l’échelle de temps du satellite,  $dt_{GPS}^i$  est le décalage entre l’horloge du satellite  $j$  (temps d’émission) et le temps GPS,  $I_j^i$  est le délai ionosphérique, et  $T_j^i$  est le délai troposphérique.  $dt_{GPS}^i$  peut être estimé à l’aide des corrections d’horloge du satellite présentes dans le message de navigation (estimation peu précise). Pour un positionnement en temps réel de haute précision,  $dt_{GPS}^i$  se corrige par la considération de différence entre deux satellites et le récepteur (ce sont ces nouvelles observables de pseudo-distances, qualifiés de simples différences, qui sont alors considérées).

Pour établir une solution de navigation en temps réel, les pseudo-distances  $psd_j^i$ , corrigées des décalages de temps des satellites, considèrent les effets de l’ionosphère et de la troposphère négligeables ( $I_j^i + T_j^i \approx 0$ ). Ainsi un positionnement en temps réel nécessite la résolution d’un système de quatre équations (trois équations pour résoudre les trois

dimensions spatiales, et une équation pour résoudre le décalage d'horloge du récepteur).

$$psd_j^i \approx c.\Delta t \approx \rho_j^i \quad (\text{A.9})$$

avec  $\Delta t = \hat{t}_j - \hat{t}^i$  le délai de propagation.

Le signal GPS, y compris une partie des codes, est créé simultanément à l'émission du satellite par le récepteur GPS. Le délai  $\Delta t$  entre le signal du satellite reçu par le récepteur et la réplique du signal générée dans le récepteur, indique l'approximation de la distance géométrique  $\rho_j^i$  entre le satellite et le récepteur, en multipliant par la vitesse de la lumière. Pour du positionnement en temps réel, c'est donc l'observable de pseudo-distance qui est sélectionné par l'analyse de code et l'identification du délai de propagation. La Figure A.4 illustre l'observable GPS du code P.

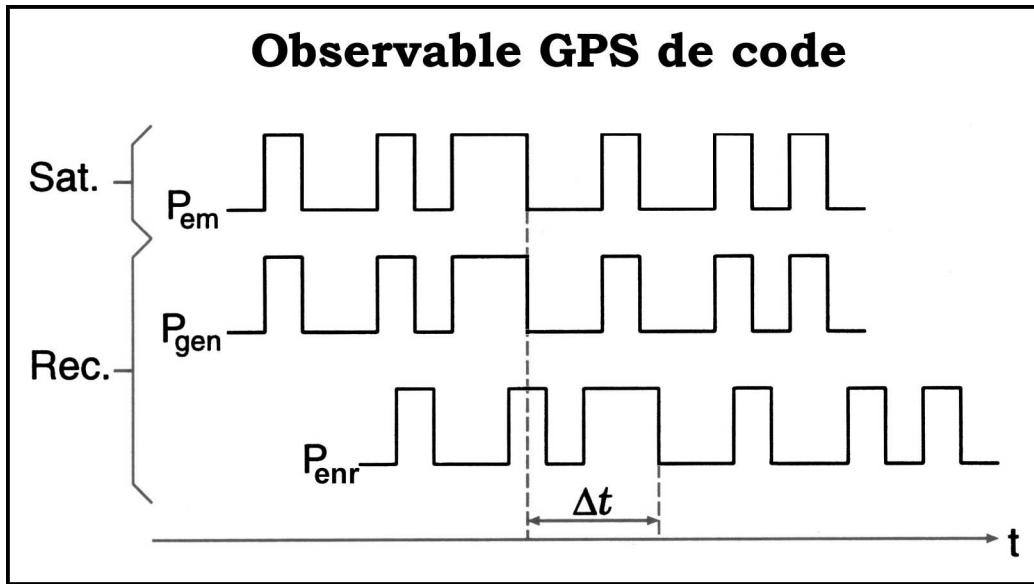


FIG. A.4 – Principe de la mesure GPS par code.  $P_{em}$  est le code émis par un satellite (Sat.),  $P_{gen}$  est le code généré simultanément (sauf instabilités des oscillateurs) dans le récepteur (Rec.),  $P_{enr}$  est le code reçu par le récepteur, avec un délai  $\Delta t$  par rapport au code généré. Ce délai est la durée de la propagation du signal entre le satellite et la station GPS.

Sur mer, l'altitude étant nulle, seules trois estimations de pseudo-distances suffisent à la solution de navigation. Sur mer ou sur Terre, le positionnement absolu en temps réel peut donc atteindre 10-20 m de précision. Lorsque le signal est dégradé, cette précision tombe à 100 m.

### A.3 Observables de phase et application en temps différé

Pour les mesures tectoniques, géodésiques ou météorologiques en temps différé, l'analyse des codes est une information supplémentaire utile pour le traitement des signaux principaux des satellites, que sont les phases des ondes porteuses. Le positionnement en temps différé est une utilisation restreinte à peu de professions (scientifiques et géomètres). La connaissance de positions de sites GPS, bien sélectionnés (à même la roche continentale),

permet, avec la répétition lors de campagne de mesures ou par mesure en continu, d'estimer la vitesse de dérive des plaques tectoniques. En temps différé, pour les positionnements relatifs sur des lignes de base de plusieurs centaines de kilomètres, il est possible d'atteindre une précision millimétrique en exploitant les mesures de phases porteuses.

### A.3.1 Stratégie d'observations de phases

Le positionnement différé, par la mesure des phases porteuses, nécessite un traitement des données a posteriori, parce que la mesure des phases est ambiguë, comme l'illustre la Figure A.5. Les phases sont des signaux identiques à chaque cycle. La mesure consiste, comme pour les mesures de code, en une comparaison du signal reçu en provenance d'un satellite donné avec un signal reproduit par le récepteur. Au début de la mesure de cette différence, seule la partie fractionnelle d'un cycle est déterminée. Le nombre de phases entières qui se trouvent en plus entre satellite et station ne peut être explicitement estimé. Mais il est possible de reconstituer ce nombre par résolution de "l'ambiguïté" à l'aide d'un algorithme mathématique. Une fois ce problème solutionné, la mesure de phase peut être effectuée très précisément et indépendamment des restrictions d'accès aux codes exercées par l'Armée US. Au cours du traitement en temps différé, la plupart des sources d'erreurs, qui subsistent dans la mesure en temps réel, peuvent être supprimées. Pour une haute précision du positionnement, c'est l'analyse sur les phases qui prime sur celle des codes.

Pour utiliser les mesures de phases porteuses, il est plus explicite de décrire leurs significations avec une analogie géométrique. L'observable de phase est la différence de phase  $\Delta\Phi = f_0\Delta t$  entre la porteuse du satellite mesurée par le récepteur,  $\Phi^{enr}$ , et la porteuse simulée par le récepteur,  $\Phi^{gen}$  (oscillation synthétique), à l'époque  $t_j$  de la mesure. Cette différence de phase entre le signal reçu du satellite et le signal répliqué généré dans le récepteur est mesurable jusqu'à de petites fractions d'une longueur d'onde (quelques mm). Dans ce paragraphe, les relations entre le délai de propagation, l'observable et les paramètres inconnus sont déduites mathématiquement d'après [King et al., 1985; Leick, 1989]. Des observations précises sont obtenues en corrigeant les erreurs d'horloge des stations, ainsi que les effets de l'ionosphère et de la troposphère sur la propagation du signal : les effets de l'atmosphère ne sont plus négligés dans l'analyse des données de phase par les logiciels de traitement en temps différé.

L'équation de base pour l'observable de phase peut s'écrire :

$$\Delta\Phi_j^i(t) = \Phi_{i,j}^{enr}(t) - \Phi_j^{gen}(t) + \text{bruit} \quad (\text{A.10})$$

où  $\Phi_j^i$  est une observable de l'onde porteuse en unité de cycles pour un satellite  $i$  et un récepteur  $j$ ,  $\Phi_{i,j}^{enr}$  est la phase du satellite  $i$  enregistrée par le récepteur  $j$ ,  $\Phi_j^{gen}$  est la phase générée par l'oscillateur du récepteur. Toutes ces phases se réfèrent à une même époque  $t$ . Le décalage initial des phases ( $\Delta\Phi(t_0)$ ) entre l'horloge du satellite et celle du récepteur à un moment fixé  $t_0$  est inconnu. Un *bruit* inévitable intervient lors des mesures, mais celui-ci peut être considéré négligeable car les techniques électroniques d'enregistrement le réduisent en majeure partie. D'autre part, les erreurs d'horloge peuvent pour l'instant être négligées dans l'approche théorique de l'observable de phase car l'utilisation d'observations différenciées permettent de s'en affranchir.

L'observable GPS mesurable sans ambiguïté correspond à la durée  $\Delta t$  (Figure A.5); cet observable en unités de cycles est  $f_0\Delta t$ . Au moment  $t_j$  du début de la mesure, l'observable

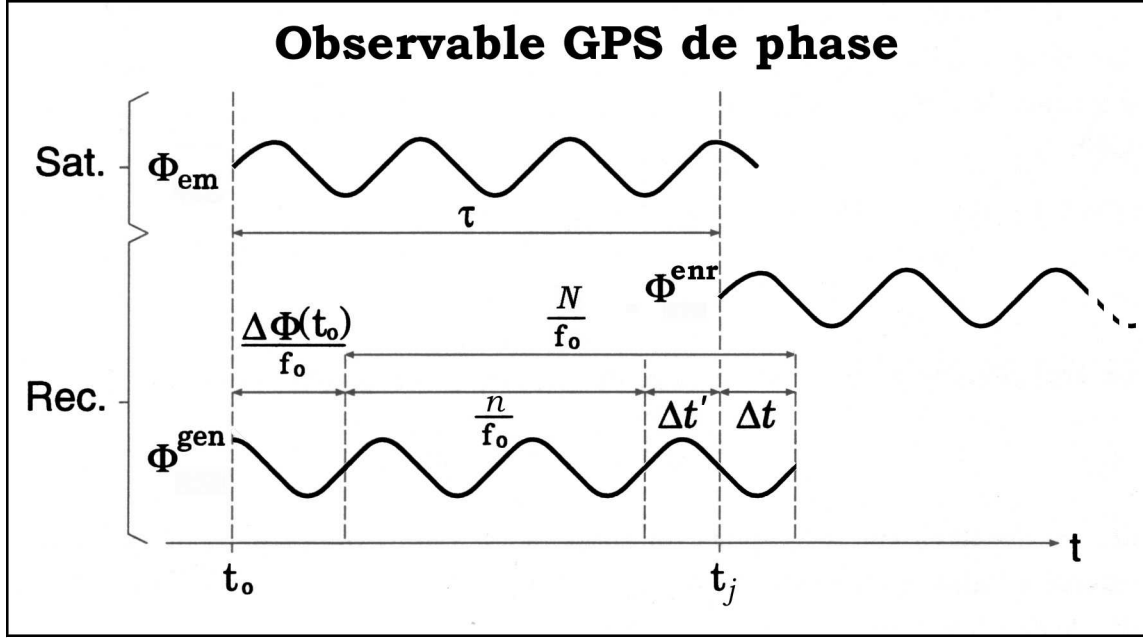


FIG. A.5 – Principe de mesure GPS par phase. Le récepteur, allumé au moment  $t_0$ , génère un signal  $\Phi^{gen}$  simultanément au signal  $\Phi_{em}$  émis par le satellite. La fréquence du signal est  $f_0$ . Le décalage initial entre la phase émise et celle générée au moment  $t_0$  vaut  $\Delta\Phi(t_0)$ . Le signal émis par le satellite au moment  $t_0$  arrive avec un délai  $\tau$  au récepteur. Le moment ( $t_j = \tau + t_0$ ) est considéré comme le début de la mesure de l'observable de phase  $\Phi = \Phi^{enr} - \Phi^{gen}$ . L'ambiguïté  $N = n + 1$  de la mesure de l'observable est mise en évidence. Le délai de propagation  $\tau$  recherché, est composé de  $\frac{N}{f_0} + \frac{\Phi(t_0)}{f_0} - \Delta t$ , dont seulement  $\Delta t = \frac{1}{f_0} - \Delta t'$  est réellement mesurable.

de phase effective  $\Delta\phi_j^i$  est donc la partie fractionnelle des cycles entre le satellite  $i$  et le récepteur  $j$  :

$$\Delta\phi_j^i(t_j) = f_0\Delta t \quad (\text{A.11})$$

La distance entre satellite et station varie au cours du temps, ce qui fait varier également l'observable de phase effective  $\Delta\phi_j^i(t)$ . L'ambiguïté de phase  $N$ , à la première époque de mesure  $t_0$ , et le décalage initial  $\Delta\Phi(t_0)$  restent eux constants. L'évolution au cours du temps de l'observation  $\Delta t$  fournit donc seulement l'information sur les variations de la pseudo-distance entre le satellite et la station. Pourtant, la quantité recherchée est la distance totale correspondant au délai total de propagation  $\tau_j^i$  entre le satellite  $i$  et le récepteur  $j$  (avec comme observable  $\Delta\Phi_j^i(t)$ ).

### Formulation de l'équation d'observation de phase

Le signal  $\Phi_{em}^i$  émis à  $t_0$  par le satellite  $i$  et le signal  $\Phi_{i,j}^{enr}$  enregistré à  $t_j$  par le récepteur  $j$  sont liés par le délai de propagation  $\tau_j^i$  de la façon suivante :

$$\Phi_{i,j}^{enr}(t_j) = \Phi_{em}^i(t_j - \tau_j^i) \quad (\text{A.12})$$

Le temps de parcours  $\tau_j^i$  entre l'émission et la réception du signal est une fonction de la distance géométrique  $\rho_j^i$  entre le satellite  $i$  et le récepteur  $j$ , ainsi que des effets de l'ionosphère et de la troposphère. L'influence de l'ionosphère et de la troposphère va être traitée plus tard. Pour le moment, les horloges sont donc considérées idéales (synchronisées et stables).

D'un point de vue général, avec une valeur de moins de 0.1 seconde,  $\tau$  est une petite variation du temps  $t$  de la mesure. Il est donc possible d'effectuer un développement limité de  $\Phi_{em}(t - \tau)$  autour de  $\Phi_{em}(t)$  :

$$\Phi_{em}(t - \tau) = \Phi_{em}(t) - \dot{\Phi}_{em}(t) \cdot \tau(t) + \frac{1}{2} \ddot{\Phi}_{em}(t) \cdot \tau^2(t) - \dots \quad (\text{A.13})$$

Un développement jusqu'au deuxième ordre en  $-\tau$  est suffisant (de plus les termes en  $\tau^2$  sont négligeables).

Dans le cas idéal d'une fréquence constante  $f_0$  de l'horloge du satellite identique à celle du récepteur, avec l'hypothèse de négliger les erreurs d'horloge, la phase émise et ses dérivées première et seconde s'expriment :

$$\begin{aligned} a) \quad \Phi_{em}(t) &= \int_{t_0}^t f_0 dt = f_0(t - t_0) + \Phi_{em}(t_0) \\ b) \quad \dot{\Phi}_{em}(t) &= f_0 \\ c) \quad \ddot{\Phi}_{em}(t) &= 0 \end{aligned} \quad (\text{A.14})$$

où  $t_0$ , borne inférieure de l'intégration, est un temps fixé où la phase émise prend la valeur  $\Phi_{em}(t_0)$ ,  $dt$  est un différentiel de temps. La valeur  $\Phi_{em}(t_0)$  est la constante d'intégration de l'équation (A.14a).

En remplaçant  $\Phi_{em}$  et ses dérivées temporelles dans l'équation (A.13) du développement limité, par les valeurs des équations (A.14abc), l'expression suivante est obtenue :

$$\Phi_{em}(t - \tau) = f_0(t - t_0) + \Phi_{em}(t_0) - f_0 \cdot \tau(t) \quad (\text{A.15})$$

A l'aide des équations (A.12) et (A.15a), la phase enregistrée émise par le satellite  $i$  et enregistrée par le satellite  $j$  au moment  $t_j$  se formule :

$$\Phi_{i,j}^{enr}(t_j) = f_0(t_j - t_0) + \Phi_{em}^i(t_0) - f_0 \cdot \tau_j^i \quad (\text{A.16})$$

En supposant que l'oscillateur du récepteur soit également stable et qu'il ait la même fréquence  $f_0$  que le satellite, la phase générée au moment  $t_j$  par le récepteur s'exprime par :

$$\Phi_j^{gen}(t_j) = \int_{t_0}^{t_j} f_0 dt = f_0(t_j - t_0) + \Phi_j^{gen}(t_0) \quad (\text{A.17})$$

$\Phi_j^{gen}(t_0)$ , valeur de la phase générée à un moment  $t_0$ , est la constante de cette intégration. D'après les équations (A.16) et (A.17), la différence entre la phase reçue et la phase répliquée, à un moment  $t_j$  (début de la mesure par exemple) peut ainsi s'écrire :

$$\Phi_{i,j}^{enr}(t_j) - \Phi_j^{gen}(t_j) = \Phi_{em}^i(t_0) - \Phi_j^{gen}(t_0) - f_0 \cdot \tau_j^i \quad (\text{A.18})$$

Figure A.5 se trouve la représentation graphique généralisée de cette sommation, où le délai de propagation  $\tau$  est décomposé en une partie  $\Delta t' = \frac{1}{f_0} \cdot \Delta t$  (où  $\Delta t$  est l'équivalent

en temps de la différence des phases, mesurable sans ambiguïté), une partie  $\frac{N}{f_0}$  due au nombre  $N=(n+1)$  de cycles entier du signal entre le satellite et le récepteur (qui ne peut pas être distingué par la mesure), et une partie due à  $\Delta\Phi(t_0)=\Phi_{em}(t_0) - \Phi^{gen}(t_0)$  (causée par les décalages des phases du récepteur et du satellite au moment initial d'émission  $t_0$ ). L'expression du délai de propagation est la suivante :

$$\tau = \frac{\Delta\Phi}{f_0} + \frac{n}{f_0} + \Delta t' = \frac{\Delta\Phi}{f_0} + \frac{N}{f_0} - \Delta t \quad (\text{A.19})$$

D'après les équations (A.18) et (A.19), il est possible d'écrire pour un satellite  $i$  et un récepteur  $j$  :

$$\Phi_{em}^i(t_0) - \Phi_j^{gen}(t_0) - f_0 \cdot \tau_j^i = f_0 \cdot \Delta t - N_j^i \quad (\text{A.20})$$

L'observable de phase effective GPS au moment  $t_j$ , défini équation (A.11), s'exprime donc :

$$\Delta\phi_j^i(t_j) = \Phi_{em}^i(t_0) - \Phi_j^{gen}(t_0) - f_0 \cdot \tau_j^i + N_j^i \quad (\text{A.21})$$

soit en considérant les équations (A.10) et (A.18) :

$$\Delta\phi_j^i(t_j) = \Delta\Phi_j^i(t_j) + N_j^i(t_j) \quad (\text{A.22})$$

En négligeant le bruit, l'équation (A.22) est la partie mesurable de (A.10) à un moment particulier de mesure ( $t_j$ ), en référence à un signal émis à un temps initial  $t_0$ . A l'instant  $t_j$ , l'observable mesuré est une partie fractionnelle d'un cycle. Le délai de propagation  $\tau_j^i$  et par conséquent la pseudo-distance  $psd_j^i$ , seraient très précisément déterminées par la connaissance de l'ambiguïté et du décalage initial des phases. Dans le cas contraire,  $\Delta\phi_j^i(t)$  indique uniquement des variations de la distance entre satellite et station. Dans l'équation (A.21),  $\tau_j^i$  est le seul paramètre variable qui dépend du temps  $t=t_j$  de la mesure. En effet, le décalage des phases  $\Delta\Phi(t_0)$  et le nombre ambiguë inconnu de cycles entiers  $N_j^i$  au moment de référence  $t_0$  (par exemple celui de l'allumage du récepteur), sont constants tant que le signal n'est pas interrompu. Mais par contre, après chaque perte du signal, l'ambiguïté de la mesure de phase prend de nouvelles valeurs. Seuls des intervalles de données continues permettent d'estimer des valeurs pour ces paramètres.

### ***Elimination des décalages des horloges par différences des observables***

Une possibilité pour éliminer les décalages des horloges est de regarder une différence particulière entre deux observables [King et al., 1985] : soit par les mesures simultanées du même satellite à deux stations différentes, ou soit par les mesures simultanées de deux satellites à la même station. Il s'agit de simple différences entre stations (Figure A.6) ou entre satellites.

### ***Simple différence***

Si deux récepteurs  $j_1$  et  $j_2$  observent, à la même époque  $t_j$ , le même satellite  $i$  (initialement émetteur à  $t_0$ ), deux équations de la forme de (A.22) peuvent être alors écrites. L'observation de phase *en simple différence* (schématisée sur la Figure A.6) est alors obtenue :

$$\begin{aligned} \Delta\phi_{j_1 j_2}^i(t_j) &= \phi_{j_1}^i(t_j) - \phi_{j_2}^i(t_j) \\ &= \Phi_{j_2}^{gen}(t_0) - \Phi_{j_1}^{gen}(t_0) - f_0 \left( \tau_{j_1}^i(t_j) - \tau_{j_2}^i(t_j) \right) + \Delta N_{j_1 j_2}^i(t_j) \end{aligned} \quad (\text{A.23})$$

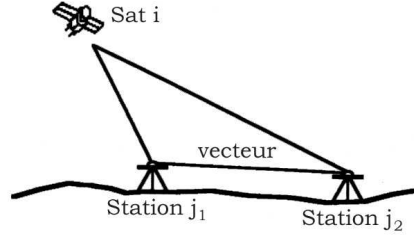


FIG. A.6 – Vision conceptuelle de la *simple différence* des observations du satellite  $i$  par les stations  $j_1$  et  $j_2$ .

Le décalage initial de la phase  $\Phi_{em}^i(t_0)$ , émise par le satellite, a été compensé.  
La nouvelle ambiguïté entière initiale vaut alors :

$$\Delta N_{j_1 j_2}^i(t_j) = N_{j_1}^i(t_j) - N_{j_2}^i(t_j) \quad (\text{A.24})$$

L'ambiguïté  $\Delta N_{j_1 j_2}^i$  et les décalages  $(\Phi_{j_1}^{gen} - \Phi_{j_2}^{gen})$  des horloges des stations  $j_1$  et  $j_2$  sont inséparables et constituent un paramètre inconnu de l'équation.

### *Double différence*

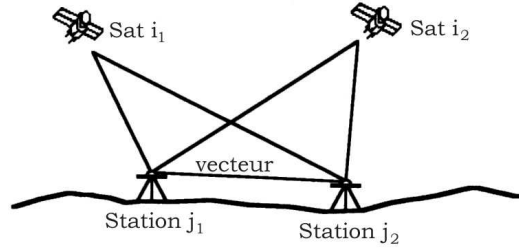


FIG. A.7 – Vision conceptuelle de la *double différence* des observations des satellite  $i_1$  et  $i_2$  par les stations  $j_1$  et  $j_2$ .

Si deux récepteurs  $j_1$  et  $j_2$  observent, à la même époque  $t_j$ , deux satellites  $i_1$  et  $i_2$  (initialement émettant à  $t_0$ ), l'observation de phase *en double différence* (schématisée sur la Figure A.7) est alors obtenue :

$$\begin{aligned} \Delta \phi_{j_1 j_2}^{i_1 i_2}(t_j) &= \Delta \phi_{j_1 j_2}^{i_1}(t_j) - \Delta \phi_{j_1 j_2}^{i_2}(t_j) \\ &= -f_0 \left( \tau_{j_1}^{i_1}(t_j) - \tau_{j_2}^{i_1}(t_j) - \tau_{j_1}^{i_2}(t_j) + \tau_{j_2}^{i_2}(t_j) \right) + \Delta N_{j_1 j_2}^{i_1 i_2}(t_j) \end{aligned} \quad (\text{A.25})$$

avec

$$\Delta N_{j_1 j_2}^{i_1 i_2}(t_j) = \Delta N_{j_1 j_2}^{i_1}(t_j) - \Delta N_{j_1 j_2}^{i_2}(t_j) \quad (\text{A.26})$$

Il faut noter alors, que c'est le décalage initial de phase générée par le récepteur qui a été compensée.  $\Delta N_{j_1 j_2}^{i_1 i_2}(t_j)$  est séparé des autres paramètres, il est alors possible d'estimer cette valeur entière fixe.



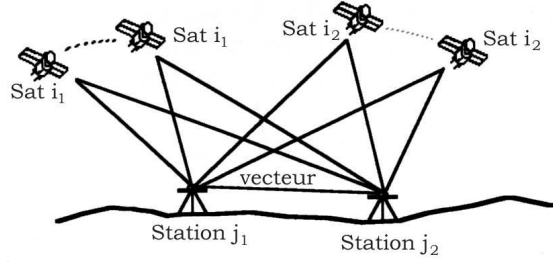


FIG. A.8 – Vision conceptuelle de la *triple différence* des observations des satellite  $i_1$  et  $i_2$  par les stations  $j_1$  et  $j_2$ .

### *Triple différence*

La *triple différence*, schématisée sur la Figure A.8, est la différence de deux doubles différences pour deux époques différentes ( $t$  et  $t'$ , par exemple) :

$$\begin{aligned} \nabla \phi_{j_1 j_2}^{i_1 i_2}(t_j, t'_j) &= \Delta \phi_{j_1 j_2}^{i_1 i_2}(t'_j) - \Delta \phi_{j_1 j_2}^{i_1 i_2}(t_j) \\ &= f_0 \left[ \left( \tau_{j_1}^{i_1}(t_j) - \tau_{j_2}^{i_1}(t_j) - \tau_{j_1}^{i_2}(t_j) + \tau_{j_2}^{i_2}(t_j) \right) - \left( \tau_{j_1}^{i_1}(t'_j) - \tau_{j_2}^{i_1}(t'_j) - \tau_{j_1}^{i_2}(t'_j) + \tau_{j_2}^{i_2}(t'_j) \right) \right] \end{aligned} \quad (\text{A.27})$$

Pour cette formulation, l'ambiguïté entière initiale  $\Delta N_{j_1 j_2}^{i_2}$  a été compensée, car c'est une constante dans le temps à partir du début de la mesure.

Quand des observations en simple, double ou triple différences sont procédées, il est nécessaire de considérer un nombre important de corrélations mathématiques entre les observations. Soient R, S, T, les nombres de récepteurs, satellites et époques temporelles respectifs considérés. Si tous les récepteurs observent tous les satellites à toutes les époques, il y a R.S.T observations de phases. Le nombre d'observations indépendantes impliquées seront de (R-1).S.T *en simple différence*, de (R-1).(S-1).T *en double différence*, et de (R-1).(S-1).(T-1) *en triple différence*. Les corrélations de chacun de ces jeux d'observations sont équivalentes. Schaffrin et Grafarend [1986] exposent une étude détaillée des équivalences entre les différents modèles linéaires de différences appliqués aux estimations de phases. Ils concluent par une préférence pour les doubles différences. C'est le temps de calcul nécessaire pour résoudre un système de triple différences qui fait préférer les observations en double différences, car l'ambiguïté peut être évaluée par une technique de combinaisons linéaires d'observables peu coûteuse.

### **Correction d'horloge pour un signal de fréquence variable (cas réaliste)**

En réalité, les horloges des satellites et des récepteurs ne sont pas parfaitement stables à cause de la qualité plus ou moins variable de leurs oscillateurs. Les horloges ne sont pas non plus parfaitement simultanées comme il a été supposé dans la section précédente (avec une unique fréquence  $f_0$  synchrone pour les caractériser). Mesurer les phases avec une précision sub-centimétrique demande que la plus grande attention soit portée sur le traitement du temps (ou de la fréquence). En effet le temps aux ondes pour parcourir 3 mm n'est que de 0.01 ns ! Une expression réaliste de l'observable de phase doit tenir compte des instabilités et décalages des horloges des satellites et des récepteurs. Il faut noter que les effets de la troposphère et de l'ionosphère ne sont toujours pas inclus dans les expressions qui suivent. La fréquence variable de l'horloge d'un satellite  $i$  à une époque  $t$ , par rapport à une époque

$t_0$  fixée, peut être représentée par l'expression :

$$f(t) = f_n + a_i + b_i(t - t_0) \quad (\text{A.28})$$

où  $f_n$  est la fréquence nominale conçue pour un satellite (valeur constante),  $a_i$  est le décalage en fréquence ("offset") exprimé en unité de fréquence (valeur typique de  $10^{-12} f_n$ ),  $b_i$  est la dérive en fréquence ("drift") exprimé en unité de fréquence/seconde (valeur typique de  $10^{-14} f_n \text{ s}^{-1}$ ).

Par analogie au jeu d'équations (A.14) établie pour une fréquence stable, l'expression de la phase transmise et de ses dérivées première et seconde, pour une fréquence variable  $f(t)$ , sont :

$$\begin{aligned} \text{a) } \Phi_{em}(t) &= \int_{t_0}^t f_n + a_i + b_i(t - t_0) dt = \Phi_{em}(t_0) + (f_n + a_i)(t - t_0) + b_i \frac{(t - t_0)^2}{2} \\ \text{b) } \dot{\Phi}_{em}(t) &= f_n + a_i + b_i(t - t_0) \\ \text{c) } \ddot{\Phi}_{em}(t) &= b_i \end{aligned} \quad (\text{A.29})$$

Le développement limité de la phase émise avec une fréquence variable au moment  $(t_j - \tau_j^i)$  autour du moment  $t=t_j$  peut être exprimé de façon analogue à l'équation (A.13). D'autre part la phase émise par le satellite  $i$  au moment  $(t_j - \tau_j^i = t_0)$  et la phase enregistrée par le récepteur  $j$  au moment  $(t_j)$  sont reliées par l'équation (A.12), ce qui permet d'écrire :

$$\Phi_{i,j}^{enr}(t_j) = \Phi_{em}^i(t_0) + (f_n + a_i)(t_j - t_0) + b_i \frac{(t_j - t_0)^2}{2} - (f_n + a_i + b_i(t_j - t_0)) \cdot \tau_j^i + \frac{1}{2} b_i \cdot (\tau_j^i)^2 \quad (\text{A.30})$$

L'horloge du récepteur est maintenant considérée. Sa fréquence  $f_n$  est stable dans son propre référentiel, mais le temps indiqué par l'horloge interne  $\hat{t}_j$  locale est différent d'un temps de référence  $t_j$ , qui peut être le temps GPS ou le temps universel UT1. La différence entre  $\hat{t}_j$  et  $t_j$  est :

$$\hat{t}_j - t_j = \delta t = q_j + r_j(t_j - t_0) + \frac{s_j(t_j - t_0)^2}{2} \quad (\text{A.31})$$

où  $q_j$  est le décalage entre l'horloge du récepteur et le temps universel au moment de l'émission  $t_0$ ,  $r_j$  est la dérive du temps local par rapport au temps de référence (sans unité, sa valeur typique est de  $10^{-8}$ ),  $s_j$  est le terme caractérisant l'accélération du temps local par rapport au temps de référence (sa valeur typique est de  $10^{-8} \text{ s}^{-1}$ ).

