



**HAL**  
open science

# Quantification de la vapeur d'eau atmosphérique par GPS et apport à la prévision des événements cévenols

Karen Boniface

► **To cite this version:**

Karen Boniface. Quantification de la vapeur d'eau atmosphérique par GPS et apport à la prévision des événements cévenols. Océan, Atmosphère. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 2009. Français. NNT: . tel-00444081

**HAL Id: tel-00444081**

**<https://theses.hal.science/tel-00444081>**

Submitted on 5 Jan 2010

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

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

# UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER II

— Sciences et Techniques du Languedoc —

## THÈSE

pour obtenir le grade de  
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER II

**Discipline** : Sciences de la Terre et de l'Univers  
**Ecole Doctorale** : Systèmes Intégrés en Biologie, Agronomie, Géosciences, Hydrosciences,  
Environnement

---

### Quantification de la vapeur d'eau atmosphérique par GPS et apport à la prévision des événements cévenols

---

**Karen Boniface**

présentée et soutenue publiquement le 30 Octobre 2009

#### JURY

Mme Evelyne Richard	Laboratoire d'Aérodynamique, Toulouse	Rapporteur
M. Pierre Briole	ENS, Paris	Rapporteur
M. Cyrille Flamant	LATMOS, Paris	Examineur
M. Nicolas Arnaud	Géosciences Montpellier	Examineur
M. Jean Chery	Géosciences Montpellier	Directeur de Thèse
M. Frédéric Masson	IPGS/EOST, Strasbourg	Directeur de Thèse
Mme Véronique Ducrocq	CNRM, Toulouse	Invitée
M. Cédric Champollion	Géosciences Montpellier	Invité



# Remerciements

Voici venu le temps des remerciements, après ces trois années agréables passées à Montpellier

Mes remerciements les plus sincères à Evelyne Richard et Pierre Briole pour avoir accepté d'évaluer ce travail de thèse et surtout pour l'avoir fait dans un délai si bref... Merci également à Cyrille Flamant et Nicolas Arnaud d'avoir examiné ce travail.

Je tiens ensuite à remercier mes directeurs de thèse : Jean Chéry et Frédéric Masson. Merci à Frédéric qui m'a permis de réaliser cette thèse et d'avoir fait preuve d'optimisme et d'enthousiasme à de nombreuses reprises. Merci à Jean pour ses encouragements, son suivi, ses conseils et sa patience face à mes doutes ! J'ai pu apprendre beaucoup.

Un grand merci à Cédric Champollion pour son intérêt constant sur les problématiques attenantes à la relation vapeur d'eau/GPS, pour ses conseils et son écoute sur mes questionnements multiples de thèse et d'après thèse. Merci à Erik de m'avoir accueilli dans ton bureau en début de thèse et merci surtout pour ta bonne humeur et ta sympathie.

Ce fut également un plaisir de travailler avec Philippe Collard, détenteur d'anecdotes d'aventures aériennes et de retours de missions plus variées les unes que les autres. Je tiens également à remercier Philippe Vernant pour son aide sur mes blocages informatiques et pour ses « râleries » ! Merci à Roger Bayer de savoir si bien initier les débats et d'avoir mis beaucoup de vie dans notre bureau au quotidien. Merci aussi pour les encouragements en fin de thèse. Je n'oublie pas non plus toutes les amandes chocolatées du midi !

Merci à tous les autres membres de l'équipe TAG et en particulier à Michel Peyret, Stéphane Dominguez et Fred Boudin pour m'avoir initié à la spéléo.

Enfin, au cours de ma thèse, j'ai eu la possibilité d'effectuer un séjour de 6 mois au sein de l'équipe Micado du CNRM/Météo France pour réaliser des expériences d'assimilation de données GPS. Cette expérience fut très enrichissante. Je remercie en particulier Véronique Ducrocq qui m'a accordée beaucoup de temps tout au long de ma thèse et a su m'apporter un encadrement et des conseils de qualité. Merci également à Geneviève Jaubert et Xin Yan pour leur implication et pour tout ce que vous m'avez appris. Un grand merci à Olivier Caumont de m'avoir accueilli dans son bureau et pour

son aide précieuse Linuxienne et Latexienne. Je tiens à remercier également les autres membres de l'équipe Micado : Didier Ricard, Laurent Labatut, Fanny Duffourg et Béatrice Vincendon. Merci à Anne Lise Beuland et Catherine Rio qui ont apporté joie et bonne humeur pendant mon séjour à Toulouse. Encore intermittentes de la recherche je vous souhaite bonne chance pour la suite.

Ce travail de thèse a bénéficié de multiples collaborations. Je tiens à remercier en particulier Météo France et Thierry Jimonet de m'avoir fourni les diverses données modèles et d'observation. Je remercie également Brice Boudevillain et Bruno Galabertier pour les données de pluviométrie dans le cadre de l'OHMCV. Le RENAG a également permis le maintien et l'obtention de nombreuses données GPS sur le territoire national. La dernière partie de ma thèse, relative à l'étude de la mesure de la vapeur d'eau en mer par GPS dans le cadre du projet Vapimed, a bénéficié du soutien de l'INSU. Je remercie en particulier Chris Rocken (GPS-solutions, Boulder) pour l'ensemble des traitements GPS qu'il a effectué dans le cadre de Vapimed ainsi que pour ses diverses explications. Je remercie l'IGN et en particulier Alain Harmel et Mohamed El Yahmadi de s'être impliqué dans le projet et avoir permis d'effectuer de nombreuses comparaisons. Je remercie aussi la SNCM qui a accepté d'installer un GPS à bord du Paglia Orba pour réaliser une campagne de mesures au cours de traversées effectuées entre Marseille et Ajaccio. Enfin je remercie le CNRS et la Région Languedoc Roussillon pour le financement de cette thèse.

J'adresse mes remerciements à tous mes collègues de Géosciences Montpellier qui ont contribué au bon déroulement de cette thèse, en particulier : Anne Delplanque (merci pour toutes ces heures passées avec moi sur Adobe Illustrator), Marie-France Roch (pour les pauses-café aux accents d'Aniane), Céline Fabregat (pour ton efficacité notamment), Nathalie Mouly, Dominique Arnau ainsi que Josiane Tack et Fabrice Grosbeau.

Je remercie également Nicolas Arnaud, Luc Neppel et Marc Daignières pour leur participation aux différents comités de thèse.

Mes remerciements s'adressent ensuite à mes différents co-bureau : Arnauld, Seb (merci pour ton aide appréciable en script !) et Thomas, qui ont été victimes d'une petite révolution dans le bureau à mon arrivée, à Claire et Sabrina pour votre bonne humeur.

Un remerciement tout particulier à Thomas T et Yaghoub pour occuper le 4<sup>e</sup> étage droite soir/we et pour avoir ainsi rendu la fin de thèse moins glauque au cours des estivales de la Fac !

Merci aux autres doctorants, post-doctorants ou ATER qui ont rendu ces années de thèse vivantes et riches en événements : à Titou pour ton extra bonne humeur, Lara, Mathieu, Magali, Vincent, Philippe S., Mickaël Bonnin, Mickaël K., Fabien, Rémi, Nicolas, Mary-Alix, Clémence, Linda, Florence et Ben. Je vous souhaite à tous une bonne continuation. Merci à Marion et Véro pour avoir féminisé les repas du midi au fameux RA !

Merci à capt'ain Bling Bling pour avoir contribué à rendre les soirées toujours un peu particulières. Merci à Nico Le Moigne pour être toujours à 300 % et pour avoir occasionné de nombreuses activités de ski, escalade, voile... Merci aussi à ceux qui n'ont pas forcément d'intérêt pour les cailloux : à Ngaty mon conseiller cinéphile invétéré Seb, Anne et Tim pour tous ces moments passés ensemble.

Un merci spécial à Lydéric, Pierre et Bruno pour m'avoir encouragé et pour avoir partagé la même galère de fin de thèse. Merci à Florian pour avoir été pris en otage à de multiples reprises pour réaliser de l'écoute psychologique. Merci pour toutes ces discussions et bonne chance à vous.

Enfin je voudrais remercier fortement mes parents pour m'avoir toujours encouragé et apporté leur soutien en toutes circonstances. Merci à ma soeur Laura qui sait toujours faire preuve de discernement et merci pour tes conseils.

Finalement je remercie Stéphane pour m'avoir accompagné de près et de loin au cours de ces trois années. Merci pour tellement de choses...



# Table des matières

<b>Remerciements</b>	<b>3</b>
<b>Problématique</b>	<b>11</b>
<b>1 Introduction</b>	<b>15</b>
1.1 Rôle de la vapeur d'eau dans les processus atmosphériques . . . . .	15
1.1.1 Stabilité verticale et formation des nuages . . . . .	15
1.1.2 Les phénomènes convectifs . . . . .	17
1.1.3 Les mécanismes à l'origine des pluies cévenoles . . . . .	17
1.2 Les techniques de mesures de la vapeur d'eau . . . . .	19
1.2.1 Les données in-situ . . . . .	19
1.2.2 Les données de télédétection . . . . .	21
1.3 La mesure de l'humidité troposphérique par GPS . . . . .	25
1.3.1 Principe de la mesure de phase . . . . .	26
1.3.2 Les différentes méthodes de calcul . . . . .	26
1.3.3 Les effets atmosphériques . . . . .	29
1.3.4 Calcul du délai troposphérique . . . . .	29
1.4 Apport spécifique et autres utilisations du GPS en météorologie . . . . .	38
1.4.1 Avantages de la mesure GPS . . . . .	38
1.4.2 Tomographie . . . . .	39
<b>2 Traitement GPS et obtention des délais zénithaux</b>	<b>41</b>
2.1 Traitement GPS : exemple sur la période Octobre 2006 – Octobre 2007 . . . . .	41
2.1.1 Paramétrage du calcul Gamit . . . . .	41
2.1.2 Tests de sensibilité sur quelques paramètres d'intérêt . . . . .	43
2.2 Estimation du ZTD par d'autres techniques . . . . .	50
2.2.1 Le modèle ALADIN . . . . .	50
2.2.2 Le radiosondage à Nîmes . . . . .	57
2.2.3 Délais hydrostatique et humide pour le GPS . . . . .	59



2.2.4	Comparaisons et biais . . . . .	59
<b>3</b>	<b>Les campagnes OHMCV</b>	<b>69</b>
3.1	Contexte de l'étude . . . . .	69
3.1.1	Les épisodes cévenols . . . . .	69
3.1.2	Les campagnes OHMCV (2003-2006) . . . . .	72
3.1.3	Présentation de l'Article : Characterisation of Mediterranean rainfall events from GPS water vapour monitoring . . . . .	73
3.2	Article soumis à <i>Journal of Hydrology</i> . . . . .	77
3.2.1	Abstract . . . . .	77
3.2.2	Introduction . . . . .	77
3.2.3	Data and methods . . . . .	81
3.2.4	Case studies . . . . .	85
3.2.5	Discussion . . . . .	113
3.2.6	Conclusion . . . . .	117
3.2.7	Acknowledgements . . . . .	118
3.3	Conclusions . . . . .	125
<b>4</b>	<b>Assimilation de données GPS</b>	<b>127</b>
4.1	Problématique et contexte . . . . .	127
4.2	Concepts et méthodes en assimilation de données . . . . .	128
4.2.1	Définitions de base . . . . .	128
4.2.2	La modélisation des erreurs associées . . . . .	129
4.2.3	L'assimilation variationnelle . . . . .	131
4.3	Assimilation de données GPS . . . . .	133
4.3.1	Assimilation d'IWV . . . . .	133
4.3.2	Assimilation des ZTD . . . . .	135
4.3.3	Assimilation des délais obliques (Slant Delays) . . . . .	136
4.4	Le modèle AROME et le 3D-Var AROME . . . . .	137
4.5	Présentation de l'Article : Impact of high-resolution data assimilation of GPS zenith delay on Mediterranean heavy rainfall forecasting . . . . .	137
4.6	Article paru dans <i>Annales of Geophysicae</i> . . . . .	138
4.7	Conclusions principales de l'article et perspectives . . . . .	154
<b>5</b>	<b>Estimation de la vapeur d'eau par GPS en mer</b>	<b>155</b>
5.1	Problématique et contexte de l'étude . . . . .	155
5.2	La campagne VAPIMED . . . . .	156
5.3	Traitements GPS spécifiques en mode cinématique . . . . .	158

5.3.1	Les sources d'erreurs altérant la position et l'estimation du ZTD en mer . . .	158
5.3.2	Les limitations du traitement en différentiel . . . . .	159
5.3.3	La méthode PPP . . . . .	160
5.4	Le traitement GPS des données VAPIMED . . . . .	161
5.4.1	Le traitement RTNet . . . . .	161
5.4.2	Les délais issus des modèles numériques de prévision du temps . . . . .	164
5.5	Méthodologie pour la comparaison des observations GPS et des autres données en mer	166
5.5.1	Définition et choix des référentiels utilisés . . . . .	166
5.5.2	Recalage des délais lié aux différences d'altitude . . . . .	169
5.6	Comparaison des délais troposphériques GPS et modèles . . . . .	172
5.6.1	Le délai troposphérique total (ZTD) . . . . .	172
5.6.2	Le délai hydrostatique (ZHD) . . . . .	179
5.6.3	Le délai humide (ZWD) . . . . .	180
5.6.4	Les données satellitaires complémentaires . . . . .	183
5.7	Synthèse sur les résultats des comparaisons . . . . .	185
5.8	Discussion et perspectives . . . . .	186
<b>6</b>	<b>Conclusions et perspectives</b>	<b>187</b>
	<b>ANNEXES</b>	<b>207</b>
<b>A</b>	<b>Paramètres ALADIN sous forme de fichier GRIB</b>	<b>207</b>
<b>B</b>	<b>Exemple de fichiers RS</b>	<b>209</b>
<b>C</b>	<b>Subroutine <i>Delay</i></b>	<b>213</b>



# Problématique

La vapeur d'eau varie fortement dans l'atmosphère avec des concentrations allant de la saturation dans les tropiques à des zones presque sèches au-dessus des zones continentales élevées. Cette variabilité est aussi observable à de faibles échelles spatiales (quelques centaines de mètres). Ainsi, la description spatio-temporelle de la vapeur d'eau est beaucoup plus ardue que celle des champs de pression et de température. Pourtant, une bonne connaissance du contenu en vapeur d'eau dans l'air est nécessaire pour la prévision des changements de phases à l'origine des hydrométéores (pluie, bruine, neige, grêle, nuage, brouillard ...). Les phénomènes de pluies, de verglas et de brouillard par exemple causent de nombreux dégâts humains et matériels, et demeurent insuffisamment prévus par les modèles de prévisions. La connaissance de la variabilité de la vapeur d'eau est également importante pour comprendre les changements climatiques puisqu'elle représente à elle seule (sous forme de vapeurs ou de nuages) 72 % des gaz à effet de serre.

Près de 90% de la masse atmosphérique se trouvent dans la troposphère. La troposphère est la couche la plus basse de l'atmosphère qui est en contact avec le sol et dont l'épaisseur varie entre 10-12 km aux moyennes latitudes (6-8km aux pôles et 16-18 km au voisinage de l'équateur). C'est aussi la partie qui concentre l'ensemble des phénomènes météorologiques. Les radiosondages permettent de quantifier la vapeur d'eau mais leur coût d'exploitation limite leur fréquence spatio-temporelle d'utilisation. Les autres instruments (radiomètres par exemple) ne sont pas utilisables sous toutes les conditions. Les capteurs satellites sont en plein développement mais restent limités par leur résolution spatio-temporelle même s'ils ont l'avantage de fournir une vision globale de l'estimation de la vapeur d'eau.

Rapidement après sa mise en place, il est apparu que le positionnement précis des antennes GPS (Global Positioning System) était affecté par la variation de l'indice de réfraction dans la troposphère, ce qui rend particulièrement difficile l'estimation de la composante verticale. Cette variation est directement liée à la distribution des variables pression, température et humidité sur les trajets satellite-récepteur. Les nombreuses études portant sur l'évaluation de l'influence de la troposphère sur la propagation des signaux (Saastamoinen, 1972; Hogg *et al.*, 1981) ont ainsi été exploitées pour des applications météorologiques (Bevis *et al.*, 1992). De part la densification des mesures au sol en mode

continu, le GPS est finalement devenu un outil classique pour les études de processus atmosphériques à l'origine des précipitations (Rocken *et al.*, 1995; Businger *et al.*, 1996; Champollion *et al.*, 2005), pour les études climatiques (Yuan *et al.*, 1993; Gradinarsky *et al.*, 2002) pour l'utilisation en assimilation de données (Kuo *et al.*, 1996; Vedel *et al.*, 2004; Peng et Zou, 2004; Seko *et al.*, 2004; Poli *et al.*, 2007) ou bien encore pour réaliser des études de cas dans le cadre de campagnes de mesures spécifiques (IHOP<sup>1</sup>, AMMA<sup>2</sup>, COPS<sup>3</sup> par exemple).

On s'intéresse ici à l'étude des précipitations intenses en région Méditerranéenne et en particulier dans le Sud de la France. On qualifie ces pluies de « Cévenoles » car elles affectent en particulier les contreforts des Cévennes. Ces épisodes pluvieux se distinguent par leur période d'occurrence, à l'automne et par les cumuls importants qu'ils entraînent causant des inondations catastrophiques : 250 mm de précipitations en 5 heures à Nîmes (1998) ; inondations de l'Aude avec plus de 600 mm en moins de 48 heures (1999) (Ducrocq *et al.*, 2005) ou encore le cas du Gard en 2002 avec près de 700 mm en 24 heures (Delrieu *et al.*, 2005). Ces phénomènes pluvieux sont caractéristiques des phénomènes météorologiques méso-échelle. Ils surviennent sur une échelle spatiale allant d'une dizaine à plusieurs centaines de kilomètres avec des temps caractéristiques d'une heure à quelques jours. Les modèles météorologiques ont des difficultés à prévoir ce type d'événement produisant parfois des fausses alarmes ou une sous estimation du cumul de précipitation (Fig.1).

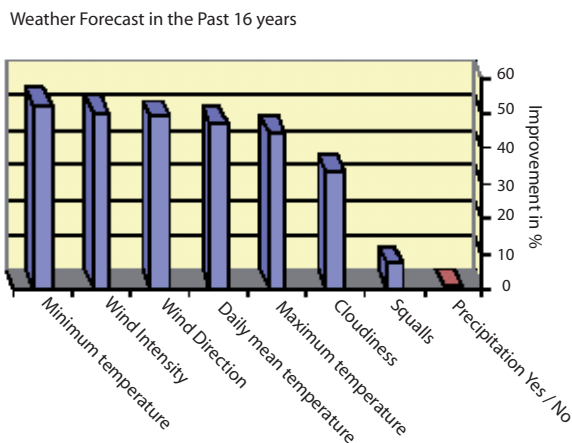


FIG. 1 – Améliorations de la qualité des prévisions à court terme (jusqu'à 3 jours) et à moyen terme (jusqu'à 10 jours) du Service Météorologique Allemand au cours des 16 dernières années pour différentes variables des modèles numériques. Source : [www.meteo.uni-bonn.de/projekte/SPPMeteo/reports/SPPLeitAntrag\\_English.pdf](http://www.meteo.uni-bonn.de/projekte/SPPMeteo/reports/SPPLeitAntrag_English.pdf)

Ces difficultés de prévision du cumul de précipitations (Quantitative Precipitation Forecast) restent

<sup>1</sup>International H2O Project

<sup>2</sup>Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine

<sup>3</sup>Convective and Orographically-induced Precipitation Study

surtout limitées par la connaissance de l'état initial (en particulier la caractérisation de la vapeur d'eau) et les conditions aux limites. Les récepteurs GPS sont des capteurs privilégiés pour étudier la vapeur d'eau durant ces événements rapides. En effet, nulle autre technique ne permet une détermination in-situ de la vapeur d'eau à de faibles échelles spatiales (10-50 km) en mode continu. C'est dans ce contexte que s'inscrit cette thèse.

Depuis 2002, l'Observatoire Hydrométéorologique Méditerranéen Cévennes-Vivarais (OHM-CV) est focalisé sur la description et la compréhension de ces événements pluvieux. Il regroupe à la fois des météorologues et des hydrologues. Dans le cadre de cet observatoire des campagnes GPS ont été réalisées chaque automne à partir de 2003 et jusqu'en 2007 permettant d'obtenir des mesures de vapeur d'eau avec une résolution horizontale d'environ 50 km. L'évolution du contenu intégré en vapeur d'eau au cours de l'événement précipitant du Gard en 2002 a été analysé par Champollion *et al.* (2004). Le développement d'un opérateur d'observation en vue de l'assimilation des données GPS dans les modèles météorologiques a également vu le jour (Brenot *et al.*, 2006).

L'atout du GPS pour quantifier la vapeur d'eau avec une fine échelle spatio-temporelle a suscité un intérêt croissant auprès des météorologues. La généralisation de l'assimilation de données GPS dans les centres météorologiques s'est ensuite développée permettant à présent une utilisation des données en opérationnel (Poli *et al.*, 2007). La pérennisation des réseaux jusque là déployés uniquement à l'automne, constitue une avancée importante. Ainsi, le réseau GPS permanent Géotrop<sup>4</sup> a été mis en place à partir de l'automne 2006. Sa résolution spatiale est de l'ordre de 50 km et la récupération des données est automatisée.

Depuis les études précédentes menées par Champollion (2005) et Brenot *et al.* (2006) la résolution spatiale du réseau régional GPS n'a cessé d'augmenter (50 km à l'heure actuelle). Parallèlement les modèles de prévisions numériques du temps ont amélioré leur paramétrisation physique mais surtout leur résolution spatiale. Ainsi le dernier modèle opérationnel AROME<sup>5</sup> de Météo France permet d'atteindre une résolution de 2.5 km. Une telle échelle permet ainsi de résoudre la convection. Dans le même temps, les traitements de données GPS se sont également améliorés avec le développement de nouvelles fonctions de projection notamment. L'archivage des données GPS qui a été réalisé depuis 2002 permet d'analyser un nombre élevé d'événements ce qui permet de mieux les comprendre. Ces différentes évolutions expliquent les objectifs et les motivations de ce travail de thèse.

### **Objectifs de la thèse et organisation du mémoire**

Ce travail de thèse poursuit quatre objectifs pouvant être résumés ainsi :

- Vérifier la validité de la mesure GPS pour la quantification de la vapeur d'eau en la comparant avec des mesures issues de radiosondages et des sorties de modèles météorologiques ;
- Déterminer si la quantification de la vapeur d'eau par GPS permet de caractériser les forts

<sup>4</sup>Réseau régional GPS financé par RENAG, Géosciences Montpellier et les institutions privées TERIA et ORPHEON

<sup>5</sup>Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Mésos-Echelle

événements précipitants (cumuls supérieurs à 150 mm) à l'aide d'observations conjointes sur les flux de surface ;

- Analyser l'impact de l'assimilation de données GPS issues d'un réseau GPS dense sur la prévision des cumuls de pluies dans le modèle à haute-résolution (2.5 km) AROME sur des cas d'études fortement précipitants.
- Evaluer la qualité et l'apport de la mesure de vapeur d'eau par GPS en mer dans le cadre d'une campagne de mesure (VAPIMED).

L'organisation du manuscrit est la suivante :

- Le chapitre 1 présente le rôle de la vapeur d'eau dans les processus atmosphériques. On introduit les techniques de mesures de la vapeur d'eau ainsi que la formulation des délais troposphériques (Zenithal Tropospheric Delay (ZTD), notamment) qui permettent de quantifier la vapeur d'eau.
- Le chapitre 2 détaille les tests de sensibilité effectués sur les paramètres du traitement de données GPS. Les données GPS issues du réseau OHMCV/Géotrop de 2006 sont analysées pour déterminer les différents délais troposphériques. Des comparaisons sont ensuite effectuées avec le radiosondage de Nîmes et de façon plus systématique sur d'autres stations à l'aide de prévisions issues du modèle ALADIN.
- Le chapitre 3 fait état d'une analyse GPS sur quatre années de données issues des campagnes OHMCV (de 2003 à 2006). On tente ici de mettre en évidence une classification en fonction de la distribution des ZTD et d'une classification établie d'événements pluvieux. Le chapitre se présente sous la forme d'un article préparé pour être soumis à *Journal of Hydrology*.
- Le chapitre 4 détaille les expériences d'assimilation de données GPS réalisées sur deux cas d'études de l'automne 2007 dans le modèle AROME. Dans un premier temps sont présentés les concepts et méthodes utilisés en assimilation de données. Suit alors une courte synthèse bibliographique portant sur l'assimilation de données GPS. Un article publié dans *Annales Geophysicae* est présenté. Cette étude souligne le manque de documentation de la vapeur d'eau en amont du flux (dans notre cas, en mer), et constitue le point de départ de la dernière partie de la thèse.
- Le chapitre 5 présente 4 mois de mesures de la vapeur d'eau en mer obtenues en utilisant un GPS placé sur un ferry naviguant entre Marseille et Ajaccio. Cette étude a été effectuée en collaboration avec la société GPS Solutions, le RGP-IGN<sup>6</sup> et l'aide de la SNCM<sup>7</sup>. On évalue alors la contribution de telles mesures par rapport à l'évaluation de l'humidité par les modèles météorologiques ou les données satellites provenant du capteur MODIS.

Une discussion sur l'apport de ce travail pour la compréhension des phénomènes fortement précipitants et les perspectives de recherche ouvertes clôt le manuscrit.

---

<sup>6</sup>Réseau GPS Permanent - Institut Géographique National

<sup>7</sup>Société nationale maritime Corse Méditerranée

# Chapitre 1

## Introduction

### 1.1 Rôle de la vapeur d'eau dans les processus atmosphériques

La vapeur d'eau constitue la phase gazeuse de l'eau et représente moins de 1% de la masse totale de l'atmosphère. La vapeur d'eau joue pourtant un rôle important. Les changements de phases de l'eau dans la basse atmosphère et à la surface du sol et des océans se traduisent par des échanges de chaleur considérables conférant à l'eau un rôle primordial dans la thermodynamique de la Terre en général et de l'atmosphère en particulier. La quasi-totalité de la vapeur d'eau atmosphérique réside dans la troposphère (Fig.1.1). La tropopause oscille entre 6 et 15 km d'altitude sous nos latitudes, mais peut parfois s'élever à plus de 18 km en zone équatoriale. La tropopause fixe la limite supérieure de développement des cellules orageuses qui trouvent là un plafond difficilement franchissable. En effet, au-delà, la température augmente avec l'altitude, ce qui empêche toute convection par effet d'inversion thermique.

#### 1.1.1 Stabilité verticale et formation des nuages

La stabilité est une des caractéristiques thermodynamiques importantes d'une masse d'air. Le caractère stable ou instable d'une particule repose sur sa capacité à retourner ou non à son état d'équilibre à la suite d'un forçage. Les forçages peuvent être de nature orographique, convectif, ou dynamique (convergence des vents). On se trouve en situation stable lorsque l'atmosphère ne provoque pas de mouvements verticaux de masse d'air. Dans ce cas, le gradient thermique vertical de la parcelle d'air est plus petit que le gradient adiabatique<sup>1</sup>. Les mouvements ascendants et subsidents qui résultent des cas d'instabilité et de stabilité d'une particule peuvent être définis par le critère de flottabilité d'une particule. Ce dernier repose sur le principe d'Archimède. La force résultante qui s'exerce sur une particule est égale à la différence de poids entre la particule et une particule d'air environnante. L'air atmosphérique est en équilibre lorsque les deux forces prédominantes, le poids et la poussée

---

<sup>1</sup>Variation de température de l'air avec l'altitude qui ne dépend que de la pression atmosphérique. C'est à dire qu'il n'y a pas d'échange de chaleur avec l'environnement ni de condensation ou de précipitation qui interviennent.



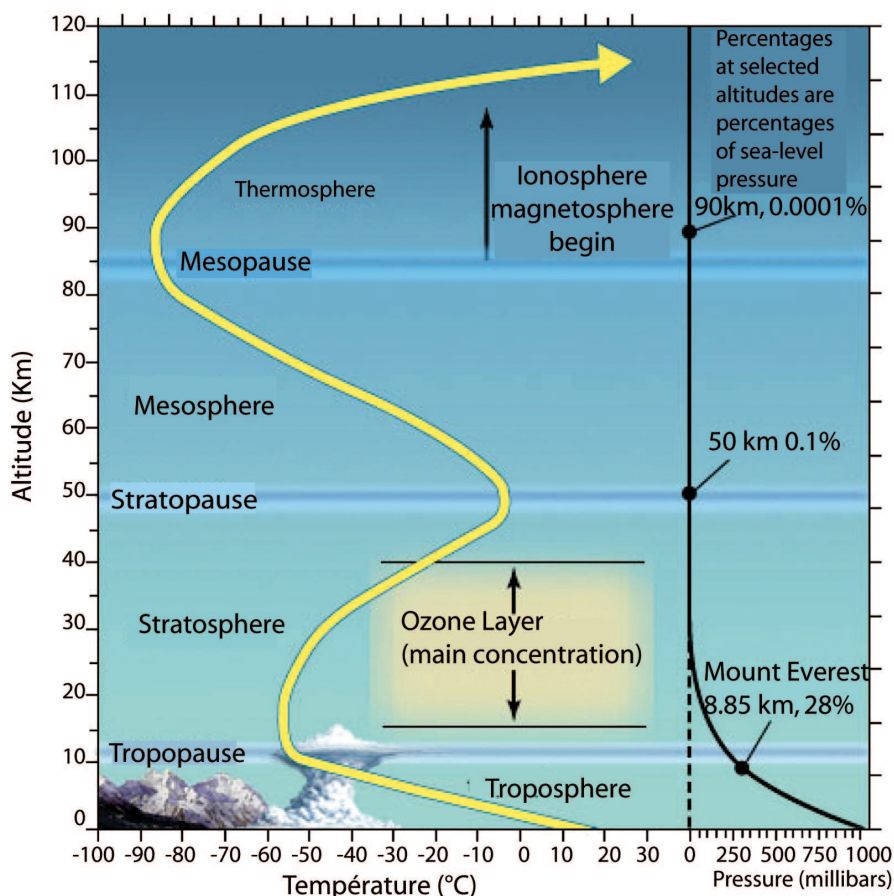


FIG. 1.1 – Structure de l’atmosphère (Encyclopædia Britannica, Inc.).

d’Archimède, sont en équilibre hydrostatique. De plus, lorsqu’une particule est plus chaude qu’une particule environnante donc plus légère, la force de flottabilité va agir comme une accélération dirigée vers le haut et créer un mouvement ascendant. Dans le cas inverse, la force de flottabilité confère à une particule plus froide donc plus lourde une accélération dirigée vers le bas.

La formation des nuages convectifs résulte du déplacement vertical d’une masse d’air humide lorsque celle-ci atteint son niveau de condensation et éventuellement son niveau de convection libre<sup>2</sup>. Pour que la vapeur d’eau présente dans la particule se condense, il est nécessaire qu’elle atteigne la saturation correspondant à l’équilibre liquide-vapeur et que la température de l’air diminue. La particule d’air est alors caractérisée par 100% d’humidité relative.

La condensation peut se former selon trois mécanismes principaux : par refroidissement isobare, par détente adiabatique ou par apport de vapeur d’eau. Dans le cas d’un refroidissement isobare, l’air peut se refroidir et atteindre les conditions de saturation sans ascendance verticale importante. Ce

<sup>2</sup>Niveau à partir duquel une particule devient instable.

mécanisme a lieu lorsqu'on atteint le point de rosée<sup>3</sup>. La détente adiabatique produit une baisse de température au cours de laquelle la particule devient saturée. Ceci a lieu sans échange de chaleur avec l'extérieur. La condensation par vapeur d'eau peut se faire aussi par un enrichissement en vapeur d'eau dû au contact d'une étendue d'eau liquide au niveau du sol (océan, lac...) ou à la suite de l'évaporation de précipitations provenant de couches supérieures.

Le refroidissement de l'air peut avoir lieu par rayonnement et par advection<sup>4</sup>. Pour plus de détails sur ces mécanismes se reporter à Triplet et Roche (1986) et Malardel (2005).

La capacité précipitante des nuages dépend ensuite de la croissance des gouttelettes nuageuses. Il faut que cette croissance soit suffisante pour que les gouttelettes ne soient pas totalement évaporées avant d'atteindre le sol. Il existe différents mécanismes explicatifs de la croissance des particules. Les fortes précipitations associées à des nuages qui résultent de l'instabilité convective (cumulus et cumulonimbus) sont en général à fort développement vertical.

### 1.1.2 Les phénomènes convectifs

L'ensemble des processus qui résultent d'une instabilité de l'air du point de vue de la flottabilité donne lieu à des phénomènes convectifs. La convection est une réponse à un déséquilibre énergétique vertical. Le flux de chaleur solaire qui déclenche la convection thermique et l'ascendance des particules dans une atmosphère instable peut provoquer la saturation de l'air et donner naissance à des cellules convectives. On parlera de convection profonde lorsque les processus de convection s'étendent à toute la hauteur de la troposphère. Ces processus favorisent alors la formation des nuages.

Il existe divers indices<sup>5</sup> permettant de prévoir le degré d'instabilité des masses d'air à partir des radiosondages. Les plus couramment utilisés sont la CAPE (Convective Available Potential Energy) et la CIN (Convective Inhibition). La CAPE permet d'estimer le potentiel convectif de l'atmosphère en un lieu donné par le biais de la vitesse verticale maximale que peut atteindre une particule d'air du fait de sa flottabilité. La CIN correspond à l'énergie qui est nécessaire pour empêcher une parcelle d'air d'atteindre le niveau de convection libre.

### 1.1.3 Les mécanismes à l'origine des pluies cévenoles

Il existe deux types de pluies principales à l'origine des événements cévenols : les précipitations convectives et les précipitations orographiques.

- Les précipitations convectives résultent d'une ascension rapide des masses d'air dans l'atmosphère. Elles sont associées aux cumulus et cumulo-nimbus, à développement vertical important (processus de Bergeron). Les précipitations résultantes de ce processus sont en général

---

<sup>3</sup>Le point de rosée est atteint lorsque le mélange de la particule est égale au rapport de mélange saturant pour la température et la pression

<sup>4</sup>L'advection désigne un transport horizontal des propriétés atmosphériques par le vent.

<sup>5</sup>Indices de Showalter, Galway, et Telfer (Triplet et Roche, 1986).

orageuses, de courte durée (moins d'une heure) mais de forte intensité et de faible extension spatiale. Les cumuls de pluies importants se rencontrent en présence de systèmes convectifs de Mésos-échelle (MCS<sup>6</sup>) stationnaires. Ce type de précipitations est à l'origine de l'événement du 8-9 Septembre 2002 qui s'est produit dans le Gard avec des cumuls atteignant jusqu'à 700 mm. Cet événement exceptionnel résulte de plusieurs facteurs. Dans un premier temps les cellules convectives se sont formées au dessus du Gard. Parallèlement la présence d'un front chaud a affecté l'Ouest de la France. Tandis que les précipitations situées au dessus du Gard se sont déplacées vers le Nord. Puis le lendemain un front froid a progressé vers l'Est ce qui a maintenu les précipitations. La zone touchée par les précipitations s'étend pour ce cas exceptionnellement jusqu'à 3000 km<sup>2</sup> (Ducrocq *et al.*, 2004; Delrieu *et al.*, 2005; Nuissier *et al.*, 2008).

- Les précipitations orographiques résultent de la rencontre entre une masse d'air chaud et humide et une barrière topographique particulière. Ce type de précipitations se produit souvent au niveau des massifs montagneux. L'événement précipitant du 13-14 Octobre 1995 qui a eu lieu dans les Cévennes (cumuls atteignant 260 mm) est caractéristique de ce type de précipitations. Pour cet événement, deux autres facteurs de méso-échelle ont également joué un rôle important. Ainsi, la présence de fortes valeurs de CAPE associée à un flux de vapeur d'eau en surface induisent une convection active pendant plusieurs heures. Le forçage orographique lié à la présence des Cévennes permet de générer de façon continue de nouvelles cellules convectives vers le Massif central et ainsi de maintenir la stationnarité des systèmes convectifs de méso-échelle sur la région (Ducrocq *et al.*, 2008).

De plus, en présence de systèmes synoptiques quasi-stationnaires ou de fronts ondulants, la progression du système précipitant peut être ralentie, ce qui favorise et accentue la persistance des précipitations. De manière générale, en région méditerranéenne, les mécanismes de convection locale et de soulèvement orographique favorisent les précipitations par l'advection des masses d'air chaud et humide provenant de la mer Méditerranée. Ainsi, le relief accentue la formation des pluies. Il freine les masses d'air, canalise l'humidité, le vent et la chaleur et donc déclenche ou renforce les mécanismes de convection et condensation. Les contreforts des Cévennes dans le cas des épisodes cévenols viennent influencer la quantité des précipitations ainsi que la distribution des pluies. On rappelle que ces phénomènes surviennent principalement à l'automne lorsque le réservoir d'énergie emmagasiné par la mer Méditerranée atteint son maximum. La figure 1.2 montre la répartition et l'intensité des pluies sur la France moyennée sur 30 ans de données climatologiques. On distingue à gauche les précipitations cumulées annuelles qui montrent un maximum de précipitations autour du Massif Central et dans les régions Alpines et jusqu'à l'Est de la France. La carte 1.2b montre la répartition du cumul de pluies uniquement sur l'automne et fait ressortir la région Cévennes Vivarais qui est la plus encline aux précipitations à cette période de l'année. La carte 1.2c rappelle que dans le Sud de la France les jours de

---

<sup>6</sup>Un système convectif de méso-échelle est un ensemble d'orages qui se répartissent avec le temps, en ligne ou en zones, pour former des entités qui peuvent occuper de plusieurs dizaines à quelques centaines de kilomètres de longueur ou de diamètre.

pluies (cumuls supérieurs à 1 mm) sont peu nombreux.

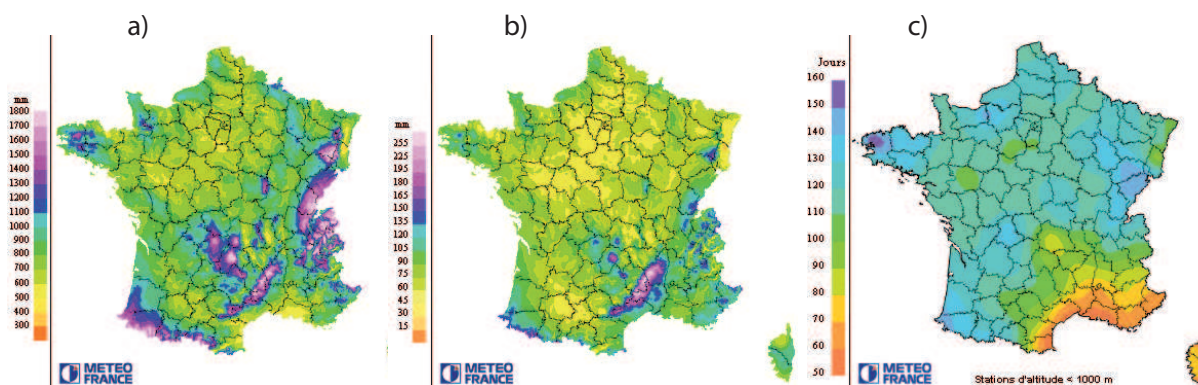


FIG. 1.2 – Climatologie sur 30 ans (1961-1991) montrant : a) Les précipitations cumulées annuelles (mm); b) Les précipitations cumulées pour les mois d’Octobre (mm) et c) Le nombre de jours avec des précipitations supérieures à 1 mm. Source : Météo France.

## 1.2 Les techniques de mesures de la vapeur d'eau

### 1.2.1 Les données in-situ

#### Le radiosondage

Le radiosondage demeure l’instrument historique de mesure verticale de vapeur d’eau. Les capteurs embarqués à bord du ballon permettent de fournir une mesure de pression atmosphérique, de température et d’humidité (précision 2% sur l’humidité relative). A l’aide du positionnement par GPS qui est parfois présent sur les ballons on en déduit également la mesure de vitesse du vent horizontale (précision  $1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) et d’altitude. Les mesures de radiosondages sont acquises typiquement toutes les deux secondes. Cependant lors de l’enregistrement des données on conserve uniquement les données correspondant aux niveaux standard et significatifs. Les niveaux standard sont définis à certains niveaux de pression (de 1000, 925, 850 ... à 10 hPa selon la disponibilité des mesures). Les niveaux significatifs correspondent aux niveaux où des changements significatifs affectent une des variables. La résolution spatiale verticale ainsi délivrée est de l’ordre de quelques centaines de mètres proche de la surface et de quelques kilomètres aux hautes altitudes. L’inconvénient majeur des radiosondages repose sur leur coût de mise en oeuvre. Les lancers de radiosondage sont donc peu nombreux (7 au total en France lancés 2 fois par jour). La figure 1.3 montre les localisations des lancers de radiosondage en France. Les mesures peuvent être influencées par la trajectoire suivie par le radiosondage. On note également des erreurs d’observation sur l’humidité qui peuvent résulter de la formation de condensation sur le capteur dans les zones nuageuses (Lorenç *et al.*, 1996). Des biais existent fréquemment entre les mesures de jour et de nuit selon le type de sonde utilisée (Wang et Zhang, 2008).



FIG. 1.3 – Sites de lancé des radiosondages en France Métropolitaine. Source : Météo France.

### Les sondages embarqués sur avion et navires

Entre 2003 et 2006, le programme ASAP<sup>7</sup> a été mis en place et permet d'effectuer des sondages aérologiques réalisés à partir de navires commerciaux en Atlantique et en Méditerranée (Fig.1.4). Quelques radiosondages sur des points fixes de la mer du Nord ont également été intégrés. Ils restent cependant peu nombreux. Les réseaux AMDAR (Aircraft Meteorological Data Relay, mesures aéroportées issues de vols commerciaux, privés et militaires) permettent d'obtenir des informations sur la température et le vent. Certains capteurs embarqués permettent également de délivrer des mesures de vapeur d'eau, de turbulence et de givrage. La précision des capteurs embarqués à bord des avions est similaire à celle des radiosondages. Leur coût représente seulement 1% de celui d'un radiosondage. Ces données sont opérationnellement intégrées dans le système d'assimilation 3D-VAR du modèle de prévisions numériques AROME.

Un nouveau système météorologique TAMDAR (Tropospheric Airborne Meteorological Data Reporting) composé de capteurs mesurant l'humidité relative entres autres a fait son apparition en 2004. Plusieurs travaux de validation ont été réalisés aux Etats-Unis. Les résultats sont très encourageants. Par ailleurs, SAFIRE<sup>8</sup> a réalisé des tests de validation sur les sondes TAMDAR en 2006 sur le Piper Aztec qui confirment une bonne fiabilité et une conformité avec les mesures existantes. Le réseau AMDAR est une coopération mondiale patronnée par l'OMM<sup>9</sup> alors que TAMDAR comporte une

<sup>7</sup> Automatic Shipboard Aerological Programme

<sup>8</sup> Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche en Environnement.

<sup>9</sup> Organisation Météorologique Mondiale



FIG. 1.4 – Sondages sur bateaux (Décembre 2008). Source : <http://wo.jcommops.org>

gestion privée de la chaîne de données.

Il faut garder à l'esprit que les radiosondages conservent l'avantage d'être réalisables quel que soit le temps et toujours aux mêmes endroits alors que les autres méthodes ne sont pas aussi robustes. Les données d'avions ne couvrent que des zones et des altitudes limitées, les données satellitaires (cf.1.2.2) ne sont valides que dans la couche au-dessus des nuages.

## 1.2.2 Les données de télédétection

### Le spectromètre solaire

Le spectromètre solaire permet de mesurer l'énergie reçue du Soleil en fonction de la longueur d'onde. On peut alors estimer l'absorption atmosphérique correspondante. Ces mesures d'absorption sont réalisées à différentes bandes de fréquence. Ensuite en comparant ces mesures aux différentes propriétés d'absorption des gaz atmosphériques en fonction de ces bandes de fréquence on peut déterminer la concentration des différents gaz. Les mesures d'absorption solaire permettent donc de déterminer la vapeur d'eau (Thome *et al.*, 1992). Les mesures issues du spectromètre solaire sont réalisables également la nuit grâce à la lumière de la Lune. Cependant on doit se trouver en condition de ciel clair (sans nuage) pour que les mesures soient réalisables. La spectrométrie solaire s'utilise également à bord de satellite (Kaufman et Gao, 1992). Dans ce cas c'est la lumière du soleil réfléchiée par la Terre qui est mesurée.

## Le radiomètre

Les radiomètres sont des capteurs passifs qui mesurent le rayonnement naturel terrestre ou atmosphérique à des longueurs d'ondes caractéristiques de la vapeur d'eau (5.7 à 7.1  $\mu\text{m}$ ). Ils peuvent être embarqués sur des satellites tels que Météosat ou SPOT<sup>10</sup>. Ils effectuent des mesures sur des canaux bien déterminés de longueurs d'ondes, ce qui leur permet de mesurer avec précision le contenu en vapeur d'eau et en eau liquide de l'atmosphère. Outre les radiomètres embarqués, il existe des radiomètres au sol, servant à évaluer depuis la surface terrestre les composantes du bilan radiatif. Ils permettent une mesure aussi précise que le GPS pour estimer le contenu intégré en vapeur d'eau (IWV : précision 1 à 2  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ ). L'utilisation des radiomètres s'effectue par temps clair.

## Le lidar Raman et le lidar DIAL

Le lidar (LIght Detection And Ranging) est un système de télédétection active. Il sonde l'atmosphère à l'aide d'un faisceau laser généralement pulsé. Le principe utilisé est voisin de celui du radar. Les longueurs d'ondes employées pour la mesure lidar correspondent au domaine optique alors que pour le radar il s'agit des ondes radio. En fonction du type de lidar utilisé il est possible de connaître les propriétés optiques des aérosols ou de mesurer des variables atmosphériques telles que la concentration en vapeur d'eau, la pression, la température et le vent. Deux techniques lidar permettent de mesurer des profils de vapeur d'eau : le lidar Raman et le lidar à absorption différentielle (Differential Absorption Lidar). Le lidar DIAL date du début des années 80 (Werner et Herrmann, 1981; Cahen *et al.*, 1982). Le lidar DIAL cible une molécule chimique. Le principe repose sur l'émission simultanée ou presque de deux rayonnements sur deux longueurs d'onde très proches l'une de l'autre. Une seule des longueurs d'onde est absorbée par la molécule cible. A une altitude donnée, le rapport entre les puissances reçues est proportionnel à l'absorption différentielle entre les deux voies. Celle-ci est fonction de la densité des cibles et de leur pouvoir absorbant, lui-même proportionnel à la température (Dabas et Flamant, 2002). L'application principale du lidar DIAL correspond à la mesure de la quantité de vapeur d'eau et de la concentration d'espèces telles que le dioxyde de carbone, l'ozone et le méthane notamment. Le lidar DIAL permet la localisation spatiale des constituants, la mesure de leur concentration et un suivi long terme des variations de ces grandeurs. Ainsi le lidar aéroporté LEANDRE II (Lidar pour l'étude des interactions Aérosols Nuages Dynamique Rayonnement et du cycle de l'Eau, Bruneau *et al.* (2001)) permet d'établir la concentration de la vapeur d'eau dans la basse troposphère. Les mesures réalisées à l'aide du LEANDRE II ont une précision supérieure à 0.5  $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$  pour une gamme d'altitude comprise entre 0 et 5 km. La résolution verticale est de l'ordre de 300 m et la résolution horizontale est de l'ordre de 1000 m. Les lidars Raman ciblent également une molécule chimique. La particularité de la diffusion Raman repose sur l'émission dans une gamme de longueur d'onde qui permet une diffusion anélastique provenant de la cible. Le rayonnement diffusé

---

<sup>10</sup>Système Probatoire d'Observation de la Terre.

s'effectue à une longueur d'onde décalée de celle utilisée pour l'émission. Le décalage est fonction de la cible. On pourra alors en déduire la concentration de différents constituants. La diffusion Raman a été utilisée pour la mesure de concentration chimique, d'humidité et de température (Gill *et al.*, 1979; Renaut et Capitini, 1988). La technique Raman fut tout d'abord limitée par des utilisations uniquement diurnes du fait de la nécessité d'une quantité d'énergie diffusée suffisante. Depuis plusieurs années son utilisation a été renforcée grâce à l'apparition d'instruments qui fonctionnent de jour comme de nuit (Turner *et al.*, 2002). L'avantage principale de la technique repose sur la directivité du faisceau qui permet une précision en comparaison aux instruments de télédétection. Leur taille modeste favorise également leur utilisation. En revanche, les mesures lidar sont limitées par les conditions météorologiques. Les mesures les plus favorables s'effectuent par conditions de temps clair. Les mesures par temps nuageux perturbent le signal et la pluie empêche d'observer une autre rétrodiffusion que celle des gouttes.

### Les capteurs satellitaires

Plusieurs instruments embarqués à bord des satellites permettent d'obtenir une mesure intégrée de vapeur d'eau. Nous proposons ici de réaliser une synthèse chronologique des principales données satellitaires utilisées pour la quantification de la vapeur d'eau.

Depuis 1978, la mesure de la vapeur d'eau a été possible par la NOAA/National Environmental Satellite Data and Information Service (NESDIS) à l'aide du sondeur TOV (Tiros Operational Vertical Sounder) embarqué sur différents satellites de la NOAA. Le sondeur TOV comporte trois instruments de sondage (HIRS<sup>11</sup>, SSU<sup>12</sup> et MSU<sup>13</sup>). On ne détaille que le sondeur HIRS qui permet une mesure de la vapeur d'eau. Les autres étant sensibles au  $CO_2$  et à l' $O_2$ . Le capteur HIRS est un sondeur radiométrique IR à 20 canaux. Il permet un balayage d'une largeur totale d'environ 2250 km. L'ensemble de ces trois instruments permet la mesure des rayonnements dans des régions spectrales différentes, propres à chaque type de télédétection. Les zones d'absorption du  $CO_2$  ou de l' $O_2$  permettent la restitution du profil vertical de température. Les zones d'absorption de la vapeur d'eau ou de l'ozone sont utilisées pour déterminer des profils et concentrations totales d'eau ou d'ozone. Les zones de faible absorption sont quant à elles utilisées pour la détermination des paramètres de surface. Le sondeur TOVS peut donc être utilisé pour la restitution des profils de température ou de vapeur d'eau, du contenu total en ozone, de la températures de surface, de l'émissivité des sols, des gradients de vent, de la nébulosité et des températures de sommets des nuages.

Les principales limitations de la mesure d'humidité par rayonnement infrarouge repose sur la gamme de disponibilité des données TOVS. En effet, les données TOVS ne permettent pas de déter-

---

<sup>11</sup>High resolution Infrared Radiation Sounder

<sup>12</sup>Stratospheric Sounding Unit : sondeur stratosphérique à 3 canaux qui possède une ligne de balayage d'une largeur d'environ 1500 km.

<sup>13</sup>Microwave Sounding Unit est un sondeur radiométrique micro-onde passif à 4 canaux comprenant une ligne de balayage d'une largeur d'environ 2200 km.



miner la vapeur d'eau dans les régions d'épaisses couches nuageuses, ce qui peut causer des biais hydrostatiques (Wu *et al.*, 1993). Une autre limitation repose sur les limites de la théorie du transfert radiatif qui peut donner lieu à une surestimation significative de la vapeur d'eau dans les régions de subsidences<sup>14</sup> de grande-échelle (Stephens, 1990). Pour ces raisons, on préfère utiliser les données SSM/I<sup>15</sup> qui ont une fiabilité plus importante sur la mesure totale de la vapeur d'eau le long de la colonne atmosphérique que les données TOVS.

Depuis 1987, les données des radiomètres SSM/I des deux satellites américains DMSP<sup>16</sup> à orbites polaires permettent d'imager la surface de la Terre, trois fois par jour. Le radiomètre imageur micro-onde SSM/I est un capteur passif mesurant la température de brillance de la surface de la mer dans différentes longueurs d'onde. La température de brillance permet notamment l'estimation du contenu total en vapeur d'eau de l'atmosphère (précision actuellement admise  $+0.4\text{g}/\text{cm}^2$ ), la mesure de pluie ou d'eau liquide. Une des limitations principales du capteur SSM/I est son utilisation sur les continents. En effet, la variabilité de l'émissivité du sol rend plus difficile son emploi. La deuxième source d'erreur provient de la glace de mer. Les caractéristiques de ce type de surface sont hautement variables, notamment en fonction de la saison. Pour finir, les précipitations représentent un dernier type de contamination non négligeable. En effet, les nuages précipitants constituent une source de surestimation de la vapeur d'eau. Pour pallier ce type de problème des algorithmes ont été développés et permettent de quantifier les erreurs dues à la contamination par précipitation. Cependant, dans les zones de forts systèmes précipitants la méthode ne permet pas toujours de supprimer la totalité de ces erreurs (Greenwald *et al.*, 1993).

MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer) est un instrument clé qui se trouve à bord des satellites Terra<sup>17</sup> et Aqua<sup>18</sup>. Le satellite Terra a une orbite descendante et traverse l'équateur au cours de la matinée tandis que le satellite Aqua a une orbite ascendante et passe au-dessus de l'équateur dans l'après midi. La totalité de la surface terrestre est alors observée par MODIS en combinant les données issues de Terra et Aqua avec une fréquence temporelle de 1 à 2 jours selon la zone. L'ensemble des données acquises permet d'améliorer la compréhension de la dynamique globale et des processus qui ont lieu à la fois sur Terre, sur les océans et dans la basse atmosphère. Le contenu intégré en vapeur d'eau est obtenu avec une résolution spatiale de 1 km pour les données calculées à partir du canal proche infra-rouge (valable uniquement le jour) et de 5 km de résolution pour les données calculées à partir du canal infra-rouge (de jour comme de nuit). Les données MODIS seront utilisées par la suite pour effectuer des comparaisons avec la vapeur d'eau intégrée par GPS en mer (chapitre 5).

---

<sup>14</sup>La subsidence se produit quand la température d'une parcelle d'air à un niveau donné est plus froide que l'environnement. Des courants descendants peuvent alors être créés.

<sup>15</sup>Special Sensor Microwave Imager/Sounder.

<sup>16</sup>Defense Meteorological Satellite Program.

<sup>17</sup>Satellite de recherche lancé par la NASA sur une orbite héliosynchrone autour de la Terre. Terra dispose de cinq capteurs pour surveiller l'état de l'environnement de la Terre et les changements climatiques.

<sup>18</sup>Satellite de recherche scientifique de la NASA qui orbite autour de la Terre pour l'étude des précipitations et de l'évaporation.

Depuis Octobre 2006, un nouvel instrument permet d'obtenir des spectres du rayonnement infra-rouge de l'atmosphère avec une précision jusque là inégalée par les instruments actuels. L'instrument IASI (Interféromètre Atmosphérique de Sondage Infrarouge) permet d'obtenir une résolution verticale de 1 à 2 km. Il fournit des profils verticaux d'une précision de 1°C pour la température et de 10% pour l'humidité. L'instrument comprend un spectromètre qui décompose le rayonnement lumineux émis par l'atmosphère et un imageur pour localiser les points de sondage.

### 1.3 La mesure de l'humidité troposphérique par GPS

Le GPS est un système de positionnement par satellites qui a été conçu et mis en service par le département de défense Américain (USDoD). Les objectifs premiers du système sont de déterminer avec une grande précision le positionnement, la vitesse et le temps précis n'importe où et n'importe quand sur ou au voisinage de la Terre. Le système complet comporte 24 satellites répartis sur six plans orbitaux ayant tous une inclinaison de 55° sur l'équateur. L'altitude des satellites est d'environ 20000 km et leur période d'environ 12h. Chaque satellite est muni d'un émetteur-récepteur et d'horloges atomiques principalement. Le signal généré par chaque satellite est émis avec une stabilité en fréquence assurée par les horloges atomiques. A partir de la fréquence fondamentale de 10.23 MHz, l'émetteur génère deux ondes L1 (1575.42 MHz) et L2 (1227.60 Mhz). L'onde porteuse L1 est modulée par 2 codes et par un message contenant entre autres les éphémérides. Ces codes sont : le code C/A (Coarse/Acquisition code) et le code P (Precise code). Le code P est maintenant crypté et appelé code Y. La modulation de la fréquence L2 peut être faite soit par le code P, soit par le code C/A. La fréquence des ondes porteuses et la séquence des codes sont régies par des horloges atomiques à bord des satellites.

D'autre part, les satellites émettent un message de navigation qui contient le positionnement de l'orbite (les éphémérides<sup>19</sup>), les paramètres d'horloges ainsi que l'état du satellite.

Le positionnement GPS peut être effectué en utilisant les mesures de codes ou de phases. Les codes émis par les satellites sont la base des mesures GPS en temps réel. Ils servent d'informations supplémentaires dans le cadre d'un post-traitement. A l'aide des mesures de code on peut calculer une pseudo-distance. Celle-ci correspond à la distance entre récepteur et satellites. L'ordre de grandeur de la précision de la mesure de pseudo-distance effectuée avec le code C/A est d'environ  $\pm 3m$ , celle avec le code P(Y) est d'environ  $\pm 0.3m$ . Afin d'obtenir une résolution de l'ordre de quelques millimètres, il faut procéder à une mesure de phase. Une telle résolution est nécessaire pour les applications tectoniques, géodésiques ou météorologiques. Avant de détailler le principe de la mesure de phase, on rappelle succinctement les différentes sources d'erreurs pouvant affecter la mesure GPS. Les erreurs sont de trois types :

- Des erreurs liées aux caractéristiques des satellites (trajectoire, horloge majoritairement)

---

<sup>19</sup>Ensemble des paramètres qui décrivent l'orbite du satellite : éléments képlériens de l'orbite et leur variation en fonction du temps.

- Des erreurs provenant du système récepteur-antenne (horloge, bruit électronique, chemins multiples, variation du centre de phase de l'antenne)
- Des erreurs liées à la transmission du signal (effets ionosphériques et troposphériques)

### 1.3.1 Principe de la mesure de phase

Le principe repose sur la mesure du temps de transit de l'onde électromagnétique entre l'émission du signal provenant des satellites au récepteur GPS. La mesure du temps de propagation se fait sur la différence de la phase porteuse entre le signal émis par le satellite  $i$  et le signal identique généré par le récepteur au sol,  $j$ . On a alors :

$$\Delta\phi_j^i(t) = \phi_{i,j}^{enr}(t) - \phi_j^{gen}(t) + \text{bruit} \quad (1.1)$$

où  $\phi_j^i$  est l'observable de l'onde porteuse en unité de cycles pour un satellite  $i$  et un récepteur  $j$ ,  $\phi_j^{gen}$  est la phase générée par l'oscillateur du récepteur et  $\phi_{i,j}^{enr}$  est la phase du satellite  $i$  enregistrée par le récepteur  $j$ . Le bruit de la mesure est estimé à mieux que 1% de la longueur d'onde du signal sur lequel se fait la mesure (Botton *et al.*, 1997). Ainsi le bruit sur la phase L1 ou L2 est estimé entre 1 et 2 mm.

Cette mesure de phase est ambiguë. En effet, le nombre entier  $n$  de cycles d'oscillations entre le signal reçu du satellite et celui émis par le récepteur n'est pas mesurable, de même que le décalage entre l'horloge du satellite et celle du récepteur à un moment de référence  $t_0$ . En plus du déphasage  $\Delta\phi_j^i(t)$ , le récepteur mesure à l'aide d'un compteur le nombre entier de cycles de déphasage reçus depuis la première mesure jusqu'à l'instant  $t_R$  noté  $n(t_R)$ . Si  $t_1$  correspond à l'instant de la première mesure pour toutes les autres mesures on aura tant que le signal n'est pas interrompu (c'est à dire en l'absence de saut de cycle) :

$$N_i^j(t_R) = N_i^j(t_1) + n(t_R) \quad (1.2)$$

$N_i^j(t_1)$  correspond à une des inconnues initiales de la détermination des mesures de phase : c'est l'ambiguïté entière.

### 1.3.2 Les différentes méthodes de calcul

Nous introduisons les deux méthodes les plus utilisées de positionnement par GPS.

#### Le positionnement différentiel ou relatif par mesure de phase

Le positionnement GPS en mode relatif repose sur la différenciation des observations GPS obtenues pour un réseau de récepteurs. Dans le cas d'un positionnement relatif par mesure de phases,

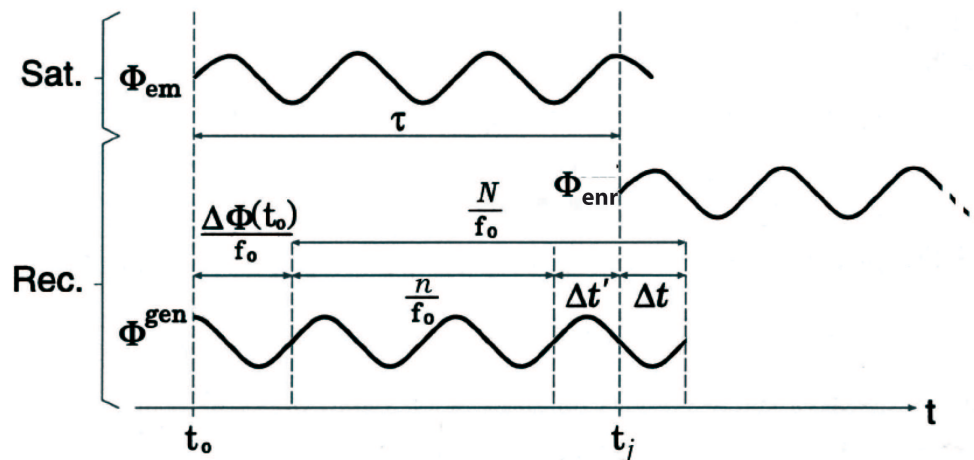


FIG. 1.5 – Mesure de phase GPS d'après Botton *et al.* (1997) et Brenot *et al.* (2006). Le satellite émet le signal  $\phi_{em}$  qui se propage jusqu'au récepteur pendant  $\Delta t$ . Celui-ci enregistre la quantité  $\phi_{enr}$ . La fréquence du signal est  $f_0$ . Le décalage initial entre la phase émise et celle générée au moment  $t_0$  vaut  $\Delta\phi(t_0)$ . La mesure de l'observable de phase est égale à  $\phi = \phi^{enr} - \phi^{gen}$ .  $N$  représente l'ambiguïté.

les mesures de phase sur les ondes porteuses L1 et L2 sont enregistrées simultanément en deux stations sur les mêmes satellites. Ce positionnement permet par différenciation de diminuer fortement l'influence des erreurs d'orbites, certains effets de dégradations volontaires du signal et les décalages des horloges satellites et récepteurs.

Il existe trois types de différenciation, chaque type permettant d'éliminer des erreurs spécifiques :

- La simple différence consiste à effectuer la différence des observations de phase mesurées par deux récepteurs qui observent le même satellite au même instant. Ainsi, le décalage d'horloge des satellites et certaines erreurs liées aux orbites sont éliminés.
- La double différence : on forme la double différence par différence des simples différences. On utilise deux stations qui observent deux satellites simultanément. Ceci permet d'éliminer les erreurs d'horloges des récepteurs.
- La triple différence consiste à effectuer la différenciation des doubles différences obtenues pour différentes époques successives. Ceci permet d'éliminer les ambiguïtés entières. En effet, pour une station et un satellite l'ambiguïté entière est constante dans le temps s'il n'y a pas d'interruption de signal. On peut également détecter les sauts de cycles.

Par la suite pour le traitement des données GPS on utilise le calcul en double différences. Cette méthode permet d'estimer les lignes de base (vecteur entre deux stations) du réseau de stations utilisées. On peut noter que les ambiguïtés entières apparaissent toujours dans cette différence. Lors des calculs, pour obtenir une meilleure précision, il faut ensuite estimer ces paramètres puis les fixer à leurs valeurs entières. Pour finir, on procède à une étape de référencement des positions dans un système de

référence connu tel que l'ITRF<sup>20</sup> (Altamimi *et al.*, 2007). Le positionnement relatif permet d'obtenir une précision de 4 mm sur les composantes horizontales et 8 mm sur la composante verticale (Bossler, 2008). Cette précision est fonction de la durée des mesures. Lorsqu'on cherche à mesurer la position d'une station qui est en mouvement on parle d'utilisation en mode cinématique.

**Le mode cinématique** est basé sur la mesure de phase d'au moins quatre satellites en utilisant la méthode différentielle. Le mode cinématique exige une solution à chaque époque d'observation et l'estimation simultanée des paramètres des ambiguïtés. L'inconvénient est que tout obstacle interrompant le signal oblige à réinitialiser (Botton *et al.*, 1997). Plus de détails sur ce mode d'utilisation et ses limitations figurent dans le chapitre 5.

### Le positionnement ponctuel précis

Le PPP est une méthode de traitement qui consiste à utiliser des observations (non différentielles) de phase et de code pour deux fréquences. On calcule une solution GPS pour une station donnée en utilisant les orbites, les corrections d'horloges satellites précises ainsi que les paramètres de rotation des pôles. L'ensemble de ces paramètres sont déterminés par des centres d'analyse GPS à partir du réseau global de l'IGS<sup>21</sup>.

La précision des résultats en terme de positionnement dépend grandement de la précision des orbites et des corrections d'horloges. La précision du PPP est en général moins bonne que celle obtenue par positionnement différentiel. On note une répétabilité<sup>22</sup> de l'ordre de 7 mm sur les composantes horizontales et 10 mm en verticale (Zumberge *et al.*, 1997). Cette méthode ne fait intervenir ni station fixe ni notion de ligne de base contrairement au mode différentiel. A la différence du positionnement relatif, les erreurs communes ne disparaissent pas dans le PPP, ni ne sont minimisées.

Tout comme pour l'utilisation des doubles-différences, les facteurs qui affectent la précision du PPP sont l'ajustement du centre de phase de l'antenne du satellite, le multi-trajet et la géométrie des satellites (PDOP<sup>23</sup>) entre autres. Pour une utilisation en mer d'autres erreurs pouvant affecter la précision de la mesure sont énoncées au Chapitre 5. Pour plus de détails sur la formulation mathématique du PPP se référer à Asgari (2005) ou El-Yahmadi (2009).

Pour plus de détails sur les méthodes de calcul de positionnement se reporter à Doerflinger (1997), Duquenne et Duquenne (2002) ou Vernant (2003).

D'autre part, la présence d'humidité et les modifications de pression de la troposphère modifient l'indice de réfraction et donc la vitesse et la direction du signal radio. L'atmosphère ralentit la vitesse de propagation du signal : on parlera alors de délai pour caractériser le retard induit sur le temps théorique de parcours de l'onde par les perturbations atmosphériques. Pour l'étude des événements

<sup>20</sup>International Terrestrial Reference Frame.

<sup>21</sup>International GNSS Service.

<sup>22</sup>La répétabilité traduit la constance des mesures qui sont effectuées à différentes époques. C'est l'écart type à la moyenne des différentes mesures effectuées. Il s'agit donc d'une précision relative.

<sup>23</sup>Position Dilution Of Precision. Le PDOP caractérise la configuration géométrique de la répartition des satellites.

météorologiques qui ont lieu essentiellement dans la troposphère, la connaissance et la quantification des erreurs d'origine troposphérique est capitale pour améliorer la compréhension des phénomènes et des processus physiques en jeu dans la variabilité de la vapeur d'eau. La prochaine section énonce la formulation des différents délais atmosphériques.

### 1.3.3 Les effets atmosphériques

Le délai troposphérique peut être décomposé en une contribution hydrostatique et une contribution humide. Le retard troposphérique est constitué à 90% par la partie hydrostatique. Les modèles empiriques utilisant des mesures de pression au sol (Saastamoinen, 1972) pour corriger les effets atmosphériques sont satisfaisants pour la modélisation de la partie hydrostatique. Pour un satellite situé au zénith l'erreur sur la pseudo-distance est de 2.3 m tandis que pour une élévation de 5° elle est de 30 m environ. Par ailleurs, les erreurs commises sur l'estimation à partir de mesures au sol du retard hydrostatique peuvent générer des erreurs sur l'estimation du délai humide et sur sa conversion en vapeur d'eau intégrée (IWV). Les paramètres météorologiques estimés à partir des mesures GPS sont les ZTD (Zenithal Tropospheric Delay) qui correspondent aux délais totaux troposphériques au zénith au dessus d'un récepteur GPS et les gradients de délais. Ceux-ci sont exprimés par une composante Est-Ouest et une composante Nord-Sud. Le gradient de délai traduit l'hétérogénéité latérale du champ de vapeur d'eau à proximité du site GPS. Ce sont les variations spatiales linéaires du ZTD. On introduit à présent la formulation des différents délais et gradients.

### 1.3.4 Calcul du délai troposphérique

#### Formulation de l'indice de réfractivité

L'indice de réfraction de l'atmosphère affecte la transmission des micro-ondes de l'espace de deux façons. L'atmosphère a un effet ralentissant sur la vitesse de propagation des ondes et celles-ci se propagent de façon courbée au lieu d'être propagées de façon rectiligne. Cet excès de chemin peut être quantifié grâce à la relation suivante (Bevis *et al.*, 1992) :

$$\Delta = \int_L n(s) ds - G \quad (1.3)$$

$n(s)$  représente l'indice de réfractivité en fonction de la position  $s$ , le long du trajet de l'onde  $L$ ,  $G$  correspond à la ligne géométrique (rectiligne) traversant l'atmosphère. C'est-à-dire le chemin qu'aurait suivi l'onde si on se trouvait dans le vide. De façon équivalente on a :

$$\Delta = \int_L [n(s) - 1] ds + [S - G] \quad (1.4)$$

$S$  représente la longueur du chemin optique parcouru. Le premier terme correspond au ralentissement de l'onde par l'atmosphère, le second est dû à l'effet de courbure. Le terme de courbure  $[S - G]$  est inférieur à 1 cm voir moins, pour des trajets d'élévation supérieure à environ  $15^\circ$ . Pour des rais orientés dans la direction zénithale et en l'absence de gradients horizontaux sur l'indice de réfractivité, le chemin optique est dirigé selon une ligne droite et les termes de recourbement s'annulent. La réfractivité atmosphérique  $N$  est alors usuellement formulée par  $N = 10^6(n - 1)$ , plutôt que par l'indice de réfractivité.