Le temps de l'horloge locale  $\hat{t}_j$  s'exprime donc en fonction du temps de référence  $t_j$  :

$$\hat{t}_j = \left( q_j - r_j t_0 - \frac{s_j t_0^2}{2} \right) + (1 + r_j - s_j t_0) t_j + \frac{s_j}{2} t_j^2 \quad (\text{A.32})$$

Soit le changement de variable  $u = \hat{t}_j$  et  $v = t_j$ .

La dérivée partielle du temps de l'horloge locale ( $u$ ) par rapport au temps de référence ( $v$ ) s'écrit :

$$\frac{\partial u}{\partial v} = 1 + r_j + s_j(v - t_0) \quad (\text{A.33})$$

En tenant compte du temps local variable, la phase de l'oscillateur local s'écrit alors :

$$\Phi_j^{gen}(\hat{t}_j) = \Phi_j^{gen}(t_0) + \int_{t_0}^{\hat{t}_j} f_n du \quad (\text{A.34})$$

$\Phi_j^{gen}(t_0)$  est le décalage de phase au début de l'intervalle de temps considéré dans l'intégration. Pour observer le comportement de l'oscillateur par rapport au temps de référence, il faut changer la variable d'intégration  $\hat{t}_j$  (temps local) en  $t_j$  (temps de référence) en utilisant l'expression présentée équation (A.33) :

$$\begin{aligned}\Phi_j^{gen}(t_j) &= \Phi_j^{gen}(t_0) + f_n q_j + \int_{t_0}^{t_j} f_n \frac{\partial u}{\partial v} dv \\ &= \Phi_j^{gen}(t_0) + f_n q_j + \int_{t_0}^{t_j} f_n (1 + r_j + s_j(v - t_0)) dv \\ &= \Phi_j^{gen}(t_0) + f_n q_j + f_n(t_j - t_0) \left( 1 + r_j + \frac{s_j(t_j - t_0)}{2} \right)\end{aligned}\quad (\text{A.35})$$

où  $f_n q_j$  est la valeur constante en terme de cycle correspondant au décalage du temps de  $\hat{t}_j$  par rapport à  $t_j$  au moment de l'émission  $t_0$ .

La formulation de l'observable de phase équation (A.10), entre le satellite  $i$  et la station GPS  $j$ , en négligeant le bruit du signal, est la suivante à un certain moment  $t_j$  :

$$\Delta\Phi_{i,j}(t_j) = \Phi_{i,j}^{enr}(t_j) - \Phi_j^{gen}(t_j)\quad (\text{A.36})$$

En remplaçant dans l'équation (A.36),  $\Phi_{i,j}^{enr}(t_j)$  par sa formulation équation (A.30) et  $\Phi_j^{gen}(t_j)$  par sa formulation équation (A.35), l'expression suivante est alors obtenue pour l'observable de phase :

$$\begin{aligned}\Delta\Phi_{i,j}(t_j) &= \Phi_{em}^i(t_0) + (f_n + a_i)(t_j - t_0) + b_i \frac{(t_j - t_0)^2}{2} - (f_n + a_i + b_i(t_j - t_0)) \cdot \tau_j^i + \frac{1}{2} b_i \cdot (\tau_j^i)^2 \\ &\quad - \Phi_j^{gen}(t_0) - f_n q_j - f_n(t_j - t_0) \left( 1 + r_j + \frac{s_j(t_j - t_0)}{2} \right)\end{aligned}\quad (\text{A.37})$$

Dans l'équation (A.37), les variations des horloges sont respectées, mais en supposant les fréquences nominales  $f_n$  identiquement constantes pour le satellite et la station GPS. Dans cette différence les deux termes  $f_n(t_j - t_0)$  s'annulent. Par ailleurs, le terme proportionnel à  $(\tau_j^i)^2$  est négligeable, car sa valeur typique est inférieure à 0.1 s, qui est une valeur petite par rapport à celle du terme  $(t_j - t_0)$ , qui est de l'ordre de  $10^4$  s.

En négligeant le terme proportionnel à  $(\tau_j^i)^2$  dans l'équation (A.37), l'expression de l'observable de phase effective mesurable, défini équation (A.22), peut se formuler par :

$$\begin{aligned}\Delta\phi_{i,j}(t_j) &= \Phi_{em}^i(t_0) + a_i(t_j - t_0) + b_i \frac{(t_j - t_0)^2}{2} - (f_n + a_i + b_i(t_j - t_0)) \cdot \tau_j^i \\ &\quad - \Phi_j^{gen}(t_0) - f_n q_j - f_n(t_j - t_0) \left( r_j + \frac{s_j(t_j - t_0)}{2} \right) + N_j^i(t_j)\end{aligned}\quad (\text{A.38})$$

En combinant les termes du même sens comme proposé par *King et al.* [1985], l'expression suivante peut être obtenue pour l'observable de phase effective :

$$\Delta\phi_{i,j}(t_j) = -f_{em}^i \cdot \tau_j^i(t_j) + \theta_{i,j}(t_j) + \Phi_{i,j}^{amb}\quad (\text{A.39})$$

où

-  $f_{em}^i = f_n + a_i + b_i(t_j - t_0)$  est la fréquence instable, "réelle", émise par le satellite

- $\theta_{i,j}(t_j) = f_n \left( -q_j + \alpha_{i,j}(t_j - t_0) + \frac{1}{2}\beta_{i,j}(t_j - t_0)^2 \right)$  est le terme d'erreur dû aux variations des horloges du satellite et du récepteur, avec  $\alpha_{i,j} = \frac{a_i}{f_n} - r_j$  le décalage en fréquence ("offset") et  $\beta_{i,j} = \frac{b_i}{f_n} - s_j$  la dérive en fréquence ("drift")
- $\Phi_{i,j}^{amb} = \Phi_{em}^i(t_0) - \Phi_j^{gen}(t_0) + N_j^i(t_j)$  est le terme contenant l'ambiguïté de la mesure.

### Ordre de grandeur des sources d'erreur des horloges

L'instabilité des horloges est une grande source d'erreur des mesures GPS. Pour estimer son importance, voici les ordres de grandeur des coefficients de la modélisation des horloges donnés par *King et al.* [1985]. Un exemple de ces ordres de grandeur pour des observations de phases réalistes, ainsi que le résultat des simples et doubles différences (où les horloges sont systématiquement enlevées) vont suivre :

#### *Ordre de grandeur des coefficients de décalage et de dérive*

Pour un satellite  $i$ , les décalages en fréquence  $a_i$  sont de l'ordre de  $10^{-11}f_n$  pour un oscillateur atomique au Rubidium, et de  $10^{-12}f_n$  pour un oscillateur atomique au Césium. Les ordres de grandeur pour la dérive de la fréquence  $b_i$  sont de  $10^{-15}f_n \text{ s}^{-1}$  jusqu'à  $10^{-14}f_n \text{ s}^{-1}$ .

Les horloges des récepteurs sont la plupart du temps des oscillateurs à base de quartz (piézo-électrique) qui sont moins stables qu'un oscillateur atomique. Dans les stations GPS permanentes, il se peut qu'il y ait des récepteurs équipés d'horloges atomiques.

Le décalage  $r$  et la dérive  $s$  de la fréquence d'un oscillateur à base de quartz sont évalués à  $r = 10^{-8}$  et  $s = 10^{-12} \text{ s}^{-1}$ . les autres grandeurs pour évaluer l'erreur d'horloges sont :

$(t_j - t_0)$  est de l'ordre de  $10^4 \text{ s}$ .

$\tau_j^i(t_j)$  est de l'ordre de  $10^{-1} \text{ s}$ .

La fréquence nominale  $f_n$  de  $L_1$  est de l'ordre de  $\frac{3}{2}10^9 \text{ Hz}$ .

#### *Erreur des horloges pour un simple observable*

Avec les ordres de grandeur précédents, les termes provenant du décalage et de la dérive de l'horloge du récepteur sont dominants dans l'évaluation de l'observable  $\phi_{i,j}(t_j)$  de l'équation (A.39). Les erreurs dans l'estimation de cette observable de phase entre le satellite  $i$  et le récepteur  $j$ , mesuré à un certain temps  $t_j$  de référence, sont symbolisées par  $\theta_{i,j}(t_j)$ . La dominance des erreurs des horloges des oscillateurs à quartz permet les approximations du décalage ( $\alpha \approx -r_j$ ) et de la dérive ( $\beta \approx -s_j$ ) en fréquence.

Le décalage  $q_j$  entre le temps de l'horloge interne du récepteur et le temps de référence ("universel") de la mesure estimé au temps  $t_0$  de l'émission est constant. Il peut être déterminer lors du calcul, mais sa contribution est négligeable. Le terme d'erreur peut alors s'exprimer de la façon suivante :

$$\begin{aligned} \theta_{i,j}(t_j) &\approx f_n \left( -r_j (t_j - t_0) - \frac{1}{2}s_j (t_j - t_0)^2 \right) \\ &\approx \frac{3}{2}10^9 \left( -10^{-8} \cdot 10^4 - \frac{1}{2}10^{-12} \cdot 10^{4^2} \right) \text{ [cycles]} \\ &\approx -225000 \text{ [cycles]} \end{aligned}$$

La multiplication par la longueur d'onde du signal ( $\lambda_{L_1} \approx 0.19 \text{ m}$ ) implique une erreur en distance  $\approx 40 \text{ km}$ , quasi-exclusivement induite par l'instabilité de l'horloge du récepteur.

### ***Erreur des horloges dans la simple différence des observables***

Dans la simple différence entre deux satellites, les termes d'erreur dus au décalage et à la dérive d'horloge du récepteur disparaissent. Seuls les termes d'erreur de décalage et de dérive induits par la variation de fréquence d'un des satellites persistent. Comme pour la simple observable de phase, les termes dominants de l'erreur d'horloge sont contenus dans  $\theta_{i,j}(t_j)$  de l'équation (A.39). La dominance de l'erreur d'horloge de l'oscillateur d'un des satellites permet les approximations du décalage ( $\alpha \approx \frac{a_i}{f_n}$ ) et de la dérive ( $\beta \approx b_i f_n$ ) en fréquence. Le terme d'erreur peut alors s'exprimer de la façon suivante :

$$\begin{aligned}\theta_{i,j}(t_j) &\approx \left( a_i (t_j - t_0) + \frac{1}{2} b_i (t_j - t_0)^2 \right) \\ &\approx -900 \text{ [cycles]}\end{aligned}$$

Etant donné la résolution d'un système de satellites observés, l'erreur sur la position du récepteur est de l'ordre de 200 m.

### ***Erreur des horloges dans la double différence des observables***

Dans la double différence, le terme d'erreur d'horloge  $\theta_{i,j}(t_j)$  disparaît complètement. En respectant les variations des horloges, l'expression de la double différence pour l'observable de phase équation (A.25) s'écrit maintenant pour une fréquence instable :

$$\begin{aligned}\Delta\Phi_{j_1 j_2}^{i_1 i_2}(t_j) &= -f_n \left( \tau_{j_1}^{i_1}(t_j) - \tau_{j_2}^{i_1}(t_j) - \tau_{j_1}^{i_2}(t_j) + \tau_{j_2}^{i_2}(t_j) \right) && (i) \\ &- (a_{i_1} + b_{i_1} (t_j - t_0)) \left( \tau_{j_1}^{i_1}(t_j) - \tau_{j_2}^{i_1}(t_j) \right) && (ii) \\ &+ (a_{i_2} + b_{i_2} (t_j - t_0)) \left( \tau_{j_1}^{i_2}(t_j) - \tau_{j_2}^{i_2}(t_j) \right) && (iii) \\ &+ \Delta N_{j_1 j_2}^{i_1 i_2}(t_j) && (iv)\end{aligned}$$

où  $j_1$  et  $j_2$  sont deux récepteurs qui observent, à la même époque  $t_j$ , les deux satellites  $i_1$  et  $i_2$ ,

(i) est le terme de propagation,

(ii) et (iii) sont les termes d'erreurs des horloges,

(iv) est l'ambiguïté :  $\Delta N_{j_1 j_2}^{i_1 i_2}(t_j) = N_{j_2}^{i_1}(t_j) - N_{j_1}^{i_1}(t_j) - N_{j_2}^{i_2}(t_j) + N_{j_1}^{i_2}(t_j)$ .

Dans les lignes (ii) et (iii) se trouvent encore des termes qui dépendent de la variation des horloges des satellites. Avec une différence maximale de la distance entre un satellite et deux stations différentes sur la surface de la Terre d'environ 6500 km, la différence  $(\tau_{i,j_2}(t_j) - \tau_{i,j_1}(t_j))$  des délais de propagation des signaux du satellite  $i$  reçu par les récepteurs  $j_1$  et  $j_2$  au moment  $t_j$  ne peut pas excéder 0.03 s. Avec les valeurs indiquées plus haut pour  $a_i$ ,  $b_i$  et  $(t_j - t_0)$ , un ordre de grandeur en terme d'erreurs des horloges par cycles de 0.0045 peut être obtenu, soit un équivalent d'environ 1 mm en terme de longueur. Les doubles différences sont donc un moyen pour supprimer non seulement les décalages initiaux inconnus des horloges, mais aussi les erreurs introduites par l'instabilité des oscillateurs. L'exemple proposé par *Walpersdorf* [1997, chapitre 5] montre tout l'intérêt de la double différence pour éliminer les erreurs des horloges.

Vu les erreurs introduites dans les observations par l'instabilité des horloges, il est indispensable de les éliminer pour obtenir une bonne précision de mesure.

Le traitement des observables en doubles différences est une bonne solution. Mais ceci n'est plus possible si la mesure est limitée à une seule station (pour un positionnement absolu, par exemple). Dans un tel cas, il faut connaître les comportements des horloges. Le comportement de l'oscillateur du récepteur peut être supprimé par simple différence entre satellites. Les variations des horloges des satellites sont plus faibles que celles des récepteurs et les coefficients de décalage, de dérive et d'accélération sont indiqués approximativement et mis à jour dans les messages de navigation.

Une précision millimétrique ne peut être obtenue que par la méthode des doubles différences, mais il s'agit alors d'un positionnement relatif (exemple des logiciels GAMIT et BERNESE). De nombreux enregistrements simultanés à plusieurs stations sont nécessaires pour le positionnement relatif par doubles différences. Une haute précision sur la distance inter-station (ligne de base) est obtenue par le positionnement relatif. Pour obtenir directement un positionnement absolu d'une haute qualité, il est nécessaire d'introduire les paramètres des horloges comme inconnus supplémentaires dans l'ajustement (exemple du logiciel GIPSY).

### Méthode de correction du délai ionosphérique

La source majeure d'erreur restante dans les mesures GPS est la perturbation de l'atmosphère sur la propagation des signaux, notamment l'influence qu'exerce la partie non neutre de l'atmosphère (l'ionosphère) sur la propagation des signaux électromagnétiques. Comme les ondes radio rencontrent les électrons libres de l'ionosphère, plusieurs effets se produisent. Le plus important est le retard sur la modulation de la porteuse. Cet effet est double et provoque l'avancement de la phase. Le retard est référencé comme le délai ionosphérique. Ce phénomène accroît la longueur apparente du trajet du signal par une augmentation du temps de propagation. La distance géométrique induite par l'avancement de la phase de la porteuse est égal à la distance impliquée par le délai de modulation [Cappellari et al., 1976, pages 7-53]. Des valeurs typiques de délais ionosphériques se situent entre moins d'un mètre et quelques dizaines de mètres. Il est possible de s'affranchir presque entièrement de ces variations ionosphériques par les différences des observations entre deux stations proches. En effet, deux stations à une distance d'une dizaine de km sont affectées par les mêmes phénomènes ionosphériques et observent les satellites sous à peu près les mêmes angles d'élévation. Mais l'erreur de mesure GPS causée par l'ionosphère croît avec la longueur de la ligne de base (distance entre deux récepteurs). Pour des mesures de lignes de base supérieures à 20 km, il est nécessaire d'enlever l'effet ionosphérique terrestre pour atteindre une précision millimétrique du positionnement.

L'ionosphère terrestre est un milieu dispersif pour les signaux électromagnétiques (propagation des ondes dépendant de la fréquence du signal). L'indice de réfraction induit par l'ionosphère dépend donc de la fréquence du signal. Grâce à cette caractéristique, il est possible de s'affranchir de l'effet de l'ionosphère sur la propagation des signaux GPS par une combinaison linéaire des observations sur les deux fréquences des signaux  $L_1$  et  $L_2$ . Le principe de l'élimination de l'effet ionosphérique sur les signaux GPS est présenté par [Spilker, 1980; King et al., 1985; Brunner et Gu, 1991]. L'effet de l'ionosphère est proportionnel à la densité totale en électrons. Celle-ci est variable au cours du temps, en fonction du flux solaire ionisant, de l'activité magnétique, des taches solaires, des saisons, de l'heure du jour, de la latitude de la station, et de l'élévation des satellites. L'effet ionosphérique est aussi fonction de la fréquence du signal.

Une approximation du premier ordre a été donnée par *Klobuchar* [1983] :

$$\tau_{iono} = \frac{-40.3}{cf^2} TEC + O\left(\frac{1}{f^3}\right) \approx \frac{-40.3}{cf^2} TEC = \frac{\Phi_{iono}}{f} \quad (\text{A.40})$$

Dans cette expression du délai ionosphérique, le terme *TEC* (“*Total Electron Content*”), représente le nombre total d’électrons le long du trajet d’onde (exprimé en  $e^-/\text{m}^3$ ) et  $f$  est la fréquence du signal (en Hz). Cette expression est une approximation du premier ordre de l’équation de *Appleton-Hartree* [*Papas*, 1965]. Les contributions de plus hauts ordres, qui constituent la source majeure des erreurs durant la journée, pendant l’activité solaire maximum, sont présentées par *Kursinski et al* [1997]. La correction de ces termes d’ordres supérieurs est proposée par *Bassiri and Hajj* [1993]. Pour un délai ionosphérique d’environ 15 m, les termes négligés (supérieur au premier ordre) correspondent à un délai d’environ 5 cm.

Le *TEC* de l’ionosphère terrestre est de l’ordre de  $10^{16} e^-/\text{m}^3$  à  $10^{19} e^-/\text{m}^3$ . Le délai ionosphérique est inversement proportionnel au carré de la fréquence affectée, donc l’ionosphère affecte moins les hautes fréquences. La dépendance en fréquence des délais ionosphériques rendent ainsi possible leurs éliminations par l’utilisation de récepteur bi-fréquence (qui captent  $L_1$  et  $L_2$ ).

Par la suite afin de simplifier les expressions, il est possible de définir :  $\zeta = \frac{-40.3}{c} TEC$ , et ainsi  $\tau_{iono} = \frac{\zeta}{f^2}$ .

Soit le délai de propagation “géométrique”  $\tau_g = \frac{\Phi}{f}$ , dans l’hypothèse où ni l’ionosphère, ni une autre source d’influence, n’ont d’effets sur le signal. Celui-ci peut s’additionner au délai ionosphérique. Le délai géométrique modifié, ainsi évalué ( $\tau_\diamond = \tau_g + \tau_{iono} = \frac{psd}{c}$ ), est directement relié à la pseudo-distance (*psd*) référée précédemment et à la célérité ( $c$ ). Ce délai géométrique modifié  $\tau_\diamond$  peut s’exprimer pour les fréquences respectives  $f_1$  et  $f_2$  des signaux  $L_1$  et  $L_2$ , de phases  $\Phi_1$  et  $\Phi_2$  :

$$\tau_\diamond = \frac{\Phi_1}{f_1} + \frac{\zeta}{f_1^2} \quad (\text{A.41})$$

$$\tau_\diamond = \frac{\Phi_2}{f_2} + \frac{\zeta}{f_2^2} \quad (\text{A.42})$$

Il est donc possible d’établir une combinaison linéaire ( $f_1^2\tau_\diamond - f_2^2\tau_\diamond$ ) [*Vorob’ev et Krasil’nikova*, 1994] qui permet d’éliminer le terme  $\zeta$  (contribution ionosphérique du premier ordre), avec  $f_1^2\tau_\diamond$  exprimé à partir de l’équation (A.41) et  $f_2^2\tau_\diamond$  à partir de l’équation (A.42). L’expression suivante est alors obtenue pour le délai modifié  $\tau_\diamond$  :

$$\tau_\diamond = \frac{f_1\Phi_1 - f_2\Phi_2}{f_1^2 - f_2^2} = \frac{1}{f_1} \frac{\Phi_1 - \frac{f_2}{f_1}\Phi_2}{1 - \left(\frac{f_2}{f_1}\right)^2} \quad (\text{A.43})$$

Cette combinaison linéaire des observables sur  $L_1$  et  $L_2$  mène à un nouvel observable ( $L_C$ ), qui avec les approximations de premier ordre n’est plus affecté par le délai ionosphérique. Sa phase ( $\Phi_C$ ), pour une fréquence équivalent à  $f_1$ , s’écrit :

$$\Phi_C = f_1\tau_\diamond = \Phi_1 + \frac{\frac{f_2}{f_1}}{1 - \left(\frac{f_2}{f_1}\right)^2} \left(\frac{f_2}{f_1}\Phi_1 - \Phi_2\right) \quad (\text{A.44})$$

L'application numérique, avec  $L_1 = 1.57542$  GHz et  $L_2 = 1.22760$  GHz, donne l'expression suivante pour  $\Phi_C$  en fonction de  $\Phi_1$  et  $\Phi_2$  :

$$\Phi_C = 2.545728 \Phi_1 - 1.983684 \Phi_2 \quad (\text{A.45})$$

L'observable  $\Phi_C$  a permis de s'affranchir en première bonne approximation des instabilités d'horloge et des effets de l'ionosphère. Mais, un bruit, dû aux ordres élevés de l'effet ionosphérique, n'est pas éliminé et persiste, ainsi que le bruit créé par l'effet non-dispersif comme par la troposphère, les multi-trajets et l'électronique.

Ce bruit des sources non-dispersives est amplifié dans  $L_C$  en comparaison avec les observables sur  $L_1$  et  $L_2$  séparées. Les cycles de  $L_C$  sont environ deux fois plus long que ceux de  $L_1$  et  $L_2$ . L'observation de  $L_C$  est seulement avantageuse sur des lignes de base longues, là où la différence du retard ionosphérique aux deux extrémités est plus importante que le bruit de différentes sources non-dispersives.

Il existe par ailleurs un quatrième observable qui porte le nom de  $L_G$ . Il s'agit d'une autre combinaison linéaire des observables  $L_1$  et  $L_2$ , où le délai géométrique modifié ( $\tau_\diamond$ ) est supprimé. L'observable  $\Phi_G$  sur  $L_G$  ne contient donc plus que le retard ionosphérique :

$$\Phi_G = \Phi_2 - \frac{f_2}{f_1} \Phi_1 = \frac{f_1^2 - f_2^2}{f_1 f_2} \Phi_{iono} \quad (\text{A.46})$$

### Méthode de résolution des ambiguïtés

Une observable de phase du signal GPS sans erreur des horloges et sans erreur ionosphérique est assez précise pour tenter la résolution de l'ambiguïté de la mesure. Pendant que l'observable de phase évolue au cours du temps, l'ambiguïté de phase initiale reste constante aussi longtemps que la réception du signal n'est pas interrompue. La valeur de cette ambiguïté est incluse dans l'estimation des paramètres d'un modèle théorique de l'observation GPS. Ces paramètres sont ajustés par la méthode des moindres carrés pour minimiser les différences entre les valeurs théoriques calculées par le modèle et les vraies observations. Le paramètre de l'ambiguïté est laissé flottant dans un premier calcul. Il lui est permis de prendre la valeur réelle qui ajuste le mieux le modèle aux observations. L'ambiguïté est néanmoins un nombre entier. Si dans l'ajustement des paramètres une valeur de l'ambiguïté qui est très proche d'un nombre entier est obtenue, et si cette valeur est déterminée avec une certitude suffisante, le paramètre d'ambiguïté est fixé à cette valeur entière. Par cette résolution de l'ambiguïté à sa valeur réaliste, une information supplémentaire est ajoutée dans l'ajustement des paramètres. Le nombre des paramètres libres diminue ainsi que les incertitudes des paramètres restants. Le résultat est une stabilisation de la solution.

Pour pouvoir fixer l'ambiguïté d'une observable de phase, les erreurs de la mesure doivent être assez faibles pour que, dans l'ajustement des paramètres, l'ambiguïté obtienne une valeur proche de sa vraie valeur entière (à quelques dixièmes près par exemple). En même temps, le niveau de bruit de la mesure doit être assez bas pour que dans les limites d'incertitudes autour de la valeur estimée ne se trouve qu'un seul nombre entier.

Pour procéder à la résolution des ambiguïtés, les observables en double différence sont considérés. Ils ne contiennent plus les erreurs des horloges, mais par contre le terme de biais restant est une sommation d'ambiguïtés de quatre observables simples. Ce terme est donc une valeur entière qu'il est possible de déterminer. Sur des lignes de base de plus



de quelques kilomètres de longueur, l'erreur ionosphérique est trop importante pour retrouver la valeur correcte de l'ambiguïté dans l'estimation des paramètres. Il faut donc éliminer l'erreur ionosphérique en regardant la combinaison  $L_C$  des observables en double différences. La combinaison linéaire pour former  $L_C$  s'applique aussi bien aux observables simples qu'aux différences des observables. Le principe de résolution des ambiguïtés à l'aide de  $L_C$  est bien décrit par *Bock et al.* [1986] et par *Dong et Bock* [1989]. Les idées principales de l'ajustement vont être présentées.

Dans la formulation (A.44),  $L_C$  est construit comme une combinaison linéaire de  $L_1$  et de  $L_2$ . Si les ambiguïtés  $N_{L_1}$  et  $N_{L_2}$  sont incluses, l'expression suivante est obtenue :

$$\begin{aligned}
 \Phi_C &= \Phi_1 + N_{L_1} + \frac{\frac{f_2}{f_1}}{1 - \left(\frac{f_2}{f_1}\right)^2} \left( \frac{f_2}{f_1} (\Phi_1 + N_{L_1}) - (\phi_2 + N_{L_2}) \right) \\
 &= \Phi_1 + \frac{\frac{f_2}{f_1}}{1 - \left(\frac{f_2}{f_1}\right)^2} \left( \frac{f_2}{f_1} \Phi_1 - \phi_2 \right) \\
 &\quad - \frac{\frac{f_2}{f_1}}{1 - \left(\frac{f_2}{f_1}\right)^2} \underbrace{(N_{L_2} - N_{L_1})}_{\text{AMBIGUÏTÉ WL}} + \underbrace{\frac{1}{1 + \frac{f_2}{f_1}} N_{L_1}}_{\text{AMBIGUÏTÉ NL}} \quad (\text{A.47})
 \end{aligned}$$

Dans la combinaison  $L_C$ , les ambiguïtés  $N_{L_1}$  et  $N_{L_2}$  apparaissent multipliées par des nombres réels. Il est néanmoins possible de trouver les valeurs entières des ambiguïtés dans  $L_C$ . En effet,  $(N_{L_2} - N_{L_1})$  a une longueur d'onde de  $\lambda_{WL} = c / (f_1 - f_2) = 0.861918$  m, où  $c$  est la célérité. Cette longueur d'onde est plus grande que celle de  $L_1$  et  $L_2$ , c'est pourquoi la représentation des observables en termes  $(N_{L_2} - N_{L_1})$  est connue sous l'appellation "Wide Lane" ( $WL$ ). Parce que la longueur d'onde des  $WL$  considérées est plus grande que  $\lambda_{L_1}$  et  $\lambda_{L_2}$ , cette technique alternative de résolution des ambiguïtés [*Blewitt*, 1989] permet l'utilisation d'informations supplémentaires contenues dans les pseudo-distances ( $psd$ ), définies précédemment. Bien que les  $psd$  soient moins précises que les observables sur  $L_1$  et  $L_2$ , pour résoudre les ambiguïtés  $WL$ , une combinaison d'observations de phase  $\Phi_1$  et  $\Phi_2$  et de pseudo-distances  $psd_1$  et  $psd_2$  est examinée. Les pseudo-distances, qui n'ont pas d'ambiguïtés, sont obtenues par la mesure du code C/A sur  $L_1$  et du code P sur  $L_2$ . Le retard ionosphérique apparaît dans les pseudo-distances avec un signe opposé à ce qui est trouvé dans les phases (effet double de l'ionosphère), car les pseudo-distances sont une mesure d'un retard de groupe et non d'un avancement de la phase.

$$\begin{aligned}
 a) \quad \Phi_1 &= -f_1\tau + \frac{\zeta}{f_1} + N_{L_1} + \Phi_{bruit} \\
 b) \quad \Phi_2 &= -f_2\tau + \frac{\zeta}{f_2} + N_{L_2} + \Phi_{bruit} \\
 c) \quad psd_1 &= -f_1\tau - \frac{\zeta}{f_1} + psd_{bruit} \\
 d) \quad psd_2 &= -f_2\tau - \frac{\zeta}{f_2} + psd_{bruit}
 \end{aligned} \quad (\text{A.48})$$

En considérant la combinaison linéaire  $\left(\Phi_2 - \Phi_1 - \frac{f_2 - f_1}{f_1 + f_2}(psd_1 - psd_2)\right)$  des quatre équations (A.48), l'expression suivante pour l'ambiguïté  $WL$  est obtenue :

$$N_{L_2} - N_{L_1} = \Phi_2 - \Phi_1 - \frac{f_2 - f_1}{f_1 + f_2}(psd_1 - psd_2) + \Delta\phi_{bruit} + \Delta psd_{bruit} \quad (\text{A.49})$$

où  $\Delta\phi_{bruit}$  et  $\Delta psd_{bruit}$  sont les bruits de phase et de pseudo-distance respectivement associés à cette combinaison linéaire.

Le bruit élevé des pseudo-distances, mesurées par le code P, est causé par les réflexions du signal sur le sol et sur d'éventuels obstacles proches de l'antenne (les multi-trajets). Avec sa longueur d'onde de  $\lambda_P = 29.3$  m, le code P et l'estimation des pseudo-distances sont beaucoup plus sensibles aux multi-trajets que la phase. Ainsi, les observations de la combinaison  $WL$  peuvent varier de plusieurs cycles d'une époque à l'autre. Pour obtenir une bonne précision de la combinaison  $WL$ , il faut mesurer assez longtemps pour que l'effet des réflexions s'annulent en moyenne. La réussite de résolution des ambiguïtés est obtenue si le bruit (en terme de distance) est diminué en dessous de la longueur d'onde de l'observable  $WL$  ( $\lambda_{WL} \approx 0.86$  m). C'est la durée d'observation qui contrôle la diminution du bruit.