La réfractivité de l'atmosphère est fonction de la température, de la pression et de la pression partielle de vapeur d'eau. Selon la formulation de Smith et Weintraub (1953) on a :

$$N = 77.6 \left( \frac{P}{T} \right) + 3.73 \cdot 10^5 \left( \frac{P_e}{T^2} \right) \quad (1.5)$$

Avec  $P$  la pression totale (hPa),  $T$  la température atmosphérique (en degrés Kelvin) et  $P_e$  la pression partielle de vapeur d'eau (hPa). Cette formulation est considérée avec une précision de 0.5% sous des conditions atmosphériques standard d'après Resch (1984). Une formulation plus précise a été formulée par Thayer (1974), qui exprime la réfractivité selon l'hypothèse des gaz parfaits comme une fonction de la pression partielle d'air sec  $P_d$ , de la température  $T$  et de la pression partielle de vapeur d'eau  $P_e$  :

$$N = k_1 \left( \frac{P_d}{T} \right) Z_d^{-1} + k_2 \left( \frac{P_e}{T} \right) Z_e^{-1} + k_3 \left( \frac{P_e}{T^2} \right) Z_e^{-1}$$

$$\text{avec } \begin{cases} k_1 = (77.604 \pm 0.014) \text{ K} \cdot \text{mbar}^{-1} \\ k_2 = (64.79 \pm 0.08) \text{ K} \cdot \text{mbar}^{-1} \\ k_3 = (3.776 \pm 0.004) \cdot 10^5 \text{ K}^2 \cdot \text{mbar}^{-1} \end{cases} \quad (1.6)$$

$Z_d^{-1}$  et  $Z_e^{-1}$  sont les facteurs de compressibilité inverses de l'air sec et de la vapeur d'eau respectivement. Ces facteurs servent de correction pour des gaz non idéaux. Dans la littérature on trouve différentes valeurs utilisées pour les constantes de l'indice de réfractivité (Smith et Weintraub, 1953; Thayer, 1974; Hasegawa et Stokesberry, 1975; Bevis *et al.*, 1994). Brenot (2006) a testé la sensibilité du calcul du délai troposphérique en fonction des constantes de l'indice de réfractivité utilisées. L'étude montre qu'il n'y a pas de différences significatives sur l'estimation du ZTD, excepté pour l'expression du ZTD formulée par Smith et Weintraub (1953). Les biais moyens atteignent alors 12 mm. Les constantes utilisées par la suite proviennent de Bevis *et al.* (1994) ( $k_1 = 77.6 \pm 0.05 \text{ K} \cdot \text{mbar}^{-1}$ ,  $k_2 = 70.4 \pm 0.022 \text{ K} \cdot \text{mbar}^{-1}$  et  $k_3 = 3.739 \cdot 10^5 \text{ K}^2 \cdot \text{mbar}^{-1}$ ).

Lors du traitement des données GPS dans la plupart des logiciels de recherche, les perturbations troposphériques à l'origine du retard ( $Latm$ ) sont paramétrées par trois contributions :  $Lsym$  fonction de l'élévation  $\varepsilon$ ,  $Laz$  fonction de l'azimut  $\alpha$  et de l'élévation  $\varepsilon$  et un résidu  $S$  :

$$Latm = Lsym(\varepsilon) + Laz(\varepsilon, \alpha) + S \quad (1.7)$$

### Décomposition en délai hydrostatique et humide

Saastamoinen (1972) a montré que le délai total atmosphérique pouvait se décomposer en une grande quantité qui peut être approximée par une formule dépendant uniquement de la pression en surface : le délai hydrostatique. La petite quantité de délai restante est fonction de la distribution de la vapeur d'eau et de la température. Elle est appelée le délai humide.

#### Le délai hydrostatique :

La composante hydrostatique représente 90% du délai troposphérique total. Le délai hydrostatique peut être calculé de deux façons. Il est tout d'abord possible d'intégrer de façon explicite l'expression de l'indice de réfractivité le long du chemin parcouru par l'onde. L'autre méthode consiste à utiliser la relation de Saastamoinen (1972) qui permet d'obtenir la contribution de l'ensemble des gaz à l'équilibre hydrostatique grâce à la seule mesure de la pression au sol ( $P_0$ ). La formulation est également fonction de la latitude ( $\Phi$ ) ainsi que de la hauteur au dessus du géoïde ( $H$  en mètres). Cette formulation résulte de la loi de Gladstone et Dale (Gladstone et Dale, 1863) qui permet d'établir une relation entre la densité et l'indice de réfraction pour un gaz. L'indice de réfractivité peut alors être directement relié à la masse volumique de l'air.

Le délai hydrostatique (ZHD) peut alors être formulé ainsi :

$$ZHD = [0.0022768 \pm 0.0000015] \frac{P_0}{f(\Phi, H)} \quad (1.8)$$

avec  $f(\Phi, H) = 1 - 0.00265 (\cos(2\Phi) - 0.000285H)$

A titre d'illustration on montre l'évolution du délai hydrostatique en fonction de l'altitude au dessus de laquelle on le calcule. On utilise des paramètres issus des prévisions du modèle ALADIN (Fig.1.6).

#### Le délai humide :

La contribution de la vapeur d'eau est plus petite. Elle est de quelques dizaines de centimètres. Elle est contrairement, au délai hydrostatique, difficile à quantifier du fait de sa grande variabilité et surtout il n'est pas possible de l'exprimer à partir de mesures de surface uniquement. Elle est présente dans les limites de la troposphère, elle devient négligeable une fois qu'on se trouve dans la stratosphère c'est-à-dire au-delà de 12 km (pour les régions de moyennes latitudes). Pour obtenir le délai humide, (Zenithal Wet Delay (ZWD)) il est possible d'obtenir une valeur approchée dans le cas du GPS, en faisant la différence entre le ZTD obtenu à l'aide du traitement GPS et en soustrayant la valeur du ZHD obtenue par la relation de Saastamoinen (eq.1.9) ou par intégration complète (eq.1.10). On a



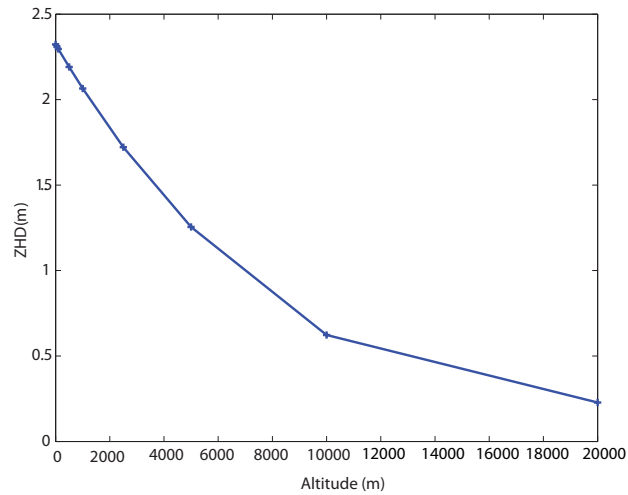


FIG. 1.6 – Evolution du ZHD (m) en fonction de l'altitude à partir de laquelle on intègre le délai. Les Données sont issues des prévisions ALADIN.

alors :

$$ZWD_{GPS} = ZTD_{GPS} - ZHD_{Saastamoinen} \quad (1.9)$$

$$ZWD_{GPS} = ZTD_{GPS} - ZHD_{Integre} \quad (1.10)$$

Le ZWD peut également être exprimé en décomposant l'indice de réfraction en une partie dite 'sèche' et une partie humide :  $N = N_D + N_e$  Ainsi on a :

$$ZWD_{int} = \int \left( k_2 \frac{P_e}{T} + k_3 \frac{P_e}{T^2} \right) dz \quad (1.11)$$

On représente figure 1.7 l'évolution du délai humide en fonction de l'altitude. On voit bien qu'au-delà de 10 000 m le délai humide est nul.

### Les modèles de troposphère

Dans les années 1920, des modèles standard d'atmosphère ont été formulés en vue d'applications aéronautiques. Ces modèles standard permettent de représenter la variation de température, de pression et de densité en fonction de l'altitude. La modélisation du délai troposphérique a été particulièrement étudiée du fait des perturbations troposphériques induites sur les ondes radio. On abordera le modèle de Saastamoinen, le modèle de troposphère principalement utilisé pour la formulation du délai zénithal ainsi que les fonctions d'élévation ou de projection (mapping function) qui permettent de se ramener à un délai oblique. Une alternative à l'utilisation de ces modèles pour estimer le délai total

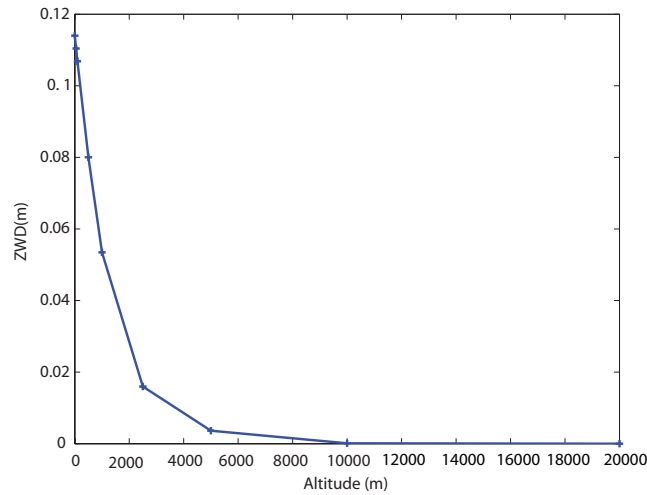


FIG. 1.7 – Evolution du ZWD (m) en fonction de l'altitude à partir de laquelle on intègre le délai. Les Données sont issues des prévisions ALADIN.

troposphérique est d'utiliser différents types d'instruments météorologiques in situ qui permettent de mesurer les différentes composantes de température, pression et humidité. Ceci se fait par exemple dans le cas de l'utilisation du GPS, à l'aide de capteurs PTU collocalisés avec la station GPS qui permettent d'obtenir les valeurs au sol de pression, température et d'humidité mais dans ce cas l'estimation du ZWD est très peu précise.

#### Le modèle de Saastamoinen (1972) :

Ce modèle permet de calculer le délai troposphérique total. Les différentes hypothèses suivantes sont considérées pour pouvoir appliquer ce modèle :

- L'atmosphère est en équilibre hydrostatique
- L'atmosphère est un mélange parfait d'air sec et de vapeur d'eau
- Dans la stratosphère la température est considérée comme constante et égale à la température de la tropopause
- L'atmosphère est constituée de couches concentriques et sphériques de mêmes densités (isopycniques)
- Le gradient de température au travers de la troposphère est constant ( $6^\circ \text{ C/km}$ ).
- La correction atmosphérique pour la troposphère et la stratosphère dans la gamme électromagnétique des satellites suit la relation suivante pour les ondes radio :

$$ZHD_{saas} = \frac{0.002277}{\cos z} \left[ P + \left( \frac{1255}{T} + 0.05 \right) P_e - B \tan^2 z \right] + \delta_R \quad (1.12)$$

$ZHD_{saas}$  correspond au délai hydrostatique modélisé par Saastamoinen,  $z$  est l'angle zénithal du satellite,  $P$  représente la pression atmosphérique en hPa,  $P_e$  est la pression partielle de vapeur d'eau en hPa,  $T$  est la température absolue en degrés Kelvin.  $B$  et  $\delta_R$  sont des termes de correction à appliquer selon l'altitude de la station et la distance zénithale apparente (angle en °) (Saastamoinen, 1972).

La pression partielle de vapeur d'eau  $P_e$  peut s'écrire de deux façon différentes (1.13 et 1.14) :

– en fonction de l'humidité relative

$$P_e = H_r \exp(-37.2465 + 0.213166T - 0.00025908T^2) \quad (1.13)$$

avec  $H_r$ , humidité relative (en %) et  $T$  la température (°K)

– en fonction de l'humidité spécifique

$$P_e = \frac{H_s P}{0.62198 + H_s} \quad (1.14)$$

avec  $H_s$ , humidité spécifique (en kg/kg)

Le coefficient numérique du premier terme de la formulation de  $ZHD_{saas}$  (Eq.1.12) dépend de la latitude locale et de la hauteur de la station. Localement on peut appliquer un coefficient de correction pour pallier à cette dépendance (Eq.1.15) :

$$1 + 0.0026 \cos(2\phi) + 0.00028H \quad (1.15)$$

Si on dispose de données météorologiques en surface, on peut alors obtenir les valeurs du modèle grâce aux relations suivantes :

$$\begin{aligned} P &= P_0 [1 - 0.000026(h - h_0)^{5.225}] \\ T &= T_0 - 0.0065(h - h_0) \\ H &= H_0 \exp[-0.0006396(h - h_0)] \end{aligned} \quad \text{avec} \quad \begin{cases} h_0 = 0 \text{ m} \\ P_0 = 1013.25 \text{ hPa} \\ T_0 = 291 \text{ K} \\ H_0 = 50\% \end{cases} \quad (1.16)$$

Avec  $P$ ,  $T$ ,  $H$ , et  $h$  représentant respectivement la pression atmosphérique, la température (en °K), l'humidité relative et la hauteur de la station (en m).  $P_0$ ,  $T_0$ ,  $H_0$  et  $h_0$  représentent les paramètres standard d'atmosphère. Ce modèle est utilisé en première approximation, on l'utilisera également par la suite pour calculer des délais hydrostatiques au-delà des valeurs disponibles notamment dans le cadre d'une comparaison avec des données de radiosondages et du modèle méso échelle ALADIN dont le dernier niveau de pression disponible correspond à 100 hPa.

### Le contenu intégré en vapeur d'eau (IWV)

Après avoir établi les différents types de délais troposphériques à l'aide de la formulation de l'indice de réfractivité ou du modèle de Saastamoinen nous pouvons à présent utiliser la partie du délai humide pour la convertir en une quantité intégrée. En effet, Hogg *et al.* (1981) et Askne et Nordius (1987) ont montré que le délai humide (ZWD) mesuré au niveau d'un récepteur GPS est quasi proportionnel à un contenu intégré en vapeur d'eau. Ils introduisent un coefficient de proportionnalité nommé  $\Pi$  qui relie le ZWD au contenu intégré en vapeur d'eau (IWV, Integrated Water Vapor) :

$$IWV = \frac{ZWD}{\Pi} \quad (1.17)$$

ZWD est donné en unité de longueur (m) et  $\Pi$  est une constante de proportionnalité ( $\approx 6.5$ ) définie selon la formulation suivante de Askne et Nordius (1987) :

$$\frac{1}{\Pi} = \frac{10^6}{\rho R_v \left[ \frac{k_3}{T_m} + k_2' \right]} \quad (1.18)$$

avec  $k_2' = k_2 - mk_1$  et  $m = \frac{M_v}{M_d}$

$m$  représente le rapport des masses molaires de vapeur d'eau et d'air sec. Les constantes physiques  $k_2$ ,  $k_3$  sont celles habituellement utilisées dans la formulation de l'indice de réfractivité de l'air.  $\rho$  est la densité d'eau liquide,  $R_v$  est la constante des gaz parfaits spécifique à la vapeur d'eau.  $T_m$  est la température moyenne de l'atmosphère définie par Davis *et al.* (1985) :

$$T_m = \frac{\int \frac{P_e}{T} dz}{\int \frac{P_e}{T^2} dz} \quad (1.19)$$

A partir d'une régression linéaire effectuée sur 8718 radiosondages sur une zone comprise entre  $27^\circ$  et  $65^\circ$  de latitude aux Etats-Unis, Bevis *et al.* (1992) a présenté une valeur approchée de cette température moyenne en fonction de la température au sol  $T_0$  :

$$T_m = 70.2 + 0.72 \cdot T_0 \text{ avec } T_0 \text{ la température de surface en Kelvin.}$$

L'erreur sur le facteur  $\Pi$  est estimée à moins de 2% par Bevis *et al.* (1992) si l'on tient compte des erreurs liées à l'estimation de la température moyenne de l'atmosphère ainsi que des constantes physiques  $k_i$ . A l'aide de la formulation de l'IWV on peut désormais avoir une estimation du contenu moyen en vapeur d'eau présent dans l'atmosphère au-dessus de la station GPS. Emardson et Derks (2000) ont déterminé une relation dépendant de la localisation. Ils ont pris en compte plus de 120000 radiosondages lancés de 38 sites en Europe. Ces travaux ont permis d'établir des coefficients spécifiques à chaque région en Europe. On a :

$$\frac{1}{\Pi} = a_0 + a_1 T_\Delta + a_2 T_\Delta^2 \quad (1.20)$$

avec  $T_\Delta$  la température de surface (en Kelvin) moins la température de surface moyenne pour la

zone (289.76 °K pour le pourtour méditerranéen,  $a_0, a_1, a_2$  les coefficients calculés par Emaradson et Derks (2000) (respectivement 6.324,  $-0.00177 \text{ K}^{-1}$  et  $0.000075 \text{ K}^{-2}$  pour le pourtour méditerranéen). D'après les coefficients proposés par Emaradson et Derks (2000), le facteur  $\Pi$  prend une valeur proche de 6.5 en région méditerranéenne. On l'utilise pour la conversion des délais humides en IWV au chapitre 5. On rappelle que l'IWV ne rend pas compte de l'hétérogénéité verticale de la vapeur d'eau c'est une valeur intégrée.

### Les gradients troposphériques

Le second paramètre qui est quantifié à la suite du traitement GPS correspond au gradient. Le gradient représente une correction des projections des résidus de phase variable en fonction de l'angle d'azimut entre le Nord et la direction horizontale du satellite considéré. Les gradients tout comme les délais troposphériques peuvent être décomposés en une partie sèche et humide. Sous des conditions atmosphériques normales, les gradients secs sont très faibles car liés aux variations à grande longueur d'onde de la pression et peuvent donc être négligés (Champollion *et al.*, 2005). Pendant le passage d'un orage ou d'un front, les mouvements verticaux ascendants ou descendants peuvent créer des variations dynamiques importantes du champ de pression dont l'amplitude en termes de gradients est du même ordre de grandeur que les gradients humides. Il est alors nécessaire de les calculer pour avoir une estimation précise de l'hétérogénéité humide.

Nous détaillons ici succinctement les formulations mathématiques des gradients (Eq.1.21) pour plus de détails se référer à Chen et Herring (1997), Champollion (2005), Brenot (2006).

$$\begin{aligned} L^{ew} &= \int_0^\infty z \cdot \nabla N^{ew}(z) dz \\ L^{ns} &= \int_0^\infty z \cdot \nabla N^{ns}(z) dz \end{aligned} \quad (1.21)$$

avec  $L^{ew}$ ,  $L^{ns}$  les gradients intégrés totaux dans les directions Est-Ouest et Nord-Sud,  $z$  l'altitude et  $\nabla N^{ew}(z)$ ,  $\nabla N^{ns}(z)$  les gradients de réfractivité à l'altitude  $z$  dans les directions Est-Ouest et Nord-Sud.

### Le contenu oblique en vapeur d'eau (SIWV)

Il est utilisé afin de reconstruire les champs de vapeur d'eau à trois dimensions et permet ainsi de mieux comprendre les hétérogénéités de vapeur d'eau.

Les délais zénithaux, le gradient et éventuellement les observations résiduelles provenant du traitement GPS sont utilisés pour reconstruire les délais obliques (SIWV, Slant Integrated Water Vapor) observés entre les satellites et les antennes à l'aide de fonctions de projection 'sèche' et 'humide' détaillées dans la partie suivante. Les délais obliques sont reconstruits à partir des ZWD et des gradients. D'après Davis *et al.* (1993) et Chen et Herring (1997), les SIWV peuvent être exprimés ainsi :

$$\frac{\Pi}{SIWV} = m_w(e)ZWD + m_\Delta(e) \cot(e) [G_N \cos \Phi + G_E \sin \Phi] \quad (1.22)$$

Avec  $m_w$ , la fonction de projection humide,  $e$  l'angle d'élévation,  $G_N$ ,  $G_E$  et  $m_\Delta$  représentant respectivement les gradients Nord-Sud de ZTD, les gradients Est-Ouest de ZTD et le gradient de la fonction de projection.

### Les fonctions de projection

Il existe plusieurs fonctions de projection qui permettent de tenir compte de la dépendance du délai troposphérique à l'élévation des satellites. La contribution symétrique du délai (Eq.1.23) peut être décomposée ainsi :

$$L_{sym}(\varepsilon) = L_h^z m_h(\varepsilon) + L_w^z m_w(\varepsilon) \quad (1.23)$$

avec  $L_h^z$  et  $L_w^z$  les délais hydrostatique et humide,  $m_h$  et  $m_w$  les fonctions de projections hydrostatique et humide respectivement.

Nous énonçons ici simplement les principales fonctions de projection qui seront évoquées dans ce chapitre et le chapitre 5.

#### Fonction de Niell (NMF) :

Les fonctions de Niell (1996) prennent en compte les variations temporelles et géographiques du délai troposphérique. Elles ont été déterminées à partir d'un grand nombre de radiosondages. L'idée de Niell était d'incorporer les changements locaux et temporels (saisonnier et journalier) et les variations par rapport à l'altitude.

#### Vienna Mapping Function (VMF1) :

La VMF1 a été développée par Boehm et Schuh (2004), elle est basée sur des analyses météorologiques issues du modèle global ECMWF. Cette fonction de projection repose sur des équations empiriques faisant intervenir des coefficients déterminés à partir de la fonction de projection de Niell (inclinaison du rai à 3°). Elle est fournie à la fois sur une grille globale (2.5 x 2°) et peut atteindre une résolution de 0.25° pour les données récentes.

#### Global Mapping Function (GMF) :

La GMF utilise des données de surface issues du modèle global ECMWF (Boehm *et al.*, 2006a). Tout comme pour la fonction de Niell les valeurs des coefficients sont calculées à partir des coordonnées de la station et le jour de l'année en paramètre d'entrée.

Boehm *et al.* (2006b) a réalisé des comparaisons effectuées entre différentes fonctions de projection (NMF, GMF, IMF<sup>24</sup> et VMF1) afin de tester la précision relative de chacune d'elles en comparaison avec des données de radiosondage (1992). La figure 1.8 montre la dispersion verticale obtenue

<sup>24</sup>Isobaric Mapping Functions : Fonction de projection basée sur la fonction de projection humide de Niell.

pour une élévation de  $5^\circ$  minimum. Les écarts sont plus importants sur les fonctions de projection hydrostatiques. Les différences pour les fonctions de projection humides sont plus grandes à l'équateur.

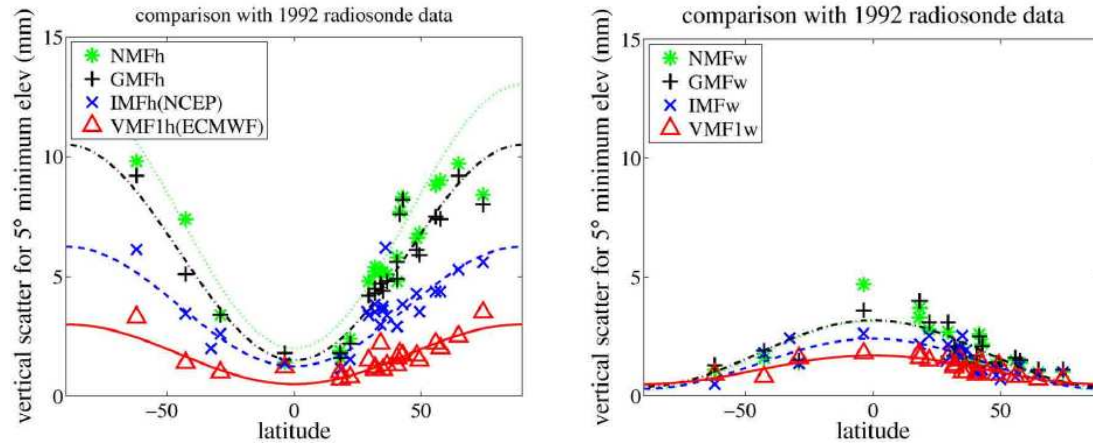


FIG. 1.8 – Dispersion verticale (mm) pour un angle d'élévation minimum de  $5^\circ$  obtenue en comparant différentes fonctions de projection hydrostatiques (à gauche) et différentes fonctions de projection humides (à droite) à 1992 données de radiosondage. Source : Boehm *et al.* (2006b)

## 1.4 Apport spécifique et autres utilisations du GPS en météorologie

### 1.4.1 Avantages de la mesure GPS

Les points forts de l'utilisation de la technique GPS-sol en météorologie reposent sur la précision, la continuité et la disponibilité des mesures sous toutes les conditions climatiques. La résolution temporelle obtenue par GPS reste inégalée par peu d'autres techniques (radiomètres et LIDAR). Le choix de fréquence dans la bande L permet au système GPS d'être un système tout temps (pluie, fortes nébulosité notamment). Ce qui constitue un avantage majeur comparé aux autres techniques énoncées en début de chapitre (capteurs satellites ou radiosondage).

D'un point de vue matériel, les récepteurs GPS sont robustes et peu coûteux comparativement aux autres instrumentations existantes. Ils peuvent donc être déployés de façon massive sous forme de réseaux. La technique GPS a montré également ses capacités à fonctionner notamment au cours de campagnes menées en région désertique (AMMA<sup>25</sup>), en régions Montagneuses (MAP<sup>26</sup> par exemple), ou encore aux pôles (Suparta *et al.*, 2009)<sup>27</sup>.

Finalement, la limitation principale de la technique GPS-sol réside dans le fait qu'on ne peut obtenir qu'une mesure de vapeur d'eau intégrée sur la totalité de la colonne troposphérique. Il faut sinon

<sup>25</sup>Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine.

<sup>26</sup>Mesoscale Alpine Programme.

<sup>27</sup>Etude sur la variabilité de la vapeur d'eau en Antarctique par GPS.

recourir à d'autres techniques (tomographie et la radio-occultation pour des échelles plus globales) pour obtenir des profils verticaux de vapeur d'eau. Le principe de la tomographie est succinctement introduit ci-après.

### 1.4.2 Tomographie

La tomographie permet d'observer la distribution des masses d'eau. Afin de réaliser la tomographie d'un réseau GPS on utilise les délais obliques intégrés (SIWV) (Fig.1.9). Ces derniers sont construits en utilisant le délai humide (ZWD) et les gradients. En constituant un réseau de GPS à haute résolution spatiale il est alors possible de calculer le champ 4D de vapeur d'eau à partir des SIWV. Plusieurs logiciels de tomographies ont été développés ces dernières années (Flores *et al.*, 2000; Hirahara, 2000; Flores *et al.*, 2001; MacDonald *et al.*, 2002; Gradinarsky *et al.*, 2002; Troller *et al.*, 2002; Noguchi *et al.*, 2004; Champollion *et al.*, 2005).

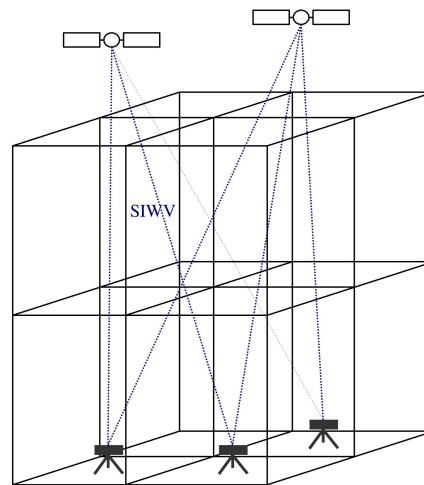


FIG. 1.9 – Schéma des SIWV entre un réseau de GPS sol et les satellites environnants au travers d'une atmosphère discrétisée.





## Chapitre 2

# Traitement GPS et obtention des délais zénithaux

On réalise ici différents tests de sensibilité sur les paramètres du traitement GPS Gamit afin d'évaluer leurs influences sur l'estimation des ZTD. Différentes comparaisons sont effectuées sur les délais troposphériques en utilisant des données de radiosondages et des variables météorologiques issues du modèle ALADIN.

### 2.1 Traitement GPS : exemple sur la période Octobre 2006 – Octobre 2007

#### 2.1.1 Paramétrage du calcul Gamit

Le logiciel GAMIT a été développé au MIT (King et Bock, 2007). Il rassemble plusieurs routines de traitement de données GPS qui permettent d'estimer les positions  $(x,y,z)$  des stations GPS, les orbites des satellites, les délais zénithaux atmosphériques, les gradients et les paramètres d'orientation de la Terre. La principale caractéristique du logiciel est l'utilisation de doubles différences de la phase des signaux GPS (Bock *et al.*, 1986).

La méthode de double différence permet d'éliminer les biais propres d'un satellite ou d'un récepteur (notamment les dérives d'horloges). Cependant, les différenciations et les combinaisons linéaires augmentent le bruit du signal obtenu et nécessitent donc des signaux avec des bons rapports signal sur bruit. Le calcul des doubles différences n'est possible que si des observations simultanées en plusieurs stations GPS sont faites. Il nécessite un traitement en réseau avec un nombre suffisant de stations. Dans le cas présent, on choisit une trentaine de stations pour effectuer le calcul dont une dizaine ayant des positions et vitesses précisément déterminées dans un système de coordonnées connu comme le référentiel terrestre ITRF (International Terrestrial Reference Frame, (Altamimi *et al.*, 2007) pour l'ITRF2005). L'ITRF est calculé à partir de la combinaison de mesures géodésiques complémentaires

sans utiliser de modèle tectonique des plaques. Les positions finales sont obtenues par une estimation utilisant la méthode des moindres carrés.

Le calcul de positionnement pour obtenir une position relative précise dépend de la qualité des orbites précises des satellites. Le service international GNSS pour la géodynamique (IGS) met à disposition ces informations en temps différé. Il s'agit d'orbites dont la précision est inférieure à 5 cm pour les orbites et 0.1 ns pour les horloges. Le calcul précis des positions nécessite ensuite une étape supplémentaire de référencement. Le référencement consiste à replacer les positions calculées des stations GPS dans un système de coordonnées connu tel que celui de l'ITRF. La solution de positionnement est optimisée en utilisant l'ensemble des observations de phase acquises lors d'une session journalière de 24 heures. Les sessions peuvent varier de quelques heures à 24 heures. Pour l'ensemble des campagnes réalisées on utilise des sessions de 24 heures. Ceci permet de minimiser les erreurs aléatoires de périodes intra-journalières telles que l'effet de l'alternance jour/nuit sur la troposphère.

Les paramètres troposphériques font également partie de l'inversion afin de mieux résoudre les positions par la diminution du bruit de mesure liée à la variabilité de la troposphère. Les valeurs habituelles choisies pour tenir compte de cette variabilité sont typiquement de 9 valeurs de ZTD (estimation d'un ZTD toutes les trois heures) et 1 gradient troposphérique par session de 24 heures.

Afin de diminuer le nombre d'inconnues présentes lors du traitement on procède en deux temps. On réalise dans un premier temps un calcul de positionnement en laissant les contraintes de positionnement relâchées (solution libre). Une fois les positions connues, un deuxième calcul permet d'estimer précisément les délais troposphériques. La solution de positionnement qui a été déduite lors de la première inversion est alors utilisée comme condition initiale du second calcul pour l'estimation des paramètres troposphériques.

Afin d'obtenir des délais troposphériques précis il est nécessaire d'avoir un positionnement précis pour ne pas détériorer la précision des délais troposphériques. Les coordonnées utilisées doivent être au préalable établies dans le même système de référence. Il faut également utiliser un réseau GPS avec des lignes de bases supérieures à 2000 km (Tregoning *et al.*, 1998) pour décorrélérer les paramètres troposphériques des paramètres altimétriques.

Le délai est également dépendant de la géométrie de la constellation des satellites. D'une part, la mesure de la position verticale est fortement corrélée avec le délai atmosphérique. Par exemple, l'estimation du ZTD peut varier d'environ 7 mm selon que l'on fixe les coordonnées des stations à leur position ITRF ou que l'on les laisse libres (contraintes de 20 cm à 1 m) (Bock *et al.*, 2003). D'autre part, le retard troposphérique est différent dans le cas d'une observation située à proximité d'un satellite au zénith. Il est donc nécessaire d'utiliser des stations situées à des élévations différentes pour moyenniser la contribution atmosphérique zénithale.

Dans la section suivante, on teste l'influence de plusieurs paramètres sur l'obtention du ZTD : nombre de délais et de gradients, angle de coupure, méthode de calcul par fenêtre glissante et type de fonction de projection :

- On peut également choisir le nombre de gradients troposphériques et de délais à estimer. Ceci permet de déterminer avec quelle fréquence temporelle on souhaite obtenir les délais ou gradients. La solution dépendra du nombre d'inconnues à estimer. On pourra alors déterminer l'impact de l'utilisation d'un nombre de délais plus ou moins importants sur l'estimation des paramètres troposphériques.
- L'angle de coupure correspond à l'angle d'élévation minimal au-dessus duquel les observations en direction des satellites sont considérées. Le choix de l'angle de coupure a une influence sur le calcul du ZTD. Par exemple, un angle de coupure fixé à  $10^\circ$  entraîne une erreur a priori de  $-20$  hPa ce qui produit une sous estimation du ZTD de 1.1 mm (Niell, 2004). De plus, un faible angle de coupure peut causer l'apparition de bruit dans le calcul de la solution par double différence. La sensibilité de la solution à l'angle de coupure peut également être plus ou moins importante selon le type de fonction de projection utilisée (Vey *et al.*, 2006). C'est pourquoi on ne fait varier qu'un paramètre à la fois. L'estimation de la quantité d'eau précipitable peut alors être affectée jusqu'à 3 mm en moyenne. Ce biais peut varier d'un site à l'autre (Wang et Zhang, 2008).
- La stratégie de calcul par fenêtre glissante consiste à calculer les paramètres troposphériques à l'aide de sessions chevauchantes. Pour les tests de sensibilité utilisant la stratégie de fenêtre glissante, les paramètres troposphériques sont évalués de 0 à 24h et de 12h à 12h le jour suivant. On utilise alors 2 sessions de 24h pour obtenir un jour d'observation complet. Ceci évite les effets de bords indésirables qui affectent la minimisation par moindres carrés. Ainsi, la résolution des paramètres troposphériques ne peut être considérée précisément valable que pour la période centrale de la minimisation. Les quatre premières et dernières heures d'une session sont moins précises. En effet, le calcul par inversion réalisé sous Gamit est moins précis pour les heures calculées situées aux extrémités d'une session (Champollion *et al.*, 2004; Brenot *et al.*, 2006).

### 2.1.2 Tests de sensibilité sur quelques paramètres d'intérêt

Afin de déterminer les paramètres optimaux pour le calcul GAMIT quelques tests préalables de sensibilité ont été réalisés. Ces tests ont été effectués sur une période de dix jours (275 à 285 en 2006). Cette période a été choisie suffisamment longue autour d'un passage de forte variabilité en vapeur d'eau (jour 280) afin d'étudier l'influence de telles variations tout en disposant aussi d'observations plus calmes durant les autres jours (Fig.2.1).

On effectue différents tests pour les stations de Nîmes (NIME), Cap de Creus (CREU) et Aigoual (AIGL). Ceci permet de comparer les différents résultats obtenus respectivement pour une station colocalisée avec un radiosondage, une station située en bord de mer et une station en altitude. Dans un second temps, après avoir déterminé les paramètres du traitement un calcul annuel est effectué sur l'ensemble du réseau pour la période Septembre 2006 – Décembre 2007. Ceci permet de prendre en compte la variabilité saisonnière dans les interprétations.

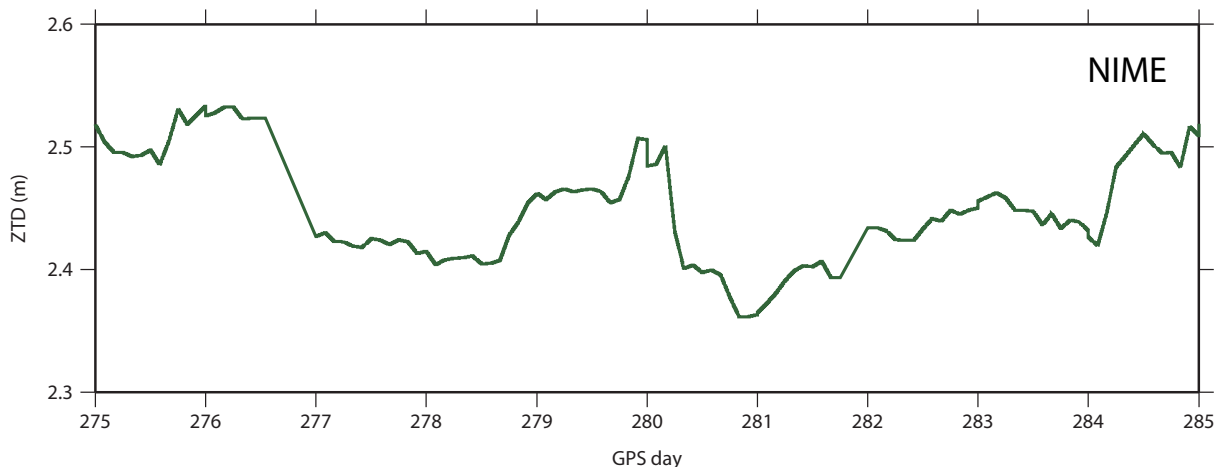


FIG. 2.1 – Série temporelle de ZTD à NIME du 2 au 12 Octobre 2006 (jour 275 à 285)

Aucun test sur la configuration du réseau n'a été effectué. Toutefois, le réseau des stations utilisées a été choisi essentiellement selon un critère d'homogénéité spatiale du réseau. Nous utilisons un réseau GPS comportant 24 stations locales et une quinzaine de stations lointaines pour le calcul de 2006 (Fig.2.2).

### L'expérience standard et les différents tests

Les paramètres du calcul sont modifiés à l'intérieur du fichier *sestbl*<sup>1</sup>. Pour chacun des tests on modifie un seul paramètre pour apprécier son influence sur la solution. L'expérience standard correspond aux paramètres suivants.

La référence est calculée avec la fonction de projection GMF (Global Mapping Function). Cette fonction de projection est la plus largement utilisée. Le nombre de gradient est fixé à 13 dans l'expérience standard, ce qui correspond à un calcul de gradient toutes les 2h. Une telle résolution temporelle permet d'observer certains événements météorologiques de méso-échelle tout en conciliant un temps de traitement de calcul raisonnable et une stabilité de la solution. L'ensemble des calculs est d'autre part réalisé par session de 24h débutant à 0h. On fait également varier l'angle de coupure. Il est fixé à 0° pour la référence. Le nombre de délais journaliers calculé a également été testé. Dans l'expérience on le calcule toutes les heures, soit 25 délais par jours. Ceci permet de pouvoir observer une variation au niveau des ZTD de façon assez précise tout en conservant un temps de calcul raisonnable. Dans le tableau 2.1 sont récapitulés les différents paramètres utilisés pour les 9 expériences réalisées. Le paramètre modifié apparaît en gras.

<sup>1</sup>Fichier Gamit qui permet de fixer les contraintes sur l'ensemble du réseau et les autres paramètres qui interviennent dans le calcul des ZTD et des gradients.

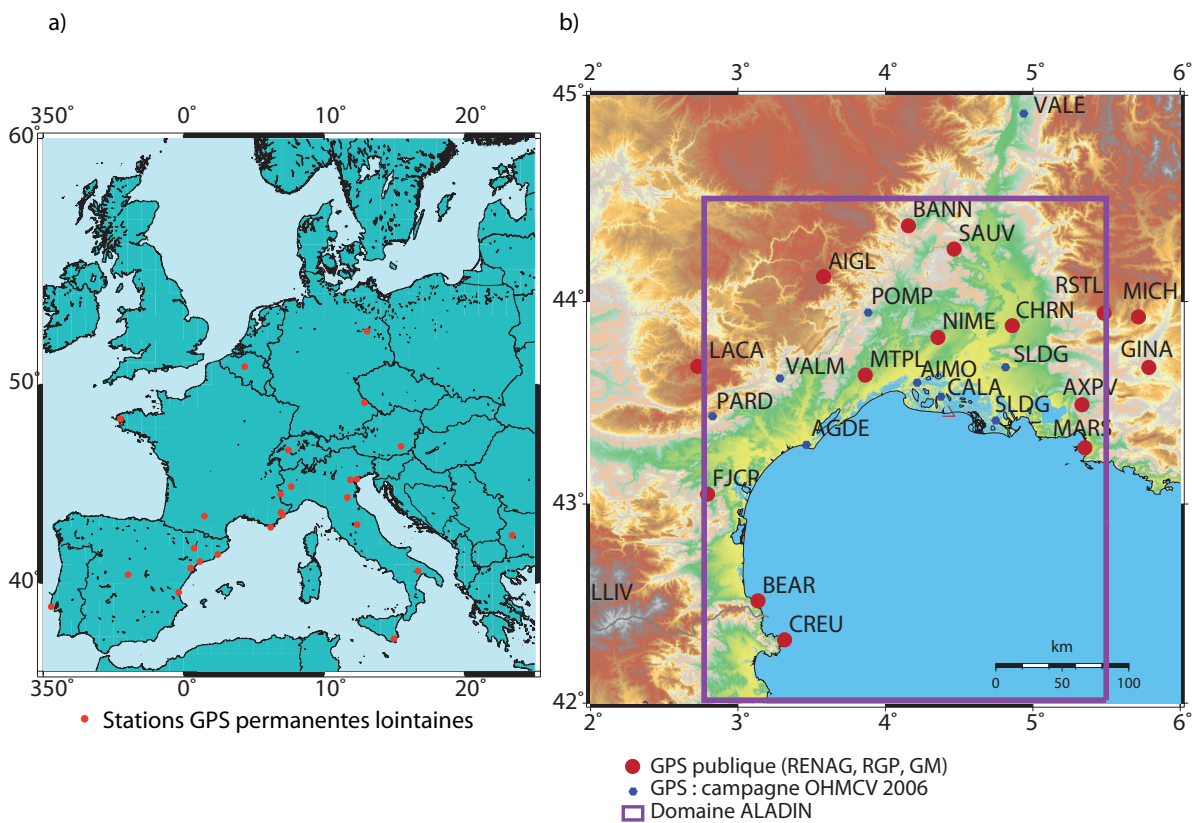


FIG. 2.2 – Cartes des stations GPS utilisées pour le traitement GAMIT de 2006. a) Les stations lointaines b) Les stations locales du réseau Geotrop et les limites du domaine ALADIN.

TAB. 2.1 – Comparaison au site de NIME . Période 275-285 de l'année 2006. Les chiffres en gras correspondent aux variations des paramètres par rapport à l'expérience REF.

Solution	Fonction de projection	Nb gradients	Angle de coupure	Fenêtre glissante	Nb délais	biais /REF (mm)	rmse /REF (mm)
REF	GMF	13	0°	0+24	25	0	0
VMF1	<b>VMF1</b>	13	0°	0+24	25	0,05	0,96
INT05	GMF	13	0°	0+24	<b>49</b>	2,3	2,5
GRAD7	GMF	<b>7</b>	0°	0+24	25	2	1,3
GRAD25	GMF	<b>25</b>	0°	0+24	25	6,1	0,52
No Grad	GMF	<b>0</b>	0°	0+24	25	3,8	2
SW12	GMF	13	0°	<b>12+24</b>	25	-0,56	2,4
Cut Off 5°	GMF	13	<b>5°</b>	0+24	25	2	1,3
Cut Off 10°	GMF	13	<b>10°</b>	0+24	25	2,2	1,6

On regarde par la suite le biais moyen et l'écart type calculés pour chaque résultat d'expérience modifiée par rapport à l'expérience de référence (Fig.2.3). On s'intéresse également à l'évolution des gradients Nord/Sud et Est/Ouest pour l'ensemble de ces tests afin d'interpréter l'impact de ces tests de sensibilité à la fois en terme de délais et de gradients. Les résultats sous forme graphique sont uniquement donnés à la station de NIME. Pour les autres stations on ne mentionne que les statistiques obtenues. Les enseignements principaux de ces différentes expériences sont les suivants :

- **VMF1** : Lorsqu'on compare l'utilisation de la GMF avec la VMF1 (Vienna Mapping Function), on note très peu de différence sur la moyenne des écarts sur le ZTD : 0.05 mm à Nîmes (Fig.2.3b), 0.06 mm à l'Aigoual et -0.07 mm à Cap de Creus. La dispersion des valeurs est également faible, comprise entre 0.62 et 0.96 mm sur ces différents sites. On n'observe pas de changements sur les gradients entre les deux calculs. Au vu de ces résultats on conclut que la VMF1 a peu d'influence sur le calcul des délais. On conserve la GMF, plus largement utilisée actuellement pour notre calcul annuel.
- **INT05** : On étudie l'impact d'un calcul de 49 délais au lieu de 25. C'est-à-dire un calcul de délais toutes les demi-heures au lieu d'un calcul horaire. On note une forte variabilité de la différence de ZTD autour du jour 280 pour les stations de NIME (Fig.2.3a) et de AIGL. Cette variabilité est légèrement décalée dans le cas de CREU. Le pic intervient autour du jour 280.5. On remarque alors une sous-estimation du ZTD par rapport à la solution de référence de l'ordre de 2 mm, soit 0.3 mm en quantité d'eau précipitable. Cette différence est accrue si on regarde les gradients troposphériques. Par la suite, on décide de calculer les délais toutes les demi-heures essentiellement pour des études de cas spécifiques afin d'analyser plus précisément des variations importantes de délais. Pour le calcul annuel on se ramène à un calcul des délais horaires afin de limiter le temps de calcul.
- **GRAD7 / GRAD25 / sans gradient** : On teste l'impact sur la solution en fonction du nombre de gradients calculés. Les écarts sont assez significatifs entre le calcul à 25 gradients (un gradient par heure) et le calcul de référence (13 gradients) notamment sur la période précédant la forte variabilité en vapeur d'eau avant le jour 276 (Fig.2.4). Cet écart n'est pas proportionnel au nombre de gradients calculés. En effet, les différences sont plus faibles avec un calcul à 7 gradients qu'avec un calcul à 13 gradients. En ce qui concerne la tendance générale de l'évolution des gradients dans la dizaine de jours étudiés on remarque une plus forte variabilité au niveau des reliefs (à AIGL) et près de la côte (CREU) comparativement au site de Nîmes (Fig.2.3c, 2.3d et 2.3e ).

En ce qui concerne la solution calculée avec 25 gradients, on note des différences allant jusqu'à 20 mm dans les premiers jours calculés sur les gradients E/W. L'impact sur les gradients E/W et N/S est similaire entre les différentes solutions. Si on analyse la solution du calcul effectué sans calcul de gradient, on note que les écarts moyens sont de l'ordre de 3.5 mm et leur dispersion d'environ 2 mm pour l'ensemble des sites étudiés.

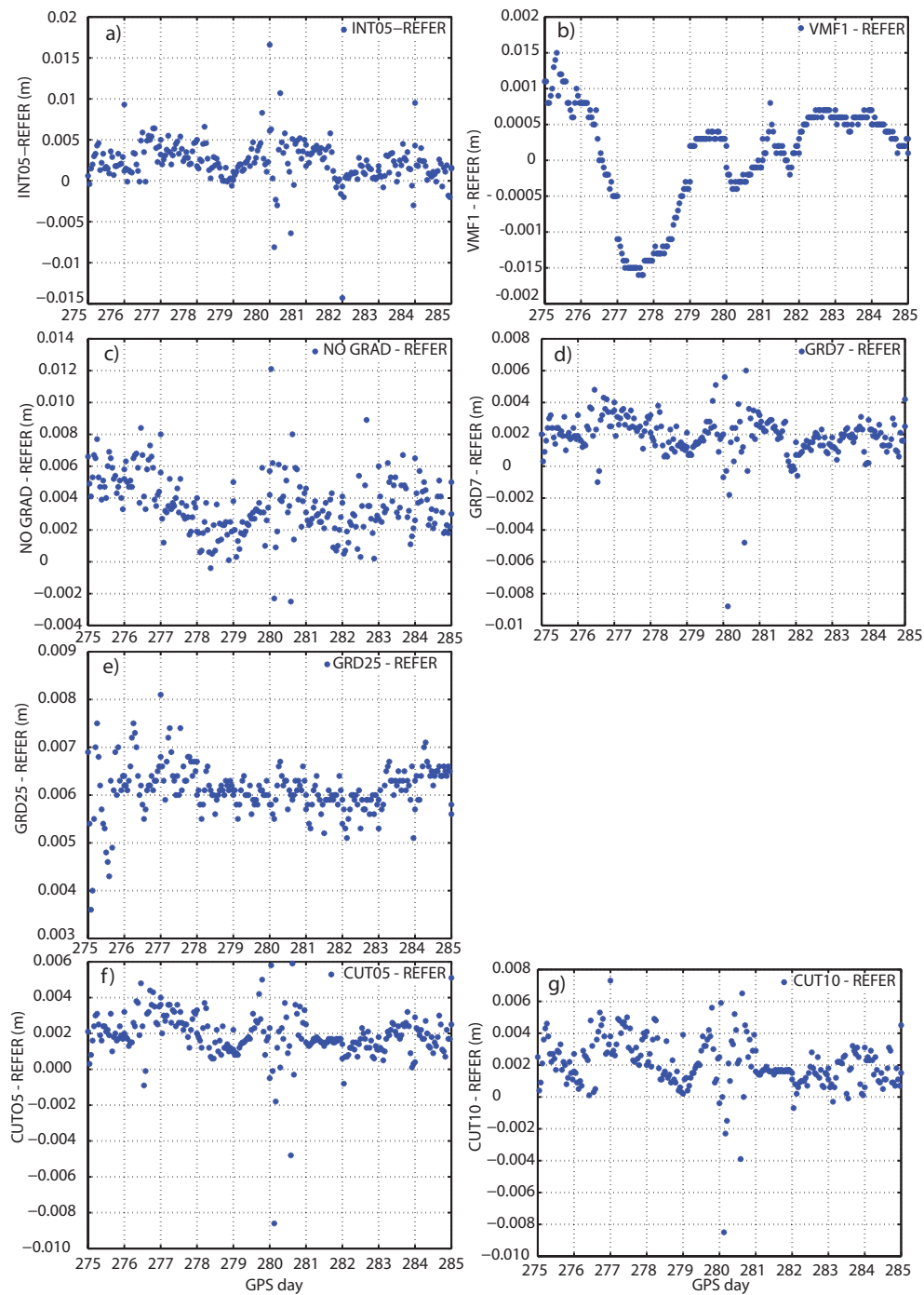


FIG. 2.3 – Ecart obtenu sur les ZTD (m) pour les différents tests de sensibilité effectués par rapport au calcul de référence (REFER) à NIME : INT05, VMF1, NO GRAD, GR7, GRD25, CUT05 et CUT10.

- **Fenêtre glissante 12h :** Le calcul par fenêtre glissante permet d'améliorer la continuité de la solution lorsqu'on change de jour. En effet, les calculs par session de 24h induisent des écarts



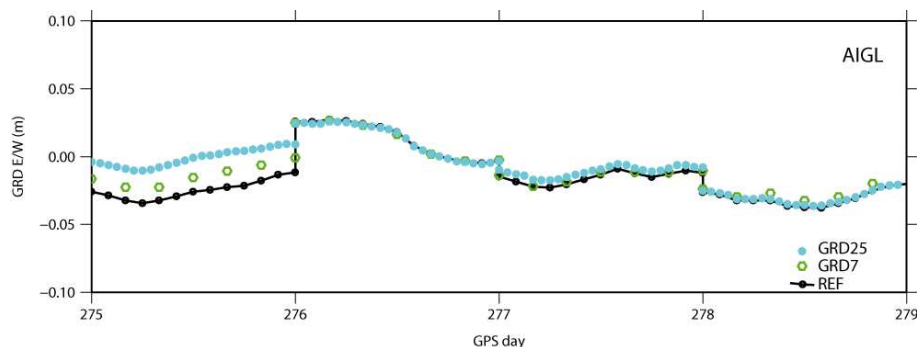


FIG. 2.4 – Estimation des gradients Est/Ouest (m) pour une solution estimant 7, 13 (REF) et 25 gradients.

allant jusqu'à 8 mm entre la solution de référence et la solution du calcul effectué par fenêtre glissante de 12h. La figure 2.5 représente les écarts obtenus entre la référence et le calcul décalé sur 10 jours de données.

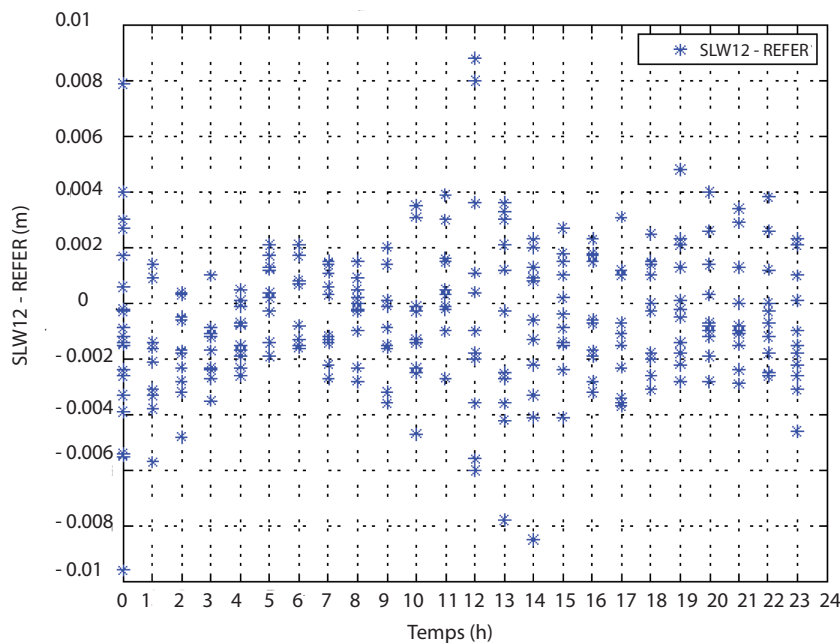


FIG. 2.5 – Ecart sur le ZTD (en m) entre la solution effectuée à partir de 12h (SLW12) et la référence calculée à partir de 0h.

Afin de minimiser les effets de bord existants aux extrémités des sessions, on combine les solutions 0h-24h et 12h-12h. On effectue une moyenne pondérée entre les deux solutions. Les poids affectés aux deux solutions pour réaliser la moyenne suivent une fonction sinusoïdale avec un coefficient fixé à 1 pour le temps correspondant au centre de la session et 0 à la fin ou en début de session.

– **Angle de coupure à 5° / Angle de coupure à 10°** : On rappelle au préalable quelques résultats de validation obtenus en modifiant l'angle de coupure. Emardson *et al.* (1998) ont montré qu'un abaissement de l'angle de coupure de 15 à 10° peut augmenter la quantité d'eau précipitable de 0 à 2 mm (soit jusqu'à 12 mm sur le ZTD). Tregoning *et al.* (1998) observent qu'un changement d'angle de coupure de 10 à 20° provoque un biais inférieur de 1.2 mm sur la quantité d'eau précipitable. Brenot (2006) a également effectué de nombreux tests de sensibilité avec des angles de coupure compris entre 10° et 35°. Il indique que la solution la plus stable correspond à 10°. On décide ici de tester dans quelle mesure les ZTD peuvent être affectés par de plus faibles angles de coupure. En effet, étant donné que les parties basses de l'atmosphère sont les plus chargées en vapeur d'eau, il apparaît judicieux de tester la sensibilité de la solution dans les zones où l'influence de l'humidité est la plus importante. C'est pourquoi on décide de tester la sensibilité pour des angles de coupure allant de 0 à 10°.

Le calcul de référence utilise un angle de coupure à 0°. Les faibles angles peuvent générer du bruit au niveau des mesures, cependant ils permettent d'échantillonner un volume maximal de troposphère. On effectue le traitement en changeant cet angle à 5° et 10°. Les délais obtenus sont assez proches. On note cependant un biais de 2 mm et 2.2 mm respectivement à 5° (Fig. 2.3f) et 10° (Fig. 2.3g) par rapport à la solution de référence à NIME. L'écart type croît également de 1.3 mm à 5° à 1.6 mm à 10°. L'angle de coupure a aussi une incidence sur les variations de gradients (Fig.2.6). On note quelques écarts notamment sur les gradients Est-Ouest.

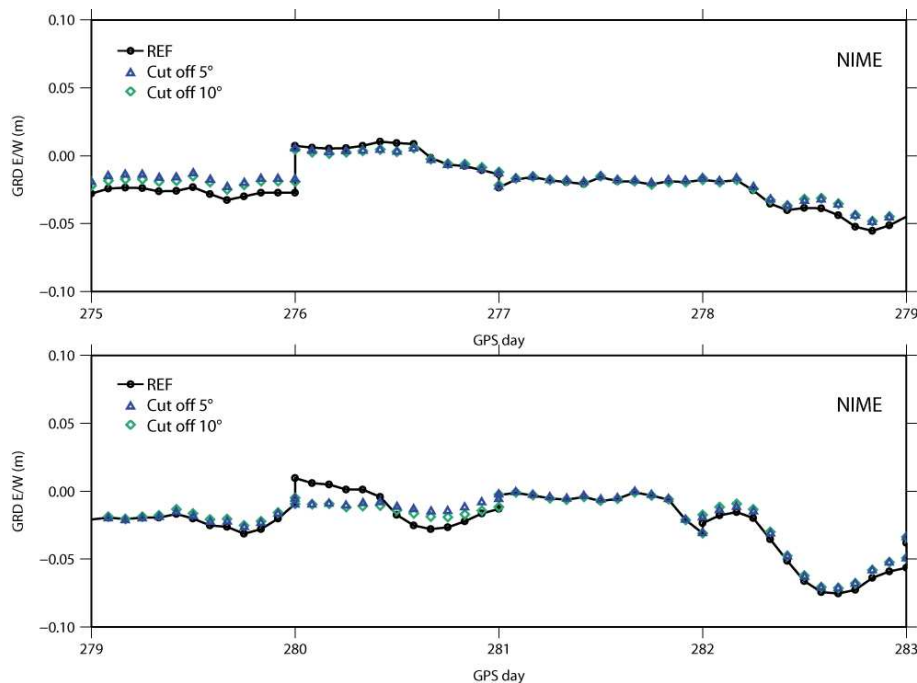


FIG. 2.6 – Estimation des gradients Est/Ouest (m) à la station de NIME en faisant varier l'angle de coupure à 0°, 5° et 10°.

## 2.2 Estimation du ZTD par d'autres techniques

### 2.2.1 Le modèle ALADIN

#### Description du modèle

Le modèle ALADIN est un modèle spectral<sup>2</sup> à aire limitée couplé à un modèle Global ARPEGE<sup>3</sup> dont les caractéristiques sont :

- un domaine de 2000 km x 2000 km centré sur la France
- une résolution horizontale de 9.5 km
- 27 niveaux verticaux établis selon une référence barométrique (identiques à ARPEGE, modèle coupleur)
- 2 prévisions par jour à 36h d'échéance (00 et 12 UTC).

Les prévisions du modèle ALADIN sont fournies quotidiennement par Météo France. Les données sont organisées selon un format GRIB<sup>4</sup>. L'en-tête répond à une codification dans laquelle on trouve (annexe A) :

- la version du code
- le centre émetteur des données (Météo France)
- le type de modèle utilisé
- le type de paramètre et son niveau d'altitude correspondant
- la date de l'analyse
- l'échéance de la prévision
- le type de projection utilisé.

Le domaine du modèle ALADIN opérationnel a une superficie de 2000 km x 2000 km (38°-50°N et 6° Ouest – 14° Est). Pour notre étude nous obtenons les différents paramètres issus des prévisions ALADIN sur une grille délimitée en longitude entre 2.8° et 5.5° N et en latitude entre 42° et 44.5° (Fig.2.2). Le pas de la grille est de 0.1° ce qui équivaut à environ 10 km pour cette région du globe.

#### Implémentation de l'opérateur d'observation ALADIN

On détaille ici comment sont calculés les délais troposphériques (ZTD, ZHD et ZWD) en utilisant les paramètres de prévision du modèle ALADIN. Un code a été développé à cette fin.

---

<sup>2</sup>Modèle de prévision numérique dans lequel l'état de l'atmosphère est représenté par des fonctions périodiques définies comme la somme de plusieurs ondes (série de Fourier, harmoniques sphériques, etc.)

<sup>3</sup>ARPEGE est un modèle de prévision opérationnel à Météo France. C'est un modèle global ayant une résolution variable (Pôle centré sur la France) et qui possède un système d'assimilation variationnelle des données observées. Résolution maximale : 0.25°.

<sup>4</sup>Le GRIB (GRIdded Binary) est un format de fichier pour le stockage et le transport de données météorologiques sur points de grilles, comme les sorties de modèle de Prévision numérique du temps.

Dans un premier temps, on lie le fichier des données ALADIN pour l'ensemble de la grille. On réalise ensuite une interpolation entre quatre nœuds du maillage pour obtenir l'équivalent des paramètres en un point quelconque de la grille. Ceci nous permet d'obtenir les valeurs du modèle pour n'importe quel point GPS de la zone délimitée.

On calcule les délais hydrostatique, humide ainsi que le contenu intégré en vapeur d'eau correspondant aux prévisions ALADIN afin de réaliser des comparaisons avec les observations GPS. On détaille les différentes variables du modèle utilisées. On dispose de la température, l'humidité spécifique, la pression atmosphérique (hPa) et la hauteur géopotentielle correspondant à quinze niveaux standard de pression (de 1000 à 100 hPa). L'altitude approchée par le modèle, le cumul des précipitations, la direction du vent et l'intensité du vent à 10 m sont également fournis.

L'ensemble des variables est délivré aux temps des prévisions 6h et 12h issus des analyses 00 et 12 UTC.

De façon simplifiée, l'analyse correspond au moment où le modèle est le plus proche de l'état réel de l'atmosphère. A partir de chaque analyse s'amorce ensuite un cycle de prévisions qui consiste à estimer des variables au temps de l'analyse plus une certaine échéance. Dans notre cas, on dispose uniquement de prévisions 6h et 12h issues des analyses 00h et 12h UTC (soit 00h+6h ; 00h+12h ; 12h+6h et 12h+12h).

Pour calculer le ZTD équivalent du modèle, on intègre de façon explicite la relation de l'indice de réfractivité (Eq. 1.3). Pour calculer cette grandeur à partir des données du modèle on utilise les valeurs de pression et température pour la partie hydrostatique et les valeurs de pression partielle de vapeur d'eau et température dans le cas du délai humide. Pour se ramener à une pression partielle de vapeur d'eau, on dispose de l'humidité spécifique fournie en (kg/kg) et de la pression sur chaque niveau standard. On utilise la formule suivante (eq :2.1) exprimant la pression partielle de vapeur d'eau ( $P_e$ ) en fonction de la pression ( $P$ ) et de l'humidité spécifique ( $H_s$ ) pour chaque niveau de pression fourni.

$$P_e = \frac{H_s \times P}{0.62198 + H_s} \quad (2.1)$$

L'obtention du délai se fait par intégrations successives des différentes couches du modèle. Afin de limiter les erreurs d'intégration liées à une sommation des 27 niveaux, on échantillonne de façon plus fine les variables de pression, d'altitude, de température et de pression partielle de vapeur d'eau par interpolation linéaire. Le pas d'échantillonnage de l'intégration est réglable par l'utilisateur. On le fixe à 10 hPa pour réaliser les calculs de délais. Après comparaison de calculs de délais utilisant différents pas d'échantillonnage, on vérifie que l'intégration est très peu affectée par l'utilisation d'un tel ré-échantillonnage.

Les bornes de l'intégration sont délimitées par l'altitude à partir de laquelle on souhaite obtenir le délai et l'altitude finale délimitée par le niveau supérieur de la troposphère où les perturbations

troposphériques deviennent ensuite inexistantes. Afin de pouvoir comparer les délais obtenus par le modèle ALADIN aux données GPS, on choisira les bornes inférieures égales aux altitudes des stations GPS où l'on souhaite effectuer la comparaison. Notre étude comparative se situera principalement au niveau de la station GPS de Nîmes où l'on peut également effectuer une comparaison avec l'un des sept radiosondages français lancé 2 fois par jour.

Pour effectuer l'intégration on a besoin de connaître l'altitude de la station GPS considérée afin de calculer la pression équivalente à la station. En effet, le relief estimé par ALADIN ne fournit qu'une estimation grossière du relief avec une résolution de 9.5 km. Une différence d'altitude sur la borne d'intégration inférieure impliquerait des erreurs importantes sur la pression au sol correspondante et donc sur le calcul du délai hydrostatique. En effet, une différence de 1 hPa conduit à un écart de 2.3 mm sur l'estimation du ZHD (Saastamoinen, 1972). C'est pourquoi, on recalcule les valeurs des pressions au sol de chacun des points GPS que l'on souhaite comparer en utilisant la relation de Saastamoinen.

La relation de Saastamoinen relie directement l'évolution de la pression à une pression et une altitude de référence (Eq.2.2) :

$$P = P_{sol} \times (1 - a \times (h - h_{sol}))^b \quad (2.2)$$

avec  $a = 0.0000225$  et  $b = 5.225$

En revanche, pour construire les cartes de délais (totaux, hydrostatique ou humide) sur l'ensemble de la zone étudiée, on conserve l'altitude fournie par le modèle ce qui peut induire des incertitudes dans l'estimation des délais notamment pour les zones où de forts différentiels d'altitude existent.

Prenons l'exemple du Mont Aigoual, où la station GPS est située à 1566 m. On calcule les délais humides de deux façons (Fig.2.7). Dans un premier temps, on conserve l'altitude fournie par le modèle, puis on utilise l'altitude réelle donnée par la station GPS. On déduit alors la pression au sol correspondant en utilisant l'approximation de Saastamoinen. La différence qui apparaît sur le délai humide est non négligeable, on note un biais proche de 3 cm sur le ZWD en fonction du type d'altitude choisie.

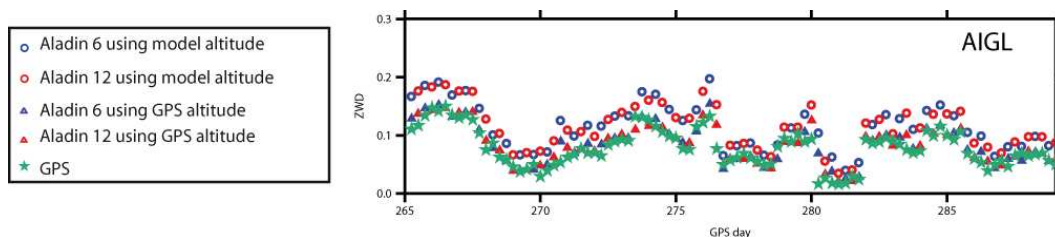


FIG. 2.7 – Calcul du délai humide en utilisant l'altitude modèle et l'altitude vraie à la station GPS (ici AIGL) pour les prévisions à 6h et 12h du modèle ALADIN. Le délai humide estimé pour le GPS est également représenté.

Le calcul des délais s'effectue à l'aide d'une subroutine (subroutine Delay, en annexe C) polyvalente qui permet de calculer aussi bien les délais provenant des radiosondages et des modèles météorologiques de format GRIB identique au modèle ALADIN. Ainsi, en modifiant légèrement le programme il est également possible de calculer les délais équivalents pour le modèle ARPEGE. Le calcul du délai comporte deux parties distinctes. Dans un premier temps, on calcule le délai hydrostatique qui fait intervenir essentiellement la pression et la température. Dans un second temps on calcule le délai humide.

### Le délai hydrostatique

Le délai hydrostatique se décompose en trois parties pour le modèle. Dans un premier temps on calcule le délai hydrostatique « milieu ». C'est-à-dire le délai induit par la variation de pression et de température le long des niveaux de pression standard et ce jusqu'à 100 hPa.

Ensuite on complète ce délai par un délai hydrostatique supérieur qu'on appelle « ZHD\_up » pour considérer l'influence de la pression au-delà du dernier niveau 100 hPa fourni par le modèle. Pour calculer le délai hydrostatique présent au-delà du dernier niveau modèle disponible, on a vu qu'on pouvait utiliser l'approximation de Saastamoinen. On peut aussi utiliser les analyses produites toutes les 3h du modèle global ECMWF (European Center for Medium Weather range Forecasts) de résolution 2.5°. On dispose des valeurs à très basses pressions comprises entre 1000 hPa et 10 hPa. On dispose d'un profil extrait à Nîmes sur un an et demi de données. Les données comprennent les hauteurs géopotentielles (m), les pressions (Pa), les températures (K), températures virtuelles<sup>5</sup> (K) et l'humidité spécifique<sup>6</sup> (Kg/Kg). On calcule le délai hydrostatique compris entre 100 hPa et 10 hPa (Fig.2.8).

On voit qu'en moyenne le délai au cours du temps vaut 0.2068 m. On cherche à calculer la différence existante entre le calcul du ZHD\_up au-delà de 100 hPa en utilisant l'approximation de Saastamoinen et les données ECMWF. Pour réaliser la comparaison on doit au préalable calculer le délai hydrostatique supplémentaire au-delà du dernier niveau de pression ECMWF (au-delà de 10 hPa). En utilisant l'approximation de Saastamoinen :  $ZHD_{Saastamoinen} = 0.002277P_{sol}$

On peut obtenir :  $ZHD_{ECMWF100} = 0.02068 + 0.002277 \times 10 = 0.22957m$

En utilisant uniquement l'approximation de Saastamoinen pour calculer le délai hydrostatique au-delà de 100 hPa on aurait :  $ZHD_{Saastamoinen100} = 0.002277 \times 100 = 0.2277m$

La différence entre  $ZHD_{ECMWF100}$  et  $ZHD_{Saastamoinen100}$  est de 1.87 mm. Ce qui montre que l'approximation de Saastamoinen est en accord avec les données ECMWF lorsqu'on compare les délais hydrostatique allant de 100 hPa à 10 hPa. Cependant il faut rester prudent sur les résultats de ces comparaisons car les données ECMWF sont issues d'un modèle à grande échelle spatiale.

<sup>5</sup>La température virtuelle est la température qu'aurait l'air sec si il possédait la même masse volumique et la même pression que l'air humide.

<sup>6</sup>L'humidité spécifique correspond au rapport de la masse d'eau dans l'air sur la masse d'air humide.

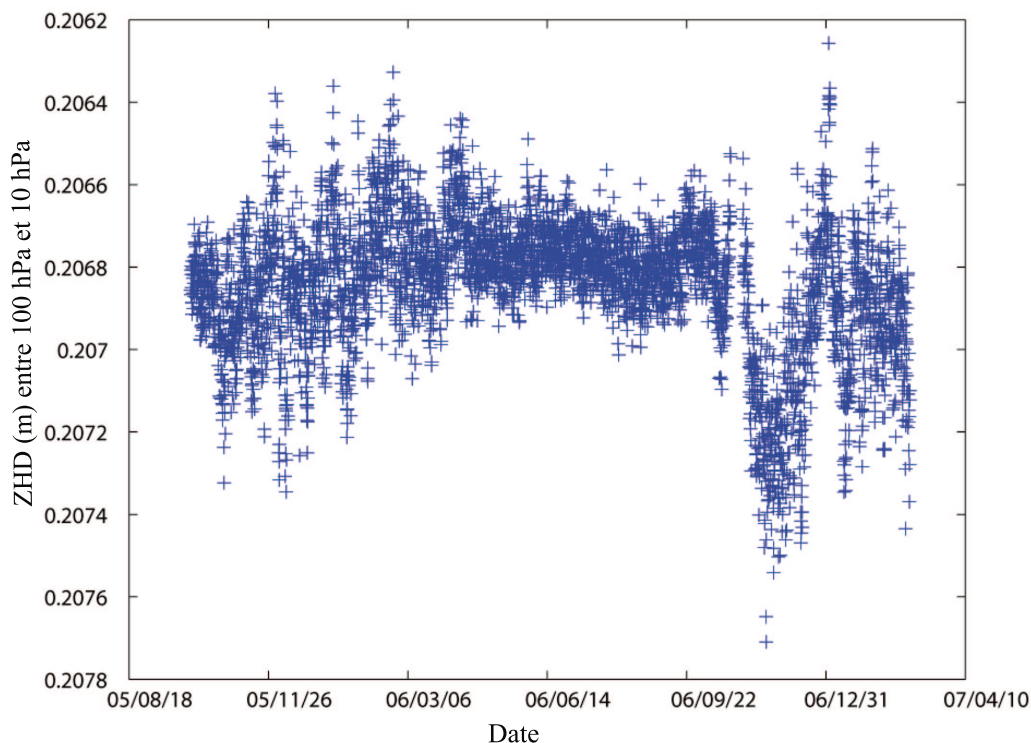


FIG. 2.8 – Délai hydrostatique (en m) calculé à partir des données ECMWF entre 100 hPa et 10 hPa du 18/08/2005 au 10/04/2007 à Nîmes.

On doit également considérer dans certains cas un délai hydrostatique « inférieur » qu'on appellera  $ZHD\_bottom$ . En effet, la justesse du calcul de cette intégrale réside dans la bonne définition des bornes. Si la pression au sol de la station est supérieure au premier niveau standard (1000 hPa) du modèle ALADIN (du fait de sa localisation ou de l'évolution saisonnière par exemple), il faut alors compléter l'influence du délai présent entre 1000 hPa et le niveau de pression de la station. On considère alors une pression moyenne sur la couche faisant intervenir la pression du premier niveau disponible (1000 hPa) et la pression au niveau de la station. En ce qui concerne les variables de température et de pression partielle de vapeur d'eau on les approxime par celle du niveau 1000 hPa. En effet, on considère que les variations de température et d'humidité spécifique sont négligeables pour une variation de quelques Pascals. On a alors (Eq.2.3) :

$$\begin{aligned}
 P_{bottom} &= \frac{1}{2}(P_{1000} + P_{sol}) \\
 T_{bottom} &= T_{100} \\
 Pe_{bottom} &= Pe_{1000}
 \end{aligned}
 \tag{2.3}$$

Après avoir établi si le point GPS se trouve entre deux niveaux standard ou en dessous du premier niveau disponible, on calcule respectivement les délais « milieu »,  $ZHD\_up$  et  $ZHD\_bottom$  (Fig.2.9).

L'ensemble de ces différents délais constitue le délai hydrostatique intégré.

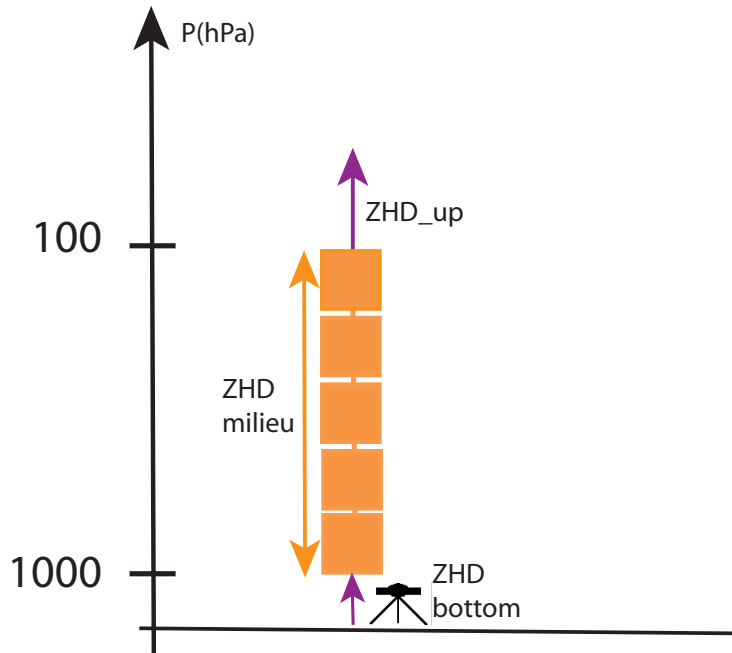


FIG. 2.9 – Représentation schématique des différents délais décomposés ( $ZHD_{up}$ ,  $ZHD_{milieu}$  et  $ZHD_{bottom}$ ) pour le calcul du délai hydrostatique total intégré avec les paramètres du modèle ALADIN.

$$zhd_{int} = zhd_{milieu} + zhd_{up} + zhd_{bottom} \quad (2.4)$$

On intègre l'indice de la réfractivité pour la partie hydrostatique (formulation détaillée au Chapitre 1). On a besoin de connaître la pression ( $P$ ) et la température ( $T$ ) pour chaque couche. On a alors :

$$ZHD_{int} = \int k_1 \frac{P}{T} dz \quad , \quad \text{avec} \quad k_1 = 77.604 \pm 0.014 (\text{K} \cdot \text{mbar}^{-1}) \quad (2.5)$$

On suppose que les variables de pression et de température varient de façon linéaire en fonction de l'altitude entre deux niveaux du modèle. On a donc :

$$\begin{aligned} P &= az + b \\ T &= cz + d \end{aligned} \quad (2.6)$$

avec  $a = \frac{P_2 - P_1}{z_2 - z_1}$  ;  $b = P_1 - az_1$  ;  $c = \frac{T_2 - T_1}{z_2 - z_1}$  ;  $d = T_1 - cz_1$

Pour calculer l'intégrale de l'équation 2.5 on utilise la transformation suivante :

$$\begin{cases} y_1 = cz_1 + d = T_1 \\ y_2 = cz_2 + d = T_2 \end{cases} \quad (2.7)$$



Après simplification l'expression du délai hydrostatique peut se réduire à :

$$d_{zhd} = \frac{1}{c}(b_2 - b_1) \quad \text{avec} \quad \begin{cases} b_1 = \alpha y_1 + \beta \log(y_1) \\ b_2 = \alpha y_2 + \beta \log(y_2) \end{cases} \quad \text{où} \quad \begin{cases} \alpha = \frac{a}{c} \\ \beta = b - \frac{ad}{c} \end{cases} \quad (2.8)$$

L'intégrale n'est pas définie pour le cas où les températures de deux niveaux successifs sont égales, c'est-à-dire lorsqu'on a  $c = 0$ . On effectue alors une moyenne des températures des deux couches successives :  $t_m = \frac{1}{2}(T_1 + T_2)$

L'expression de  $d_{zhd}$  devient :

$$d_{zhd} = \frac{1}{T_m}(b_2 - b_1) \quad \text{avec} \quad \begin{cases} b_1 = z_1 \left( \frac{az_1}{2} + b \right) \\ b_2 = z_2 \left( \frac{az_2}{2} + b \right) \end{cases} \quad (2.9)$$

### Le délai humide

Le délai humide peut être retrouvé par intégration en utilisant les variables de température ( $T$ ) et de pression partielle de vapeur d'eau ( $P_e$ ). A partir de l'intégration de l'indice de réfraction on a :

$$ZWD_{int} = \int \left( k_2 \frac{P_e}{T} + k_3 \frac{P_e}{T^2} \right) dz \quad \text{avec} \quad \begin{cases} k_2 = 64.79 \pm 0.08 \text{ K.mbar}^{-1} \\ k_3 = (3.776 \pm 0.004) \cdot 10^5 \text{ K}^2.\text{mbar}^{-1} \end{cases} \quad (2.10)$$

Tout comme le calcul du délai hydrostatique on considère une variation linéaire des variables en jeu (température et pression partielle de vapeur d'eau) en fonction de l'altitude. On a donc :

$$\begin{aligned} T &= cz + d \\ P_e &= ez + f \\ \text{avec} \quad c &= \frac{T_2 - T_1}{z_2 - z_1} ; d = T_1 - cz_1 ; e = \frac{P_{e2} - P_{e1}}{z_2 - z_1} ; f = P_{e1} - ez_1 \end{aligned} \quad (2.11)$$

On effectue le même changement de variable que pour le calcul du délai hydrostatique. Après simplification l'expression de  $d_{zwd}$  peut s'écrire sous la forme :

$$d_{zwd} = d_{zwd_1} + d_{zwd_2} \quad \text{avec} \quad \begin{cases} d_{zwd_1} = \frac{w_2 - w_1}{c} \\ d_{zwd_2} = \frac{g_2 - g_1}{c^2} \end{cases} \quad \text{où} \quad \begin{cases} w_1 = \frac{e}{c}(y_1 - d \log(y_1)) + f \log(y_1) \\ w_2 = \frac{e}{c}(y_2 - d \log(y_2)) + f \log(y_2) \\ g_1 = e \log(y_1) + \frac{ed - fc}{y_1} \\ g_2 = e \log(y_2) + \frac{ed - fc}{y_2} \end{cases} \quad (2.12)$$

L'intégrale reste également indéfinie dans les cas où  $c = 0$ . On considère alors  $T_m = \frac{1}{2}(T_1 + T_2)$  et l'expression  $d_{zwd}$  devient alors :

$$d_{zwd} = d_{zwd_1} + d_{zwd_2} \quad \text{avec} \quad \begin{cases} d_{zwd_1} = \frac{w_2 - w_1}{t_m} \\ d_{zwd_2} = \frac{g_2 - g_1}{t_m^2} \end{cases} \quad \text{où} \quad \begin{cases} w_1 = z_1 \left( \frac{ez_1}{2} + f \right) \\ w_2 = z_2 \left( \frac{ez_2}{2} + f \right) \end{cases} \quad (2.13)$$

L'expression finale du délai humide comporte la sommation des termes ZWD « milieu » et ZWD « bottom » pour la contribution de la partie comprise entre le plus bas niveau disponible et l'altitude GPS. La pression partielle de vapeur d'eau devient infime au-delà de 100 hPa. Il n'est donc pas utile de calculer un délai humide au-delà du dernier niveau de pression disponible.

### 2.2.2 Le radiosondage à Nîmes

#### Description et reconstruction des données de radiosondage

Il existe deux types de données décrivant les radiosondages (exemple de fichiers de données en annexe B). Les données 'TEMP' fournies par Météo France correspondent aux données reçues en temps réel. Tous les points du sondage n'y sont pas inclus. Seuls certains points caractéristiques et les niveaux isobares standard (1000, 925, 850, 700, 500, etc...) sont transmis. Les altitudes ne sont fournies que pour les niveaux standard. Les données brutes directement enregistrées au centre de lancement des radiosondages sont plus complètes et sont également recalculées sur les niveaux standard. Nous avons utilisé les deux types de données afin de déterminer l'influence de la qualité des données sur le calcul des délais. Nous avons calculé les délais humides à l'aide de la même subroutine sur l'ensemble des données étudiées pour 2006 (du 1er septembre 2006 au 31 Décembre 2006). Nous avons ensuite réalisé un diagramme de corrélation entre les données 'TEMP' et les données brutes (Fig.2.10).

On en conclut que les données brutes et 'TEMP' sont extrêmement proches. On décide de conserver les données 'TEMP' pour avoir la possibilité d'effectuer les comparaisons avec les radiosondages en temps réel si besoin.

Les radiosondages sont fournis deux fois par jour, en général à 12h et 00h UTC. Les données 'TEMP' comportent quatre champs : la pression (hPa), l'altitude (m), la température (T en °C) et la température de rosée ( $T_d$  en °C). Tout comme pour le traitement des données modèles on doit dans un premier temps obtenir la pression partielle de vapeur d'eau. Elle s'obtient à l'aide de la température de rosée qui doit être préalablement convertie en degrés Kelvin ( $T_{dk}$ ) (Eq.2.14) (Holton, 1992) :

$$P_{eRS} = T_{dk} \left( -4.9283 \times 10^{\left( 23.5518 - \frac{2937.4}{T_{dk}} \right)} \right) \quad (2.14)$$

Les données 'TEMP' comportent un certain nombre de données inutilisables lorsque le critère de qualité fixé par Météo-France n'est pas suffisant pour accepter la donnée. En effet, la qualité des radiosondages est assez variable et souvent de nombreux niveaux d'altitudes sont manquants. Il en est de même pour les températures et les températures de rosée. Avant d'analyser les données, il faut donc en reconstruire une partie.

En ce qui concerne les altitudes, on décide d'utiliser l'approximation de Saastamoinen pour retrouver l'ensemble des altitudes manquantes par rapport aux niveaux standard disponibles. On utilise

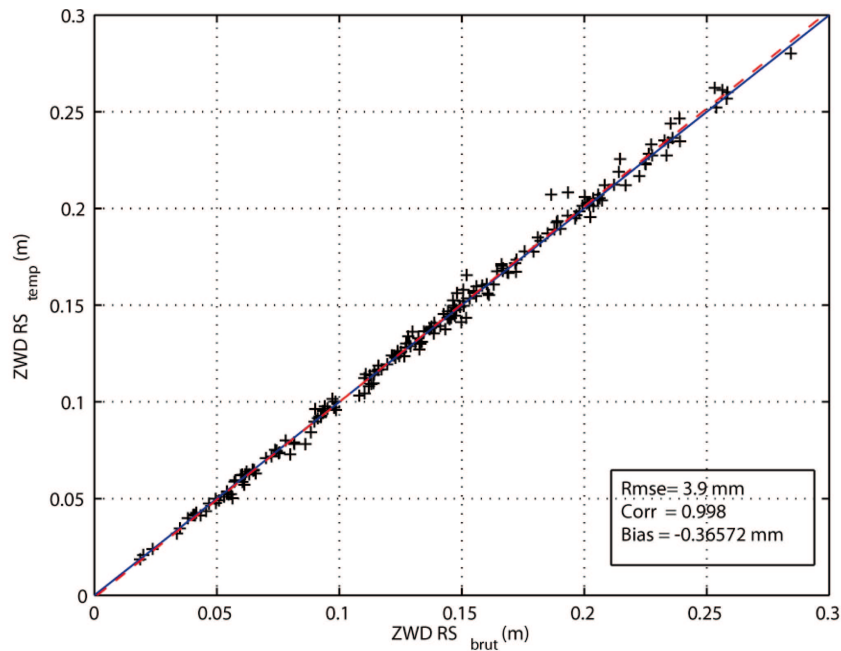


FIG. 2.10 – Diagramme de corrélation comparant le ZWD obtenu à l'aide des données 'TEMP' et les données brutes du radiosondage de Nîmes.

la relation suivante (Saastamoinen, 1972) :

$$h = \frac{1}{a} \left( 1 + ah_{sol} - \frac{P^{1/b}}{P_{sol}} \right) \quad \text{avec} \quad \begin{cases} a = 0.0000225 \\ b = 5.225 \end{cases} \quad (2.15)$$

En ce qui concerne les températures on conserve les niveaux de pression pour lesquels on a à la fois les valeurs de températures et températures de rosée.

### Calcul des délais pour les radiosondages

Pour calculer les délais on utilise à nouveau la subroutine *Delay*. Dans le cas des radiosondages la contribution « ZTD bottom » n'existe pas. En effet, les radiosondages fournissent une mesure au sol avant le lancement. Le niveau de pression correspondant à l'altitude à partir duquel le radiosondage est lancé est donc toujours fourni. En revanche, l'altitude correspondante peut être absente. Dans ce cas on la réinterpole comme expliqué précédemment. On a donc pour simplifier :  $zhd_{int} = zhd_{milieu} + zhd_{up}$ . Le calcul du  $zhd_{up}$  dans le cas des radiosondages ne s'effectue pas toujours à partir du même point. En effet, d'un radiosondage à l'autre le dernier niveau de pression disponible n'est pas toujours le même. Cela pose donc un problème lorsque le dernier niveau atteint par le radiosondage n'est pas suffisant (< 700hPa). On montrera lors des comparaisons radiosondage / modèle / GPS que les écarts les plus

importants en terme de ZTD sont obtenus lorsque les radiosondages sont incomplets. La précision du calcul des ZTD pour les radiosondages est donc fonction de la qualité des données de radiosondages. L'intégration est ensuite réalisée de la même façon que pour le modèle, c'est-à-dire par intégration, en utilisant la pression partielle de vapeur et la température sur chaque niveau.

### 2.2.3 Délais hydrostatique et humide pour le GPS

A la suite du traitement GAMIT on obtient directement le délai zénithal (ZTD). Pour décomposer le délai total en délai hydrostatique et humide, on a besoin de connaître une des composantes. On déduit ensuite l'autre composante par différence. En ce qui concerne les modèles météorologiques on sait que les prévisions de pression sont bien établies. On se propose donc d'utiliser le délai hydrostatique calculé à l'aide des variables du modèle comme expliqué précédemment pour ensuite déduire la quantité humide du GPS. On a alors :

$$ZTD_{GPS} = ZHD_{GPS} + ZWD_{GPS} \quad \text{avec} \quad \begin{cases} ZHD_{GPS} = ZHD_{Aladin} \\ ZWD_{GPS} = ZTD_{GPS} - ZHD_{Aladin} \end{cases} \quad (2.16)$$

En utilisant cette méthode, il est alors possible de connaître la composante  $ZWD_{GPS}$  pour l'ensemble de la grille fournie par Météo France.

Une autre approche qui n'utiliserait que des mesures in situ consiste à utiliser la pression au sol fournie par une sonde PTU (Pression Température Humidité) fixée à l'altitude de la station GPS. On peut alors calculer le délai hydrostatique en fonction uniquement de la pression au sol de la station et de la zone géographique : approximation de Saastamoinen. Ceci ne peut s'effectuer que lorsque les stations GPS sont colocalisées avec des capteurs PTU.

### 2.2.4 Comparaisons et biais

On compare les ZTD et les ZWD issus de la technique GPS avec le radiosondage et le modèle ALADIN. Au préalable on rappelle quelques résultats issus de la littérature pour illustrer les validations déjà effectuées dans ce domaine.

Haase *et al.* (2003) utilisent des ZTD issus de 14 sites en comparaison avec des radiosondages en Europe. En moyenne, les résultats montrent un écart type de 12 mm et un biais de 7 mm. Certaines stations ont des biais allant jusqu'à 14 mm. Ces résultats sont en accord avec plusieurs études similaires (Bevis *et al.*, 1992; Rocken *et al.*, 1995; Duan *et al.*, 1996; Ewardson *et al.*, 1998; Tregoning *et al.*, 1998). D'après une étude de Niell *et al.* (2001) qui porte sur l'évaluation de différentes méthodes d'estimation du ZWD, on note un écart type de 10 mm entre GPS et radiosondage sur le ZWD. Plus récemment Wang et Zhang (2008) ont répertorié les différents types d'erreurs pouvant affecter les radiosondages. Les comparaisons portent sur l'utilisation de 350 GPS et 130 sites de radiosondages (avec 2 lancers par jour). L'étude réalisée sur une période de près de 10 ans (Février 1997 - Avril

2006) montre qu'il existe des inhomogénéités temporelles à long terme. Ces erreurs peuvent être liées à un changement de matériel (type d'antenne, de récepteur ou de radiosondes) par exemple. D'autres inhomogénéités restent mal expliquées et peuvent conduire à de mauvaises interprétations notamment pour les études climatiques. Des biais hydrostatiques peuvent également être associés à la lumière du soleil directe ou indirecte (cycle diurne) qui affecte la précision des sondes. Agusti-Panareda *et al.* (2009), souligne l'apport du GPS pour corriger ce type de biais au cours de la campagne AMMA<sup>7</sup> réalisée en 2006.

Les comparaisons entre observables GPS et équivalent modèle sont moins nombreuses. de Haan (2008) a comparé des écarts existant entre les ZTD et l'équivalent modèle. L'écart type des ZTD (GPS) comparativement aux analyses du modèle Hirlam est de 14 mm. Les biais varient en fonction des différences de hauteur entre l'orographie réelle et l'orographie modélisée par Hirlam. Les études précédentes menées par Haase *et al.* (2003) et Cucurull *et al.* (2000) révèlent également un biais existant d'une dizaine de millimètres entre GPS et modèles.

Par ailleurs, on trouve plus de comparaisons qui utilisent l'IWV, car cette quantité constitue une variable intrinsèque des modèles météorologiques. Ainsi, récemment de Haan *et al.* (2009) a comparé des IWV issues des analyses du modèle HIRLAM (résolution horizontale : 22 km) avec l'équivalent GPS (Undén *et al.*, 2002). L'écart type est en moyenne égal à  $2\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ . Des études similaires ont été réalisées par (Cucurull *et al.*, 2000; Johnsen et Rockel, 2001; Kopken, 2001; Guerova *et al.*, 2003; Bock *et al.*, 2005).

Les résultats des comparaisons portent dans un premier temps sur le ZTD et le ZWD. On réalise ensuite des comparaisons en utilisant le délai humide saturé. Celui-ci est calculé en considérant qu'on atteint une humidité relative proche de 100%. On décrit par la suite la formulation de Flatau (Flatau *et al.*, 1992) qui permet de calculer le délai humide saturé. On pourra alors rechercher une relation possible entre le délai humide saturé et le déclenchement des précipitations.

### Comparaisons des délais totaux (ZTD)

On effectue une comparaison sur quatre mois de données (1er Septembre 2006 au 31 Décembre 2006). La figure 2.11, montre les séries temporelles de ZTD obtenues par GPS, radiosondage et modèle à 6h et 12h. On remarque un bon accord général entre les diverses méthodes utilisées pour quantifier le ZTD. Sur l'ensemble de la série, on note une diminution des valeurs de ZTD au cours de l'automne. Les valeurs de ZTD sont situées en moyenne autour de 2.5 m au mois de Septembre et diminuent jusqu'à 2.4 m en moyenne pour le mois de Décembre. Ceci s'explique par le fait que le délai humide saturé uniquement fonction de la température est plus faible en hiver (faible température). D'autre part, de forts écarts apparaissent à certains moments de l'année pour les radiosondages.

Les écarts les plus importants sont situés autour du jour 345 et pendant une dizaine de jours entre

---

<sup>7</sup>Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine est un projet ayant pour objectif d'améliorer la connaissance et la compréhension de la mousson ouest africaine et de sa variabilité de l'échelle journalière à l'échelle interannuelle

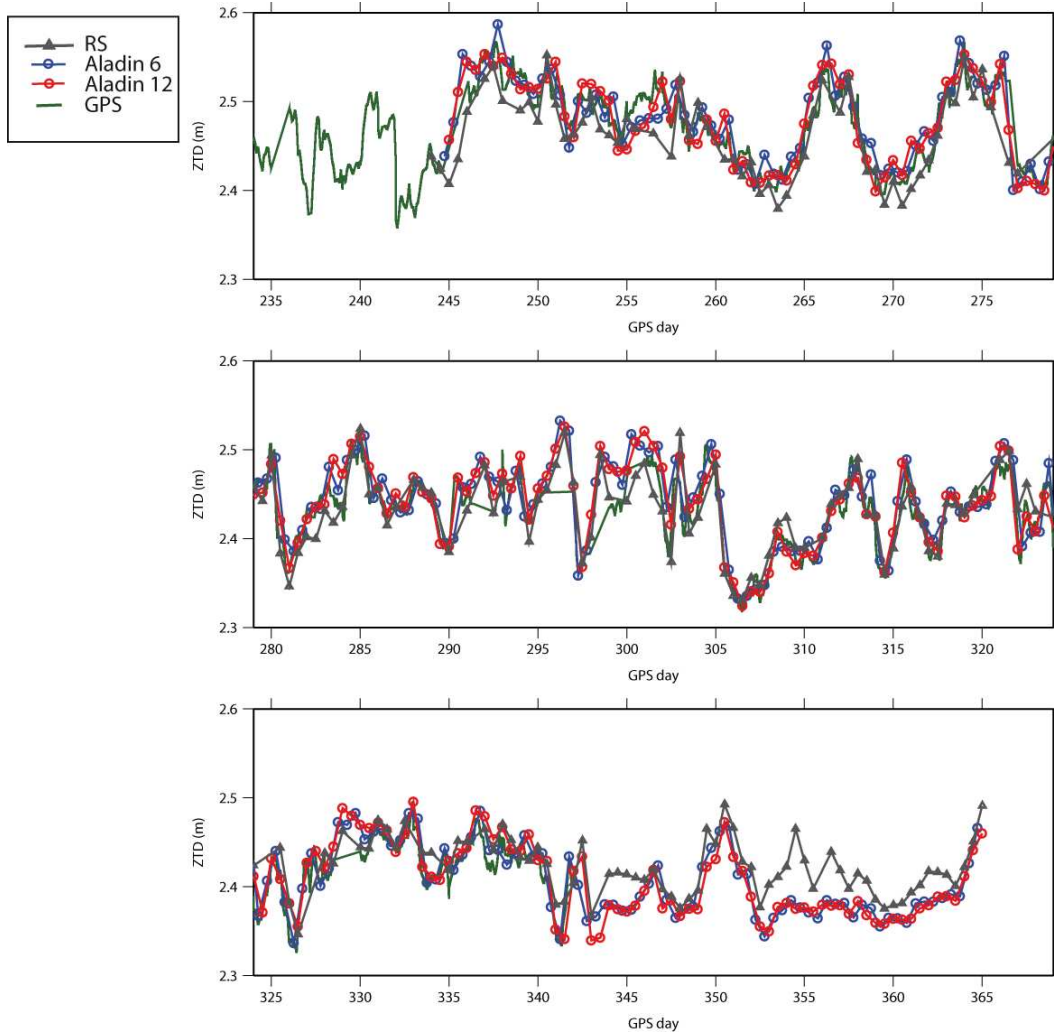


FIG. 2.11 – Séries temporelles de ZTD (m) calculés à l'aide des données de radiosondage, des paramètres du modèle ALADIN et du GPS

352 et 365. Les valeurs de ZTD calculées par les radiosondages peuvent s'écarter de plusieurs dizaines de centimètres par rapport aux valeurs modèles ou GPS. Si l'on regarde de plus près, on note que les périodes où les écarts sur le ZTD entre radiosondage et GPS sont les plus importants correspondent aux instants où le dernier niveau de pression disponible des données de radiosondage est insuffisant ( $> 400$  hPa) (Fig.2.12). Les périodes qui correspondent aux écarts les plus importants ne peuvent être visualisées à l'aide des données GPS à NIME puisque les données sont absentes au delà du jour 340.

Après avoir comparé les valeurs de ZTD obtenues par GPS, ALADIN et le radiosondage (RS) de façon qualitative, on trace des diagrammes de corrélation pour quantifier ces écarts (Fig.2.13). Les écarts sont calculés entre les données GPS et RS, entre les données GPS et les prévisions ALADIN à 6h et 12h ainsi qu'entre les prévisions ALADIN à 12h et les RS. Pour chacune de ces comparaisons on

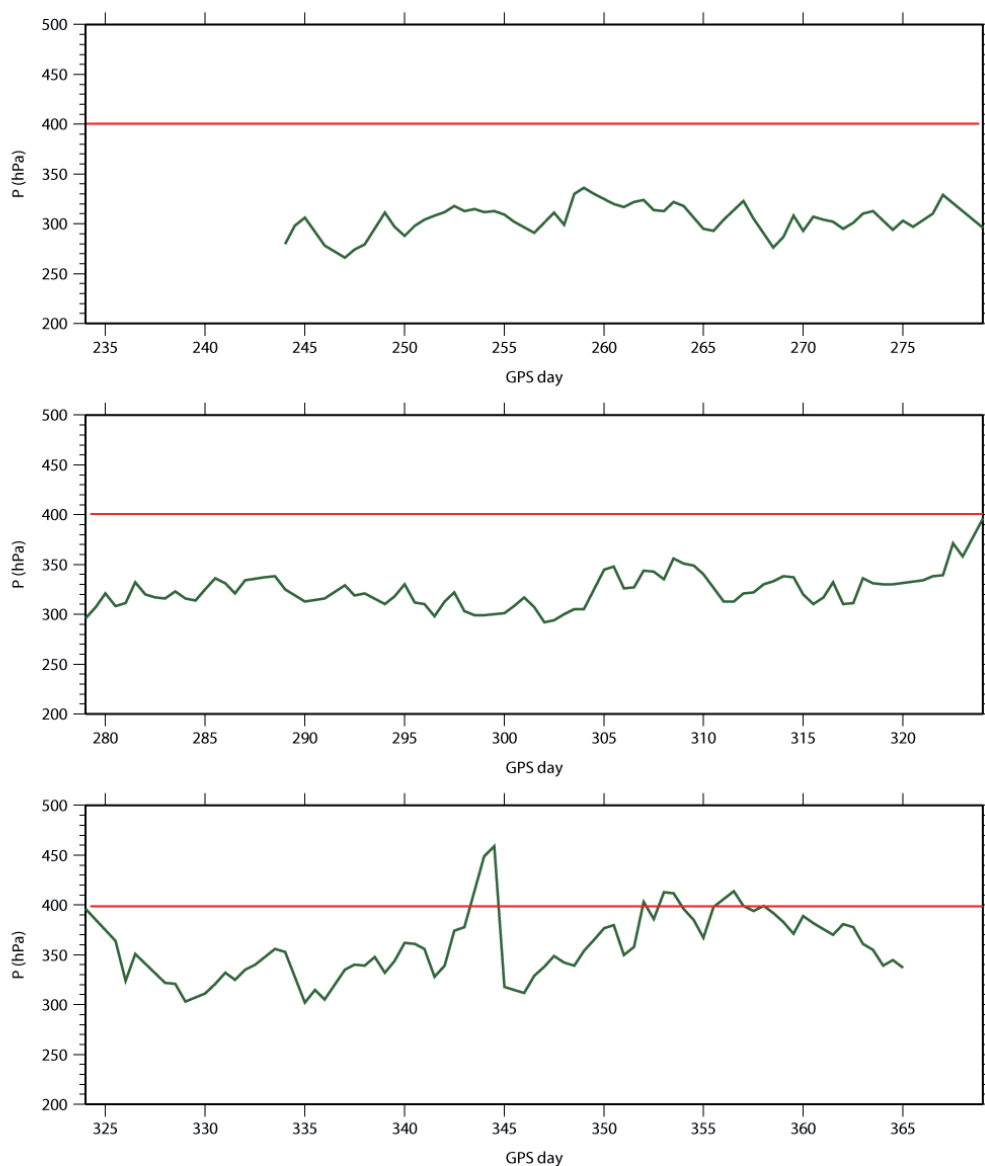


FIG. 2.12 – Représentation du dernier niveau de pression disponible en fonction du temps pour le radiosondage de Nîmes (automne 2006).

calcule le biais, l'erreur quadratique moyenne (RMSE) et le coefficient de corrélation. En premier lieu, on observe une dispersion visible à l'aide du RMSE plus importante pour les comparaisons utilisant les radiosondages. Le RMSE s'élève à 20.6 mm pour les comparaisons GPS/RS et 26.9mm pour les comparaisons ALADIN (échéance 12h) et RS. On observe une meilleure corrélation (95.5%) pour les comparaisons réalisées entre les données GPS et ALADIN (prévision 6h) que pour les comparaisons

GPS et ALADIN (échéance 12h) avec 93.3%. Ceci s'explique par le fait que plus l'échéance d'une prévision est éloignée du temps d'analyse plus sa précision en est affectée. En revanche ce qui apparaît plus surprenant, c'est qu'on obtient un biais plus important (8.4 mm) pour les comparaisons réalisées entre les ZTD GPS et ALADIN (+6h) que pour les comparaisons effectuées entre les ZTD GPS et ALADIN (+12h) qui donnent un biais de 3.7 mm. Le RMSE est quant à lui plus précis dans le cas des comparaisons GPS/ALADIN(6h). Les écarts plus importants observés en utilisant les données de radiosondages peuvent être expliqués par le manque de données existant pour les niveaux de faibles pressions.

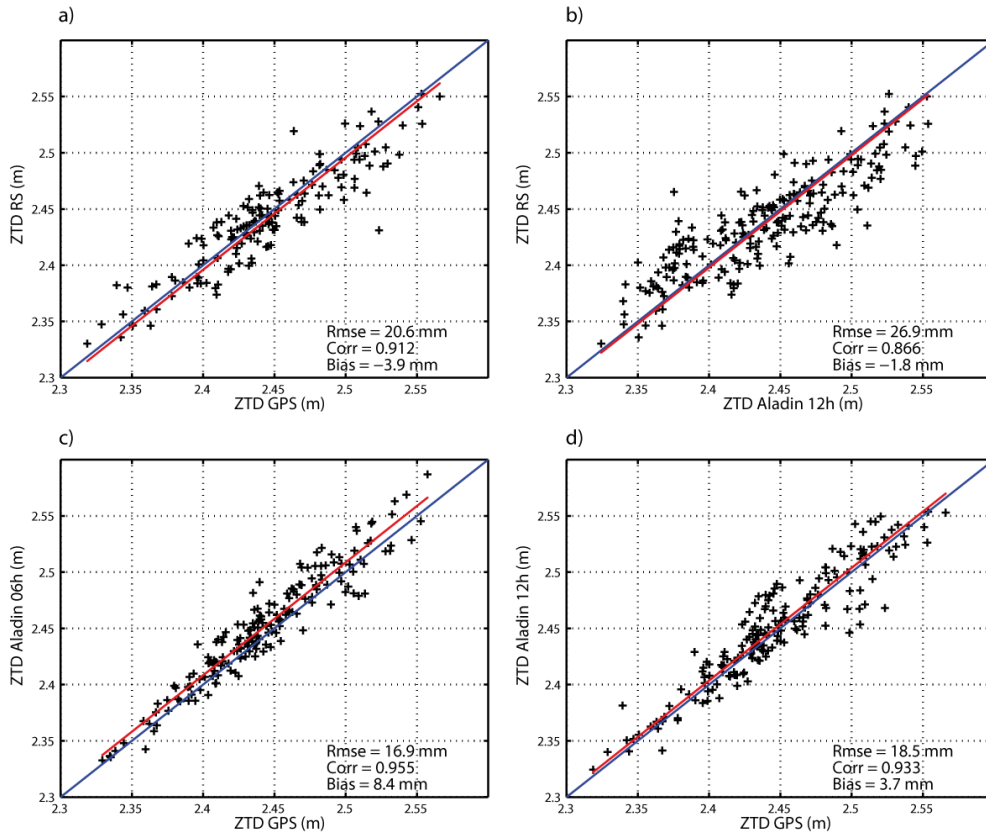


FIG. 2.13 – Plot de corrélation sur les ZTD. a) Radiosondage-GPS ; b) Radiosondage-ALADIN 12h ; c) ALADIN 6h-GPS ; d) ALADIN 12h-GPS

### Comparaison des délais humides (ZWD)

On s'intéresse à présent au délai humide (ZWD). On compare à nouveau les délais obtenus en utilisant les données GPS, les paramètres issus du modèle ALADIN et les données de radiosondage à Nîmes. Pour calculer le  $ZWD_{GPS}$ , on retire la partie hydrostatique calculée à l'aide du modèle ALADIN. On utilise les prévisions 6h et 12h et on calcule le délai humide correspondant aux différentes



échéances. Les délais humides ALADIN ( $ZWD_{ALADIN}$ ) et RS sont quant à eux directement obtenus par intégration des différentes variables comme expliqué en début de chapitre. On obtient les séries temporelles suivantes pour les diverses méthodes (Fig.2.14).

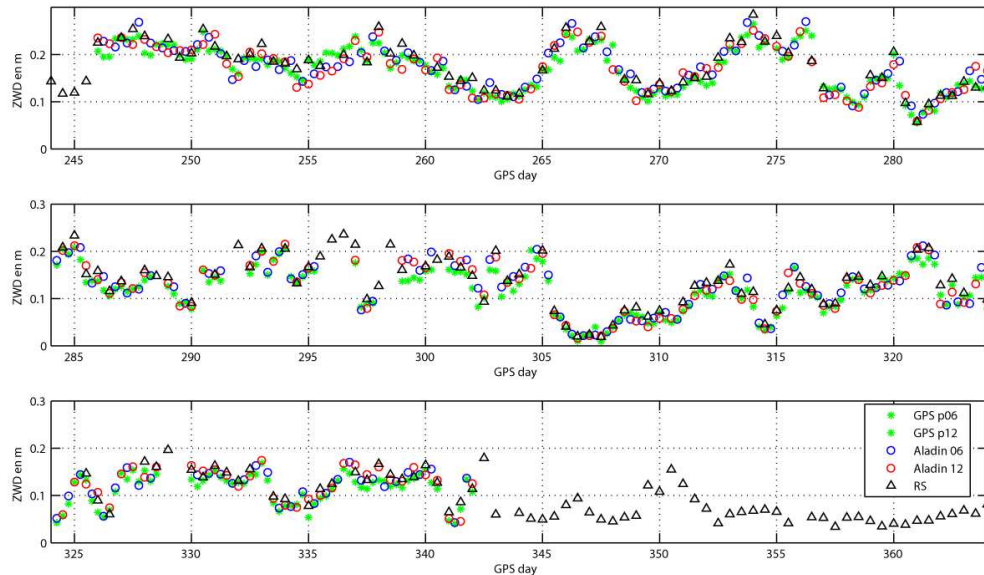


FIG. 2.14 – Séries temporelles de ZWD calculées pour les différents types de données : GPS, ALADIN et RS

D'un point de vue qualitatif, on note des variations similaires pour les différents calculs. On remarque des écarts plus importants entre le délai humide estimé par GPS et les autres techniques pour certaines périodes, notamment autour du jour 266, entre les jours 300 et 305 et pour le jour 335. Les écarts sont alors plus marqués (plusieurs dizaines de millimètres). Afin de mieux se rendre compte des écarts existants on réalise des diagrammes de corrélation pour les différents délais humides (Fig.2.15). Les écarts les plus importants sont observés entre GPS et RS (Biais = 13.7 mm et RMSE = 35.1mm). Les statistiques obtenues lorsqu'on compare GPS/ALADIN06 et GPS/ALADIN12 sont identiques pour le ZTD et pour le ZWD sur le biais et le RMSE. Ceci s'explique par le fait qu'on retranche le même délai hydrostatique qui provient d'ALADIN.

### Calcul des délais humides saturés

Afin de réduire les effets d'altitude qui affectent le calcul des délais troposphériques et rendent difficile les comparaisons entre stations d'altitude variées on décide de normaliser les délais humides. On cherche également à réduire les effets locaux de température qui interviennent dans le calcul de la composante humide du délai. Pour réaliser une normalisation ayant un sens physique, on calcule

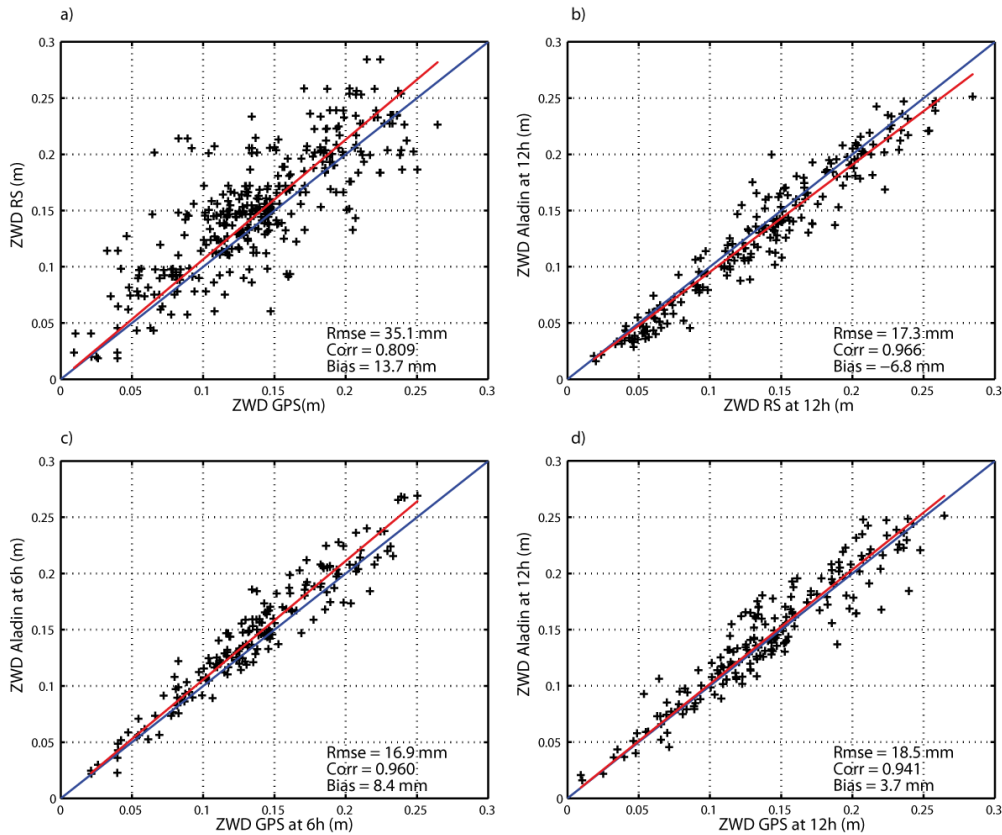


FIG. 2.15 – Plot de corrélation sur les ZWD. a) Radiosondage-GPS ; b) Radiosondage-ALADIN 12h ; c) ALADIN 6h-GPS ; d) ALADIN 12h-GPS

le délai saturé à la station qu'on appelle par la suite  $ZWD_{MAX}$ . Le délai saturé humide correspond au délai obtenu lorsqu'on atteint la pression de vapeur saturante ( $P_{VS}$ ) sur toute la colonne. La saturation est atteinte lorsque la pression de la phase gazeuse est en équilibre avec la phase liquide ou solide. Elle dépend exclusivement de la température. Pour calculer le délai humide saturé, il faut donc connaître la pression de vapeur saturante qui remplace alors la pression partielle de vapeur d'eau habituellement calculée.

La formulation de la pression de vapeur saturante s'obtient en utilisant les coefficients de Flatau

(Flatau *et al.*, 1992) basés sur la formulation de Wexler (Wexler, 1976) :

$$P_{VS} = a_1 + a_2 \cdot T_c + a_3 \cdot T_c^2 + a_4 \cdot T_c^3 + a_5 \cdot T_c^4 + a_6 \cdot T_c^5 + a_7 \cdot T_c^6$$

$$\text{avec } \begin{cases} a_1 = 6.11176750 \\ a_2 = 0.443986062 \\ a_3 = 0.143053301 \cdot 10^{-1} \\ a_4 = 0.265027242 \cdot 10^{-3} \\ a_5 = 0.302246994 \cdot 10^{-5} \\ a_6 = 0.203886313 \cdot 10^{-7} \\ a_7 = 0.638780966 \cdot 10^{-10} \end{cases} \quad (2.17)$$

Une fois connue  $P_{VS}$ , on peut en déduire  $ZWD_{MAX}$  :

$$ZWD_{MAX} = \int \left( k_2 \frac{P_{VS}}{T} + k_3 \frac{P_{VS}}{T^2} \right) dz \quad (2.18)$$

On calcule ensuite le rapport entre le délai humide et le délai humide saturé. Pour les radiosondages on procède de la même façon en calculant la pression de vapeur saturante couche par couche et en intégrant le délai humide saturé correspondant. La pression de vapeur saturante est calculée avec la même température pour les données GPS et le modèle ALADIN.

On regarde ensuite à la station de Nîmes les valeurs de cumuls pluviométriques sur la totalité de la période. On remarque une corrélation visible entre le rapport  $ZWD/ZWD_{MAX}$  et la présence de pluie (Fig.2.16). En effet, lorsque ce rapport devient supérieur à 85% le déclenchement des précipitations a lieu. Ceci apparaît de façon bien marqué autour des jours 268, 285, 293, 322 et 334.

On observe également un léger décalage entre les pics des quantités  $ZWD/ZWD_{MAX}$  et le déclenchement des précipitations. Il faudrait réaliser ce type d'analyse sur plusieurs sites pour voir si une telle corrélation peut être généralisée. Les corrélations existantes entre le rapport  $ZWD/ZWD_{MAX}$  et le déclenchement des précipitations sont encourageantes. On propose par la suite d'étudier si une telle relation peut être vérifiée sur une série d'événements précipitants analysés entre 2003 et 2006. Les comparaisons effectuées sur l'estimation des délais troposphériques par GPS, radiosondages et modèles ont permis de montrer l'existence d'un bon accord statistique entre les diverses méthodes. Les écarts obtenus sur les ZTD montrent des biais de l'ordre de -4 mm entre les données GPS et radiosondages. Les comparaisons effectuées sur les ZTD estimés par GPS ou à l'aide des paramètres issus des prévisions du modèle ALADIN montrent un biais allant de 4 à 8 mm pour des échéances de 6 à 12h respectivement. Ces résultats sont similaires à ceux rencontrés dans la littérature (Rocken *et al.*, 1993; Emardson *et al.*, 1998).

Le chapitre suivant propose d'étudier si une relation existe entre les variations de délais troposphériques et la localisation de forts événements pluvieux.

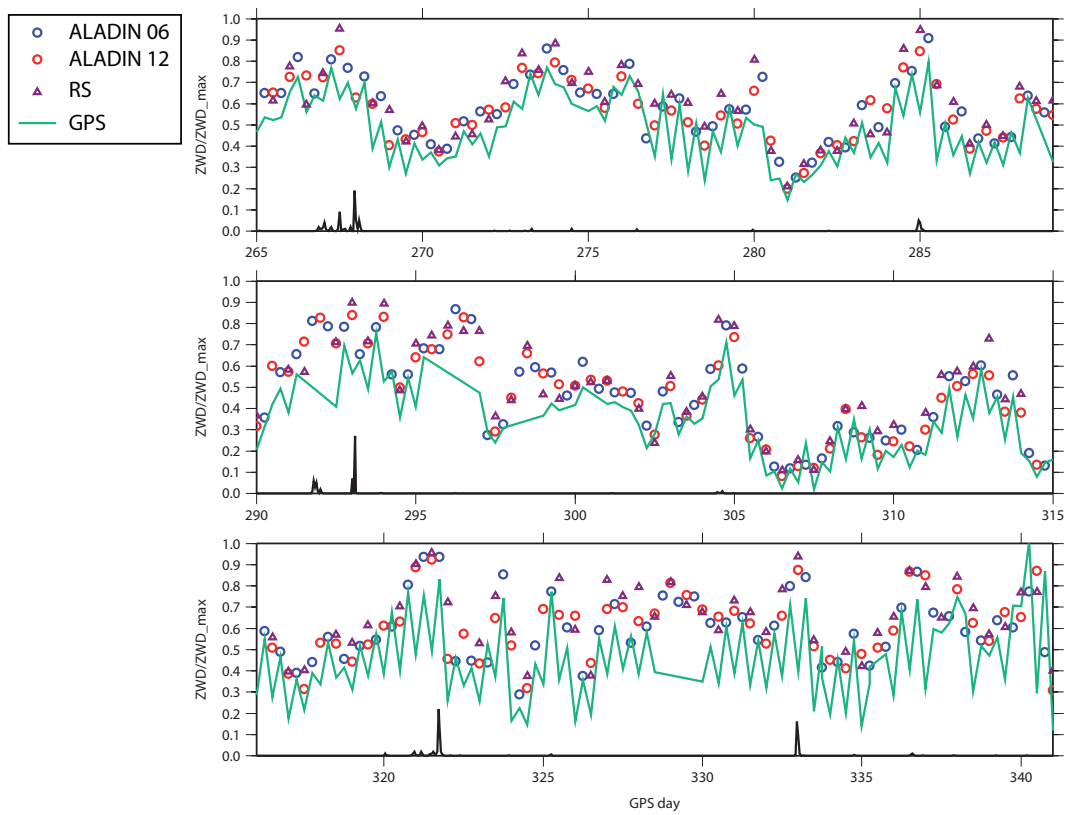


FIG. 2.16 – Série temporelle de  $ZWD/ZWD_{MAX}$  et cumul pluviométrique horaire (unité arbitraire) à la station de Nîmes.



## Chapitre 3

# Les campagnes OHMCV : essai de classification d'une signature de ZTD en fonction d'une classification établie d'événements pluvieux

Après avoir comparé les délais zénithaux du réseau GPS 2006 avec des données de radiosondages et modèle ALADIN. On propose ici d'exploiter plusieurs séries de données GPS qui ont été acquises entre l'automne 2003 et 2006 dans le cadre des campagnes OHMCV (Observatoire Hydro-Météorologique Cévennes Vivarais). On utilise également des données de pluie et de vents de surface afin de voir si une caractérisation des événements cévenols est possible.

### 3.1 Contexte de l'étude

#### 3.1.1 Les épisodes cévenols

La partie occidentale du pourtour méditerranéen subit régulièrement des fortes pluies à l'automne et en particulier à proximité des contreforts des Cévennes. Ces événements extrêmes entraînent une montée des eaux soudaine (« crues éclairs ») et des inondations. Ces pluies torrentielles peuvent être dévastatrices. Elles ont été nombreuses au cours des vingt dernières années. On note par exemple, 420 mm en 24 heures à Nîmes en Octobre 1988, 300 mm en moins de 6 h en Septembre 1996, 600 mm en 36 heures à Lézignan-Corbières (Aude) en Novembre 1999. Et plus récemment la crue du Gard en Septembre 2002 avec des cumuls atteignant jusqu'à 687 mm à Anduze en 24 heures. Pour la suite de l'étude on analyse près de quarante événements précipitants avec des cumuls journaliers de plus de 150 mm. Le tableau 3.1 répertorie l'ensemble de ces événements entre 2003 et 2006.

TAB. 3.1 – Classification des événements précipitants supérieurs à 150 mm d'après Ricard *et al.* (2007) entre 2003 et 2006, en fonction du cumul quotidien de précipitation (mm) et de la localisation (Cévennes Vivarais (CV), Languedoc Roussillon (LR), Alpes du Sud (AS) et Corse (CR)).

	<b>max</b>					
<b>SE France</b>	<b>pluie 24h</b>	<b>date</b>	<b>lat</b>	<b>lon</b>	<b>zones</b>	<b>GPS day</b>
	<b>(mm)</b>					
<b>2003</b>						
	225.0	20030828	44.785	4.831	CV AS	240
	280.0	20030922	43.730	4.345	CV	265
	211.0	20030930	44.123	3.583	CV LR	273
	206.0	20031001	44.156	3.683	CV	274
	210.5	20031013	43.560	2.911	LR CV	286
	187.4	20031016	42.540	3.006	LR	289
	171.0	20031017	42.708	2.893	LR	290
	163.3	20031019	44.213	5.266	AS	292
	157.1	20031020	42.316	8.893	CR	293
	258.3	20031031	44.083	7.588	AS	304
	190.0	20031115	43.560	2.911	LR CV	319
	152.8	20031116	43.533	3.868	CV	320
	276.0	20031123	44.116	3.475	CV LR	327
	251.2	20031201	44.721	4.353	CV AS	335
	198.0	20031203	42.653	2.831	LR CV	337
<b>2004</b>						
	158.7	20040804	43.840	6.001	AS	217
	280.2	20040817	44.721	4.353	CV AS	230
	200.0	20040914	42.083	9.053	CR	258
	178.0	20041006	43.650	3.698	CV AS	280
	168.2	20041027	44.721	4.353	CV AS	301
	186.7	20041208	42.103	9.211	CR	343
<b>2005</b>						
	155.8	20050821	44.833	5.090	AS	233
	205.0	20050905	44.343	2.136	CV	248
	320.5	20050906	43.761	4.305	CV LR CR	249
<i>Suite page suivante</i>						

271.4	20050908	43.866	4.303	CV AS	251
180.0	20051013	42.958	2.663	LR	286
150.9	20051018	43.593	3.123	LR CV	291
180.0	20051113	43.606	2.801	LR CV	317
250.0	20051114	42.958	2.663	LR CR	318
235.6	20051202	43.751	7.241	AS	336
<b>2006</b>					
159.5	20060816	44.221	4.345	CV	228
195.6	20060913	41.923	9.396	CR CV	256
304.2	20060914	41.858	9.395	CR	257
184.6	20060924	44.123	3.583	CV AS	267
176.4	20061011	43.785	3.245	LR CV	284
197.4	20061018	44.123	3.583	CV	291
272.6	20061019	44.441	3.928	CV	292
215.0	20061116	44.628	4.125	CV	320
166.5	20061117	44.628	4.565	CV	321
211.0	20061202	43.428	6.700	AS	336
190.0	20061215	42.166	9.335	CR	349
271.6	20061216	44.546	2.408	CV	350
170.0	20061218	42.166	9.335	CR	352

Lors de tels épisodes, les pluies convectives restent parfois concentrées plusieurs heures au-dessus d'une même zone. Dans ces régions côtières, la mer Méditerranée joue un rôle important sur le déclenchement de ces phénomènes. La mer joue en effet à la fois le rôle de source d'énergie en fournissant chaleur et humidité qui sont nécessaires à la convection profonde, mais peut aussi parfois jouer le rôle d'amplificateur des inondations par la montée du niveau de la mer. Les systèmes convectifs donnant lieu à ce type de précipitations sont souvent des systèmes convectifs de méso-échelle (Mesoscale Convective System (MCS)). Un système convectif de méso-échelle est un système nuageux constitué d'un ensemble de cellules convectives dont la zone continue de précipitation atteint au moins 100 km dans une direction d'après une définition de Houze (1993).

L'apparition et le développement des MCS n'est possible que dans un environnement synoptique favorable : en présence de masse d'air humide et instable (Nuissier *et al.*, 2008). Ces systèmes sont à régénération rétrograde et se caractérisent généralement par une forme en V de l'enclume détectable dans l'imagerie satellitaire infra-rouge (Scofield, 1985). La particularité climatique conduisant à favoriser ce type d'événement à l'automne reflète l'importance du cycle saisonnier sur le comportement thermique de la mer Méditerranée. En effet, lorsqu'elle est particulièrement chaude (fin de l'été - début de l'automne) elle fournit de la chaleur et de l'humidité aux basses couches de l'atmosphère, instabilisant et humidifiant ainsi la masse d'air. L'autre élément pouvant conduire à une destabilisa-



tion de la masse d'air est la topographie. Les reliefs marqués près des côtes favorisent ces instabilités engendrant un forçage orographique. On parle d'effet orographique lorsque des précipitations sont causées ou renforcées par le passage forcé d'une masse d'air humide sur un relief, notamment quand celle-ci présente un état d'instabilité conditionnelle. En effet, la présence d'un relief contraint la masse d'air au soulèvement, ce qui d'une part la refroidit et précipite l'eau qu'elle contient et d'autre part, peut favoriser le développement de cellules convectives. On parle alors de forçage orographique de la convection. L'effet orographique est maximal lorsque le flux est perpendiculaire à l'axe du relief.

Plusieurs éléments dynamiques sont nécessaires au déclenchement de précipitations sur le pourtour méditerranéen. Ainsi, une nette advection d'air chaud et humide de basses couches provenant de la mer méditerranée couplée à un jet de basse couche de sud à sud-est favorisent la formation de cellules convectives (MCS). Une forte instabilité verticale qui se traduit par une CAPE élevée est également présente pour ce type d'événement. D'autres systèmes de type frontal peuvent également être responsables de tels événements. Les événements précipitants résultant de MCS sont en général plus difficilement prévus par les modèles de prévisions notamment en terme de localisation et d'intensité. On propose ici d'étudier la caractérisation de ces événements en considérant les conditions météorologiques originelles ainsi que la distribution de l'événement précipitant associé. On cherche en particulier à mettre en évidence si une caractérisation des événements précipitants à partir des délais troposphériques restitués par GPS est possible.

### 3.1.2 Les campagnes OHMCV (2003-2006)

Les campagnes GPS OHMCV ont pour objet l'étude des pluies intenses et des crues-éclair en région méditerranéenne. L'observatoire regroupe des laboratoires de disciplines variées afin d'améliorer les connaissances et les capacités de prévisions du risque hydro-météorologique associé aux pluies intenses et aux crues éclairs. Trois pôles d'observations ont été mis en place autour des archives historiques, des retours d'expériences sur le terrain et de l'observation hydro-météorologique détaillée et durable en région Cévennes-Vivarais. L'observation hydro-météorologique comporte un réseau d'observation radar, pluviométrique et de débit.

Les réseaux GPS ont été déployés afin de caractériser les conditions météorologiques en vapeur d'eau à l'origine des pluies cévenoles. Le réseau permet aussi d'effectuer de l'assimilation de données GPS.

En dehors du réseau GPS, l'instrumentation opérationnelle de l'observatoire comporte :

- Plusieurs radars météorologiques issus du réseau ARAMIS de Météo France (Nîmes, Bollène et Collobrières) (Fig.3.1(a)) ;
- Un réseau de pluviomètres (environ 400 au pas de temps quotidien et 250 au pas de temps horaire) regroupant ceux de Météo-France, des Directions Départementales de l'Équipement (DDE) de l'Ardèche et du Gard et d'Électricité de France (EDF). Les pluviomètres horaires et quotidiens disponibles figurent sur la carte 3.1(b) ;

- Un réseau de 45 points de contrôle des débits des rivières mis en œuvre par le service de prévision des crues (SPC) du Grand Delta et les Directions de l'Environnement (DIREN) Rhône-Alpes et Languedoc Roussillon ;

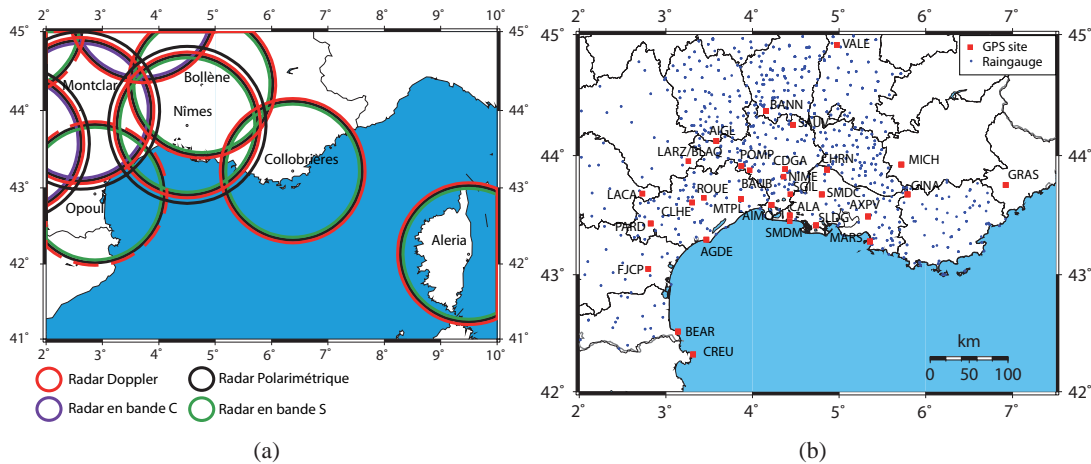


FIG. 3.1 – a) Réseau radar ARAMIS de Météo France dans le Sud de la France ; b) Réseau de pluviomètres et données GPS disponibles pour les campagnes réalisées entre 2003 et 2006

Nous proposons ici de tirer parti de l'ensemble des données qui ont été archivées entre 2003 et 2006 à la fois pour les pluviomètres et les données GPS afin d'analyser la variabilité de la vapeur d'eau avec la distribution des pluies dans le cas de forts événements précipitants.

### 3.1.3 Présentation de l'Article : Characterisation of Mediterranean rainfall events from GPS water vapour monitoring

Afin de caractériser l'environnement météorologique à l'origine des pluies intenses Méditerranéennes, des analyses à mésoéchelle ont été effectuées par Ricard *et al.* (2008). Ducrocq *et al.* (2008) ont réalisé une climatologie basée sur des analyses 3D-VAR de mésoéchelle pour des épisodes de pluies intenses sur une période de 4 ans entre 2003 et 2006. On considère les événements ayant causé des pluies quotidiennes dépassant 150 mm entre le 15 août et le 31 décembre. Les données analysées proviennent d'un réseau dense d'observations de surface, des radiosondes et des données satellitaires. Les données foudre et précipitations horaires sont utilisées pour identifier les phases initiale, mature et finale de ces épisodes. Ces analyses, réalisées toutes les 6 heures durant le cycle de vie de ces systèmes, permettent de documenter l'évolution temporelle d'ingrédients clés tels que les jets de basses couches (intensité, orientation), l'instabilité convective disponible et le degré d'humidité de l'atmosphère. Afin d'identifier des caractéristiques de l'environnement de basses couches différentes selon la localisation des précipitations, quatre zones géographiques ont été considérées (Languedoc-Roussillon, Cévennes-Vivarais, Alpes du sud et Corse). Des analyses composites sont ainsi produites en moyennant les variables pour chaque zone et chaque phase. L'étude menée par Ducrocq *et al.* (2008) permet de classer

les événements selon quatre classes en tenant compte des paramètres météorologiques comme le flux de basses couches et de vapeur d'eau, la CAPE (chapitre 1), l'eau précipitable et la convergence du flux d'humidité entres autres.

Suite à l'étude menée par Ducrocq *et al.* (2008) nous cherchons à analyser les relations existantes entre la localisation des pluies et les quantités de vapeur d'eau visibles par GPS quelques heures avant le déclenchement de l'événement et au cours du maximum de précipitations. On peut alors se demander si un lien direct existe entre la géométrie et l'intensité des flux.

Notre étude porte sur l'ensemble des événements ayant un cumul journalier supérieur à 150 mm de 2003 à 2006. L'ensemble des données issues de chaque campagne est utilisé. Un traitement GPS uniforme a été réalisé sur l'ensemble des données. Une étude similaire avait été amorcée par Lauvaux (2005) sur quelques événements. On propose ici de systématiser les interprétations à l'ensemble des cas. On complète les données GPS par des données pluviométriques issues de l'OHMCV. D'autre part, afin de mieux comprendre les mécanismes en jeu en termes de transport des masses d'air humide on utilise des images satellites QuikSCAT qui renseignent sur l'orientation et les vents de surface en mer.

Afin d'étudier les liens existants entre la distribution de vapeur d'eau visible par GPS et la localisation du cumul de pluies conséquent, on calcule des anomalies de ZTD. Les anomalies de ZTD sont calculées en soustrayant la moyenne saisonnière (effectuée sur l'automne de l'année de l'événement considéré) de ZTD pour une station donnée à la valeur de ZTD observé à l'instant  $t$  à cette même station. On normalise ensuite cette différence par la même moyenne saisonnière. Le résultat final s'exprime en pourcentage (Eq.3.1).

$$Anomalie_{ZTD} = 100 \times \frac{ZTD - ZTD_{Moy\text{saison}}}{ZTD_{Moy\text{saison}}} \quad (3.1)$$

La méthodologie consiste dans un premier temps à regarder l'ensemble des quarante événements ayant un cumul supérieur à 150 mm. On applique ensuite une sélection qui conserve les événements pour lesquels on observe une intensité d'anomalies contrastée pour l'ensemble des stations observées. On préfère également conserver les événements pour lesquels la distribution des précipitations est suffisamment étendue et ne se limite pas à une zone de précipitation trop localisée. Les analyses combinent les données GPS, les données de pluviométrie et les vents issus d'images QuikSCAT. On analyse en particulier la variabilité du ZTD conjointement avec l'évolution temporelle du cumul de pluie à la station. Ces comparaisons sont réalisées en choisissant la station GPS et le pluviomètre le plus proche de la localisation de l'événement pluvieux. A l'aide de ces analyses on détermine trois classes d'événements qui dépendent de la localisation de la pluie. On conserve une classification géographique afin de pouvoir comparer nos résultats aux études précédemment menées par Ricard *et al.* (2007), Ducrocq *et al.* (2008) et Boudevillain *et al.* (2009).

Les trois classes sont définies ainsi (Fig.3.2) :

1. PMN s'étend de la plaine de l'Aude à la Montagne Noire et jusqu'aux Pyrénées.
2. LCV correspond à la région qui inclut les Cévennes et la plaine du Languedoc.
3. PACA s'étend du Rhône à la frontière italienne.

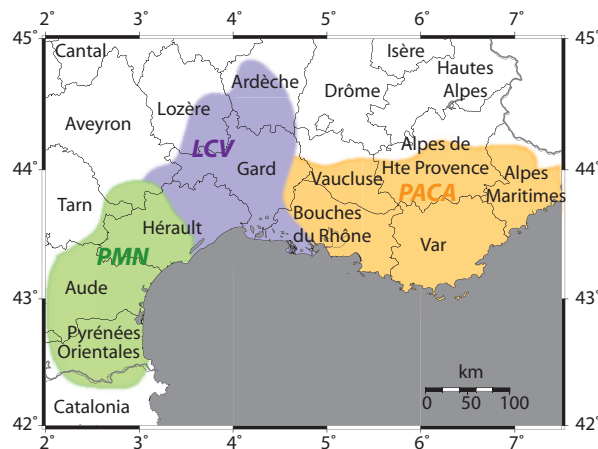


FIG. 3.2 – Définition des classes d'événements déterminées en fonction de la localisation des pluies : PMN, LCV et PACA

Pour chacun des événements on réalise deux types de cartes. Le premier type, permet de connaître la distribution des anomalies avant le début des pluies. Les anomalies sont réalisées en effectuant la moyenne des ZTD à la station sur une fenêtre de 4 heures : de -2h à +2h avant le début de l'événement. Le second type de carte est construit de la même façon mais autour du temps où le maximum de cumul de précipitation est atteint.

Pour deux événements choisis (13 Octobre 2005 et 16 Novembre 2006) on regarde plus en détails l'évolution des anomalies de ZTD au cours du temps. On réalise alors des cartes dix heures et cinq heures avant le maximum de l'événement et cinq heures après ce maximum. A titre indicatif, on montre ici la répartition de la pluie typique d'un événement Cévenol qui a lieu pour l'événement du 16-17 Novembre 2006. La distribution des zones de précipitations correspond à la classe LCV avec un forçage orographique évident dans ce cas (Fig.3.3).

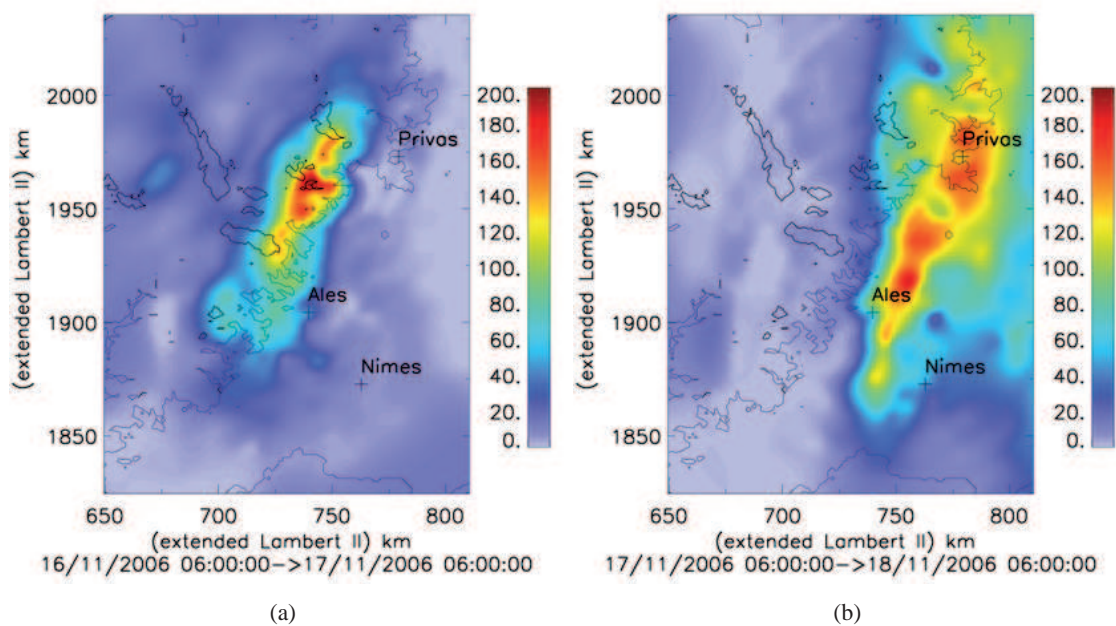


FIG. 3.3 – a) Cumul de précipitations 24h du 16/11/06, 06h UTC au 17/11/06, 06h UTC ; b) Cumul de précipitations 24h du 17/11/06, 06h UTC au 18/11/06, 06h UTC. Source : Sevnol / Brice Boudevillain.

## 3.2 Article soumis à *Journal of Hydrology*

Authors : K. Boniface, F. Masson, C. Champollion, V. Ducrocq, A. Walpersdorf

Received 24 December 2009

Affiliations :

1. Géosciences Montpellier, Université Montpellier II / CNRS, UMR 5243, Montpellier, France.
2. Institut de Physique du Globe de Strasbourg, Université de Strasbourg / CNRS, UMR 7516, Strasbourg, France.
3. Météo-France, CNRM-GAME. Toulouse, France
4. Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, Université Joseph Fourier / CNRS, Grenoble, France

Corresponding author : Boniface Karen, Université Montpellier 2, CC60, 2 pl. Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5, karen.boniface@gm.univ-montp2.fr

### 3.2.1 Abstract

High precipitating events occur regularly during autumn season in South of France along the Mediterranean coast. These extreme precipitation and flooding events produce societal damages. The main limitation to improve the forecast of such events relies on the knowledge of the initial water vapor field (Ducrocq *et al.*, 2002). Usual water vapor observation instrument (radio-sounding, radiometers...) fail to characterize mesoscale distribution of moisture. For a decade, GPS receivers have shown their ability to provide humidity estimation. Thus, GPS dense networks are unique to provide vertically integrated tropospheric water vapor observations. In this work, we use a four years GPS data set from a GPS network to better characterize humidity field in Southern France (mainly Languedoc-Roussillon and Provence) before and during heavy rainfall events. After looking through about 40 study cases a selection of 14 events has been applied. GPS data analysis, rain gauge measurements and satellite wind data are used in accordance with rain location and GPS water vapor mass monitoring. Our systematic GPS data analyses during several HPE events revealed that multiple HPE schemes arise from combining humidity monitored by GPS with wind surface information, in particular, thanks to the unique spatial and temporal resolution of the GPS data.

### 3.2.2 Introduction

In autumn, southern France along the Mediterranean arc is regularly the theatre of heavy precipitation events (HPE) leading to flash-floods that produce societal damages such as public and private goods destruction but also sometimes loss of lives. Most of the Mediterranean coastal areas (see Fig.3.4 for geographical names used hereafter) are affected, and all the French coast from the Catalane coast (Aude event in November 1999 ; Ducrocq *et al.* (2002)) to the Provence-Côte d'Azur

region (Vaison la Romaine event in September 1992 ; Senesi *et al.* (1996)), including the Cévennes-Vivarais region (Gard case in September 2002 ; Delrieu *et al.* (2005)). In some cases, rainfall totals reach exceptional values as seen during notably the event of the 8-9<sup>th</sup> September 2002 in the Gard region (Champollion *et al.*, 2004; Delrieu *et al.*, 2005; Brenot *et al.*, 2006). The geographical extent of the rainfall was extremely large : an area of about 5000 km<sup>2</sup> received an accumulated amount of precipitation of more than 300 mm in a 48 hour period. Given the amount of precipitation and the extent of flooding this event is classified as a centennial catastrophe. Such a value is close to the actual mean accumulated precipitation over a year for that region.