Une fois que l'ambiguïté  $N_{L_2} - N_{L_1}$  est résolue, il faut fixer le deuxième terme d'ambiguïté de l'équation (A.47) :  $1/(1 + \frac{f_2}{f_1}) N_{L_1}$ . La longueur d'onde de  $\lambda_{L_1}$  ( $\approx 0.19$  m) est donc réduite par le facteur  $1/(1 + \frac{f_2}{f_1}) \approx 0.56$  à la valeur  $\lambda_{NL} \approx 0.107$  m. C'est pourquoi ce terme est appelé "*Narrow Lane*". Pour obtenir une mesure en  $L_C$  assez précise, c'est-à-dire avec un bruit clairement en dessous de  $\lambda_{NL}$ , il faut introduire les valeurs entières trouvées pour l'ambiguïté  $WL$  dans l'expression (A.47). Ainsi les incertitudes sur les paramètres, qui sont encore libres, sont diminuées. Comme en plus, dans  $L_C$ , l'erreur ionosphérique est éliminée, les valeurs estimées par cette stratégie sont d'une précision suffisante permettant la résolution aux valeurs entières des ambiguïtés  $NL$ .

Cette méthode de résolution des ambiguïtés dans la combinaison  $L_C$  des observables est efficace sur des lignes de base longues, où le bruit ionosphérique est trop élevé pour résoudre les ambiguïtés  $N_{L_1}$  et  $N_{L_2}$  séparément. Sur des lignes de base courtes, il est plus facile de résoudre  $N_{L_1}$  et  $N_{L_2}$  directement dans les observations sur  $L_1$  et  $L_2$ . Dans les observables de phase indépendantes, les ambiguïtés en double différence sont des chiffres entiers. Leurs valeurs ne sont pas réduites, comme pour l'ambiguïté  $NL$ , et le bruit non-dispersif des mesures n'est pas amplifié par une combinaison linéaire.

La longueur limite à partir de laquelle il est nécessaire d'utiliser la combinaison  $L_C$  pour résoudre les ambiguïtés est d'à peu près 50 km (variable selon l'activité de l'ionosphère). Dans le traitement GPS d'un réseau de stations avec des longueurs de lignes de base variées, il faut déterminer pour chaque ligne, selon sa longueur et l'activité ionosphérique, laquelle des stratégies doit être appliquée.

### Autres sources d'erreur

D'un signal GPS parfait, les erreurs causées par les instabilités des horloges des satellites et des récepteurs ont été introduites, ainsi que la correction du délai ionosphérique. Mais il existe d'autres types d'erreurs et d'influences qui doivent être prises en compte pour atteindre une précision de positionnement millimétrique (qui est la base des observations météorologiques). Ces sources d'erreurs sont très différentes et il existe une stratégie particulière propre à chacune lors du traitement des données GPS.

- Dès lors que la performance électronique d’un récepteur permet d’acquérir un rapport signal sur bruit satisfaisant, le bruit blanc d’origine électronique peut être négligé. Une autre composante de bruit qui se mélange avec le bruit blanc est créée par le phénomène de “multi-trajet”. Il s’agit des signaux GPS arrivant à l’antenne par un trajet différent que celui imposé par le temps minime de propagation. Les enregistrements de multi-trajets [Elósegui et al., 1995] considèrent des trajets d’ondes réfléchies par la végétation ou les obstacles alentours à l’antenne. Lorsque l’élévation  $\gamma$  (angle entre l’horizon et un satellite) est supérieure à  $15^\circ$ , le temps minime de propagation caractéristique du principe de Fermat (qui signifie un parcours spontané d’énergie minimale) est très proche du trajet en ligne droite (temps minimal de propagation). La combinaison des multi-trajets, parcourant des distances plus grandes, avec les trajets minimales induit un délai moyen erroné qui va être enregistré par le récepteur. Le multi-trajet est un phénomène lié à la géométrie entre le satellite, un réflecteur et l’antenne. Cette géométrie varie avec l’avancement du satellite sur son orbite. Sur une période d’observation suffisamment longue les satellites ont parcouru un grand intervalle de direction par rapport à l’antenne, de sorte qu’il est possible d’espérer que les effets des multi-trajets s’annulent en moyenne. Une révolution des satellites dure 12 heures. En conséquence, sur un intervalle de 6 heures, un satellite peut avoir parcouru tout l’hémisphère au-dessus de la station d’observation GPS. Pour moyenniser les erreurs introduites par les multi-trajets, les observations devraient durer au moins de 6 à 12 heures. Par ailleurs, lorsque les multi-trajets ne sont pas gommés sur une période d’observation, une stratégie d’identification et de rejet des observations erronées peut être appliquée lors du traitement des données.
  
- Le délai troposphérique, au même titre que la position, est un paramètre ajusté (voir section 1.2). Si des observations météorologiques externes sont disponibles, ce paramètre peut être contraint lors de l’ajustement du positionnement. Si aucunes mesures atmosphériques ne sont disponibles (mesures de pression au sol et information sur la vapeur d’eau présente au-dessus d’un site par des radiomètres), la solution globale de l’ajustement permet d’observer la position d’une station, ainsi que son délai troposphérique moyenné dans la direction du zénith. Les variations importantes de ce paramètre troposphérique sont majoritairement contrôlées par la teneur en vapeur d’eau de la troposphère (voir section 1.3).
  
- La correction d’antenne ( $\Delta\tau^{ant}$ ) tient compte du fait que le point mesuré d’une antenne (son centre de phase) ne correspond pas exactement à la position de l’antenne. De plus la position du centre de phase est variable en fonction de la direction d’arrivée de l’onde sur l’antenne. Les variations dépendent de la fréquence du signal reçu ( $L_1$  ou  $L_2$ ), de la direction par laquelle le signal arrive à l’antenne (élévation et azimut du satellite). Elles sont spécifiques à chaque type d’antennes [Schupler et Clark, 1991 ; Rothacher et Mader, 1996 ; Schupler, 2001].  
 Le comportement du centre de phase peut être mesuré dans des expériences en laboratoire. Jusqu’à présent, seuls les décalages verticaux constants sous tous les angles d’observations étaient assez bien connus pour pouvoir être corrigés. Ils atteignent des valeurs entre 5 cm et 26 cm en fonction du type d’antenne, avec des différences de quelques millimètres jusqu’à plusieurs centimètres de hauteur entre les centres de phase de  $L_1$  et  $L_2$ . Aujourd’hui, il y a une quantité très importante de données enregistrées par des types d’antennes des plus communs. Expérimentalement, des tableaux de variations verticales

et horizontales des centres de phase en fonction de l'angle sous lequel le signal arrive ont été dressés. Le comportement des antennes est listé dans des tableaux diffusés par l'IGS. Ceux-ci sont utilisés dans la modélisation des observables théoriques (dans les fichiers *station.info* et *antmod.dat*).

- Les erreurs dans les orbites des satellites GPS (à une altitude d'environ 20200 km) se traduisent directement dans la mesure de la position absolue d'une station. Bien que les lignes de base ne soient affectées que par une erreur différentielle sur les deux stations, les orbites des satellites doivent être le plus précis possible pour le positionnement relatif différé. A l'aide d'une représentation simplifiée, la Figure (A.9) permet de comprendre le principe de correspondance approximatif entre l'erreur sur les orbites et l'erreur induite sur le positionnement absolu ou celui relatif (par estimation des lignes de base) :

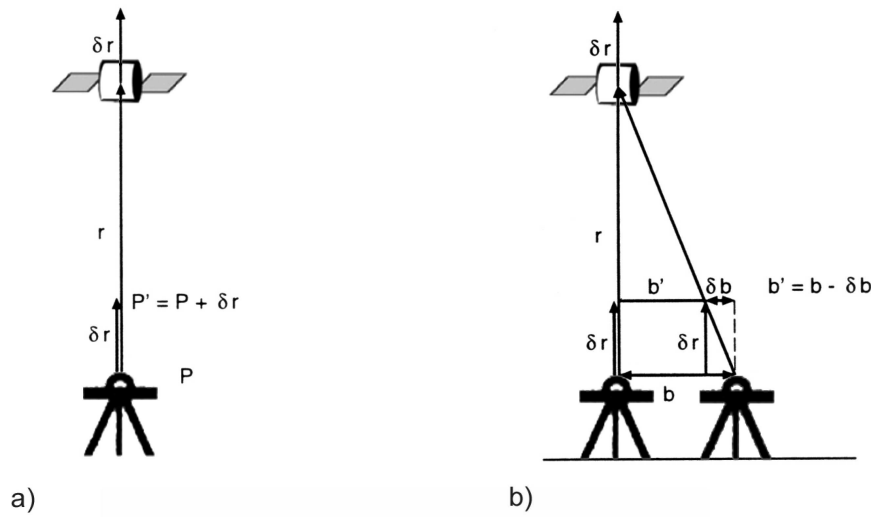


FIG. A.9 – Influence schématisée de l'erreur de l'orbite d'un satellite GPS sur la mesure du positionnement relatif ou absolu.

Sur la Figure (A.9a), une erreur de  $\delta r$  sur le rayon de la trajectoire du satellite implique la même erreur sur le positionnement absolu vertical de la station. A la place de mesurer la position  $P$ , c'est la position  $P'$  qui est mesurée :

$$P' = P + \delta r \quad (\text{A.50})$$

L'erreur de la mesure absolue est donc :

$$\delta_{abs} = \delta r \quad (\text{A.51})$$

Figure (A.9b) représente la mesure d'une ligne de base  $b$ . L'erreur  $\delta r$  de l'orbite du satellite mène à la mesure de  $b'$  :

$$b' = b - \delta b \quad (\text{A.52})$$

Ainsi l'erreur de la mesure relative correspond à :

$$\delta_{rel} = \delta b \quad (\text{A.53})$$

La relation entre  $\delta r$  et  $\delta b$  déduite de cette représentation schématisée permet d'exprimer l'erreur sur le positionnement relatif :

$$\frac{\delta r}{\delta b} = \frac{r}{b} \Leftrightarrow \delta_{rel} = \frac{b}{r} \delta_{abs} \quad (\text{A.54})$$

L'erreur relative  $\delta_{rel}$  n'est donc qu'une fraction de l'erreur absolue  $\delta_{abs}$ . Son ordre de grandeur dépend du rapport  $\frac{b}{r}$ , donc de la longueur de la ligne de base  $b$  par rapport à la distance géocentrique  $r$  du satellite.

Les éphémérides contenues dans les messages de navigation sont des extrapolations des orbites observées quelques jours auparavant. Leurs précisions sont de l'ordre de 100 m. Dans un positionnement en temps réel, des précisions centimétriques ne peuvent être obtenues que sur des lignes de base de longueurs inférieures à quelques kilomètres. Pour une meilleure précision, il faut inclure l'ajustement des paramètres orbitaux dans la solution, permettant ainsi une estimation plus précise des trajectoires des satellites.

En temps différé, il est possible d'utiliser les orbites des satellites calculées par le Service International GPS (IGS) à partir des observations d'un réseau de stations GPS permanentes. L'IGS collecte, distribue et analyse les données de ces stations permanentes. Le produit primaire IGS contient des orbites de haute qualité, des infos sur les horloges des satellites, les paramètres d'orientation de la Terre, les positions et les vitesses de ces sites permanents. L'IGS distribue une solution des orbites des satellites de très bonne précision à peu près deux semaines après les observations. Avec une erreur moyenne de quelques centimètres sur des orbites à plus de 20000 km, l'impact sur des lignes de base de 1000 km est de moins de 1 cm. Afin de minimiser l'erreur absolue de la mesure de positionnement, il est conseillé de considérer des estimations de lignes de base  $b$  les plus grande possible (au delà de 2000 km) dans l'analyse GPS [Tregoning et al., 1998]. Des indications de la qualité des orbites peuvent être obtenues dans le traitement d'un réseau de stations GPS avec des lignes de base de différentes longueurs. La répétabilité de la mesure de chaque ligne de base (estimation de sa précision) en fonction de sa longueur peut être étudiée. Si la répétabilité reste constante pour toutes les longueurs de lignes, les orbites choisies sont assez précises pour le réseau considéré. L'utilisation d'orbites moins précises, comme celles fournis par les messages de navigations, nécessite de les ajuster parmi les paramètres de la solution par moindres carrés.

- Les marées "solides" de la Terre constituent une source d'erreur sur le positionnement qu'il est nécessaire de corriger. Pour cela des modèles de correction basés sur les analyses de marées (modèle théorique ajustés par des observations gravimétriques) sont utilisés lors de la solution de positionnement. Le modèle, appliqué par GAMIT, utilisent les coordonnées du Soleil et de la Lune contenues dans les fichiers *soltab.* et *luntab.*
- D'autres déformations du sol terrestre sont à considérer pour établir la solution de positionnement. Il s'agit des surcharges, de types océaniques et atmosphériques. En effet les masses de l'océan (circulation et marée océanique) et de l'atmosphère déforment les continents selon leurs activités.

### A.3.2 Simulation des observables de phases

L'observable qu'il s'agit de modéliser est décrite par l'équation (A.39). Soit un temps  $t$  considéré, pour un satellite  $i$  et un récepteur  $j$  concernés :

$$\Delta\phi_j^i(t) = -f_{em}^i \cdot \tau_j^i(t) + \theta_j^i(t) + \Phi_{i,j}^{amb} \quad (\text{A.55})$$

A l'aide d'informations a priori et de la connaissance approximative des paramètres de cette équation, l'observable théorique peut être complètement évaluée. Certains parmi ces paramètres vont être ajustés dans la solution et n'ont pas besoin d'être connus très précisément, les autres doivent être connus le mieux possible a priori, pour ne pas introduire de biais dans la solution.

#### Paramètres simulés

Voici la présentation des différents paramètres modélisés dans GAMIT :

1.  $f_{em}^i(t) = f_n + a_i + b_i(t - t_0)$  : la fréquence "réelle" de l'horloge d'un satellite  $i$ , par l'intermédiaire de ses coefficients  $a_i$  et  $b_i$ , est diffusée avec une précision limitée dans les messages de navigations. Grâce aux fichiers de navigation communiqués par l'IGS, les coefficients  $a_i$  et  $b_i$  peuvent être précisément évalués.
2.  $\theta_j^i(t) = f_n \left( -q_j + \alpha_{i,j} (t^{ref} - t_0) + \frac{1}{2} \beta_{i,j} (t^{ref} - t_0)^2 \right)$  : ce terme contient les variations des horloges du satellite et du récepteur. Les corrections de l'horloge du récepteur peuvent être estimées à l'aide des pseudo-distances enregistrées.
3.  $\Phi_{i,j}^{amb} = \Phi_{em}^i(t_0) - \Phi_j^{gen}(t_0) + N_j^i$  : terme qui caractérise les décalages des horloges à l'époque de référence  $t_0$  et l'ambiguïté de phase. Le décalage du satellite est inconnu. Le décalage initial de l'horloge de la station peut être obtenu par comparaison des enregistrements de plusieurs satellites.
  - Il n'y a pas de moyen de déterminer a priori les paramètres des horloges assez précisément pour pouvoir utiliser l'observable simple dans les mesures millimétriques de positionnement. Les erreurs des horloges sont éliminées par double différence.
  - le nombre  $N_j^i$  de cycles entiers de la phase sur le chemin de propagation entre satellite et récepteur est mis à 0 dans le modèle et est ajusté comme un des paramètres dans la solution.
4.  $\tau_j^i(t)$  est le délai atmosphérique de la propagation du signal entre le satellite et le récepteur. Sa valeur théorique initiale se calcule à partir des coordonnées a priori de la station et de la position connue du satellite. Mais la propagation du signal est affectée par plusieurs phénomènes, qu'il faut prendre en compte très précisément dans le modèle (principalement par une correction troposphérique par l'ajustement des délais zénithaux et des gradients), sinon les ajustements des distances géométriques entre stations et satellites vont être faussés, et les solutions de positionnement des

stations erronées :

- La correction de la réfraction ionosphérique n'est pas à inclure dans le modèle ( $\Delta\tau^{iono} = 0$ ). En effet, au lieu de la modéliser, un traitement des observables en combinaison  $L_C$  élimine l'influence ionosphérique. Ce traitement doit être appliqué dès qu'il y a des lignes de base dans un réseau assez longues pour être influencées par les variations ionosphériques. Sur des lignes de base de quelques kilomètres l'erreur ionosphérique est négligeable.
- Les corrections des antennes ( $\Delta\tau^{ant}$ ) sont déterminées à partir de modèles empiriques. Une fois les mesures GPS établies, les études de *Shoji et al.* [2004] montrent qu'un post-traitement des paramètres troposphériques résolu peut permettre d'améliorer les observations de STD, en fonction du type d'antenne choisi. Ils présentent des modèles PCV ("*Phase Center Variation*") et des fonctions MPS ("*MultiPath Stacking*").
- La correction troposphérique  $\Delta\tau^{trop}$  est le résultat d'un indice de réfraction de l'atmosphère (propre à sa matière neutre) supérieure à l'unité et d'une propagation ralentie. Afin de corriger du temps de parcours plus long des ondes induits par la réfractivité atmosphérique, en comparaison à une propagation en ligne droite dans le vide ( $\tau_j^i(t) > \frac{\rho_j^i(t)}{c}$ ), des paramètres troposphériques ont été introduits dans la solution ajustée :

$$\Delta\tau^{trop} = \frac{L_{sym} + L_{az}}{\lambda_{L_1}} \quad (\text{A.56})$$

où  $\lambda_{L_1}$  est la longueur d'onde correspondant à la fréquence  $L_1$ ,  $L_{sym}$  et  $L_{az}$  ont respectivement été définis équations (1.18) et (1.19), grâce aux ZTD et gradients ( $G_{NS}$ ,  $G_{EW}$ ) respectivement définis sections (1.3.3) et (1.3.4), ainsi que leurs fonctions de projections respectives présentées en Annexe (B) et équation (1.15).

### Formulation de l'observable de phase

Avec les corrections et les suppositions décrites dans la section précédente, la valeur théorique de l'observable de phase  $\Delta\Phi_j^i(t)$  est formulée par :

$$\phi_j^i(t) = -f_{em}^i \cdot \left( \frac{\rho_j^i(t)}{\lambda_{L_1}} + \Delta\tau_{i,j}^{trop} + \Delta\tau_{i,j}^{ant} \right) + \theta_j^i(t) + \Phi_{i,j}^{amb}(t_0) \quad (\text{A.57})$$

Cette formulation est exprimée en terme de cycles (sans dimension). Il peut être utile de rappeler qu'un délai géométrique en terme de temps vaut  $\tau_g = \frac{\rho}{c}$ , alors qu'un délai géométrique en terme de cycles vaut  $\tau_g = \frac{\rho}{\lambda_{L_1}}$ , où  $\lambda_{L_1}$  est la longueur d'onde associée à la fréquence  $L_1$  du signal GPS.

Les termes de l'équation (A.57) sont théoriquement variables, hors mis le terme de correction d'antenne  $\Delta\tau^{ant}$ , qui est définitivement fixé.

Le terme d'ambiguïté  $\Phi_{i,j}^{amb}(t_0) = \Delta\Phi(t_0) + N_j^i$  est initialement arbitrairement fixé. Ce terme d'ambiguïté inconnu, tout comme  $\rho_j^i(t)^{th}$  et  $\Delta\tau_{i,j}^{trop}$ , va donc être ajusté lors de la minimisation par moindres carrés.

### A.3.3 Principe de la solution par moindres carrés

Le besoin d'un ajustement d'observations ou l'estimation de paramètres arrive classiquement lorsqu'il est nécessaire de résoudre un système d'équation surdéterminé. C'est souvent le cas en géophysique où un système d'observations redondantes est amené à être résolu. Un principe d'ajustement fréquemment utilisé est la méthode des moindres carrés. Elle possède des propriétés importantes favorables à l'optimisation. L'estimation par moindres carrés pour des observations normalement distribuées permet une bonne résolution faiblement biaisée. C'est notamment le cas lorsque l'approximation linéaire des comportements des paramètres est valable.

Ces hypothèses basiques doivent être vérifiées pour le jeu d'observations considéré, afin d'appliquer de façon satisfaisante le principe d'ajustement.

La méthode des moindres carrés est appliquée à la minimisation de la différence entre la valeur théorique du type d'observable GPS à un certain moment et sa valeur mesurée. Si le modèle par lequel est calculée la valeur théorique de l'observable est parfait, la différence résiduelle avec la valeur mesurée est zéro. Le modèle contient un jeu de paramètres qui sont ajustés dans la solution pour reproduire au mieux les vraies observations. Dans le cas d'un traitement avec des orbites des satellites exactes, les paramètres du modèle, qui constituent l'observable GPS équation (A.57), sont :

- Les positions des stations : elles déterminent la distance géométrique  $\rho_j^i$  entre un satellite  $i$  et une station  $j$ .
- Les ambiguïtés de la mesure de phase.
- Les paramètres troposphériques (ZTD et gradients) pour chaque station.

Les différences entre les observables mesurés et leurs valeurs modélisées s'appellent les "résidus".

L'ajustement des coordonnées de la position, des ZTD et gradients va donc chercher à minimiser la différence résiduelle :

$$L_{res} = \left( \tau_j^i(t) - \frac{\rho_j^i(t)}{c} \right) - \Delta\tau_{trop} + \xi \quad (\text{A.58})$$

Les résidus contiennent de plus le bruit de la mesure et tous les phénomènes systématiques ( $\xi$ ), qui ne sont pas respectés dans le modèle ou mal modélisés. Ces erreurs non-modélisées créent une partie des différences entre le modèle et les observations. Cette composante des résidus va être minimisée par un ajustement des paramètres du modèle menant à une solution erronée.

Pour obtenir une précision millimétrique de la mesure, les résidus doivent être dus uniquement aux valeurs a priori mal connues des paramètres qui sont ensuite estimés dans la solution.

A cet effet, il faut donc soigneusement modéliser les phénomènes qui influencent la mesure du signal GPS. Le fait d'utiliser des observables en doubles différences de la combinaison  $L_C$  permet d'éliminer les erreurs d'horloges et de supprimer au premier ordre le retard ionosphérique. Mais cette technique de doubles différences implique que l'ajustement des paramètres ne soit sensible qu'aux distances relatives entre les stations. Néanmoins, le fait



que certaines coordonnées a priori soient très précisément données dans un référentiel absolu permet à la solution de l'ajustement d'être convertie en un positionnement absolu. Soit un vecteur  $Y$  de  $m$  observations (ou observables) considérées aléatoires. Dans le cas où ce vecteur  $Y$  d'observables est distribué selon une loi normale, sa distribution est uniquement caractérisée par ses deux moments centraux : l'espérance mathématique (ou la moyenne)  $E\{Y\}$  et la dispersion (ou la variance)  $D\{Y\}$ . De l'information sur  $E\{Y\}$  et  $D\{Y\}$  doit être fournie avant que l'ajustement puisse être obtenu. Le principe de la méthode d'ajustement par moindres carrés est présenté Figure (A.10).

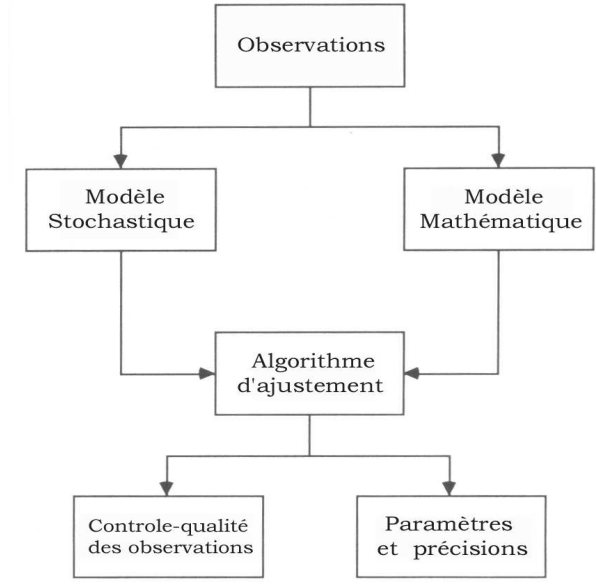


FIG. A.10 – Processus d'estimation par moindres carrés.

A partir des observations, le processus de résolution des paramètres utilise dans un premier temps une linéarisation du problème afin d'appliquer le modèle fonctionnel. Par ailleurs, un modèle stochastique est considéré. Une fois ces modèles établis, l'algorithme d'ajustement peut procéder à ses itérations. En parallèle d'un contrôle qualité des observations, les paramètres et leurs incertitudes formelles sont résolus.

### Modèle mathématique

#### *Processus de linéarisation*

L'observable  $\phi$  a été définie équation (A.55). L'observable de phase simulée avec la formulation équation(A.57) est une fonction de différents paramètres. Soit  $x, y, z, v, \dots$  la liste des paramètres inconnus. A un temps donné, l'observable s'écrit :  $\phi(x, y, z, v, \dots)$ .

Soient les valeurs  $x_0, y_0, z_0, v_0, \dots$  fixées provisoirement. L'extension du développement de Taylor au premier ordre à toutes ces variables donne :

$$\begin{aligned}
 \phi(x, y, z, v, \dots) &= \phi(x_0, y_0, z_0, v_0, \dots) + (x - x_0) \frac{\partial \phi}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial \phi}{\partial y} \\
 &\quad + (z - z_0) \frac{\partial \phi}{\partial z} + (v - v_0) \frac{\partial \phi}{\partial v} + \dots
 \end{aligned} \tag{A.59}$$

Soit  $\Delta\phi = (\phi(x, y, z, v, \dots) - \phi(x_0, y_0, z_0, v_0, \dots))$ ,  $\Delta x = (x - x_0)$ ,  $\Delta y = (y - y_0)$ ,  $\Delta z = (z - z_0)$ ,  $\Delta v = (v - v_0)$ , ...

L'équation (A.60) peut alors s'écrire de façon équivalente :

$$\Delta\phi = \left( \begin{array}{cccc} \frac{\partial\phi}{\partial x} & \frac{\partial\phi}{\partial y} & \frac{\partial\phi}{\partial v} & \dots \end{array} \right) \begin{pmatrix} \Delta x \\ \Delta y \\ \Delta z \\ \Delta v \\ \vdots \end{pmatrix} \quad (\text{A.60})$$

Une fois le processus de linéarisation appliqué, un modèle fonctionnel va pouvoir décrire la simulation d'observable.

### **Modèle fonctionnel**

Soit le vecteur  $Y$  de  $m$  observables considérées aléatoires. Ces observables représentent les différences entre les observations de phase mesurées et les observables de phase simulées. Afin de s'affranchir de sources d'erreurs (décalages des horloges et délais ionosphériques), les observables considérées sont des doubles différences de la phase  $\phi_C$  combinées linéairement à partir de  $\phi_1$  et  $\phi_2$ .

Connaissant l'information contenue dans les observables, le vecteur  $X$  de  $n$  paramètres inconnus du modèle peut être relié au vecteur d'observables  $Y$  :

$$Y = AX + e_a \quad (\text{A.61})$$

où  $e_a$  modélise la disparité entre  $AX$  et  $Y$ . S'il est considéré que  $e_a$  possède une nature aléatoire induite par la variabilité de la mesure, il semble acceptable de fixer  $E\{e_a\}=0$ . Combiné avec l'expression équation (A.61), l'espérance de  $Y$  s'exprime :

$$E\{Y\} = AX \quad (\text{A.62})$$

Ce système d'équations, linéaire en  $X$  (où  $E\{AX\}=AX$ ), réfère donc à un modèle fonctionnel. L'application modèle  $A$  est désignée par une matrice  $m \times n$ .

Les paramètres principaux du vecteur  $X$ , qui concernent cette étude, sont les coordonnées  $(x, y, z)$  et les paramètres troposphériques (corrections troposphériques  $v$ , gradients de délais ...).

### **Modèle stochastique**

Il faut considérer que les mesures sont de façon intrinsèque incertaines. La mesure d'un phénomène dans de mêmes circonstances donne quasi-systématiquement des valeurs différentes (pas forcément éloignées bien heureusement).

Les observations  $Y$  peuvent être considérées comme des variables gaussiennes aléatoires possédant une certaine densité de probabilité. Le cas d'une distribution normale implique que la dispersion capture complètement l'éventail des probabilités de la mesure.

Afin de correctement accorder un poids aux observables dans le processus d'ajustement, il faut spécifier la dispersion de  $Y$  :

$$D\{Y\} = Q_Y = E\{e_a e_a^T\} \quad (\text{A.63})$$

Il s'agit du modèle stochastique, où  $Q_Y$  est une matrice  $m \times m$  de variance des observables  $Y$ .  $Q_Y$  est considérée connue. Dans cette présentation du principe de la méthode, les composantes inconnues de la variance ne sont pas considérées.

La matrice de variance décrit la variabilité des mesures, sous les mêmes conditions, c'est-à-dire la précision moyenne de ces observables mesurées ( $E\{e_a e_a^T\}$ ). Pour correctement spécifier  $Q_Y$ , une très bonne connaissance des instruments et des procédures de mesure doit être acquise. Si les mesures sont indépendantes, classiquement  $Q_Y$  peut être considérée comme une matrice diagonale. Lorsque les mesures sont elles-mêmes le résultat d'un ajustement préliminaire lors de l'acquisition, la matrice  $Q_Y$  devient fortement non-diagonale. La qualité du récepteur est, bien entendu, décisive.

Dans le cas précis des doubles différences d'observables  $\phi_C$ , la matrice de variance est clairement non-diagonale.

### Algorithme d'ajustement

Les mesures ayant été collectées, le modèle fonctionnel ayant permis de spécifier le vecteur des observables  $Y$ , et le modèle stochastique ayant été spécifié, l'ajustement peut débiter son processus d'itération.

En faisant l'hypothèse que la matrice normale ( $A^T Q_Y^{-1} A$ ) soit de rang plein (non dégénérée), l'estimateur  $\hat{X}$  par moindres carrés du vecteur  $X$  des paramètres inconnus se formule par les équations normales suivantes :

$$\hat{X} = \left( A^T Q_Y^{-1} A \right)^{-1} A^T Q_Y^{-1} Y \quad (\text{A.64})$$

où  $A^T$  est la matrice transposée de l'application modèle  $A$ , ainsi que  $Q_Y^{-1}$  est la matrice inverse de la dispersion  $Q_Y$ .

Si une approche bayésienne est adoptée, une espérance nulle de  $X$  peut être considérée ( $E\{X\}=0$ ), et de façon implicite une covariance  $C_0$  a priori peut être introduite. Dans ce cas l'expression de l'estimateur devient :

$$\hat{X} = \left( A^T Q_Y^{-1} A + C_0^{-1} \right)^{-1} A^T Q_Y^{-1} Y \quad (\text{A.65})$$

En pratique dans le traitement GPS, la matrice de covariance est choisie de façon arbitraire. Le problème le plus important est la corrélation temporelle entre les mesures. Typiquement pour une session de 24 heures, avec une époque de mesure toutes les 30 secondes, le nombre d'échantillons d'observations est d'environ  $8 \times 2880 \approx 23000$  (pour un moyenne de 8 satellites captés par mesure). La matrice inverse de la covariance étant sollicitée, le décompte complet des corrélations nécessite une matrice inverse de  $23000 \times 23000$ . Ainsi le stockage de cette matrice nécessite une mémoire de 4 Giga Bytes. Même si la matrice de covariance a été calculée sur une période plus courte que 24 heures, sa matrice inverse est généralement une matrice remplie sur toutes ses lignes et colonnes. La prise en compte des covariances à chaque mesure n'est pour l'instant pas envisageable. Des techniques de propagation de matrice de covariance sont utilisées, avec par exemple une matrice de covariance estimée toutes les 5 minutes.

Avec l'estimateur  $\hat{X}$  et l'application modèle  $A$ , l'observable ajustée  $\hat{Y}$  peut être générée :

$$\hat{Y} = A \hat{X} \quad (\text{A.66})$$

Les résidus de l'ajustement par moindres carrés représente la différence entre les observations et l'observable ajustée :

$$\widehat{\text{Résidus}} = Y - \hat{Y} \quad (\text{A.67})$$

L'expression (A.65) est basée sur un modèle fonctionnel linéaire, mais la linéarisation des observables n'est qu'approximative. Parce que ce modèle mathématique est non-linéaire, la solution doit être itérée. Une des valeurs initiales ( $x_0$  par exemple) est considérée fixe ("juste"), et les autres paramètres sont variablement modifiés par des processus de marches aléatoires. La linéarisation est à nouveau procédée. Selon l'amélioration ou non des résidus, les valeurs initiales sont tour à tour modifiées puis conservées. Les techniques permettant l'exploration de l'espace des paramètres sont diverses, et propres à chacun d'eux. Les plus spécifiques concernent la résolution des ambiguïtés [Teunissen, chapitre 7, 1998]. Une fois les ambiguïtés résolues, les techniques d'exploration des paramètres de position ou troposphériques sont classiques (marches aléatoires).

### Contrôle qualité et précision des paramètres résolus

Toute fonction d'un vecteur aléatoire est elle-même une variable aléatoire. Ainsi  $\hat{X}$  est un vecteur aléatoire, tout comme  $Y$ . Si  $\hat{X}$  est linéairement relié à  $Y$ , sa distribution va être normale. Dans ce cas la distribution de  $\hat{X}$  peut être uniquement caractérisée par son espérance et sa dispersion. Le résultat recherché est :

$$E\{\hat{X}\} = X \quad (\text{A.68})$$

Ainsi l'objectif de l'estimateur par moindres carrés est la résolution de cette valeur moyenne. Cette propriété correspond à un cas idéalisé. D'un point de vue empirique, les équations impliquent que, si l'ajustement est répété dans les mêmes circonstances, alors ses différents résultats coïncideront en moyenne avec  $X$ . Il est clair que ceci est une propriété vraiment souhaitable.

La dispersion de  $X$ , qui décrit sa précision, est donnée par :

$$D\{\hat{X}\} = Q_{\hat{X}} = (A^T Q_Y^{-1} A)^{-1} \quad (\text{A.69})$$

Cette matrice de variance est indépendante de  $Y$ . C'est une propriété très utile, car elle implique que la précision de l'estimateur par moindres carrés  $\hat{X}$  peut être donnée indépendamment des observations  $Y$ . Seules les deux matrices  $A$  et  $Q_Y$  doivent être connues. Ainsi les modèles fonctionnel et stochastique ayant été spécifiés, les précisions des résultats de l'ajustement doivent être données. Ceci implique que si l'écart résiduel  $\widehat{\text{Résidus}}$  n'est pas compris dans l'incertitude de l'ajustement, la matrice modèle  $A$  ou la matrice de variance  $Q_Y$  doivent être modifiées. En effet, en changeant ainsi la géométrie des stations d'un réseau, ou en procédant au rajout ou à l'enlèvement de données traitées, l'application modèle  $A$  va être changée. Par ailleurs, en utilisant différents instruments de mesures et/ou différentes procédures de mesures, la matrice de variance  $Q_Y$  est modifiée.

### Ajustement des paramètres troposphériques

Il est nécessaire de bien avoir à l'esprit que l'incertitude de l'ajustement est un phénomène non-linéaire contrôlé par de nombreux paramètres. L'ajustement et le processus de

minimisation nécessitent la considération d'une atmosphère modèle. Des méthodes simples peuvent permettre de rendre compte d'une certaine incertitude et de son impact lors d'un ajustement. Si le modèle estime trop faiblement le contenu de vapeur d'eau dans une couche, la distance théorique entre les satellites et la station est systématiquement calculée trop courte. L'ajustement des paramètres dans la solution va chercher à minimiser cette différence entre les observations et leurs valeurs théoriques. Avec des observations des satellites dans toutes les directions, seule la composante verticale va être estimée de façon erronée par l'ajustement.

La Figure (A.11) montre le principe pour distinguer les effets troposphériques non-modélisés des effets géométriques qui mènent à l'ajustement de la composante verticale. A gauche, comme à droite, est montré un satellite au zénith d'une station GPS. La hauteur modélisée de la station (la hauteur théorique sur le dessin) est décalée de la hauteur mesurée, une fois parce que le retard troposphérique du signal n'est pas pris en compte (sur la gauche), et une autre fois parce que la coordonnée verticale a priori de la station, trop grande, est mal connue (sur la droite). Les différences du retard  $\Delta\tau_{zen,trop}$  et  $\Delta\tau_{zen,geom}$  vont être compensées dans l'ajustement des paramètres dans la solution. Dans le premier cas à gauche la position théorique de la station est correcte et c'est le paramètre troposphérique qu'il faut ajuster. Dans le deuxième cas, il faut ajuster la position théorique de la station vers la valeur mesurée.

Pour distinguer les deux cas, le satellite est observé sous des angles  $\epsilon$  d'élévation différents. Le retard troposphérique augmente entre le zénith ( $\Delta\tau_{zen,trop}$ ) et les angles bas ( $\Delta\tau_{trop}$ ). Ce retard est fonction de la distance que le signal a parcouru à travers l'atmosphère. Pour une atmosphère plate, il croît en  $\frac{1}{\sin(\epsilon)}$  vers les élévations basses (fonction de projection simplifiée). Un décalage vertical géométrique de la station est observé complètement par un satellite au zénith ( $\Delta\tau_{zen,geom}$ ), mais contribue de moins en moins aux observations d'un satellite qui descend vers l'horizon ( $\Delta\tau_{geom}$ ). Le retard causé par un décalage géométrique vertical diminue avec  $\sin(\epsilon)$  entre des observations au zénith et celles à de basses élévations. Les variations des retards troposphériques et géométriques avec l'angle d'élévation s'écrivent :

$$\Delta\tau_{trop}(\epsilon) = \frac{1}{\sin(\epsilon)} \Delta\tau_{zen,trop} \quad (\text{A.70})$$

$$\Delta\tau_{geom}(\epsilon) = \sin(\epsilon) \Delta\tau_{zen,geom} \quad (\text{A.71})$$

Pour distinguer entre un décalage troposphérique et géométrique, il faut disposer non-seulement des observations dans un intervalle large d'élévations, mais surtout des observations à des élévations faibles. Les retards troposphérique et géométrique sont fortement corrélés au zénith, où  $\frac{1}{\sin(\epsilon)} \approx \sin(\epsilon)$ . Un comportement bien différent est observable seulement vers les élévations basses. *Herring* [1986] montre l'effet d'une estimation erronée du retard troposphérique sur la composante verticale des stations GPS en fonction de l'angle minimal d'élévation des observations. Ceci peut conduire à plusieurs centimètres d'erreur sur l'estimation de la position verticale.

Les phénomènes liés au retard troposphérique humide se caractérisent par une grande variabilité au cours du temps. Des dérives jusqu'à un centimètre par heure ont été observées. Pour tenir compte de ces fluctuations, le paramètre zénithal peut être estimé plusieurs fois par session de mesure. Une stratégie courante et efficace est par exemple d'estimer un paramètre toutes les trois heures pour chaque station. L'estimation de paramètres zénithaux permet de faire diminuer la différence entre les observations et les valeurs théoriques (les

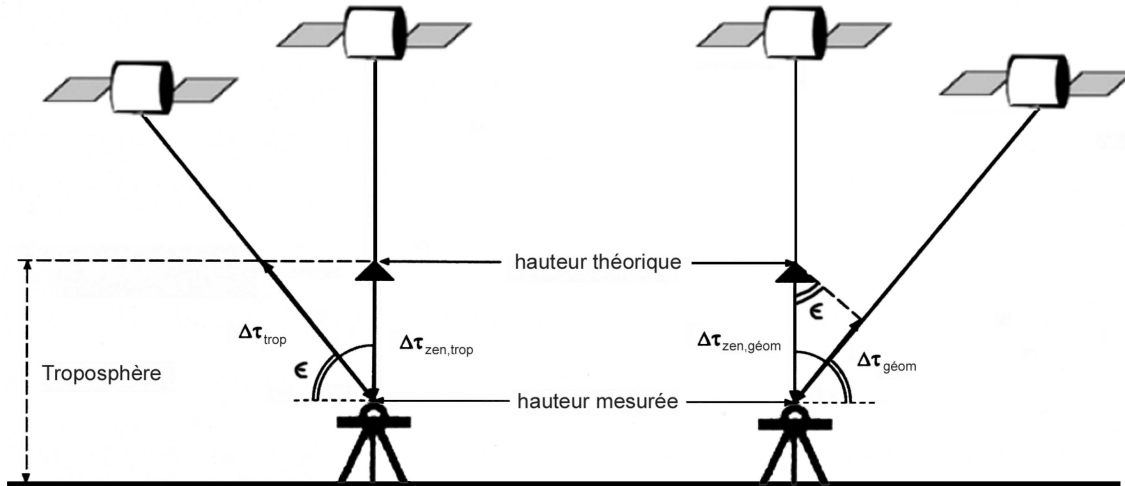


FIG. A.11 – Comparaison des décalages verticaux d’une station, créés par un retard troposphérique (récepteur de gauche) et un décalage géométrique (récepteur de droite).

résidus).

Dans la comparaison de séries temporelles de retards zénithaux trouvés par l’ajustement résolu et par des autres méthodes de mesures (radiométrie à vapeur d’eau et radiosondages), une grande corrélation est constatée. Il apparaît donc possible de focaliser l’inversion GPS sur l’estimation de paramètres troposphériques, en considérant des positions a priori très bien connues lors de l’ajustement, et ainsi de résoudre un nombre important de ces paramètres (plus de un par heure), comme présenté section 1.3.



## Annexe B

# Fonction de projection de *Niell*

Voici la présentation du principe de la fonction de projection de *Niell* [1996]. Tout d’abord, il est nécessaire de rappeler que le délai en direction d’un satellite (STD) peut se décomposer en la somme d’une composante dite “hydrostatique” (SHD) et d’une composante dite “humide” (SWD). La fonction de projection de *Niell* est isotrope, car elle n’est finalement variable qu’en fonction de l’élévation  $\epsilon$  dans la direction d’un satellite, pour un site GPS fixé. Il existe une *mapping function* pour la composante *hydrostatique* ( $m_h(\epsilon, \lambda, H, jjj)$ ) et une pour la composante *humide* ( $m_w(\epsilon, \lambda)$ ). Pour une simulation dans des modèles météorologiques, les composantes du délai total en direction d’un satellite (STD=SHD+SWD) peuvent donc être projetées dans la direction du zénith :

$$\text{ZTD}(\epsilon) = \frac{\text{SHD}(\alpha, \epsilon)}{m_h(\epsilon)} + \frac{\text{SWD}(\alpha, \epsilon)}{m_w(\epsilon)} \quad (\text{B.1})$$

où  $\alpha$  et  $\epsilon$  sont l’azimut et l’élévation de la direction d’un satellite,  $\lambda$  et  $H$  sont la latitude et la hauteur au-dessus de la mer du site GPS considéré, et  $jjj$  est le jour Julien du traitement des données.

### B.1 Fonction de projection hydrostatique $m_h(\epsilon, \lambda, H, jjj)$

La première étape, dans l’élaboration de cette fonction de projection, est d’établir les coefficients  $a_h^\lambda$ ,  $b_h^\lambda$  et  $c_h^\lambda$  :

$$a_h^\lambda = a_{h,avg}^\lambda + a_{h,amp}^\lambda \cos(DOY) \quad (\text{B.2})$$

$$b_h^\lambda = b_{h,avg}^\lambda + b_{h,amp}^\lambda \cos(DOY) \quad (\text{B.3})$$

$$c_h^\lambda = c_{h,avg}^\lambda + c_{h,amp}^\lambda \cos(DOY) \quad (\text{B.4})$$

avec  $DOY = 2\pi \frac{jjj-28}{365.25}$ .

Il faut donc avoir déterminé les coefficients *Average* ( $a_{h,avg}^\lambda$ ,  $b_{h,avg}^\lambda$  et  $c_{h,avg}^\lambda$ ) et *Amplitude* ( $a_{h,amp}^\lambda$ ,  $b_{h,amp}^\lambda$  et  $c_{h,amp}^\lambda$ ) en interpolant linéairement les valeurs du tableau 1 à la valeur de la latitude  $\lambda$  du site GPS considéré. Il faut noter qu’aucune interpolation n’est proposée pour les latitudes en dessous de  $15^\circ$  et au-dessus de  $75^\circ$ . On peut prendre les valeurs de  $15^\circ$  constantes pour  $\lambda \in [0, 15^\circ]$  et de  $75^\circ$  pour  $\lambda \in [75^\circ, 90^\circ]$ .



TAB. B.1 – Coefficients de la fonction de projection ( $m_h$ ) de *Niell* [1996] hydrostatique.

Coefficients	Latitude $\lambda$				
	15°	30°	45°	60°	75°
	<i>Average</i>				
$a_{h,avg}^\lambda$	1.2769934E-3	1.2683230E-3	1.2465397E-3	1.2196049E-3	1.2045996E-3
$b_{h,avg}^\lambda$	2.9153695E-3	2.9152299E-3	2.9288445E-3	2.9022565E-3	2.9024912E-3
$c_{h,avg}^\lambda$	62.610505E-3	62.837393E-3	63.721774E-3	63.824265E-3	64.258455E-3
	<i>Amplitude</i>				
$a_{h,amp}^\lambda$	0	1.2709626E-5	2.6523662E-5	3.4000452E-5	4.1202191E-5
$b_{h,amp}^\lambda$	0	2.4114979E-5	3.0160779E-5	7.2562722E-5	11.723375E-5
$c_{h,amp}^\lambda$	0	9.0128400E-5	4.3497037E-5	84.795348E-5	170.37206E-5
	<i>Height Correction</i>				
$a_{h,ht}$			2.53E-5		
$b_{h,ht}$			5.49E-3		
$c_{h,ht}$			1.14E-3		

Une fois les coefficients  $a_h^\lambda$ ,  $b_h^\lambda$  et  $c_h^\lambda$  déterminés, la formulation de la fonction de projection hydrostatique est la suivante :

$$m_h(\epsilon, \lambda, H, jjj) = f(\epsilon, a_h, b_h, c_h) + \Delta m_h(\epsilon) \quad (\text{B.5})$$

où  $f$  est la *mapping function* proposée par *Herring* [1992], et  $\Delta m_h(\epsilon)$  est la correction d'altitude appliquée à la fonction de projection hydrostatique.

La fonction  $f$  est définie par :

$$f(\epsilon, a, b, c) = \frac{1 + \frac{a}{1 + \frac{b}{1+c}}}{\sin(\epsilon) + \frac{a}{\sin(\epsilon) + \frac{b}{\sin(\epsilon)+c}}} \quad (\text{B.6})$$

La correction d'altitude de la fonction de projection hydrostatique est formulée par :

$$\Delta m_h(\epsilon) = \frac{dm_h(\epsilon)}{dH} H \quad (\text{B.7})$$

où  $H$  est la hauteur au-dessus du niveau de la mer, et  $\frac{dm_h(\epsilon)}{dH}$  s'exprime par :

$$\frac{dm(\epsilon)}{dH} = \frac{1}{\sin(\epsilon)} - f(\epsilon, a_{ht}, b_{ht}, c_{ht}) \quad (\text{B.8})$$

avec  $a_{ht}$ ,  $b_{ht}$  et  $c_{ht}$  qui sont les coefficients *Height Correction* (Tableau 1).

## B.2 Fonction de projection humide $m_w(\epsilon, \lambda)$ :

La première étape, dans l'élaboration de cette fonction de projection, est d'établir les coefficients  $a_w^\lambda$ ,  $b_w^\lambda$  et  $c_w^\lambda$ , en interpolant linéairement les valeurs du tableau 2 à la valeur de la latitude  $\lambda$  du site GPS considéré. Il faut noter qu'aucune interpolation n'est proposée pour les latitudes en dessous de  $15^\circ$  et au-dessus de  $75^\circ$ . (voir ci-dessus)

La formulation de la fonction de projection humide est la suivante :

$$m_w(\epsilon, \lambda) = f(\epsilon, a_w, b_w, c_w) \quad (\text{B.9})$$

où la fonction  $f$  a été défini équation (B.6).

TAB. B.2 – Coefficients de la fonction de projection ( $m_w$ ) de *Niell* [1996] humide.

Coefficients	Latitude $\lambda$				
	$15^\circ$	$30^\circ$	$45^\circ$	$60^\circ$	$75^\circ$
$a_w^\lambda$	5.8021897E-4	5.6794847E-4	5.8118019E-4	5.9727542E-4	6.1641693E-4
$b_w^\lambda$	1.4275268E-3	1.5138625E-3	1.4572752E-3	1.5007428E-3	1.7599082E-3
$c_w^\lambda$	4.3472961E-2	4.6729510E-2	4.3908931E-2	4.4626982E-2	5.4736038E-2

Le domaine de validité des fonctions de projection est annoncé pour des élévations supérieures à  $3^\circ$  [*Niell*, 1996], pour une précision millimétrique des délais obliques estimés en direction des satellites. Par ailleurs, des comparaisons de tracer de rais dans des modèles atmosphériques ont été effectués par *Rocken et al.* [2001]. Ils confirment la validité à  $3^\circ$  de la fonction de projection de *Niell*, de l'ordre d'une restitution à moins de 1 % pour les délais obliques au-dessus de  $3^\circ$  d'élévation.



# Annexe C

## Extrait du fichier *sestbl.* du traitement GAMIT

Session Table for regional + global analysis

```
Processing Agency = LGIT
Station Number = *
Station Constraint = Y
Satellite Number = *
Satellite Constraint = Y          ; Y/N
all a e i node arg per M rad1 rad2 rad3 rad4 rad5 rad6 rad7 rad8 rad9
0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01
Type of Analysis = 0-ITER          ; 0-ITER/1-ITER/2-ITER/1-CLEAN/2-CLEAN/3-CLEAN
Data Status = RAW                  ; CLN/RAW

Choice of Observable = LC_HELP      ; L1_SINGLE/L1&L2/L1_ONLY/L2_ONLY/LC_ONLY/
                                   ; L1,L2_INDEPEND./LC_HELP
Choice of Experiment = BASELINE     ; BASELINE/RELAX./ORBIT

Ionospheric Constraints = 0.0 mm + 8.00 ppm      ; Set for mid-solar max

Zenith Delay Estimation = YES       ; YES/NO
Number Zen = 49                     ; number of zenith-delay parameters
Zenith Constraints = 0.50            ; zenith-delay a priori constraint in meters (default 0.5)
Zenith Model = PWL                  ; PWL (piecewise linear)/CON (step)
Zenith Variation = 0.020 100.       ; zenith-delay variation, tau in meters/sqrt(hr), hrs
Elevation cutoff = 10.              ; Elevation angle cutoff for postfit solution
Atmospheric gradients = YES        ; YES/NO (default no)
Number Grad = 25                    ; number of gradient parameters
Gradient Constraints = 0.03         ; gradient at 10 deg elevation in meters
Gradient Variation = 0.02 100.     ; grad. variation, tau in m/sqrt(hr), hrs (default .02 100.)

Ambiguity resolution WL = 0.15 0.15 1000. 99. 1000. ; Increased chi-square ratio to stop searched
Ambiguity resolution NL = 0.15 0.15 1000. 99. 1000. ; values from being used.
Geodetic Datum = GEOCENTRIC        ; GEOCENTRIC/WGS84/NAD82/WGS72
Reference System for ARC = IGS92    ; WGS84/WGS72/MERIT/IGS92(default)
```

### III.C. Extrait du fichier *sestbl.* du traitement GAMIT

---

```
Initial ARC = YES ; YES/NO default = NO for BASELINE/KIINEMATIC, YES for RELAX/ORBIT
Update T/L files = L_ONLY ; T_AND_L (default), T_ONLY, L_ONLY, NONE
Final ARC = NO
Yaw Model = YES ; YES/NO default = YES
Delete eclipse data = NO ; ALL/NO/POST (Default = NO) ; 30 mins post shadow removal
is ; hardwired for ALL/POST

AUTCLN Command File = autcln.cmd ; Filename ; default none (use default options)
AUTCLN Postfit = Y ; Run autcln for postfit run ; R causes repeat run.
Use N-file = N ; Y/N (default no) : automatic procedure to reweight by station
Delete AUTCLN input C-files = YES ; YES/NO default = NO ; I - Intermed. keep (stops) 2nd model
Earth Rotation = 7 ; Diurnal/Semidirunal terms : Binary coded : 1=pole 2=UT1
default=7
Estimate EOP = 15 ; Binary coded : 1 wob 2 ut1 4 wob rate 8 ut1 rate
Wobble Con = ; default = 3. 0.3 arcsec arcsec/day
UT1 Con = ; default = .2 0.02 sec sec/day
Tide Model = 15 ; Binary coded : 1 earth 2 freq-dep 4 pole 8 ocean default=7
Antenna Model = ELI1 ; NONE/ELEV/AZEL default = NONE
Radiation Model for ARC = BERNE ; SPHRC/BERNE/SRDYB/SVBDY default = BERNE
Inertial frame = J2000 ; J2000/B1950
SCANDD control = NONE ; YES/NONE
Decimation Factor = 1 ; Decimation factor in solve
Quick-pre observable = LC_ONLY ; For 1st iter or autcln pre, default same as Choice of
observable
Quick-pre decimation factor = 4 ; 1st iter or autcln pre, default same as Decimation Factor
Station Error = UNIFORM 10. ; 1-way L1 in mm, default = 10.
Station Error = ELEVATION 4.3 7.0 ; 1-way L1 , a**2 + b**2/sin(elev)**2 in mm, default = 4.3
7.0
```

Full list of controls :

Required :

-----

```
Type of Analysis PREFIT : Prefit manipulations including cleaning (no solution)
      QUICK : Quick solution
      0-ITERATION : Full solution with good prior station coordinates and orbits
      1-ITERATION : Full solution with approximate prior station coordinates
      2-ITERATION : Full solution with approximate prior station coordinates and orbits
      SOLVE-only : Do a solution from C-files (rarely used, better to run SOLVE batch
file)
```

Data Status : RAW for automatic editing with AUTCLN ; CLN (CLEAN) for no editing

```
Choice of Observable LC_HELP : Ambiguity-free and ambiguity-fixed solutions with LC
      LC_RANGE : Same as LC_HELP but with pseudo-range priority
      LC_ONLY : Ambiguity-free solution with LC
      L1_ONLY : Ambiguity-free and ambiguity-fixed solutions with L1
      L2_ONLY : Ambiguity-free and ambiguity fixed solutions with L2
      L1,L2_INDEPEND : Ambiguity-free and -fixed solutions with L1 and L2
```

L1&L2 : (see notes in manual)

Choice of Experiment = RELAX.

; BASELINE/RELAX./ORBIT

Optional :

-----

Inertial frame ; B1950/J2000 (default = J20000)

Initial ARC ; YES/NO default = NO for BASELINE/KINEMATIC, YES for RELAX/ORBIT

Final ARC ; YES/NO default = YES

Radiation Model for ARC ; SPHRC/BERNE/SRDYB/SVBDY default = SPHRC

Reference System for ARC ; WGS72/WGS84/MERIT/IGS92 (default = IGS92)

Tabular interval for ARC ; 900. seconds (new default), 1350. seconds (old default)

Stepsize for ARC ; 75. seconds (new default), 168.75 seconds (old default)

Earth Rotation ; Diurnal/Semidirunal terms : Binary coded : 1=pole 2=UT1 4=Ray model ; default=7

Earth Rotation ; Diurnal/Semidirunal terms : Binary coded : 1=pole 2=UT1 default=3

Estimate EOP ; Binary coded : 1 wob 2 ut1 4 wob rate 8 ut1 rate ; default=0 (BL) or 15 (orbits)

Wobble Constraint = 3. 0.3 ; Default 3. (arcsec) 0.3 (arcsec/day)

UT1 Constraint = 0.00002 0.02 ; Default .00002 (sec) 0.02 (sec/day)

Antenna Model ; NONE/ELEV/AZEL default = NONE

Tide Model ; Binary coded : 1 earth 2 freq-dep 4 pole 8 ocean default=1

Yaw Model ; YES/NO default = YES

I-file = N ; Use I-file (Y/N) (default Y)

Number Zen = 4 ; number of zenith-delay parameters (default 1)

Zenith Constraints = 0.50 ; zenith-delay a priori constraint in meters (default 0.5)

Zenith Model = PWL ; PWL (piecewise linear)/CON (step)

Zenith Variation = 0.02 100. ; zenith-delay variat., in m/sqrt(hr), hrs (default .02 100.)

Gradient Constraints = 0.03 ; gradient at 10 deg elevation in meters

Tropospheric Constraints = NO ; YES/NO (spatial constraint)

Choice of Observable = LC\_HELP ; L1\_SINGLE/L1&L2/L1\_ONLY/L2\_ONLY/LC\_ONLY/

; L1,L2\_INDEPEND./LC\_HELP

Choice of Experiment = RELAX. ; BASELINE/RELAX./ORBIT

Quick-pre observable = LC ; For 1st iter or autcln pre, default same as Choice of observable

Ambiguity resolution WL ; default = 0.15 0.15 1000. 10.

Ambiguity resolution NL ; default = 0.15 0.15 1000. 10.

Type of Biases : IMPLICIT (default for quick), EXPLICIT (default for full)

H-file solutions ; ALL; LOOSE-ONLY

Station Error = BASELINE 10. 0. ; 1-way L1, a\*\*2 + (b\*\*2)(L\*\*2) in mm, ppm, default = 10. 0.

Station Error = UNIFORM 10. ; 1-way L1 in mm, default = 10.

Station Error = ELEVATION 4.3 7.0 ; 1-way L1 , a\*\*2 + b\*\*2/sin(elev)\*\*2 in mm, default = 4.3 7.0

Satellite Error = UNIFORM 0. ; 1-way L1 in mm (added quadratically to station error) default=0.

Select Epochs ; Enter start and stop epoch number (applies only to SOLVE)

Decimation Factor ; FOR SOLVE, default = 1

Elevation Cutoff = 10. ; For SOLVE, overrides the MODEL or AUTCLN lower values

```

Quick-pre decimation factor = 10
Correlation print           ; Threshold for printing correlations (default 0.9999)

Clean Option                ; AUTCLN(default)/SINCLN/DBLCLN
AUTCLN Command File        ; Filename; default none (use default options)
Edit AUTCLN Command File   ; YES/NO; Add delete commands for bad clocks; default = NO
Clean Option = AUTCLN      ; SINCLN/AUTCLN(default)/DBLCLN
AUTCLN Postfit; NO/YES/R : Yes=repeat AUTCLN and SOLVE R=repeat AUTCLN and SOLVE again if bad
nrms
Use N-file = Y             ; Y/N (default no) : automatic procedure to reweight by station
Delete AUTCLN input C-files = YES ; YES/NO default = NO
                               ; I - Intermediate keep (stops) second model

Delete eclipse data = POST ; ALL/NO/POST (Default = NO)
SCANDD control             ; BOTH (default) /NONE/FIRST/FULL/IFBAD see manual sec. 5.2
Iteration                  ; CFILES / XFILES (default)

Export Orbits              ; YES/NO default = NO
Orbit id                   ; 4-char code read only if Export Orbits = YES
Orbit Format                ; SP1/SP3 (NGS Standard Products)
Orbit organization        ; 3-char code read only if Export Orbits = YES
Reference System for Orbit = ITR93 ; ITR92/ITR91/ITR90/WGS84/MERIT (for SP3 header)

Delete all input C-files   ; YES/NO default = NO
Delete MODEL input C-files ; YES/NO default = NO
Delete SINCLN input C-files ; YES/NO default = NO
Delete DBLCLN input C-files ; YES/NO default = NO
Delete AUTCLN input C-files ; YES/NO default = NO
Update T/L files          ; T_AND_L (default), T_ONLY, L_ONLY, NONE
                          (Applies only to update for full solution after quick)
Update tolerance         ; minimum adjustment for updating L-file coordinates, default .3
m
X-compress = YES         ; Uncompress/compress X-files default = NO
SCANDD control           ; FULL (default), FIRST, BOTH, IFBAD, NONE
Run CTOX = YES           ; Make clean X-files from C-files default = NO

```

## Annexe D

# Définitions des mesures statistiques

Les équations suivantes donnent les définitions des mesures statistiques (pour un nombre  $N$  d'événements, l'indice  $i$  parcourant l'ensemble de ces événements) : l'écart moyen ( $\Delta$ ) d'un test de valeurs ( $v_{test}$ ) par rapport à une référence ( $v_{ref}$ ), l'écart type ( $\delta$ ), le *rms* ou "*Root Mean Square*", la variabilité relative normalisée ( $\psi$ ) et l'écart extrême ( $\Gamma$ ).

$$\Delta = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (v_{ref_i} - v_{test_i}) \quad (D.1)$$

$$\delta = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (v_{ref_i} - v_{test_i} - \Delta)^2} \quad (D.2)$$

$$rms = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (v_{ref_i} - v_{test_i})^2} \quad (D.3)$$

$$\psi = \frac{100}{N} \sum_{i=1}^N \left( 1 - \left| 1 - \frac{|v_{ref_i} - v_{test_i}|}{v_{ref_i}} \right| \right) \quad (D.4)$$

$$\Gamma = \left\{ (v_{ref_i} - v_{test_i}), i \in [1, \dots, N] / \forall j \in [1, \dots, N], |v_{ref_i} - v_{test_i}| \geq |v_{ref_j} - v_{test_j}| \right\} \quad (D.5)$$





## Annexe E

# Résultats statistiques par station de solutions testées avec différents types de réseaux

Dans l'ensemble des Tableaux de cette Annexe, les écarts moyens ( $\Delta$ ), les écarts types ( $\delta$ ) et les écarts extrêmes ( $\Gamma$ ) sont présentés en mm. Les écarts relatifs normalisés ( $\psi$ ) sont en %. L'ensemble de ces écarts statistiques a été établi entre un calcul GAMIT de référence (*Ref*) de ZTD et de gradients et une certaine configuration de réseau considérée pour estimer les observations météorologiques GPS.

Les stations *glreps* correspondent à des stations *permanentes* de références.

Les stations *temporaires* sont des stations installées par l'OHM-CV lors de la campagne automnale de 2002.

Les stations considérées sont présentées figures 2.1 et 1.1. Les réseaux étudiés sont détaillés chapitre 2 tableau 2.1.

















TAB. E.8 – Gradients Est-Ouest : configurations de différentes géométries de grande échelle.