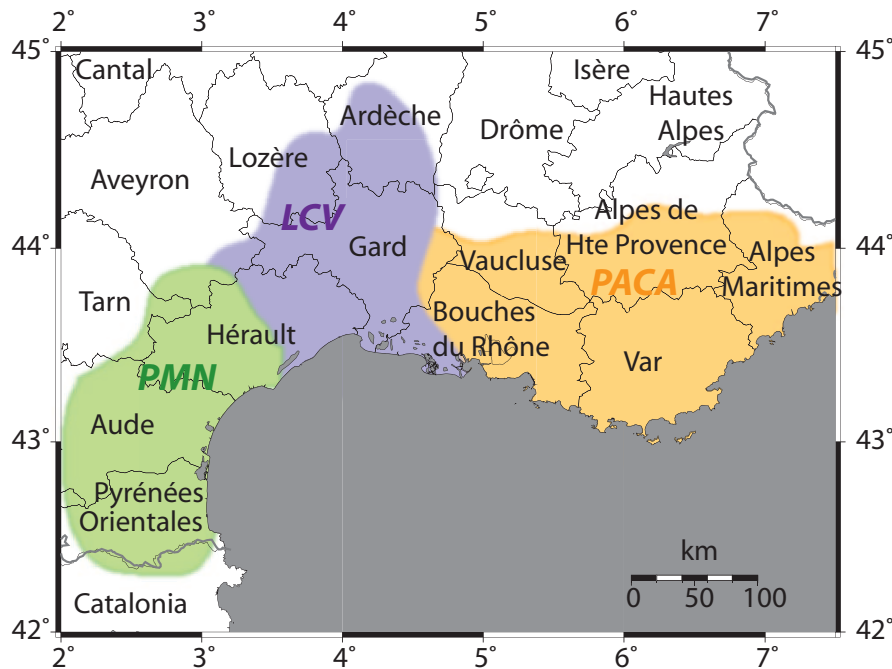


FIG. 3.4 – Map of South France administrative departments names and geographical delimitations of the PMN, LCV and PACA class of events.

HPE can be attributed to either convective or non-convective processes or a combination of both (Nuissier *et al.*, 2008). When frontal disturbances slow down and are strengthened by the relief of the Massif Central and the Alps, a large amount of precipitation can accumulate over several days. Conversely, when a Mesoscale Convective System (MCS) stays over the area for several hours significant rainfall totals can be recorded in less than a day. Most of the dramatic flash-flood events result from a quasi-stationary MCS. The factors leading to such HPE are the following (Delrieu *et al.*, 2005; Nuissier *et al.*, 2008; Ducrocq *et al.*, 2008) :

1. The Mediterranean Sea acts as a reservoir of energy and moisture for the lower layer of the atmosphere, especially at the end of summer and beginning of fall, when the sea is still warm.
2. At synoptic scale, an upper-level pressure trough generally extended from the British Islands to

the Iberia Peninsula generates an easterly to southwesterly low-level flow that brings these moist and warm Mediterranean air masses toward the coast. The upper-level cold cut-off associated with the trough contributes to destabilize these air masses.

3. The relief of the Alps, Massif Central and Pyrenees directly triggers deep convection over the mountain ranges through orographic lifting, or indirectly, through low-level convergence produced by low-level flow channeling and/or thunderstorm-driven low-level cold-pool.

Based on high-resolution atmospheric simulations of three HPE, Ducrocq *et al.* (2008) showed that the deep convection forms preferentially at the tip of the moderate to intense easterly to southerly low-level flow over the region of Gulf of Lion. This low-level jet is associated with either intense low-level moisture flux or strong CAPE to focus the deep convection development over the same area during several hours. Ricard *et al.* (2007) systematized this study by characterizing the mesoscale environment in which HPE developed over a 5-year period considering all the cases with daily precipitation greater than 150 mm. A climatology based on 6-hourly 3D-var mesoscale analyses was constituted for the all life cycle of the heavy precipitating systems. The relationship between location of the heaviest precipitation and characteristics of the low-level mesoscale ingredients was studied through composite maps of meteorological parameters (low-level flow, water vapor flux, CAPE, Integrated Water Vapor (IWV), low-level moisture convergence, etc). The direction of the low-level winds over the Gulf of Lions was found directly related to the location of the heaviest precipitation : southeasterly winds for HPE over the Languedoc-Roussillon, southerly flow over the Cévennes-Vivarais region and south-westerly winds over the Provence-Côte d'Azur region. A 50-100 km wide tongue of low-level moisture flux impinges the region where heavy rainfall occurs. Mesoscale water vapor and instability sources are located upstream ; indeed, the moisture and instability are transported by low-level jets toward the target area.

In this study, we take advantage of the GPS mesonet deployed since 2003 in southern France in the framework of the Cévennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory (OHM-CV ; Delrieu *et al.* (2005)). GPS data provide having mesoscale observations to characterize the atmospheric water vapor content. Up to the nineties, only sparse radio-soundings (for example seven stations in France only twice every day) and some radiometers (but none operationally) were available to provide accurate measurements of the water vapor. Thus, water vapor observations were not provided at temporal and spatial scales sufficiently resolved to characterise the mesoscale distribution of moisture. Since a decade, GPS measurements, in addition its initial purpose (i.e. positioning), have demonstrated to provide accurate humidity estimations. Since water vapor modifies atmospheric refractivity, satellite-receiver path delays provide unique information on Zenithal Tropospheric Delay (ZTD) that can further be converted into a total integrated water vapor (IWV) quantity (Bevis *et al.*, 1992). To date, dense GPS networks are even unique to provide vertically integrated tropospheric water vapor observations. Numerous studies have shown validations of GPS to quantify water vapor regarding other techniques such as radiometers, radiosondes or NWP (Numerical Weather Prediction) models



(Rocken *et al.*, 1995; Vedel *et al.*, 2004; Bock *et al.*, 2005, 2007; Wang et Zhang, 2008). Most of the comparisons yield to an agreement on the level of 1-2 kg/m<sup>2</sup> for IWV and 1 cm for ZTD. Others studies use GPS to assess the impact of assimilating GPS observations on the initial conditions or for validation of the model forecasts (Zou *et al.*, 1995; Kuo *et al.*, 1998; Vedel *et al.*, 2004; Yan *et al.*, 2009; Boniface *et al.*, 2009). One of the general results highlighted for these studies is that assimilating GPS data could have an overall neutral impact with a positive impact for heavy rainfall. IWV and ZTD have also been used in various study cases (Champollion *et al.*, 2004; Brenot *et al.*, 2006; Bastin *et al.*, 2007) and climate monitoring (Gradinarsky *et al.*, 2002; Nilsson et Elgered, 2008).

In this study GPS observations are used to characterize the moisture field at mesoscale during 4 HPE seasons (2003-2006). Then, the relationship between rain location for daily rainfall above 150 mm and GPS ZTD a few hours before and during HPEs is examined. We take advantage of the four-year autumn data set from the OHM-CV which includes data from more than 20 GPS stations in southern France (mainly Languedoc-Roussillon and Provence regions) and covers the autumns from 2003 to 2006. The data collected by continuously or semi-continuously geodetic networks in Southern France as well as some reference GPS stations in Europe are used. Such a high-resolution data set, well designed to capture the high-time and spatial variability of the moisture field over land, has never been used to perform a systematic survey of the water vapor content associated with HPEs. Most of the past studies about HPE in the Mediterranean area focus only on a few study cases.

Case studies allow looking in details at the meteorological processes leading to a specific HPE but can not be easily used to describe other events. Conversely, systematic studies should distinguish essential common processes (if available) to most of the HPE events. However until now, systematic studies have been down using precipitation patterns (rain gauge or radar) for classification, or numerical model outputs for other meteorological variables. A direct relationship between different kinds of observations has not been fully exploited. Also, only well modelled processes can be extracted for this type of systematic studies. Moreover, since, Quantitative Precipitation Forecasts (QPF) of Mediterranean HPEs are relatively inaccurate, systematic characteristics of the HPE from numerical model outputs will not reflect the « real » processes. In this paper, the main idea is to look at GPS measured ZTD and study some simple hypotheses coming from the previous case studies : can we distinguish different HPEs (in terms of location of the rainfall) with ZTD information ? Is the water vapor distribution and dynamic reflecting the type of event (location, intensity, area of rainfall) ? In this study we will therefore voluntarily simplify the meteorological analysis but look at a large number of events, describing ZTD anomalies for numerous sites and searching for systematic (or not) characteristics and their impact on rain distribution.

In the following sections, we will first describe, the methodology and data used. Then, a detailed analysis of the relationship between the location of the rainfall and the water vapor content is carried out for a sub-set of 14 HPEs using complementary surface wind information. A discussion follows with respect to the previous climatological studies of HPEs.

### 3.2.3 Data and methods

For this work, about 40 study cases of HPEs in South of France were available with 24 hours precipitation exceeding 150 mm. This data set has been reduced based on the number of GPS data and their quality, the representativeness and the intensity of the HPE. We finally select a set of 14 HPEs that allow a statistical approach and to test the conclusions of Ricard *et al.* (2007) using GPS data. Our analyses are based on GPS data, rain gauge measurements and satellite wind data from the QuikSCAT scatterometer. Surface winds have also been monitored using numerical forecasts from the regional Météo-France ALADIN model. Additional meteorological weather charts are used to look through the synoptic situations over France with surface analyses and 500 hPa analyses. GPS and rain gauge data are provided by the Hydrometeorological Cévennes Vivarais Observatory (OHMCV) (Delrieu, 2003).

The OHMCV gathers several institutes from several fields of geosciences and socio-human sciences. The main objectives of this observatory consist in improving observation, comprehension and forecasting of intense rainfall and flash-floods affecting Mediterranean regions especially during the autumn season. Each autumn since 2002, numerous observation instruments are deployed. In particular a GPS system network has been installed to monitor the water vapor during during the so called OHMCV campaigns lasting about four months every year. A rain gauges data base is maintained for hydrological monitoring applications. GPS and rain gauge data are detailed in the following subsection. Figure 3.5 provides a synthetic map of the entire network of rain gauges and GPS stations available for the campaigns realized between 2003 and 2006.

#### GPS data

The annual OHMCV campaigns completed the existing regional permanent GPS stations (RGP network of French IGN, <http://rgp.ign.fr>, and RENAG network of French research institutes and universities, <http://renag.unice.fr>) by adding about 10 temporary receivers each autumn in the Hérault, Gard and Ardèche departments. This non-real time network was deployed from 2003 to 2007 over the Northwestern French Mediterranean region. All the GPS stations used in this study are shown in Figure 3.5. The observing strategy was based on densifying the existing permanent GPS network to better monitor the water vapor variability, necessary to understand its relation to heavy rainfall occurring in that region in autumn and also to proceed to further data assimilation experiments. In total there were about 40 permanent or temporary GPS stations in the final network. The spatial resolution of the network is about 50x50 km with an increase of the density along the coast between the Gard and Hérault departments. The choice to reinforce GPS density in this area was made to better understand better mechanisms responsible for precipitation triggering caused by frequent inward marine surface flux. The GPS network had therefore to be developed sufficiently to test experimentally the relationship between location and dynamic of the moist tongue and of the intense precipitations. The entire set of data has been computed homogeneously in post processing mode. This allows us

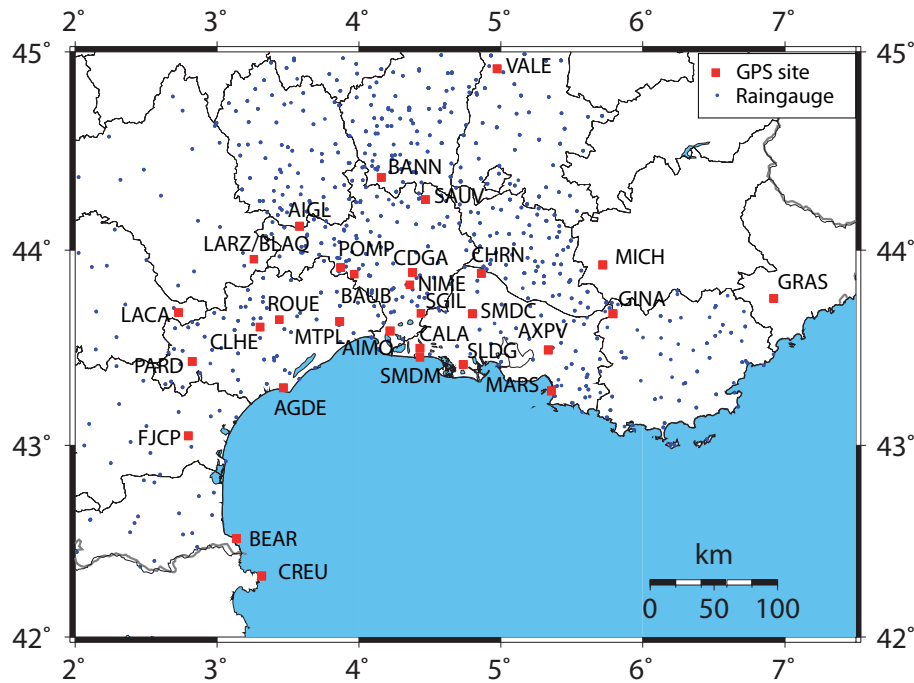


FIG. 3.5 – Geographical map of the Western Mediterranean basin presenting the rain gauge stations and GPS site locations used in the study.

to use final IGS (International GNSS Service) orbits. Raw GPS observations have been processed to issue 60 minutes accurate GPS ZTD using the GAMIT software - release 10.32 (King et Bock, 2007). During a first run, accurate GPS station coordinates are estimated. The coordinates issued from the first run are re-used for a second run that delivers atmospheric parameters : ZTD and horizontal gradients (the latter not used here). In both runs about 15 GPS stations from Western Europe are used as a reference. This allows to have an optimal set of a priori coordinates and therefore a final absolute precise ZTD estimation ( $\pm 1$  cm) (Tregoning *et al.*, 1998). For details about the GPS data processing, refer to (Walpersdorf *et al.*, 2004). The mapping function selected for mapping down the total delays is the Global Mapping Function (GMF) (Niell, 1996). The Zenith Total Delay (ZTD) obtained after GPS data processing represents the vertically integrated refractivity which is function of pressure, temperature and water vapor mixing ratio in the atmospheric column above the station (Saastamoinen, 1972). Conversion from ZTD to IWV has not been done in the processing as surface pressure and temperature measurements were not available at locations close to all GPS site. The idea of using surface parameters from numerical weather models has been discarded because the accuracy of the models is lower during such high events. The aim of the study is to bring observational facts about the HPEs and to compare them with conclusions from numerical experiments (Ricard *et al.*, 2007). Therefore the data processing must be completely independent from numerical models. Moreover, short time (a few hours) and spatial ZTD variations can be interpreted as water vapor variations (Baker *et al.*, 2001;

Champollion *et al.*, 2004). Only large scale or long period ZTD variations are due to pressure variability. The main drawback of the approach is to disallow quantitative estimation of the relationship between the water vapor flux and the precipitations. Nevertheless, such a simple quantitative relation has never been observed in previous GPS IWV studies.

### **Rain gauges data**

The rain gauges networks used for this study are operated by three different operational weather and hydrological services (Météo France, the Grand Delta Flood Prediction Unit and the EDF electricity utility). All the rain gauge stations available for the entire period of the study (between 2003 and 2006) are shown on Figure 3.5. An important role of the OHMCV project consists in gathering and critically analysing such datasets. The daily rain gauges density is about one per 64 km<sup>2</sup> and the hourly rain gauges density is about one per 200 km<sup>2</sup>. These two data sources provided a dense network recording hourly or daily rainfall data. A geostatistical data quality control has been implemented to automatically detect abnormal differences between rain amounts at neighbouring rain gauges using the variogram function (Kirstetter, 2008). The total number of rain gauges is about 250 depending on the selected year. Then, kriging technique has been used to establish and select reference rainfall values (Creutin et Obled, 1982; Lebel *et al.*, 1987). The kriging estimation variance gives an indicator of the reference rainfall accuracy (Delrieu *et al.*, 1988).

### **Composite maps methodology**

In order to analyze the relation existing between water vapor distribution monitored by GPS and consequent accumulated rainfall in case of heavy rain we propose to build composite maps of these two quantities. ZTD quantity is highly variable depending on the altitude of the station and the time of the year. Therefore, to take into account the seasonal and altitude variability of each station we have normalized the ZTD. For each site, seasonal mean ZTD has been computed for the corresponding entire autumn period campaign and then subtracted from the ZTD. ZTD anomalies are expressed in percentage around the seasonal mean. Additional normalization taking into account the effect of difference in altitude between stations has not been applied separately since the seasonal mean applied to each site allows already a sufficient estimation of the ZTD anomaly. Then, the rainfall distribution has been plotted using an interpolation between the available hourly accumulated rain gauges of the domain. These composite maps have been built using only hourly rainfall data in order to have a better temporal monitoring. Each of the 14 events has been analyzed up to understand the evolution of ZTD anomalies before and during the event with respect to the rain distribution.

To characterize the situation before the beginning of a rain event we select the time corresponding to rain initiation in the rain gauge record where the maximum of cumulative rainfall associated is found for the selected event. Then we average the ZTD data of each station over a 4h time window at [-2h ; +2h] around the start of the rain. To characterize the situation during the event we average over

a 4h time window surrounding the time where the maximum of cumulative rainfall is found for one rain gauge. Two kinds of maps are thus produced to analyze the evolution in terms of ZTD anomaly before and during an event.

For two selected study cases (2006, Nov. 16 and 2005, Oct. 13) we further analyzed the time-evolution of the ZTD anomaly during the precipitation life cycle. For these cases, maps are drawn at different time lags from the time of maximum cumulative rainfall. The maps are produced and analyzed ten hours and five hours before the time of maximum event and five hours after.

### **10-m winds**

In order to relate our study to low-level flow directions as in the study of Ricard *et al.* (2008), several 10-m wind products have been collected : the mesoscale very short-range ALADIN wind forecast, the QuikSCAT wind product, and meteorological surface charts.

The ALADIN forecast system has a horizontal resolution of about 9.5 kilometres. For an overall description of ALADIN, we refer to Bubnovà *et al.* (1995) or Radnóti (1995). 10-m winds issued from the 6-h and 12-h ALADIN forecasts are used in our study. Wind velocity measurements are derived from the Sea Winds sensor on NASA's QuikSCAT satellite at 25 km resolution. These data are available from January 2005 on and at 12 UTC only. The comparison between the short-range ALADIN forecasts and QuikSCAT data for the 2006 events shows that they generally agree on the main wind direction over the Gulf of Lion for moderate to intense winds that prevail during heavy precipitation events. Figure 3.6 shows, thanks to one example (December 2<sup>nd</sup>, 2006), that dominant winds surface flow is roughly constant along a day. For all the 2006 events the ALADIN wind forecasts have been checked and allow to make the hypothesis that predominant surface winds can be approximated with the 12UTC QuikSCAT images.

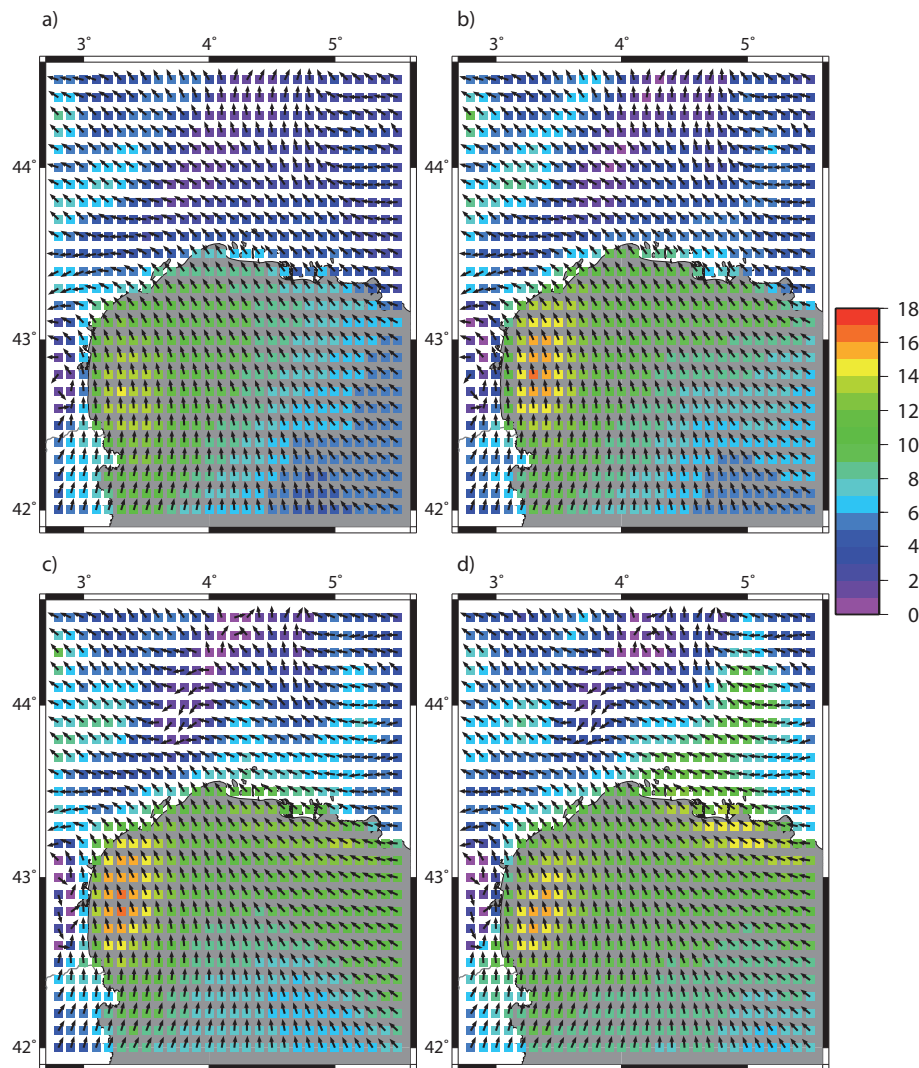


FIG. 3.6 – 10-m wind forecasts performed with ALADIN. a) 6h forecast, 2 Dec. 2006 at 00 UTC. b) 12h forecast, 2 Dec. 2006 at 00 UTC. c) 6h forecast, 2 Dec. 2006 at 12 UTC. d) 12h forecast, 2 Dec. 2006 at 12 UTC.

In addition, especially for cases where neither QuikSCAT nor ALADIN forecasts were available, meteorological charts from Météo-France have been used to determine the main low-level flow direction over the region.

### 3.2.4 Case studies

In this chapter, the 14 selected events are described. We distinguish in the following three different classes of HPEs depending on the location of the rainfall. All geographical names are indicated on the map of the Figure 3.5. The geographical classification is derived from Ricard *et al.* (2007) for later

discussion. The three classes are :

- PMN the region located west of Agde including the Montagne Noire, the Aude plain and the Pyrenees mountains (Pyrennees Orientales, Aude and Western Herault Departments). The PMN class is equivalent to the « Languedoc-Roussillon case » in Ricard *et al.* (2007).
- LCV the region from Agde to the Rhone River which includes the Cévennes and Vivarais mountains and the plain of the Languedoc (from the Mediterranean Sea to the Cévennes and Vivarais mountains) which includes Montpellier, Nîmes and the Camargue. This region covers the Herault, Gard, Lozere and Ardeche departments. The LCV class is equivalent to the « Cévennes case » in Ricard *et al.* (2007).
- PACA the region from the Rhone River to the Italian border including Marseille, the Provence and the Côte d’Azur (Bouches-du-Rhone, Vaucluse, Var and Alpes-Maritimes departments). The PACA area is mountainous with almost no plains along the Mediterranean coast. It corresponds to the South-Alps case in Ricard *et al.* (2007).

Two of the fourteen selected events are now described in details. The first one (2006, Nov. 16-17) is a LCV event. The second one (2005, Oct. 13) is a PMN case.

2006, Nov. 16-17 (Fig.3.7 and Fig.3.8)

The convective heavy rainfall event that occurred on the 16<sup>th</sup> of November 2006 spans over two days. The event is a typical LCV case. During the first day, the daily precipitation amount reached 215 mm at La Souche (coordinates are 4.125°E ; 44.628°N, recorded from 6 UTC on the 16<sup>th</sup> November to 6 UTC on the 17<sup>th</sup> November 2006). The nearest hourly rain gauge is located in the Ardèche department at Sablières (4.075 44.533). In the morning of the 16<sup>th</sup> November, convective precipitation started over the Cévennes-Vivarais range. Precipitations were attributed to several mesoscale convective systems that developed in the warm air ahead of a frontal system over western France and Spain. The frontal system slowly progressed eastward and merged the day after with the mesoscale quasistationary convective system over the Cévennes-Vivarais mountains. The 24h cumulative rainfall reaches 206.5 mm at Tharaux (coordinates are 4.301°E ; 44.243°N) in the Gard department the 17<sup>th</sup> November in the South-East part of the precipitation field of 16<sup>th</sup> November. The rain intensity in Tharaux shows an hourly peak around 9 UTC on the 17<sup>th</sup> November with more than 60 mm/h. We take the time of maximum rain intensity (9 UTC on the 16<sup>th</sup> November) as a reference to compute anomalies of ZTD 10 h, 5 h before and 5 h after this time.

Ten hours before the rain maximum on the first day of the two days event (16/09), the ZTD around the Catalonia region south to the event shows a slight increase (about 1%). The ZTD of the LCV region increases of 2% in ZTD compared with the seasonal mean. East of the Rhone valley, the ZTD are lower. Five hours before the event the positive anomaly (around 2%) in the plain of the LCV region is increasing and spreading. Later in time, the ZTD anomaly maps reveals during the maximum of rain intensity an amplified increase of around 4% locally (which correspond approximately to 10 g/m<sup>2</sup> of Integrated Water Vapor) reaching from the northern part of the plain region until the Cévennes-

Vivarais foothills. After the event, a slight decrease in ZTD (around 1% corresponding to 1 cm in ZTD) is observed in the region where rainfall has occurred.

Details of the ZTD temporal variations around the event at Banne (BANN) show, that ZTD was slowly increasing since the 14<sup>th</sup> November. A more rapid increase of ZTD begins at 01 UTC the 16<sup>th</sup> November. Then the ZTD reaches a maximum of 2.414 m at 23 UTC which represents an additional 3% in ZTD compared with the mean seasonal value. The ZTD is high during about 10 hours whereas the heaviest rain lasts only a few hours at the stations close to the GPS receiver. One can notice that the maximum of rain intensity occurred three hours later than the time of maximum of ZTD. We can also notice a large decrease of ZTD just after the heaviest rainfall.

QuikSCAT data at 12UTC on the 16<sup>th</sup> November 2006 show dominant southward-southeastward winds with strong intensity in the heart of the Golf of Lion. The maximum of intensity reaches 12 m/s. The winds are oriented towards the area where ZTDs are maximal. Along the Spanish coast and near the Balearic Islands winds are southwesterly oriented and reinforce on the following day reaching 12 m/s close to Valencia and around Menorca. The synoptic conditions are coherent with the QuikSCAT observation. Analysis at 500 hPa confirms that surface winds are coming from south-west due to the presence of a low pressure area over the North of the Mediterranean Sea slowly moving to the South. For this particular case precipitation triggering and maintenance are associated with higher humidity values, which are advected by the Southerly winds over the sea.



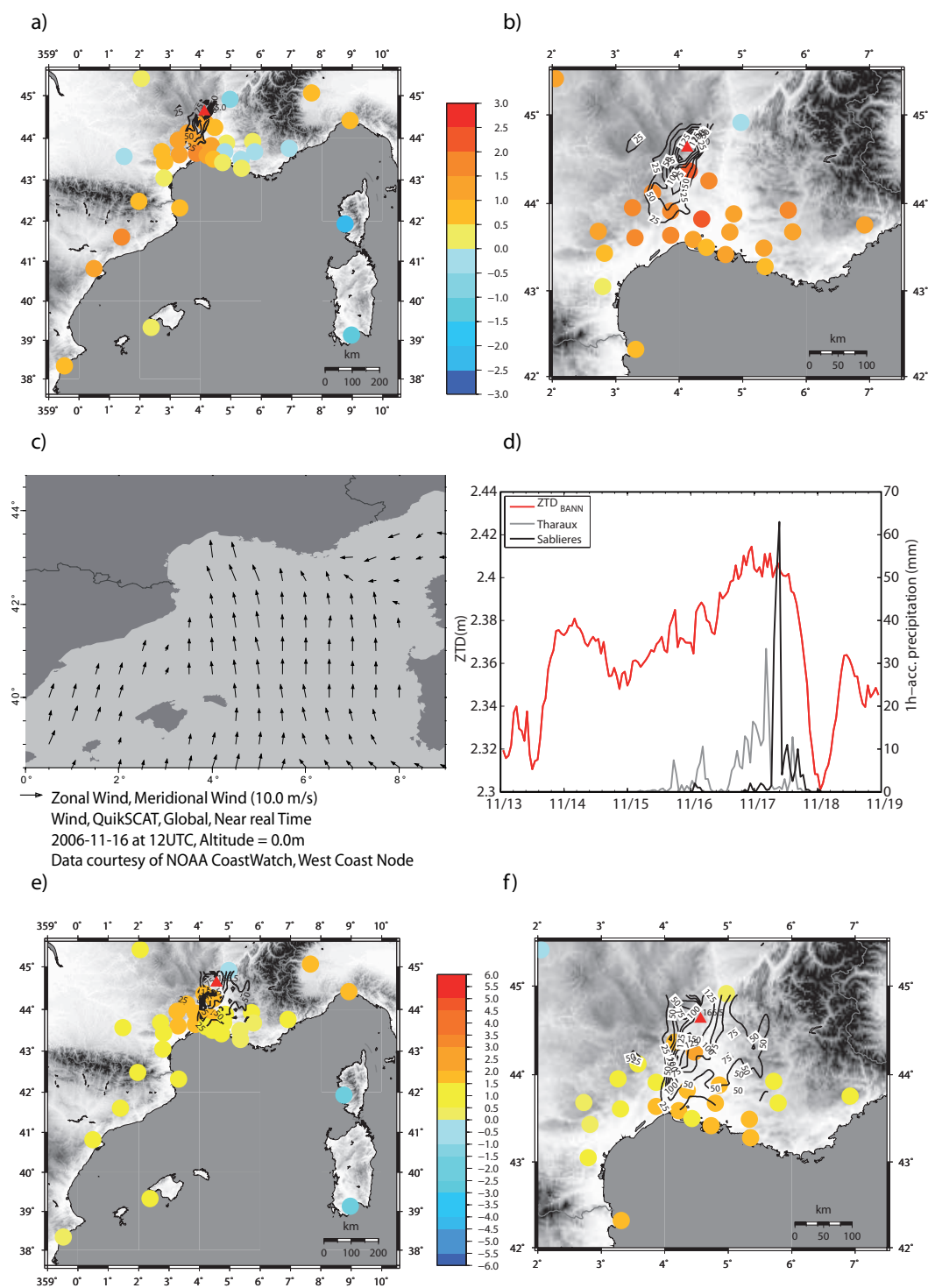


FIG. 3.7 – Case 1 : 16 Nov. 2006 event. a) ZTD anomalies in % at the beginning of the rainfall. Contour lines show the 24h cumulated rainfall distribution. b) ZTD anomalies in % at the time of maximum rainfall. c) Surface 10 m winds observed by QuikSCAT at 12 UTC. d) ZTD time series at BANN GPS site (close to the rainfall peak) and hourly surface rainfall for two rain gauge stations located close to BANN from 13 Nov. 2006 to 19 Nov. 2006. e) ZTD anomalies in % at the beginning of the rainfall for the 17 Nov. 2006 event. Contour lines show the 24h rainfall distribution for the 17 Nov. 2006 event. f) ZTD anomalies in % at the time of maximum rainfall for the 17 Nov. 2006 event.

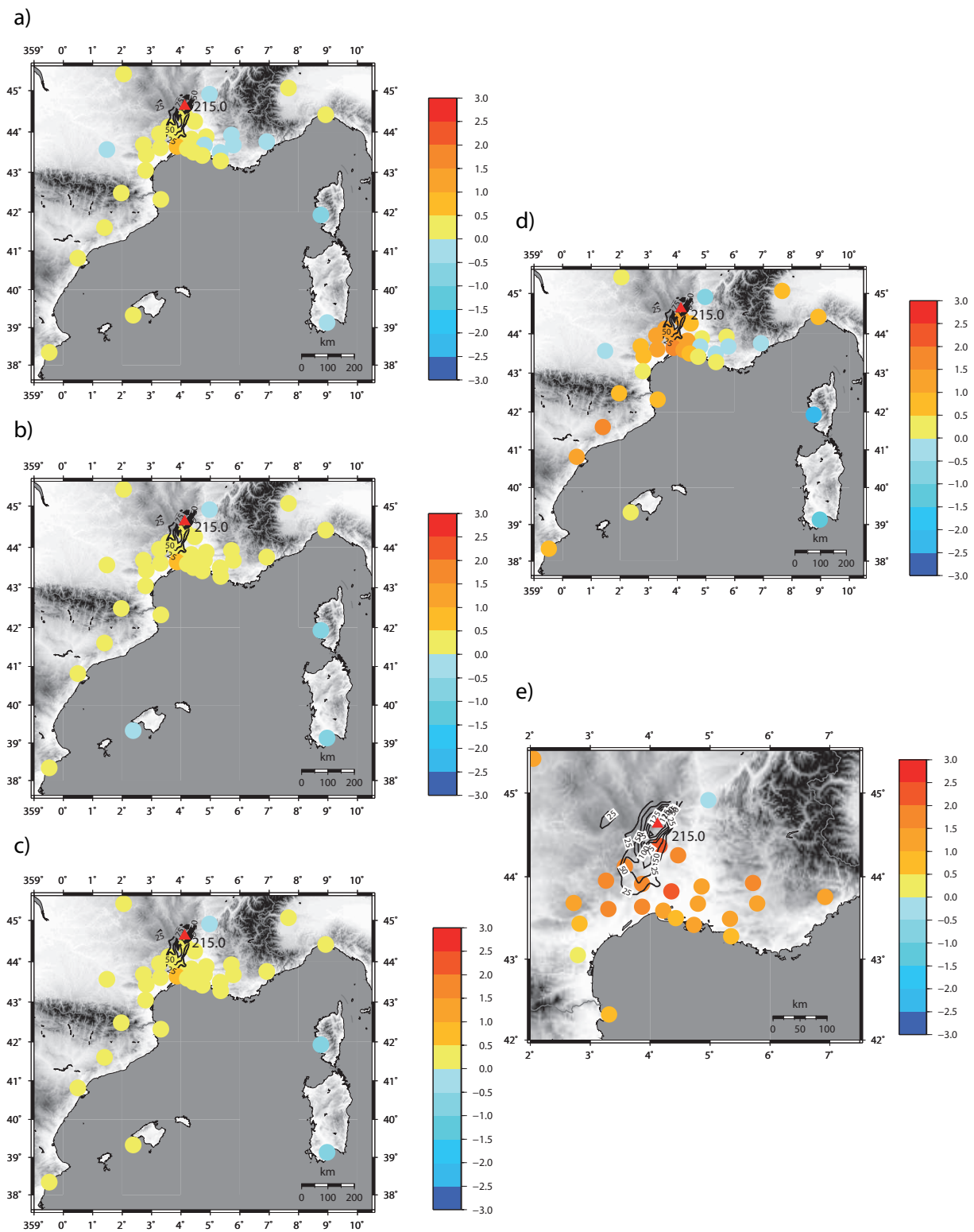


FIG. 3.8 – Case 1 : 16 Nov. 2006 event. a) ZTD anomalies in %, 10 hours before the beginning of the rainfall. Contour lines show the 24h cumulated rainfall distribution. b) ZTD anomalies in %, 5 hours before the beginning of the rainfall. c) ZTD anomalies in %, 5 hours after the beginning of the rainfall. d) ZTD anomalies in % at the beginning of the rainfall. e) ZTD anomalies in % at the time of maximum rainfall.

2005, Oct. 13 (Fig.3.9 and Fig.3.10) This event can be classified as a PMN case. The maximum of 24 hours precipitation is located close to FJCP station in the plain of Aude department. The 24h cumulative rainfall reaches 150 mm between 13<sup>th</sup> October 2005 at 6 UTC and 14<sup>th</sup> October at 6 UTC at Arquettes en Val (in the Aude department). Several precipitating systems coming from Spain slowly progressed over the PMN region during the 13<sup>th</sup> and the night after. First heavy rainfall occur around 12 UTC on the 13<sup>th</sup> of October with an intensity caused mainly by stratiform precipitation about 15 mm/h. On the 14<sup>th</sup> of October around 02 UTC the precipitation become more convective and the intensity reaches almost 25 mm/h.

The ZTD anomalies around Cap Bear are high 10 hours before the event. The situation seems to be local since stations present in Spain or Baleares islands are not showing this kind of behavior. Just before the beginning of the event on 13<sup>th</sup> October (12 UTC), ZTD anomalies are reinforced around Cap Bear with ZTD anomalies reaching +5% (more than 12 cm in excess for the ZTD subtracting the seasonal mean). Positive ZTD anomalies are then moving until FJCP station where heavy rain will be triggered a few hours later. The 13<sup>th</sup> October event is then followed by another rainfall peak lasting only few hours at the beginning of 14<sup>th</sup> of October. In addition, ZTD time series 10 hours after the peak event of 12 UTC show, that the ZTD anomaly increases again of 10% in FJCP. Then at 3 UTC on the 14<sup>th</sup> October ZTD variations in FJCP and close to the Cap Bear are decreasing of about 5 cm in 5 hours. During the event, there is a net regional difference of ZTD anomalies : in the west, a high value of ZTD is observed while east of Agde low values of ZTD are found.

In addition, the ZTD temporal variations a few days before the event show an important and fast increase at FJCP station : ZTD increases from 2.37 m (around 00 UTC the 9<sup>th</sup> October) to 2.474m (the 14<sup>th</sup> October at 00 UTC). The situation around Mallorca is still showing some important ZTD values around 2.55 m the 15<sup>th</sup> October in the evening.

The QuikSCAT image shows strong winds in the eastern part of Mallorca up to 18 m/s that is directly oriented toward the Cap of Bear. The synoptic situation is forced by a low level pressure area centered in the Gulf of Lion establishing a trough above the Aude and Pyreneans regions. Again, high values of humidity registered by the GPS stations close to the Cap Bear are coherent with a transport of moist air masses from the Sea by the easterly low-level winds over the Gulf of Lion.

The following part gives an overview of the twelve other events selected. The description is organised as follow : first, the general meteorological situation is given ; second, rain distribution and amount are described. Then, ZTD evolution is looked in terms of anomalies between the time before the beginning of the rain and the time where peaks of cumulative rainfall are encountered. Finally, surface winds are presented.

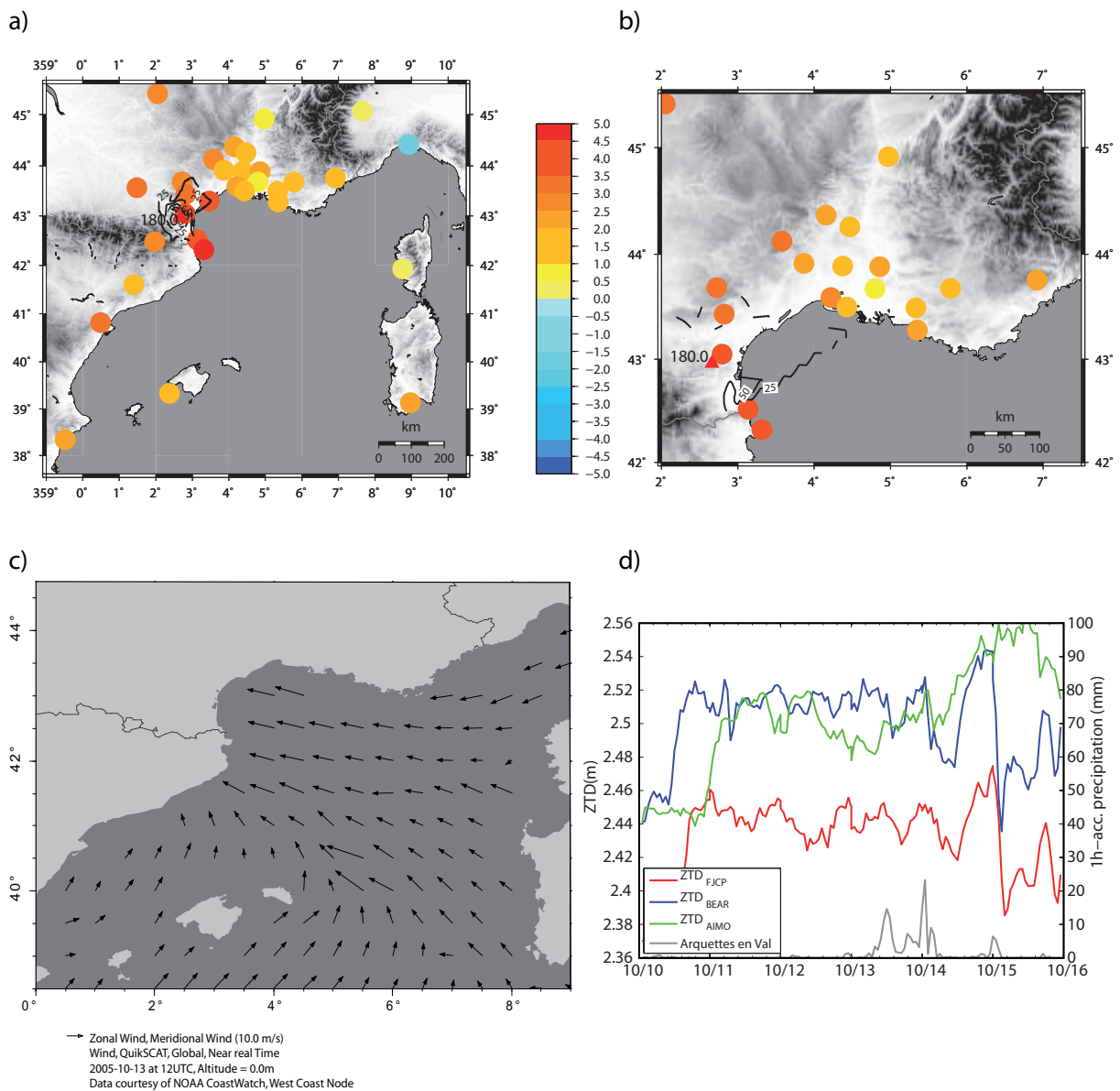


FIG. 3.9 – Case 2 : 13 Oct. 2005 event. a) ZTD anomalies in % at the beginning of the rainfall. Contour lines show the 24h cumulated rainfall distribution. b) ZTD anomalies in % at the time of maximum rainfall. c) Surface 10 m Winds observed by QuikSCAT at 12 UTC. d) ZTD time series at FJCP, BEAR and AIMO GPS sites (close to the rainfall peaks) and hourly surface rainfall for the rain gauge stations located close to FJCP from 10 Oct. 2005 to 16 Oct. 2005.

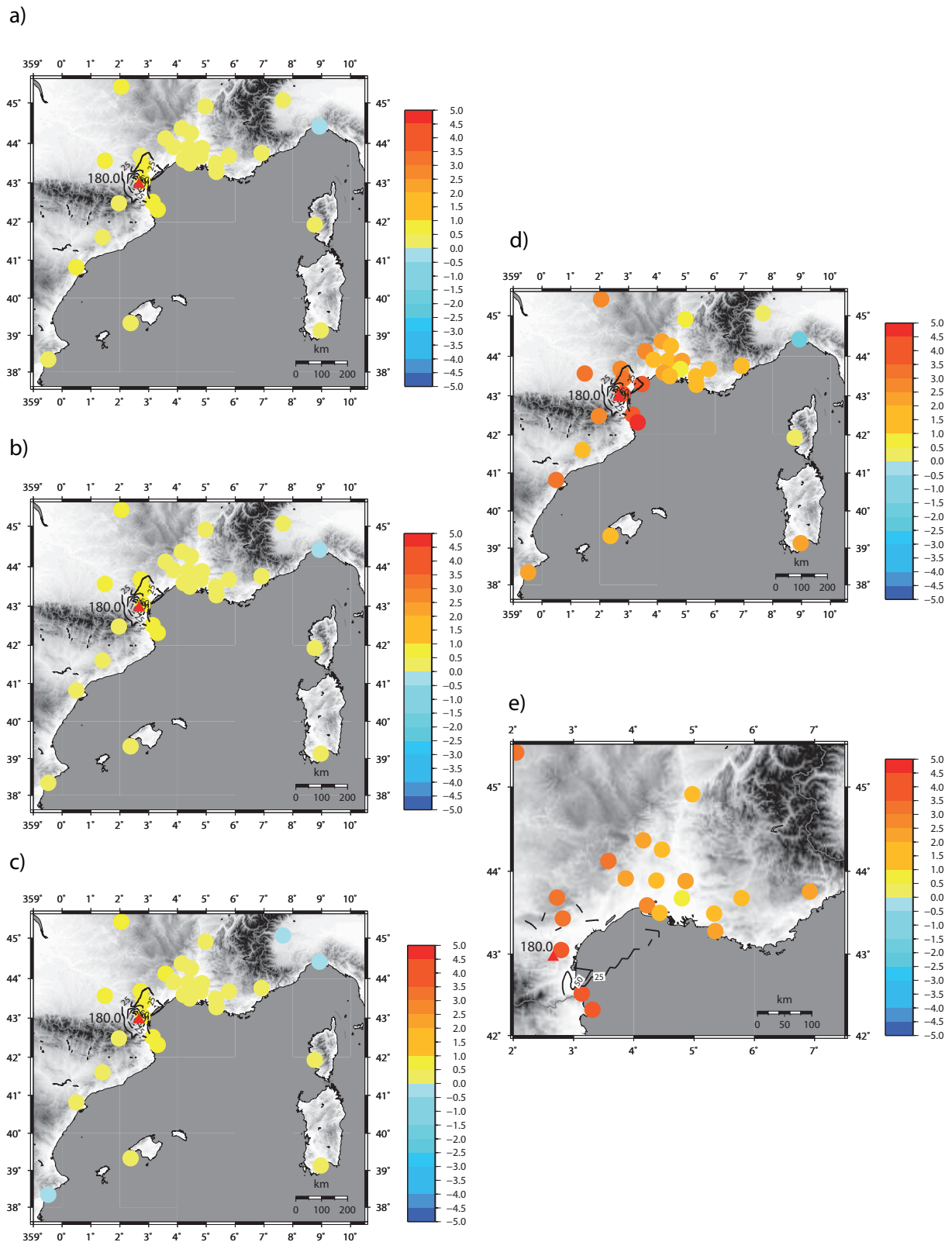


FIG. 3.10 – Case 2 : 13 Oct. 2005 event. a) ZTD anomalies in %, 10 hours before the beginning of the rainfall. Contour lines show the 24h cumulated rainfall distribution. b) ZTD anomalies in %, 5 hours before the beginning of the rainfall. c) ZTD anomalies in %, 5 hours after the beginning of the rainfall. d) ZTD anomalies in % at the beginning of the rainfall. e) ZTD anomalies in % at the time of maximum rainfall.

2003, Sept. 22 (Fig.3.11) A smooth upper-level pressure trough extended from the British Islands to the Biscay bay associated to a small depression centred on the eastern Pyrenees induces south to south-easterly flux over the Gulf of Lion. A mesoscale convective system (MCS) formed over the Hérault department around 06 UTC and slowly progressed eastward. The convective part of this MCS was located over the plains. After 15 UTC, the MCS merged with a frontal precipitating system and progressed eastward. Dissipation of the precipitating system occurred around 20 UTC. High cumulative rainfall is observed in the eastern part of the LCV region (Montpellier (Hérault department) : 280 mm ; Générac (Gard department) : 280 mm ; Arles (Bouches-du-Rhône department) : 265 mm). The convective rainfall is located over the plain, not at the piedmont of the Cévennes. Highest ZTD before and during the event is located close to the coast. GPS stations in the mountains (AIGL, LARZ) show lower values. Comparison of the time series shows that ZTD in the plain increases since 20<sup>th</sup> of September (AIMO, not shown here) while at the AIGL station (not shown), this increase is very brief, starting only on the 22<sup>nd</sup> of September 2003. Rainfall is very concentrated with a huge peak of precipitation just after the maximum of ZTD. The high ZTD values observed prior and during the rainfall event are located just upstream the leading edge of the MCS. This is coherent with a feeding of the MCS by a moist low-level southerly flow.

2003, Oct. 13 (Fig.3.12) A North-South upper-level pressure trough is observed in the middle of the Atlantic Ocean, far from its standard position in typical Mediterranean HPE. A south-easterly low-level flow in the Gulf of Lion is present. A MCS formed over the Cévennes-Vivarais mountain range during the night from 12<sup>th</sup> to 13<sup>th</sup> and then slowly progressed southwestward over the PMN region. The MCS dissipated during late afternoon of the 13<sup>th</sup>. This is clearly an atypical case of evolution. As a result large convective rainfall is observed in the western part of the Hérault department, at the transition zone between the LCV and PMN regions. Cumulative rains of 107 mm, 190 mm and 210 mm is respectively observed in Argeliers (Aude department), Saint-Chinian and Olargues (Hérault department). High ZTD is observed everywhere from Italy to Catalonia north of a Corsica-Barcelona transect. A careful study of the time series shows that this high value is not obtained following the same time evolution for all the stations. Stations located east of the main rainfall (GINA) show a progressive increase starting on the 9<sup>th</sup> of October while the stations close to the main rainfall show a very abrupt increase on the 12<sup>th</sup> of October. Rainfall occurs at a time when numerous GPS sites show a large increase in ZTD. For this event, a simple analysis of the ZTD values does not allow to localise the precipitation area. A study of the temporal gradients seems more informative. Low-level easterly to northeasterly winds are present in the region, and explained the motion of the MCS. Contrary to the previous case, the system is not fed by a moist conveyor belt over the Mediterranean Sea.

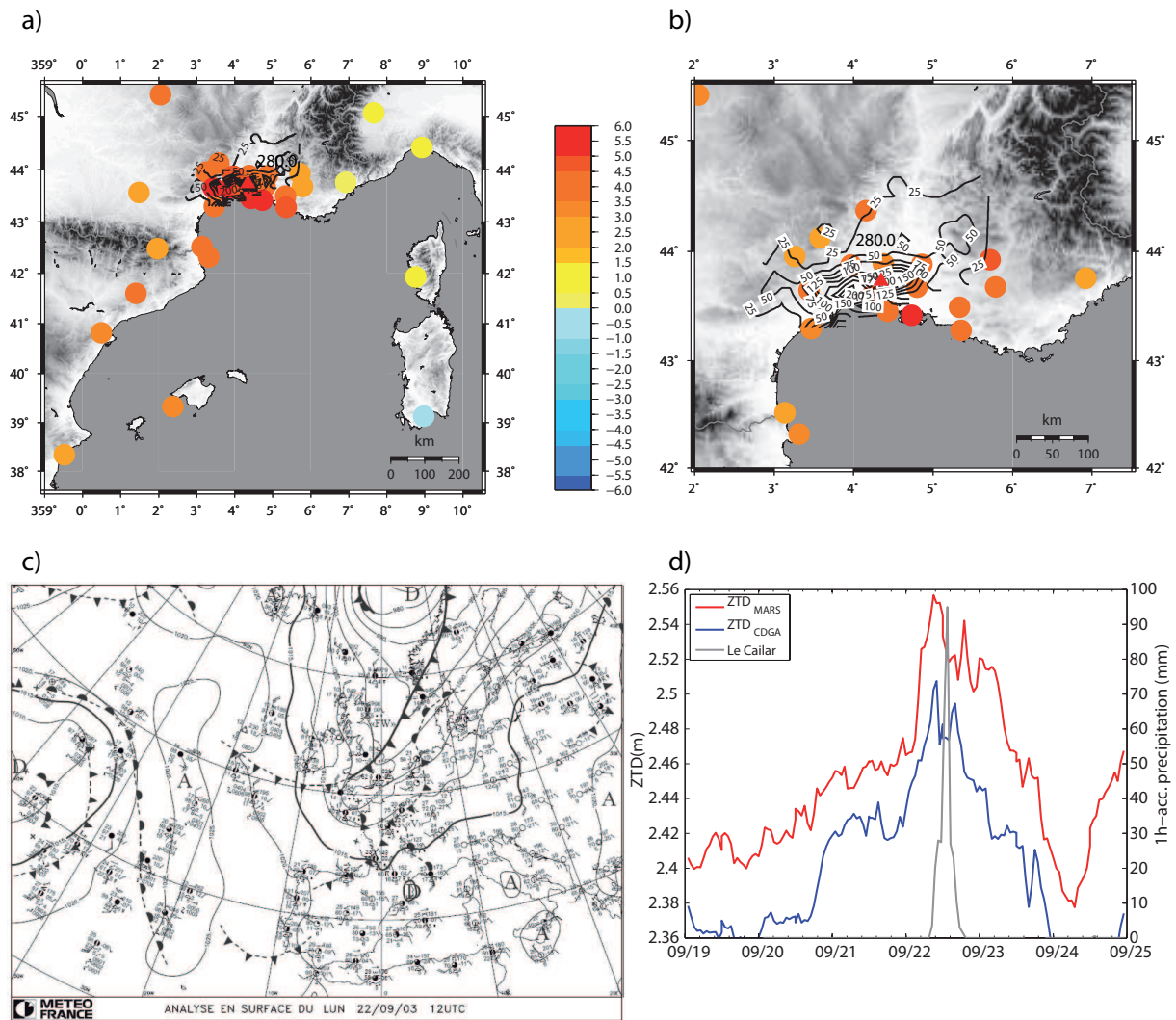


FIG. 3.11 – Case 3 : 22 Sept. 2003 event. a) ZTD anomalies in % at the beginning of the rainfall. Contour lines show the 24h cumulated rainfall distribution. b) ZTD anomalies in % at the time of maximum rainfall. c) Surface map valid at 12 UTC d) ZTD time series at MARS and CDGA GPS sites (close to the rainfall peaks) and hourly surface rainfall for the rain gauge station located close to CDGA from 19 Sept. 2003 to 25 Sept. 2003.

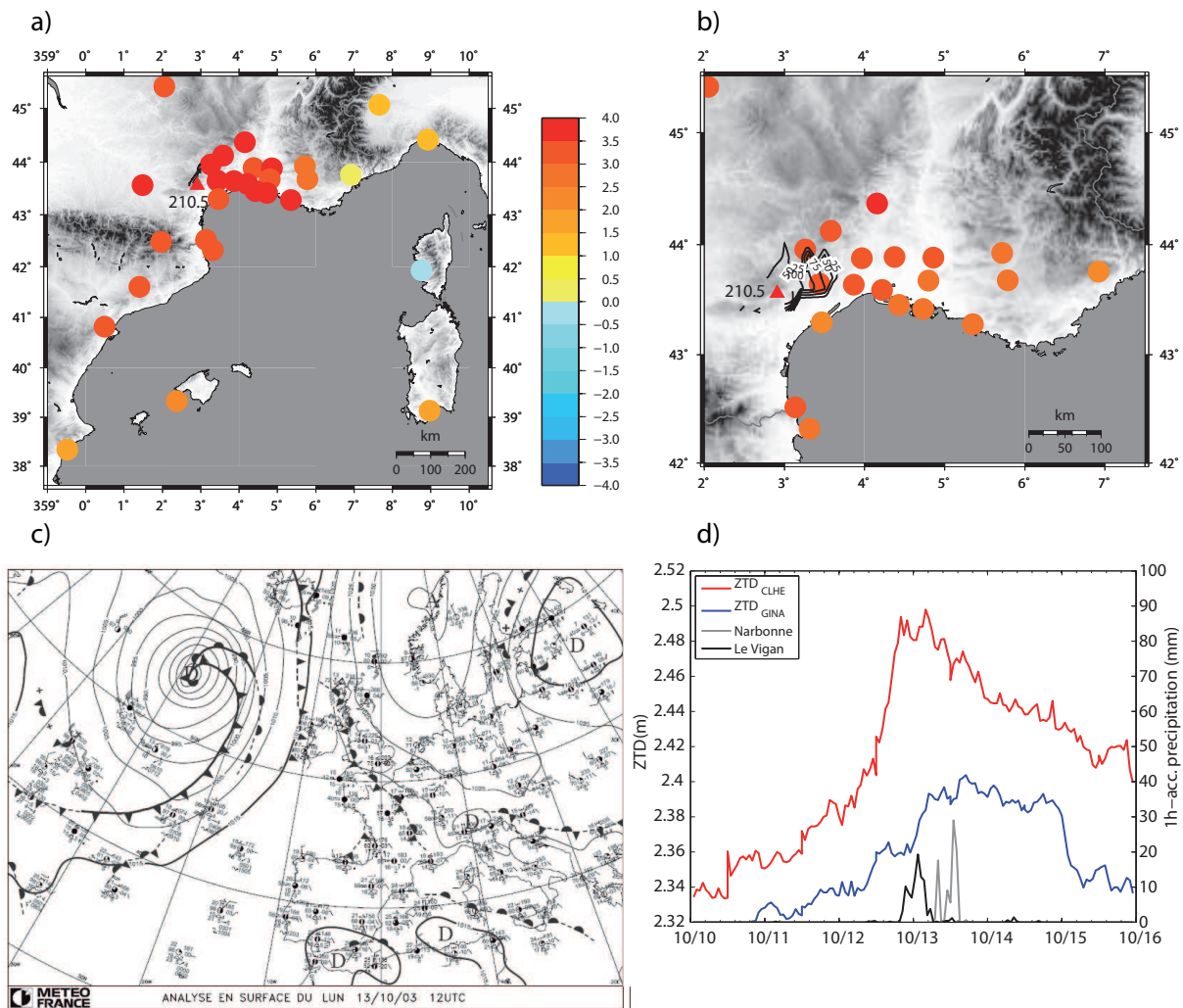


FIG. 3.12 – Case 4 : 13 Oct. 2003 event. a) ZTD anomalies in % at the beginning of the rainfall. Contour lines show the 24h cumulated rainfall distribution. b) ZTD anomalies in % at the time of maximum rainfall. c) Surface map valid at 12 UTC d) ZTD time series at CLHE and GINA GPS sites (close to the rainfall peaks) and hourly surface rainfall for the rain gauges stations located close to CLHE from 10 Oct. 2003 to 16 Oct. 2003.



2003, Oct. 16 and 17 (Fig.3.13) Associated with a depression over the northwestern Mediterranean Sea, a frontal system with embedded convection progressed northward. The precipitating system reaches the south of the PMN region around 20 UTC the 16<sup>th</sup>. Post-frontal convection organized then over PMN from 06 UTC to 17 UTC, the 17<sup>th</sup>. 24h cumulated rains of 187 mm and 171 mm are recorded South of Perpignan October 16 and October 17 generating floods around Perpignan. A maximum of ZTD is observed in the same area. On the 16<sup>th</sup> October, an interesting spatial variation is observed from south Catalonia to Italy. From south Catalonia to PMN region, ZTD increases. Symmetrically it decreases from PMN to Italy. This pattern is retrieved the day after (October 17). High ZTDs are observed on Corsica and Sardinia but not on the Balearic Islands. These high ZTD values are associated with the frontal precipitating system that extends at that time from Catalonia to Corsica-Sardinia. ZTD time series show very high values before this event still related to the previous event (Oct. 13). Interestingly, ZTD values around the Pyrenees (for example CREU) do not decrease a lot from the 13<sup>th</sup> of October to the 17<sup>th</sup> of October while ZTD values more to the east (for example MTPL) decrease significantly during this period. The 16<sup>th</sup> of October is underlined everywhere by a very rapid down and up variation of the ZTD. Large cumulative rains of October 17 take place just after the very large increase of the ZTD.

2003, Nov. 23 (Figure 3.14) A very large upper-level pressure trough orientated NNE-SSW and aligned along an Ireland-Portugal axis takes place on 23<sup>rd</sup> of November. A MCS formed during the night of 22 to 23 November over the Cévennes-Vivarais range. Another MCS coming from Spain merged with this quasi-stationary system around 15 UTC, 23 Nov, forming a large precipitating system extending from South France to Balearics. Heavy rainfall is observed in LCV. Maximum rainfall is located in the Cévennes mountains. Whereas large values of ZTD are found near the precipitating system, the highest ZTD is located in PACA and Italy. During the rain collocated high ZTD is observed in LCV. Balearic Islands and South Catalonia show very low ZTD.

2003, Dec. 1 to Dec. 3 (Figure 3.15) On the 1<sup>st</sup> of December, a NS large upper-level pressure trough is observed centred along a Scotland-Gibraltar axis. During the 1<sup>st</sup> and 2<sup>nd</sup> of December a North-South quasi-stationary frontal system induced heavy precipitation over LCV, western PACA and the upper Rhône. The 3<sup>rd</sup> Dec., the embedded convection developed within the frontal system and the front progressed westward reaching the PMN region before going back during the afternoon. Strong low-level southeasterly to easterly winds were observed to the east of the front this day. They disrupted the drainage of the water to the sea inducing floods around Marseille and in the Camargue region. A more detailed description of this event can be found in Lebeaupin *et al.* (2006). Highest cumulative rainfall is centred along the Rhone valley : 200 mm at Marseille, 186 mm at Roquemaure (Gard department), 180 mm at Mondragon (Vaucluse department), 132 mm at Montelimar (Drome department), and 251 mm at Antraigues-sur-Volaine (Ardèche department). This impressive spatial extension conducts to flooding in Marseille in the evening. Highest ZTD before the first rain are located west of the Rhone valley in the LCV region. Low ZTD is observed in the PACA region. This pattern evolves quickly to conduct to a more or less homogeneous ZTD distribution in LCV and PACA during the rain. Studies of the ZTD time series show abrupt increase during the 29<sup>th</sup> of November. For example the BANN station indicates a variation of ZTD of 12 cm in a time period of about 6 hours. This pattern is observed more or less for all the GPS stations of southern France. Is this kind of large scale increase of ZTD an indicator of major rainfall occurring a few hours later ?

On the 3<sup>rd</sup> of December, the pattern of the ZTD distribution in South of France to Catalonia is inverted and the highest values move westward from the Rhone valley to the Pyrenees, associated with the motion of the front this day. This leads to heavy rainfall close to the Pyrenees. Highest rainfall is followed by a large decrease of the ZTD due to the movement of the cold front to the East. One should note that no remarkable HPEs were observed during the autumn of the year 2004.

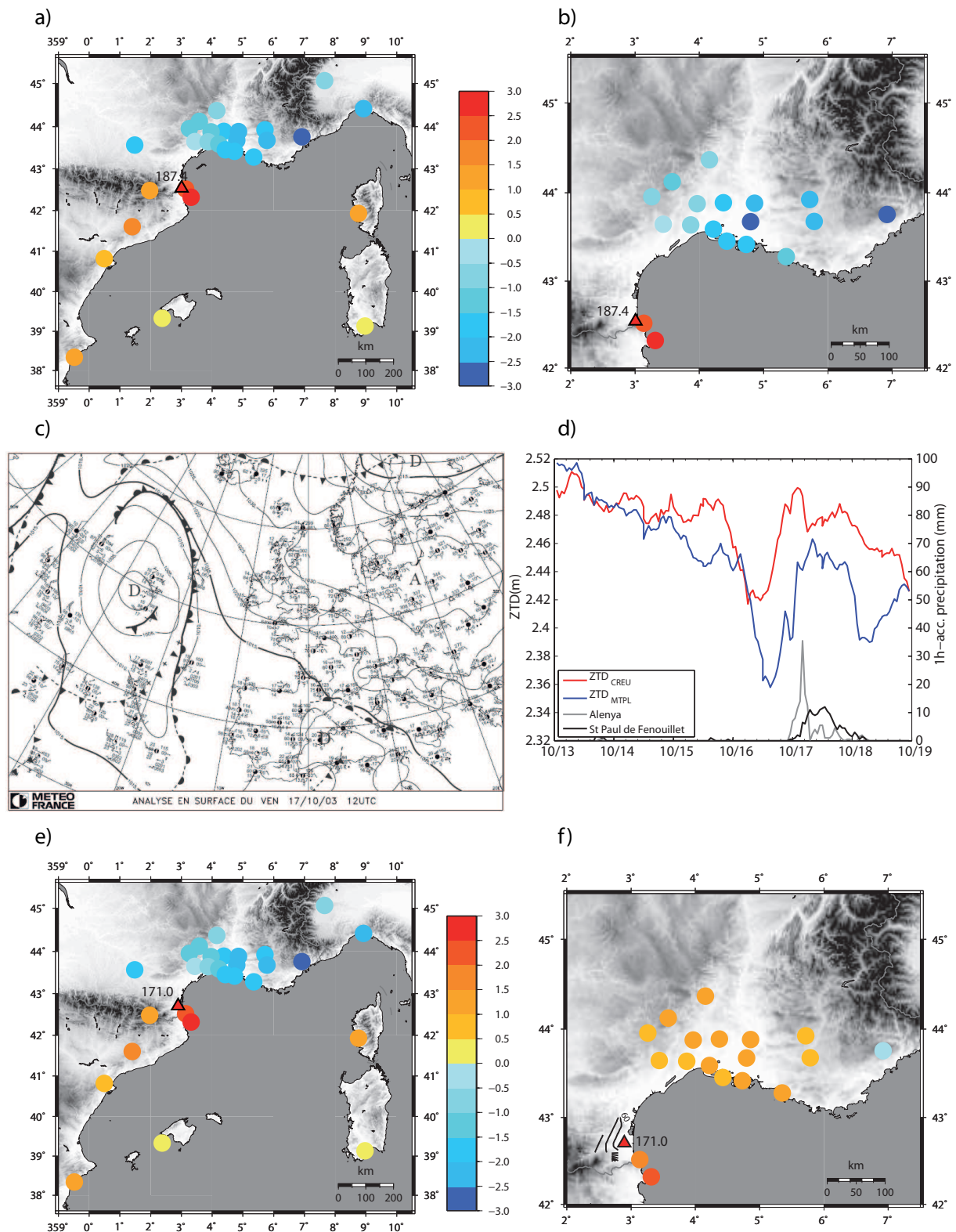


FIG. 3.13 – Case 5 : 16-17 Oct. 2003 event. a) ZTD anomalies in % at the beginning of the rainfall. Contour lines show the 24h cumulated rainfall distribution. b) ZTD anomalies in % at the time of maximum rainfall. c) Surface map valid at 12 UTC d) ZTD time series at CREU and MTPL GPS sites (close to the rainfall peaks) and hourly surface rainfall for the rain gauges stations located close to CREU and MTPL from 13 Oct. 2003 to 19 Oct. 2003. e) ZTD anomalies in % at the beginning of maximum rainfall for the 17 Oct. 2003 event. f) ZTD anomalies in % at the time of maximum rainfall for the 17 Oct. 2006.

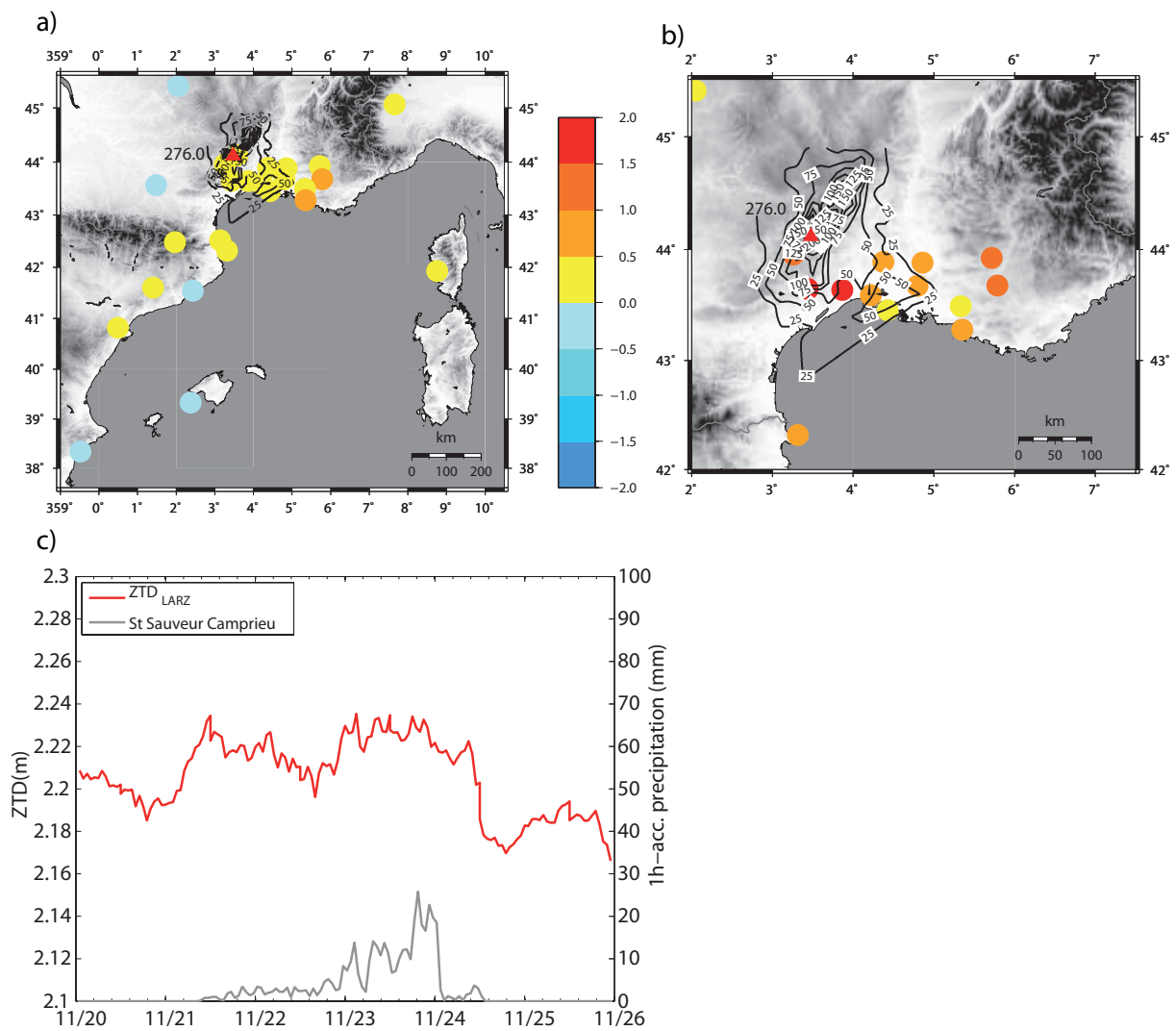


FIG. 3.14 – Case 6 : 23 Nov. 2003 event. a) ZTD anomalies in % at the beginning of the rainfall. Contour lines show the 24h cumulated rainfall distribution. b) ZTD anomalies in % at the time of maximum rainfall. c) ZTD time series at LARZ GPS sites (close to the rainfall peaks) and hourly surface rainfall for the rain gauge station located close to LARZ from 20 Nov. 2003 to 26 Nov. 2003.