$G_{EW}$  "TTRF" (*Ref*) - réseaux de géométries grande échelle

Stations GPS	réseau ( <i>est</i> )			réseau ( <i>mer</i> )			réseau ( <i>ouest</i> )			réseau ( <i>prox</i> )		
	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$
<i>gltreps</i>												
BRST	2.2	2.4	4.9	0.0	2.5	3.4	-0.8	1.5	1.0	2.3	1.1	4.4
EBRE	0.8	3.9	-6.7	-2.1	4.5	-8.0	-1.9	2.4	-4.5	1.2	2.8	-4.2
GINA	5.5	1.7	7.9	1.0	0.9	2.3	1.5	0.9	2.6	3.9	1.3	5.9
KOSG	0.9	2.1	4.5	-1.4	2.2	1.8	0.6	2.5	5.1	3.4	2.0	5.4
MATE	-0.9	1.8	3.2	-0.7	2.2	4.2	11.5	1.8	14.1	8.2	1.5	11.3
POTS	-1.1	1.1	-2.4	-2.1	2.1	-5.7	2.4	2.9	-3.8	3.5	1.7	3.7
SJDV	1.8	2.1	5.1	-0.8	2.1	2.5	0.3	2.3	4.6	2.4	2.0	4.7
TORI	4.9	2.1	8.3	4.9	4.1	11.5	1.9	1.5	5.3	2.6	1.4	4.3
VILL	5.0	4.6	11.5	1.1	2.9	5.0	0.5	2.1	3.2	6.2	3.1	10.3
ZIMM	1.3	0.8	2.7	-0.2	1.5	2.2	1.2	0.9	2.6	4.5	1.1	6.4
<i>permanentes</i>												
AJAC	0.8	2.2	5.3	0.9	2.3	5.9	/	/	/	/	/	/
BELL	/	/	/	/	/	/	-2.3	2.7	5.1	/	/	/
CAGL	2.3	2.9	4.2	0.6	2.2	4.6	/	/	/	/	/	/
CREU	/	/	/	1.1	2.6	5.0	0.7	2.1	3.1	5.0	5.2	7.2
ELBA	-0.5	1.3	2.0	0.5	2.2	2.8	/	/	/	/	/	/
GRAS	-1.1	1.2	-1.8	/	/	/	/	/	/	2.1	3.1	4.5
LLIV	/	/	/	/	/	/	0.0	1.3	1.7	/	/	/
MAHO	/	/	/	8.8	9.5	15.7	8.8	9.4	13.7	/	/	/
MALL	/	/	/	-0.2	1.7	2.5	2.9	3.1	4.5	/	/	/
MARS	1.3	3.7	6.3	1.7	3.7	6.8	/	/	/	4.1	6.1	10.3
MTPL	/	/	/	/	/	/	-2.5	2.6	-3.5	0.5	1.3	2.1
NICE	3.7	4.5	6.6	/	/	/	/	/	/	6.1	6.7	10.4
SAUV	0.8	2.4	4.3	/	/	/	/	/	/	2.0	2.8	4.5
TLSE	/	/	/	/	/	/	-0.5	3.1	4.2	3.1	4.5	8.9
<i>temporaires</i>												
COLE	5.2	2.5	8.1	1.3	2.5	4.5	-0.8	2.1	1.4	4.6	2.6	7.5
LARZ	2.6	2.5	6.0	-1.6	2.7	3.1	-1.8	1.2	2.1	1.6	1.6	4.7
MAGE	3.4	3.9	10.4	-5.0	1.3	-6.8	-3.3	2.2	3.7	0.3	2.2	4.2
PAUL	2.1	3.2	6.2	-1.6	2.4	1.8	-0.9	0.8	2.0	2.1	1.5	3.9
PONT	3.5	3.6	9.2	-1.3	1.9	1.7	0.5	2.0	3.2	3.0	2.1	5.8

$G_{EW}$  "libre" (*Ref*) - réseaux de géométries grande échelle

Stations GPS	réseau ( <i>est</i> )			réseau ( <i>mer</i> )			réseau ( <i>ouest</i> )			réseau ( <i>prox</i> )		
	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$
<i>gltreps</i>												
BRST	1.4	1.9	3.8	-0.8	2.5	2.6	0.2	1.9	3.0	2.7	1.1	4.3
EBRE	0.7	3.5	-6.2	-2.5	3.9	-7.7	-0.4	1.3	-2.1	1.5	2.5	-3.3
GINA	4.4	1.4	6.4	-0.2	1.0	1.3	-2.0	1.8	3.0	2.5	1.2	4.3
KOSG	0.7	1.6	3.1	-2.5	1.9	3.7	-1.6	1.9	2.4	1.5	1.2	2.9
MATE	-1.2	3.0	5.8	0.4	1.9	5.1	3.6	2.8	7.2	2.1	2.7	6.1
POTS	0.1	1.1	1.8	-2.1	2.0	2.9	-2.2	2.2	3.3	2.0	1.6	4.8
SJDV	1.7	1.8	4.6	-1.0	1.7	1.7	-1.1	1.8	2.0	1.8	1.6	3.4
TORI	4.0	2.3	7.7	4.1	3.8	9.9	-0.7	1.3	2.2	1.8	1.6	3.8
VILL	5.8	4.7	12.3	2.2	3.3	7.1	4.8	1.8	7.4	9.0	3.1	12.9
ZIMM	3.5	1.0	5.2	0.5	1.4	2.2	1.6	1.0	3.0	4.4	1.2	6.6
<i>permanentes</i>												
AJAC	0.9	1.9	2.4	1.0	1.4	2.1	/	/	/	/	/	/
BELL	/	/	/	/	/	/	-2.3	2.7	4.2	/	/	/
CAGL	0.4	1.2	2.5	-0.9	2.1	3.9	/	/	/	/	/	/
CREU	/	/	/	0.9	2.2	4.2	-0.9	2.0	1.3	4.3	4.7	6.9
ELBA	-0.7	1.7	2.9	-0.8	1.7	1.9	/	/	/	/	/	/
GRAS	2.1	2.2	3.9	/	/	/	/	/	/	5.9	5.9	7.3
LLIV	/	/	/	/	/	/	0.7	1.5	2.7	/	/	/
MAHO	/	/	/	7.2	7.5	10.7	8.3	9.4	14.0	/	/	/
MALL	/	/	/	0.6	1.8	3.3	3.0	3.1	4.2	/	/	/
MARS	-0.1	1.1	-2.2	0.3	1.3	2.4	/	/	/	0.9	1.4	1.7
MTPL	/	/	/	/	/	/	-2.3	2.4	-3.4	0.8	1.6	2.8
NICE	4.1	4.8	6.3	/	/	/	/	/	/	5.1	5.8	9.9
SAUV	1.9	3.3	5.6	/	/	/	/	/	/	1.4	2.4	4.4
TLSE	/	/	/	/	/	/	-0.6	2.1	3.1	3.1	3.7	7.7
<i>temporaires</i>												
COLE	5.2	1.8	7.6	1.5	2.2	4.4	-0.5	1.9	1.5	3.8	1.8	6.4
LARZ	2.7	2.2	5.8	-2.0	1.3	-3.2	-2.1	1.9	-3.0	1.9	1.6	4.8
MAGE	2.0	2.3	5.8	-5.0	1.3	-7.2	-3.9	2.5	-4.6	0.1	2.6	4.7
PAUL	1.7	1.9	4.2	-1.2	2.1	1.9	-0.6	0.9	0.8	1.9	1.2	4.1
PONT	2.2	2.9	5.9	-0.5	2.2	2.6	0.2	2.0	2.7	2.9	2.3	5.5

TAB. E.9 – Gradients Nord-Sud : configurations de différentes géométries de grande échelle.

$G_{NS}$  "ITRF" (*Ref*) - réseaux de géométries grande échelle

Stations GPS	réseau ( <i>est</i> )			réseau ( <i>mer</i> )			réseau ( <i>ouest</i> )			réseau ( <i>prox</i> )		
	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$
<i>gtreps</i>												
BRST	3.2	3.0	5.8	4.7	5.7	11.9	5.2	5.0	11.5	3.4	3.5	6.9
EBRE	8.3	4.3	14.1	10.2	4.9	15.0	10.8	6.2	16.5	11.2	5.7	19.5
GINA	5.7	3.6	10.5	6.6	3.9	12.6	8.2	4.7	13.6	7.3	4.6	12.4
KOSG	2.9	2.4	5.0	3.2	4.7	8.7	5.8	4.4	10.1	5.3	3.5	9.0
MATE	4.8	2.1	7.7	4.4	3.3	10.0	3.9	4.8	12.6	4.8	3.6	9.2
POTS	2.2	2.7	4.7	2.2	4.1	7.2	5.3	4.0	8.9	4.9	3.6	9.1
SJDV	4.1	3.3	8.1	6.0	4.5	10.2	7.6	4.8	12.9	6.0	4.0	10.7
TORI	-0.3	2.2	3.4	0.3	0.9	1.6	4.7	2.4	7.9	7.4	3.4	11.5
VILL	10.5	4.8	17.2	6.2	4.5	11.0	7.5	5.8	13.4	11.0	6.4	19.5
ZIMM	2.6	2.9	6.6	4.4	4.8	9.7	5.4	5.0	11.0	3.8	3.7	9.2
<i>permanentes</i>												
AJAC	3.3	4.5	6.3	2.5	4.2	5.5	/	/	/	/	/	/
BELL	/	/	/	/	/	/	8.6	10.2	15.0	/	/	/
CAGL	6.7	8.0	12.5	4.0	5.9	9.8	/	/	/	/	/	/
CREU	/	/	/	8.0	9.4	14.1	8.1	9.9	14.8	6.4	8.6	12.7
ELBA	5.8	7.4	11.5	8.3	9.6	13.1	/	/	/	/	/	/
GRAS	-1.0	2.9	-6.1	/	/	/	/	/	/	3.4	5.1	-6.4
LLIV	/	/	/	/	/	/	9.6	11.9	19.0	/	/	/
MAHO	/	/	/	7.2	8.5	13.8	7.5	9.2	15.9	/	/	/
MALL	/	/	/	9.0	9.9	13.6	9.3	10.9	16.2	/	/	/
MARS	-8.8	8.8	-13.0	-6.6	10.6	-10.8	/	/	/	-5.0	9.4	-10.1
MTPL	/	/	/	/	/	/	5.4	7.5	12.0	4.8	6.4	9.6
NICE	5.0	5.8	8.5	/	/	/	/	/	/	7.7	8.7	12.5
SAUV	5.4	6.8	10.4	/	/	/	/	/	/	6.5	8.0	11.9
TLSE	/	/	/	/	/	/	8.1	9.0	11.9	7.2	8.0	11.2
<i>temporaires</i>												
COLE	2.1	2.7	5.0	1.8	4.2	7.0	3.7	4.5	7.7	5.6	3.9	9.4
LARZ	3.9	3.9	8.7	2.5	4.8	7.4	4.3	5.5	9.6	4.9	5.5	10.3
MAGE	5.3	3.2	9.1	5.9	6.1	13.2	6.5	5.9	14.0	6.5	5.1	11.7
PAUL	3.6	3.6	9.8	9.1	4.9	14.4	10.6	5.3	16.0	7.6	4.8	13.2
PONT	8.1	3.2	12.0	9.3	5.3	16.0	8.0	6.4	16.5	6.4	4.6	10.8

$G_{NS}$  "libre" (*Ref*) - réseaux de géométries grande échelle

Stations GPS	réseau ( <i>est</i> )			réseau ( <i>mer</i> )			réseau ( <i>ouest</i> )			réseau ( <i>prox</i> )		
	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$
<i>gtreps</i>												
BRST	5.5	3.0	8.3	6.3	5.3	13.3	5.8	5.2	11.2	5.6	3.7	9.2
EBRE	9.7	4.3	15.3	10.6	5.3	15.6	13.2	6.1	19.1	12.9	5.4	20.4
GINA	7.0	4.0	11.9	7.4	4.7	14.7	8.8	4.7	15.4	8.2	4.8	13.6
KOSG	4.0	2.4	6.4	3.6	4.6	8.8	3.1	4.7	7.5	4.6	3.4	8.4
MATE	4.8	1.5	6.4	4.6	2.5	8.0	7.0	3.3	11.9	10.2	3.4	13.3
POTS	3.9	2.6	6.7	2.9	3.4	6.6	3.1	3.3	6.1	4.6	3.4	8.5
SJDV	5.2	3.6	9.3	6.2	4.6	10.7	6.7	4.4	11.4	6.5	3.9	11.0
TORI	1.9	2.0	5.4	1.5	1.1	2.9	6.1	2.4	9.2	9.1	3.5	13.0
VILL	10.6	4.9	17.4	6.5	5.7	12.3	9.5	5.5	14.8	12.6	5.3	19.1
ZIMM	4.4	3.0	8.8	5.0	4.8	9.5	5.2	5.0	10.1	4.3	3.4	9.2
<i>permanentes</i>												
AJAC	4.2	5.7	8.3	1.9	2.8	4.1	/	/	/	/	/	/
BELL	/	/	/	/	/	/	11.7	12.7	17.6	/	/	/
CAGL	7.4	8.5	12.7	4.8	6.1	10.5	/	/	/	/	/	/
CREU	/	/	/	7.8	9.3	15.1	9.8	11.0	15.0	8.1	10.5	14.8
ELBA	7.7	9.0	13.7	9.2	10.4	14.1	/	/	/	/	/	/
GRAS	3.4	4.4	6.2	/	/	/	/	/	/	8.0	8.7	11.6
LLIV	/	/	/	/	/	/	13.3	15.1	22.3	/	/	/
MAHO	/	/	/	7.1	8.2	13.4	10.8	11.7	18.5	/	/	/
MALL	/	/	/	9.2	10.1	13.5	13.0	13.8	19.3	/	/	/
MARS	-5.4	5.4	-8.6	-9.3	9.3	-14.5	/	/	/	-3.9	3.9	-6.0
MTPL	/	/	/	/	/	/	7.2	8.6	12.8	6.4	7.7	11.1
NICE	5.6	6.2	8.7	/	/	/	/	/	/	9.3	10.1	14.2
SAUV	7.1	8.2	12.2	/	/	/	/	/	/	7.4	8.9	13.0
TLSE	/	/	/	/	/	/	8.5	9.2	11.9	8.0	8.7	11.9
<i>temporaires</i>												
COLE	2.9	3.2	6.2	1.8	4.4	7.6	4.6	4.0	8.2	5.9	4.5	10.9
LARZ	4.9	4.1	10.0	2.9	4.7	7.9	5.2	5.3	10.5	5.6	5.1	11.4
MAGE	7.0	3.7	11.3	5.9	6.3	14.0	7.3	5.6	14.4	7.7	5.1	13.4
PAUL	5.4	3.7	10.7	9.2	4.7	13.4	11.6	4.3	15.5	8.1	4.4	12.9
PONT	7.6	3.1	10.8	9.1	5.1	17.0	5.8	6.2	15.1	6.6	4.3	11.0

TAB. E.10 – ZTD : deux configurations de géométries Sud aux nombres de stations temporaires variables.

ZTD "ITRF" ( <i>Ref</i> ) - réseaux de géométries Sud variables						
Stations GPS	réseau (6-6)			réseau (8-4)		
	$\Delta$	$\delta$	$\psi$	$\Delta$	$\delta$	$\psi$
<i>glreps</i>						
BRST	-0.5	0.9	99.96	-0.5	0.7	99.97
EBRE	-0.6	0.9	99.97	-0.6	0.6	99.97
GINA	-1.3	1.1	99.94	-0.8	0.6	99.96
KOSG	-0.3	0.9	99.97	-0.4	0.5	99.98
MATE	-1.8	1.6	99.92	-1.2	0.6	99.95
POTS	-0.6	1.0	99.96	-0.6	0.5	99.97
SJDV	-0.4	0.8	99.97	-0.6	0.5	99.97
TORI	-0.5	1.0	99.96	-0.1	1.0	99.97
VILL	-0.7	1.4	99.94	-0.6	0.9	99.96
ZIMM	-0.7	1.1	99.95	-0.6	0.5	99.97
<i>permanentes</i>						
CAGL	-0.9	1.4	99.95	-0.7	0.9	99.97
CREU	-1.9	2.2	99.92	/	/	/
ELBA	-1.3	1.7	99.94	-1.5	1.6	99.94
MAHO	-1.7	3.5	99.91	-1.9	3.3	99.92
SAUV	-0.3	1.1	99.96	/	/	/
TLSE	-0.2	1.0	99.97	-0.6	0.9	99.97
<i>temporaires</i>						
CHBO	-1.0	1.1	99.95	-1.2	0.7	99.95
COLE	-1.2	1.1	99.95	-1.0	0.9	99.96
GAGN	-1.7	1.0	99.93	-1.2	0.6	99.95
GENH	-1.8	1.0	99.92	-0.9	0.5	99.96
LARZ	-0.9	0.8	99.95	-1.2	0.6	99.95
MAGE	-0.1	0.9	99.97	-0.3	0.6	99.98
MALB	/	/	/	-0.8	0.5	99.96
MASB	/	/	/	-1.2	0.5	99.95

ZTD "libre" ( <i>Ref</i> ) - réseaux de géométries Sud variables						
Stations GPS	réseau (6-6)			réseau (8-4)		
	$\Delta$	$\delta$	$\psi$	$\Delta$	$\delta$	$\psi$
<i>glreps</i>						
BRST	-0.6	1.1	99.96	-0.3	0.7	99.97
EBRE	-0.8	0.9	99.96	-0.5	0.5	99.98
GINA	-1.4	1.1	99.93	-0.7	0.7	99.96
KOSG	-0.4	0.9	99.97	-0.2	0.5	99.98
MATE	-1.9	1.3	99.92	-1.0	0.5	99.96
POTS	-0.7	1.1	99.96	-0.4	0.5	99.98
SJDV	-0.5	0.8	99.97	-0.5	0.4	99.98
TORI	-0.5	1.1	99.96	0.0	0.9	99.97
VILL	-0.9	1.3	99.94	-0.6	0.8	99.96
ZIMM	-0.8	1.1	99.95	-0.4	0.6	99.97
<i>permanentes</i>						
CAGL	-1.1	1.6	99.95	-0.5	0.7	99.98
CREU	-2.1	2.5	99.91	/	/	/
ELBA	-1.4	1.9	99.93	-1.3	1.4	99.95
MAHO	-2.1	3.8	99.89	-1.9	3.4	99.91
SAUV	-0.5	1.2	99.96	/	/	/
TLSE	-0.5	1.1	99.96	-0.5	0.8	99.97
<i>temporaires</i>						
CHBO	-1.3	1.2	99.94	-0.9	0.9	99.95
COLE	-1.2	1.1	99.95	-0.8	0.8	99.97
GAGN	-1.7	1.1	99.93	-1.0	0.6	99.96
GENH	-1.8	1.1	99.92	-0.8	0.6	99.96
LARZ	-1.2	0.9	99.94	-1.2	0.6	99.95
MAGE	-0.2	0.8	99.97	-0.2	0.6	99.98
MALB	/	/	/	-0.6	0.4	99.97
MASB	/	/	/	-1.0	0.5	99.96

TAB. E.11 – Gradients Est-Ouest : deux configurations de géométries Sud aux nombres de stations temporaires variables.

$G_{EW}$ "ITRF" ( <i>Ref</i> ) - réseaux de géométries Sud variables						
Stations GPS	réseau (6-6)			réseau (8-4)		
	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$
<i>glreps</i>						
BRST	-3.5	1.6	-5.6	-4.7	0.8	-6.5
EBRE	-4.7	1.3	-7.6	-6.5	0.9	-8.0
GINA	0.9	1.0	-1.7	-2.7	0.5	-3.7
KOSG	-1.6	1.8	1.9	-3.9	1.1	-6.3
MATE	1.6	1.3	4.1	-2.0	1.3	-4.3
POTS	-1.3	2.1	1.8	-4.5	1.7	-6.6
SJDV	-1.7	1.0	-2.2	-2.2	1.1	-3.0
TORI	2.7	1.7	5.2	-1.0	1.5	1.4
VILL	-0.6	2.6	-5.1	-2.5	2.1	-5.9
ZIMM	-0.7	1.4	-2.7	-3.8	1.2	-4.4
<i>permanentes</i>						
CAGL	1.3	1.6	2.9	-1.4	1.7	-2.7
CREU	3.1	3.3	5.0	/	/	/
ELBA	-1.7	2.0	-2.2	-1.8	2.2	-2.5
MAHO	5.7	6.2	9.9	3.1	4.6	9.4
SAUV	-3.1	3.6	-5.3	/	/	/
TLSE	-1.4	3.2	4.7	-3.7	4.0	-6.3
<i>temporaires</i>						
CHBO	-4.1	1.3	-6.0	-3.5	2.6	-5.0
COLE	0.7	1.3	2.7	-2.0	0.7	-2.9
GAGN	-0.9	2.0	-3.9	-4.4	1.6	-5.6
GENH	5.0	1.3	6.1	-0.4	1.3	-2.1
LARZ	-3.2	1.0	-5.0	-4.6	1.4	-7.8
MAGE	-1.8	2.4	2.4	-3.6	1.1	-5.3
MALB	/	/	/	-3.3	1.0	-4.8
MASB	/	/	/	-2.8	2.5	-6.3

$G_{EW}$ "libre" ( <i>Ref</i> ) - réseaux de géométries Sud variables						
Stations GPS	réseau (6-6)			réseau (8-4)		
	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$
<i>glreps</i>						
BRST	-3.6	2.3	-4.5	-4.8	0.7	-5.6
EBRE	-2.7	1.8	-3.8	-5.6	1.2	-6.4
GINA	0.7	1.4	-0.9	-2.8	1.0	-3.9
KOSG	-2.1	1.4	-3.3	-3.7	1.3	-5.1
MATE	0.6	1.6	4.1	0.0	1.8	3.7
POTS	-1.5	2.0	2.3	-2.7	1.7	-4.0
SJDV	-1.4	0.8	-2.8	-1.9	1.4	-3.0
TORI	1.1	1.3	2.7	-0.6	1.3	-1.8
VILL	2.5	1.5	4.9	-0.9	1.6	2.6
ZIMM	0.9	1.2	-1.3	-2.4	1.1	-3.2
<i>permanentes</i>						
CAGL	0.3	1.5	3.0	-1.5	1.9	-2.5
CREU	4.0	4.1	6.2	/	/	/
ELBA	-2.7	3.4	3.9	-1.9	2.5	-4.2
MAHO	6.5	7.5	12.0	4.2	5.7	10.6
SAUV	-2.0	2.7	-3.9	/	/	/
TLSE	-0.1	2.6	5.6	-2.0	2.8	2.6
<i>temporaires</i>						
CHBO	-3.7	2.0	-6.5	-3.4	2.2	-6.3
COLE	2.7	1.1	5.1	-0.2	0.8	1.0
GAGN	-0.4	2.1	-3.2	-3.4	1.3	-4.1
GENH	3.2	1.2	4.0	0.0	1.2	-1.5
LARZ	-2.3	1.6	-3.0	-4.4	2.0	-5.4
MAGE	-2.0	1.5	-2.4	-3.5	0.7	-4.4
MALB	/	/	/	-2.9	1.1	-3.9
MASB	/	/	/	-1.8	2.5	-5.4

TAB. E.12 – Gradients Nord-Sud : deux configurations de géométries Sud aux nombres de stations temporaires variables.

G <sub>NS</sub> "ITRF" ( <i>Ref</i> ) - réseaux de géométries Sud variables							
Stations GPS	réseau (6-6)			réseau (8-4)			
	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	
<i>glreps</i>							
BRST	6.1	3.8	10.7	2.6	2.8	6.5	
EBRE	8.6	5.1	13.1	5.0	2.9	8.3	
GINA	5.8	1.8	7.3	4.4	1.0	5.3	
KOSG	5.3	2.2	7.2	2.0	1.5	4.1	
MATE	3.8	1.8	5.0	3.3	1.3	4.7	
POTS	4.0	2.1	6.0	1.0	1.1	1.8	
SJDV	7.2	3.8	12.6	4.8	2.4	8.2	
TORI	7.1	1.8	10.4	5.1	1.8	8.7	
VILL	7.8	4.0	12.3	3.1	1.3	5.3	
ZIMM	5.6	2.5	7.8	3.2	1.0	4.3	
<i>permanentes</i>							
CAGL	4.6	5.5	9.0	2.9	3.2	4.9	
CREU	7.1	7.6	11.6	/	/	/	
ELBA	6.3	6.9	9.4	8.2	8.4	12.1	
MAHO	6.5	7.1	10.6	3.5	3.8	5.3	
SAUV	8.1	8.8	11.9	/	/	/	
TLSE	8.3	8.7	10.8	5.5	5.7	7.6	
<i>temporaires</i>							
CHBO	9.9	2.7	13.6	5.3	1.8	9.7	
COLE	4.9	3.5	9.2	3.5	1.2	5.7	
GAGN	9.4	2.1	11.4	4.7	1.2	6.6	
GENH	7.5	2.7	10.7	2.1	1.3	5.0	
LARZ	4.7	3.8	7.6	2.6	1.4	5.1	
MAGE	6.3	2.6	8.0	3.1	1.2	4.4	
MALB	/	/	/	4.0	0.7	5.3	
MASB	/	/	/	6.1	1.1	8.0	

G <sub>NS</sub> "libre" ( <i>Ref</i> ) - réseaux de géométries Sud variables							
Stations GPS	réseau (6-6)			réseau (8-4)			
	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	$\Delta$	$\delta$	$\Gamma$	
<i>glreps</i>							
BRST	7.7	3.6	11.5	4.4	2.9	8.5	
EBRE	10.3	4.8	15.3	6.4	2.6	9.2	
GINA	5.9	1.9	7.6	4.9	0.9	5.9	
KOSG	5.3	2.0	7.4	2.8	1.7	5.3	
MATE	5.1	0.9	6.6	3.8	1.6	6.6	
POTS	4.5	2.0	6.7	2.1	1.3	3.2	
SJDV	7.1	3.1	9.9	5.4	2.5	7.5	
TORI	9.5	3.2	14.0	6.3	2.6	9.5	
VILL	8.6	4.5	12.7	3.9	1.8	4.9	
ZIMM	5.9	2.4	8.6	5.1	1.1	5.9	
<i>permanentes</i>							
CAGL	6.2	6.8	10.6	3.9	4.2	6.2	
CREU	8.4	8.9	12.9	/	/	/	
ELBA	6.7	7.1	9.5	9.2	9.4	12.9	
MAHO	9.3	9.7	13.3	4.3	4.6	6.3	
SAUV	9.6	10.2	13.2	/	/	/	
TLSE	9.1	9.4	11.2	6.3	6.4	8.0	
<i>temporaires</i>							
CHBO	12.1	3.7	15.9	7.4	1.6	8.5	
COLE	5.5	3.9	9.2	4.7	1.5	6.2	
GAGN	10.4	2.3	13.6	6.4	0.8	7.7	
GENH	7.3	2.0	9.8	3.1	1.2	5.2	
LARZ	5.5	3.7	8.4	3.6	1.4	6.0	
MAGE	7.3	2.9	9.7	4.2	1.8	5.5	
MALB	/	/	/	5.4	0.7	6.2	
MASB	/	/	/	7.9	0.9	8.6	

TAB. E.13 – ZTD : comparaison de la solution “ITRF” avec la solution “libre”

Stations GPS	réseau ( <i>ref</i> )		réseau ( <i>ref*</i> )		réseau (12)		réseau (19)		
	$\Delta$	$\delta$	$\Delta$	$\delta$	$\Delta$	$\delta$	$\Delta$	$\delta$	
<i>glreps</i>									
BRST	7.5	1.5	7.2	1.5	7.1	1.3	7.3	1.3	
EBRE	5.9	0.7	5.6	0.7	5.8	0.9	5.9	0.8	
GINA	0.8	0.9	0.6	1.0	0.8	1.2	0.9	1.1	
KOSG	2.3	1.1	1.9	1.1	2.0	1.2	2.1	1.2	
MATE	10.2	2.3	9.8	2.6	10.0	3.1	9.9	3.0	
POTS	6.5	1.2	6.1	1.2	6.1	1.3	6.3	1.3	
SJDV	1.2	0.9	0.8	1.0	0.9	1.0	1.0	1.1	
TORI	5.4	0.8	5.1	0.8	4.9	0.8	5.2	0.8	
VILL	4.6	1.3	4.3	1.3	4.5	1.4	4.5	1.4	
ZIMM	6.8	1.0	6.5	0.9	6.5	1.0	6.7	1.0	
<i>permanentes</i>									
AJAC	3.4	0.0	3.1	0.0	/	/	/	/	
BELL	5.0	0.6	4.6	0.6	/	/	/	/	
CAGL	4.6	1.0	4.2	0.9	/	/	/	/	
CREU	4.8	0.7	3.9	0.8	/	/	/	/	
ELBA	5.2	0.7	4.8	0.7	/	/	/	/	
GRAS	5.3	0.4	4.9	0.5	/	/	/	/	
LLIV	4.8	0.4	4.6	0.5	/	/	/	/	
MAHO	5.0	0.9	4.9	1.0	/	/	/	/	
MALL	4.6	0.9	4.4	0.9	/	/	/	/	
MARS	3.8	0.1	3.6	0.1	/	/	/	/	
MTPL	4.7	0.4	4.5	0.5	/	/	/	/	
NICE	4.7	0.5	4.4	0.5	/	/	/	/	
SAUV	4.8	0.4	4.4	0.4	/	/	/	/	
TLSE	5.1	0.5	4.6	0.4	/	/	/	/	
<i>temporaires</i>									
AIGO	/	/	4.6	0.5	/	/	4.6	0.6	
BANN	/	/	4.3	0.3	/	/	4.5	0.6	
BERI	/	/	4.4	0.4	/	/	4.4	0.5	
BONE	/	/	4.3	0.4	/	/	4.6	0.7	
BORD	/	/	4.8	0.4	/	/	5.4	0.5	
BRES	/	/	4.6	0.5	/	/	4.6	0.6	
CDGA	4.6	0.5	/	/	/	/	4.5	0.7	
CHBO	4.8	0.4	4.5	0.4	4.4	0.6	4.8	0.6	
COLE	4.7	0.4	4.4	0.6	4.5	0.6	4.6	0.6	
GAGN	4.8	0.4	4.6	0.4	4.6	0.6	4.6	0.6	
GENH	4.8	0.5	/	/	4.4	0.6	4.5	0.7	
LARZ	4.8	0.5	4.5	0.4	4.5	0.7	4.6	0.7	
MAGE	4.7	0.5	4.4	0.4	4.4	0.6	4.4	0.7	
MALB	4.7	0.5	/	/	4.4	0.6	4.6	0.6	
MASB	4.9	0.4	/	/	4.5	0.6	4.7	0.7	
PAUL	4.6	0.4	4.3	0.4	4.4	0.6	4.5	0.6	
PONT	4.8	0.3	4.2	0.5	4.5	0.5	4.5	0.6	
PRAD	4.6	0.4	/	/	4.4	0.6	4.4	0.7	
SENE	4.6	0.5	/	/	4.3	0.6	4.5	0.6	

TAB. E.14 – Gradients Est-Ouest : comparaison de la solution “ITRF” avec la solution “libre”

Stations GPS	réseau ( <i>ref</i> )		réseau ( <i>ref*</i> )		réseau (12)		réseau (19)	
	$\Delta$	$\delta$	$\Delta$	$\delta$	$\Delta$	$\delta$	$\Delta$	$\delta$
<i>glreps</i>								
BRST	-2.6	2.4	-2.4	2.4	-3.1	2.6	-2.6	2.0
EBRE	0.2	1.2	1.5	1.6	2.1	1.3	2.1	1.3
GINA	0.0	3.2	-1.6	3.2	-1.3	4.3	-1.7	4.0
KOSG	-8.5	2.8	-10.0	3.1	-9.1	2.7	-9.5	2.9
MATE	-7.5	8.4	-7.2	7.5	-14.5	11.0	-13.5	11.2
POTS	-5.0	1.4	-6.2	1.4	-4.6	1.6	-4.8	1.5
SJDV	-6.0	3.3	-6.1	3.2	-5.6	3.9	-6.7	3.6
TORI	-1.7	1.3	-2.2	1.4	0.0	2.3	-2.5	1.7
VILL	1.4	3.5	2.3	3.5	3.8	3.2	4.8	3.0
ZIMM	-5.9	1.4	-6.0	0.5	-5.7	1.7	-5.6	1.5
<i>permanentes</i>								
AJAC	-1.7	0.1	-1.6	0.1	/	/	/	/
BELL	-2.1	0.8	-2.2	0.8	/	/	/	/
CAGL	-2.1	2.6	-3.2	3.0	/	/	/	/
CREU	-3.2	1.2	-2.3	0.9	/	/	/	/
ELBA	-5.3	1.7	-6.6	1.7	/	/	/	/
GRAS	-9.0	0.3	-9.8	0.3	/	/	/	/
LLIV	-3.2	0.8	-3.5	1.2	/	/	/	/
MAHO	-2.5	1.4	-3.4	1.8	/	/	/	/
MALL	-2.4	2.4	-1.2	1.7	/	/	/	/
MARS	-1.2	0.0	-2.7	0.0	/	/	/	/
MTPL	-4.1	2.0	-3.1	1.1	/	/	/	/
NICE	-3.9	1.7	-5.0	1.7	/	/	/	/
SAUV	-2.9	1.4	-3.4	1.2	/	/	/	/
TLSE	-3.6	0.8	-3.8	0.9	/	/	/	/
<i>temporaires</i>								
AIGO	/	/	-3.4	1.1	/	/	-2.5	1.4
BANN	/	/	-3.0	1.7	/	/	-3.5	1.3
BERI	/	/	-2.7	0.7	/	/	-3.9	1.2
BONE	/	/	-2.9	1.0	/	/	-3.1	1.0
BORD	/	/	-2.1	0.5	/	/	-2.0	0.5
BRES	/	/	-3.9	0.4	/	/	-2.9	0.9
CDGA	-3.0	1.0	/	/	/	/	-3.1	1.5
CHBO	-1.9	1.1	-1.9	1.1	-2.4	1.3	-3.7	1.6
COLE	-2.7	0.7	-2.8	0.5	-2.1	1.2	-3.0	0.9
GAGN	-3.2	1.1	4.0	1.1	-2.9	1.7	-3.5	1.4
GENH	-3.6	1.4	/	/	-3.6	1.9	-3.9	2.0
LARZ	-2.2	0.4	-2.3	0.7	-1.2	0.6	-1.1	0.3
MAGE	-3.4	0.7	-3.7	0.7	-3.1	1.6	-3.8	1.9
MALB	-3.4	0.9	/	/	-2.8	1.5	-3.9	1.8
MASB	-4.3	1.2	/	/	-3.2	1.1	-3.1	1.0
PAUL	-4.1	1.2	-3.3	0.8	-3.7	1.7	-3.7	2.0
PONT	-3.2	1.5	-3.4	0.9	-2.3	0.7	-3.0	0.9
PRAD	-3.4	0.8	/	/	-3.4	2.0	-3.9	1.4
SENE	-4.0	1.4	/	/	-2.5	1.7	-4.2	1.9



TAB. E.15 – Gradients Nord-Sud : comparaison de la solution “ITRF” avec la solution “libre”

Stations GPS	réseau ( <i>ref</i> )		réseau ( <i>ref*</i> )		réseau (12)		réseau (19)	
	$\Delta$	$\delta$	$\Delta$	$\delta$	$\Delta$	$\delta$	$\Delta$	$\delta$
<i>glreps</i>								
BRST	-12.0	4.2	-12.6	4.4	-12.1	3.7	-12.0	4.3
EBRE	-7.6	2.6	-8.8	2.6	-7.3	2.1	-8.1	2.1
GINA	4.3	1.4	4.4	1.2	6.0	1.5	5.6	1.7
KOSG	-4.4	1.6	-5.6	1.5	-4.4	1.5	-4.9	1.6
MATE	44.2	4.8	45.2	5.1	49.9	4.3	49.7	4.1
POTS	15.4	3.5	14.3	3.3	15.4	3.7	15.6	3.5
SJDV	5.6	1.6	4.9	1.6	7.1	1.6	6.5	1.6
TORI	-4.0	1.8	-4.1	1.8	-4.7	1.9	-3.1	1.7
VILL	-8.5	3.9	-8.1	3.4	-8.8	4.9	-11.1	4.9
ZIMM	6.6	1.4	6.6	1.4	8.2	1.7	6.6	1.3
<i>permanentes</i>								
AJAC	1.3	0.0	1.4	0.0	/	/	/	/
BELL	3.3	0.4	3.6	0.4	/	/	/	/
CAGL	4.6	1.1	4.1	1.2	/	/	/	/
CREU	3.7	1.5	3.5	1.6	/	/	/	/
ELBA	5.5	0.6	5.2	0.4	/	/	/	/
GRAS	5.0	0.2	5.5	0.1	/	/	/	/
LLIV	2.0	0.4	2.1	0.7	/	/	/	/
MAHO	4.6	0.9	5.2	1.4	/	/	/	/
MALL	3.2	0.7	3.4	0.7	/	/	/	/
MARS	1.4	0.0	2.7	0.1	/	/	/	/
MTPL	2.6	0.4	3.0	0.2	/	/	/	/
NICE	5.0	0.5	4.6	0.3	/	/	/	/
SAUV	3.4	0.3	2.5	0.4	/	/	/	/
TLSE	3.6	0.8	2.5	0.5	/	/	/	/
<i>temporaires</i>								
AIGO	/	/	2.6	0.3	/	/	4.1	0.5
BANN	/	/	1.7	0.5	/	/	4.2	0.5
BERI	/	/	3.3	0.5	/	/	4.0	0.3
BONE	/	/	2.3	0.4	/	/	3.7	0.2
BORD	/	/	2.5	0.3	/	/	8.0	0.2
BRES	/	/	3.8	0.3	/	/	4.5	0.5
CDGA	2.0	0.4	/	/	/	/	4.2	0.6
CHBO	3.1	0.3	3.1	0.3	5.8	0.9	5.8	0.6
COLE	3.0	0.2	3.3	0.3	5.2	0.3	4.0	0.2
GAGN	3.6	0.7	3.6	0.7	5.2	0.6	4.2	0.5
GENH	4.1	1.1	/	/	4.6	0.5	3.5	1.1
LARZ	3.3	0.3	3.5	0.5	4.4	0.3	4.3	0.5
MAGE	3.4	0.4	3.1	0.5	4.4	0.4	3.9	0.3
MALB	3.0	0.4	/	/	4.2	0.2	2.7	0.8
MASB	2.9	0.4	/	/	5.2	0.2	3.6	0.5
PAUL	2.3	0.7	2.4	0.7	4.0	0.3	3.3	0.5
PONT	3.4	0.7	2.9	0.3	5.1	0.5	3.8	0.3
PRAD	3.4	0.8	/	/	4.5	0.6	4.7	0.3
SENE	4.1	0.8	/	/	4.2	0.3	3.7	0.5

## Annexe F

# Complément sur la réfractivité atmosphérique

La compréhension et l'évaluation de l'indice de réfraction de l'atmosphère ( $n$ ), pour la propagation des ondes électromagnétiques radio ou micro-ondes, ont été étudiées par de nombreux auteurs au cours du siècle dernier. Parmi eux, les travaux suivants peuvent être cités par la contribution qu'ils ont apportée [*Debye*, 1929; *Essen et Froome*, 1951; *Birnbaum et Chatterjee*, 1952; *Smith et Weintraub*, 1953; *Debye*, 1957; *Boudouris*, 1963; *Bean et Dutton*, 1966; *Edlén*, 1966; *Owens*, 1967; *Saastamoinen*, 1973, en trois parties; *Thayer*, 1974; *Hasegawa et Stokesberry*, 1975; *Hill et al.*, 1982; *Hufford*, 1991; *Liebe et al.*, 1991; *Birch et Downs*, 1993, 1994; *Bevis et al.*, 1994; *Rüeger*, 2002]. Par la suite est présenté un travail de synthèse de ces études et de nouvelles formulations de la réfractivité et des délais de l'atmosphère neutre envisagées pour la radio-météorologie.

### F.1 Définition de la réfractivité atmosphérique

Une onde électromagnétique est le concept du déplacement autonome d'une quantité d'énergie régie par un champ électrique et un champ magnétique. Les caractéristiques de ce type d'ondes et la justification d'un tel concept sont le mérite de *Maxwell*. La vitesse de propagation des ondes électromagnétiques ou vitesse de la lumière dans le vide (la célérité  $c$ ) s'estime en fonction de la permittivité  $\varepsilon_0$  et de la perméabilité  $\nu_0$  du vide :

$$c = \frac{1}{\sqrt{\varepsilon_0 \nu_0}} \quad (\text{F.1})$$

Avec  $\varepsilon_0 = 8.854187818 \times 10^{-12}$  F/m et  $\nu_0 = 1.256637062 \times 10^{-6}$  H/m, qui sont les constantes fondamentales reliant la charge électrique et son flux magnétique aux forces électromagnétiques, la vitesse de la lumière s'évalue à :  $c = 2.99792458$  m/s.

La propagation d'ondes électromagnétiques à travers l'atmosphère se déroule avec une vitesse différente de celle du vide. C'est précisément le rapport entre ces deux vitesses de propagation qui caractérise l'indice de réfraction de l'atmosphère :

$$n = \frac{c}{v} \quad (\text{F.2})$$

La vitesse de propagation d'un signal électromagnétique (onde porteuse pure) à travers l'atmosphère le long d'un chemin d'onde  $s$ , qui est la dérivée de sa position au cours du

temps ( $\frac{ds}{dt}$ ), s'exprime en fonction de la permittivité  $\epsilon$  et de la perméabilité  $v$  du milieu :

$$v = \frac{ds}{dt} = \frac{1}{\sqrt{\epsilon v}} \quad (\text{F.3})$$

En posant la permittivité relative  $\epsilon = \frac{\epsilon}{\epsilon_0}$  (ou  $\epsilon$  la constante diélectrique) et en posant la perméabilité relative  $\mu = \frac{v}{v_0}$ , l'expression de l'indice de réfraction peut se formuler :

$$n = \sqrt{\frac{\epsilon v}{\epsilon_0 v_0}} = \sqrt{\epsilon \mu} \quad (\text{F.4})$$

En première bonne approximation le signal GPS, décrit en Annexe A.1.2, peut être considéré comme une onde porteuse "pure".

La variable plus couramment utilisée en radio-météorologie est la réfractivité atmosphérique (N), qui est directement reliée à l'indice de réfraction de l'atmosphère par la formulation suivante :

$$N = 10^6(n - 1) \quad (\text{F.5})$$

## F.2 Formulation de la réfractivité atmosphérique

*Debye*[1957] a décrit l'influence d'un champ d'onde radio haute-fréquence à travers un liquide polaire (cas de l'atmosphère). L'expression de la polarisation (Pol) d'un tel milieu pour un domaine de fréquences supérieures à 30 MHz est donné par la relation semi-analytique :

$$\text{Pol} = \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \frac{M}{\rho} = \frac{4\pi N_A}{3} \left[ \alpha + \frac{p^2}{3kT} \frac{1}{1 + i\omega\tau} \right] \quad (\text{F.6})$$

où  $\omega = 2\pi f$  est la pulsation en rapport avec la fréquence  $f$  du champ d'onde qui se propage ;  $\epsilon$ ,  $M$  et  $\rho$  sont la constante diélectrique, la masse molaire et la densité du milieu ;  $N_A$  est le nombre d'Avogadro ;  $\alpha$  est la polarisabilité moyenne du milieu (sans interaction entre les molécules) ;  $k$  est la constante de Boltzmann ;  $T$  est la température absolue ;  $p$  est le moment dipolaire permanent ; et  $\tau$  est le temps de relaxation requis pour les molécules du milieu à se réorienter de façon aléatoire après la modification d'orientation induite par le champ d'onde.

En se référant à l'analyse de *Debye*, pour un champ électromagnétique externe de fréquence inférieure à 30 GHz (cas du signal GPS), la partie imaginaire peut être négligée (pas de temps de relaxation, pas de dispersion) et la polarisation ainsi être exprimée par :

$$\text{Pol} = \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \frac{M}{\rho} = \frac{4\pi N_A}{3} \left[ \alpha + \frac{p^2}{3kT} \right] \quad (\text{F.7})$$

Pour l'atmosphère, la seule molécule d'abondance significative ayant un moment dipolaire permanent non nul est la vapeur d'eau :  $p \simeq 1.84 \text{ Debye} \simeq 1.84 \times 3,335 \times 10^{-30} \text{ C.m.}$

Avec l'approximation  $\frac{\epsilon_r + 2}{3} \approx 1$ , l'expression formulée par l'équation (F.7), pour un gaz polaire, peut être écrite :

$$\epsilon - 1 \approx \frac{\rho}{M} 4\pi N_A \left[ \alpha + \frac{p^2}{3kT} \right] \quad (\text{F.8})$$

En considérant la loi des gaz parfaits, l'équation (F.8) est équivalente à :

$$\epsilon - 1 \approx K_{23} \frac{P}{T} \left( A + B \frac{P}{T} \right) \quad (\text{F.9})$$

où  $P$  est la pression du gaz polaire avec une constante diélectrique  $\epsilon$  qui lui est propre, et  $K_{23}$ ,  $A$  et  $B$  sont des coefficients.

D'autre part, pour un gaz non-polaire ( $p=0$ ), l'expression (F.8) devient :

$$\epsilon - 1 \approx \frac{\rho}{M} 4\pi N_A \alpha \quad (\text{F.10})$$

En considérant la loi des gaz parfaits, l'équation (F.10) est équivalente à :

$$\epsilon - 1 \approx K_1 \frac{P}{T} \quad (\text{F.11})$$

où  $K_1$  est un coefficient.

L'atmosphère est un gaz composé de dioxygène et de diazote (l'air sec), de vapeur d'eau et de dioxyde de carbone, pour les constituants les plus abondants. Pour un mélange de gaz, la loi de Dalton sur les pressions partielles implique que les effets sur les gaz polaires (air sec et dioxyde de carbone), exprimés équation (F.9), et ceux sur les gaz non-polaires (vapeur d'eau), exprimés équation (F.11), peuvent être additionnés. L'expression suivante peut être ainsi obtenue :

$$\epsilon - 1 \approx K_1 \frac{P_d}{T} + K_{23} \frac{e}{T} \left( A + \frac{B}{T} \right) + K_4 \frac{P_c}{T} \quad (\text{F.12})$$

où  $P_d$ ,  $e$  et  $P_c$  sont respectivement les pressions partielles de l'air sec, de la vapeur d'eau et du dioxyde de carbone ;  $K_4$  est un coefficient.

Pour l'air la perméabilité relative peut-être considérée très proche de l'unité ( $\mu \simeq 1$ ).

L'équation (F.4) de l'indice de réfraction ( $n$ ) peut s'écrire :

$$n \simeq (1 + (\epsilon - 1))^{\frac{1}{2}} \approx 1 + \frac{\epsilon - 1}{2} \quad (\text{F.13})$$

Le troisième terme de l'équation (F.13) est le développement limité au 1<sup>er</sup> ordre de  $n$ .

A partir des équations (F.5), (F.12) et (F.13), l'expression de la réfractivité atmosphérique peut ainsi se formuler [Bean et Dutton, 1966] :

$$N = k_1 \frac{P_d}{T} + k_2 \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2} + k_4 \frac{P_c}{T} \quad (\text{F.14})$$

où  $k_1$ ,  $k_2$ ,  $k_3$  et  $k_4$  sont les coefficients de réfractivité.

Soit la loi des gaz parfaits :

$$P = \rho RTZ \quad (\text{F.15})$$

où  $P$ ,  $T$ ,  $Z$  et  $R$  sont respectivement la pression, la température, le facteur de compressibilité et la constante du gaz.

En considérant la loi de conservation de la masse ( $\frac{P_i}{\rho_i T Z_i} = \frac{P_{i0}}{\rho_{i0} T_0 Z_{i0}}$ ), où  $P_{i0}$ ,  $T_0$ ,  $\rho_{i0}$  et

$Z_{i0}$  sont respectivement la pression partielle, la température, la densité et le facteur de compressibilité du constituant  $i$  aux conditions standards, et en considérant les successions d'approximation établies pour obtenir la formulation de la réfractivité atmosphérique équation (F.14), les différents coefficients de réfractivité peuvent s'exprimer par :

$$k_1 \approx 10^6 \frac{2\pi N_A}{M^{dry}} \alpha^{dry} C_0^{dry} \quad (\text{F.16})$$

$$k_2 \approx 10^6 \frac{2\pi N_A}{M^{vap}} \alpha^{vap} C_0^{vap} \quad (\text{F.17})$$

$$k_3 \approx 10^6 \frac{2\pi N_A}{M^{vap}} \frac{p^2}{3T} C_0^{vap} \quad (\text{F.18})$$

$$k_4 \approx 10^6 \frac{2\pi N_A}{M^{CO_2}} \alpha^{CO_2} C_0^{CO_2} \quad (\text{F.19})$$

où, pour chaque coefficient  $k$  : *dry* représente l'air sec, *vap* la vapeur d'eau et *CO<sub>2</sub>* le dioxyde de carbone ;  $M^i$  est la masse molaire associée,  $N_A$  est le nombre d'Avogadro,  $\alpha^i$  est la polarisabilité moyenne associée,  $p$  est le moment dipolaire permanent de la vapeur d'eau et  $C_0^i$  est un terme qui réfère aux conditions standards :

$$C_0^i \approx \frac{\rho_0^i T_0 Z_0^i}{P_{i0} Z^i} \quad (\text{F.20})$$

où  $\rho_0^i$  est la densité sous les conditions standards (à la température  $T_0 = 298$  K et à la pression  $P_0 = 101300$  Pa),  $Z_0^i = Z^i(P_{i0}, T_0)$  est le facteur de compressibilité sous les conditions standards,  $Z^i$  est le facteur de compressibilité.

Selon *Owens* [1967], le facteur de compressibilité pour l'air sec ( $Z_d$ ) et celui de vapeur d'eau ( $Z_w$ ) se formulent :

$$Z_d^{-1} = 1 + P_d \left[ 57.90 \times 10^{-8} \left( 1 + \frac{0.52}{T} \right) - 9.4611 \times 10^{-4} \frac{t}{T^2} \right] \quad (\text{F.21})$$

$$Z_w^{-1} = 1 + 1650 \left( \frac{e}{T^3} \right) \left[ 1 - 0.01317t + 1.75 \times 10^{-4} t^2 + 1.44 \left( 1 + \frac{0.52}{T} \right) - 9.4611 \times 10^{-6} t^3 \right] \quad (\text{F.22})$$

où  $t$  est la température exprimée en Celsius et  $T$  celle exprimée en Kelvin.

Ces formulations ne sont pas triviales et l'expression de la polarisabilité moyenne du milieu non résolue ne permet pour l'instant pas d'appliquer numériquement ces expressions des coefficients de réfractivité. Des valeurs approchées expérimentales pour ces coefficients sont disponibles dans la littérature. Ces estimations empiriques sont le fruit d'expériences en laboratoire [*Essen et Froome*, 1951 ; *Smith et Weintraub*, 1953 ; *Boudouris*, 1963]. D'autres procédés (extrapolation de valeurs de coefficients au domaine de fréquence des micro-ondes ou par la statistique) permettent à *Thayer* [1974], *Hasegawa et Stokesberry* [1975] et *Bevis et al.* [1994] de communiquer des valeurs approchées des coefficients. Récemment *Rüeger* [2002] propose une ré-estimation des constantes de réfractivité en tenant compte de l'augmentation de dioxyde de carbone dans l'atmosphère. Voici l'expression de la réfractivité qu'il propose (le coefficient  $k_4$  est issu de *Newell et Baird* [1965]) :

$$N = 77.668 \frac{P_d}{T} + 71.295 \frac{e}{T} + 375463 \frac{e}{T^2} + 133.480 \frac{P_c}{T} \quad (\text{F.23})$$

où les pressions partielles sont exprimées en hPa.  $P_d$  est bien la pression partielle de l'air sec libre de celle du dioxyde de carbone.

### F.3 Démonstration de l'expression de Saastamoinen du coefficient de réfractivité $k_1$ en fonction de $P_d$ et de $T$

Dans cette section, il ne s'agit pas de résultats communiqués par *Saastamoinen* [1973b], mais il s'agit de la démonstration de sa formulation du coefficient  $k_1(P_d, T)$  en fonction de la pression partielle de l'air sec ( $P_d$ ) et de la température  $T$ , et ainsi d'estimer pourquoi et dans quelles conditions il s'est permis d'établir des approximations.

Soit la formulation suivante pour l'air sec, un gaz non-polaire (voir section F.1), en référence à *Debye* [1957] :

$$\frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \doteq \frac{4\pi N_A}{3} \frac{\rho_d}{M_d} \alpha \quad (\text{F.24})$$

où  $\rho_d$ ,  $M_d$  et  $\alpha$  sont la densité, la masse molaire et la polarisabilité moyenne de l'air sec. Dans cette démonstration, il a été choisi une valeur pour la constante diélectrique ( $\epsilon=1.00003$ ) afin de fixer un ordre de grandeur des approximations faites par *Saastamoinen*. Soit  $n$  l'indice de réfraction de l'air sec. L'approximation A peut être considérée valable à  $\approx 10^{-12}$  près (approximation de Lorenz-Lorentz [1880]) :

$$\text{APPROX A : } \frac{n^2 - 1}{n^2 + 2} \simeq \frac{2}{3}(n-1) \left[ 1 - \frac{(n-1)}{6} - \dots \right] \quad (\text{F.25})$$

Une seconde approximation A' (vrai à  $\approx 2 \times 10^{-12}$ ) peut être considérée (voir *Boudouris* [1966] où la perméabilité relative de l'air sec  $\mu$  est environ fixée à 1.000004 H/m) :

$$\text{APPROX A' : } n \approx \sqrt{\epsilon}$$

D'après l'approximation A', l'équation (F.24) peut s'écrire :

$$\frac{n^2 - 1}{n^2 + 2} \approx \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \doteq \frac{4\pi N_A}{3} \frac{\rho}{M} \alpha \quad (\text{F.26})$$

Ce qui peut aussi s'écrire aux conditions standards :

$$\frac{n_0^2 - 1}{n_0^2 + 2} \approx \frac{\epsilon_0 - 1}{\epsilon_0 + 2} \doteq \frac{4\pi N_A}{3} \frac{\rho_0}{M} \alpha_0 \quad (\text{F.27})$$

où  $n_0$ ,  $\epsilon_0$  et  $\alpha_0$  réfère à l'indice de réfraction, à la constante diélectrique et à la polarisabilité moyenne aux conditions standards.

Considérant l'approximation A dans l'équation F.27, il est possible de formuler :

$$\alpha_0 \simeq \frac{3M}{4\pi N_A} \frac{2}{3} \frac{(n_0 - 1)}{\rho_0} \left( 1 - \frac{(n_0 - 1)}{6} \right) \quad (\text{F.28})$$

Une troisième approximation A'' a été considérée. Il s'agit de l'hypothèse que la polarisabilité moyenne est constante dans l'air indépendamment de la température et de la pression atmosphérique :

$$\text{APPROX A'' : } \alpha_0 = \alpha(P_d, T)$$

L'approximation A" n'a pu être quantifiée.

Considérant les approximations A et A", l'équation (F.26) peut être réécrite :

$$\frac{n^2 - 1}{n^2 + 2} \doteq \frac{4\pi N_A}{3} \frac{\rho}{M} \alpha \equiv \frac{2}{3} \frac{\rho}{\rho_0} (n_0 - 1) \left( 1 - \frac{(n_0 - 1)}{6} \right) \quad (\text{F.29})$$

Pour un gaz compressible, l'équation des gaz parfaits se formule :

$$P_d = \rho R_d T Z_d \quad (\text{F.30})$$

La loi des gaz parfaits en association avec la loi de conservation de la masse permet d'écrire :

$$\frac{\rho}{\rho_0} = \frac{P_d}{T Z_d} \frac{T_0 Z_{d0}}{P_{d0}} \quad (\text{F.31})$$

où  $P_{d0}$ ,  $T_0$ ,  $\rho_0$  et  $Z_{d0}$  sont respectivement la pression partielle en air sec, la température, la densité et le facteur de compressibilité aux conditions standards.

Les équations (F.29) et (F.31) conduisent à l'expression correspondante de l'équation (F.25) :

$$\begin{aligned} \frac{n^2 - 1}{n^2 + 2} &\equiv \frac{2}{3} (n_0 - 1) \left( 1 - \frac{(n_0 - 1)}{6} \right) \frac{P_d}{T Z_d} \frac{T_0 Z_{d0}}{P_{d0}} \\ &\simeq \frac{2}{3} (n - 1) \left( 1 - \frac{(n - 1)}{6} \right) \end{aligned} \quad (\text{F.32})$$

D'où la formulation suivante simplifier de l'équation (F.32) :

$$(n - 1) \left( 1 - \frac{(n - 1)}{6} \right) = \frac{(n_0 - 1) T_0 Z_{d0}}{P_{d0} Z_d} \left( 1 - \frac{(n_0 - 1)}{6} \right) \frac{P_d}{T} \quad (\text{F.33})$$

Une approximation mathématique classique a par ailleurs été considérée (approximation B valable à  $\approx 10^{-9}$  près) :

$$\text{APPROX B : } \frac{1}{1 - \frac{(n-1)}{6}} \simeq 1 + \frac{(n-1)}{6}$$

En remplaçant, l'approximation B dans l'équation (F.33), l'expression suivante est obtenue :

$$(n - 1) \simeq \frac{(n_0 - 1) T_0 Z_{d0}}{P_{d0} Z_d} \left( 1 - \frac{(n_0 - 1)}{6} \right) \frac{P_d}{T} \left( 1 + \frac{(n - 1)}{6} \right) \quad (\text{F.34})$$

L'approximation C, valable à  $\approx 10^{-7}$  près, a été considérée :

$$\text{APPROX C : } n - 1 \approx \frac{\epsilon - 1}{2}$$

L'approximation D, valable à  $\approx 10^{-4}$  près, a été considérée :

$$\text{APPROX D : } \frac{\epsilon + 2}{3} \sim 1$$

En combinant les approximations C et D dans l'équation (F.24), l'expression suivante est obtenue :

$$n - 1 \approx \frac{\epsilon - 1}{2} \sim 2\pi N_A \frac{\rho}{M} \alpha \quad (\text{F.35})$$

Ce qui correspond à l'expression suivante aux conditions standards :

$$n_0 - 1 \approx \frac{\epsilon_0 - 1}{2} \sim 2\pi N_A \frac{\rho_0}{M} \alpha_0 \quad (\text{F.36})$$

En combinant les approximation A', C, D, et les équations (F.36) et (F.31), l'équation (F.35) s'écrit :

$$n - 1 \sim 2\pi N_A \frac{\rho}{M} \alpha \sim 2\pi N_A \frac{\rho_0}{M} \frac{T_0 Z_{d0}}{P_{d0}} \frac{P_d}{TZ_d} \sim (n_0 - 1) \frac{T_0 Z_{d0}}{P_{d0}} \frac{P_d}{TZ_d} \quad (\text{F.37})$$

L'approximation D est plus incertaine que les autres. Il serait plus précis de formuler l'équation (F.37) par :

$$n - 1 \sim \xi(n_0 - 1) \frac{T_0 Z_{d0}}{P_{d0}} \frac{P_d}{TZ_d} \quad (\text{F.38})$$

où  $\xi = \frac{(\epsilon_0 + 2)(\epsilon + 2)}{9}$ . Cette révision de l'approximation D, n'est potentiellement pas nécessaire pour la formulation du coefficient  $k_1(P_d, T)$  en fonction de la pression et de la température. Néanmoins, pour donner des expressions précise des coefficients  $k_2(e, T)$  et  $k_3(e, T)$ , les gradients de permittivité de la vapeur d'eau étant plus important que pour l'air sec, la révision de l'approximation D ne serait alors obsolète (voir *Handbooks of physic and chemistry* qui réfère les valeurs de  $\epsilon_w$  la constante diélectrique de la vapeur d'eau, à différentes conditions de température et de pression communiquées par *Birnbaum et Chatterjee* [1952]).

Finalement, en combinant l'équation (F.38) dans l'équation (F.34), l'indice de réfraction de l'air sec peut s'écrire :

$$(n - 1) \simeq \frac{(n_0 - 1)T_0}{P_0} \frac{Z_{d0}}{Z_d} \left(1 - \frac{(n_0 - 1)}{6}\right) \left(1 + \frac{\xi(n_0 - 1)T_0 Z_{d0}}{6P_0} \frac{P_d}{TZ_d}\right) \frac{P_d}{T} \quad (\text{F.39})$$

Ce qui permet de formuler le coefficient  $k_1$  spécifique à l'air sec par :

$$k_1(P_d, T) \simeq \frac{(n_0 - 1)T_0}{P_{d0}} \frac{Z_{d0}}{Z_d} \left(1 - \frac{(n_0 - 1)}{6}\right) \left(1 + \frac{\xi(n_0 - 1)T_0 Z_{d0}}{6P_{d0}} \frac{P_d}{TZ_d}\right) \quad (\text{F.40})$$

où les formulations de  $Z_d$  et  $Z_{d0}$  ont été communiquées par *Owens* [1967], équations (F.22).