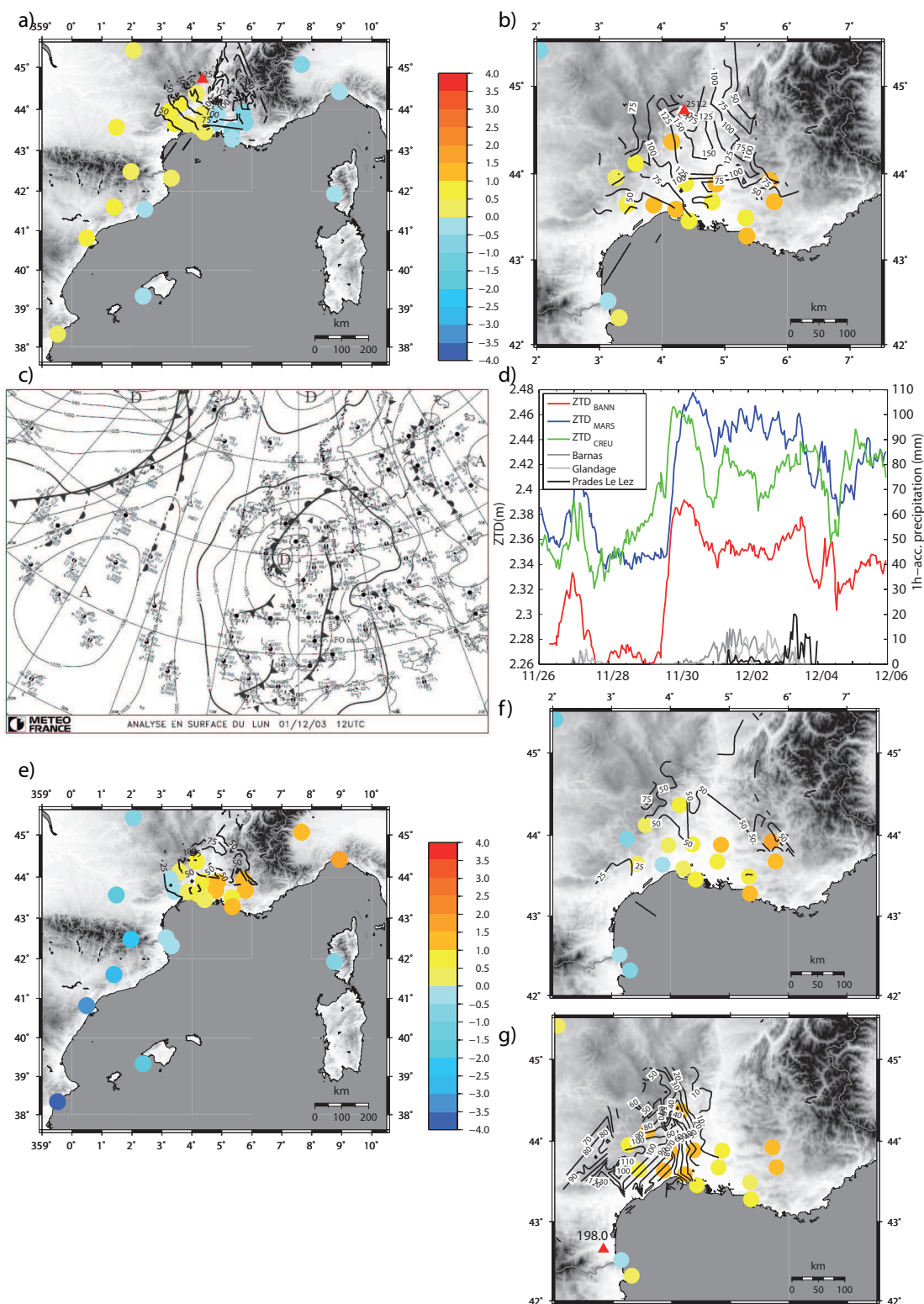


FIG. 3.15 – Case 7 : 1-3 Dec. 2003 event. a) ZTD anomalies in % at the beginning of the rainfall. Contour lines show the 24h cumulated rainfall distribution. b) ZTD anomalies in % at the time of maximum rainfall. c) Surface map valid at 12 UTC d) ZTD time series at MARS, BANN and CREU GPS sites (close to the rainfall peaks) and hourly surface rainfall for the rain gauges stations located close to GPS sites from 26 Nov. 2003 to 6 Déc. 2003. e) ZTD anomalies in % at the beginning of maximum rainfall for the 2 Dec. 2003 event. f) ZTD anomalies in % at the time of maximum rainfall for the 2 Dec. 2003 event. g) ZTD anomalies in % at the time of maximum rainfall for the 3 Dec. 2003 event.

2005, Sept. 6 (Figure 3.16) A description of this case can be found in Yan *et al.* (2008). A cold upper-level low-pressure center located over the near Atlantic generated a rapid cyclonic upper-level flow over western France. A front with embedded convection over Southern France generated heavy precipitation during the night of 5 to 6 Sept. and the day after over PMN, LCV, western PACA and the upper Rhone valley. A cumulative rain of 167 mm is measured at Courbessac (close to Nîmes). During these 2 days, high ZTD is observed from Catalonia to the Côte d'Azur. The maximum is generally located close to the Rhone valley. These observations are confirmed by the time series which show high values and small temporal variation before, during and after the precipitation. In Sept. 6, Balearic, Corsica and Sardinia islands experiment small ZTD while very high ZTD is observed everywhere in southern France, underlining a slight disconnected flux between the central Mediterranean Sea and the coastal phenomenon. This is underlined by the QuikSCAT image. Sept. 5, winds are easterly oriented in the Gulf of Lion with velocities of about 10 m/s (not shown here). Sept. 6 is more interesting : very large speeds are observed (between 40 and 50 m/s) in the Gulf of Lion. Once again, winds are mainly easterly oriented, wrapping the French coast from the Cote d'Azur to the PMN region. But these high speed winds are juxtaposed with a concentric wind structure centred on the Balearic Islands which create an area of surface wind convergence in the north of the Mediterranean Sea. This synoptic situation denotes a frontal signature. The head of the high speed winds is localized in the PMN while the highest ZTD and main rainfall are localized along the Rhone valley. To summarize, this event has a complex wind pattern, mainly eastward oriented creating convergence in the sea in a context of high ZTD during a long period and therefore heavy rainfall. It does not easily match with a simple classification as the initiation of the convective cells is over the sea.

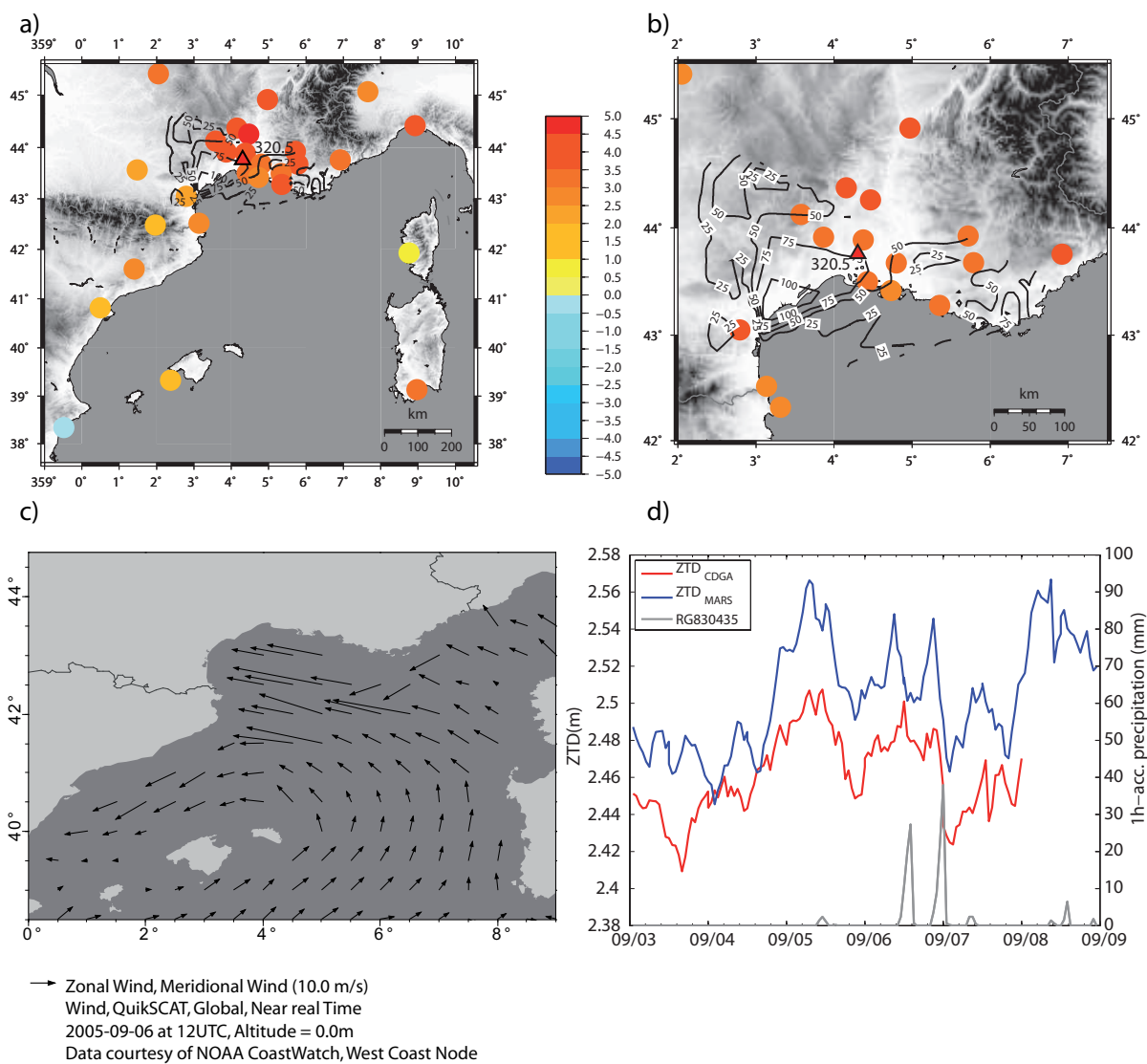


FIG. 3.16 – Case 8 : 6 Sept. 2005 event. a) ZTD anomalies in % at the beginning of the rainfall. Contour lines show the 24h cumulated rainfall distribution. b) ZTD anomalies in % at the time of maximum rainfall. c) Surface 10 m Winds observed by QuikSCAT at 12 UTC. d) ZTD time series at CDGA and MARS GPS sites (close to the rainfall peaks) and hourly surface rainfall for the rain gauge stations located close to MARS from 03 Sept. 2005 to 09 Sept. 2005.

2005, Oct. 18 (Figure 3.17) A NW-SE upper-level pressure trough pointing to Galicia is observed in the Atlantic. A frontal system is located over France, extended from Brittany to Gulf of Lion. A large domain extended from the Spanish border to the Rhone valley suffers intense rainfall. Maximum rainfall is located in the PMN region, around the Montagne Noire, between the GPS stations of LACA and PARD. High ZTD are observed before the event from Spain to Italy, including the Balearic Islands. Maximum values are observed in BEAR and CREU, i.e. in the Aude plain. This pattern does not evolve significantly up to the main rainfall even if we observe a decrease of the ZTD in Spain and a concentration of the highest ZTD in the rainfall zone (PMN and LCV). A look at the FJCP station (not shown here) confirms these observations : ZTD increases abruptly on the 11<sup>th</sup> of October, 7 days before the large rains, keeps a high value during 5 days, and slightly decreases on the 16<sup>th</sup> of October before increasing again abruptly on the 17<sup>th</sup> of October when the rainfall occurs. The decrease of ZTD is relatively fast after the event. High easterly winds are observed along the French Mediterranean coast from the Italian border to the Pyrenean coast. The upstream low-level winds located in the PMN region could transport the humidity over the relief of the Montagne Noire.

2006, Sept. 14 (Figure 3.18) A NNW-SSE upper-level pressure trough extends from south Iceland up to the Gulf of Gascogne with a front located to the east of the trough. High rainfall occurs especially in Corsica. A first quasi-stationary MCS forms around 02 UTC, 14 September. It reaches a maximum intensity around 04-05 UTC. A second peak of activity occurs around noon. A cumulative rainfall of 304 mm is observed along the east coast of Corsica, close to Solenzara. High convective rainfall is also observed not only everywhere in Corsica but also in PACA and eastern LCV associated with the front. This rainfall is collocated with high ZTD : while Spain and PMN keep low ZTD, LCV and all the eastern regions up to Italy show high ZTD. This ZTD distribution pattern is observed before and during the peak of rain. All the GPS stations located in Corsica, Sardinia and Italia document an abrupt increase of the ZTD during the first hours on the 14<sup>th</sup> of September, simultaneously with very large rainfall. Surface winds visible on QuikSCAT image underline the major role of Corsica and Sardinia : eastward winds are observed perpendicular to the western Sardinia coast. They rotate to become westward along the western Corsica coast and in the Ligurian sea. Wind speed is very high along the PACA coast where it reaches 26 m/s. Clearly this event differs from the 14 other events presented in this chapter which are always located in southern continental France. Nevertheless, it underlines nicely the relationship between surface fluxes, ZTD distribution and rainfall.



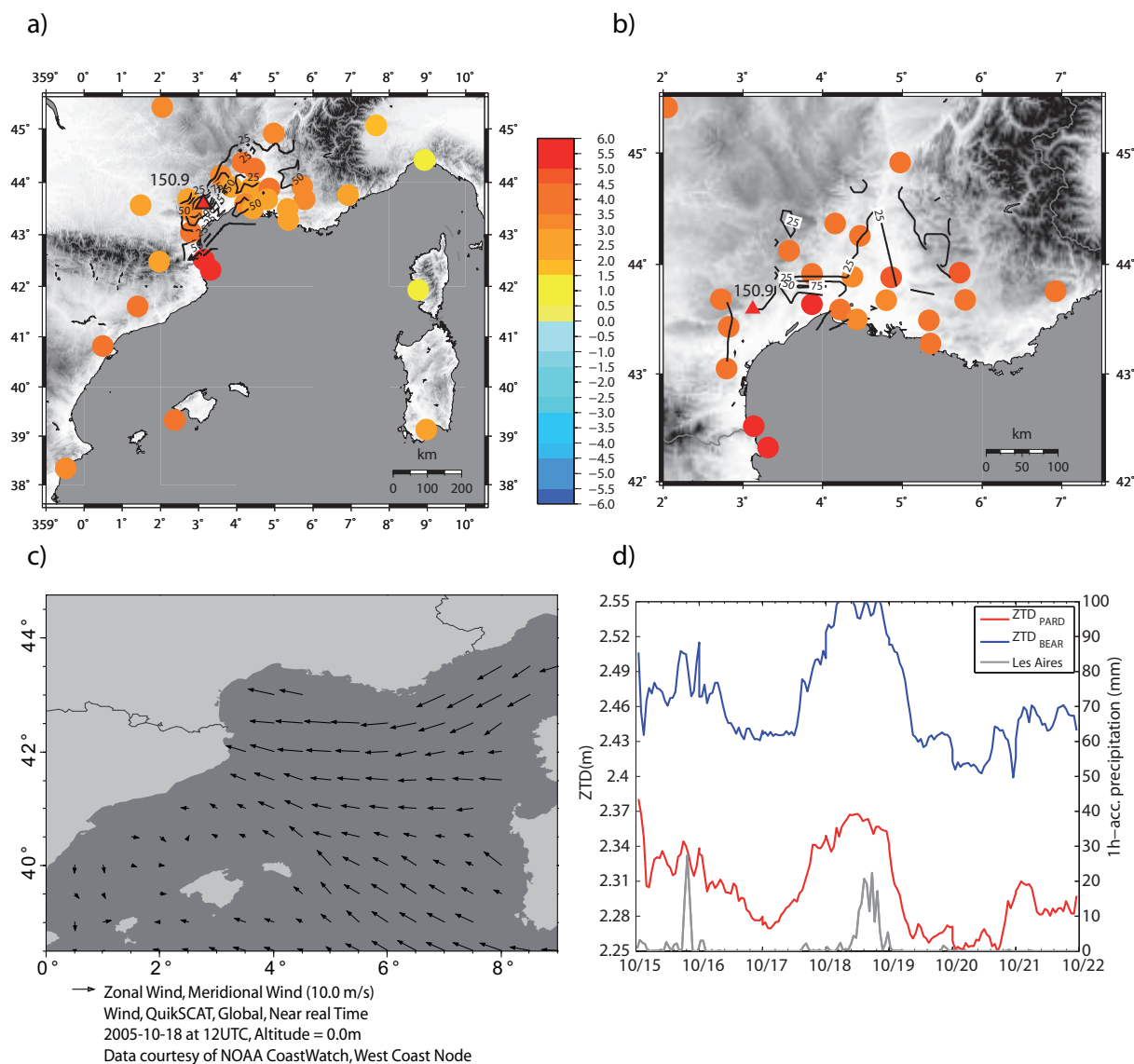


FIG. 3.17 – Case 9 : 18 Oct. 2005 event. a) ZTD anomalies in % at the beginning of the rainfall. Contour lines show the 24h cumulated rainfall distribution. b) ZTD anomalies in % at the time of maximum rainfall. c) Surface 10 m Winds observed by QuikSCAT at 12 UTC. d) ZTD time series at PARD and BEAR GPS sites (close to the rainfall peaks) and hourly surface rainfall for the rain gauge stations located close to BEAR from 15 Oct. 2005 to 22 Oct. 2005.

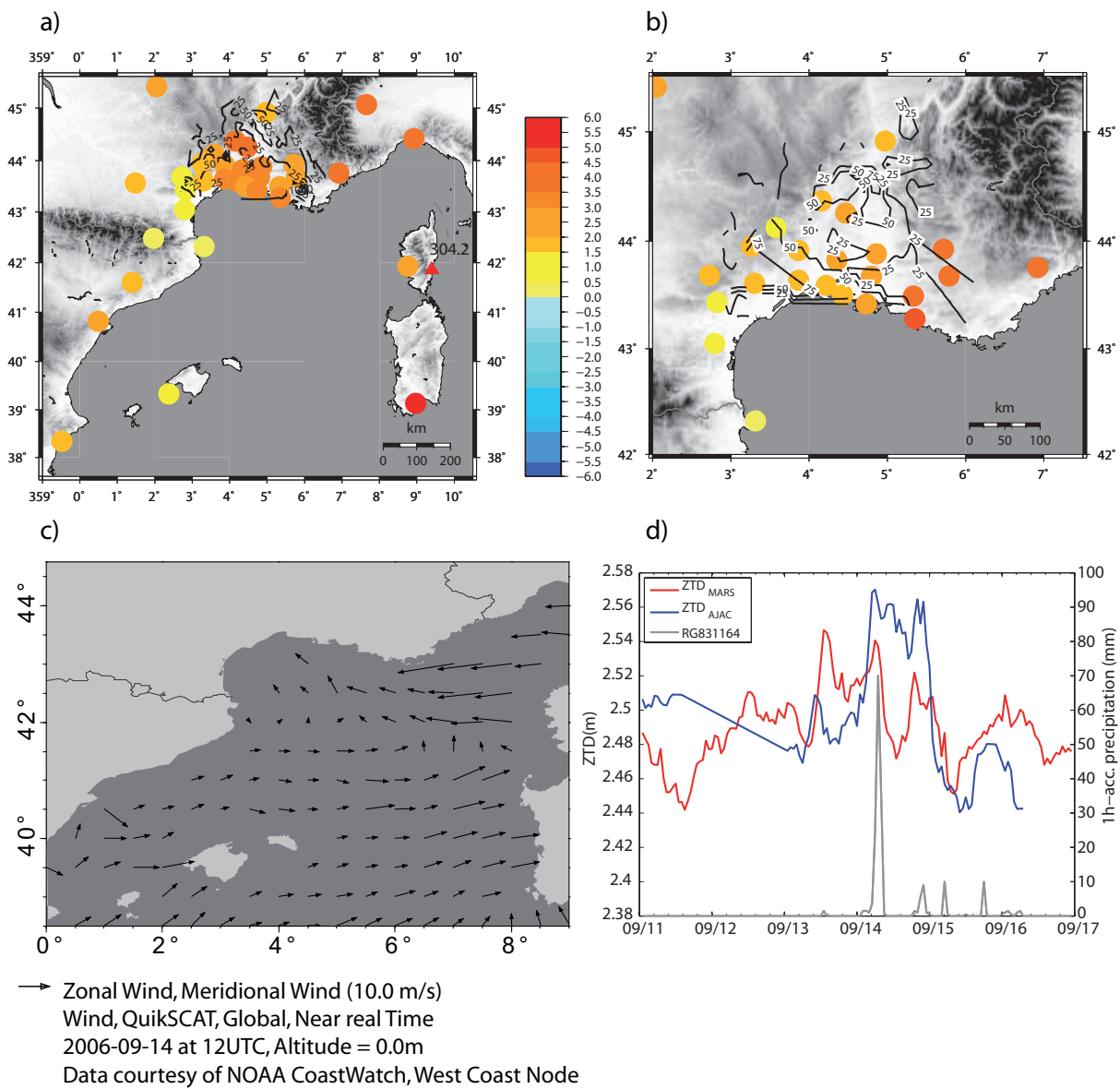


FIG. 3.18 – Case 10 : 14 Sept. 2006 event. a) ZTD anomalies in % at the beginning of the rainfall. Contour lines show the 24h cumulated rainfall distribution. b) ZTD anomalies in % at the time of maximum rainfall. c) Surface 10 m Winds observed by QuikSCAT at 12 UTC. d) ZTD time series at MARS and AJAC GPS sites (close to the rainfall peaks) and hourly surface rainfall for the rain gauge stations located close to MARS from 11 Sept. 2006 to 17 Sept. 2006.

2006, Sept. 24 (Figure 3.19) A large upper-level pressure trough is aligned along a line passing from the south-west of Ireland to the heart of the Gulf of Gascogne associated with a cold front to the east of the trough. Spread rainfall is observed in LCV and PACA. The maximum is located in the Cevenol mountains but high values are also observed close to the sea (144 mm at Castanet-le-Haut in the Hérault department ; 158 mm at Cap Cépet in the Var department). High ZTD is observed before the maximum of rainfall everywhere in the domain except in Spain. Highest values are located around the delta of the Rhone (Nîmes, Marseille, Aix-en-Provence). This pattern changes slightly during the rain : ZTD time series decrease slightly in LCV, strongly in PMN and keep a stable high value in PACA. This is well observed by the times series : the AIGL time series presents, a slow and continuous increase of the ZTD before the event from the 21<sup>st</sup> of September to the 23<sup>rd</sup> of September and a slow decrease from the 24<sup>th</sup> of September to the 27<sup>th</sup> of September. This pattern is not observed for the eastern stations. For example GINA shows more abrupt increase and decrease with a maximum value centred on the 24<sup>th</sup> of September corresponding to the highest rainfall (not shown here). At this moment, high ZTD is observed in Corsica and Sardinia. QuikSCAT images show very high easterly winds in the Gulf of Lion (up to 30 m/s). More generally, winds are oriented to the west with a convergence of surface winds north of the Balearic islands associated with the cold front. Smaller ZTD are seen west of (behind) the cold front. The surface winds have relatively slow velocities (around 8 m/s) west of Corsica and Sardinia. Velocity intensity increases westward. The « head of the flux » is located close to the PMN coast. In this example, maximum rainfall is not collocated with the « head of the flux » which does not simply sustain the humidity field because of the activity of the cold front. In this event, there is no obvious correlation between the variations of the ZTD and the rainfall. This event cannot be considered as a standard Cevenol case as it is not purely orographically forced.

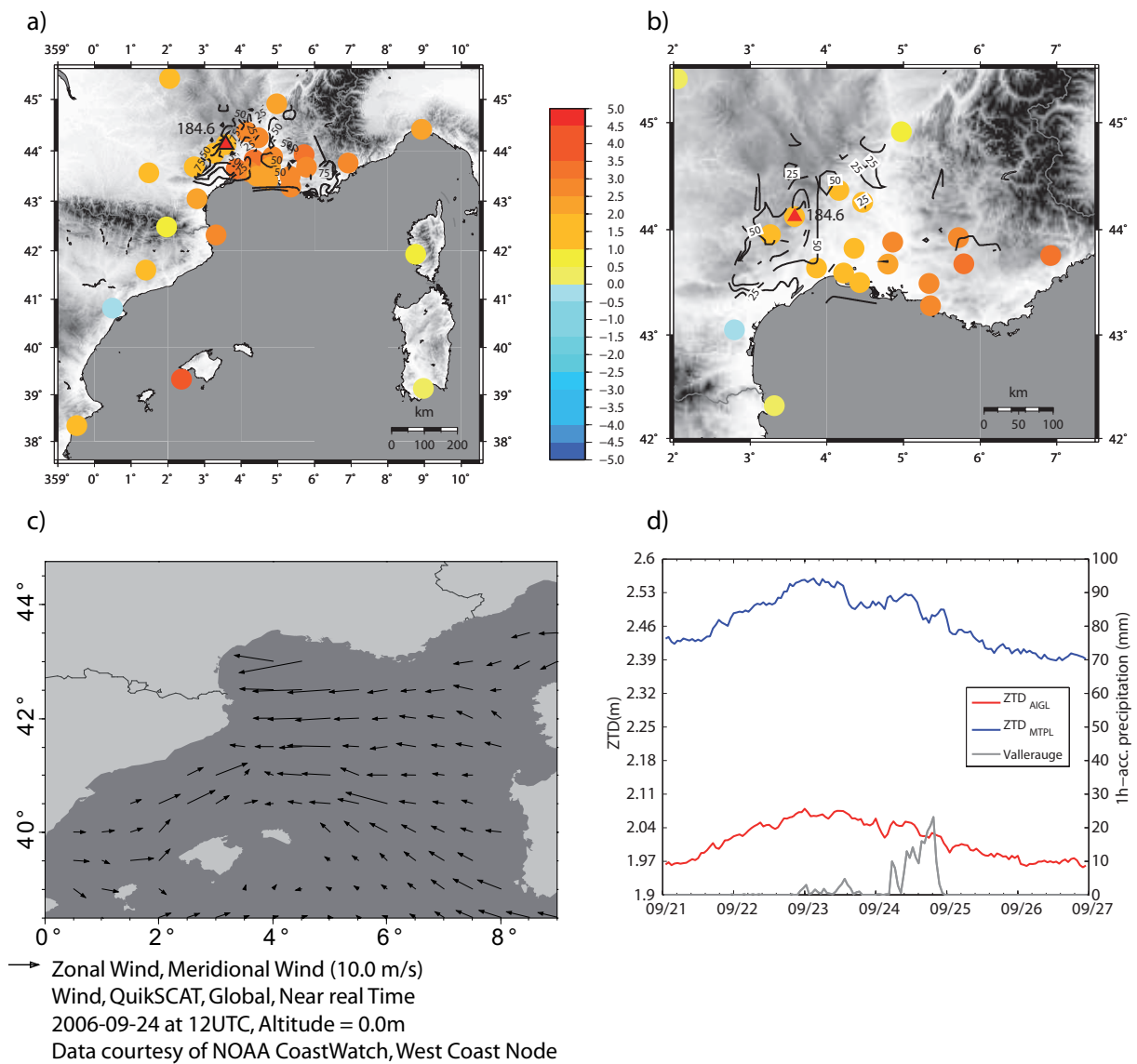


FIG. 3.19 – Case 11 : 24 Sept. 2006 event. a) ZTD anomalies in % at the beginning of the rainfall. Contour lines show the 24h cumulated rainfall distribution. b) ZTD anomalies in % at the time of maximum rainfall. c) Surface 10 m Winds observed by QuikSCAT at 12 UTC. d) ZTD time series at AIGL and MTPL GPS sites (close to the rainfall peaks) and hourly surface rainfall for the rain gauge stations located close to MTPL from 21 Sept. 2006 to 27 Sept. 2006.

2006, Oct. 11 (Figure 3.20) A NW-SE upper-level pressure trough is observed on the Atlantic Ocean from the South of Iceland to the Cantabria coast in Spain. When the upper-level pressure trough front approaches the Mediterranean Sea, convective rainfall becomes large in LCV. Cumulative rainfall of 176 mm is observed at Les Plans in the Hérault department. Heavy rain is observed from the Mediterranean coast up to the Cévennes and even more inside France. Positive ZTD anomalies are observed before the rainfall everywhere west of the Rhône River, from Spain and the Balearic Islands to Marseille. Highest values are already located along the coast of the Gulf of Lion. East of the Rhône valley, in PACA, Italy and Sardinia, low ZTD is observed. This pattern of ZTD does not change during the rainfall : at this moment, maximum ZTD is observed between Montpellier and Agde. This maximum moves slowly eastward after the rain. ZTD time series of LCV stations (AGDE, BLAQ) increase abruptly on the 8<sup>th</sup> of October keeping high values up to the 11<sup>th</sup> of October and increasing again during all this day. ZTD maintains high values during 4 days (from the 9<sup>th</sup> of October to the 13<sup>th</sup> of October). Rainfall is produced in the middle of the 4 days period. The QuikSCAT image is largely contrasted between the eastern part (Sardinia-Corsica-Cote d'Azur region) which experiences very small winds and the western part (Balearic-Spain-Gulf of Lion) which suffers a high wind wrapped around the Spanish coast and which is finally southeasterly oriented in the Gulf of Lion with velocities of about 10 m/s. This event is a typical Cevenol case where high ZTD and rain are collocated and seem to be sustained by marine surface winds.

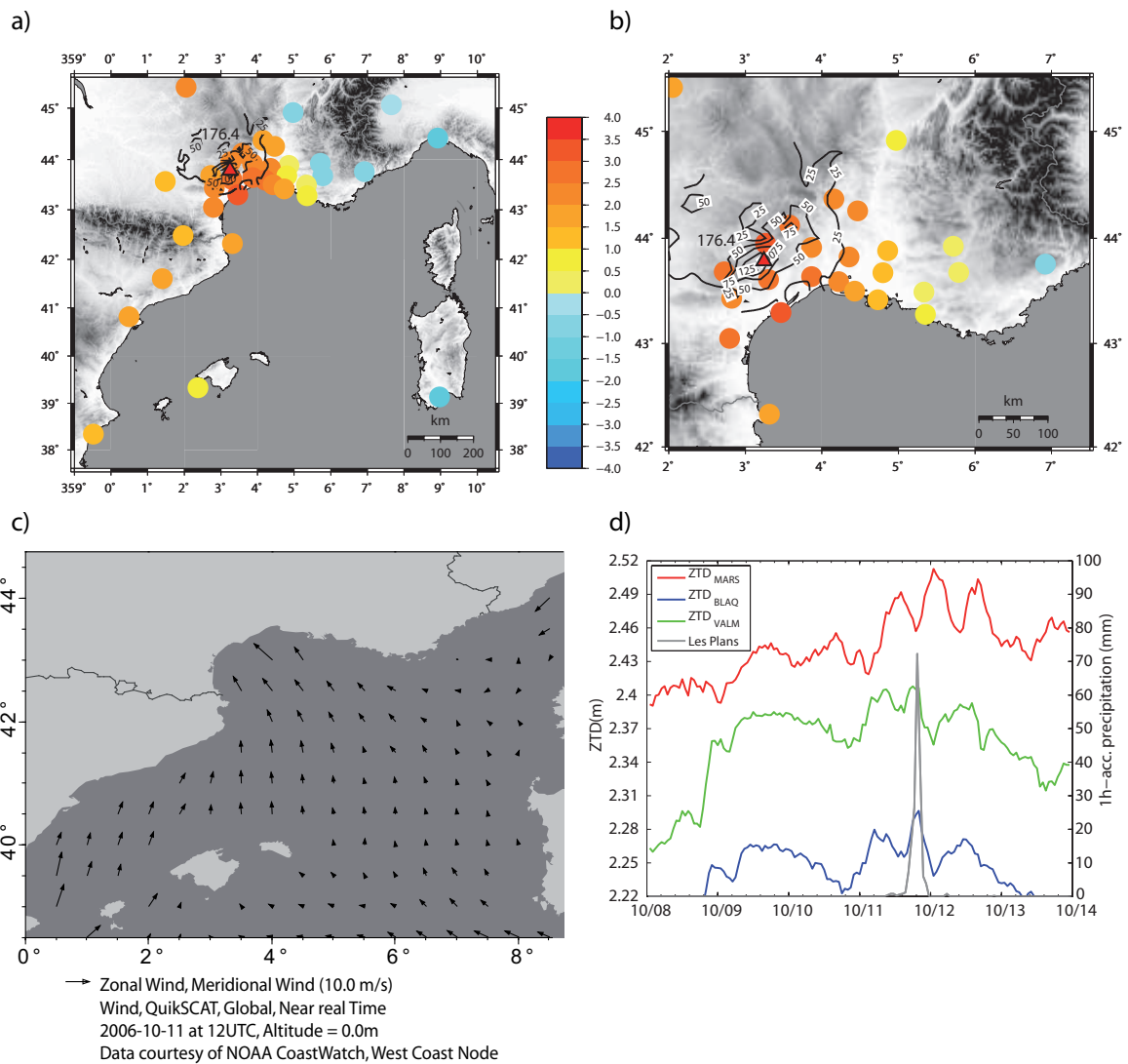


FIG. 3.20 – Case 12 : 11 Oct. 2006 event. a) ZTD anomalies in % at the beginning of the rainfall. Contour lines show the 24h cumulated rainfall distribution. b) ZTD anomalies in % at the time of maximum rainfall. c) Surface 10 m Winds observed by QuikSCAT at 12 UTC. d) ZTD time series at MARS, BLAQ and VALM GPS sites (close to the rainfall peaks) and hourly surface rainfall for the rain gauge stations located close to VALM from 08 Oct. 2006 to 14 Oct. 2006.

2006, Oct. 18 and 19 (Figure 3.21) The Oct. 18, a large upper-level pressure trough is observed over the Atlantic. This upper-level pressure trough moves eastward and is centred on the Gulf of Gascogne the day after (Oct. 19). At this date, the lowest pressures are located south-west of the British islands with a slightly pronounced upper-level pressure trough on the Iberia peninsula. A frontal system extended over the eastern part of France with embedded strong convection at its southern tip over the Mediterranean Sea. Convective precipitation remains over the Cévennes-Vivarais mountains even after the front has progressed eastward during the night of 18 to 19 Oct. On 18<sup>th</sup> of October a large area of convective precipitations are observed along the Cévennes and Vivarais mountains and foothills (between 100 and 200 mm from the south of Hérault department to the north of Lozère department). The day after (Oct. 19) cumulative rainfall is 2 to 3 times larger : from south to north we observe 333 mm at Vallerauge (Gard department), 347 mm at Sablières (Ardèche department) and 360 mm at Villefort (Lozère department). Precipitations are also observed in western PACA along the Rhone valley. ZTD before the event is high in the Balearic Islands, along the Spanish coast and in PMN and western LCV. The eastern LCV area does not show very strong ZTD while east of the Rhone valley including Corsica and Sardinia, the ZTD is low. Before the maximum of precipitation, high ZTD migrates to LCV and western PACA, the place where the strongest rainfall occurs a few hours later. After the rainfall, high ZTD is observed in eastern PACA, Corsica and Sardinia. This event shows a rapid evolution of the ZTD distribution maps, with high ZTD moving from west to east with a maximum at the location of the largest rainfall. Heavy rainfall is not underlined by an abrupt increase of the ZTD. It occurs during a more or less homogeneous high ZTD period. The Oct. 18 QuikSCAT map shows a strong south-easterly wind (~18 m/s) in the Gulf of Lion. This pattern is reinforced the Oct. 19 : all the western Mediterranean basin winds seem to converge to the Gulf of Lion to produce a large (~14 m/s) northward wind which sustains the humidity flux observed in LCV (not shown here). This 2 days event is a good example of Cevenol rainfall where the ZTD spatial and temporal variations are easily correlated to the rainfall and surface winds.

2006, Dec. 2 (Figure 3.22) The synoptic situation shows a large north-south Atlantic upper-level pressure trough extended up to Morocco. A MCS forms over the Cévennes-Vivarais mountain during the morning. Convective cells form over the Gulf of Lion and move northeastward to form a MCS over PACA. Large convective rainfall is thus observed at the Cévennes piedmont and in PACA. Maxima are observed in PACA with a peak located at Fréjus (211 mm) (Var department). ZTD maps have a clear pattern. Before the event, high ZTD is spread out continuously from the Cévennes to the Côte d'Azur. The maximum value (+1%) is observed at Marseille and the western part of PACA. A continuous increase of ZTD anomaly is observed from Toulouse (-3%) to PACA (+2%). In Spain, Balearic and Sardinia, ZTD anomalies are negative. The ZTD time series show a very abrupt increase for the PACA stations (GINA, MICH) while the LCV stations present smoother variations. The peak of ZTD is short (less than one day). The QuickSCAT image shows large (10-12 m/s) northward winds in the Gulf of Lion. Easterly winds from Sardinia to the Liguria Sea seem to converge to the Gulf of Lion. Therefore there is no direct link between the « head of the flux » which is present in the Gulf of Lion and the maximum of ZTD located in PACA. Humidity is not directly sustained by southward marine winds.



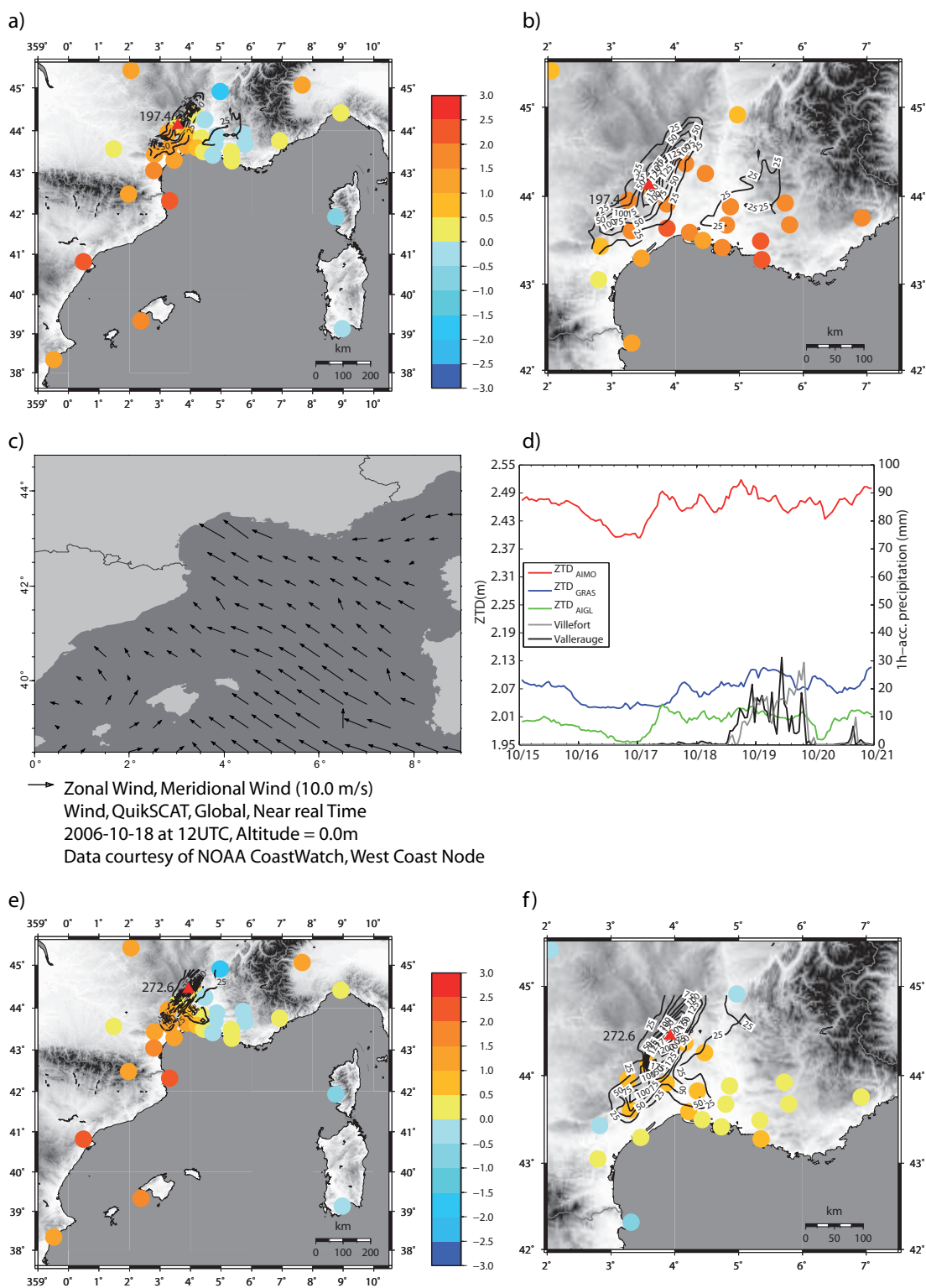


FIG. 3.21 – Case 13 : 18-19 Oct. 2006 event. a) ZTD anomalies in % at the beginning of the rainfall. Contour lines show the 24h cumulated rainfall distribution. b) ZTD anomalies in % at the time of maximum rainfall. c) Surface 10 m Winds observed by QuikSCAT at 12 UTC. d) ZTD time series at AIMO, GRAS and AIGL GPS sites (close to the rainfall peaks) and hourly surface rainfall for the rain gauges stations located close to AIGL and AIMO from 15 Oct. 2006 to 21 Oct. 2006. e) ZTD anomalies in % at the beginning of maximum rainfall for the 19 Oct. 2006 event. f) ZTD anomalies in % at the time of maximum rainfall for the 19 Oct. 2006 event.

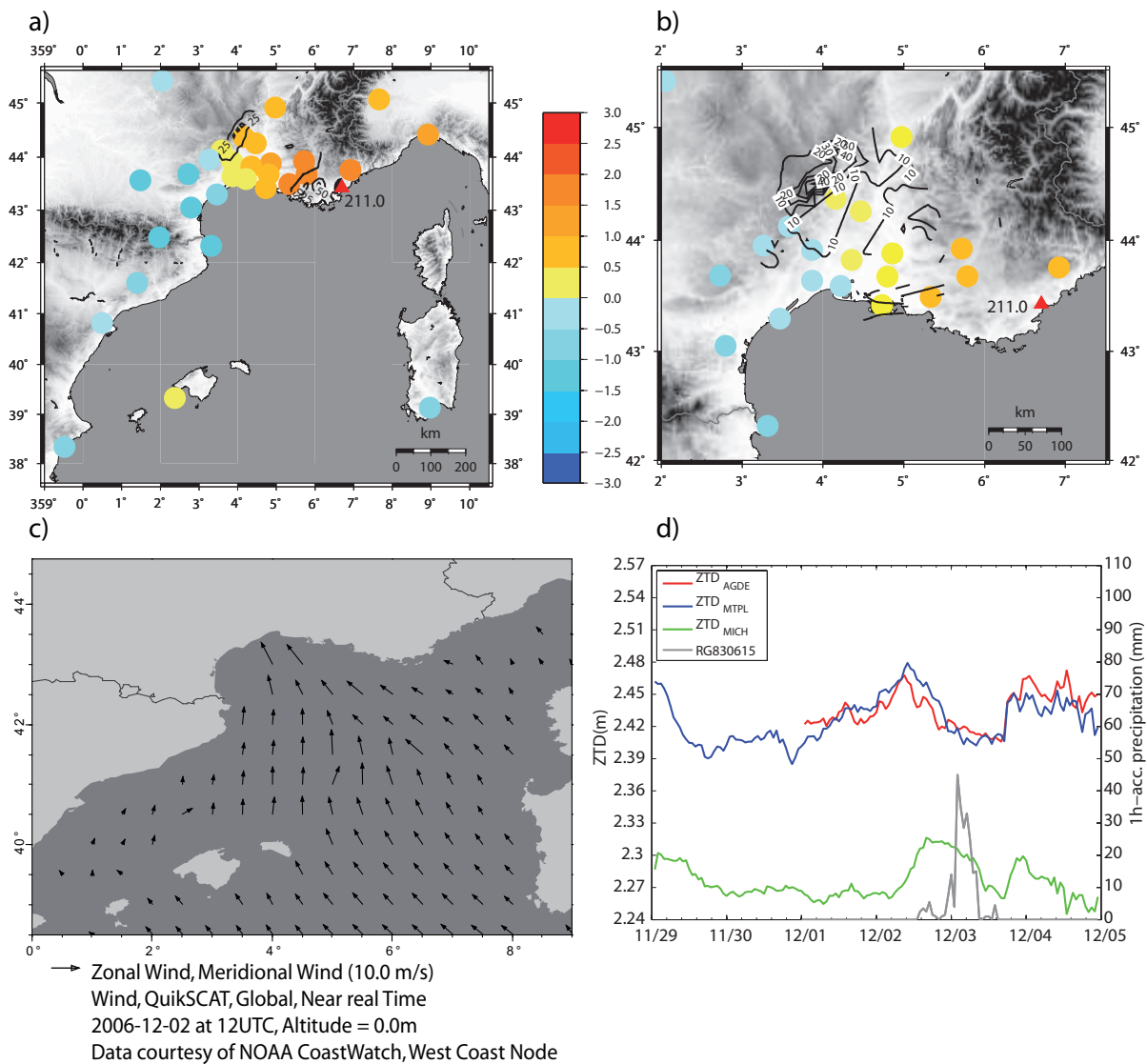


FIG. 3.22 – Case 14 : 2 Dec. 2006 event. a) ZTD anomalies in % at the beginning of the rainfall. Contour lines show the 24h cumulated rainfall distribution. b) ZTD anomalies in % at the time of maximum rainfall. c) Surface 10 m Winds observed by QuikSCAT at 12 UTC. d) ZTD time series at AGDE, MTPL and MICH GPS sites (close to the rainfall peaks) and hourly surface rainfall for the rain gauge stations located close to MICH from 29 Nov. 2006 to 5 Dec. 2006.

### 3.2.5 Discussion

We have enriched the description of the humidity field thanks to the dense GPS network which provides new humidity data. They allow us to relate the humidity flow from the Mediterranean sea to the land. We remind that in case of HPEs, the moist and warm tongues are necessary ingredients (Ducrocq *et al.*, 2002; Boudevillain *et al.*, 2009; Lin *et al.*, 2001). Moisture and instability sources are

generally located upstream and transported by low-level jets towards the target area where precipitation occurs.

First of all, we tried to find if a relevant classification of the presented HPE cases is possible depending on the localization of precipitation and the presence of humidity monitored by the GPS stations (see Table 1). The characteristics of each individual event can be summarized as follow :

Case 1 (Figure 3.7 and Figure 3.8, 11/16/2006) is a case study of the Cévennes events with a southerly wind focusing the humidity in the LCV region (high ZTD) conducting to heavy rainfall in the Cévennes. Case 2 (Figure 3.9 and Figure 3.10 , 10/13/2005) is a case study of the Aude events with an easterly wind advecting humidity and rainfall in the PMN region (high ZTD). For both cases, the correlation seems to be obvious between low-level moisture flux and rainfall.

Concerning the events of 2003, for 4 of the 5 cases, the presence of a moist mesoscale conveyor belt explains the localization of the area of precipitation. Case 3 (09/22/2003) is similar a Gard case with south-easterly surface winds, very high humidity in the plain of the LCV region. Major rainfall is collocated with high ZTD. Case 4 (10/13/2003) shows spatially concentrated rainfall at the edge between the Cévennes and the Montagne Noire reliefs. ZTD and easterly surface winds are also consistent with rainfall location. Case 5 (10/16/2003) is a standard Aude case with high ZTD, easterly surface winds and a rainfall location in the plains near Perpignan. Case 7 (12/01/2003) consists of a quasi stationary frontal system with a moist air tongue ahead of the front.

Case 6 (11/23/2003) shows heavy rainfall on the Cévennes extended southward up to the Mediterranean Sea with south-easterly surface winds. Moreover, highest ZTD is observed in the western part of the PACA area and not in LCV before this event. In that case, the hypothesis of moist conveyor belt over the sea feeding the convective system is not verified.

Case 12 (10/11/2006) and 13 (10/18/2006) show a clear relation between south-easterly moisture flux and rainfall. The moist mesoscale conveyor belt is clearly visible. Case 12 occurs mainly in the LCV plain, between the coast and the Cévennes mountains while case 13 is a Cévennes case with core precipitation located in the Cévennes. ZTD distributions are slightly different : for the plain case, high ZTD is observed along the coast up to the Camargue while for the Cévennes case, highest ZTD is closer to the mountain range in NW LCV region.

Case 8 (09/06/2005), 9 (10/18/2005) and 11 (09/24/2006) are characterized by easterly high-speed winds that seem to follow the coast from the Ligurian Sea to the LCV region. We might expect strong precipitation in the west part of the LCV region especially in the vicinity of the Catalonia limit. However, case 11 looks like a Cévennes case extended eastward up to the Var (PACA area). In case 8, highest ZTD and main rainfall occur in the Gard department (LCV area) and are extended from the Var (PACA area) to the Aude (PMN area). Case 9 looks like a Cévennes case extended southward up to the LCV region.

The last 2 cases : 14 (12/02/2006) and 10 (09/14/2006) are also difficult to understand looking only at the low-level wind orientation. Case 14 is clearly characterized by southerly surface winds which

should conduct to a Gard or Cévennes case. However, the highest ZTD and the core precipitation are observed in the PACA area. Only small precipitation patterns are visible in the Cévennes. Spatial ZTD variations and in particular in the East-West negative gradient do not match with the existing low level surface flux. Case 10 shows large values of ZTD and rainfall coming from the PACA region and reaching the LCV area one. Nevertheless this case is particular since the maximum of precipitation occurs in Corsica. A complementary study using potential instability and upper level wind analyses would be necessary to understand this kind of situation.

The 14 studied HPEs can be separated in two families : the first type of events are characterized by southerly or south-easterly winds (7 HPEs : cases 1, 3, 6, 7, 12, 13, 14) and the second family of events is characterized by easterly winds (7 HPEs : cases 2, 4, 5, 8, 9, 10, 11). In the first family, 6 HPEs can be classified as Cévennes or Gard cases with a good correlation between the moist mesoscale conveyor belt and the rainfall location. Strong moistening monitored by GPS coupled with the observation of low level influx coming from the sea may be helpful to precise the location of such heavy rain events in meteorological analyses. These cases are typical of the Cévennes case (13-14 October 1995) and Gard case (8-9 September 2002) as detailed in Ducrocq *et al.* (2008). It is difficult to draw direct conclusions since the number of HPEs considered is still relatively small. Nevertheless, it appears that a consistent relationship between humidity measured by GPS and surface winds may contribute in anticipating rainfall location for southerly to south westerly conditions. For the second family of events, 3 HPEs (cases 2, 5, 9) can be classified as « Aude » cases due to the presence of strong moistening of low levels and rainfall location in the Aude plain. These « Aude » events reveal stronger low level winds compared to other HPEs. This reminds the importance of strong low-level winds advecting warm and moist air into the region where heavy rain falls (Schumacher et Johnson, 2005). These 3 HPEs confirm the specificity of the « Aude » event in comparison with the Cévennes and Gard cases studied by Nuissier *et al.* (2008). The Meso-NH simulation conducted in this last experiment on the Aude event produced a slight eastward shift of the area of intense precipitation. The authors explained this shift of the location by an underestimation of the rotation of the trough axis when motion is too fast. We may wonder if the use of high temporal ZTD information could have improved the documentation of the humidity variability.

For easterly wind situations, the moist mesoscale conveyor belt seems however not to be a necessary ingredient of the HPEs along the north Mediterranean coast for a significant number of cases (cases 2, 4, 5, 8, 9, 10 and 11). One other hypothesis is that for these particular cases, either the water vapor distribution is high enough to induce a HPE independently or that finer scale or upper level processes are involved to initiate and maintain convection for lower water vapor content areas. Such a result has to be considered to develop observation strategies and data assimilation methods to improve Numerical Weather Prediction in terms of QPF. For the majority of the « Aude » or « Cévennes » cases a moist conveyor belt is found when the HPE results from an MCS situation. Nevertheless, the conveyor model cannot predict whether the precipitation would occur in plain or mountain areas. Such

a difference of rainfall location between plains or mountains can be highlighted by GPS ZTD. Higher anomalies of ZTD are measured in the plains before the onset of the convection when the rainfall occurs in the plains. Lower anomalies of ZTD are measured in the mountains before the onset of convection when the rainfall occurs in the mountains. The careful analyses of ZTD time series during several of these cases could help understanding the processes inducing this specific family of HPEs. In addition, the orography in this region of interest (Pyrenees, Cévennes and Alps) interact by modifying the impinging flow. The presence of orography favors the formation of quasi-stationary or slow moving convective cells (Davolio *et al.*, 2007). We also agree with Ducrocq *et al.* (2008) concerning the higher occurrence of heavy orographic rainfall when LLJ is perpendicular to the mountain range (see cases 1, 13 and 14). The convergence of the LLJ flowing south-southeastward (case 10, 6 Sept 2006) reminds the situation of the convective system on 13-14 Oct. 1995 studied by Ricard (2005) where it plays an important role in the development of an MCS. For this event several convective cells developed and were quasi stationary on the Gard, Ardèche and Lozère departments. Precipitation intensity reached 20 mm/h during several hours with some peaks around 30 to 40 mm/h.

The main external ingredient which interacts with the classic warm conveyor belt is the presence of a quasi-stationary cold front (moving from the west to the east) above the Mediterranean area. Four cases (see Table 1, cases 6, 7, 9 and 11) can be explained by the presence of both high water vapor flux and quasi stationary cold front. Even if a high humidity content in the area of the front is needed to trigger the precipitation, the water vapor distribution cannot explain in these cases the location of the rain. For the design of an observation system dedicated to the QPF of HPE in Mediterranean area, observations to the west must be done for about 30% of the cases looking to the 14 HPEs analysed in this study.

One advantage of the GPS ZTD is temporal density of the observations. During the data processing, one ZTD measurement is extracted each hour. ZTD temporal variations allow determining the precise life cycle of an event. Nevertheless, direct interpretation on precipitation location or intensity can not be done merely based on the peaks of ZTD. Although, as shown above, the direction and location of the moisture flux is strongly correlated to the location of the precipitation, the study of precipitation from the ZTD time series is not simple. Clearly, most of the regions suffering HPEs show an increase of the ZTD before the HPE (also visible in Champollion *et al.* (2004)). But this increase can occur abruptly or progressively, just before the HPE or several days before. For example in case 4, ZTD increases strongly just before the event. Conversely, for case 12, strong increase occurs already 2 days before the event. For each case the evolution of the ZTD time series may differ significantly. Case 8 shows more or less no variation of the ZTD. Case 9 indicates a very large and abrupt increase of the ZTD just before the main rainfall. Case 11 shows a large but very progressive increase of the ZTD. In cases 3 and 4, the ZTD increases look very similar while HPE extensions are quite different (case 3 is extended while case 4 is very concentrated). The spatial extension of the HPE is not linked to the increase of the ZTD. In case of a MCS situation, temporal variations of ZTD could represent the

spatial variability of the water vapor field in the Mediterranean Sea later advected by the low-level jet. Such a study is under the scope of future work with the synergy of on-boat GPS and satellite products. However, the use of ZTD time series provides a new approach to characterize stationarity of weather systems. Indeed, as figured out in cases 2, 7 and 13, ZTD evolution shows constant values during a few days. For case 2 and case 13, constant values matches the humidity excess a few days before the beginning of the heavy rainfall in the Aude plain and Cévennes area, respectively. Case 7 reveals the presence of a quasi-stationary MCS. For this last case it is difficult to take advantage of ZTD temporal information for short range forecast but data assimilation could be useful to improve the analysis state in a model.

### 3.2.6 Conclusion

The study of 14 high precipitation events with cumulative precipitation greater than 150 mm allow to draw the following main conclusions by distinguishing different classes of events. Thanks to the good temporal and spatial sampling of water vapor provided by the GPS network we recognize that no simple, single scheme could be used to explain in the 14 cases studied both temporal and spatial variations of ZTD in relation with the localisation of rain. While the different cases could be qualitatively attributed to different classes, quantitative aspects remain difficult to estimate. Our study showed that the dynamics of water vapor masses is significantly different for the HPE of the class Cévennes-LCV or of the class Aude-PMN and could easily be detected using GPS information. In both of these cases, a high correlation is found between the topography of the coast, the direction and location of the moisture fluxes and the location of the rainfall (but not with intensity or amount of rain). The location of the HPE is in a high ZTD area supported by a low level jet. Thus, water vapor and low level jet are consistent parameters to understand the occurrence of HPE. ZTD time series outside of the HPE periods can show over some days the typical signs of a HPE (high ZTD area and a low level jet) but are not followed by a high amount of precipitation. Other processes responsible for the HPE initiation cannot be easily seen in the ZTD field. Such processes responsible of convection initiation could have no (or a too small) signature in water vapor content. For example, upper level forcing could be difficult to observe with the current GPS network. Convection initiation could also be different for each event and therefore not be identifiable in the GPS time series. Nevertheless improving water vapor measurements in the Mediterranean basin could be useful to get better forecasts, especially if these observations can be implemented in the Mediterranean Sea before the onset of the convection. However, when the HPE is created by interaction between a front from the Atlantic Ocean and a high water vapor content from the Mediterranean Sea, such a network extension is no more efficient. The PMN cases seem to be more often related to quasi-stationary frontal activities and stronger low level winds compared with LCV cases. Another point is that relief does not seem to act so much in the PMN cases as opposed to the LCV cases. This is due to the fact that in the PMN case relief is not completely perpendicular to the main wind surface flux. These PMN cases are therefore more

sensitive to surface wind interactions and also to local effects occurring at small scales. In addition, the distinction between plain rainfall events and the Cévennes rainfall episodes was not evident from ZTD information even if some small differences in ZTD amplitudes were observed. No clear spatial pattern has been identified. For all the cases, the study of the temporal variations of the ZTD remains difficult to explain using simple physical processes. Temporal variations between each case could reflect the water vapor spatial structure evolution above the Mediterranean Sea.

Several ideas for future work are suggested by these results. In order to improve the inflow water vapor documentation coming from the Mediterranean Sea, in-situ measurement such as GPS on boat or satellite measurements would be helpful especially in case of southerly or south easterly low level jet. Our study has also reminded the importance of well documented initial conditions especially thanks to mesoscale observations (Ducrocq *et al.*, 2002; Ricard, 2005). The GPS stations density in south of France (about 40 km) reveals a good spatial coverage to interpret qualitatively mesoscale events. However, to better understand the stationarity of an event, the development of new methods is required. For example, the use of multiple observations such as GPS time series analyzed with wind profilers and surface temperature could improve our knowledge of HPE evolution. In such a case, it would be feasible to analyze the presence of a cold pool thanks to GPS information and temperature. Our systematic GPS data analyses during several HPE events revealed, that multiple HPE schemes arise from combining humidity monitored by GPS with wind surface information, in particular, thanks to the unique spatial and temporal resolution of the GPS data. Consequently, an effort has to be made in the years ahead to take advantage of this information in conjunction with upper level information available with numerical modeling. A re-analysis of several events with numerical simulations coupled with this set of GPS data would be of great interest.

### 3.2.7 Acknowledgements

This work has been carried out in the framework of the OHMCV project. We particularly would like to acknowledge Météo-France, EDF and the SPC Grand Delta for providing the rain gauge data. We also thank Bruno Galabertier and Brice Boudevillain for having realised the kriging technique on the rain gauge data. Finally, grateful thanks go to RGP and INSU that finance some of the GPS receivers and to Philippe Collard, Erik Doerflinger and Hugues Brenot who maintained GPS stations during the campaigns.

## Bibliographie

- H.C. BAKER, A.H. DODSON, N.T. PENNA, M. HIGGINS et D. OFFILER : Ground Based GPS water vapour estimation : potential for meteorological forecasting. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 63:1305–1314, 2001.
- S. BASTIN, C. CHAMPOLLION, O. BOCK, P. DROBINSKI et F. MASSON : Diurnal cycle of water vapor as documented by a dense GPS network in a coastal area during ESCOMPTE IOP2. *Journal Of Applied Meteorology and Climatology*, 46(2):167–182, FEB 2007. ISSN 1558-8424.
- M. BEVIS, S. BUSINGER, T.A. HERRING, Rocken C., R.A. ANTHES et R.H. WARE : GPS Meteorology : Remote Sensing of Atmospheric Water Vapor Using the Global Positioning System. *Journal of Geophysical Research*, 97(D14):15787–15801, 1992.
- O. BOCK, M. N. BOUIN, A. WALPERSDORF, J. P. LAFORE, S. JANICOT, F. GUICHARD et A. AGUSTI-PANAREDA : Comparison of ground-based GPS precipitable water vapour to independent observations and NWP model reanalyses over Africa. *Quarterly Journal Of The Royal Meteorological Society*, 133(629, Part B):2011–2027, OCT 2007. ISSN 0035-9009.
- O. BOCK, C. KEIL, E. RICHARD, C. FLAMANT et MN. BOUIN : Validation of precipitable water from ECMWF model analyses with GPS and radiosonde data during the MAP SOP. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(612, Part B):3013–3036, OCT 2005.
- K. BONIFACE, V. DUCROCQ, G. JAUBERT, X. YAN, P. BROUSSEAU, F. MASSON, C. CHAMPOLLION, J. CHÉRY et E. DOERFLINGER : Impact of high-resolution data assimilation of GPS zenith delay on Mediterranean heavy rainfall forecasting. *Annales Geophysicae*, 27(7):2739–2753, 2009. ISSN 0992-7689. URL <http://www.ann-geophys.net/27/2739/2009/>.
- B. BOUDEVILLAIN, S. ARGENCE, C. CLAUD, V. DUCROCQ, B. JOLY, D. LAMBERT, O. NUISSIER, M. PLU, D. RICARD, P. ARBOGAST, A. BERNE, J.P. CHABOUREAU, B. CHAPON, G. CRÉPIN, F. Delrieu, E. DOERFLINGER, B. FUNATSU, P.E. KIRSTETTER, F. MASSON, K. MAYNARD, E. RICHARD, E. SANCHEZ, L. TERRAY et A. WALPERSDORF : Cyclogénèses et précipitations intenses en région méditerranéenne : origines et caractéristiques. *La Météorologie*, 2009.
- H. BRENOT, V. DUCROCQ, A. WALPERSDORF, C. CHAMPOLLION et 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.*, 111:D15105, 2006.
- R. BUBNOVÀ, G. HELLO, Benard P. et J.-F. GELEYN : Integration of the fully elastic equations cast in the hydrostatic pressure terrain-following coordinate in the framework of the arpe/aladin nwp system. *Monthly Weather Review*, 123:515–535, 1995.



- C. CHAMPOLLION, F. MASSON, J. VAN BAELEN, A. WALPERSDORF, J. CHERY et E. DOERFLINGER : GPS monitoring of the tropospheric water vapor distribution and variation during the 9 September 2002 torrential precipitation episode in the Cevennes (Southern France). *Journal of Geophysical Research*, 109(D24), DEC 17 2004.
- JD. CREUTIN et C. OBLED : Objective Analyses and Mapping Techniques for Rainfall fields -an objective comparison. *Water Resources Research*, 18(2):413–431, 1982. ISSN 0043-1397.
- S. DAVOLIO, A. BUZZI et P. MALGUZZI : High resolution simulations of an intense convective precipitation event. *Meteorology And Atmospheric Physics*, 95(3-4):139–154, FEB 2007.
- G. DELRIEU : The Cevennes-Vivarais Mediterranean Hydro-meteorological observatory. *Houille Blanche-Revue Internationale de l'eau*, (6):83–88, 2003.
- G. DELRIEU, A. BELLON et JD. CREUTIN : Comparative-Study of Areal Rainfall Estimation Methods Using Rain-Gauge and Radar Data - Application to Daily Rainfall Events Observed in the Montreal Region. *Journal of Hydrology*, 98(3-4):315–344, APR 15 1988. ISSN 0022-1694.
- G. DELRIEU, V. DUCROCQ, E. GAUME, J. NICOL, O. PAYRASTRE, E. YATES, PE. KIRSTETTER, H. ANDRIEU, PA. AYRAL, C. BOUVIER, JD. CREUTIN, M. LIVET, S. ANQUETIN, M. LANG, L. NEPPEL, C. OBLED, J. Parent-du CHATELET, GM. SAULNIER, A. WALPERSDORF et W. WOBROCK : The catastrophic flash-flood event of 8-9 September 2002 in the Gard region, France : A first case study for the Cevennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory. *Journal of Hydrometeorology*, 6(1):34–52, FEB 2005.
- V. DUCROCQ, O. NUISSIER, D. RICARD, C. LEBEAUPIN et T. THOUVENIN : A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. II : Mesoscale triggering and stationarity factors. *Quarterly Journal Of The Royal Meteorological Society*, 134(630, Part A):131–145, JAN 2008. ISSN 0035-9009.
- V. DUCROCQ, D. RICARD, JP. LAFORE et F. ORAIN : Storm-scale numerical rainfall prediction for five precipitating events over France : On the importance of the initial humidity field. *Weather and Forecasting*, 17(6):1236–1256, DEC 2002.
- LP. GRADINARSKY, JM. JOHANSSON, HR. BOUMA, HG. SCHERNECK et G. ELGERED : Climate monitoring using GPS. *Physics and Chemistry of the Earth*, 27(4-5):335–340, 2002.
- R. KING et Y. BOCK : *Documentation for the GAMIT GPS analysis software, Release 10.32. Mass. Inst. of Technol., Cambridge., 2007.*
- P.E KIRSTETTER : *Estimation quantitative des précipitations par radar météorologique : inférence de la structure verticale des pluies et modélisation des erreurs radar-pluviomètres.* Thèse de doctorat, University Joseph Fourier, Grenoble, France, 2008.

- YH. KUO, X. ZOU et W. HUANG : The impact of Global Positioning System data on the prediction of an extratropical cyclone : an observing system simulation experiment. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 27(1-4):439–470, JAN 1998.
- C. LEBEAUPIN, V. DUCROCQ et H. GIORDANI : Sensitivity of torrential rain events to the sea surface temperature based on high-resolution numerical forecasts. *Journal Of Geophysical Research-Atmospheres*, 111(D12), JUN 30 2006.
- T. LEBEL, G. BASTIN, C. OBLED et JD. CREUTIN : On the Accuracy of Areal Rainfall Estimation - A Case-Study. *Water Resources Research*, 23(11):2123–2134, NOV 1987. ISSN 0043-1397.
- YL LIN, S CHIAO, TA WANG, ML KAPLAN et RP WEGLARZ : Some common ingredients for heavy orographic rainfall. *WEATHER AND FORECASTING*, 16(6):633–660, 2001. ISSN 0882-8156.
- AE. NIELL : Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths. *Journal of Geophysical Research*, 101(B2):3227–3246, FEB 10 1996.
- T. NILSSON et G. ELGERED : Long-term trends in the atmospheric water vapor content estimated from ground-based GPS data. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 113(D19), OCT 1 2008.
- O. NUISSIER, V. DUCROCQ, D. RICARD, C. LEBEAUPIN et S. ANQUETIN : A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. I : Numerical framework and synoptic ingredients. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134(630, Part A):111–130, JAN 2008.
- G. RADNÓTI : A Spectral Limited-Area Formulation With Time-Dependent Boundary-Conditions Applied to the Shallow-Water Equations - Comment. *Monthly Weather Review*, 123(10):3122–3123, OCT 1995. ISSN 0027-0644.
- D RICARD : Modélisation à haute résolution des pluies intenses dans les Cévennes : le système convectif des 13 et 14 octobre 1995. *La météorologie*, 48:28–38, 2005.
- D. RICARD, V. DUCROCQ et L. AUGER : A 5-yr climatology of mesoscale environment associated with heavy precipitating events over Southern France. *In In Proceeding of the International Conference on Alpine Meteorology*, 2007.
- D. RICARD, V. DUCROCQ et L. AUGER : Composite analyses of the mesoscale environment associated with Mediterranean heavy precipitating events. *In 2nd Hymex Workshop*, 2008.
- C. ROCKEN, T. VANHOVE, J. JOHNSON, F. SOLHEIM, R. WARE, M. BEVIS, S. CHISWELL et S. BUSINGER : GPS/STORM - GPS Sensing of Atmospheric Water-Vapor for Meteorology. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 12(3):468–478, JUN 1995.

- J. SAASTAMOINEN : Introduction to practical computation of astronomical refraction. *Bull. Geod.*, 106:389–397, 1972.
- RS SCHUMACHER et RH JOHNSON : Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems. *Monthly Weather Review*, 133(4):961–976, APR 2005.
- S. SENESI, P. BOUGEALT, JL. CHEZE, P. COSENTINO et RM. THEPENIER : The Vaison-La-Romaine flash flood : Mesoscale analysis and predictability issues. *Weather And Forecasting*, 11 (4):417–442, DEC 1996. ISSN 0882-8156.
- P. TREGONING, R. BOERS, D. O'BRIEN et M. HENDY : Accuracy of absolute precipitable water vapor estimates from GPS observations. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 103(D22): 28701–28710, NOV 27 1998.
- H. VEDEL, XY. HUANG, J. HAASE, M. GE et E. CALAIS : Impact of GPS Zenith Tropospheric Delay data on precipitation forecasts in Mediterranean France and Spain. *Geophysical Research Letters*, 31(2), JAN 17 2004.
- A WALPERSDORF, O BOCK, E DOERFLINGER, F MASSON, J van BAELEN, A SOMIESKI et B BURKI : Data analysis of a dense GPS network operated during the ESCOMPTE campaign : first results. *Physics And Chemistry Of The Earth*, 29(2-3):201–211, 2004. ISSN 1474-7065.
- J. WANG et L. ZHANG : Systematic errors in global radiosonde precipitable water data from comparisons with ground-based GPS measurements. *Journal of Climate*, 21(10):2218–2238, MAY 15 2008.
- X. YAN, V. DUCROCQ, G. JAUBERT, P. BROUSSEAU, P. POLI, C. CHAMPOLLION et K. BONIFACE : Benefit of GPS Zenith Delay Assimilation on high-resolution Quantitative Precipitation Forecast of the COPS cases IOP9. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 135:1788–1800, 2009.
- X. YAN, V. DUCROCQ, P. POLI, G. JAUBERT et A. WALPERSDORF : Mesoscale GPS Zenith Delay assimilation during a Mediterranean heavy precipitation event. *Advances in Geosciences*, 17:71–77, 2008. URL <http://www.adv-geosci.net/17/71/2008/>.
- X. ZOU, YH. KUO et YR. GUO : Assimilation of Atmospheric Radio Refractivity using a Nonhydrostatic Adjoint Model. *Monthly Weather Review*, 123(7):2229–2249, JUL 1995.