L'expression équation (F.40) est très proche de la formulation communiquée par *Saastamoinen* [1973b], où  $\frac{Z_{d0}}{Z_d}$ ,  $\frac{P}{P_d}$ ,  $\frac{P_0}{P_{d0}}$  et  $\xi$  sont approchées par l'unité :

$$k_1(P, T) = \frac{(n_0 - 1)T_0}{P_0} \left(1 - \frac{(n_0 - 1)}{6}\right) \left(1 + \frac{(n_0 - 1)T_0 P}{6P_0 T}\right) \quad (\text{F.41})$$



Soit la notation suivante pour  $k_1(P_d, T)$  :

$$k_1(P_d, T) = \chi \left( 1 + \beta \frac{P_d}{T} \right) \quad (\text{F.42})$$

où

$$\chi = (n_0 - 1)T_0P_0 \left( 1 - \frac{(n_0 - 1)}{6} \right) \quad (\text{F.43})$$

et

$$\beta = \frac{(n_0 - 1)T_0}{6P_0} \quad (\text{F.44})$$

*Saastamoinen* [1973] communique dans sa publication les valeurs suivantes de  $\chi$  et  $\beta$  pour un signal de longueur d'onde 0.574 microns :

$$\begin{aligned} \chi &= 0.788828 \\ \beta &= 0.0000001315 \end{aligned}$$

Il est possible d'estimer les coefficients  $\chi$  et  $\beta$  pour différentes fréquences, notamment celles du signal GPS  $L_1$  et  $L_2$  (de longueurs d'ondes de 19 cm et 24.4 cm). L'indice  $n_0$  possède différente formulation en fonction de la fréquence du signal. Cette équation de dispersion de *Edlén* [1966] est la suivante :

$$n_0 = 1 + (8342.13 + 2406030(130 - \sigma^2)^{-1} + 15997(38.9 - \sigma^2)^{-1})10^{-8} \quad (\text{F.45})$$

où  $\sigma$  est le nombre d'onde en  $\mu m^{-1}$ .

Cette équation de dispersion a été révisée par *Birch et Downs* [1994] pour un nouvelle concentration de dioxyde de carbone dans l'atmosphère :

$$n_0 = 1 + (8342.54 + 2406147(130 - \sigma^2)^{-1} + 15998(38.9 - \sigma^2)^{-1})10^{-8} \quad (\text{F.46})$$

Les formulations de  $n_0$  considèrent toute l'atmosphère dans sa composition intégrale. Aucune formulation spécifique à l'air sec n'a été trouvée. Mais il apparaît comme une bonne approximation de considérer l'indice de réfraction de l'air sec aux conditions standards comme équivalent à celui de l'atmosphère.

Figure F.1 montre l'évolution de ces coefficients dans le domaine de fréquence des micro-ondes. Les valeurs communiquées par *Saastamoinen* sont retrouvées. L'influence du choix de l'équation de dispersion est minime quelle que soit la longueur d'onde centimétrique du signal électromagnétique.

Quelle que soit la fréquence du signal GPS, les valeur de  $\chi$  et de  $\beta$  sont similaires. Pour l'équation de dispersion de *Birch et Downs* [1994], les coefficients  $\chi$  et  $\beta$  sont :

$$\begin{aligned} \chi &= 0.7754713 \\ \beta &= 0.00000012925 \end{aligned}$$

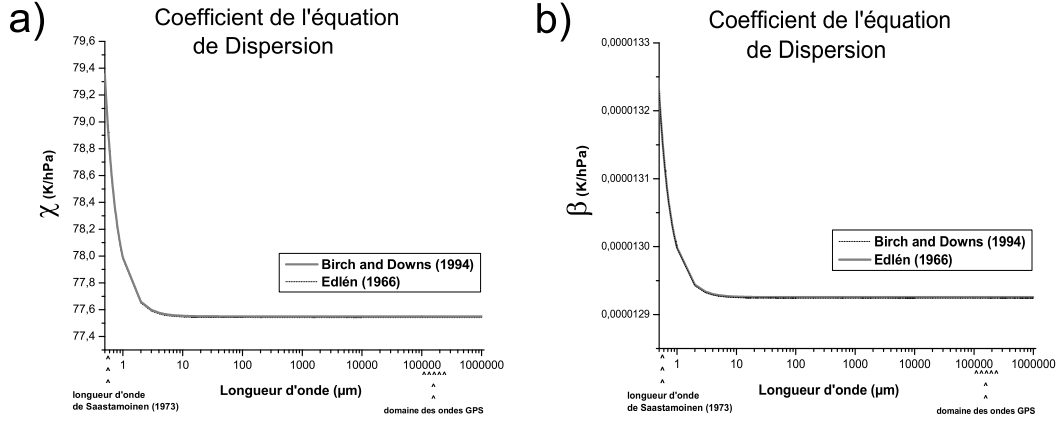


FIG. F.1 – Coefficients a)  $\chi$  et b)  $\beta$  de  $k_1(P_d, T)$  avec deux types d'équation de dispersion (Edlén [1966] et Birch et Downs [1994]).

#### F.4 Formulation de $k_2(e, T)$ et $k_4(P_c, T)$

Avec la même façon de raisonner, le coefficient  $k_2$  peut être formulé en fonction de la pression partielle en vapeur d'eau ( $e$ ) et de la température ( $T$ ). En effet, ce coefficient correspond à la contribution non-polaire de la vapeur d'eau, spécifique à sa densité :

$$k_2(e, T) = \frac{(n_{w0} - 1)T_0}{e_0} \frac{Z_{w0}}{Z_w} \left(1 - \frac{(n_{w0} - 1)}{6}\right) \left(1 + \xi_w \frac{(n_{w0} - 1)T_0 Z_{w0}}{6P_{w0}} \frac{e}{TZ_w}\right) \quad (\text{F.47})$$

En négligeant les gradients de permittivité de Birnbaum et Chatterjee [1952] ( $\xi_w \approx 1$ ), et en considérant les mêmes approximations que Saastamoinen, le coefficient  $k_2(e, T)$  peut s'exprimer par :

$$k_2(e, T) = \frac{(n_{w0} - 1)T_0}{e_0} \left(1 - \frac{(n_{w0} - 1)}{6}\right) \left(1 + \frac{(n_{w0} - 1)T_0}{6e_0} \frac{e}{T}\right) \quad (\text{F.48})$$

où

$$\chi_w = \frac{(n_{w0} - 1)T_0}{e_0} \left(1 - \frac{(n_{w0} - 1)}{6}\right) \quad (\text{F.49})$$

$$\beta_w = \frac{(n_{w0} - 1)T_0}{6e_0} \quad (\text{F.50})$$

Une différence, non des moindres, est à noter par rapport au coefficient  $k_1(P_d, T)$ . La concentration de l'air sec dans la globalité de l'atmosphère a été considéré constante (ce qui est une bonne première approximation). Or, nous savons que ce n'est pas le cas pour la vapeur d'eau. Ceci signifie que, pour estimer les coefficients  $k_2(e, T)$ , qui correspond à un certain état thermodynamique de l'atmosphère, la formulation F.48 doit considérer le rapport de mélange en vapeur d'eau pour cet état, et le transposer à l'état de référence (conditions standards  $P_0=101300$  hPa et  $T_0=298$  K) pour le calcul complet du coefficient

$k_2(e, T)$ . La formule de l'indice de réfraction de la vapeur d'eau sous les conditions standards [Owens, 1967] est :

$$n_{w0} = 1 + (295.235 + 2.6422\sigma^2 - 0.03238\sigma^4 + 0.004028\sigma^6)10^{-8} \quad (\text{F.51})$$

où  $\sigma$  est le nombre d'onde du signal électromagnétique considéré.

Par l'application de la formule classique :  $e_0 = \frac{rP_0}{R_w + r}$ , où  $r$  est le rapport de mélange qui correspond à l'état thermodynamique  $(e, T)$ , et la formulation de  $n_{w0}$  selon l'équation (F.51), nous avons donc tous les éléments pour calculer  $k_2(e, T)$  pour différents états thermodynamiques (comme par exemple, pour le profil d'un modèle ou d'un radio-sondage). Figure F.2 présente une série temporelle de délais zénithaux calculés à partir des formulations (F.42) et (F.48) des coefficients de réfractivité  $k_1$  et  $k_2$ . Les simulations de ZTD ont été réalisées dans le modèle Méso-NH (AMA12) des événements du Gard de septembre 2002. La contribution des hydrométéores (ZHmD) au délai total est également présentée.

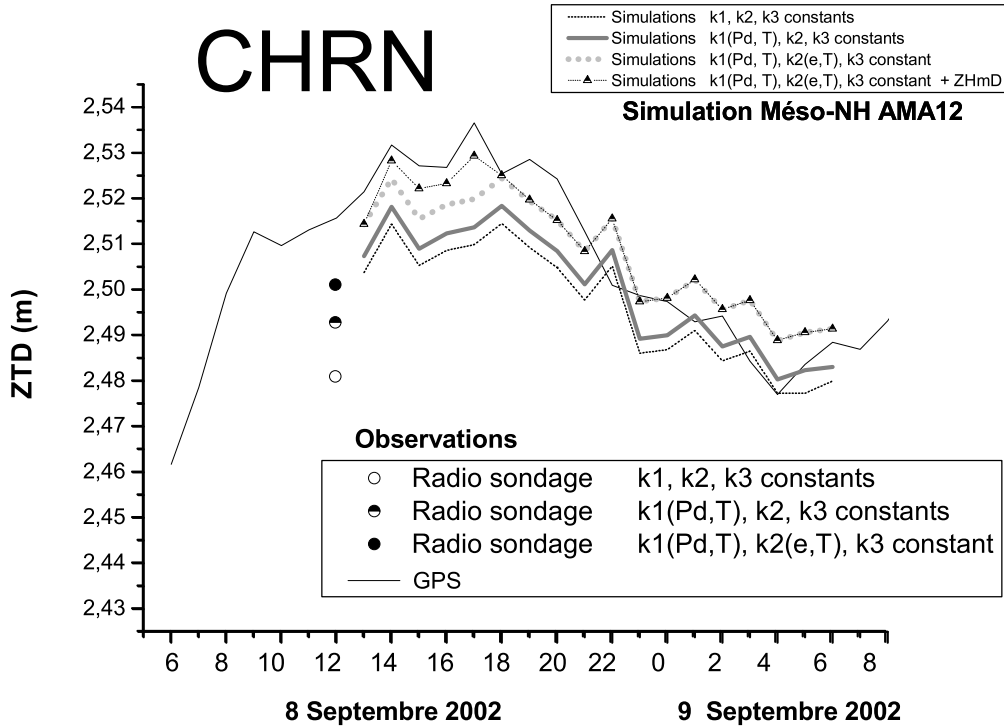


FIG. F.2 – Séries temporelles de ZTD observés par GPS et radio-sondage, et calculées dans le modèle AMA12 des événements du Gard de 2002 pour la station CHRN. Pour le radio-sondage (profil le 8 septembre 2002 à 12H00) et les simulations les ZTD ont été calculés avec les coefficients  $k_1(P_d, T)$  et  $k_2(e, T)$  (mise en évidence des contributions de chacun d'eux). De plus pour la simulation, la contribution additionnelle des hydrométéores au délai total est présentée.

Les observations GPS sont également indiquées sur ce graphique. On peut constater que les simulations GPS avec une formulation précise du ZTD sont très proches des observations GPS. Le ZTD calculé pour le radio-sondage de Nîmes est aussi présenté sur la Figure F.2. La contribution des différents coefficient  $k_1(P_d, T)$  et  $k_2(e, T)$  est tout aussi significative que pour les simulations de ZTD Mésos-NH.

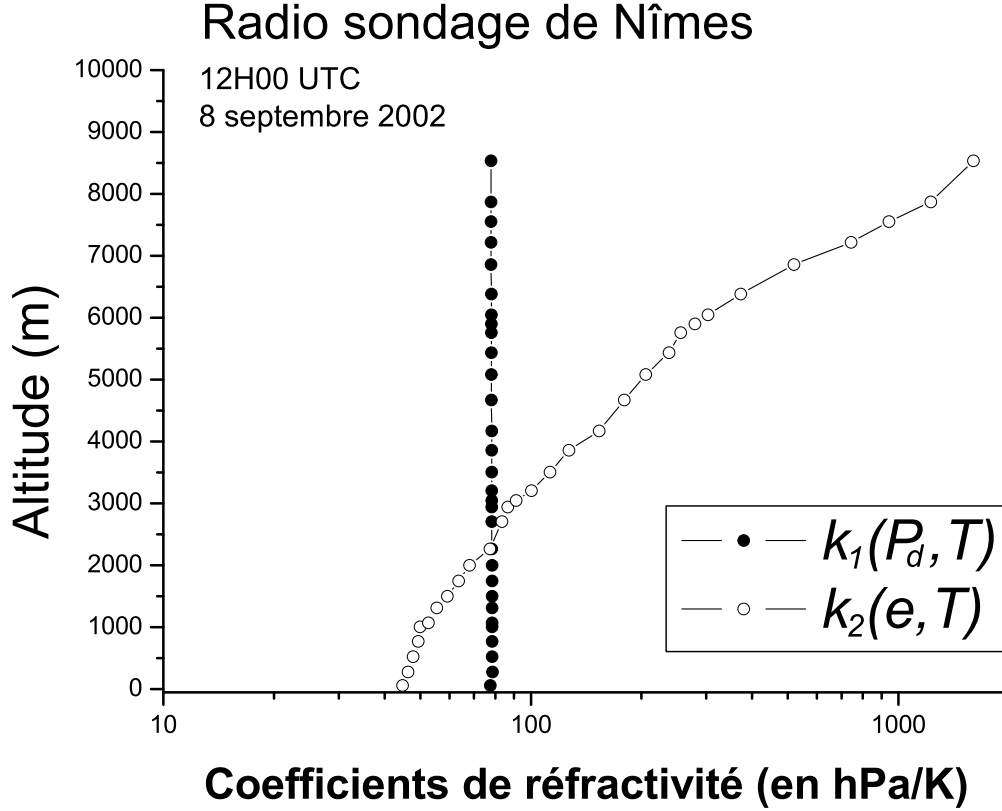


FIG. F.3 – Valeurs des coefficients de réfractivité  $k_1(P_d, T)$  et  $k_2(e, T)$  en fonction de l'altitude (en m) lors du profil du radio-sondage de Nîmes à 12H00 le 8 septembre. L'échelle des valeurs placées en abscisse, exprimées en hPa, est logarithmique.

Figure F.3 permet de voir l'évolution des différentes valeurs prises par  $k_1(P_d, T)$  et  $k_2(e, T)$  en fonction de l'altitude lors du profil du radiosondage de Nîmes le 8 septembre 2002 à 12H00. L'impact du rapport de mélange quasi constant pour l'air sec ( $k_1$ ) et très variable pour la vapeur d'eau ( $k_2$ ) est mis en évidence.

De façon similaire aux coefficients  $k_1(P_d, T)$  et  $k_2(e, T)$ , le coefficient  $k_4(P_c, T)$  peut être formulés par :

$$k_4(P_{CO_2}, T) = \frac{(n_{CO_2} - 1)T_0}{P_{CO_2}} \left(1 - \frac{(n_{CO_2} - 1)}{6}\right) \left(1 + \frac{(n_{CO_2} - 1)T_0}{6P_{CO_2}} \frac{P_{CO_2}}{T}\right) \quad (F.52)$$

où

$$\chi_{CO_2} = \frac{(n_{CO_20} - 1)T_0}{P_{CO_20}} \left(1 - \frac{(n_{CO_20} - 1)}{6}\right) \quad (\text{F.53})$$

$$\beta_{CO_2} = \frac{(n_{CO_20} - 1)T_0}{6P_{CO_20}} \quad (\text{F.54})$$

En considérant l'indice de réfraction du dioxyde de carbone aux conditions standards  $n_{CO_20}$  [Owens, 1967], le coefficient  $k_4(P_c, T)$  peut être évalué par les mêmes considérations sur le rapport de mélange que pour le coefficient  $k_2(e, T)$  (en considérant un profil de concentration du  $CO_2$ ) :

$$n_{CO_20} = 1 + (22822.1 + 117.8\sigma^2 + 2406030(130 - \sigma^2)^{-1} + 15997(38.9 - \sigma^2)^{-1})10^{-8} \quad (\text{F.55})$$

La concentration du  $CO_2$  n'a pas été estimée dans nos simulations Mésos-NH. Vraisemblablement, pour la fréquence du GPS, sa contribution centimétrique au ZTD est pour l'instant négligeable.

# Liste des acronymes

- AIUB** *Astronomisches Institut der Universität Bern*
- ALADIN** Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational
- AROME** Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Mésos-Echelle
- ARPEGE** Action de Recherche Petite Echelle et Grande Echelle
- BKG** *Bundesamt für Kartographie und Geodäsie*
- CAPE** *Convective Available Potential Energy*
- CNRM** Centre National de la Recherche Météorologique, Toulouse
- CNRS** Centre National de la Recherche Scientifique
- COST 716** Coopération européenne dans les champs Scientifiques et Techniques de recherche, action 716
- DMI** *Danish Meteorological Institute*
- ECMWF** *the European Center for Medium range Weather Forecast*
- GC** *Gradient Constraints*
- GIPSY** *GPS-Inferred Positioning SYstem*
- GPS** *Global Positioning System*
- GV** *Gradient Variation*
- HIRLAM** *HIgh-Resolution Limited Area Modeling*
- IERS** *International Earth Rotation Service*
- IGN** Institut de Géographie National
- IGS** *International GPS Service for Geodynamics*
- ITRF** *IERS Terrestrial Reference Frame*
- IWV** *Integrated Water Vapor*
- JPL** *Jet Propulsion Laboratory*
- LA** Laboratoire d'Aérodynamique, Toulouse
- LGIT** Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, Grenoble
- LDL** Laboratoire de la Dynamique de la Lithosphère, Montpellier
- LTHE** Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnements, Grenoble
- MCS** *Mesoscale Convective System*
- MIT** *Massachusetts Institute of Technology*
- MPS** *Multi Path Stacking*

**NCAR** *National Center for Atmospheric Research*  
**NWP** *Numerical Weather Prediction*  
**OHM-CV** *Observatoire Hydrométéorologique des Cévennes-Vivarais*  
**PCV** *Phase Center Variation*  
**PPP** *Precise Point Positioning*  
**RS** *RadioSondage*  
**RGP** *Réseau GPS Permanent*  
**RINEX** *Receiver INdependent EXchange format*  
**REGAL** *REseau GPS permanent dans les ALpes occidentales*  
**SIWV** *Slant Integrated Water Vapor*  
**SHD** *Slant Hydrostatic Delay*  
**STD** *Slant Total Delay*  
**SWD** *Slant Wet Delay*  
**TOUGH** *Targeting Optimal Use of GPS Humidity observations in meteorology*  
**VLBI** *Very Long Baseline Interferometry*  
**WVR** *Water Vapor Radiometer*  
**ZC** *Zenith Constraints*  
**ZHD** *Zenith Hydrostatic Delay*  
**ZTD** *Zenith Total Delay*  
**ZV** *Zenith Variation*  
**ZWD** *Zenith Wet Delay*

# Bibliographie

- Aki, K., et al., Three-Dimensional Seismic-Velocity Anomalies in the Crust and Upper-Mantle under the U.S.G.S California Seismic Array, *Eos Trans. AGU*, 56(1145), 1974.
- Alber, C., R. H. Ware, C. Rocken, and F. S. Solheim, GPS Surveying with 1 mm Precision Using Corrections for Atmospheric Slant Path Delays, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 1859–1862, 1997.
- Altamimi, Z., P. Sillard, and C. Boucher, ITRF 2000 : A New Release of the International Terrestrial Reference Frame for Earth Science Applications, *J. Geophys. Res.*, B10(107), 2214, ETG 2, p. 1–19, 2002.
- Argus, D. F., and R. G. Gordon, No-Net-Rotation Model of Current Plate Velocities Incorporating Plate Rotation Model NUVEL-1, *Geophys. Res. Lett.*, 18, 2039–2042, 1991.
- ARINC, Navstar GPS Space Segment / Navigation User Interfaces, ICD-GPS-200, *Interface Control Document*, ARINC Research Corp., Fountain Valley, CA, 3 July, 1991.
- Askne, J., and H. Nordius, Estimation of Tropospheric Delay for Microwaves from Surface Weather Data, *Radio Science*, 22(3), 379–386, 1987.
- Baby, H. B., P. Golé, and J. Labergnat, A Model for the Tropospheric Excess Path Length of Radio Waves from Surface Meteorological Measurements, *Radio Science*, 23, 1023–1038, 1988.
- Bar-Sever, Y. E., and P. M. Kroger, Estimating Horizontal Gradients of Tropospheric Path Delay with a Single GPS Receiver, *J. Geophys. Res.*, 103, 5019–5035, 1998.
- Bassiri, B., and G. Hajj, Higher-Order Ionospheric Effects on the Global Positioning System Observables and Means of Modeling Them, *Manuscripta Geodaetica*, 18, 280–289, 1993.
- Bean, B., and E. Dutton, *Radio Meteorology*, 1-22 pp., National Bureau of Standards, Washington, D. C., 1966.
- Bechtold, P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascard, and E. Richard, A Mass Flux Convection Scheme for Regional and Global Models, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 127, 869–886, 2001.
- Behrend, D., L. Cucurull, J. Vilà, and R. Haas, An Inter-Comparison Study to Estimate Zenith Wet Delays Using : VLBI, GPS, and NWP Models, *Earth Planets Space*, 52, 691–694, 2000.



- Bender, P. L., and D. R. Larden, GPS Carrier Phase Ambiguity Resolution over Long Baselines, in *the First International Symposium on Precise Positioning with GPS*, NOAA, Rockville, Md., 1985.
- Bevis, M., S. Businger, T. A. Herring, C. Rocken, R. A. Anthes, and R. H. Ware, GPS Meteorology : Remote Sensing of Atmospheric Water Vapor Using the Global Positioning System, *J. Geophys. Res.*, *97*(D14), 15,787–15,801, 1992.
- Bevis, M., S. Businger, S. Chiswell, T. Herring, R. Anthes, C. Rocken, and R. Ware, GPS Meteorology : Mapping Zenith Wet Delays onto Precipitable Water, *Journal of Applied Meteorology*, *33*, 379–386, 1994.
- Birch, K., and M. Downs, An updated Edlén Equation for the Refractive Index of Air, *Metrology*, *30*, 155–162, 1993.
- Birch, K., and M. Downs, Correction to the Updated Edlén Equation for the Refractive Index of Air, *Metrology*, *31*, 315–316, 1994.
- Birnbaum, G., and S. Chatterjee, The Dielectric Constant of Water Vapor in the Microwave Region, *Journal of Applied Physics*, *23*(2), 220–223, 1952.
- Black, H. D., An Easy Implemented Algorithm for the Tropospheric Range Correction, *J. Geophys. Res.*, *83*, 1825–1828, 1978.
- Black, H. D., and A. Eisner, Correcting Satellite Doppler Data for Tropospheric Effects, *J. Geophys. Res.*, *89*, 2616–2626, 1984.
- Blewitt, G., Carrier Phase Ambiguity Resolution for the Global Positioning System Applied to Geodetic Baselines up to 2000 km, *J. Geophys. Res.*, *94*, 10,187–10,203, 1989.
- Blewitt, G., *GPS for Geodesy*, chap. 6, pp. 231–270, Springer, 2<sup>nd</sup> Edition, 1998.
- Bock, O., C. Keil, E. Richard, C. Flamant, and M.-N. Bouin, Validation of Precipitable Water from ECMWF Model Analyses with GPS and Radiosonde Data during the MAP SOP, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, *131*, 1–24, 2005.
- Bock, O., et al., GPS Water Vapor Tomography : Description and First Results of the ESCOMPTE field Experiment, *Phys. Chem. Earth*, *29*, 149–157, 2004.
- Bock, Y., *GPS for Geodesy*, chap. 1, pp. 1–42, Springer, 2<sup>nd</sup> Edition, 1998.
- Bock, Y. R., R. I. Abbot, C. C. C. III, S. A. Gourevitch, and R. W. King, Establishment of Three-Dimensional Geodetic Control via Interferometry with Global Positioning System, *J. Geophys. Res.*, *90*, 7689–7703, 1985.
- Bock, Y. R., S. A. Gourevitch, C. C. C. III, R. W. King, and R. I. Abbot, Interferometric Analysis of GPS Phase Observations, *Manuscripta Geodaetica*, *11*, 282–288, 1986.
- Bossler, J. D., C. C. Goad, and P. L. Bender, Using the Global Positioning System (GPS) for Geodetic Surveying, *Bulletin Géodésique*, *54*, 553–563, 1980.

- Boudouris, G., On the Index of Refraction of Air, the Absorption and Dispersion of Centimeter Waves by Gases, *Journal of Research of the National Bureau of Standards*, 67D(6), 631–684, 1963.
- Bougeault, P., and P. Lacarrère, Parameterization of Orography-Induced Turbulence in a Meso-Beta Scale Model, *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1870–1888, 1989.
- Bouttier, F., The AROME Mesoscale Project, in *Seminar on Recent Developments in Data Assimilation for Atmosphere and Ocean, 8 to 12 September 2003*, ECMWF, European Center for Medium-Range Weather Forecasts, 2003.
- Braun, J., C. Rocken, and R. Ware, Validation of Line-of-Sight Water Vapor Measurements with GPS, *Radio Science*, 36, 459–472, 2001.
- Brenot, H., V. Ducrocq, A. Walpersdorf, C. Champollion, and O. Caumont, GPS Zenith Delay Sensitivity Evaluated from High-Resolution NWP simulations of the 8 – 9<sup>th</sup> September 2002 Flash-Flood over Southeastern France, *J. Geophys. Res.*, accepted, 2006.
- Brunner, F., and M. Gu, An Improved Model for the Dual Frequency Ionospheric Correction of GPS Observations, *Manuscr. Geod.*, 16, 205–214, 1991.
- Businger, S., S. Chiswell, M. Bevis, J. Duan, R. Anthes, C. Rocken, R. Ware, T. Van Hove, and F. Solheim, The Promise of GPS in Atmospheric Monitoring, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 77, 379–386, 1996.
- Calas, C., V. Ducrocq, and S. Sénési, Mesoscale Analyses and Diagnostic Parameters for Deep Convection Nowcasting, *Met. Applications*, 7, 143–161, 2000.
- Caniaux, G., J.-L. Redelsperger, and J.-P. Lafore, A Numerical Study of the Stratiform Region of a Fast-Moving Squall Line, *J. Atmos. Sci.*, 51, 2046–2074, 1994.
- Cannon, W. H., R. B. Langley, W. T. Petrachenko, and J. Kouba, Geodesy and Astrometry by Transatlantic Long Base Line Interferometry, *J. Geophys. Res.*, 84, 229–236, 1979.
- Cappellari, J. O., C. E. Velez, and A. J. Fuchs, Mathematical Theory of the Goddard Trajectory Determination System, *National Technical Information Service*, US Department of Commerce, 1976.
- Champollion, C., Quantification de la vapeur d’eau troposphérique par GPS (modèles 2D et tomographie 3D) - Application aux précipitations intenses., Ph.D. thesis, Université de Montpellier II, 2005.
- Champollion, C., F. Masson, J. Van Baelen, A. Walpersdorf, J. Ch ery, and E. Doerflinger, GPS Monitoring of the Tropospheric Water Vapour Distribution and Variation During the September 9, 2002, Torrential Precipitation Episode in the Cévennes (Southern France), *J. Geophys. Res.*, 109,D24, 2004.
- Champollion, C., F. Masson, M.-N. Bouin, A. Walpersdorf, E. Doerflinger, O. Bock, and J. Van Baelen, GPS Water Vapour Tomography : First results from the ESCOMPTE Field Experiment, *Atmospheric Research*, 2005.

- Chancibault, K., S. Anquetin, V. Ducrocq, and G.-M. Saulnier, Hydrological Evaluation Of High Resolution Precipitation Forecasts of The Gard Flash-Flood (8-9 September 2002), *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, in press, 2006.
- Chao, C. C., A Model for Tropospheric Calibration from Daily Surface and Radiosonde Ballon Measurements, *Technical Memorandum 391-350*, JPL, Pasadena, Calif., 1972.
- Chen, G., and T. A. Herring, Effects of Atmospheric Azimuthal Asymetry on the Analysis of Space Geodetic Data, *Geophys. Res. Lett.*, *102*, 20,489–20,502, 1997.
- Clark, T., and R. Farley, Severe Downslope Windstorm Calculations in Two and Three Spatial Dimensions Using Anelastic Interactive Grid Nesting : a Possible Mechanism for Gustines, *J. Atmos. Sci.*, *41*, 329–350, 1984.
- Cucurull, L., B. Navascues, G. Ruffini, P. Elósegui, A. Rius., and J. Vilà, The Use of GPS to Validate NWP Systems : The HIRLAM Model, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, *17*, 773–787, 2000.
- Cucurull, L., J. Vilà, and A. Rius., Zenith Total Delay Study of a Mesoscale Convective System : GPS Observations and Fine-Scale Modeling, *Tellus*, *54(A)*, 138–147, 2002.
- Cucurull, L., F. Vandenberghe, D. Barker, E. Vilaclara, and A. Rius., Three-Dimentional Variational Data Assimilation of Ground-Based GPS ZTD and Meteorological Observations during the 14 December 2001 Storm Event over the Western Mediterranean Sea, *Mon. Wea. Rev.*, *132*, 749–763, 2004.
- Cuxart, J., P. Bougeault, and J. Redelsperger, A multiscale turbulence scheme apt for LES and mesoscale modelling, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, *126*, 1–30, 2000.
- Davis, J. L., T. A. Herring, I. I. Shapiro, A. E. E. Rogers, and G. Elgered, Geodesy by Interferometry : Effects of Atmospheric Modeling Errors on Estimates of Baseline Length, *Radio Science*, *20*, 1593–1607, 1985.
- Davis, J. L., G. Elgered, A. E. Niell, and C. E. Kuehn, Groundbased Measurements of Gradients in the “Wet” Radio Refractivity of air, *Radio Science*, *28*, 1003–1018, 1993.
- Debye, P., *Polar Molecules*, Chem. Catal. Col., New York, 1929.
- Debye, P., *Polar Molecules*, Dover Publ. Co., New York, 1957.
- Delrieu, G., et al., The Catatrophic Flash-Flood Event of 8-9 September 2002 in the Gard Region, France : a First Case Study for the Cévennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory, *J. Hydrometeorol.*, *6*, 34–51, 2005.
- Demets, C., C. R. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein, Effects of Revisions to the Geomagnetic Reversal Time Scale on Estimates of Current Plate Motions, *Geophys. Res. Lett.*, *21*, 2191–2194, 1994.
- Dong, D.-N., and Y. Bock, Global Positioning System Network Analysis With Phase Ambiguity Resolution Applied to Crustal Deformation Studies in California, *J. Geophys. Res.*, *94*, 3949–3966, 1989.