Figure	Date of event	Thalweg Weak / Smooth	Surface wind V_max	Location ZTD max (before the rainfall)	Location ZTD max (during the rainfall)	Location maximum cumulative rainfall	ZTD time series varia- tions (abrupt / smooth / null)	Type of event	Type of precipita- tions (Front / MCS)
3.11	09/22/2003	NS No/Weak	SE	LCV-PACA (Coast)	LCV-PACA (Coast)	LCV-PACA (Coast)	Smooth	Gard	MCS
3.12	10/13/2003	NS (Iceland)  Strong	E	PMN-LCV	PMN-LCV	PMN-LCV limit (Montagne Noire)	Abrupt	Cévennes- Aude	MCS
3.13	10/16/2003	NNW-SSE (Iceland)  Weak	E	PMN	PMN	PMN  (Coast - Py- renees)	Null	Aude	MCS
3.14	11/23/2003	NNE-SSW  Strong	SE	PACA	LCV	LCV (Coast + Cé- vennes)	Null	Cévennes	Front ?
3.15	12/1/2003	NS Strong	S	LCV	LCV-PACA	Rhone Valley	Abrupt	Gard	front
3.16	9/6/2005	NS Weak	E 40 m/s	LCV-PACA	LCV-PACA	LCV-PACA	No	?	MCS

TAB. 3.2 – Classification of the events studied.

Figure	Date of event	Thalweg Weak / Smooth	Surface wind V_max	Location ZTD max (before the rainfall)	Location ZTD max (during the rainfall)	Location maximum cumulative rainfall	ZTD time series variations (abrupt / smooth / null)	Type of event	Type of precipitations (Front / MCS)
3.9	10/13/2005	NNE-SSW (Iceland) Strong	E 12 m/s	PMN	PMN	PMN Aude plain	Abrupt but 2 days before	Aude	MCS
3.17	10/18/2005	NW-SE Weak	E 15 m/s	PMN (Coast)	PMN-LCV (Coast)	PMN-LCV	Smooth	Aude (but very spread out)	front
3.18	09/14/2006	NNW-SSE Strong	E 24 m/s	Corsica-PACA	Corsica-PACA	Corsica-PACA	Abrupt	Corsica-PACA	MCS
3.19	09/24/2006	NW-SE Weak	E 30 m/s	LCV-PACA	PACA	LCV (Cévennes)	Smooth	Gard	front
3.20	11/10/2006	WNW-SE Strong	SE 10 m/s	LCV	LCV	LCV (Cévennes)	Abrupt	Cévennes	MCS
3.21	10/18/2006	NNW-SSE Weak	SE 20 m/s	LCV	LCV	LCV (Cévennes)	Abrupt but 2 days before	Cévennes	MCS
3.7	11/16/2006	NNE-SSW Weak	S 11 m/s	LCV	LCV	LCV (Cévennes)	Null	Cévennes	MCS
3.22	12/2/2006	NNE-SSW Weak	S 12 m/s	PACA	PACA	PACA (Côte d'azur)	Abrupt	PACA	MCS

### 3.3 Conclusions

Pour la première fois, on a pu étudier l'environnement météorologique (vent, humidité) d'un nombre conséquent d'événements fortement précipitants dans le Sud de la France grâce à l'enregistrement continu pendant plusieurs automnes (2003-2006) de données GPS. On a également bénéficié de données issues de nombreuses stations pluviométriques et depuis 2005 de champs de vent de surface issus des images QuikSCAT. Ces analyses réalisées sur un échantillon statistique qu'on peut presque qualifier de représentatif ont permis de montrer qu'il n'était pas aisé de dégager un scénario unique expliquant à la fois la variabilité spatio-temporelle illustrée par les ZTD et la localisation des événements pluvieux. L'information spatiale apportée par le GPS parvient à être interprétée contrairement à l'information temporelle. Selon les classes d'événements définies on conclut que les événements de type LCV peuvent être plus facilement détectés à l'aide de la variabilité de vapeur d'eau détectée par GPS dans les cas de systèmes convectifs de Mésos-échelle (MCS) stationnaires. La topographie joue un rôle important pour ces cas dans le transport d'humidité. On peut penser qu'une meilleure documentation des flux d'humidité en surface pour ces cas permettrait de mieux appréhender ces événements. La plupart des cas PMN sont causés par des situations qui résultent de phénomènes à plus large échelle : fronts quasi-stationnaires notamment. Le relief joue alors un rôle moins déterminant puisque pour ces cas il n'est pas directement perpendiculaire aux flux d'humidité. Il faudrait sans doute considérer davantage la variabilité des vents de surfaces et les phénomènes locaux pour mieux comprendre ces événements.

Pour les cas regroupés dans la catégorie LCV on a vu qu'il existait deux sous-ensembles avec des précipitations localisées en région littorale, dans la plaine de l'hérault en particulier et d'autres cas qui surviennent à proximité des Cévennes. On ne parvient pas encore à dégager un motif d'anomalies de ZTD distincts pour les deux sous-ensembles.

On a vu que la variabilité de la vapeur d'eau estimée par GPS apporte une information qu'aucun autre instrument n'est capable de délivrer. Cependant certaines limitations persistent toujours notamment lorsque les flux de basses couches proviennent de la mer et s'ils ne sont pas renseignés avec une échelle suffisamment fine. Il faut donc continuer à enrichir l'information apportée par le GPS en utilisant des mesures réalisées en mer : in-situ ou à l'aide de capteurs satellites.



# Chapitre 4

## Assimilation de données GPS

### 4.1 Problématique et contexte

Au cours des premiers chapitres on a montré que l'utilisation du GPS-sol était une technique reconnue pour estimer précisément les paramètres troposphériques et en déduire une quantité intégrée de vapeur d'eau. Le chapitre 3 a montré les avantages de la mesure GPS pour l'estimation de la vapeur d'eau avec une fine échelle spatiale et temporelle et ceci sous toutes conditions météorologiques contrairement aux autres instruments. Il est donc important d'utiliser au mieux ces observations pour mieux prévoir la quantité de précipitations et notamment dans ce chapitre les événements cévenols. Les données GPS-sol sont depuis plusieurs années utilisées dans les cycles d'assimilation de données de modèles de prévision numérique du temps. Elles sont intégrées depuis Septembre 2006 en opérationnel dans le système d'assimilation 3D-Var ALADIN (modèle régional à 9.5 km de résolution) de Météo France. Les données GPS-sol ont fait l'objet de plusieurs études afin de contribuer à l'évaluation et à la validation d'une telle mesure sur les événements méso-échelle. L'objet de ce chapitre est d'étudier l'apport des données GPS-sol sous forme d'un réseau dense dans les cycles d'assimilation de données du modèle à haute résolution AROME<sup>1</sup> et pour la prévision quantitative des fortes pluies. Le réseau GPS Géotrop qui a été pérennisé avec une résolution spatiale d'une cinquantaine de kilomètres a été utilisé pour ces expériences. De plus, le développement récent du modèle à fine résolution AROME (2.5km), opérationnel depuis Décembre 2008 a permis de tester l'utilisation de données GPS denses sur quelques cas d'études de l'automne 2007 avec AROME pré-opérationnel. Un séjour de six mois au sein de l'équipe Micado du CNRM et sous la direction de Véronique Ducrocq et Geneviève Jaubert est à l'origine de ces expériences d'assimilation. On propose ici d'énoncer les concepts et méthodes utilisés en assimilation de données en introduction aux résultats des expériences d'assimilation. Deux épisodes cévenols de l'automne 2007 ont été étudiés en utilisant les données GPS du réseau Geotrop (Boniface *et al.*, 2009). La méthodologie et les résultats ont fait l'objet d'une publication présentée ci-après.

---

<sup>1</sup>Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle : modèle de prévision à haute résolution (2.5 km)



## 4.2 Concepts et méthodes en assimilation de données

L'assimilation de données permet d'utiliser au mieux les observations disponibles de manière à améliorer la connaissance de l'état initial de l'atmosphère dans un modèle. Cette technique dont les développements théoriques sont apparus à la fin du 18<sup>ième</sup> siècle vise à estimer l'état d'un système dynamique en utilisant toutes les sources d'informations disponibles. Les astronomes furent les premiers à travailler sur la théorie de l'estimation avant que les mathématiciens ne reprennent la thématique. Pour plus de détails sur les aspects historiques et techniques de l'assimilation de données se référer à Talagrand (1997), Bouttier et Courtier (2002) ou encore Daget (2008).

### 4.2.1 Définitions de base

#### L'analyse

L'assimilation de données a pour objectif de déterminer une représentation fidèle et aussi réaliste que possible de l'état de l'atmosphère. Cette représentation est appelée analyse. Elle est représentée dans un modèle par un ensemble de variables. Elle sert à la fois d'état initial dans les modèles de prévision numérique du temps et de référence lorsqu'on cherche à vérifier la qualité des observations. Par la suite on note l'analyse  $x_a$ . Elle consiste en une liste de valeurs de variables météorologiques (température, pression, humidité...) en divers points de l'espace.

#### L'ébauche

Afin de bien poser le problème, il est nécessaire de disposer d'une ébauche de l'état du modèle. L'ébauche constitue la première estimation de l'analyse. Des contraintes physiques peuvent aussi permettre de mieux déterminer le système. Cette ébauche peut aussi bien être une climatologie, un état quelconque ou une prévision obtenue à partir de précédentes analyses. Dans ce cas, si le système est efficace, l'information est censée s'accumuler dans l'état du système modélisé et se propager entre les variables du modèle. Par la suite on note l'ébauche  $x_b$ . Le vecteur d'état  $x_b$  est une estimation des variables pronostiques aux points de grille du modèle.

#### Les observations et l'opérateur d'observation pour les données GPS

Chaque analyse utilise un nombre limité d'observations qui sont rangées dans un vecteur d'observation  $y_o$ . Dans l'idéal, il y aurait une observation pour chaque variable du vecteur d'état. En pratique, le nombre d'observations est très inférieur à celui des variables du vecteur d'état. Si l'état du modèle est surdéterminé (*i.e* plus d'observations que de variables) par les observations l'analyse se réduit à un problème d'interpolation. Cependant, dans la majorité des cas on est confronté à une sous-détermination (*i.e* moins d'observations que de variables) du problème d'analyse. Ceci provient de la

disparité des observations dont on dispose mais également du fait que les variables modèles ne sont pas directement liées aux observations.

Les observations qui sont utilisées en assimilation de données sont très variées. Il y a des observations de surface (pression, température), de radiosondage (profil vertical de pression, température et température de rosée), des observations provenant des bateaux, de bouées ou d'avions mais aussi des observations de vent par ballons, de profileurs ou par scatéromètres radar (embarqué à bord de QuikSCATT, par exemple). D'autres données satellitaires (données AMSU-A AMSU-B à bord des satellites Metop ou de la NOAA, IASI à bord de Metop...) sont également assimilées. La liste précise des observations assimilées lors des expériences réalisées dans AROME figure dans la section 4.2, *Experiment setup* de l'article.

De plus, certaines observations ne sont pas directement accessibles, comme le ZTD par exemple. Il faut donc définir une fonction permettant de passer de l'espace du modèle à celui des observations. Cette fonction, nommée opérateur d'observation  $H$ , permet d'obtenir un équivalent du modèle  $H(x_t)$  dans l'espace des observations. Cet équivalent modèle est la valeur que devrait avoir l'observation si la mesure de l'observation et l'état du modèle étaient parfaits. En pratique, l'opérateur d'observation  $H$  est construit sur la base d'opérateurs d'interpolation permettant de transformer les variables du modèle en équivalent mesure (dans notre cas le ZTD).

#### 4.2.2 La modélisation des erreurs associées

Les informations utilisées sont donc les observations, l'ébauche et les propriétés physiques connues du système. Toutes ces sources d'informations sont importantes et doivent être prises en compte pour obtenir une bonne analyse. On doit également considérer leurs erreurs associées pour déterminer leur poids respectif. La problématique de l'assimilation de données peut alors être résumée à :

$$x_b = x_t + \varepsilon_b \quad (4.1)$$

$$y_o = H(x_t) + \varepsilon_o \quad (4.2)$$

$$x_a = x_t + \varepsilon_a \quad (4.3)$$

$x_t$  représente l'état réel de l'atmosphère (vecteur d'état de l'état vrai),  $\varepsilon_b$  le vecteur d'erreur de l'ébauche,  $\varepsilon_o$  celui de l'observation et  $\varepsilon_a$ , le vecteur d'erreur de l'analyse.  $H$  représente l'opérateur d'observation.

Pour résoudre le système d'assimilation, il faut donc parvenir à minimiser les erreurs qui existent à la fois dans le modèle et les observations. Cette méthode s'apparente au schéma d'analyse de Cressman qui est souvent utilisé pour des systèmes d'assimilation simples. Toute la difficulté de l'assimilation de données réside dans la subtilité à construire un système qui tente de minimiser en moyenne les variations de l'écart entre l'état analysé et l'état vrai observé. Pour construire ce type d'algorithme, il faut représenter mathématiquement l'incertitude sur les différentes sources d'information. Cette in-

certitude peut être définie en mesurant (ou en supposant) les statistiques d'erreur et être modélisée par des probabilités. L'algorithme d'analyse peut alors être écrit pour que, formellement, l'erreur d'analyse soit, en moyenne, minimale dans une norme définie par l'utilisateur. L'analyse devient ainsi un problème d'optimisation qui doit prendre en compte les erreurs de mesure pour les observations ( $\varepsilon_o$ ) et les erreurs de prévision pour l'ébauche ( $\varepsilon_b$ ). Pour se faire, on considère que ces erreurs sont générées par des processus physiques qui sont les mêmes partout (à deux échéances et en deux points de grilles distincts).  $\varepsilon_o$  et  $\varepsilon_b$  sont alors caractérisées par deux lois de probabilités, liées au processus d'erreur. Ainsi la caractérisation de ces erreurs s'exprime par les distributions des lois de probabilités qui sont supposées gaussiennes. On utilise deux statistiques significatives qui permettent de caractériser entièrement une distribution : les vecteurs des moyennes  $E(\varepsilon_b)$  et  $E(\varepsilon_o)$  et les matrices de variance-covariance  $\mathbf{B}$  et  $\mathbf{R}$ . Avec  $\mathbf{B}$  la matrice de variance-covariance des erreurs d'ébauche et  $\mathbf{R}$  pour les erreurs d'observation. Diverses méthodes existent pour évaluer ces statistiques comme le filtre de Kalman qui permet d'estimer les erreurs d'ébauche automatiquement en utilisant un modèle linéaire tangent (Bouttier et Courtier, 2002). Les estimations d'erreur de covariance peuvent se faire en utilisant la méthode de Hollingsworth et Lonnberg (1986). D'autres méthodes existent pour plus de détails se référer à Fischer et Courtier (1995), Andersson *et al.* (2000), Deckmyn et Berre (2005) pour l'estimation par ondelette de la matrice de covariance d'erreur de l'ébauche et Buehner (2005).

La résolution du problème d'assimilation doit prendre en compte diverses hypothèses simplificatrices (sur l'opérateur d'observation, les erreurs d'ébauche et d'observation) avant de pouvoir s'exprimer sous forme matricielle :

1. L'opérateur d'observation est linéarisé : les variations de l'opérateur d'observation au voisinage de l'ébauche sont linéaires. Ainsi, pour tout  $x$  suffisamment proche de  $x_b$  on a :  

$$H(x) - H(x_b) \approx \mathbf{H}(x - x_b)$$
 où  $\mathbf{H}$  est un opérateur linéaire ;
2. Les erreurs sont non triviales : les matrices  $\mathbf{B}$  et  $\mathbf{R}$  sont définies positives ;
3. Les erreurs sont non biaisées : les moyennes des erreurs d'ébauche et d'observation sont nulles ( $E[x_b - x_t] = E[y_o - H(x_t)] = 0$ ) d'où le débiaisage des mesures par rapport aux modèles (Cf. article).
4. Les erreurs sont non-corrélées : les erreurs d'ébauche et d'observation sont mutuellement décorrélées ( $E[(x_b - x_t)(y_o - H(x_t))^T] = 0$ ) ;

Pour plus de détails sur la validité des hypothèses et les démonstrations des différentes formulations se reporter à Bouttier et Courtier (2002). Ainsi avec l'utilisation de ces hypothèses simplificatrices, la résolution du problème d'assimilation revient à chercher :

$$x_a = x_b + \mathbf{K}(y_o - H(x_b)) \quad (4.4)$$

Il faut donc déterminer la matrice  $\mathbf{K}$  de l'équation (4.4) pour pouvoir minimiser l'erreur sur l'analyse

( $\varepsilon_a$ ). La minimisation de la variance d'erreur  $\varepsilon_a$  conduit à la solution suivante :

$$\mathbf{K} = \mathbf{B}\mathbf{H}^T (\mathbf{H}\mathbf{B}\mathbf{H}^T + \mathbf{R})^{-1} \quad (4.5)$$

### 4.2.3 L'assimilation variationnelle

La prise en compte des nouvelles données d'observation dans la trajectoire d'un modèle permet d'améliorer la description réelle de l'état de l'atmosphère. Cette opération nécessite d'introduire les données au moment adéquat afin que ces instants jouent chaque fois le rôle de nouveaux instants initiaux. Il faut alors employer une méthode qui permette d'introduire des variations aux résultats du modèle tout en conservant les contraintes implicites imposées par les systèmes d'équations décrivant les paramétrisations physiques en jeu. Il faut également que ces variations introduites ne viennent pas enfreindre les algorithmes utilisés pour la résolution du système d'équations en jeu. Les méthodes traditionnelles d'intégration de nouvelles données par interpolation par exemple n'agissent que sur l'environnement immédiat de chacun des points où les valeurs des paramètres météorologiques sont modifiées. Ces méthodes ne peuvent s'appliquer au domaine atmosphérique qui représente un continuum physique. C'est à dire que chaque modification en un point devrait par conséquent introduire une modification en tous les autres points du domaine (aussi distants soient-ils). La procédure proposée par l'assimilation variationnelle permet de rectifier les résultats de la prévision tout en respectant la cohérence du modèle. Ceci s'effectue en reportant sur l'ensemble du domaine considéré les conséquences des variations subies par l'atmosphère en l'un de ses points. On répète alors la procédure d'assimilation à intervalles de temps réguliers. Le principe de la méthode variationnelle consiste à déterminer la valeur minimale pouvant être atteinte par la fonction de coût (eq. 4.6) qui dépend des valeurs prises par les paramètres atmosphériques utilisés dans le modèle.

#### Assimilation variationnelle 3D-Var et formulation mathématique

Dans le cas de l'assimilation 3D-Var, les données d'observations supplémentaires obtenues à un instant  $t$  se répartissent selon les trois directions de l'espace. La formulation consiste à minimiser une fonction quadratique : la fonction de coût qui quantifie les écarts entre les différentes sources d'information (observation, ébauche, contraintes dynamiques et physiques), chacune d'elles étant pondérées par son écart-type d'erreur. Si les erreurs impliquées ont une distribution gaussienne alors la fonction que l'on cherche à minimiser peut s'exprimer comme la somme des termes quadratiques :

$$J(x) = J_b(x) + J_o(x) \quad (4.6)$$

$$J_b(x) = \frac{1}{2}(x - x_b)^T B^{-1}(x - x_b) \quad (4.7)$$

$$J_o(x) = \frac{1}{2}(H(x) - y)^T R^{-1}(H(x) - y) \quad (4.8)$$

$J$  est appelée « fonction de coût ». Sa minimisation consiste à rapprocher  $x$  à la fois des observations et de l'ébauche (Fig.4.1). L'algorithme 3D-Var consiste à chercher une solution approchée de ce problème de minimisation en calculant  $J(x)$  et son gradient  $\nabla J(x)$  puis modifier  $x$  en conséquence. Cette méthode permet d'optimiser à la fois la qualité de l'approximation et le coût en temps de calcul. C'est cette méthode qui est utilisée dans le système d'assimilation AROME.

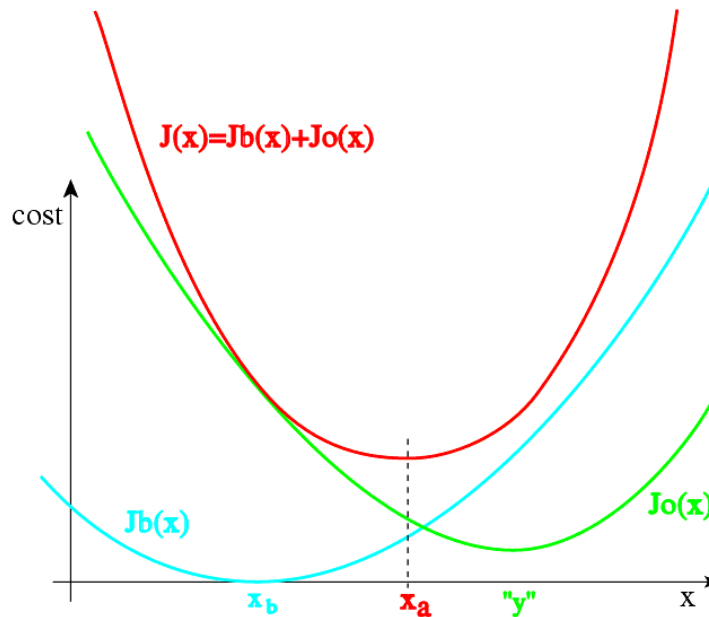


FIG. 4.1 – Représentation schématique décrivant la minimisation de la fonction de coût afin de trouver une solution approchée pour la valeur d'analyse  $x_a$ . Les termes de fonction de coût de l'ébauche et des observations sont représentés ( $J_b(x)$  et  $J_o(x)$ ). Source : Bouttier et Courtier (2002)

#### Assimilation variationnelle 4D-Var

Cette méthode peut être étendue à des flux de données non forcément synchrones et qui peuvent varier au cours du temps. On parle alors d'assimilation variationnelle 4D-Var. A la différence du système d'assimilation 3D-Var qui considère les données comme si elles étaient mesurées à l'instant de l'analyse, le 4D-Var permet de les prendre en compte directement au temps de l'observation. Les observations sont donc prises en compte aussi bien dans leur distribution spatiale que temporelle. Les observations de toutes provenances sont alors recueillies sur une plage de temps plus ou moins étendue.

La limitation d'une telle technique réside dans le coût de calcul associé qui est très important. D'un point de vue technique, le système variationnel 4D-Var nécessite la mise en place d'un modèle adjoint. Ce dernier permet une évaluation efficace du gradient de la fonction coût. Le temps de calcul

associé à la méthode 4D-var est donc important du fait de l'intégration du modèle direct pour le calcul des innovations ( $y_o - x_b$ ), de la propagation de l'analyse, ainsi que l'intégration du modèle adjoint.

De façon simplifiée on peut représenter les différences entre les schémas variationnels 3D-Var et 4D-var ainsi (Fig. 4.2) :

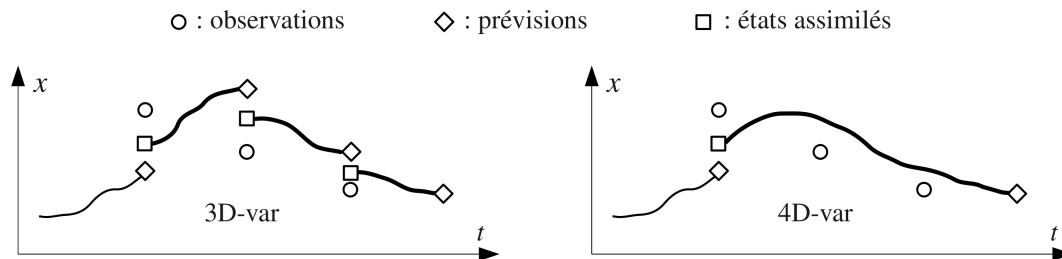


FIG. 4.2 – Méthodes variationnelles : 3D-var (à gauche) et 4D-var (à droite) pour une variable d'état  $x$ . Source : d'après une représentation de O. Thual.

On précise qu'il existe par ailleurs d'autres types de système d'assimilation. Pour plus d'informations se référer à Duffourg (2007), Daget (2008), Yan (2009) qui résument ces techniques.

## 4.3 Assimilation de données GPS

Depuis les années 90, la technique GPS a montré sa capacité à quantifier avec précision la vapeur d'eau intégrée. Différentes études ont par la suite porté sur l'utilisation des données GPS en assimilation afin de tester l'impact d'une telle observation à la fois sur la qualité de l'analyse produite mais aussi sur l'amélioration apportée aux prévisions pour différents types d'événements météorologiques. La plupart des expériences réalisées ces dernières années ont porté sur la quantification des impacts en termes de prévision du champ d'humidité et du cumul de fortes pluies. Différentes quantités résultant de l'estimation de vapeur d'eau par GPS (IWV, ZTD et délais obliques) ont été testées en assimilation. On propose une courte synthèse bibliographique de ces expériences.

### 4.3.1 Assimilation d'IWV

Comme cela est rappelé dans Yan (2009) les centres météorologiques de prévisions ont dans un premier temps utilisé la technique du nudging et d'interpolation optimale avant d'utiliser les méthodes variationnelles d'assimilation. Le nudging permet uniquement l'assimilation des observations qui correspondent aux variables du modèle. C'est pourquoi il était nécessaire de transformer les délais zénithaux en une quantité intégrée de vapeur d'eau (IWV) et finalement de la convertir en rapport de mélange ou en humidité spécifique. On comprend aisément que la multiplication des conversions de valeur mesurée en paramètre modèle ne soit pas optimale pour réduire les sources d'erreurs.

Les études de cas réalisées avec assimilation d'IWV (Kuo *et al.*, 1996; Guerova *et al.*, 2004; Nakamura et Koizumi, 2004) montrent pour l'ensemble un impact positif sur la prévision des pluies et l'amélioration de la modélisation du champ d'humidité en particulier dans les basses couches de la troposphère. Les données GPS permettent de mieux documenter le flux d'humidité localisé en amont des précipitations. De plus, si on ajoute des données de température et de vent aux valeurs d'IWV déduites des mesures GPS les résultats semblent davantage améliorés (Falvey et Beavan, 2002).

Une étude plus systématique réalisée dans le Nord des Etats Unis sur cinq ans (Gutman *et al.*, 2004; Smith *et al.*, 2007) avec une densité croissante de GPS au cours de la période a montré un impact positif sur les prévisions à courte échéance des prévisions d'humidité relative jusqu'à 500 hPa (Fig.4.3a). De plus on remarque que l'amélioration est plus importante en dehors des mois d'été (Fig.4.3b). Ceci vient du fait qu'au cours de la saison chaude les perturbations provenant d'événements synoptiques sont moins importantes et moins fréquentes. Cette étude introduit l'importance d'une densité suffisante de GPS en assimilation pour l'amélioration des prévisions. Plus récemment

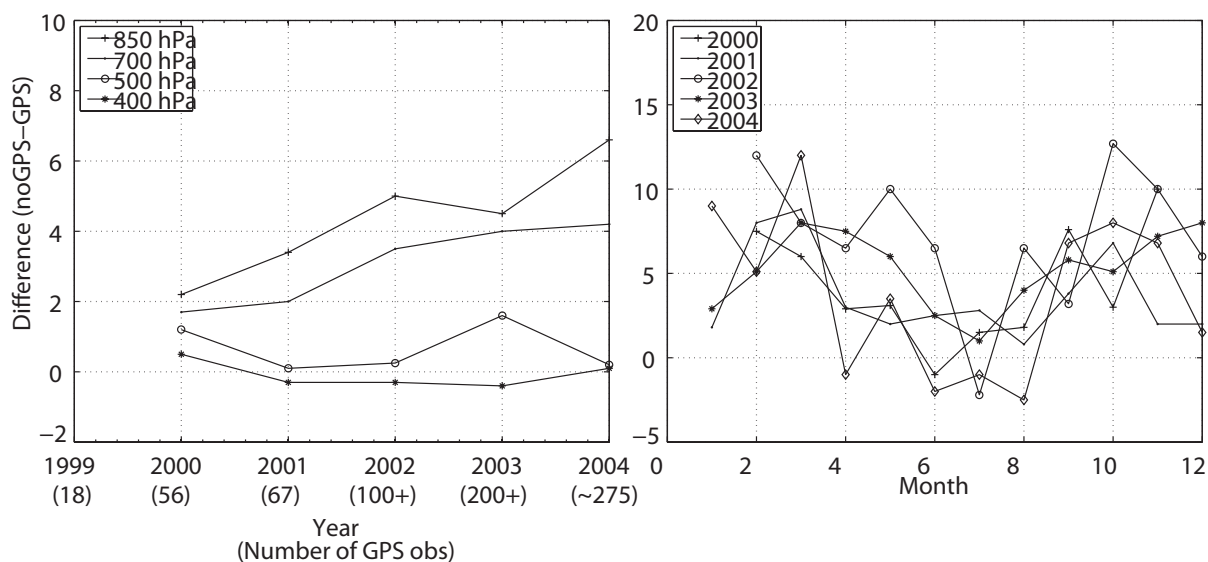


FIG. 4.3 – a) Améliorations obtenues (normalisées par le pourcentage d'erreur) sur les prévisions d'humidité relative après assimilation d'IWV dans le modèle RUC (Rapid Update Cycle) toutes les 3 heures entre 2000 et 2004 pour 85 stations couvrant les Etats-Unis, le Canada et le Mexique ; b) Même chose qu'en a) mais pour chaque mois à 850 hPa. D'après Smith *et al.* (2007)

Guerova *et al.* (2006) utilisent près de 200 stations GPS. Les traitements effectués dans le cadre de l'action COST-716 sont délivrés en temps quasi réel. Les ZTD sont ensuite convertis en IWV pour être assimilés dans le modèle aLMo (Alpine Model<sup>2</sup>) qui utilise la technique de nudging et ne peut assimiler les ZTD directement. Cette étude valide la qualité des données issues du traitement GPS en temps quasi-réel sur deux événements actifs. La qualité des données est similaire entre post-traitement

<sup>2</sup>Modèle non-hydrostatique de méso-échelle opérationnel à la Météo Suisse. La résolution horizontale est de 7km.

et traitement en temps quasi-réel. Les expériences d'assimilation réalisées ont également un impact positif.

#### 4.3.2 Assimilation des ZTD

Avec le développement des méthodes variationnelles d'assimilation de données comme le 3D-Var on peut à présent assimiler directement des observables ZTD qui constituent une fonction non linéaire de la température, la pression et l'humidité. L'assimilation directe des ZTD permet de supprimer les erreurs liées à la conversion de l'observable ZTD en IWV (Brenot *et al.*, 2006). Plusieurs expériences ont été réalisées ces dernières années avec des modèles de faible résolution comme le modèle global ARPEGE (supérieure à 50 km de résolution horizontale) et le système d'assimilation 4D-Var avec assimilation d'observations en temps quasi-réel (Poli *et al.*, 2007). Les résultats révèlent un impact positif sur la prévision des précipitations grâce à une amélioration de la prise en compte de la circulation synoptique (moyenne échelle allant d'une dizaine à 1000 km).

Peng et Zou (2004) ont réalisé des expériences d'assimilation en utilisant des ZTD et des données de pluviométrie dans le système d'assimilation MM5-4D Var. Les expériences se sont déroulées sur un cas d'étude intervenant lors d'une tempête hivernale (5-6 Décembre 1997) en Californie du Sud. L'impact des expériences a été analysé sur la prévision des pluies (Quantitative Precipitation Forecast). On observe alors une modification des structures thermodynamiques de l'atmosphère lorsque les ZTD et les données de pluie sont assimilées simultanément. En terme d'influence spatiale des données assimilées, on note que les ZTD ont une influence à de plus larges échelles (>50km) que les données de pluie (25 à 50 km).

D'autres expériences d'assimilation confirment que l'ajout d'observations supplémentaires aux ZTD améliorent les résultats en terme d'impact de prévision de pluies et sur le RMS de la variable d'humidité. Les expériences d'assimilation menées par Cucurull *et al.* (2004) ont été conduites en utilisant le système d'assimilation MM5-3D Var sur un cas de tempête de neige survenant dans les régions Ouest Méditerranéennes (14-15 Décembre 2001). Les données d'observations de surface assimilées sont nombreuses et variées (données synoptiques (SYNOP), données d'observation de surface sur mer (SHIP), données de radiosondage et de vent, température, humidité relative). On utilise ces données additionnelles dans les expériences d'assimilation conduites pour notre étude. En conclusion, cette étude préconise l'installation de stations GPS à proximité de stations d'observations météorologiques.

L'étude de Vedel et Huang (2004) renforce à nouveau l'idée que l'assimilation des ZTD améliore la qualité des prévisions de précipitations des modèles numériques. Les expériences utilisent le système d'assimilation 3D-Var/HIRLAM<sup>3</sup>. L'assimilation fait intervenir conjointement les ZTD et d'autres observations plus standards comme énoncé ci-dessus. Des vérifications statistiques ont été

---

<sup>3</sup>High Resolution Limited Area Model : Modèle de prévision à courte échéance développé conjointement par plusieurs instituts météorologiques Européens.



effectuées sur la prévision des cumuls de pluies. Une amélioration conséquente sur la prévision des cumuls de pluie dans le cas de fortes pluies apparaît en assimilant les ZTD.

Les études menées par Hakam (2006) et Yan *et al.* (2008) ont également montré des résultats similaires en utilisant le 3D-Var ALADIN (9.5km de résolution) sur le cas fortement précipitant du 5 au 9 Septembre 2005. Ces expériences réalisées pour ce cas Cévenol utilisent un réseau comprenant une trentaine de stations dans le Sud de la France, conduisant à une densité de station de l'ordre de 50 km.

Une étude récente menée par Macpherson *et al.* (2008) assimile des ZTD opérationnellement dans le modèle RUC (Rapid Update Cycle) du NCEP (National Center for Environmental Prediction) avec une méthode 3D-Var et un modèle de prévision à 15 km. L'assimilation utilise en plus des données de ZTD, des données de surfaces issues de stations météorologiques. L'impact sur la prévision des pluies se révèle plutôt positif en particulier pour la région centre des Etats-Unis et pour les forts cumuls de précipitations.

En conclusion, l'assimilation des ZTD montre un impact neutre à légèrement positif sur la prévision des cumuls de précipitations. Lorsque l'assimilation des données GPS est additionnée de données de surface (pression, température) ou de données de vents colocalisées, l'impact sur les prévisions est davantage amélioré. L'assimilation récente de données GPS dans le modèle à haute résolution AROME a montré des résultats encourageants sur l'amélioration des prévisions de précipitations dans le cas de systèmes convectifs au cours de la campagne COPS (Yan *et al.*, 2009). La densification du réseau a également été testée en ajoutant des stations de campagnes en plus des stations européennes opérationnelles. L'impact obtenu en ajoutant les stations additionnelles restent moins important que celui observé avec le réseau Européen. En effet, l'ajout de stations supplémentaires entraîne une amélioration sur la prévision des faibles pluies mais a tendance à détériorer la prévision des fortes pluies. Dans le Sud Est de la France, deux expériences d'assimilation ont été réalisées à l'aide de données GPS issues du réseau Géotrop (Boniface *et al.*, 2009). Les résultats montrent un impact légèrement positif sur la prévision des faibles pluies. La localisation du coeur des précipitations reste moins bien évalué. En revanche, l'ajout des données GPS permet d'améliorer le contenu en vapeur d'eau sur les analyses AROME de façon considérable. Les caractéristiques des expériences figurent dans la section 4.5.

### 4.3.3 Assimilation des délais obliques (Slant Delays)

Un autre point à considérer pour les développements futurs repose sur l'importance d'assimiler les variations latérales de vapeur d'eau autour des récepteurs GPS comme montré par Nakamura et Koizumi (2004). En effet, la seule estimation des ZTD ne donne pas d'indication sur l'asymétrie azimuthale qui est contenue dans les données brutes GPS. Cette asymétrie devient non négligeable à proximité de gradients horizontaux d'humidité importants. Ces phénomènes sont présents dans les régions où des fronts se développent (Koch *et al.*, 1997), en région littorale ou à proximité de vallées.

Dans de tels cas, l'utilisation de l'observable ZTD n'est pas optimale. Il apparaît alors plus bénéfique de transformer les mesures GPS brutes en conservant l'asymétrie par le biais des délais obliques. Une possibilité pour prendre en compte cette asymétrie réside dans l'assimilation des gradients. Cependant, l'utilisation des délais obliques requiert encore des développements au niveau des systèmes d'assimilation de données qui ne sont pas encore suffisamment performants pour de telles opérations. Les validations et la nécessité d'améliorer la mesure de gradients constituent également un facteur limitant. On notera tout de même le développement d'un opérateur d'observation utilisé pour intégrer les délais obliques dans le système d'assimilation 3D-Var HIRLAM (Eresmaa et Jarvinen, 2006). Cet opérateur a fait l'objet de premières validations des délais obliques. Il a ensuite été réutilisé par Jarvinen *et al.* (2007) sur quelques expériences d'assimilation qui permettent d'évaluer les erreurs liées à l'observateur d'observation. Un des résultats de l'étude montre que le principal bénéfice obtenu en utilisant les délais obliques repose sur leur capacité à détecter l'asymétrie des structures atmosphériques humides à petite échelle. Les systèmes d'assimilation parviennent à mettre en évidence cette information d'asymétrie contenue dans les observations. Des améliorations restent encore à apporter au système d'assimilation et aux mesures de gradients pour pouvoir intégrer ce type de délais.

#### 4.4 Le modèle AROME et le 3D-Var AROME

Le modèle AROME possède une résolution horizontale de 2.5 km et un système d'assimilation 3D-Var qui permet de produire des analyses toutes les 3 heures. On ne les introduit pas ici, ils sont décrits dans la section 2 (*NWP system description*) de l'article qui suit. Pour une présentation synthétique des systèmes d'assimilation 3D-Var AROME et 3D-Var ALADIN se référer à Yan (2009).

#### 4.5 Présentation de l'Article : Impact of high-resolution data assimilation of GPS zenith delay on Mediterranean heavy rainfall forecasting

On a vu d'après la revue bibliographique énoncée précédemment que les expériences d'assimilation ont pour la plupart été réalisées avec un modèle à faible résolution et avec une densité de stations variable. On propose ici de combiner une densité de station GPS élevée (de l'ordre de 50 km) avec le modèle à haute résolution AROME (2.5 km). Les observables ZTD proviennent du réseau Geotrop situé dans le Sud de la France. D'autres stations plus éloignées de l'Europe de l'Ouest sont également assimilées dans le système d'assimilation 3D-Var AROME. Ainsi, plus de 280 stations ont été assimilées pendant une période de 15 jours située entre les deux événements automnaux étudiés.

Dans un premier temps, on détaille l'opérateur utilisé pour calculer le ZTD équivalent du modèle AROME. Le traitement de données GPS est ensuite introduit. Il a été réalisé uniformément sur l'automne 2007 et utilise le logiciel Gamit avec les paramètres définis au chapitre 2. Viennent en-

suite l'introduction du calcul du biais nécessaire à la prise en compte des erreurs d'observation. Les deux cas d'étude Cévenols sont détaillés en terme de situation synoptique et de répartition de la pluie. Après avoir réalisé les expériences d'assimilation avec et sans GPS on étudie les impacts obtenus sur la prévision des cumuls pluviométriques.

Finalement, les résultats obtenus montrent que l'assimilation des ZTD permet de produire des analyses plus proches des ZTD en moyenne et confirment la qualité des observations assimilées. L'impact sur la prévision des précipitations a également été étudié. Pour le premier cas seuls les cycles débutants quelques heures avant le déclenchement du système convectif parviennent à simuler les précipitations convectives. L'assimilation améliore l'extension spatiale des précipitations. En revanche, on note une sous estimation des fortes précipitations comparée au cas simulé sans assimiler les données GPS. La précision des prévisions de précipitations est améliorée dans le second cas. Malheureusement l'état de l'atmosphère obtenu par le cycle d'assimilation sans GPS est déjà bien décrit. Il est donc plus délicat de l'améliorer davantage. On note cependant une amélioration pour le dernier jour de l'expérience (le 22 Novembre 2007) où des différences significatives apparaissent en comparant les cycles avec et sans assimilation de données GPS. Pour cette période, l'assimilation des ZTD permet d'améliorer la prévision du cumul de précipitations 6h. L'impact sur l'analyse est bien plus visible. Les écarts entre les expériences avec et sans GPS vont jusqu'à près de  $4 \text{ kg.m}^{-2}$ . Ce qui représente plus de 25% du signal total.

#### 4.6 Article paru dans *Annales of Geophysicae*

Référence de l'article paru :

Boniface, K., Ducrocq, V., Jaubert, G., Yan, X., Brousseau, P., Masson, F., Champollion, C., Chéry, J., and Doerflinger, E. : Impact of high-resolution data assimilation of GPS zenith delay on Mediterranean heavy rainfall forecasting, *Ann. Geophys.*, 27, 2739-2753, 2009.

Ann. Geophys., 27, 2739–2753, 2009  
www.ann-geophys.net/27/2739/2009/  
© Author(s) 2009. This work is distributed under  
the Creative Commons Attribution 3.0 License.



## Impact of high-resolution data assimilation of GPS zenith delay on Mediterranean heavy rainfall forecasting

K. Boniface<sup>1</sup>, V. Ducrocq<sup>2</sup>, G. Jaubert<sup>2</sup>, X. Yan<sup>2</sup>, P. Brousseau<sup>2</sup>, F. Masson<sup>3</sup>, C. Champollion<sup>1</sup>, J. Chéry<sup>1</sup>, and E. Doerflinger<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Géosciences Montpellier, UMR 5243 CNRS-UM2, CC. 60, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5, France

<sup>2</sup>GAME-CNRM, CNRS-Météo-France, 42 Avenue Coriolis, 31057 Toulouse Cedex 1, France

<sup>3</sup>UMR 7516-IPGS-CNRS-EOST, 5 rue René Descartes, 67084 Strasbourg Cedex, France

Received: 20 March 2009 – Revised: 24 June 2009 – Accepted: 1 July 2009 – Published: 9 July 2009

**Abstract.** Impact of GPS (Global Positioning System) data assimilation is assessed here using a high-resolution numerical weather prediction system at 2.5 km horizontal resolution. The Zenithal Tropospheric Delay (ZTD) GPS data from mesoscale networks are assimilated with the 3DVAR AROME data assimilation scheme. Data from more than 280 stations over the model domain have been assimilated during 15-day long assimilation cycles prior each of the two studied events. The results of these assimilation cycles show that the assimilation of GPS ZTD with the AROME system performs well in producing analyses closer to the ZTD observations in average.

Then the impacts of assimilating GPS data on the precipitation forecast have been evaluated. For the first case, only the AROME runs starting a few hours prior the triggering of the convective system are able to simulate the convective precipitation. The assimilation of GPS ZTD observations improves the simulation of the spatial extent of the precipitation, but slightly underestimates the heaviest precipitation in that case compared with the experiment without GPS. The accuracy of the precipitation forecast for the second case is much better. The analyses from the control assimilation cycle provide already a good description of the atmosphere state that cannot be further improved by the assimilation of GPS observations. Only for the latest day (22 November 2007), significant differences have been found between the two parallel cycles. In that case, the assimilation of GPS ZTD allows to improve the first 6 to 12 h of the precipitation forecast.

**Keywords.** Meteorology and atmospheric dynamics (Mesoscale meteorology; Precipitation) – Radio science (Remote sensing)

### 1 Introduction

Humidity is recognized as the least well analyzed parameter in the current operational assimilation systems, partly because of this parameter is highly variable in space and time. Thus, mesoscale distribution of moisture is in general not well monitored. The rapid development of ground-based GPS networks in the past years supplies a new source of such mesoscale humidity information. Because water vapour modifies atmospheric refractivity, satellite-receiver path delays provide a unique information on the total integrated water vapour (IWV) within the troposphere (see Bevis et al., 1992).

Indeed the Zenith Total Delay (ZTD) obtained from GPS data processing represents the vertically integrated refractivity which is function of pressure, temperature and particularly water vapour mixing ratio in the column above the receiver (Saastamoinen, 1972).

Since a decade, GPS (Global Positioning System) technique has shown the ability to estimate the vertically Integrated Water Vapour (IWV) (e.g. Bevis et al., 1992; Champollion et al., 2004), with an accuracy of about  $1 \text{ kg m}^{-2}$  comparable to standard errors associated with other water vapour measuring instruments. The comparison with independent observing techniques such as Radiosounding (RS) and microwave radiometers yields to an agreement on the level of  $1\text{--}2 \text{ kg m}^{-2}$  RMS (Root Mean Square) (see among others, Bock et al., 2005; Rocken et al., 1995; Emaradson et al., 1998; Kopken, 2001; Klein Baltink et al., 2002). Several studies have shown the interest to exploit the GPS observations in Numerical Weather Prediction (NWP) systems either for validation of the model forecasts or for improving the model initial conditions (Zou et al., 1995; Kuo et al., 1996, 1998; Vedel and Huang, 2004; Zhang et al., 2008). Most of the studies showed that the impact of assimilating GPS data is generally neutral, but positive for strong precipitation. The potential of GPS data assimilation for improving



Correspondence to: K. Boniface  
(karen.boniface@gm.univ-montp2.fr)

forecast of heavy precipitation that often occurred in North-western Mediterranean during fall had thus been further studied. Vedel et al. (2004) found that GPS data assimilation improved the forecast of a severe Mediterranean rain event and concluded that GPS data had good potential for improving NWP forecasts in rapidly developing high-moisture flow situations that characterized the heavy rainfall events occurred over the French and Spanish Mediterranean regions. To date, ground-based GPS dense networks are unique to provide vertically integrated tropospheric water vapour observations at spatial and temporal resolutions that cope with the mesoscale extend and variability of such moist plumes. Indeed radiosonde stations are few and far between for adequately resolve temporal and spatial scales and also because of a limited number of launches and device cost (Anthes, 1983).

Former studies had examined the impact of assimilating GPS observations on the quantitative precipitation forecast produced by large scale or mesoscale models using deep convection parametrization. However, it is known that convection-resolved and convection-parametrized models can provide different forecasts starting from the same initial conditions (Ducrocq et al., 2002). Recently, Yan et al. (2008) assessed thus the impact of GPS improved initial conditions using a high-resolution convection-resolved model. They found a slight positive impact on the convective-scale (2.5-km) forecast of a heavy precipitation episode over Southeastern France. The assimilation of GPS data was however performed with the 3D-VAR data assimilation system at 9.5 km resolution. The present study goes one step further in performing both the data assimilation cycle and the subsequent model forecast at 2.5-km resolution. Performing the assimilation at such high resolution should help the assimilation processes by providing better model equivalent ZTD due to better first-guess and more accurate model terrain. Also, to better describe the moist mesoscale low-level flow that feeds up the Mediterranean heavy precipitation systems, our study makes use of data from a regional GPS network over Southeastern France in addition to those from the operational European E-GVAP (The EUMETNET (Network of European Meteorological services) GPS Water Vapour Program) network.

Various methods exist to quantify the impact of the assimilation of a specific observing system in numerical weather prediction (NWP) systems. A classical way is to perform Observing System Experiments (OSE), which consists in excluding one particular data set over a long assimilation period and compare the skill of the analysis and forecast with respect to a parallel experiment, which assimilates all the available observations. This method has been applied here by performing two parallel data assimilation experiments with and without GPS ZTD assimilation for two 15-day long periods. At the end of each assimilation period, the impact of assimilating GPS ZTD is assessed for the two heavy precipitation events occurred over Southeastern France during autumn 2007.

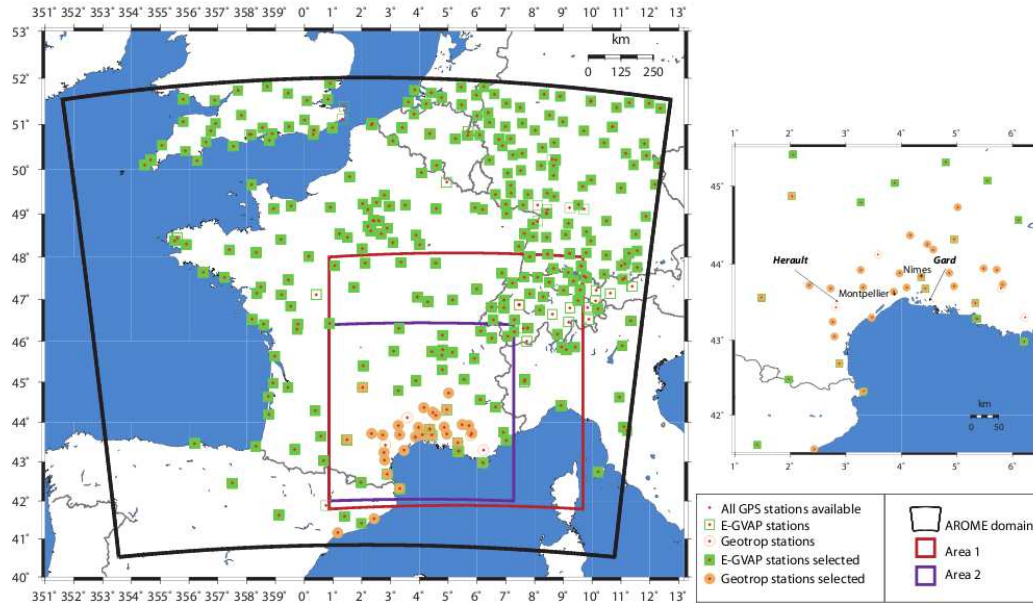
The outline of this paper is as follows. The NWP convective-scale system used in the study is presented in Sect. 2. The assimilated GPS ZTD observations are described in Sect. 3. Section 4 details the OSE applied to the two precipitation events. Results of these experiments are discussed in Sect. 5. Conclusions are presented in the final section.

## 2 NWP system description

### 2.1 Convective-scale analysis and forecast system

In this work, we use the new operational fine-scale AROME NWP system from Météo-France (Bouttier, 2007). AROME is run at 2.5-km horizontal resolution over a domain covering mainly France (Fig. 1). AROME is a non-hydrostatic model, based on an extension of the adiabatic equations of the limited-area NWP model ALADIN (Bubnova et al., 1995; Benard, 2004). The AROME physical parametrizations are selected among the physical package of the Meso-NH research model (Lafore et al., 1998). These include a bulk microphysical scheme (Caniaux et al., 1994) that governs the prognostic equations of the six water species (vapour, cloud water, rain water, primary ice, graupel and snow). No deep convection parametrization is used, as deep convection is resolved explicitly for the 2.5 km grid. The turbulence scheme is from Cuxart et al. (2000) and the radiative RRTM (Rapid Radiative Transfer Model) parametrization is used (Mlawer et al., 1998). The surface energy exchanges are represented according to the four possible surface type patches (nature surfaces, urban areas, ocean, lake) included in a grid mesh. The Interactions Soil-Biosphere-Atmosphere (ISBA) scheme (Noilhan and Mahfouf, 1996) is used for natural land surfaces, whereas energy exchanges over urban surfaces are parametrized according to the Town Energy Balance (TEB) model (Masson, 2000).

The AROME data assimilation scheme is for a large part common with the ALADIN and ARPEGE NWP systems from Météo-France and the IFS system from ECMWF. The 3DVAR/AROME scheme is quite similar to the 3DVAR/ALADIN system (Fischer et al., 2005; Montmerle et al., 2007), in terms of incremental formulation (Courtier et al., 1994), observation operators, minimization method and data flow. The background error covariances are however adapted to the higher resolution, estimated by an ensemble-based method (Berre et al., 2006), with a six member ensemble of AROME forecasts carried out over two 15-day periods. The two components of the wind, temperature, specific humidity and surface pressure are analyzed on the 2.5-km grid while the other model fields (e.g. microphysical variables) are cycled from the previous AROME guess. A Rapid Update Cycle (RUC) is performed with 3-h forecast/analysis steps each 3 h (Fig. 2). From the 00:00, 06:00, 12:00 and 18:00 UTC AROME analyses, 30-h



**Fig. 1.** GPS stations NRT processed by E-GVAP and post-processed for Geotrop network over the Arome domain for the selection period in fall 2007. On the right side, zoom of the area of interest with geographical names.

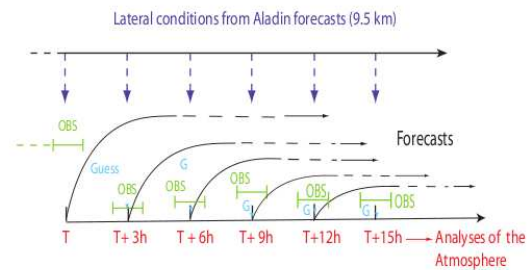
AROME forecasts are issued operationally each day using the ALADIN-France forecasts as lateral boundary conditions.

### 2.2 ZTD observation operator

To compute the innovation vector (observation minus first-guess) of the variational cost function, a model equivalent ZTD needs to be estimated at each location of the observations using the 3-h AROME forecast. The principle of the GPS ZTD observation operator consists in the integration of the index of refraction over the model column above the GPS receiver. The refractivity index is a function of the total pressure  $P$ , the temperature  $T$  and the partial pressure water vapour  $e$ . The observation operator used in this study, which is the same as the one used in the ARPEGE system (Poli et al., 2007), is based on the following expression:

$$ZTD_{MODEL} = \int_{z_g}^{TOM} (k_1 \frac{P}{T} + k_3 \frac{e}{T^2}) dz \quad (1)$$

with  $k_1 = 77.6 \text{ K hPa}^{-1}$ ,  $k_3 = 3.73910^5 \text{ K}^2 \text{ hPa}^{-1}$ , according to Smith and Weintraub (1953).  $z_g$  is the altitude of the ground-based receiver and TOM the altitude of the model top, currently at 1 hPa for AROME. When the station is located below the model bottom, ZTD contribution is computed using extrapolated temperature, pressure and specific



**Fig. 2.** Principle of the AROME 3D-Var rapid update cycle data assimilation.

humidity assuming the hydrostatic relationship and constant specific humidity and temperature down to the station height. This observation operator neglects the contribution of the atmosphere located above the model, which is estimated to about 2.3 mm for the AROME domain. The bias correction described in the following section is able to remove this constant error. The reader is referred to Poli et al. (2007) for a more comprehensive description of the observation operator.

2742

K. Boniface et al.: High-resolution GPS zenith delay assimilation

### 3 GPS ZTD observations

#### 3.1 GPS networks

##### 3.1.1 The E-GVAP network

Our data assimilation experiments use two kinds of GPS ZTD data sets. The first data set gathers GPS ZTD from several European GPS stations networks. The GPS ZTD issued from the different networks are collected and transmitted to the European NWP centers in near-real time (NRT) thanks to E-GVAP (<http://egvap.dmi.dk/>). The data processing to produce ZTD is not performed by a unique center, but by about ten centers. Several different solutions for a same GPS ground-based station can therefore be available, since each solution depends on the type of data processing used by each data centre. Data from more than 400 stations are available all over Europe processed in near-real time by 11 GPS data processing centres. The sampling rate is between 5 and 60 min depending on the data processing centre strategy.

##### 3.1.2 The Geotrop network

The second source of data used comes from a regional permanent network located in South of France called Geotrop (<http://www.gm.univ-montp2.fr/geotrop/>). Geotrop gathers data from GPS stations hosted by public institutes deployed within the OHM-CV (Observatoire Hydrométéorologique Méditerranéen Cévennes-Vivarais), other stations are hosted by the RGP network (Réseau GPS Permanent) or RENAG (Réseau National GPS). The network is also composed of fifteen stations from the ORPHEON private company. These different data sources allow to reach a spatial resolution of about 50 km in the area of interest in South of France. The stations used in these studies are marked by red dots in Fig. 1, those from the E-GVAP network are marked by green squares, and by orange-circled for those from the Geotrop network.

All stations contained in the Geotrop regional network are processed by Géosciences Montpellier with a dedicated data processing. Raw GPS observations have been processed to issue 30 min accurate GPS ZTD with the GAMIT software – release 10.32 (see King and Bock, 2007). Data processing is performed fifteen days after data acquisition which allows to use precise orbits, while the data issued by the affiliated E-GVAP centres are computed in Near Real Time (NRT) with less precise orbits positioning. During a first run, GPS stations coordinates are estimated. This run is applied using ten GPS stations from Western Europe as a reference. This allows to have an optimal number of a priori constraints and so a precise ZTD estimation (see Tregoning et al., 1998). These are re-used for a second run that delivers atmospheric parameters: ZTD and horizontal gradients (not used here). The mapping function selected for mapping down the total delays is the Global Mapping Function (GMF) (see Niell,

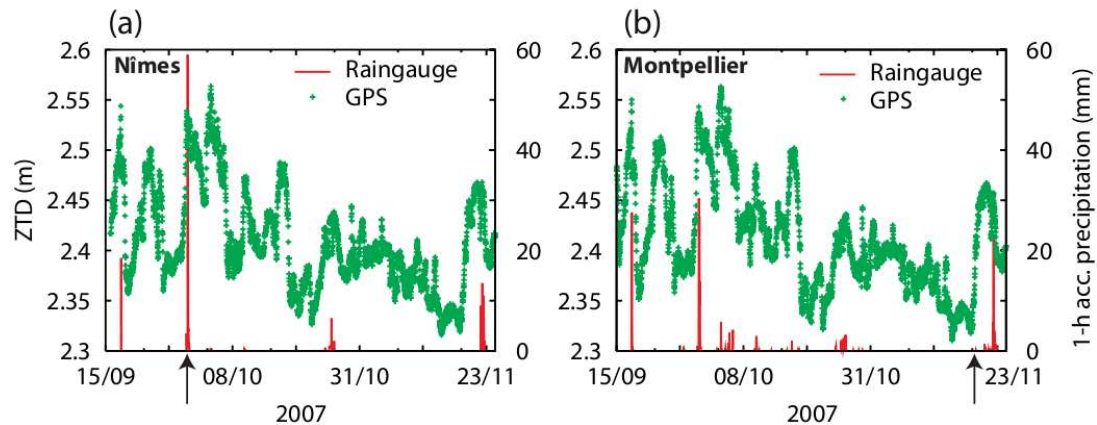
1996). We use 24-h session to process the delays. To minimize edge effects of the processing only the central 12-h of the session are kept because the Gamit inversion computation is less accurate for the boundary hours session. Thus the processing need to be realized with 24-h session with 12-h overlapping sessions (for more details, see Champollion et al., 2004; Brenot et al., 2006, among others).

#### 3.2 Data GPS pre-processing

Pre-processing of GPS ZTD data prior their assimilation by the 3DVAR AROME systems includes *i*) selection of the stations and processing centers, *ii*) thinning, *iii*) bias-correction and *iv*) selection of the observations in the assimilation time-window.

##### 3.2.1 Station-center selection, spatial and temporal thinning

As explained before, one GPS station can be processed by several data processing centers and thus several ZTD values can be available for a given station and time. For the assimilation, we select only one solution per station by applying the procedure detailed in Poli et al. (2007). We modify it slightly to be coherent with the higher resolution of the data assimilation used in AROME. The selection is based on 15-day time-series of the first-guess departure. The first-guess departure is defined as the difference between the observed ZTD and the model equivalent  $ZTD_{MODEL}$  computed from the 3-h AROME forecast. The 15-day selection period lasts from 15 to 30 October 2007 being dissociated from the both assimilation periods considered in this study, but still representative of the fall season. The first step of the selection consists in conserving only station-center pairs with first-guess departure having Gaussian distribution. The Kolmogorov-Smirnov test is applied for that on the first-guess departure time-series of each station-center pair with a 95% confidence interval. Station-center pairs with a high coverage period are also preferred. The time coverage period must thus be higher than 40% of availability to have an homogeneous data set and to avoid sub-optimal solutions. Indeed, long data gap period favoured unaccuracy in the data set resolution. If still several centers are selectionned for a same station, the processing center for which the standard deviation of the first-guess departure is the smallest is retained. Stations where the altitude difference between station height and model ground surface exceeds 500 m are also removed to avoid representativeness errors. GPS observations are also horizontally thinned to a minimum distance of 10 km between stations. Finally we retain 282 stations over the 331 possible stations in the AROME model domain (see Fig. 1) among which 28 stations over 32 in the regional Geotrop GPS network are conserved. It is worth to mention that when a station has been both post-processed and NRT processed by an E-GVAP center, the post-processed solution is in majority retained by



**Fig. 3.** Time-series evolution of ZTD (mm) and 1h accumulated rainfall (mm) from 15 September 2007 to 25 November 2007 for the Nimes (a) and Montpellier (b) GPS and rain-gauge stations. Arrows point out September and November cases.

the station-center selection. The station-center selection is thus able to select the more accurate solution of the Geotrop post-processing. Then, among the observations for a station-center pair within the  $\pm 1$  h 30 time window of the assimilation, only the observation the closest to the analysis time is kept.

### 3.2.2 Bias correction and observation error

As variational data assimilation assumes unbiased errors, a bias-correction is applied to each observation prior the assimilation. The bias has been estimated for each station-center pair based on the 15-day mean of first-guess departure along the selection period. When the average is calculated using respectively 5 and 10 days instead of 15 days, the bias changes in average of only 1 mm, i.e. generally less than 10% of the bias value. The sensitivity to the selected period has been also examined by choosing another 15-day period during fall 2007. The bias variation is only of 2 mm in average. One can notice that this technique is essentially statistical and does not solve the cause of model bias or other systematical model errors.

Variational data assimilation schemes require also estimates of the observation errors, which participate with the background errors to determine the weight of the observations relative to produce the model analysis. Observation errors include both measurement and representativeness errors. In data assimilation, these observation errors are often estimated as the standard deviation of the first-guess departure. Observation errors have been thus also estimated here as the standard deviation of the first-guess departure for each station-center pairs of the 15-day selection period. The average value of the observation errors is 13.7 mm, i.e. of the

same order than values used in previous studies (Vedel et al., 2004; Yan et al., 2009).

## 4 Case selection and experiment design

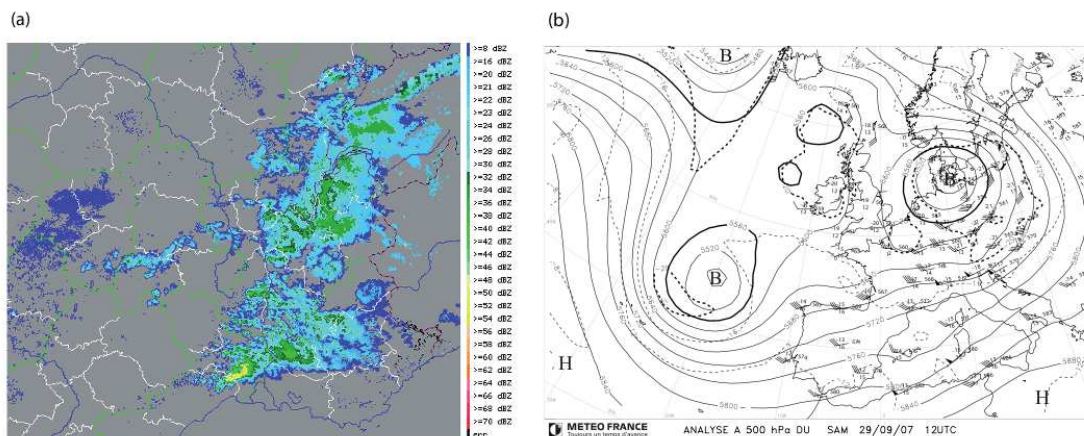
### 4.1 Study cases description

During autumn, frequent high precipitating events followed by flash-flood affect western Mediterranean regions. The high precipitation totals are due to quasi-stationary Mesoscale Convective Systems (MCS) or to slow-moving frontal systems over the region (Rivrain, 1998; Delrieu et al., 2005; Nuissier et al., 2008). Several factors conduct to such precipitation. First, lower layers of the atmosphere extract energy and moisture from the Mediterranean Sea that acts as a reservoir especially at the end of the summer. At large scale upper-level cold troughs extending from the United Kingdom to the Iberia Peninsula generate a Southerly flow that transports the warm and moist air masses from the Mediterranean Sea toward the coast. An additional factor is due to elevated topography of the surrounding Mediterranean coast with the Alps, Pyrenees and Massif Central mountains that triggers or enhances the deep convection. The two main heavy precipitation events (29–30 September 2007, 19–22 November 2007) that occurred during fall 2007 over South-eastern France have been selected here for assessing the impact of GPS ZTD data assimilation on the AROME forecast. As shown in Fig. 3, the high precipitation rates are accompanied by increase of ZTD. Note that all increases of ZTD do not necessary lead to precipitation. One reason for that is that high ZTD means high moisture content which can be however still far from the saturation level.



2744

K. Boniface et al.: High-resolution GPS zenith delay assimilation



**Fig. 4.** (a) Radar reflectivities on 29 September 2007 at 22:00 UTC, (b) 500 hPa geopotential heights (solid line) and temperature (dashed lines) valid at 12:00 UTC on 29 September 2007.

#### 4.1.1 Case study – 29–30 September 2007

The 29 and 30 September convective rainfall hits the Gard and Hérault regions (see Fig. 1 for location). Storms were locally intense with accumulated rainfall reaching 30 to 50 mm per hour. The daily accumulated rainfall reached 220 mm. The first rainfall occurred around 16:00 UTC, 29 September. Then, the precipitation organized in a quasi-stationary MCS, reaching its maximum intensity around 22:00–23:00 UTC (Fig. 4a). It dissipated after 01:00 UTC.

The meteorological synoptic situation shows a rapid upper-level southwesterly flow in altitude (see Fig. 4b). The deep convection formed within the warm air ahead of a not-well marked surface front over western France. Low-level winds over Southeastern France are weak and mainly Southerly. The 12:00 UTC, 29 September 2007 sounding at Nîmes (not shown) shows that prior the convection triggering, the atmosphere was weakly unstable ( $CAPE=85\text{ J kg}^{-1}$ ) and almost saturated between 900 and 750 hPa.

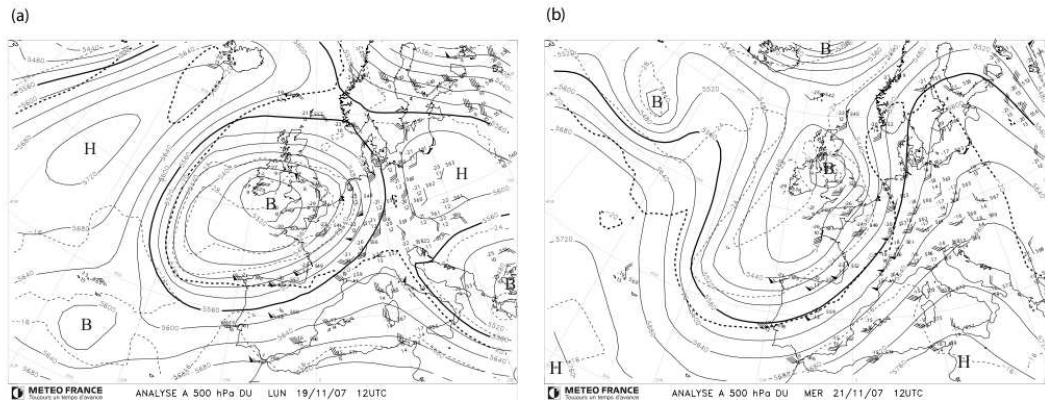
#### 4.1.2 Case study – 19–23 November 2007

The synoptic forcing is more important in this second case. At upper levels, a pressure low center over the British Isles, 19 November 2007, generated a rapid Southwesterly flow over the Southeastern France that lasted from 19 to 23 November 2007 (Fig. 5). Associated with this upper-level low, a surface front extended from United Kingdom to Iberia peninsula on 19 November progressed slowly eastward during four days. Convection formed in the warm air ahead of the surface front the first days and then embedded within the frontal precipitation the following days. Orographic precipitation formed during the afternoon of 19 November over the

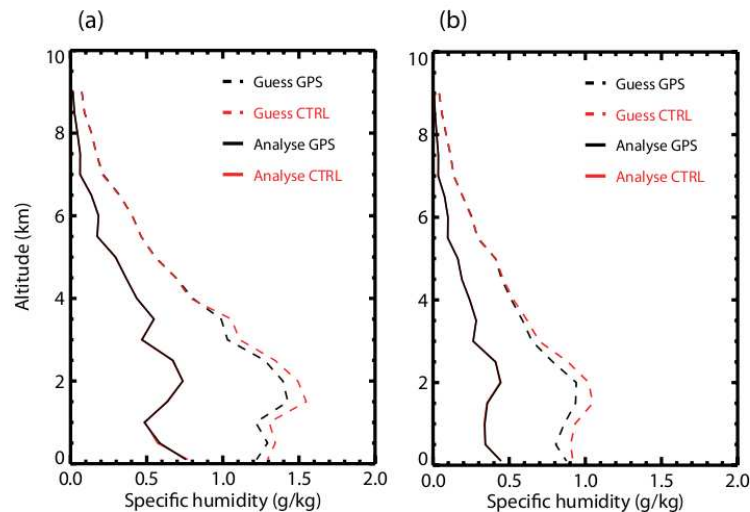
Southeastern flank of the Massif Central. Strong low-level southerly winds with wind gusts up to  $90\text{--}110\text{ km h}^{-1}$  were feeding the precipitating system in moist air. The maximum of daily rainfall reaches 130 mm. On 20 November, convection formed again ahead of the surface front during the evening, but is more widespread. The maximum of daily precipitation reaches 150 mm. Then during the two following days, the slow-moving frontal system with embedded convection affected all the region. Daily precipitation of the 21 and 22 November reach 180 mm and 150 mm, respectively. Whereas the heaviest precipitation ( $>50\text{ mm}$  in 24 h) affected mostly the Southeastern Massif Central during the 21 November day, a larger area at the East of the Massif Central is concerned by the heaviest precipitation the following day.