- Duan, J., et al., GPS Meteorology : Direct Estimation of the Absolute Value of Precipitable Water, *J. Appl. Meteor.*, 35, 830–838, 1996.
- Ducrocq, V., J. Lafore, J. Redelsperger, and F. Orain, Initialisation of a Fine Scale Model for Convective System Prediction : A Case Study, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126, 3041–3065, 2000.
- Ducrocq, V., D. Ricard, J. P. Lafore, and F. Orain, Storm-Scale Numerical Rainfall Prediction for Five Precipitations Events over France : on the Importance of the Initial Humidity Field, *Wea. Forecasting*, 17, 1236–1256, 2002.
- Ducrocq, V., G. Aullo, and P. Santurette, Les précipitations intenses et les inondations des 12 et 13 novembre 1999 sur le sud de la France, [en français], *La Météorologie*, 42, 18–27, 2003.
- Ducrocq, V., C. Lebeaupin, T. Thouvenin, H. Giordani, K. Chancibault, S. Anquetin, and G.-M. Saulnier, The 8-9 september 2002 extreme flash-flood : Meteorological description and mesoscale simulations, *La Houille Blanche*, 6, 86–92, 2004.
- Edlén, B., The dispersion of standard air, *J. Opt. Soc. Am.*, 43(5), 339–344, 1953.
- Edlén, B., The refractive index of air, *Metrologia*, 2, 71, 1966.
- Elgered, G., An Overview of COST 716 : Exploitation of Ground-Based GPS Climate and Numerical Weather Prediction Applications, *Phys. Chem. Earth*, 26, 399–404, 2001.
- Elgered, G., J. L. Davis, T. A. Herring, and I. I. Shapiro, Geodesy by Radio Interferometry : Water Vapour Radiometry for Estimation of the Wet Delay, *J. Geophys. Res.*, 96, 6541–6555, 1991.
- Elósegui, P., J. L. Davis, R. T. K. Jaldehag, A. E. Niell, and I. I. Shapiro, Geodesy Using the Global Positioning System : The Effects of Signal Scattering on Estimates of Site Position, *J. Geophys. Res.*, 100, 9921–9934, 1995.
- Elósegui, P., J. L. Davis, L. P. Gradinarsky, G. Elgered, J. M. Johansson, D. A. Tahmoush, and A. Ruis, Sensing Atmospheric Structure Using Small-Scale Space Geodetic Networks, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2445–2448, 1999.
- Emardson, T., and H. Derks, On the Relation Between the Wet Delay and the Integrated Precipitable Water Vapour in the European Atmosphere, *Meteorological Applications*, 6, 1–12, 1999.
- Essen, L., and K. Froome, The Refractive Indices and Dielectric Constants of Air and its Principal Constituents at 24,000 Mc/s, *Communication from the National Physical Laboratory*, 1951.
- Essen, L., and K. Froome, 13<sup>th</sup> International Geodesy Association General Assembly, in *Bulletin Geodesique*, vol. 70, p. 390, 1963.
- Falvey, M., and J. Beavan, The Impact of GPS Precipitable Water Assimilation on Mesoscale Model Retrievals of Orographic rainfall during SALPEX'96, *Mon. Wea. Rev.*, 130, 2874–2888, 2002.

- Fang, P., M. Bevis, Y. Bock, S. Gutman, and D. Wolfe, GPS Meteorology : Reducing Systematic Errors in Geodetic Estimates for Zenith Delay, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 3583–3596, 1998.
- Feigl, K. L., R. W. King, T. A. Herring, and M. Rothacher, A Scheme for Reducing the Effect of Selective Availability on Precise Geodetic Measurements from Global Positioning System, *Geophys. Res. Lett.*, 18, 1289–1292, 1991.
- Feynman, R. P., R. B. Leighton, and M. Sands, *The Feynman Lectures on Physics, Vol. II : Mainly Electromagnetism and Matter*, Addison-Wesley Publishing Company, 1964.
- Flores, A., G. Ruffini, and A. Ruis, 4D Tropospheric Tomography Using GPS Slant Wet Delays, *Annales Geophysicae*, 18, 223–234, 2000.
- Flores, A., J. V.-G. de Arellano, and L. P. Gradinarsky, Tomography of the Lower Troposphere Using a Small Dense Network of GPS receivers, in *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol. 39, pp. 439–447, 2001.
- Gal-Chen, T., and R. Sommerville, On the Use of a Coordinate Transformation for the Solution of the Navier-Stokes Equations, *J. Comput. Phys.*, 17, 209–228, 1975.
- Garnett, J. M., Colours In Metal Glasses and In Metallic Films, *Philos. Trans. R. Soc. Lond.*, 203, 385–420, 1904.
- Ge, M., and E. Calais, Sensitivity of Zenith Total Delay Accuracy to GPS Orbit Errors and Implications For Near-Real-Time GPS Meteorology, *J. Geophys. Res.*, 107, ACL–12, 2002.
- Gendt, G., G. Dick, C. Reigber, M. Tomassini, Y. Liu, and M. Ramatschi, Near Real Time GPS Water Vapor Monitoring for Numerical Weather Prediction in Germany, *J. of the Met. Soc. of Japan*, 82, 370–391, 2004.
- Georgiadou, Y., and A. Kleusberg, On Carrier Signal Multipath Effects in Relative GPS Positioning, *Manuscripta Geodaetica*, 13, 172–179, 1998.
- Goad, C. C., and L. Goodman, A Modified Hopfield Tropospheric Correction Model, *Presented at the American Geophysical Union Fall Annual Meeting*, San Francisco, CA, 12-17 December, 28 pp., 1974.
- Gradinarsky, L. P., Sensing Atmospheric Water Vapor Using Radio Waves, Ph.D. thesis, School of Electrical Engineering, CHALMERS UNIVERSITY OF TECHNOLOGY, Göteborg, Sweden, 2002.
- Gradinarsky, L. P., and P. Jarlemark, Ground-Based GPS Tomography of Water Vapor : Analysis of Simulated and Real Data, *J. of the Met. Soc. of Japan*, 82, 551–560, 2004.
- Guo, Y.-R., Y.-H. Kuo, J. Dudhia, D. Parsons, and C. Rocken, Four-Dimensional Variational Data Assimilation of Heterogeneous Mesoscale Observations for a Strong Convective Case, *Mon. Wea. Rev.*, 128, 619–643, 2000.
- Gurtner, W., RINEX : the Receiver-Independent Exchange Format, *GPS World*, 5, 48–52, 1994.

- Gutman, S. I., S. R. Sahn, S. G. Benjamin, B. E. Schwartz, K. L. Holub, J. Q. Stewart, and T. L. Smith, Rapid Retrieval and Assimilation of Ground Based GPS Precipitable Water Observations at the NOAA Forecast Systems Laboratory : Impact on Weather Forecasts, *J. of the Met. Soc. of Japan*, 82, 351–360, 2004.
- Haase, J., et al., The Contributions of the MAGIC Project to the COST 716 Objectives of Assessing the Operational Potential of Ground-Based GPS Meteorology on an International Scale, *Phys. Chem. Earth*, 26, 433–437, 2001.
- Hajj, G., E. Kursinski, L. Romans, W. Bertiger, and S. Leroy, A Technical Description of Atmospheric Sounding by GPS Occultation, *Journal of Atmos. and Solar-Terres. Physics*, 64, 451–469, 2002.
- Hasegawa, S., and D. Stokesberry, Automatic Digital Microwave Hygrometer, *Rev. Sci. Instrum.*, 46, 867–873, 1975.
- Herring, T. A., Precision of Vertical Position Estimates From Very Long Baseline Interferometry, *J. Geophys. Res.*, 91, 9177–9182, 1986.
- Herring, T. A., Modeling Atmospheric Delays in the Analysis of Space Geodetic Data, *Proceedings of the Symposium on Refraction of Transatmospheric Signals in Geodesy*, Netherlands Geodetic Commission, Publications on Geodesy, Delft, the Netherlands, 1992.
- Herring, T. A., J. L. Davis, and I. I. Shapiro, Geodesy by Radio Interferometry : The Application of Kalman Filtering to the Analysis of Very Long Baseline Interferometry Data, *J. Geophys. Res.*, 95, 12,561–12,581, 1990.
- Herring, T. A., et al., Geodesy by Radio Interferometry : Intercontinental Distance Determinations With Subdecimeter Precision, *J. Geophys. Res.*, 81, 1647–1651, 1981.
- Hill, R. J., R. S. Lawrence, and J. T. Priestley, Theoretical and Computational Aspects of the Radio Refractive Index of Water Vapor, *Radio Science*, 17(5), 1251–1257, 1982.
- Hirahara, K. A., A Large-Scale Three Dimensional Seismic Structure under the Japan Islands and the Sea of Japan, *J. Phys. Earth*, 25, 393–417, 1977.
- Hirahara, K. A., Local GPS Tropospheric Tomography, *Earth Planets Space*, 52, 935–939, 2000.
- Hogg, D. C., F. O. Guiraud, and M. T. Decker, Measurement of Excess Transmission Length on Earth-Space Paths, *Astron. Astrophys.*, 95, 304–307, 1981.
- Hopfield, H. S., Two-Quartic Tropospheric Refractivity Profile for Correcting Satellite Data, *J. Geophys. Res.*, 74, 4487–4499, 1969.
- Huet, P., X. Martin, J. Prime, P. Foin, C. Laurain, and P. Cannard, Retour d'Expérience des Crues de Septembre 2002 dans les Départements du Gard, de l'Hérault, du Vaucluse, des Bouches du Rhône, de l'Ardèche et de la Drome, *Rapport de L'Inspection Générale de l'Environnement*, ministère de l'Ecologie et du Développement Durable, République Française. 133 pp. [en français]. Paris, 27 juin 2003. Available at the internet site : [http://www.ecologie.gouv.fr/IMG/pdf/cruces\\_gard.pdf](http://www.ecologie.gouv.fr/IMG/pdf/cruces_gard.pdf), 2003.

- Hufford, G., A Model for the Complex Permittivity of Ice at Frequencies Below 1 THz, *International Journal Of Infrared and Millimeter Waves*, 12(7), 677–682, 1991.
- Huining, W., J. Pulliainen, and M. Hallikainen, Effective Permittivity of Dry Snow in the 18 to 90 GHz Range, *Progress In Electromagnetics Research*, 24, 119–138, 1999.
- Ifadis, I. I., The Atmospheric Delay of Radio Wave : Modelling the Elevation the Elevation Dependence on a Global Scale, *Technical Report #38L*, Chalmers University of Technology, Göteborg, Sweden, 1986.
- Iwabuchi, T., Y. Shoji, S. Shimada, and H. Nakamura, Tsukuba, *J. of the Met. Soc. of Japan*, 82, 315–330, 2004.
- Johnsen, K.-P., and B. Rockel, Validation of the NWP Model HRM with Groundbased GPS Data, *Phys. Chem. Earth*, 26, 463–466, 2001.
- Jordan, W., O. Eggert, and M. Kneissl, *Handbuch der Vermessungskunde*, p. 107, 1970.
- Kain, J., and J. Fritsch, Convective Parameterization for Mesoscale Models : the Kain-Fritsch Scheme, in *Meteor. Monographs*, vol. 46, pp. 165–170, Amer. Meteor. Soc., 1993.
- Kalman, R. E., A New Approach to Linear Filtering and Prediction Problems, *Trans. ASME Journal of Basic Engeneering*, 82(D), 35–45, 1960.
- Kessler, E., On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulation, in *Meteor. Monogr*, chap. 32, p. 84, Amer. Meteor. Soc., 1969.
- King, R., and Y. Bock, Documentation for the GAMIT GPS Analysis Software, version 10.07, *Tech. rep.*, Mass. Inst. Tech., Cambridge, 2000.
- King, R. W., E. G. Masters, C. Rizos, A. Stolz, and J. Collins, Surveying with GPS, *Monograph 9*, School of Surveying, University of New South Wales, Kensington, Australia, 1985.
- Kleijer, F., Troposphere Modeling and Filtering fro Precise GPS Leveling, Ph.D. thesis, University of Delft, the Netherlands, 2004.
- Klobuchar, J. A., Ionospheric Effects on Earth-Space Propagation, *AFGL-TR-84-0004*, Air Force Laboratory, 1983.
- Köpken, C., Validation of Integrated Water Vapor from Numerical Models Using Ground-Based GPS, SSM/I, and Water Vapor Radiometer Measurements, *J. Appl. Meteor.*, 40, 1105–1117, 2001.
- Kroger, P. M., J. M. Davidson, and E. C. Gardner, Mobile Very Long Baseline Interferometry and Global Positioning System Measurement of Vertical Crustal Motion, *J. Geophys. Res.*, 91, 9169–9176, 1986.
- Kuo, Y.-H., Y.-R. Guo, and E. Westwater, Assimilation of Precipitable Water Measurements into a Mesoscale Numerical Model, *Mon. Wea. Rev.*, 121, 1215–1238, 1993.

- Kuo, Y.-H., X. Zou, and Y.-R. Guo, Variational Assimilation of Precipitable Water Using a Nonhydrostatic Mesoscale Adjoint Model. Part I : Moisture Retrieval and Sensitivity Experiments, *Mon. Wea. Rev.*, 124, 122–147, 1996.
- Kursinski, E., G. Hajj, J. Schofield, R. Linfield, and K. Hardy, Observing Earth's Atmosphere with Radio Occultation Measurements Using the Global Positioning System, *J. Geophys. Res.*, 102(D19), 23,429–23,465, 1997.
- Lafore, J., et al., The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I : Adiabatic Formulation and Control Simulations, *Ann. Geophysicae*, 16, 90–109, 1998.
- Langley, R. B., Why is GPS Signal so Complex?, *GPS World*, 1(3), 56–59, 1990.
- Langley, R. B., *GPS for Geodesy*, chap. 3, pp. 111–150, Springer, 2<sup>nd</sup> Edition, 1998.
- Lanyi, G. E., Tropospheric Delay Affecting Radio Interferometry, *TDA Progress Report 42-78*, JPL, Pasadena, 1984.
- Lebeaupin, C., V. Ducrocq, and H. Giordani, Sensitivity of Torrential Rain Events to the Sea Surface Temperature Based on High-Resolution Numerical Forecasts., *J. Geophys. Res.*, submitted, 2005.
- Leick, A., *GPS Satellite Surveying*, WILEY-INTERSCIENCE, 1989.
- Lichten, S. M., and J. S. Border, Strategies for High-Precision Global Positioning System Orbit Determination, *J. Geophys. Res.*, 92(B12), 12,751–12,762, 1987.
- Liebe, H., G. Hufford, and T. Manabe, A Model for the Complex Permittivity of Water at Frequencies below 1 THz, *Int. J. Infrared Millimeter Waves*, 12(7), 659–675, 1991.
- Liou, Y.-A., and C.-Y. Huang, GPS Observations of PW During the Passage of a Typhoon, *Earth Planets Space*, 52, 709–712, 2000.
- MacDonald, A. E., Y. Xie, and R. H. Ware, Diagnosis of Three-Dimensional Water Vapor Using a GPS Network, *Mon. Wea. Rev.*, 130, 386–397, 2002.
- Marini, J. W., Correction of Satellite Tracking Data for Arbitrary Atmospheric Profile, *Radio Science*, 7, 223–231, 1972.
- Marini, J. W., and C. W. Murray, Correction for Laser Range Tracking Data for Atmospheric Refraction at Elevation above 10 Degrees, *Report X-591-73-351*, NASA GSFC, Greenbelt, MD, 1973.
- Masson, F., P. Collard, J. Chéry, E. Doerflinger, J.-F. Ritz, O. Bellier, D. Chardon, and M. Flouzat, The VENICE Project : A GPS Network to Monitor the Deformation of Western Provence and Eastern Languedoc (Southern France), in *EGS meeting*, 2003.
- Masson, V., C. S. B. Grimmond, and T. R. Oke, Evaluation of the Town Energy Balance (TEB) Scheme with Direct Measurements from Dry Districts in Two Cities, *J. Appl. Meteor.*, pp. 1011–1026, 2000.
- Mätzler, C., Microwave Permittivity of Dry Snow, *IEEE Transactions On Geoscience And Remote Sensing*, 34(2), 573–581, 1996.



- McCarthy, D. D., International Earth Rotation Service Conventions 1996, *IERS Tech. Note 21*, Observatoire de Paris, 1972.
- Menke, W., *Geophysical Data Analysis : Discrete Inverse Theory*, 260 pp., Academic press, 1984.
- Moffett, J. B., Program Requirements for Two-Minute Integrated Doppler Satellite Navigation Solution, *Technical Memorandum TG 819-1*, Applied Physics Laboratory, The Hopkins University, Laurel, MD, 1973.
- Newell, A., and R. Baird, Absolute Determination of Refractive Indices of Gases at 47.7 GHz, *Journal of Applied Physics*, *36*(12), 3751–3759, 1965.
- Niell, A., Global Mapping Functions for the Atmosphere Delay at Radio Wavelengths, *J. Geophys. Res.*, *101*, 3227–3246, 1996.
- Niell, A., A. Coster, F. Solheim, V. Mendes, P. Toor, R. Langley, and C. Upham, Comparison of Measurements of Atmospheric Wet Delay by Radiosonde, Water Vapor Radiometer, GPS, and VLBI, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *18*, 830–850, 2001.
- Noilhan, J., and S. Planton, A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Model, *Mon. Wea. Rev.*, *117*, 536–549, 1989.
- Owens, J. C., Optical Refractive Index of Air : Dependence on Pressure, Temperature and Composition, *Appl. Opt.*, *6*, 51–58, 1967.
- Pacione, R., E. Fionda, R. Ferrara, R. Lanotte, Sciarretta, and F. Vespe, Comparison of Atmospheric Parameters Derived from GPS, VLBI and a Ground-Based Microwave Radiometer in Italy, *Phys. Chem. Earth*, *27*, 309–316, 2002.
- Pany, T., P. Pesec, and G. Stangl, Elimination of Tropospheric Path Delays in GPS Observations with the ECMWF Numerical Weather Model, *Phys. Chem. Earth*, *26*, 487–492, 2001.
- Papas, C., *Theory of electromagnetic wave propagation*, McGraw-Hill, New York, 1965.
- Peng, S.-Q., and X. Zou, Impact on Short-Range Precipitation Forecasts from Assimilation of Ground Based GPS Zenith Total Delay and Rain Gauge Precipitation Observations, *J. of the Met. Soc. of Japan*, *82*, 491–506, 2004.
- Pinty, J., and P. Jabouille, A Mixed-Phased Cloud Parameterizations for Use in a Mesoscale Non-Hydrostatic Model : Simulations of a Squall Line and of Orographic Precipitation, in *Conf. on Cloud Physics*, pp. 217–220, Amer. Meteor. Soc., Everett, WA, 1998.
- Rahnmoon, M., Ein neues Korrekturmodell für Mikrowellen - Entfernungsmessungen zu Satelliten, Ph.D. thesis, Munich, F. R. G., [en allemand], 1988.
- Redelsperger, J., and G. Sommeria, Méthode de représentation de la turbulence d'échelle inférieure à la maille pour un modèle tri-dimensionnel de convection nuageuse., *Boundary Layer Meteorology*, *21*, 509–530, 1981.

- Rüeger, J. M., Refractive Index Formulae for Radio Waves, in *JS28 Integration of Techniques and Corrections to Achieve Accurate Engineering*, FIG XXII International Congress. Washington, D. C. USA, April 19-26 2002, 2002.
- Resch, G. M., *Geodetic Refraction*, chap. Water Vapor Radiometry in Geodetic Applications, pp. 53–84, Springer-Verlag, New York, 1984.
- Rocken, C., R. Ware, T. V. Hove, F. Solheim, C. Alber, J. Johnson, M. Bevis, and S. Businger, Sensing Atmospheric Water Vapor with the Global Positioning System, *Geophys. Res. Lett.*, *20*, 2631–2634, 1993.
- Rocken, C., T. V. Hove, J. Johnson, F. Solheim, R. Ware, M. Bevis, S. Chiswell, and S. Businger, GPS/STORM-GPS Sensing of Atmospheric Water Vapor for Meteorology, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *12*, 468–478, 1994.
- Rocken, C., T. V. Hove, J. Johnson, F. Solheim, and R. Ware, GPS/STORM : GPS Sensing of Atmospheric Water Vapor for Meteorology, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, *12*, 2631–2634, 1995.
- Rogers, A. E. E., C. A. Knight, H. F. Hinteregger, A. R. Whitney, I. I. S. C. C. Counselman III, and S. A. Gourevitch, Geodesy by Radio Interferometry : Determination of a 1.24-km Base Line Vector With  $\approx 5$ -mm Repeatability, *J. Geophys. Res.*, *83*, 325–334, 1978.
- Rothacher, M., and G. Mader, Combination of Antenna Phase Center Offsets and Variations, *Antenna Calibration Set IGS\_01*, IGS Central Bureau, University of Berne, Switzerland, 1996.
- Rummel, R., and R. H. Rapp, The Influence of the Atmosphere on Geoid and Potential Coefficient Determinations From Gravity Data, *J. Geophys. Res.*, *81*, 5639–5642, 1976.
- Saastamoinen, J., Atmospheric Correction for the Troposphere and Stratosphere in Radio ranging of satellites, *Geophys. Monogr. Ser.*, *15*, 247–251, edited by S. W. Henriksen, et al., 1972.
- Saastamoinen, J., Contribution to the Theory of Atmospheric Refraction (1<sup>ère</sup> partie), *Bulletin Géodésique*, *105*, 279–298, 1973a.
- Saastamoinen, J., Contribution to the Theory of Atmospheric Refraction (2<sup>ème</sup> partie) : Introduction to Practical Computation of Astronomical Refraction, *Bulletin Géodésique*, *106*, 383–397, 1973b.
- Saastamoinen, J., Contribution to the Theory of Atmospheric Refraction (3<sup>ème</sup> partie), *Bulletin Géodésique*, *107*, 13–34, 1973c.
- Santerre, R., Tropospheric Refraction Effects in GPS Positioning, *SE 6910 graduate seminar Department of Surveying Engineering*, University of New Brunswick, Fredericton, N.B., Canada, 1987.
- Schupler, B. R., The Response of GPS Antennas - How Design, Environment and Frequency Affect What You See, *Phys. Chem. Earth*, *26*, 605–611, 2001.

- Schupler, B. R., and T. A. Clark, How different antennas affect the GPS observable, *GPS World*, November/December, 1991.
- Schupler, B. R., R. L. Allhouse, and T. A. Clark, Signal Characteristics of GPS User Antennas, *Navigation*, 41, 277–295, 1994.
- Shoji, Y., H. Nakamura, T. Iwabuchi, K. Aonashi, H. Seko, K. Mishima, A. Itagaki, R. Ichikawa, and R. Ohtani, Tsukuba GPS Dense Net Campaign Observation : Improvement in GPS Analysis of Slant Path Delay by Stacking One-Way Postfit Phase Residuals, *J. of the Met. Soc. of Japan*, 82(1B), 301–314, 2004.
- Smith, E., and S. Weintraub, The Constants in the Equation for Atmospheric Refractive Index at Radio Frequencies, *Proc. IRE*, pp. 1035–1037, 1953.
- Sénési, S., P. Bougeault, J.-L. Chêze, P. Cosentino, and R.-M. Thepenier, The Vaison-la-Romaine Flash Flood : Meso-Scale Analysis and Predictability Issues, *Wea. Forecasting*, 11, 417–442, 1996.
- Solheim, F., J. Vivekanandan, R. Ware, and C. Rocken, Propagation Delays Induced in GPS Signals by Dry Air, Water Vapor, Hydrometeors, and Other Particulates, *J. Geophys. Res.*, 104(D4), 9663–9670, 1999.
- Spilker, J., *Global Positioning System*, chap. GPS Signal Structure and Performance Characteristics, pp. 29–54, Journal of The Institute of Navigation, Washington, DC., 1978.
- Spilker, J. J., *Global Positioning System*, Vol I., The Institute of Navigation, 1980.
- Stein, J., E. Richard, J. Lafore, J. Pinty, N. Asencio, and S. Cosma, High-Resolution Non-Hydrostatic Simulations of Flash-Flood Episodes with Grid-Nesting and Ice-Phase Parameterization, *Meteor. Atmos. Physics*, 72, 203–221, 2000.
- Stoew, B., and G. Elgered, Characterization of Atmospheric Parameters using a Ground Based GPS Network in North Europe, *J. of the Met. Soc. of Japan*, 82(1B), 587–596, 2004.
- Teunissen, P., et al., *GPS for Geodesy*, Springer, 2<sup>nd</sup> Edition, 1998.
- Thayer, D., An Improved Equation for the Radio Refractive Index of Air, *Radio Science*, 9, 803–807, 1974.
- Thomas, J. B., J. L. Faselow, P. F. MacDoran, L. J. Skjerve, D. J. Spitzmesser, and H. F. Fliegel, A Demonstration of an Independent-Station Radio Interferometry System With 4-cm Precision on 16-km Base Line, *J. Geophys. Res.*, 81, 995–1005, 1976.
- Tralli, D. M., and S. M. Lichten, Stochastic Estimation of Tropospheric Path Delays in Global Positioning System Geodetic Measurements, *Bulletin Géodésique*, 64, 127–159, 1990.
- Tralli, D. M., T. H. Dixon, and S. A. Stephens, Effect of Wet Tropospheric Path Delays on Estimations of Geodetic Baselines in the Gulf of California Using Global Positioning System, *J. Geophys. Res.*, 93, 6545–6557, 1988.

- Tregoning, P., R. Boers, D. O'Brien, and M. Hendy, Accuracy of Absolute Precipitable Water Vapor Estimates from GPS Observations, *J. Geophys. Res.*, 103(D22), 28,701–28,710, 1998.
- van der Marel, H., COST-716 Demonstration Project for the Near Real-Time Estimation of Integrated Water Vapour from GPS, *Phys. Chem. Earth*, 29, 187–199, 2004.
- Vedel, H., K. Mogensen, and X.-Y. Huang, Calculation of Zenith Delays From Meteorological Data Comparison of NWP Model, Radiosonde and GPS Delays, *Phys. Chem. Earth*, 26, 497–502, 2001.
- Vedel, H., , and X.-Y. Huang, Impact of Ground Based GPS Data on Numerical Weather Prediction, *J. of the Met. Soc. of Japan*, 82(1B), 459–472, 2004.
- Vey, S., R. Dietrich, K.-P. Johnsen, J. Miao, and G. Heygster, Comparison of Tropospheric Water Vapour over Antarctica Derived from AMSU-B Data, Ground-Based GPS Data and the NCEP/NCAR Reanalysis, *J. of the Met. Soc. of Japan*, 82(1B), 259–267, 2004.
- Vorob'ev, V., and T. Krasil'nikova, Estimation of the Accuracy of the Atmospheric Refractive Index Recovery from Doppler Shift Measurements at Frequencies Used in the NAVSTAR System, *Physics of Atmosphere and Ocean*, 29, 602–609, 1994.
- Walpersdorf, A., E. Calais, J. Haase, L. Eymard, M. Desbois, and H. Vedel, Atmospheric Gradients Estimated by GPS Compared to a High Resolution Numerical Weather Prediction (NWP) Model, *Phys. Chem. Earth*, pp. 147–152, 2001.
- Walpersdorf, A., O. Bock, E. Doerflinger, F. Masson, J. van Baelen, A. Somieski, and B. Bürki, Data Analysis of a dense GPS Network Operated During the ESCOMPTE Campaign : First Results, *Phys. Chem. Earth*, pp. 201–211, 2004.
- Ware, R. H., and C. R. K. J. Hurst, A Global Positioning System Baseline Determination Including Bias Fixing and Water Vapor Radiometer Corrections, *J. Geophys. Res.*, 91, 9183–9192, 1986.
- Ware, R. H., C. Alber, and C. R. F. Solheim, Sensing Integrated Water Vapor Along GPS Ray Paths, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 417–420, 1997.
- Yang, X., B. Sass, G. Elgered, J. M. Johansson, and T. Emardson, A Comparison of Precipitable Water Vapour Estimates by an NWP Simulation and GPS Observations, *J. Appl. Meteor.*, 38, 941–956, 1999.
- Yionoulis, S. M., Algorithm to Compute Tropospheric Refraction Effects on Range Measurements, *J. Geophys. Res.*, 75, 7636–7637, 1970.

## RESUME

La zone Cévennes-Vivarais et son extension jusque la Méditerranée a été choisie par l'OHM-CV (Observatoire Hydrométéorologique-Méditerranéen des Cévennes-Vivarais) pour la fréquence et la représentativité des événements de pluies intenses qu'elle subit. Depuis 2002, des campagnes automnales de mesures GPS y sont menées dans le but d'améliorer notre connaissance du champ de vapeur d'eau troposphérique associé aux événements de pluie intense. Les observations GPS météorologiques sont les ZTD (délais troposphériques au zénith) et les gradients de délais. Exprimé par une composante Est-Ouest ( $G_{EW}$ ) et une composante Nord-Sud ( $G_{NS}$ ), le gradient de délai traduit l'anisotropie du champ de vapeur d'eau à proximité du site GPS.

Pour le traitement des observations GPS des réseaux permanents et temporaires de la région de l'OHM-CV, une configuration optimale a été recherchée à partir de différents tests de sensibilité. Une précision de 5 mm sur les ZTD peut être obtenue avec cette stratégie d'analyse pour le réseau régional GPS de la région de l'OHM-CV;  $G_{EW}$  est précis à 6 mm près, alors que  $G_{NS}$  apparaît moins précis (à 12 mm près) du fait de l'absence de satellite survolant le pôle Nord.

Afin de préparer l'assimilation des observations GPS par les systèmes d'assimilation de données à méso-échelle de Météo-France (modèle de Météo-France AROME), des simulateurs d'observations GPS (ZTD, STD et gradients) ont été implémentés dans le modèle non-hydrostatique à haute résolution Méso-NH. Le laboratoire numérique que constitue le modèle Méso-NH a été un moyen efficace de quantifier la sensibilité des simulations de délais à différentes formulations de la réfractivité atmosphérique.

**MOTS-CLEFS** : Météorologie GPS, délais de propagation atmosphérique, ZTD, STD, gradients.

## TITLE

Potential for measuring ground-GPS in order to study the intense mediterranean rainfall.

## RESUME

The Cévennes-Vivarais and the surrounding area up to the Mediterranean has been chosen by the OHM-CV (Mediterranean Hydrometeorological Observatory of the Cévennes-Vivarais) for the frequency and representativity of the intense rainfalls that affect this area. Since 2002, autumnal campaigns of GPS measurements have taken place there to try to improve our understanding of the tropospheric water vapor field which is associated with the intensives rainfalls. GPS meteorological observations are ZTD (Zenith Total tropospheric Delay) and gradients of delays. Expressed by an East-West component ( $G_{EW}$ ) and a North-South component ( $G_{NS}$ ), the gradient of delay shows the anisotropy of the water vapor field around GPS site.

For the analysis of GPS observations of permanent and temporary networks of the OHM-CV region, an optimal configuration has been researched considering different sensitivity tests. An accuracy of 5 mm can be obtained for ZTD, 6 mm for  $G_{EW}$  and 12 mm for  $G_{NS}$ .  $G_{NS}$  is less precise than  $G_{EW}$  because no satellites fly over the North pole.

In order to prepare the assimilation of the GPS observations via a Météo-France mesoscale data-assimilation system (ALADIN and AROME – Météo-France's future operational model), GPS observations (ZTD, STD and gradients) simulators have been implemented in a non-hydrostatic high resolution model called Méso-NH. The digital laboratory, which the model Méso-NH constitutes, has been an effective means of quantifying the sensitivity of delays simulations at different formulations of atmospheric refractivity.

**KEYWORDS** : GPS meteorology, atmospheric path delay, ZTD, STD, gradients.