#### 4.2 Experiment setup

For each studied case, 15-day long data assimilation cycles were carried out, starting about 15 days prior the rainfall events. The first assimilation cycle is thus conducted between 15 to 30 September 2007 and the second one between 3 to 22 November 2007. For each period, two parallel experiments with and without assimilation of GPS ZTD data are performed. The control experiment (CTRL) assimilates the following operational data: land surface stations and ships, aircraft, drifting buoys, radiosondes and profilers data and also satellite sounding data (infrared and microwave radiances from the Advanced Tiros Operational Vertical Sounder – ATOVS – and the Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager – SEVIRI on-board METEOSAT satellite, horizontal winds from atmospheric motion vectors (AMVs) and the



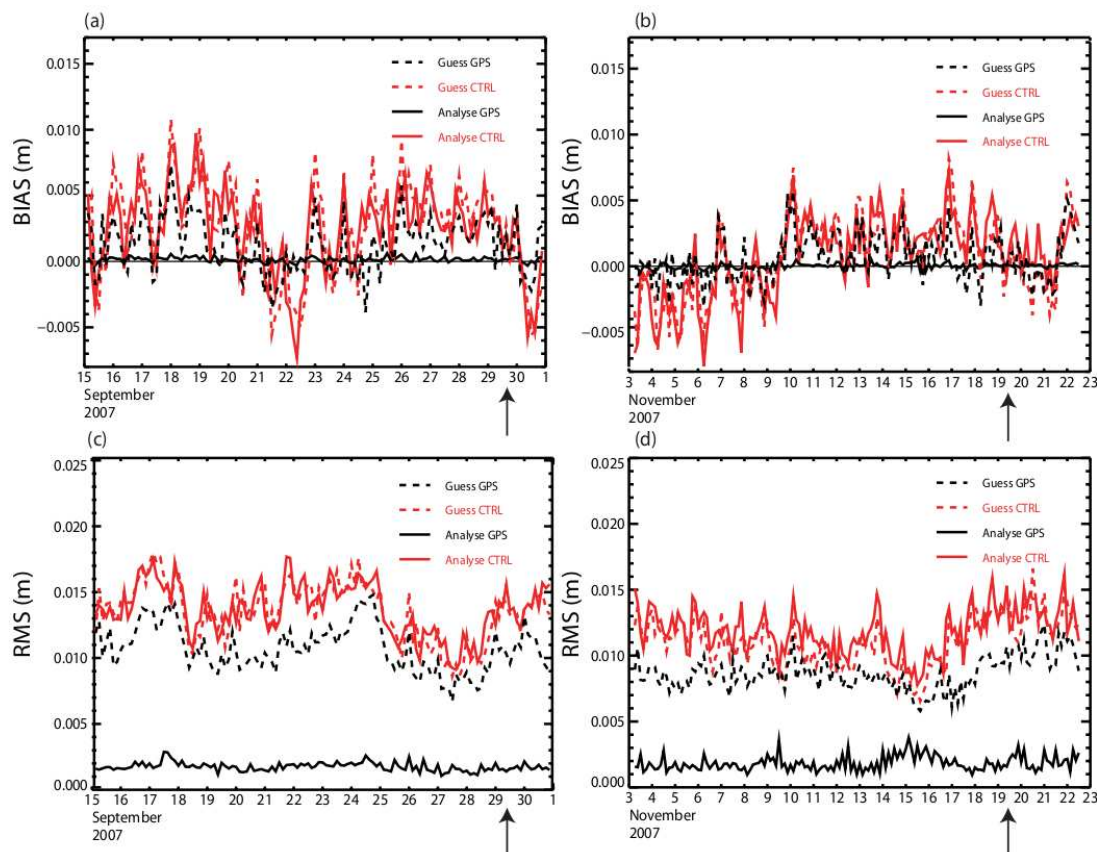
**Fig. 5.** Maps of 500 hPa geopotential heights (solid line) and temperature (dashed lines) valid at 12:00 UTC on (a) 19 November 2007, (b) 21 November 2007.



**Fig. 6.** Root Mean Square ( $\text{g kg}^{-1}$ ) of the specific humidity in function of the height for analysis and 3-h AROME forecast (guess) against observations from soundings (TEMP): (a) for the 15-day September 2007 assimilation cycles; (b) for the 15-day November 2007 assimilation cycles.

QuickScat scatterometers). GPS data are not assimilated in this experiment. The second experiment assimilates the same observations as CTRL, plus the GPS ZTD observations for the sites shown in Fig. 1. Then, for each heavy precipitation events, 30 h to 36 h AROME forecasts are carried out starting from the two sets of analyses. For the 29–30 September 2007 case, the AROME model has been run starting from analyses valid at 00:00, 06:00 and 12:00 UTC, 29 September

2007. For the 19–23 November 2007 case, only the 00:00 and 12:00 UTC analyses have been used as initial conditions to the AROME runs considering the longer event. Sixteen 36-h-long AROME runs have been performed, covering the all precipitating period from 00:00 UTC, 19 November to 00:00 UTC, 24 November. We called hereafter these experiments *EXPHH\_MMDD*, with *EXP* being either CTRL or GPS for the type of analyses, *HH\_MMDD* the hour, month



**Fig. 7.** Time series of (a) Average (m) of the difference  $ZTD_{OBS}$  minus  $ZTD_{MODEL}$  for the 15-day September 2007 assimilation cycles; (b) as panel (a) but for the 15-day November 2007 assimilation cycles; (c) Root mean square (RMS, in m) error of the difference  $ZTD_{OBS}$  minus  $ZTD_{MODEL}$  for the 15-day September 2007 assimilation cycles, (d) as panel (c) but for the 15-day November 2007 assimilation cycles. Arrows point out the September and November cases.

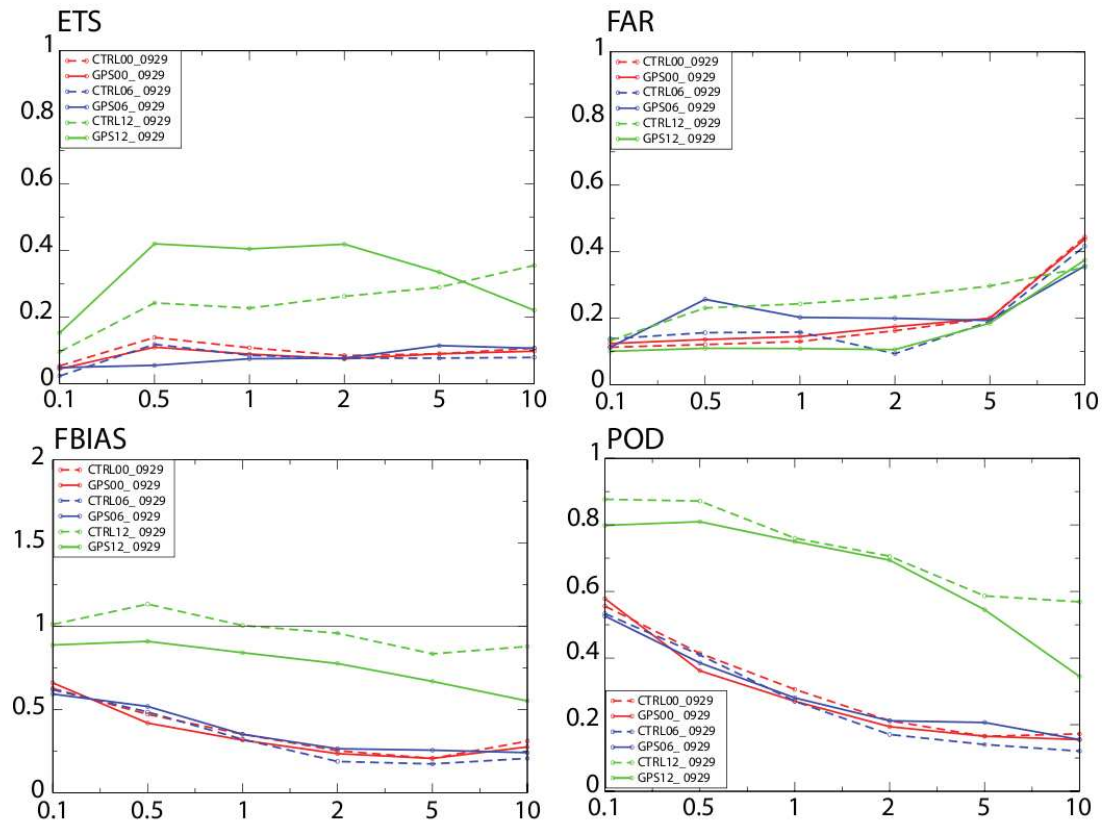
and day of the analyses used as initial conditions to the AROME run.

## 5 Results

### 5.1 Impact on the 15-day assimilation cycles

For each of the 15-day assimilation parallel cycles, the analyses and the first-guess (i.e. 3-h AROME forecast) have been verified against the assimilated observations. No significant differences between the two parallel cycles have been found for the analyses. For the guess, when differences are visible, then the guess issued from the GPS cycles are in overall better. The largest differences are found for the 3-h specific

humidity forecast. Scores displayed in Fig. 6 have been computed for the 30 sounding stations included in the AROME domain. So that, for the 15 day periods, more than 19 000 data coming from more than 900 soundings are taken into account for computing these scores. RMS is reduced by about 10% below 4 km for the 3-h AROME forecast compared to the radiosounding specific humidity observations. Figure 7 shows the bias and the Root Mean Square error computed from all the GPS ZTD selected observations ( $ZTD_{OBS}$ ) along all the CTRL and GPS assimilation cycles. First of all, from Fig. 7, it can be seen that the bias fluctuates around zero for all the curves. This result confirms that data have been well unbiased during the preprocessing bias correction step. When GPS data are assimilated (i.e. GPS cycles), the



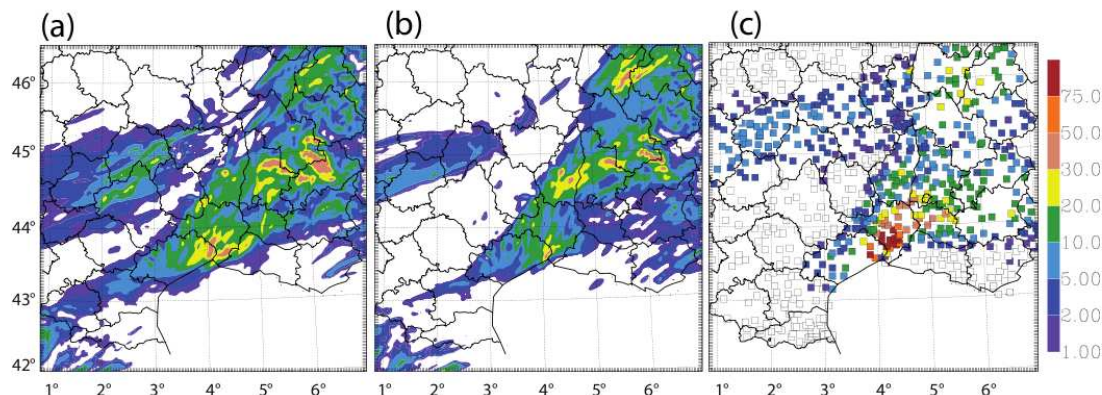
**Fig. 8.** Scores against rain-gauges observations for the 24-h accumulated precipitation from 12:00 UTC to 12:00 UTC, 29 September 2007 from the AROME CTRL (dashed lines) and GPS (solid lines) runs: (a) Equitable Threat Scores (ETS); (b) False Alarm Rate (FAR); (c) Frequency Bias (FBIAS) and (d) Probability Of Detection (POD) are displayed for the 0.1 mm, 0.5 mm, 1 mm, 5 mm and 10 mm thresholds. The scores have been computed over the Area 2 domain shown in Fig. 1.

mean differences between  $ZTD_{OBS}$  and  $ZTD_{MODEL}$  computed from the analyses are really close to zero for the two studied periods. This indicates that the assimilation of GPS data works well in drawing the analysis toward the GPS observations. The bias is significantly more important in the CTRL experiment. This demonstrates that GPS data bring an information not present in the other assimilated data. Root Mean Square errors, about 2–3 mm for the GPS analyses, are also significantly weaker than the RMS values for the CTRL analyses (about 10–15 mm). The impact of assimilating GPS data on the 3-h AROME forecast (first guess) is still significant, more specifically for the RMS. Indeed, the RMS values for the first-guess departures of the GPS assimilation cycles are weaker than those of the CTRL assimilation cycles and even weaker than those from the CTRL analyses. As a gen-

eral remark, results for the two studied periods show a larger amplitude in the ZTD average differences for the September period certainly because of a higher moisture content at this time of year (Fig. 3).

## 5.2 Impact on the forecast of the 29–30 September case

The 24-h accumulated precipitation forecasts are verified against rain-gauge observations covering the rainy period, i.e. from 12:00 UTC, 29 September to 12:00 UTC, 30 September 2007. The six AROME runs, starting from the GPS and CTRL analyses at 00:00 UTC, 06:00 UTC and 12:00 UTC, respectively, are examined. Figure 8 shows the Equitable Threat Score (ETS), the Frequency Bias (FBIAS), the False Alarm Ratio (FAR) and the Probability Of Detection (POD) for precipitation thresholds ranging from the



**Fig. 9.** 24-h accumulated precipitation from 12:00 UTC to 12:00 UTC, 29 September 2007 over the Area 2 domain for (a) CTRL12.0929 AROME run; (b) GPS12.0929 AROME run; (c) rain-gauge observations.

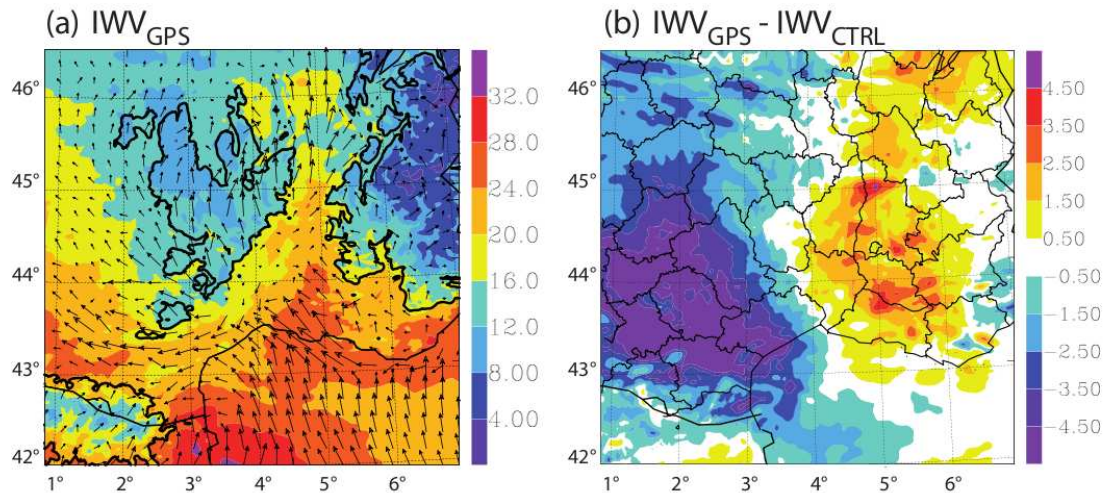
rain/no rain threshold (i.e. 0.1 mm) to 10 mm. Figure 8 reveals notable discrepancies between the AROME forecasts starting from the 12:00 UTC analyses and those computed from runs starting from the 00:00 and 06:00 UTC analyses. ETS values are close to zero whatever the thresholds for these later experiments. FBIAS, FAR and POD indicate better values for the rain/no rain threshold but still poor results for the other thresholds. We remind that perfect score values for FBIAS, ETS, FAR and POD are 1, 1, 0 and 1, respectively. Using an analysis which has benefited from GPS ZTD assimilation does not improve the results. For the runs starting from the 12:00 UTC analyses (GPS12.0929 and CTRL12.0929), the scores indicate better forecast of the quantitative precipitation and the differences between the GPS12.0929 and CTRL12.0929 are also larger. The GPS12.0929 run has better ETS, FAR and FBIAS scores for thresholds lower than 5 mm, whereas for the 10 mm threshold the CTRL12.0929 performs better. Indeed, the CTRL12.0929 forecast overestimates the weak precipitation and the extent of the precipitation area. Figure 9 shows that the precipitation is reduced in GPS12.0929 over the western part of the domain in agreement with the rain-gauge observations. On the opposite, the highest rainfall totals over the Gard region are weaker in GPS12.0929, explaining the worse scores for the 10 mm threshold.

Differences between the GPS12.0929 and CTRL12.0929 precipitation forecast can be partly explained by differences in the humidity analyses. Figure 10 shows the Integrated Water Vapour (IWV) from the 12:00 UTC GPS analysis and the differences in IWV between the GPS and the CTRL analyses. The IWV value is reduced by 15–20% over the Western part of the domain for the GPS analysis. The low-level Easterly flow that feeds the precipitating system in this region supplies

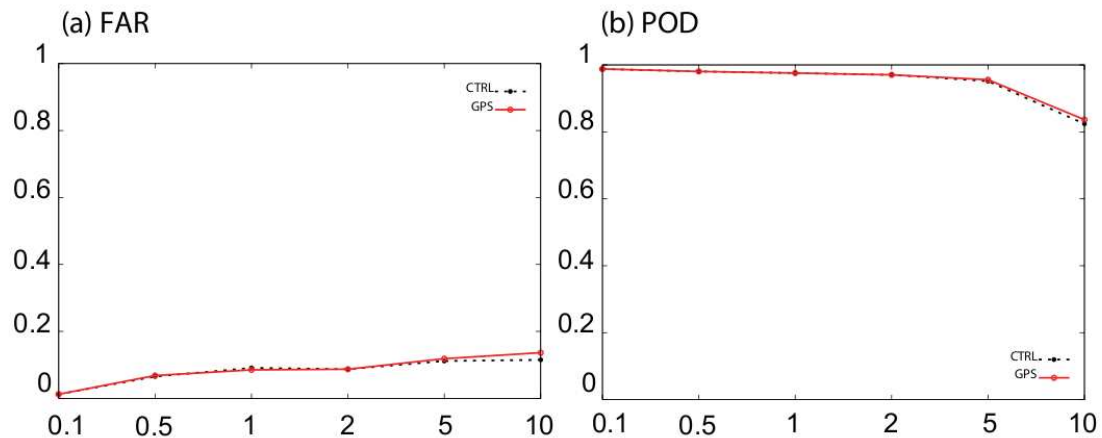
thus less precipitable water to the system. This could explain why the precipitation is reduced in the GPS12.0929 AROME run compared to the CTRL12.0929 one. No such direct link with the analysed IWV fields can be found however for the underestimation of the heaviest precipitation over the Gard region.

### 5.3 Impact on the forecast of the 19–23 November case

For the second case, the meteorological situation responsible of the 4-days successive rainfall is characterized by a slow-moving frontal system passing over South of France. In this case, the AROME forecast had a quite good accuracy according to scores computed on the precipitation forecast. A big picture of the quality of the AROME runs is provided in Fig. 11. FAR and POD have been computed gathering all the first 24-h precipitation total forecast from the 8 AROME runs of each parallel experiment. The Probability of Detection is high with a False Alarm Ratio weak whatever the threshold. Figure 12 shows that the timing of the successive rainfall events is also quite well reproduced by all the runs. The precipitation intensity is remarkably well simulated by almost all the AROME runs. The last event is also the most intense event for the AROME runs, although its intensity is underestimated. Figures 11 and 12 show that the skill of the GPS and CTRL runs is quite similar. Figures 13 and 14, showing the 24 h cumulated rainfall for the AROME runs and observations on 21 November and 22 November confirms that with heavy rain located at the same place in both runs. In fact, the analyses produced by the assimilation cycle using in addition the GPS ZTD observations are not so different than those produced by the control assimilation cycle. As shown by Fig. 7b, the mean differences between the observed ZTD and the ZTD computed



**Fig. 10.** Integrated water vapor ( $\text{kg m}^{-2}$ ) of the GPS experiment on the 29 September 2007 for the 12UTC analysis on (a) wind direction at 32 m is also described. Relief at 500 m is emphasized by a thick black line, (b) difference of IWW between GPS and CTRL experiment at the same time. Administrative regions are delimited by a thin black line.



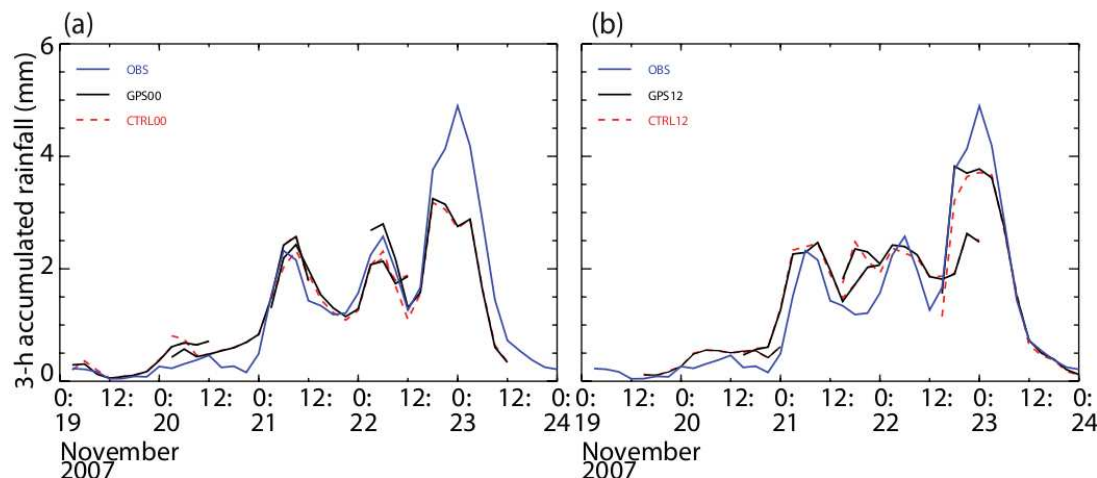
**Fig. 11.** Scores against rain-gauge observations for the 24-h accumulated precipitation from all the 8 AROME runs performed from 19 to 22 November 2007: (a) False Alarm Rate (FAR); (b) Probability Of Detection (POD). They are displayed for the 0.1 mm, 0.5 mm, 1 mm, 5 mm and 10 mm thresholds and have been computed over the Area 2 domain shown in Fig. 1.

from the CTRL analyses are small from 19 to 21 November. Differences are more important for the 22 November and may explain the larger discrepancies found between the GPS00\_1122 and CTRL00\_1122 AROME runs and also between the GPS12\_1122 and CTRL12\_1122 AROME runs during the first 6 to 12h of simulation (Fig. 12). In both cases, the GPS AROME runs are closer to the observations.

From the results obtained on this case, we can thus infer that the atmosphere state is quite well described in the initial conditions of the CTRL runs leading to high quality precipitation forecast. When the state of the atmosphere is well determined, it is more difficult to improve the forecast accuracy by adding more observations as found for example by Gutman et al. (2004). It applies to the case of 19–23 November

2750

K. Boniface et al.: High-resolution GPS zenith delay assimilation



**Fig. 12.** Time-series of 3-h accumulated precipitation (mm) averaged over Area 2 shown in Fig. 1: (a) for the GPS00\_MMDD and CTRL00\_MMDD AROME runs with *\_MMDD*=1119,1120,1121,1122; (b) for the GPS12\_MMDD and CTRL12\_MMDD AROME runs with *\_MMDD*=1119,1120,1121,1122. The 3-h accumulated precipitation from rain-gauge observations averaged over the same domain are also drawn with blue lines.

2008, with quite good accuracy for the AROME forecasts and differences between GPS and CTRL AROME runs not significant for most of the runs.

## 6 Discussion and conclusions

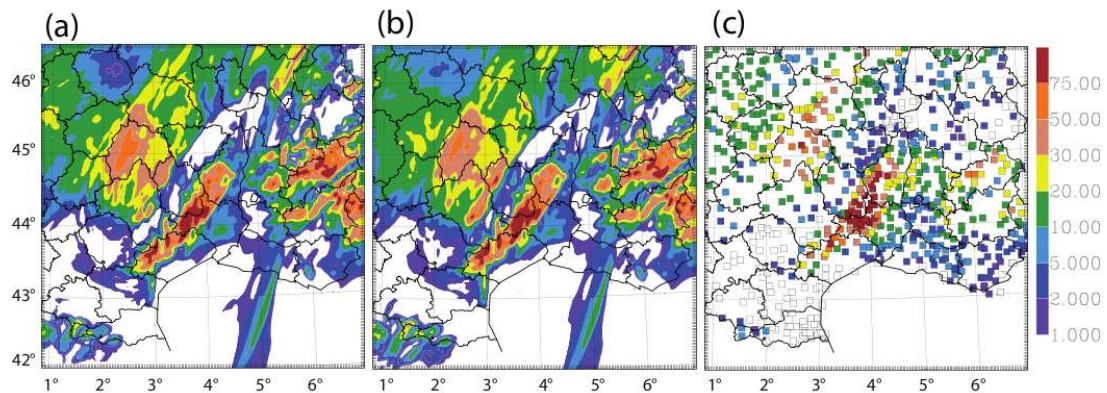
The data assimilation experiments described in this study were one of the first attempt using the AROME high-resolution NWP system to assimilate mesonet GPS ZTD observations. Data from more than 280 stations over the AROME domain have been assimilated during 15-day long assimilation cycles prior each of the two studied events. The results of these assimilation cycles show that the assimilation of GPS ZTD with the AROME system performs well in producing analyses closer to the ZTD observations in average. This demonstrates one more time that GPS data bring a relevant information not provided by other observation systems.

The impact of assimilating GPS ZTD data on precipitation forecast has been examined for the two main heavy rainfall events occurred during fall 2007 over Southeastern France. These two events are quite different, but also representative of the two kinds of heavy rainfall encountered over this region. For the first one, the large rainfall totals are mainly attributable to a quasi-stationary mesoscale convective system. Larger synoptic forcing prevailed for the second case, with convective precipitation ahead and embedded in a slow-moving frontal system. The impact of assimilating GPS data is quite different for the two cases due to the different types

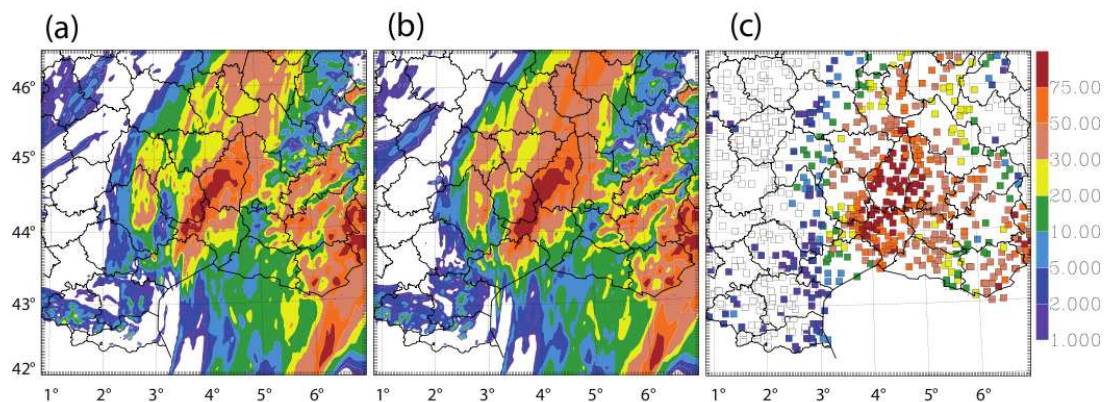
of meteorological situations and the quality of the AROME control analyses and forecasts. For the first case, only the AROME runs starting from the 12:00 UTC analyses, a few hours prior the triggering of the convective system, are able to simulate the convective precipitation. The assimilation of GPS ZTD observations in the 12:00 UTC analysis by drying part of the region allows to reduce in the forecast the precipitation extent and the weak precipitation compared to the control run. However scores for the heaviest precipitation are slightly deteriorates.

The accuracy of the AROME precipitation forecast for the second case is much better. The AROME analyses from the control assimilation cycle provide a sufficient description of the atmosphere state allowing to simulate quite well the precipitating systems. The assimilation of GPS ZTD data can not thus add significant corrections of the atmosphere state. The AROME forecast starting from the GPS analyses are thus close to the control ones. The largest differences between the two forecasts have been found for the latest day (22 November 2007). Assimilation of GPS ZTD allows to improve the first 6 to 12 h of the precipitation forecast for that day.

Even though the above conclusions cannot be definitive due to the limited number of cases studied, this study shows that the value of the assimilation of a specific observing system depends on the predictability of the events. An overall neutral impact is expected when predictability is high whereas a more likely significant impact would occur with weak predictability situations. At mesoscale and for



**Fig. 13.** 24-h accumulated precipitation from 21 November, 00:00 UTC to 22 November 2007, 00:00 UTC over the Area 2 domain for (a) CTRL00.1121 AROME run; (b) GPS00.1121 AROME run; (c) rain-gauge observations.



**Fig. 14.** 24-h accumulated precipitation from 22 November, 00:00 UTC to 23 November 2007, 00:00 UTC over the Area 2 domain for (a) CTRL00.1122 AROME run; (b) GPS00.1122 AROME run; (c) rain-gauge observations.

very-short range considered here, it cannot be denied that the configuration of the observation network is of importance also. Indeed, Southeastern France precipitating systems are fed by low-level moist plumes over the Mediterranean Sea, which is void of GPS stations. Even though this study makes use of data from a regional GPS network over land in southeastern France in addition to those from the operational European E-GVAP network, information about moisture along the fetch of the low-level jet over the Sea are missing. A companion study (Yan et al., 2009) performed with the same AROME NWP system but for precipitating events over Northern France found more significant positive impact. More numerous upwind GPS stations assimilated

in this study likely explain this stronger impact. The ongoing demonstration of the feasibility of processing ZTD from GPS receiver platforms on board ships or buoys (see Kelecy et al., 1994; Rocken et al., 2005; Fujita et al., 2008, among others) opens new horizons for the assimilation of GPS data to improve forecast of Mediterranean heavy precipitation events. They will be explored in the framework of the future HyMeX (Hydrological Cycle in the Mediterranean eXperiment) field campaign (<http://www.cnrm.meteo.fr/hymex/>) during which the impact of ZTD data that could be collected by GPS receiver platforms deployed in the Mediterranean Sea, either on ferries or on research vessels would be assessed.



2752

K. Boniface et al.: High-resolution GPS zenith delay assimilation

**Acknowledgements.** The authors would like to thank support from RENAG and the OHM-CV project to maintain the Geotrop GPS network. Collaboration with the RGP and the Orphéon private company allowed to receive more data within the Geotrop network. The authors would like also to thank Philippe Collard for installing and maintaining most of the receivers of the Geotrop network. Thanks go also to the two anonymous reviewers that helped to improve the manuscript.

Topical Editor F. D'Andrea thanks K. Lagouvardos and another anonymous referee for their help in evaluating this paper.



The publication of this article is financed by CNRS-INSU.

## References

- Anthes, R.: Regional Models of the Atmosphere in Middle Latitudes, *Mon. Weather Rev.*, 111, 1306–1335, 1983.
- Benard, P.: On the use of a wider class of linear systems for the design of constant-coefficients semi-implicit time schemes in NWP, *Mon. Weather Rev.*, 132, 1319–1324, 2004.
- Berre, L., Stefanescu, S., and Pereira, M.: The representation of the analysis effect in three error simulation techniques, *Tellus Series A-Dynamic Meteorology and Oceanography*, 58, 196–209, 2006.
- Bevis, M., Businger, S., Herring, T., C., R., Anthes, R., and Ware, R.: GPS Meteorology : Remote Sensing of Atmospheric Water Vapor Using the Global Positioning System, *J. Geophys. Res.*, 97, 15787–15801, 1992.
- Bock, O., Keil, C., Richard, E., Flamant, C., and Bouin, M.: Validation of precipitable water from ECMWF model analyses with GPS and radiosonde data during the MAP SOP, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 131, 3013–3036, 2005.
- Bouttier, F.: Arome, avenir de la prévision régionale, *La Météorologie*, 58, 12–20, 2007.
- Brenot, H., Ducrocq, V., Walpersdorf, A., Champollion, C., and Caumont, O.: 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.*, 111, D15105, doi:10.1029/2004JD005726, 2006.
- Bubnova, R., Hello, G. P. B., and Geleyn, J.-F.: Integration of the fully elastic equations cast in the hydrostatic pressure terrain-following coordinate in the framework of the Arpge/Aladin NWP system, *Mon. Weather Rev.*, 123, 515–535, 1995.
- Caniaux, G., Redelsperger, J., and Lafore, J.: A Numerical Study of the Stratiform Region of a Fast-Moving Squall Line .1. General Description and Water and Heat Budgets, *J. Atmos. Sci.*, 51, 2046–2074, 1994.
- Champollion, C., Masson, F., Van Baelen, J., Walpersdorf, A., Chery, J., and Doerflinger, E.: GPS monitoring of the tropospheric water vapor distribution and variation during the 9 September 2002 torrential precipitation episode in the Cevennes (Southern France), *J. Geophys. Res.*, 109, D24102, doi:10.1029/2004JD004897, 2004.
- Courtier, P., Thepaut, J., and Hollingsworth, A.: A Strategy for Operational Implementation of 4D-VAR, Using an Incremental Approach, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 120, 1367–1387, 1994.
- Cuxart, J., Bougeault, P., and Redelsperger, J.: A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 126, 1–30, 2000.
- Delrieu, G., Ducrocq, V., Gaume, E., Nicol, J., Payrastra, O., Yates, E., Kirstetter, P., Andrieu, H., Ayrat, P., Bouvier, C., Creutin, J., Livet, M., Anquetin, S., Lang, M., Neppel, L., Obled, C., Parent-du Chatelet, J., Saulnier, G., Walpersdorf, A., and Wobrock, W.: The catastrophic flash-flood event of 8-9 September 2002 in the Gard region, France: A first case study for the Cevennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory, *J. Hydrometeorol.*, 6, 34–52, 2005.
- Ducrocq, V., Ricard, D., Lafore, J., and Orain, F.: Storm-scale numerical rainfall prediction for five precipitating events over France: On the importance of the initial humidity field, *Weather and Forecasting*, 17, 1236–1256, 2002.
- Emardson, T., Elgered, G., and Johansson, J.: Three months of continuous monitoring of atmospheric water vapor with a network of Global Positioning System receivers, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 103, 1807–1820, 1998.
- Fischer, C., Montmerle, T., Berre, L., Auger, L., and Stefanescu, S.: An overview of the variational assimilation in the ALADIN/France numerical weather-prediction system, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 131, 3477–3492, doi:10.1256/qj.05.115, 2005.
- Fujita, M., Kimura, F., Yoneyama, K., and Yoshizaki, M.: Verification of precipitable water vapor estimated from shipborne GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L13803, doi:10.1029/2008GL03764, 2008.
- Gutman, S., Sahn, S., Benjamin, S., Schwartz, B., Holub, K., Stewart, J., and Smith, T.: Rapid retrieval and assimilation of ground based GPS precipitable water observations at the NOAA forecast systems laboratory: Impact on weather forecasts, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 82, 351–360, 2004.
- Kececy, T., Born, G., Parke, M., and Rocken, C.: Precise Mean Sea-Level Measurements Using The Global Positioning System, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 99, 7951–7959, 1994.
- King, R. and Bock, Y.: Documentation for the GAMIT GPS analysis software, Release 10.32. Mass. Inst. of Technol., Cambridge., 2007.
- Klein Baltink, H., Van Der Marel, H., and Van Der Hoeven, A. G. A.: Integrated atmospheric water vapor estimates from a regional GPS network, *J. Geophys. Res.*, 107, 4025, doi:10.1029/2000JD000094, 2002.
- Kopken, 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.
- Kuo, Y., Zou, X., and Guo, Y.: Variational assimilation of precipitable water using a nonhydrostatic mesoscale adjoint model .1. Moisture retrieval and sensitivity experiments, *Mon. Weather Rev.*, 124, 122–147, 1996.
- Kuo, Y., Zou, X., and Huang, W.: The impact of Global Positioning System data on the prediction of an extratropical cyclone: an observing system simulation experiment, *Dynam. Atmos. Oceans*, 27, 439–470, 1998.
- Lafore, J., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron,

- J., Fischer, C., Hereil, P., Mascart, P., Masson, V., Pinty, J., Redelsperger, J., Richard, E., and de Arellano, J.: The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I: adiabatic formulation and control simulations, *Ann. Geophys.-Atmospheres Hydrospheres and Space Sciences*, 16, 90–109, 1998.
- Masson, V.: A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 94, 357–397, 2000.
- Mlawer, E., Clough, S., Brown, P., Stephen, T., Landry, J., Goldman, A., and Murcray, F.: Observed atmospheric collision-induced absorption in near-infrared oxygen bands, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 103, 3859–3863, 1998.
- Montmerle, T., Rabier, F., and Fischer, C.: Relative impact of polar-orbiting and geostationary satellite radiances in the Aladin/France numerical weather prediction system, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 133, 655–671, 2007.
- Niell, A.: Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths, *J. Geophys. Res.*, 101, 3227–3246, 1996.
- Noilhan, J. and Mahfouf, J.: The ISBA land surface parameterisation scheme, *Global and Planetary Change*, 13, 145–159, 1996.
- Nuissier, O., Ducrocq, V., Ricard, D., Lebeaupein, C., and Anquetin, S.: A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. I: Numerical framework and synoptic ingredients, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 134, 111–130, 2008.
- Poli, P., Moll, P., Rabier, F., Desroziers, G., Chapnik, B., Berre, L., Healy, S. B., Andersson, E., and El Guelai, F.-Z.: Forecast impact studies of zenith total delay data from European near real-time GPS stations in Météo France 4DVAR, *J. Geophys. Res.*, 112, D06114, doi:10.1029/2006JD007430, 2007.
- Rivrain, J.: Les épisodes orageux à précipitations extrêmes dans les régions Méditerranéennes du sud de la France (Storm-floods in the Mediterranean region of southern of France), *Phénomènes remarquables*, vol. 4, météo-france, scem edn., 1998.
- Rocken, C., Vanhove, T., Johnson, J., Solheim, F., Ware, R., Bevis, M., Chiswell, S., and Businger, S.: GPS/STORM - GPS Sensing of Atmospheric Water-Vapor for Meteorology, *J. Atmos. Oceanic Technology*, 12, 468–478, 1995.
- Rocken, C., Johnson, J., Van Hove, T., and Iwabuchi, T.: Atmospheric water vapor and geoid measurements in the open ocean with GPS, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L12813, doi:10.1029/2005GL022573, 2005.
- Saastamoinen, J.: Introduction to practical computation of astronomical refraction, *Bull. Geod.*, 106, 389–397, 1972.
- Smith, E. and Weintraub, S.: The constants in the equation for atmospheric index at radio frequencies, *Proc. IRE*, 41, 1035–1037, 1953.
- Tregoning, P., Boers, R., O'Brien, D., and Hendy, M.: Accuracy of absolute precipitable water vapor estimates from GPS observations, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 103, 28701–28710, 1998.
- Vedel, H. and Huang, X.: Impact of ground based GPS data on numerical weather prediction, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 82, 459–472, International Workshop on GPS Meteorology, Tsukuba, JAPAN, 14–17 January 2003, 2004.
- Vedel, H., Huang, X., Haase, J., Ge, M., and Calais, E.: Impact of GPS Zenith Tropospheric Delay data on precipitation forecasts in Mediterranean France and Spain, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L02102, doi:10.1029/2003GL017715, 2004.
- Yan, X., Ducrocq, V., Poli, P., Jaubert, G., and Walpersdorf, A.: Mesoscale GPS Zenith Delay assimilation during a Mediterranean heavy precipitation event, *Adv. Geosci.*, 17, 71–77, 2008, <http://www.adv-geosci.net/17/71/2008/>.
- Yan, X., Ducrocq, V., Jaubert, G., Brousseau, P., Poli, P., Champollion, C., and Boniface, K.: Benefit of GPS Zenith Delay Assimilation on high-resolution Quantitative Precipitation Forecast of the COPS cases IOP9, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, accepted, 2009.
- Zhang, C., Kuo, Y., Dai, L., Chu, Y., Braun, J., Zhang, J., Li, Q., and Chen, M.: The Design and Application of Network of Ground-Based GPS Water Vapor Monitoring stations to Improve Precipitation Prediction in the Greater Beijing Metropolitan area, *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 37, 2008.
- Zou, X., Kuo, Y., and Guo, Y.: Assimilation of Atmospheric Radio Refractivity using a Nonhydrostatic Adjoint Model, *Mon. Weather Rev.*, 123, 2229–2249, 1995.

## 4.7 Conclusions principales de l'article et perspectives

Les résultats des expériences précédentes ont montré un impact léger en terme d'amélioration des prévisions des cumuls de pluie. Sur les expériences réalisées il ne semble pas y avoir de gain particulier avec AROME sur les prévisions des forts cumuls de pluie. On peut penser que l'impact aurait été amélioré si la documentation du flux d'humidité amont avait été meilleur. En effet, l'humidité provient majoritairement de la mer Méditerranée (premier cas d'étude : 29-30 Septembre 2008) où on ne dispose pas de mesures. De plus des expériences similaires (même modèle et schéma d'assimilation) réalisées sur d'autres cas montrent un bien meilleur impact. C'est le cas des expériences d'assimilation qui ont été réalisées sur des cas d'étude issus de la campagne COPS<sup>4</sup> (Yan *et al.*, 2009). Pour ces expériences le flux est engendré par une situation frontale provenant de l'Ouest de la France. Les stations GPS sont réparties sur l'Est de la France et permettent ainsi de documenter le flux amont. D'autres études ont également montré la nécessité de développer des stations GPS à proximité des côtes (Guerova *et al.*, 2004) pour tenir compte des circulations particulières qui affectent la mer Méditerranée avec les régimes d'évaporation côtiers et les aires plus continentales.

Ces différents éléments nous ont conduit à nous intéresser à la possibilité de quantifier la vapeur d'eau en mer par GPS. La présentation des résultats issus de la campagne de mesures Vapimed (réalisée à l'automne 2008) fait l'objet du prochain chapitre. Au cours de cette campagne un GPS a été installé à bord d'un ferry reliant Marseille à Ajaccio.

Par ailleurs, afin d'améliorer l'impact des données GPS sur les prévisions on peut penser dans le futur à l'assimilation de données de vent radial dérivées de radar doppler. On a vu dans le cas d'étude de Septembre 2008 que le système convectif était bien localisé en utilisant l'assimilation de données GPS mais qu'il ne parvient pas à être maintenu dans le temps. Les vents radiaux permettent de représenter l'intensification de la convergence en particulier pour les cas orageux de l'été (Seko *et al.*, 2004; Sun et Crook, 1998; Lindskog *et al.*, 2004). Ainsi l'ajout simultané de vapeur d'eau dérivée par GPS avec les données de vent radial suggère une meilleure représentation des précipitations. L'assimilation des réfractivités radar pourrait également permettre d'obtenir des informations sur les fonctions de structure verticale qui affectent le flux. Surtout dans le cas d'événements Cévenols où les flux de Sud sont fréquents et importants. Pour finir, le 4D-Var reste également une perspective intéressante à mettre en oeuvre dans le cadre du réseau Géotrop.

---

<sup>4</sup>Convective and Orographically-induced Precipitation Study (<https://www.uni-hohenheim.de/cops/>) : Campagne de terrain combinant différents types d'instruments météorologique qui s'est déroulée durant l'été 2007 dans l'Est de la France et la région du Baden Wurttemberg en Allemagne pour l'étude du déclenchement des événements convectifs.

## Chapitre 5

# Estimation de la vapeur d'eau par GPS en mer

### 5.1 Problématique et contexte de l'étude

La majorité des pluies cévenoles qui ont lieu sur le pourtour méditerranéen sont la conséquence d'un apport excessif d'humidité provenant de la mer Méditerranée (Lebeaupin-Brossier, 2007). Nous avons vu au cours des chapitres précédents que l'humidité est difficilement estimable du fait de sa forte variabilité spatio-temporelle, a fortiori dans les zones où peu d'observations existent. Dans le chapitre précédent, nous montrons comment de récentes études d'assimilation de données GPS permettent une amélioration des prévisions des cumuls de pluie lorsque l'humidité est localisée en amont du flux et que celle-ci est bien documentée (Yan *et al.*, 2009). Parallèlement, les expériences d'assimilation menées dans le Sud de la France montrent qu'à densité égale de stations GPS sur le continent on obtient un impact plus faible en terme de prévision de cumul lorsque le flux d'humidité provient de la mer (Boniface *et al.*, 2009). De plus, l'interface océan-atmosphère joue un rôle majeur dans l'origine des fronts : les mesures de vapeur d'eau en des points stratégiques peuvent être bénéfiques d'un point de vue climatologique mais aussi météorologique en régions côtières.

Plusieurs campagnes en mer ont montré des résultats encourageants quant à la possibilité de quantifier la vapeur d'eau en mer à l'aide du GPS. Jusqu'à présent, seuls des radiomètres et des radiosondages ont été utilisés pour la validation des mesures GPS en mer. Afin d'établir la précision de l'estimation de la quantité d'eau précipitable en mer (PW), Chadwell et Bock (2001) ont réalisé des validations au cours d'une campagne de 11 jours entre une bouée située à 8 km au large de San Diego et des lancers de radiosondages ainsi que quelques GPS-sol proches de la zone d'étude. Le traitement GPS utilise le logiciel GIPSY/OASIS-II<sup>1</sup> (Webb et Zumberge, 1997) par doubles différences des mesures de phases. L'étude souligne que la précision de l'estimation de la composante PW atteint 1 à 2

---

<sup>1</sup>GPS Inferred Positioning System and Orbit Analysis Simulation Software II développé par le Jet Propulsion Laboratory. Il permet un traitement en mode différentiel et surtout en PPP.

mm (pour une ligne de base de 8 km) avec une résolution temporelle de 30 minutes. Nous verrons par la suite que le positionnement par double différences en mer est très vite limité en cas de lignes de bases supérieures à 300 km (Guillon, 2007).

Par ailleurs, deux campagnes océanographiques ont été réalisées par (Rocken *et al.*, 2005). Le traitement GPS de ces données utilise la méthode de positionnement PPP (Precise Point Positioning, (Zumberge *et al.*, 1997)) avec le logiciel Bernese (5.0) (orbites précises à 15 minutes d'intervalle et corrections d'horloges satellites à 30 secondes). La première campagne (7 au 13 Juillet 2002) a permis de montrer que l'estimation de l'eau précipitable entre GPS et radiosondage s'accorde avec un RMS de 2 mm. La seconde campagne d'une durée d'une semaine (Août 2003) montre un accord de 1.5 mm sur le RMS entre l'estimation par GPS et les lancers de radiosondage colocalisés lancés du navire (8 au total). Pour finir, les validations réalisées entre un radiomètre embarqué sur le navire et le GPS s'accordent avec un RMS de 2.8 mm.

On réalise ici l'acquisition des données GPS à bord d'un ferry pendant plus de quatre mois dans le cadre de la campagne VAPIMED (détaillée ci-après). Les données ont ensuite été traitées en mode PPP à l'aide du logiciel RTnet<sup>2</sup> afin d'obtenir les ZTD au cours de l'ensemble des traversées. On cherche dans un premier temps à vérifier la qualité des mesures en les comparant à d'autres observables issues des modèles ALADIN et AROME. Des données satellitaires fournissant des quantités d'eau précipitable (SSM/I, MODIS) sont également utilisées pour réaliser les comparaisons.

Les comparaisons GPS/modèles permettent alors de préciser les apports spécifiques du GPS en mer. Cette étude combine la haute résolution numérique fournie par le modèle de prévision AROME et un traitement PPP validé à plusieurs reprises. De plus, la comparaison avec les modèles numériques de prévision en mer Méditerranée est novatrice.

Au travers de cette étude on cherche donc à répondre à trois questions : Avec quelle précision la vapeur d'eau peut-elle être caractérisée en mer ? Quel est l'écart modèle-mesures sur la région étudiée ? Dans quelle mesure ce type d'information peut-il être utilisé par les modèles numériques de prévisions du temps ?

## 5.2 La campagne VAPIMED

La campagne VAPIMED s'inscrit à plus large échelle dans la caractérisation des processus météorologiques en relation avec le cycle de l'eau afin d'améliorer la compréhension du comportement à méso-échelle de l'eau sous ses différentes formes (vapeur d'eau, précipitations et processus micro-physiques). Ces travaux s'inscrivent dans la phase préparatoire d'HyMex (Hydrological cycle in the Mediterranean Experiment, <http://www.hymex.org>).

Afin d'évaluer la validité des mesures d'humidité GPS sur des plateformes mobiles, un récepteur GPS nommé VAPI a été installé du 13/09/08 (jour 257) au 25/01/2009 (jour 025) sur le ferry Paglia

---

<sup>2</sup>Développé par GPS Solutions / C. Rocken

Orba (SNCM) réalisant la ligne Marseille-Ajaccio. La période automnale a été choisie afin d'observer les événements de types cévenols. Cette stratégie d'observation s'inscrit dans la continuité des campagnes OHMCV menées au cours des années précédentes (Chapitre 3). D'un point de vue météorologique, l'automne 2008 est caractérisé par plusieurs épisodes cévenols récurrents avec notamment un événement exceptionnel qui a affecté les Cévennes du 31/10 au 03/11/2008. On note par exemple des cumuls atteignant 542 mm en 3 jours à Villefort (Lozère) dont 428 mm en 24 heures. Cet événement fera l'objet d'un cas d'étude détaillé comprenant le calcul de l'équivalent ZTD issu des analyses AROME en section 5.6.1.

L'instrumentation déployée lors de la campagne VAPIMED comporte un récepteur GPS Trimble NetRS fixé sur le bateau à environ 30 m au dessus du niveau de la mer sur le pont supérieur au centre du bateau (Fig.5.1). De plus, une sonde météorologique permet l'enregistrement de la pression de surface à l'endroit où se trouve le récepteur GPS. Le ferry-cargo effectue des trajets réguliers de nuit entre Marseille et Ajaccio. On note également deux aller-retour à destination de Calvi et Porto Vecchio et un aller-retour à destination de Bastia. Il reste alternativement à quai aux ports de départ et d'arrivée au cours de la journée.

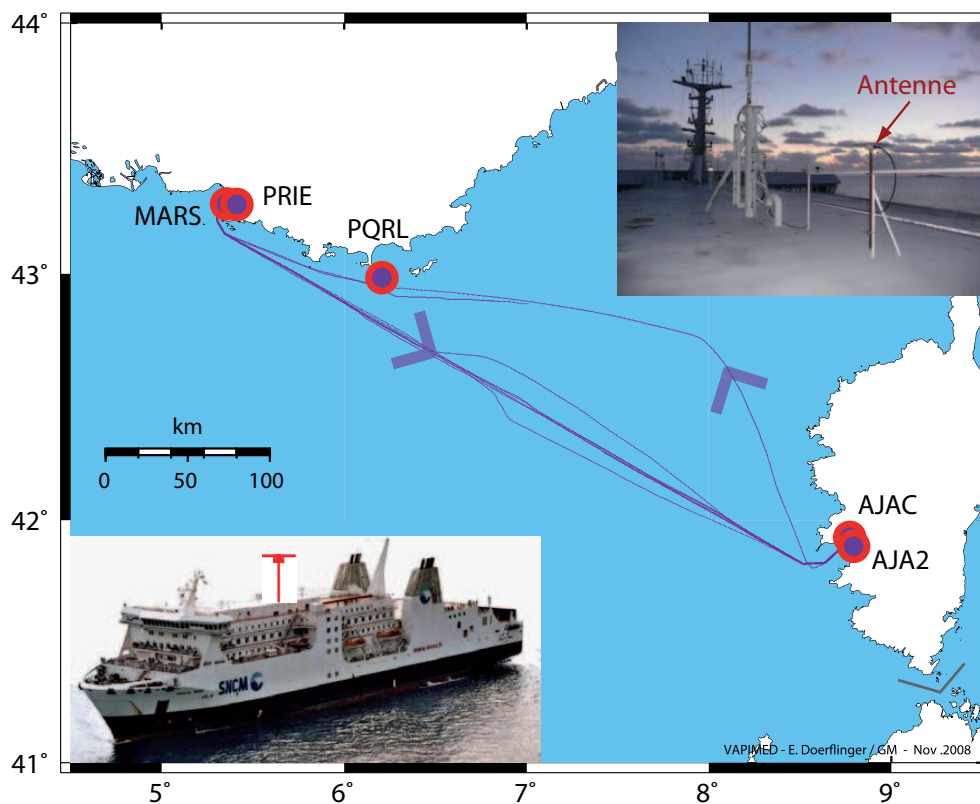


FIG. 5.1 – Trajets principaux du navire Paglia Orba et stations GPS à Terre voisines

### 5.3 Traitements GPS spécifiques en mode cinématique

Deux stratégies sont couramment utilisées pour déterminer la position d'une station GPS mobile (bateau, avion, voiture...). On peut utiliser un traitement en différentiel qui repose sur les doubles différences (Chapitre 1) provenant des lignes de base en stations d'un réseau. Il existe trois logiciels scientifiques principaux qui permettent une telle utilisation : les logiciels GAMIT<sup>3</sup>, Bernese<sup>4</sup> et Gipsy-Oasis II. Cette méthode montre très vite ses limites lorsqu'on se trouve en pleine mer et que les récepteurs sont trop éloignés (au delà de 50 km), (Bouillaguet, 2006). Une autre méthode de positionnement, le PPP (Precise Point Positioning system) permet de pallier cet inconvénient. La performance de cette technique a été démontrée notamment par Kelecy *et al.* (1994) et plus récemment par Chadwell et Bock (2001) et Rocken *et al.* (2008).

#### 5.3.1 Les sources d'erreurs altérant la position et l'estimation du ZTD en mer

L'estimation de la position verticale a un impact sur l'estimation du ZTD. Ainsi, un biais de 10 mm sur l'estimation de la hauteur peut engendrer une différence sur le ZTD de 2 mm ce qui équivaut à  $0.4 \text{ kg.m}^{-2}$  en IWW. On s'intéresse ici aux différents types d'erreurs pouvant affecter la précision du traitement GPS en mer.

- La vitesse et l'accélération du bateau sont deux paramètres qui peuvent influencer la qualité des mesures. En effet, un changement soudain de la vitesse du bateau peut entraîner une plus grande dispersion des mesures par conséquent dégrader la qualité du positionnement. Des sauts dans les hauteurs peuvent apparaître et donner lieu à des écarts types plus forts. Dans notre cas on considère une situation de pleine mer au delà de 15 km des côtes. La vitesse de croisière est alors atteinte et considérée comme approximativement constante.
- Guillon (2007) a montré l'existence d'une forte corrélation entre les variations d'écarts types et le PDOP (Position Dilution Of Precision). Le PDOP caractérise la configuration géométrique de la constellation des satellites. Plus le PDOP est grand, moins le résultat est précis. La précision du positionnement dépend donc de la distribution des satellites qui est elle-même fonction du choix de l'angle de coupure.
- Afin de déterminer avec précision la position, des corrections prenant en compte les effets de la marée doivent être appliquées. Pour réaliser ces corrections des modèles de marée sont utilisés pour corriger les valeurs de hauteur. La marée terrestre est de l'ordre de quelques décimètres verticalement et quelques centimètres en longitude et en latitude. Le déplacement d'une station dû aux effets de marée peut être exprimé par des harmoniques sphériques, pour plus de détails se reporter à Asgari (2005), chapitre 4.9.

<sup>3</sup>GPS analysis at MIT ((King et Bock, 2008), développé par le MIT. Il permet l'estimation des positions en traitement différentiel, la détermination des orbites des satellites, les paramètres troposphériques et d'orientation de la Terre

<sup>4</sup>GPS Bernese Software développé à l'Université de Berne (Hugentobler *et al.*, 2004) permet le traitement en mode différentiel et en Positionnement Ponctuel Précis (PPP) afin de déterminer les orbites, paramètres de rotation des pôles et la calibration des antennes.

- Les effets de surcharge océanique doivent également être pris en compte. Ils correspondent au déplacement de la croûte terrestre sous l'effet de la marée océanique. Ce déplacement est de l'ordre de 0 à 5 cm au bord des océans et devient très faible loin des côtes.
- L'état de la mer induit trois types de mouvements au bateau. Le roulis provoque un mouvement d'inclinaison latérale du bateau, le tangage incline d'avant en arrière le bateau autour de sa position d'équilibre. Pour finir, le pilonnement crée des mouvements en translation du bateau, correspondant au mouvement de haut en bas de la coque. L'ensemble de ces mouvements est provoqué par les variations d'amplitudes des vagues. Des techniques de filtrage sont utilisées pour prendre en compte ces mouvements et faciliter l'estimation des coordonnées.

Les erreurs de positionnement liées à l'état de la mer correspondent à des composantes hautes fréquences et peuvent être ainsi éliminées facilement. En revanche, les marées et les courants qui affectent l'estimation de la position s'appliquent à des phénomènes basses fréquences de même bande de fréquence que les changements de vapeur d'eau. Il faut donc parvenir à séparer la composante du positionnement de celle équivalente au délai troposphérique.

### 5.3.2 Les limitations du traitement en différentiel

L'utilisation d'un GPS sur plateforme mobile (bateau, bouée, avion..) requiert un positionnement en mode cinématique. Contrairement au positionnement statique où le nombre de mesures recueillies sur une même station est bien supérieur au nombre d'inconnues à résoudre, trois nouvelles coordonnées doivent être estimées à chaque époque d'observations en mode cinématique. Ainsi, une solution doit être calculée à chaque instant d'observations, d'où le terme solution instantanée. La section suivante détaille les spécificités de traitement pour une application en mer à une distance de plus de 50 km des côtes. Pour des précisions relatives à la formulation des traitements se reporter au chapitre 2, section 1.3.

#### Difficultés d'utilisation liées au mode cinématique différentiel en mer

Différents travaux ont étudié la précision des mesures GPS en mer en utilisant un traitement en mode cinématique différentiel. Bouillaguet (2006) et Guillon (2007) ont recherché quels étaient les paramètres permettant une optimisation du traitement GPS en tenant compte des conditions particulières en mer. Ces études ont été réalisées afin de déterminer avec précision le niveau moyen des mers dans le cadre de la campagne GEODEVA (Mars 2006, LAREG/Institut de Physique de Globe de Paris). Cette mission repose sur la caractérisation crustale associée à la tectonique des plaques et à l'évolution de l'activité des fonds marins. Le traitement GPS cinématique utilise le module TRACK (module de traitement cinématique du logiciel GAMIT) (King et Bock, 2008). Les principales étapes du traitement sous TRACK consistent à résoudre les ambiguïtés entières et à calculer les positions GPS en cinématique. Les mesures sont effectuées sur trois sites distincts (bouées et bateau) ce qui permet d'analyser la qualité des résultats en fonction de la longueur de la ligne de base. les obser-



vations sont réalisées à la fois sur bouée et sur bateau. Afin d'évaluer la précision de l'estimation des hauteurs ellipsoïdales, l'altimétrie satellitaire est utilisée. Les résultats statistiques sur les résidus entre la hauteur ellipsoïdale GPS et TOPEX/Poseidon<sup>5</sup> montrent des écarts types moyens d'une dizaine de centimètres pour des lignes de bases inférieures à 1 km. Pour des lignes de bases comprises entre un et deux kilomètres les écarts types varient entre 3 et 8 cm. Pour les lignes de bases les plus importantes (91 km) l'écart type sur les résidus varie entre dix et trente centimètres. Il faut également tenir compte de l'état de la mer qui peut être responsable de telles variations. Dans la continuité de la campagne GEODEVA, la campagne GRAVILUCK réalisée près des Açores en 2006 dans le cadre du programme MoMAR<sup>6</sup> cherche à estimer le niveau moyen de la mer. Dans ce cas, les lignes de bases sont plus importantes allant de 300 à 500 km. Deux méthodes de traitement sont comparées en utilisant TRACK et le logiciel Gipsy utilisé en PPP. Les conclusions insistent sur les limites du traitement cinématique lorsque la longueur de la ligne de base utilisée excède 300 km. De même l'état de la mer a du mal à être pris en compte. On ne s'intéresse par la suite qu'au traitement en mode PPP.

### 5.3.3 La méthode PPP

Le principe de la méthode PPP est énoncé au Chapitre 1. Les principaux logiciels de recherche utilisés pour le traitement PPP sont les programmes Bernese et Gipsy-Oasis II.

#### Le traitement RTNet

Le logiciel RTNet est un logiciel commercial. Une des qualités principales du logiciel RTNet réside en sa capacité à délivrer des coordonnées et délais troposphériques par positionnement en PPP à la fois en post-traitement mais également en temps réel. On appelle par la suite PPP-RTK le traitement PPP en temps réel.

Ce logiciel a fait l'objet de différentes validations lors de campagne en mer dans l'océan Indien et à proximité des côtes du Japon. Nous proposons ici un bref rappel de ces expériences avant de détailler l'analyse des données de la campagne VAPIMED.

La campagne MISMO<sup>7</sup> a eu lieu en 2006 pendant 3 mois, au large de l'océan Indien afin d'étudier la convection tropicale dans l'océan et notamment les oscillations de Madden-Julian<sup>8</sup> (Yoneyama *et al.*, 2008). Tout au long de la campagne, les données GPS ont été collectées toutes les 5 secondes. Les données ont ensuite été post-traitées en mode PPP avec et sans option temps réel. Les horloges satellites sont réinterpolées toutes les 5 secondes pour correspondre aux époques d'échantillonnage du récepteur satellite. Les délais zénithaux troposphériques sont estimés avec les positions du bateau, les

<sup>5</sup>TOPEX/Poseidon est un satellite d'océanographie développé par la NASA et le CNES. Deux altimètres radar permettent de mesurer avec une précision de quelques centimètres, par la technique d'altimétrie satellitaire, la topographie océanique.

<sup>6</sup>Monitoring the Mid Atlantic Ridge

<sup>7</sup>The Mirai Indian Ocean cruise for the Study of the Madden-Julian oscillation (MJO).

<sup>8</sup>L'oscillation intra-saisonnière de Madden-Julian est un phénomène tropical correspondant à une onde qui se propage d'ouest en est depuis l'Afrique de l'Est jusqu'au Pacifique. Cette onde module fortement l'activité nuageuse et convective dans la zone proche-équatoriale.

horloges du récepteur et les ambiguïtés. Les données ont été traitées en utilisant un filtre de Kalman d'une longueur de 8 jours avec un intervalle chevauchant d'une journée. Les résultats de la première journée sont ignorés afin d'éliminer la période où la convergence du filtre n'est pas encore assurée. Afin de séparer les positions verticales du bateau de la composante zénithale troposphérique, il est nécessaire d'utiliser les données GPS correspondant à de faibles angles de coupures (Rocken *et al.*, 2008). L'angle de coupure utilisé est de  $3^\circ$  et la fonction de projection est la GMF. Au cours de la campagne MISMO plus de 300 radiosondages (RS) ont été lancés, permettant ainsi de valider la quantité d'eau précipitable (PW) estimée par GPS. Les résultats sont très encourageants avec un bon accord entre l'estimation GPS et RS sur le contenu en eau précipitable (RMS= 3.02 mm, pour un signal moyen de 60 mm). D'autre part, un biais hydrostatique moyen de 1.34 mm est observé pour les radiosondages (Fujita *et al.* (2008)). Ce biais devient plus important pendant les périodes diurnes avec un écart de 3.63 mm. Les auteurs expliquent cet écart par une variation de la mesure de pression et d'humidité entre les périodes ensoleillées et nocturnes pour les sondes Vaisala RS92 (Vömel *et al.*, 2007).

Le positionnement par GPS en temps réel sur une bouée a également été testé avec le logiciel RTNet afin de déterminer la faisabilité d'un système d'alerte tsunami (Rocken *et al.*, 2008), pour plus de détail sur le dispositif expérimental se référer à Kato *et al.* (2000). La comparaison entre le PPP et le PPP-RTK a montré que la seule différence entre les deux solutions réside dans le fait que les ambiguïtés de la phase porteuse ne sont pas résolues avec des valeurs entières pour le PPP standard. De plus, le mode PPP RTK converge plus rapidement et les erreurs sur la solution cinématique sont plus petites et plus stables que la solution standard. Finalement, **le seul facteur limitant d'un traitement en temps réel réside dans la possibilité d'obtenir les estimations des corrections d'horloge en temps réel.** Plusieurs expériences montrent donc la fiabilité du logiciel RTNet pour l'estimation de la position et de paramètres troposphériques. Nous tentons ici avec la campagne VAPIMED de montrer l'intérêt d'un tel traitement en effectuant des comparaisons avec des modèles météorologiques. Comme détaillé dans le chapitre 2 de nombreuses études ont porté sur la validation des données GPS avec différents type de modèles et pour différents types de grandeur (ZTD, IWV) sur Terre. En revanche à ce jour, il n'existe pas de telles comparaisons sur mer.

## 5.4 Le traitement GPS des données VAPIMED

### 5.4.1 Le traitement RTNet

La campagne VAPIMED a été réalisée en collaboration avec Christian Rocken (GPS-solutions, Boulder, CO.) qui a procédé au traitement des données GPS. L'ensemble des traitements est effectué en utilisant le logiciel RTNet en mode PPP sans résolution des ambiguïtés. Les orbites finales de l'IGS et les corrections d'horloges sont utilisées à intervalles de 30 secondes. Les données utilisées par la suite afin de comparer l'équivalent ZTD des modèles météorologiques sont détaillées dans la section

5.4.2. Les paramètres utilisés pour la campagne VAPIMED sont similaires à ceux utilisés lors de la campagne MISMO (voir 5.3.3).

Nous décrivons ici l'ensemble des données disponibles pour les stations fixes ainsi que la station VAPI située sur le bateau. Les données pour la station de référence située à Marseille (MARS) ont été traitées dans un premier temps sur une période test de moins de trois mois (du 12/09/08 au 26/11/08, jour 256 à 331) en utilisant trois modes différents :

(1) Traitement en PPP identique à celui de la station VAPI.

(2) Mêmes paramétrisations utilisées pour le traitement VAPI en ajoutant la modélisation des marées terrestres et charges océaniques.

(3) Traitement où les coordonnées sont estimées en statique sans autoriser les mouvements.

Dans tous les cas la fonction de projection utilisée reste la GMF et l'estimation des paramètres troposphériques a été effectuée avec une contrainte de  $5.10^{-6} \text{m.s}^{-1}$  (équivalent à  $2 \text{mm.h}^{-1}$ ). Les gradients ne sont pas estimés. Cette période de test a permis d'estimer le bruit introduit en laissant la station en mode cinématique. Ainsi, la différence entre les solutions (2) et (3) pour l'estimation du ZTD montre un écart moyen de 0.3 mm et un RMS de 16 mm. Les différences entre le mode cinématique (1) et statique (3) sont nulles en moyenne. Cependant certains pics révèlent la présence d'observations aberrantes (Fig.5.2).

Ces observations aberrantes semblent provenir de la mauvaise qualité de certaines données du site de Marseille (mauvaise détermination du centre de phase de l'antenne) puisque de telles erreurs ne sont pas observées à l'autre station sol située à Ajaccio (AJA2) (non montré ici). (Mervart *et al.*, 2008) ont effectué des comparaisons entre traitement cinématique et statique qui montrent en moyenne pour différents sites étudiés un RMS de 50 mm dans la direction Nord, 60 mm dans la direction Est et 90 mm sur la hauteur. Cette étude utilise les corrections d'horloge provenant d'un réseau Japonnais et montre les avantages d'un traitement PPP en temps réel sans résolution des ambiguïtés.

Dans nos conditions d'expérience, la précision que peut atteindre le traitement cinématique pour l'estimation du délai serait de l'ordre d'une dizaine de millimètres en terme de RMS ce qui correspond à quelques 2 mm sur l'estimation de l'IWV. Pour la station VAPI le traitement a été réalisé en mode PPP avec une contrainte sur la position de 100m/s (sur toutes les composantes). Les délais troposphériques ont été calculés en utilisant deux types de contraintes :  $3.10^{-5} \text{m.s}^{-1}$  (soit  $10 \text{mm.h}^{-1}$ ) (PROC2) et  $5.10^{-6} \text{m.s}^{-1}$  (soit  $2 \text{mm.h}^{-1}$ ) (PROC3). La figure 5.3 montre les écarts observés sur le ZTD entre les deux traitements pour une période de cinq jours. Après avoir réalisé des comparaisons avec PROC2 et PROC3 sur la totalité de la campagne, on observe de faibles écarts en terme de biais sur le ZTD, la dispersion est par contre légèrement plus importante :

$$\text{biais}_{\text{PROC2-PROC3}} = -0.2 \text{mm} ; \text{RMSE} = 8.6 \text{mm}$$

On utilise par la suite le traitement le moins contraint (PROC2) pour que l'ajustement des paramètres puissent être réalisé librement.

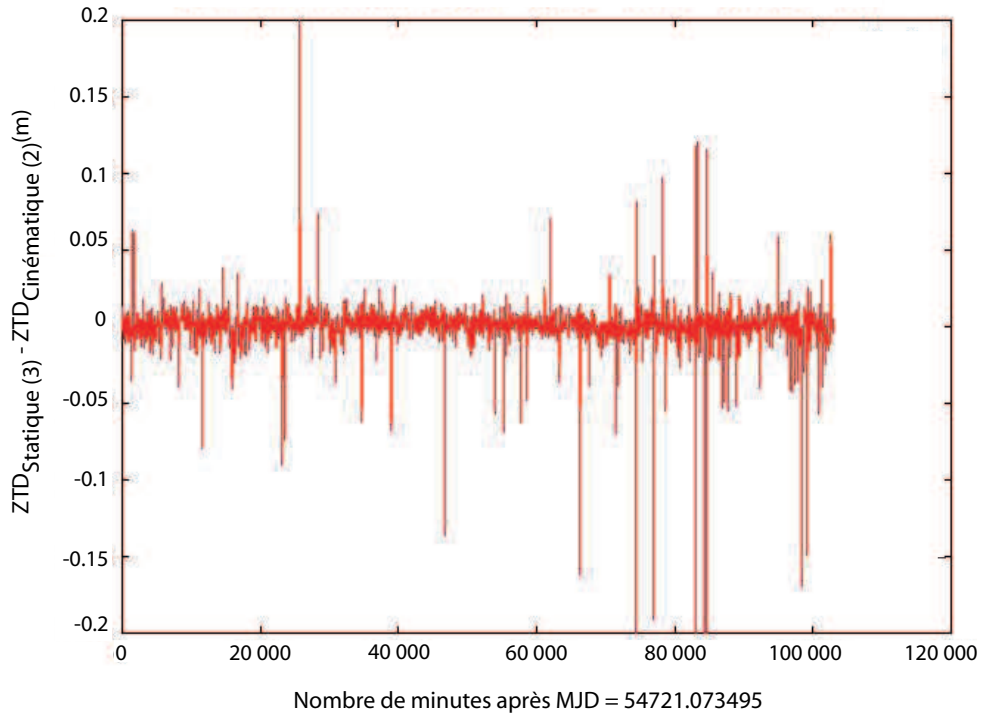


FIG. 5.2 – Différence de ZTD à MARS entre la solution estimée en cinématique (2) et en statique (3) sur une période de temps calculée en minutes après le jour julien modifié (MJD = 54721.073495, soit le 12/09/2008). Source : C. Rocken / GPS Solutions

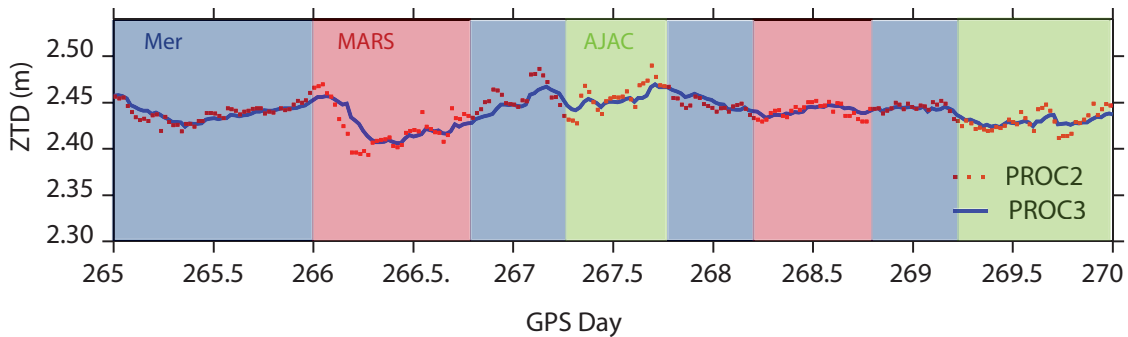


FIG. 5.3 – Différences de ZTD observées à la station VAPI pour des contraintes troposphériques différentes : PROC2 ( $3.10^{-5} \text{m.s}^{-1}$ ) et PROC3 ( $5.10^{-6} \text{m.s}^{-1}$ ) sur cinq jours.

### Le traitement PPP réalisé à l'IGN

Un autre traitement a été utilisé pour calculer le positionnement du bateau ainsi que les délais troposphériques associés le long du trajet. Ce traitement a été réalisé par Mohamed El-Yahmadi au

cours de son projet de fin d'étude de l'Ecole Nationale des Sciences Géographiques (ENSG) sous la direction d'Alain Harmel. Le traitement est basé sur une version modifiée du logiciel Bernese. Les paramètres principaux susceptibles d'affecter l'estimation des délais troposphériques en mode PPP sont :

- La fonction de projection utilisée est le modèle a priori et la fonction d'obliquité de Niell ;
- L'angle de coupure est fixé à 3° ;
- Les gradients horizontaux sont estimés à l'aide du modèle de TILTING. Ce dernier permet de rapporter les mesures de délais troposphériques au zénith ;
- Les contraintes troposphériques sont appliquées à chaque époque et fixées à 1 mm ;
- Les coordonnées sont contraintes en absolue à 5 cm en planimétrie et 20 cm en altimétrie ;
- Les orbites précises finales de l'IGS sont utilisées avec une précision de l'ordre de 2.5 cm toutes les 15 minutes ;
- La correction des horloges satellites est réalisée toutes les 30 secondes.

### Comparaison des ZTD avec le traitement de l'IGN

Les deux traitements issus du logiciel RTNet (PROC2 et PROC3) et Bernese modifié ont été comparés pour la totalité de la campagne. Les résultats sont très proches et s'accordent avec un biais inférieur à 4 mm sur le ZTD pour la totalité de la campagne. Pour les périodes où les données sont absentes dans un des traitements on voit que l'absence de données n'est pas systématique dans l'autre traitement (Fig.5.4). Ces différences peuvent être liées au choix de l'angle de coupure qui peut être plus ou moins sensible à la configuration des satellites, au choix des contraintes troposphériques ou de positionnement.

On observe un meilleur accord entre le traitement IGN et PROC2 pour les périodes de fortes variabilités notamment (autour du jour 278, 348). C'est pourquoi, on décide par la suite de conserver uniquement le traitement PROC2 (le moins contraint) pour la solution RTNet.

Les résultats statistiques effectués entre le traitement IGN et RTNet sont rassemblés dans le Tableau 5.1 et confirment la très bonne cohérence des deux traitements.

Période	RMSE (mm)	Biais (mm)	Coeff. Corrélation	Nbre de points
Totalité de la campagne	13.80	3.00	0.96	6297

TAB. 5.1 – Statistiques sur les écarts entre  $ZTD_{RTNet} - ZTD_{IGN}$ .

### 5.4.2 Les délais issus des modèles numériques de prévision du temps

Les prévisions ALADIN et les analyses AROME ont été utilisées pour calculer les délais zénithaux et comparer ces résultats avec les observations. La section ci-après liste l'ensemble des données

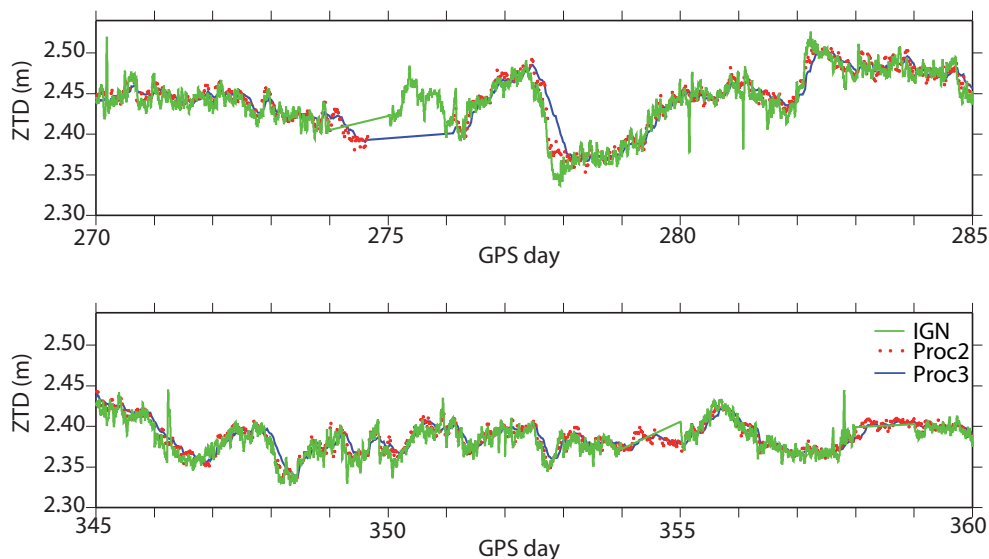


FIG. 5.4 – Séries temporelles de ZTD (en m) sur quelques jours : traitement RTNet et IGN pour la station VAPI.

disponibles.

### ALADIN

Afin d'effectuer une comparaison systématique des ZTD observés, on utilise les prévisions issues du modèle ALADIN. Depuis l'automne 2006 une convention établie avec Météo France permet de recevoir plusieurs paramètres pour différentes prévisions. Comme expliqué au cours du chapitre 2, l'implémentation d'un opérateur d'observation a permis de calculer les équivalents ZTD et ZHD. On peut alors disposer des différents délais issus des prévisions ALADIN pour la totalité des trajets effectués par le bateau. Les prévisions 6h et 12h sont disponibles pour les analyses à 00h et 12h UTC.

### AROME

Les paramétrisations physiques du modèle AROME proviennent du modèle de méso-échelle Méso-NH (Lafore *et al.*, 1998). On ne rappelle pas ici les diverses paramétrisations. Pour plus de détails se reporter au chapitre 6.

Les variables issues directement des analyses du modèle sont les deux composantes du vent, la température, l'humidité spécifique et la pression en surface. Les autres champs du modèle comme les variables microphysiques sont calculées à partir de la précédente prévision. Les simulateurs d'observables GPS ont été développés dans le logiciel de post-traitement de Méso-NH (DIAG). Il faut au préalable fournir une liste de coordonnées.

Dans le cadre de la campagne VAPIMED, on fournit l'ensemble des coordonnées correspondant à l'ensemble des traversées du bateau sous la forme longitude, latitude et hauteur ellipsoïdale. Par conséquent, un recalage des altitudes sera nécessaire pour comparer l'équivalent ZTD modèle avec les observations (voir détails en section 5.5.2). Brenot *et al.* (2006) ont développé l'opérateur d'observation (appelé BREN06) permettant le calcul de l'équivalent ZTD dans le système d'assimilation 3D-Var ALADIN. Cet opérateur est réutilisé ici pour le calcul des ZTD sous AROME. On rappelle que l'opérateur d'observation BREN06 calcule l'équivalent ZTD modèle en réalisant une intégration verticale couche par couche en fonction des niveaux de pressions standard. Les variables contenues dans les profils verticaux (température, rapport de mélange, pression de surface et altitude modèle) sont interpolées de manière à ce que l'intégration soit définie à partir de la position du GPS. La contribution du délai correspondant à la partie située au delà de la dernière couche du modèle disponible est également ajoutée en utilisant l'approximation de Saastamoinen.

Actuellement les ZTD ne sont pas calculés de façon opérationnelle par le modèle AROME. La transformation des fichiers AROME opérationnel en fichiers Méso-NH puis DIAG pour obtenir les champs 2D de ZTD et les ZTD aux différentes coordonnées du trajet du bateau requiert un temps de calcul important (près d'un jour de calcul pour calculer un jour de traversée). C'est pourquoi on ne peut à ce stade obtenir l'équivalent  $ZTD_{AROME}$  sur toute la période de la campagne. On a donc choisi de réaliser des études de cas sur différents événements météorologiques de durée limitée.

#### Le choix des cas d'études

Plusieurs critères ont été considérés pour faire la sélection des cas. On cherche en particulier à comprendre s'il est possible de mettre en évidence les conditions pour lesquelles la mesure GPS en mer est susceptible d'apporter une information supplémentaire sur la quantification de la vapeur d'eau. On considère donc des événements de type Cévenol dits « humides » où la présence d'humidité est notamment associée à des entrées maritimes. Deux périodes plus sèches sont également choisies comprenant un cas de flux de Nord Est et un cas de Mistral. D'autre part, on choisit les heures d'analyses correspondant aux périodes où le bateau se trouve majoritairement en mer. Le tableau 5.2 récapitule les périodes étudiées ainsi que les heures d'analyses disponibles.

## **5.5 Méthodologie pour la comparaison des observations GPS et des autres données en mer**

### **5.5.1 Définition et choix des référentiels utilisés**

Afin de comparer des délais troposphériques équivalents il est nécessaire de prendre en compte les différences d'altitudes existantes entre les référentiels utilisés pour chaque type de donnée modèle ou observée (Fig.5.5). Avant d'aborder plus en détail les recalages nécessaires à la comparaison des données, un rappel de quelques définitions sur les références altimétriques est utile.

- *Le géoïde de référence* est une surface équipotentielle du champ de gravité terrestre, qui coïn-

Type de Cas	Période	Jours Julien	Date	Heures d'analyse (UTC)
Mistral	Du 03/10 au 04/10/08	277-278	03/10 04/10	18 ; 21 00 ; 03 ; 06
Cévenol	Du 16/10 au 22/10/08	290-296	16/10 17/10 18/10 19/10 20/10 21/10 22/10	18 ; 21 00 ; 03 ; 06 ; 18 ; 21 00 ; 03 ; 06 ; 18 ; 21 00 ; 03 ; 06 ; 18 ; 21 00 ; 03 ; 06 ; 18 ; 21 00 ; 03 ; 06 ; 18 ; 21 00 ; 03 ; 06
Cévenol	Du 31/10 au 03/11/08	305-308	31/10 01/11 02/11 03/11	18 ; 21 00 ; 03 ; 06 ; 09 ; 12 ; 15 ; 18 ; 21 00 ; 03 ; 06 ; 09 ; 12 ; 15 ; 18 ; 21 00 ; 03 ; 06
Flux de Nord Est	Du 24/11 au 26/11/08	329-331	24/11 25/11 26/11	18 ; 21 00 ; 03 ; 06 ; 18 ; 21 00 ; 03 ; 06

TAB. 5.2 – Liste des cas d'étude analysés avec AROME pour la campagne VAPIMED

cide avec le niveau moyen des mers. Cette surface océanique est en tout point perpendiculaire à la direction de la force gravitationnelle.

- *L'altitude ou hauteur orthométrique, H* d'un point de la surface topographique est de manière approchée la distance entre ce point et la surface de référence du géoïde. Elle est déterminée à terre par nivellement horizontal et gravimétrie.
- *L'ellipsoïde de référence* est la surface de référence utilisée pour la mesure des altitudes par GPS. Le système géodésique mondial utilisé est le système WGS84.
- *La hauteur ellipsoïdale  $h_e$*  est déterminée par GPS par rapport à un ellipsoïde de référence.
- *La hauteur géoïdale  $N$*  peut être déterminée à partir d'un géoïde global et affinée par des observations locales de la pesanteur.

La mesure GPS permet d'obtenir après traitement une mesure de délai troposphérique zénithal. Ce délai est donné à partir de la hauteur de l'antenne. Pour la station VAPI, l'antenne se trouve sur le pont supérieur (Fig. 5.1), soit environ 32 m au-dessus du niveau de la mer (cette hauteur varie suivant le chargement du navire). Après traitement des données on obtient les coordonnées de la station VAPI sous forme de longitude, latitude et hauteur ellipsoïdale. Les trajets du bateau permettent ainsi d'établir l'évolution de la hauteur du géoïde entre Marseille et Ajaccio.

A titre d'illustration on utilise les données issues du modèle GEM08<sup>9</sup> qui permet d'obtenir les hauteurs de géoïde en mètres par rapport à l'ellipsoïde de référence WGS 84 (Fig.5.6). La précision pour notre zone d'étude est de l'ordre d'une dizaine de centimètres.

<sup>9</sup>Earth Gravitational Model 2008



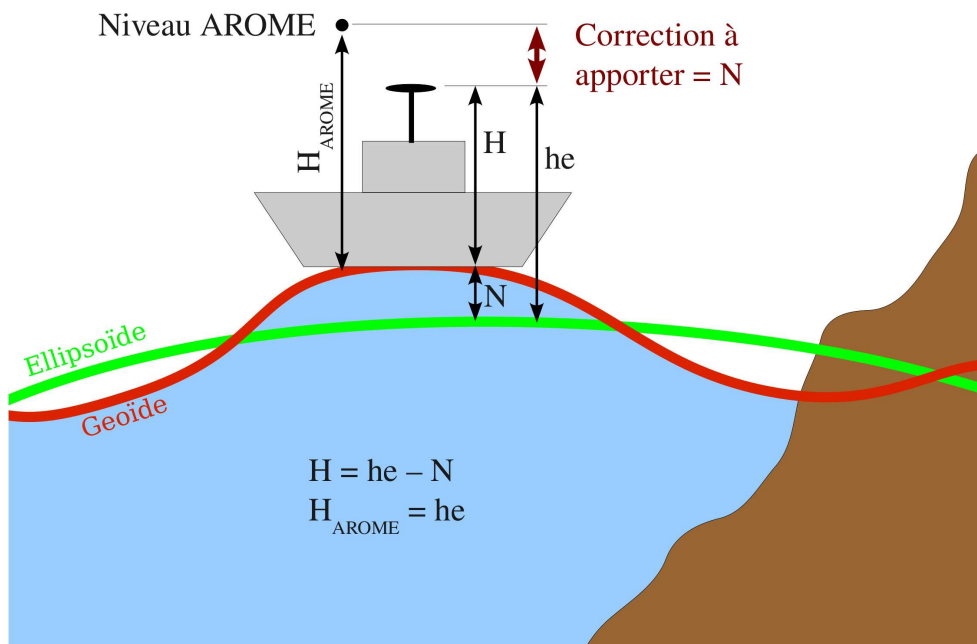


FIG. 5.5 – Référentiels utilisés pour le modèle AROME et les observations GPS

Pour le calcul des délais troposphériques dans le modèle AROME on fournit une liste de coordonnées correspondant aux trajets du bateau. La position verticale correspond à la hauteur ellipsoïdale issue du calcul de positionnement en mode PPP. La formulation de l'opérateur d'observation considère l'altitude donnée comme le niveau à partir duquel est intégré le délai. Dans notre cas, cela signifie qu'il considère la hauteur ellipsoïdale comme l'altitude du premier niveau d'intégration du délai. Il faut donc procéder à une correction du délai pour ajouter la différence de délai liée à la hauteur du géoïde (Fig.5.5). Pour notre zone d'étude la hauteur du géoïde varie entre 45.3 et 49.5 m. On considère que dans les premiers mètres de la troposphère l'effet hydrostatique représente la contribution principale du délai total. On calcule ainsi la contribution du délai hydrostatique correspondant à la hauteur du géoïde. L'approximation de Saastamoinen (Eq.1.12, Chapitre 1) est utilisée pour calculer la correction à appliquer. On a  $ZTD_{AROME_{corrig}} = ZTD_{AROME} + \Delta ZHD_{Saastamoinen_H}$

Comme expliqué au Chapitre 2, l'opérateur d'observation développé pour calculer le  $ZTD_{ALADIN}$  intègre le délai à partir de l'altitude de la station. A l'aide du logiciel Circé développé à l'IGN, on convertit l'ensemble des coordonnées du bateau à partir des hauteurs ellipsoïdales pour obtenir l'altitude équivalente de la hauteur d'antenne. L'opérateur d'observation délivre un ZTD directement équivalent à l'observable GPS et ne nécessite aucun recalage.

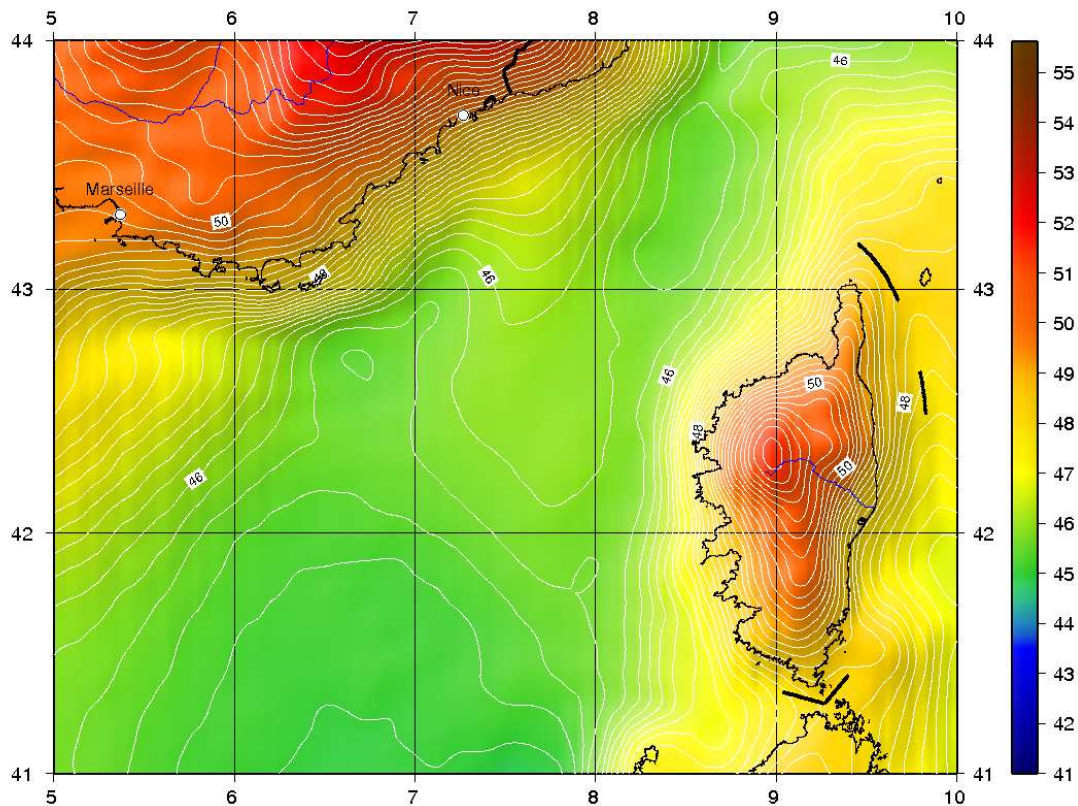


FIG. 5.6 – Hauteur du géoïde (m) par rapport à l’ellipsoïde WGS 84. Les données sont issues du modèle GEM08.

Le trajet du bateau permet également d’observer les variations de la hauteur du géoïde associées à la variation de hauteur ellipsoïdale. On représente les variations de hauteur ellipsoïdale observées pour le traitement effectué en PPP par l’IGN sur quelques jours de campagne (Fig.5.7). On peut ici vérifier la cohérence des mesures de hauteur ellipsoïdale délivrée par le traitement GPS. En effet, le GPS se trouve à une altitude de 32 m par rapport au niveau de la mer. En soustrayant cette altitude aux variations de hauteur ellipsoïdale on retrouve bien les variations de hauteur de géoïde calculées d’après le modèle GEM08. On note également des variations de quelques mètres à quai dûes au chargement et déchargement du bateau.

### 5.5.2 Recalage des délais lié aux différences d’altitude

Afin de vérifier que l’altitude de départ pour le calcul du  $ZTD_{ALADIN}$  est équivalente à celle de la station VAPI, on compare la pression donnée par la sonde PTU et la pression prévue par le modèle ALADIN sur la totalité de la campagne. Les séries temporelles de pression sont très similaires

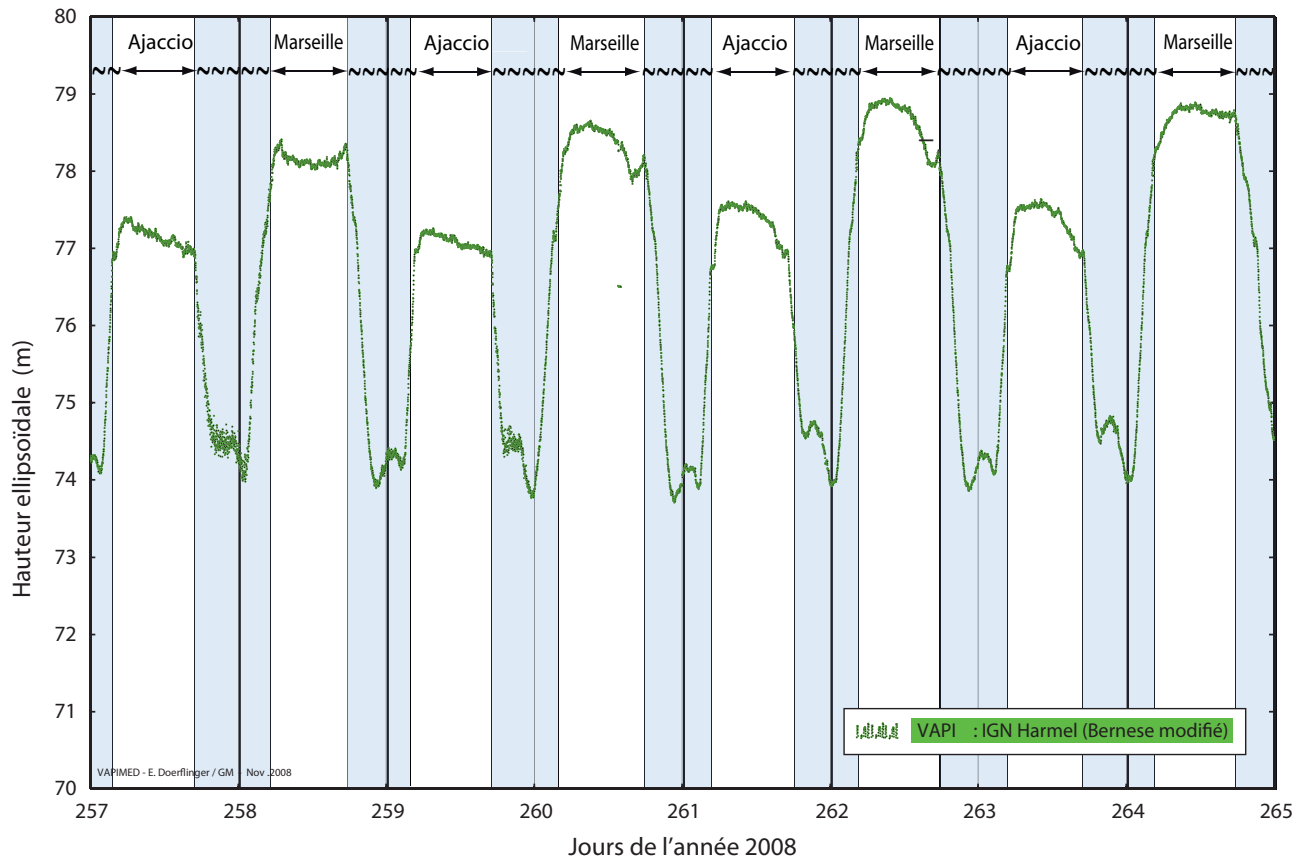


FIG. 5.7 – Variation de hauteur ellipsoïdale au cours de la traversée entre les jours 257 et 265 (du 13 au 21 Septembre 2008) pour le traitements PPP de l'IGN.

( $RMSE_{PTU-ALADIN} = 0.880\text{Pa}$  et  $biais_{PTU-ALADIN} = -0.187\text{Pa}$ ). On note cependant une différence allant jusqu'à quelques dizaines d'hectopascals entre le 29 Novembre (jour 334) et le 2 Décembre (jour 337) (Fig.5.8). Cette période ne correspond pas aux événements étudiés. En observant les cartes d'analyses en surface (non montrées ici) correspondant à ces jours, on remarque une situation particulièrement perturbée avec une dépression très creuse et très locale en Méditerranée. Les modèles ont en général des difficultés à modéliser des dépressions si marquées. Le manque de dynamisme associé à la modélisation de tels événements pourrait expliquer de telles différences de pression avec les valeurs de la sonde PTU. Ayant vérifié que les délais ALADIN sont calculés à partir du point d'observation GPS, on recherche alors les corrélations entre les variations de ZTD GPS et les variations de pression au niveau de la station VAPI au cours du temps (Fig.5.9). Les séries temporelles montrent bien que les variables pression et ZTD ne sont pour la plupart du temps pas corrélées. Cette mauvaise corrélation

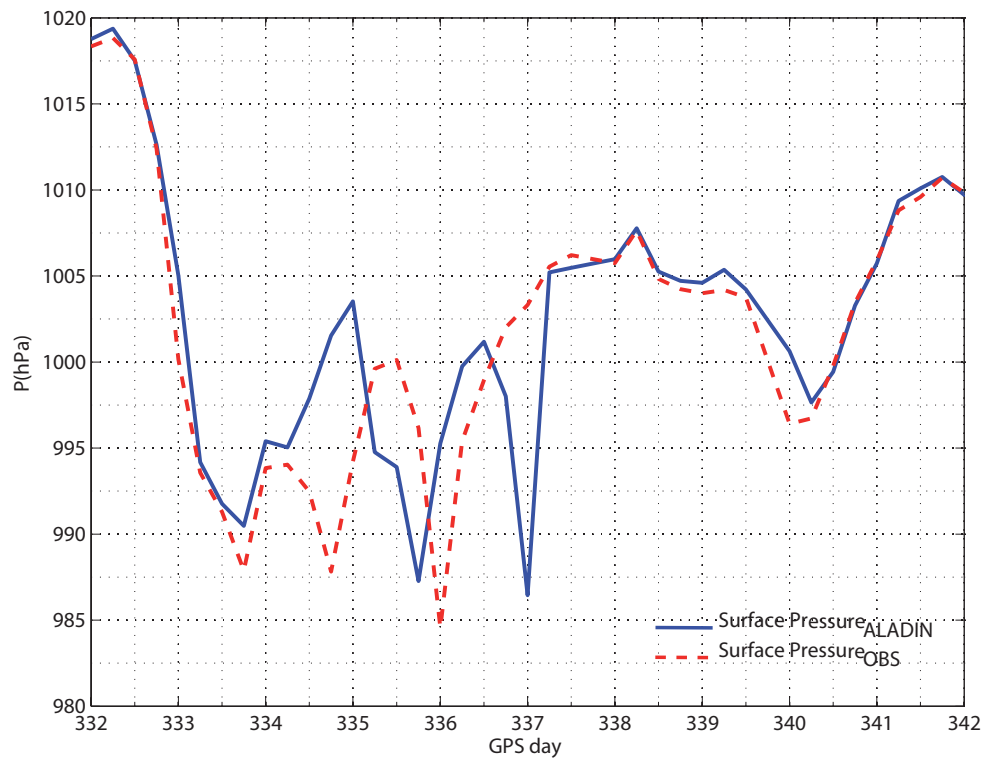


FIG. 5.8 – Pression au niveau de la station VAPI donnée par la PTU et les prévisions ALADIN (en hPa).

souligne l'importance de la composante humide associée au ZTD. Dans le cas contraire, les effets de la pression auraient seulement un impact sur le ZHD et par conséquent sur le ZTD.

On a également analysé la présence de corrélation entre les différences de  $ZTD_{OBS}$  et  $ZTD_{ALADIN}$  avec la différence correspondante de pression à la surface ( $P_{GPS}$  et  $P_{ALADIN}$ ) au cours du temps (Fig.5.10). On représente ces différences en distinguant les périodes où le bateau est à proximité du quai ou en pleine mer. On considère le bateau en pleine mer lorsqu'il est à une distance supérieure à 15 km du port. Ces comparaisons nous ont d'une part permis de vérifier que la différence de pression observée et modélisée était nulle en moyenne au cours du temps. Ces différences de ZTD ne sont pas corrélées avec les différences de pression. Ceci n'est pas surprenant au vu de la figure 5.9. De plus, on note qu'il y a peu de différence entre les périodes où le bateau se trouve en pleine mer et lorsqu'il est à quai. On note tout de même plusieurs points en mer pour lesquels les écarts entre le modèle et les observations sont plus importants (Fig. 5.10). Cependant, pour la grande majorité des cas, les écarts sont assez minimes et peu dépendants des écarts de pression. On verra au fil des comparaisons que l'observation GPS apporte une information supplémentaire sur quelques cas particuliers.

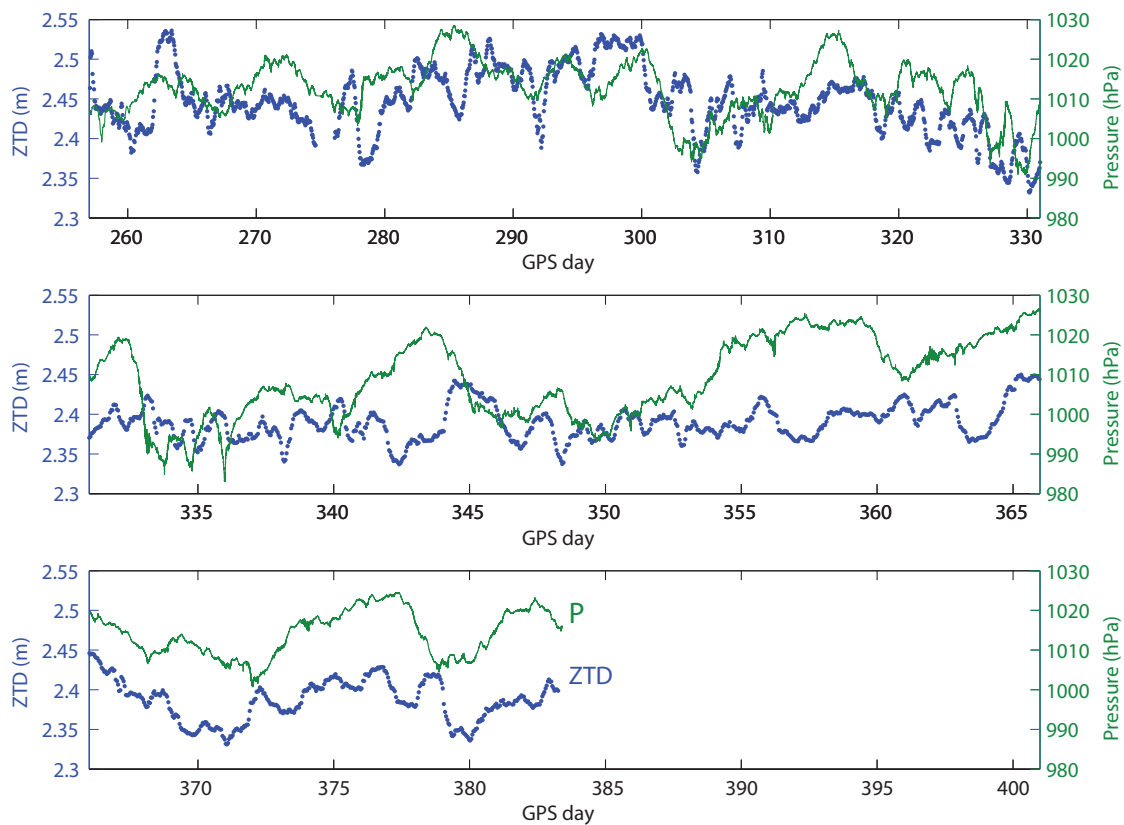


FIG. 5.9 – Série temporelle de ZTD (en m) observés et pression (en hPa) au niveau de la station VAPI au cours du temps.

## 5.6 Comparaison des délais troposphériques GPS et modèles

### 5.6.1 Le délai troposphérique total (ZTD)

Le traitement GPS permet d'obtenir directement l'observable ZTD au dessus du récepteur. Comme énoncé dans la section 5.5.2, le  $ZTD_{AROME}$  est calculé à partir de l'opérateur d'observation BREN06. On corrige la partie du délai manquant liée à la hauteur du géoïde pour obtenir un ZTD équivalent à celui délivré par le traitement GPS. En ce qui concerne le  $ZTD_{ALADIN}$  il est directement calculé à partir de l'altitude de la station et est donc équivalent à l'observable. Les séries temporelles analysées sur la totalité de la campagne montrent un bon accord dans la majorité des cas. La figure 5.11 illustre ces comparaisons sur une période de 40 jours.

D'un point de vue plus quantitatif, nous avons effectué des statistiques sur les écarts observés entre les  $ZTD_{OBS}$  et les  $ZTD_{ALADIN}$  sur la totalité de la campagne. On calcule l'écart type des échantillons, le biais moyen, le coefficient de corrélation et le nombre de points. Les résultats sont résumés dans le tableau 5.3 et confirment bien les interprétations qualitatives visibles sur les séries temporelles

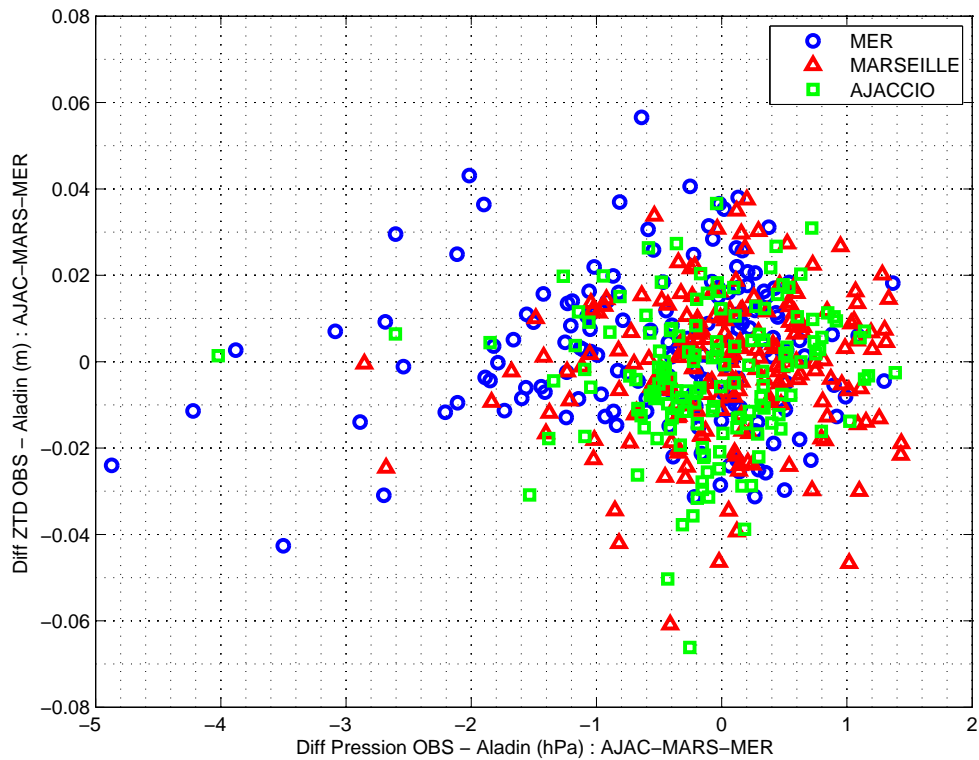


FIG. 5.10 – Différence de  $ZTD_{OBS-ALADIN}$  fonction de la différence de pression  $P_{OBS-ALADIN}$  en mer, au port de Marseille et d’Ajaccio.

précédentes. Ces statistiques distinguent les périodes où le bateau est à quai ou en pleine mer.

Position du bateau	RMSE (mm)	Biais (mm)	Coeff. Corrélation	Nbre de points
Mer	17.9	3.2	0.939	162
Marseille	15.8	-1.4	0.959	199
Ajaccio	16.3	-3.7	0.932	153

TAB. 5.3 – Statistiques sur les écarts entre  $ZTD_{OBS} - ZTD_{ALADIN}$  sur la totalité de la campagne.

Par ailleurs, on peut voir que la distribution des écarts  $ZTD_{OBS} - ZTD_{ALADIN}$  est plus proche d’une loi gaussienne pour les points situés à quai à Marseille. La distribution des écarts observée en mer ou à quai est plutôt équivalente (Fig.5.12). D’après ce qu’on a vu précédemment la précision du ZTD est de l’ordre d’une quinzaine de millimètres (fonction de la précision sur la mesure verticale). On peut considérer alors que les écarts sur ZTD entre le GPS et le modèle indique un biais possible du modèle au delà de 20 mm, ce qui correspond à une différence sur l’IWV de l’ordre de  $4 \text{ kg.m}^{-2}$  (équivalent à 4 mm d’eau précipitable).

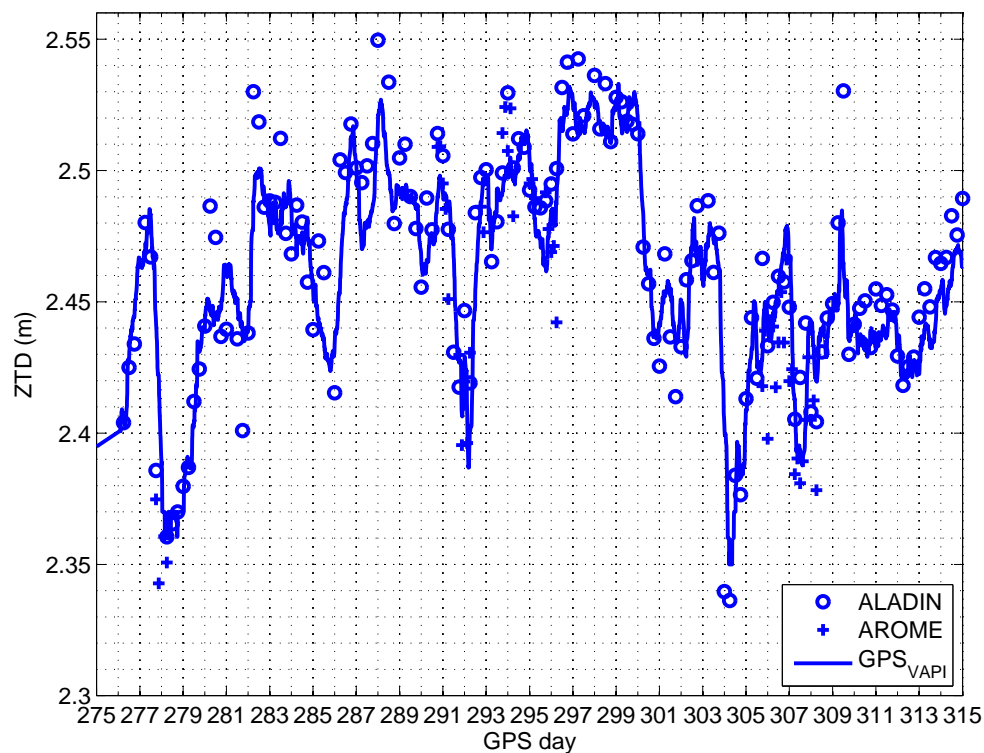


FIG. 5.11 – Comparaison des ZTD (en m) obtenus par GPS, ALADIN et AROME durant 40 jours de campagne VAPIMED.

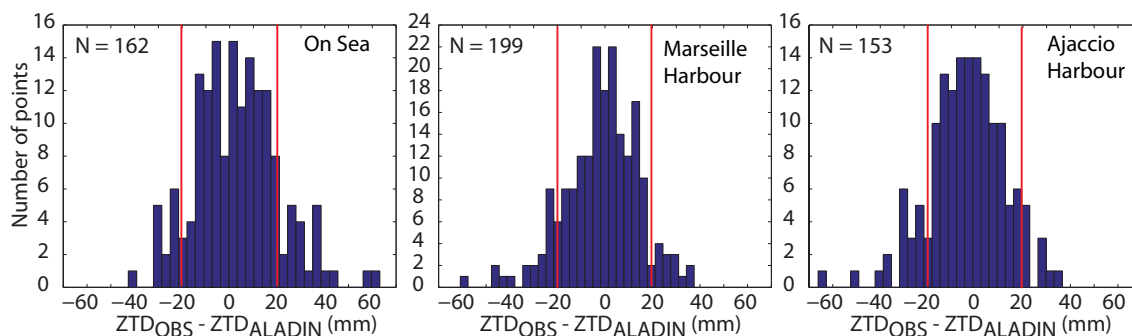


FIG. 5.12 – Distribution des écarts entre  $ZTD_{OBS} - ZTD_{ALADIN}$  sur la totalité de la campagne pour les périodes à quai et en mer. N correspond au nombre de points de chaque échantillon.

On regarde sur la totalité de la période les différences existantes sur le ZTD entre les observables et  $ZTD_{ALADIN}$  (Fig.5.13). Les différences sont tracées en faisant apparaître les périodes à quai et en mer. On regarde dans un premier temps de façon qualitative si ces différences sont corrélées avec la localisation du bateau : pleine mer ou à quai. On note que les différences sont centrées sur zéro sur

la totalité de la période en terme de différence de pression et de ZTD (Fig.5.10). Les écarts sont plus importants pour quelques périodes où le bateau se trouve en pleine mer (jour 278 et 304 (Fig.5.13)). Ces différences atteignent jusqu'à 60 mm. En regardant plus en détail le contexte météorologique correspondant à ces écarts on constate que les périodes d'occurrence de ces pics correspondent à des événements particuliers. En effet, les analyses AROME du 4 et 5 Octobre 2008 (jour 278-279) montrent un changement rapide d'IWV (Fig.5.14(a)). Le contenu intégré en vapeur d'eau est faible autour de la vallée du Rhône et dans le golf du Lion avec des valeurs proches de  $12\text{kg/m}^2$ . Le lendemain (jour 279) la situation évolue rapidement avec une augmentation du contenu d'eau intégré qui atteint  $18\text{kg/m}^2$  près du littoral à proximité de Marseille et jusqu'à  $22\text{kg/m}^2$  en pleine mer (5.14(b)).

Afin de se rendre mieux compte de la variabilité du ZTD au cours de l'événement de mistral, on montre ici quelques cartes de champ 2D de ZTD obtenues avec AROME (Fig.5.15). Les analyses sont disponibles à une fréquence de 3h. La trajectoire du bateau est représentée par une ligne noire. La localisation du port à Marseille et Ajaccio est représentée par des ronds noirs. Les différents ronds noirs représentent la position du bateau au différents temps d'analyse (de -1h30 à +2h30 chaque 30 minutes). La position du bateau à l'heure pile de l'analyse se situe donc entre le deuxième et le troisième rond situés le long de la ligne noir (dans le sens de la traversée).

Le deuxième pic observé en terme de différence sur les  $ZTD_{OBS} - ZTD_{ALADIN}$  se situe autour du 30/10/08 (jour 304, Fig.5.13). Ceci correspond à un autre cas d'étude AROME de type Cévenol. On voit sur ce cas une variabilité importante du ZTD notamment sur l'analyse du 1/11 à 15 UTC au niveau du Golfe du Lion (Fig. 5.16). Les analyses pour ce cas n'ont débuté qu'à partir du 31/10 (jour 305), on ne peut donc malheureusement pas visualiser le champ 2D au moment où les différences modèle/observations sont les plus importantes.



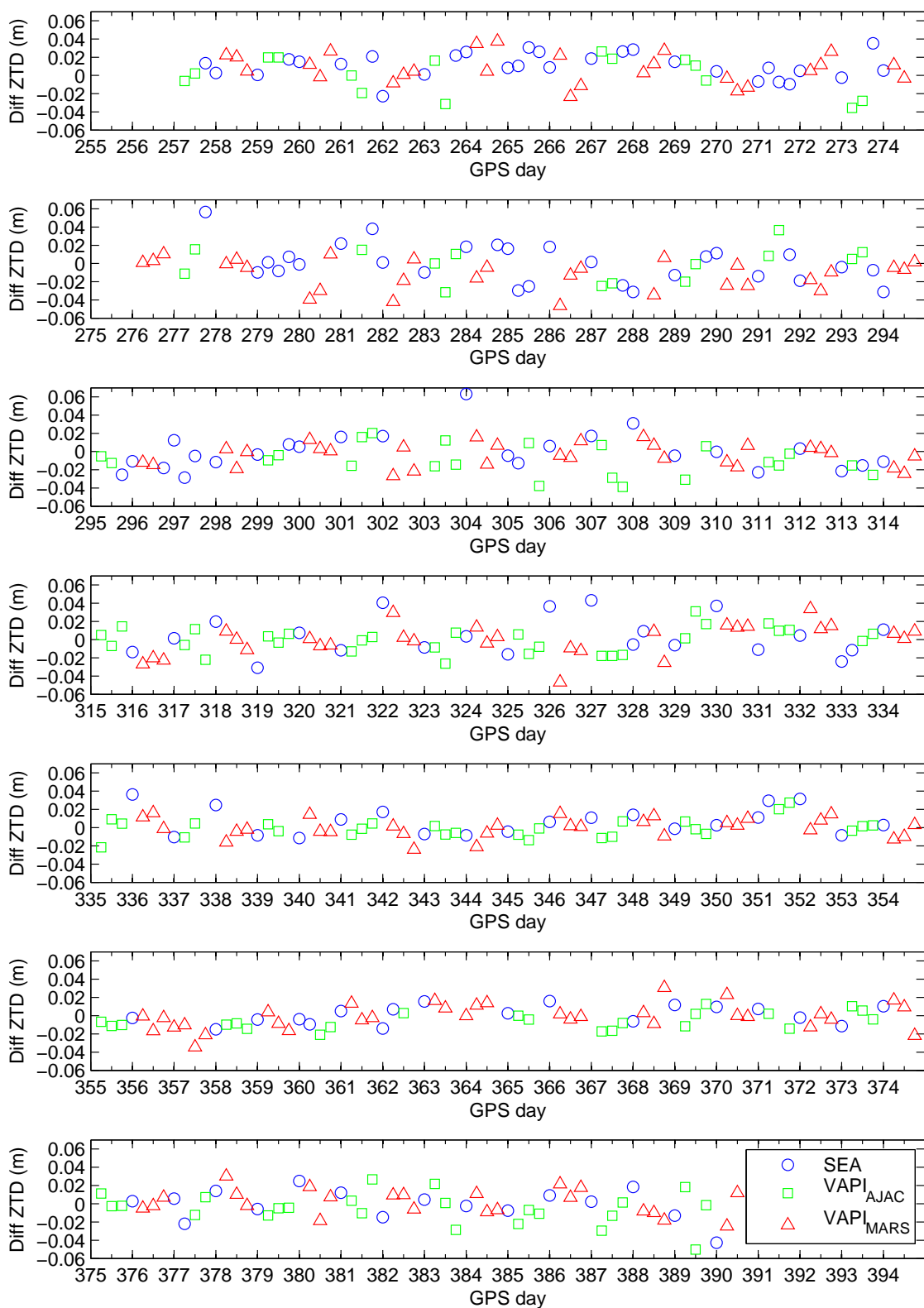


FIG. 5.13 – Différence de ZTD (en m) (OBS-ALADIN) sur la totalité de la campagne.

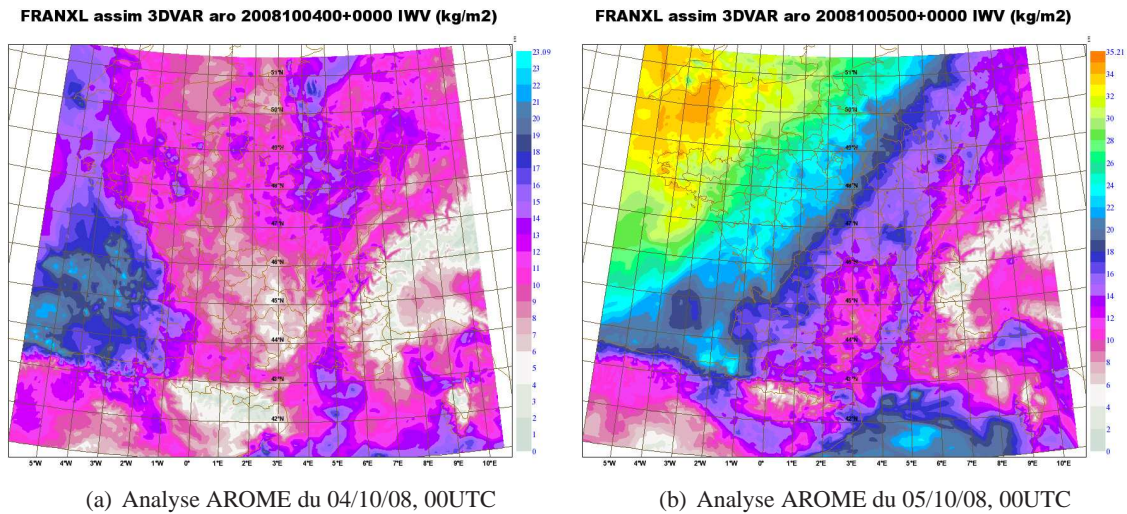


FIG. 5.14 – Contenu de vapeur d'eau intégré issu des analyses AROME à 00UTC pour le cas de Mistral du 04/10/08 sur le domaine AROME

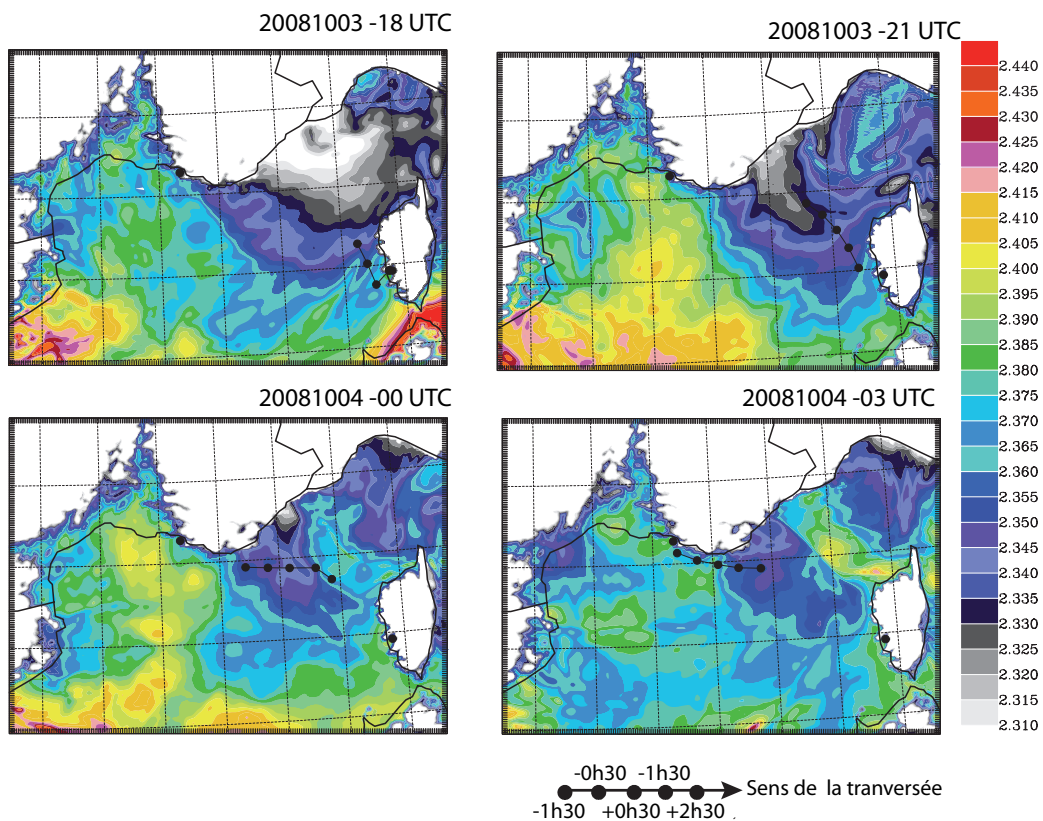


FIG. 5.15 – Champ 2D de ZTD (m) issus des analyses AROME du 3/10 (18 et 21 UTC) et 4/10 (00 et 03 UTC)

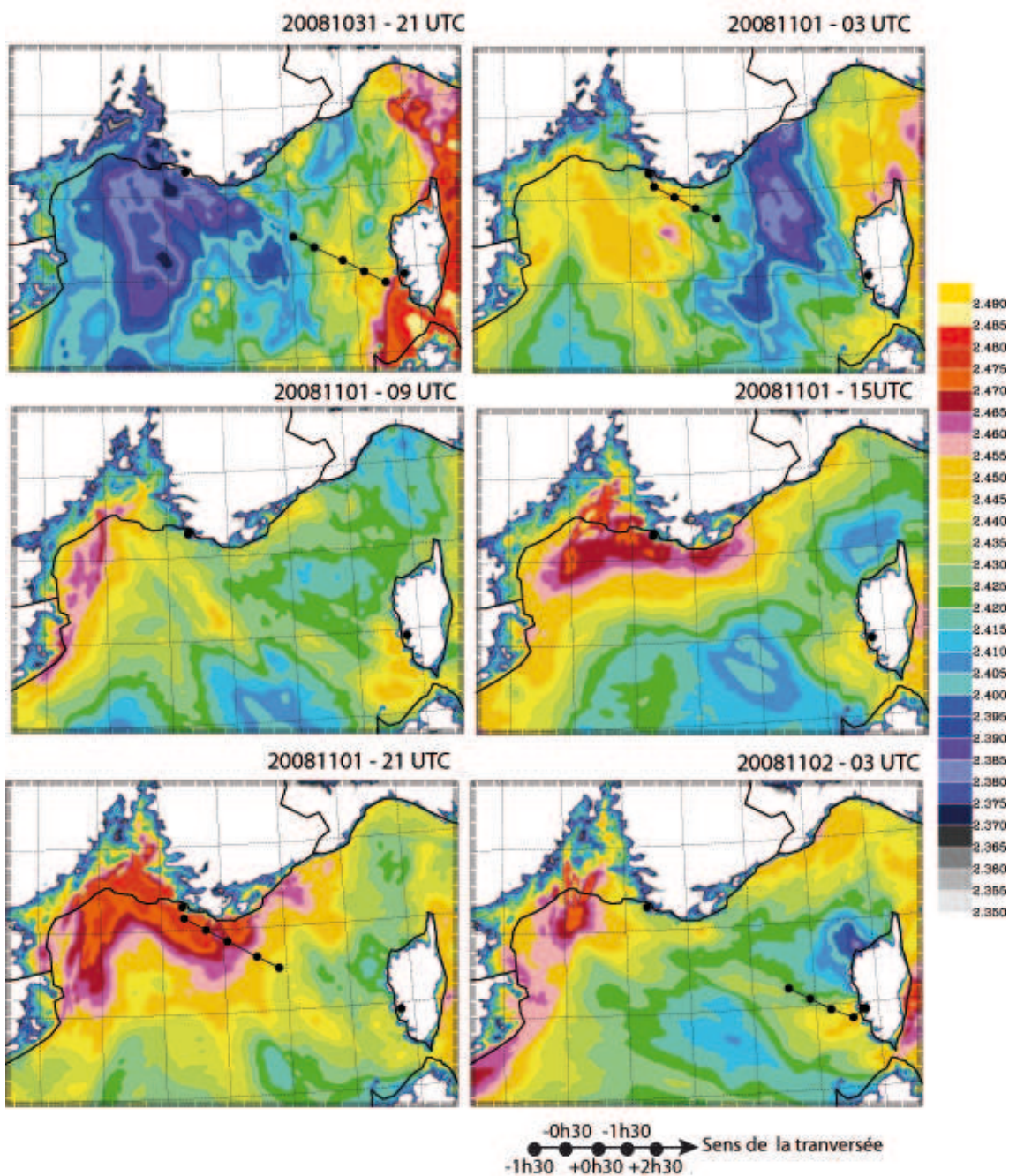


FIG. 5.16 – Champ 2D de ZTD (m) issus des analyses AROME du 31/10 (21 UTC), 01/11 (03,09,15 et 21UTC) et le 2/11 (03 UTC)

Le tableau 5.4 résume les statistiques qui ont été réalisées sur l'ensemble des cas d'étude AROME. On note un RMSE et un biais important pour le cas de Mistral (3 au 4/10/08). Ces résultats sont à considérer avec précaution étant donné qu'on dispose de très peu de points pour cette période.

Période de temps	RMSE (mm)	Biais (mm)	Coeff. Corrélacion	Nbre de points
Totalité des cas	21.2	1.0	0.932	1232
Mistral (277-278) Du 03/10 au 04/10/08	40.1	28.7	0.634	53
Cévenol (290-296) Du 31/10 au 03/11/08	21.7	-11.7	0.87	688
Cévenol (305-308) Du 31/10 au 03/11/08	15.9	3.0	0.857	332
Flux de Nord Est (329-331) Du 24/11 au 26/11/08	13.9	8.9	0.836	159

TAB. 5.4 – Statistiques sur les écarts entre  $ZTD_{OBS} - ZTD_{AROME}$ .

### 5.6.2 Le délai hydrostatique (ZHD)

Il s'agit maintenant de déterminer le délai hydrostatique afin d'accéder au délai humide.

Le délai hydrostatique peut être calculé en utilisant deux méthodes. On peut utiliser l'approximation de Saastamoinen (détail de la formulation, Eq.1.12). Pour cela on a besoin de connaître la pression au niveau du récepteur GPS. La pression en surface peut être obtenue par sonde PTU placée à proximité du récepteur ou par un modèle de prévision. Il est donc possible d'utiliser cette approximation pour calculer le délai hydrostatique pour la station VAPI au cours des traversées. Pour les récepteurs situés au sol (MARS et AJA2), on ne dispose pas de sonde météorologique à proximité de la station, on n'a donc pas de rinex météo disponibles. Le délai hydrostatique doit donc être approximé en utilisant les variables issues du modèle ALADIN (pression et température). La seconde méthode consiste à intégrer le délai hydrostatique le long de la colonne troposphérique. En reprenant les formulations énoncées au chapitre 2, on peut à partir des paramètres du modèle ALADIN calculer ce délai. On rappelle que ce délai fait intervenir les valeurs de pression et de température sur les différents niveaux standard du modèle. La grille ALADIN dont nous disposons couvre l'ensemble des récepteurs sols. Les délais hydrostatiques des stations MARS et AJA2 pourront donc être calculés par la seconde méthode.

Pour résumer, il y a donc trois possibilités de calcul du ZHD : On représente la série temporelle de ZHD en utilisant la méthode par intégration, Fig.5.17. On ne représente ici qu'une trentaine de jours.

Plusieurs études ont montré que les modèles empiriques utilisés pour estimer le délai hydrostatique comme le modèle de Saastamoinen sont précis à quelques millimètres avec l'utilisation de données de pression de surface Dodson *et al.* (1996), Duan *et al.* (1996). Davis *et al.* (1985) indiquent que l'imprécision peut varier entre 0.5 et 20 mm pour une pression en surface de 1000hPa. Cependant aucune étude ne confirme ces précisions en détail. L'étude de Brenot (2006) mentionne également des

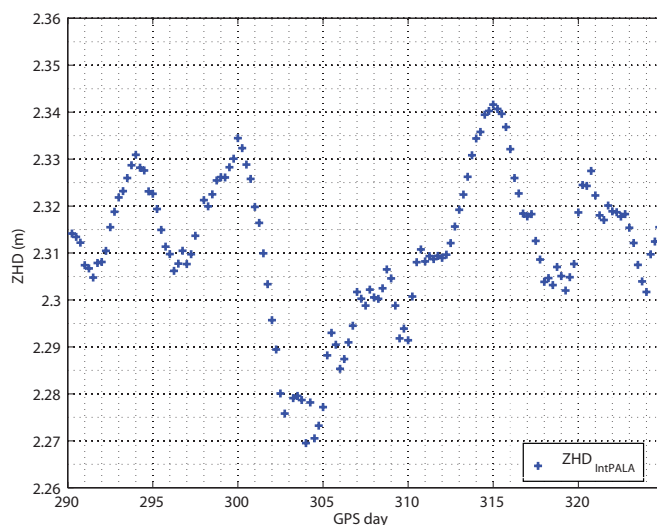


FIG. 5.17 – Délai hydrostatique calculé par intégration avec les paramètres du modèle ALADIN. Période de temps : du 16/10 au 20/10/08 (290 à 325).

différences existantes entre le calcul du ZHD de façon intégrée avec des données météorologiques et par approximation de Saastamoinen. L'approximation de Saastamoinen conduit dans cette étude à une surestimation de 18 mm. La comparaison est réalisée en utilisant le modèle non-hydrostatique (Méso-NH) à 2.4 km de résolution pour simuler les ZTD sur le cas du 8-9 Septembre 2002. Les résultats de l'expérience de Brenot (2006) indiquent que les erreurs associées à la formulation du délai hydrostatique sont maximales dans les zones où de fortes cellules convectives sont présentes.

L'étude menée par Troller *et al.* (2006) utilise différentes méthodes pour déterminer le délai hydrostatique (Approximation de Saastamoinen, approche par collocation utilisant des observations (logiciel COMEDIE), intégration verticale à partir de données issues du modèle météorologique aLMo) à partir de données issues d'un réseau GPS situé en Suisse. L'analyse statistique des écarts entre les différentes solutions révèlent des biais pouvant aller jusqu'à 25 mm sur le ZTD mais ne sont pas systématiquement constants avec les résultats de l'approximation de Saastamoinen. Les auteurs rappellent que le modèle de Saastamoinen reste un modèle relativement simplifié pour la détermination des délais hydrostatiques. On décide par la suite d'utiliser la forme intégrée du délai humide.

### 5.6.3 Le délai humide (ZWD)

Afin de calculer le délai humide par intégration on calcule les quantités suivantes :

$$ZWD_{OBS} = ZTD_{OBS} - ZHD_{IntPALA} \quad (5.1)$$

$$ZWD_{ALADIN} = ZWD_{IntPALA} \quad (5.2)$$

On représente les ZWD et les différences de ZWD calculés avec les observations ( $ZWD_{OBS}$ ) et le modèle ALADIN ( $ZWD_{ALADIN}$ ) sur une période de 20 jours, (Fig.5.18).

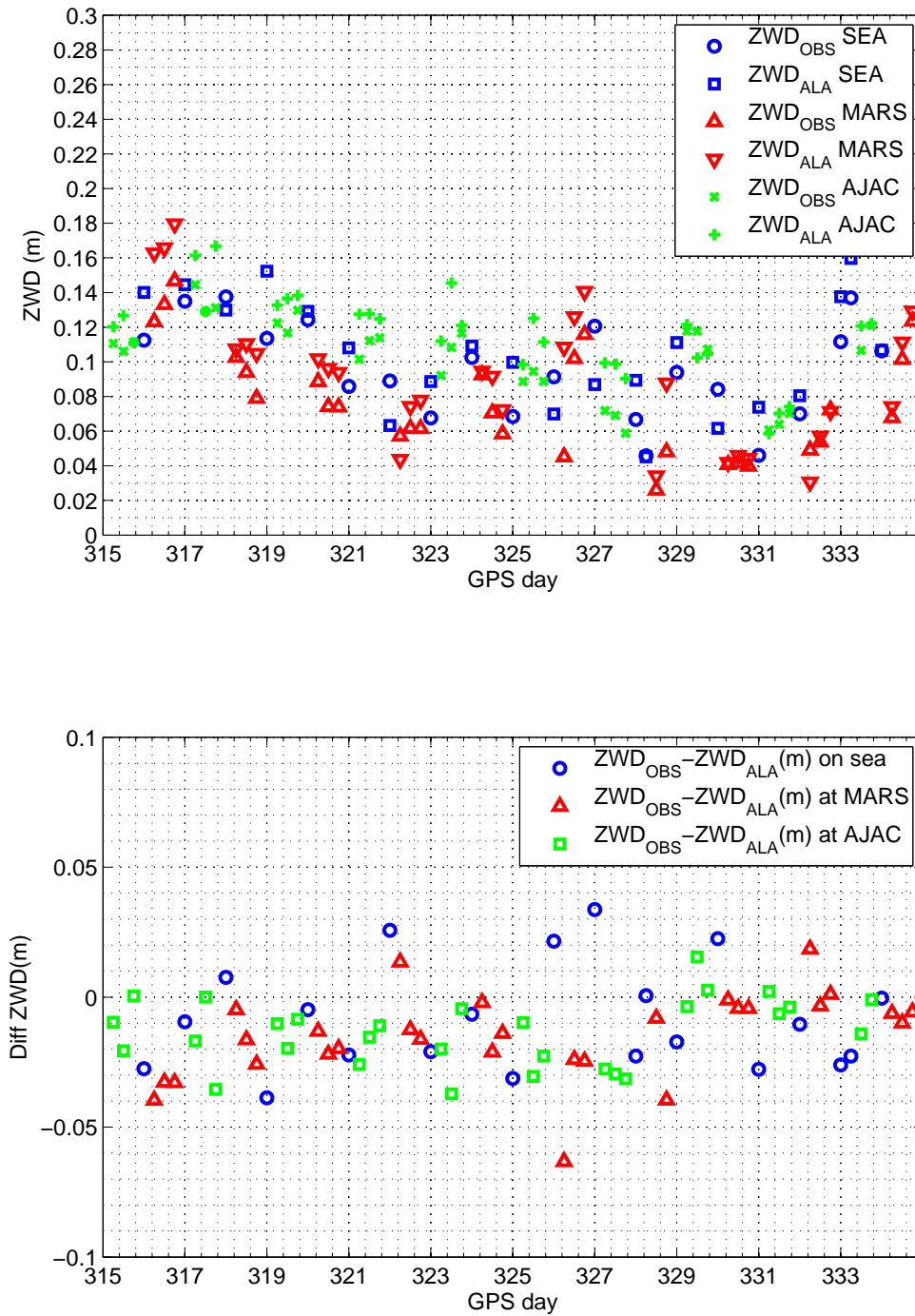


FIG. 5.18 – Séries de  $ZWD_{OBS}$  et  $ZWD_{ALADIN}$  en mer et aux ports (en haut). Différence de ZWD :  $ZWD_{OBS} - ZWD_{ALADIN}$  (en m) (en bas), sur 20 jours (315 à 3335, du 10 au 30/10/08)

La distribution des écarts sur les ZWD pour l'ensemble de la campagne est montrée sous forme d'histogrammes. On distingue les périodes où le bateau est en mer et aux ports (Fig.5.19). De façon

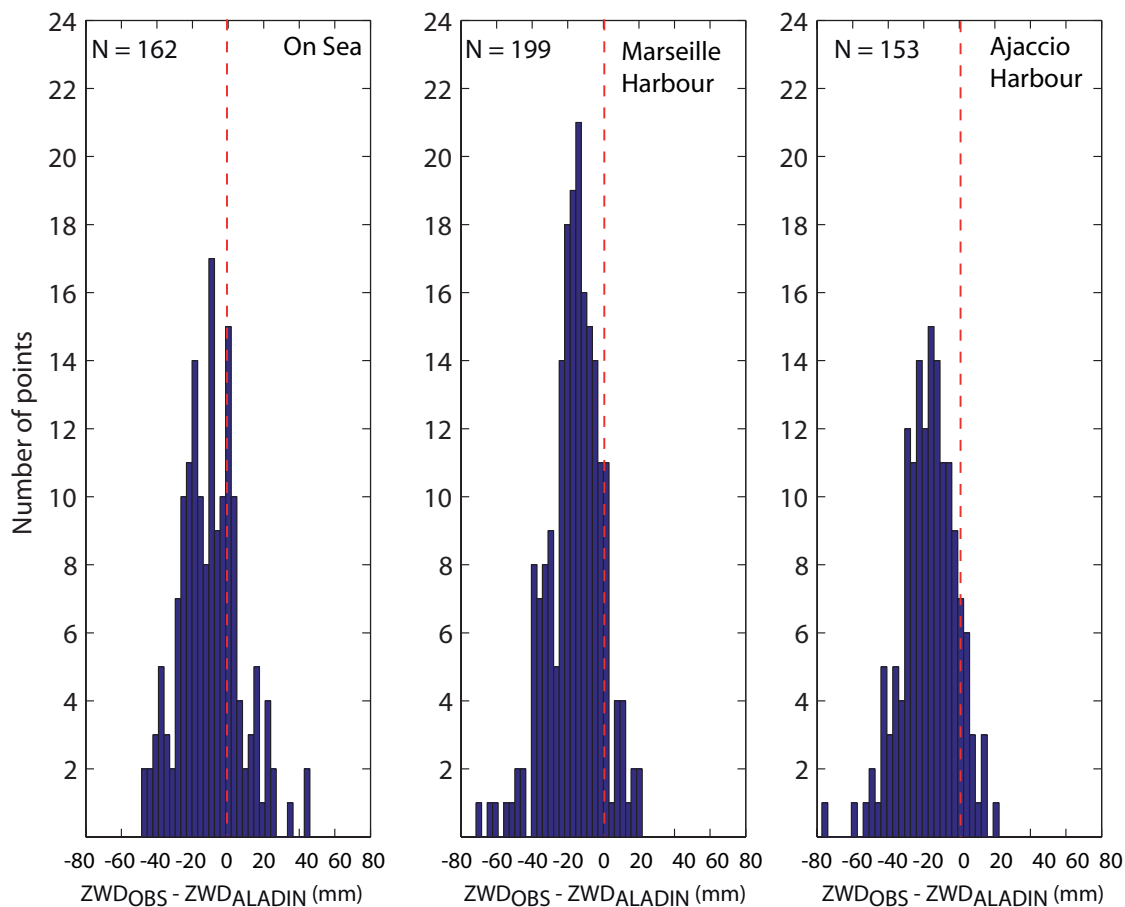


FIG. 5.19 – Distribution des écarts entre  $ZWD_{OBS} - ZWD_{ALADIN}$  (en mm) sur la totalité de la campagne pour les périodes à quai et en mer. N correspond au nombre de points de chaque échantillon.

générale on observe des biais négatifs pour la plupart des situations. Ces biais ne sont pas forcément représentatifs puisqu'ils sont étroitement liés au choix de la formulation du délai hydrostatique que l'on retranche. L'ensemble des histogrammes montre un biais négatif sur les différences de ZWD. Ceci repose le problème de l'évaluation réelle de la contribution hydrostatique pour déterminer précisément le délai humide. On voit également que les écarts ne sont globalement pas plus importants en mer qu'aux ports. En revanche, on note que ces écarts sont parfois très significatifs (supérieurs à 40 mm soit l'équivalent de plus de 6 mm d'IWV) pour des situations météorologiques particulières. Ceci est bien visible pour le cas de Mistral pour le jour 277. On note aussi des différences marquées pour le jour 304 (30/10/08) juste avant le déclenchement de l'événement Cévenol étudié par ailleurs (Fig.5.20). Le calcul du  $ZWD_{AROME}$  n'a pas été effectué c'est pourquoi on ne montre que les comparaisons avec le modèle ALADIN.

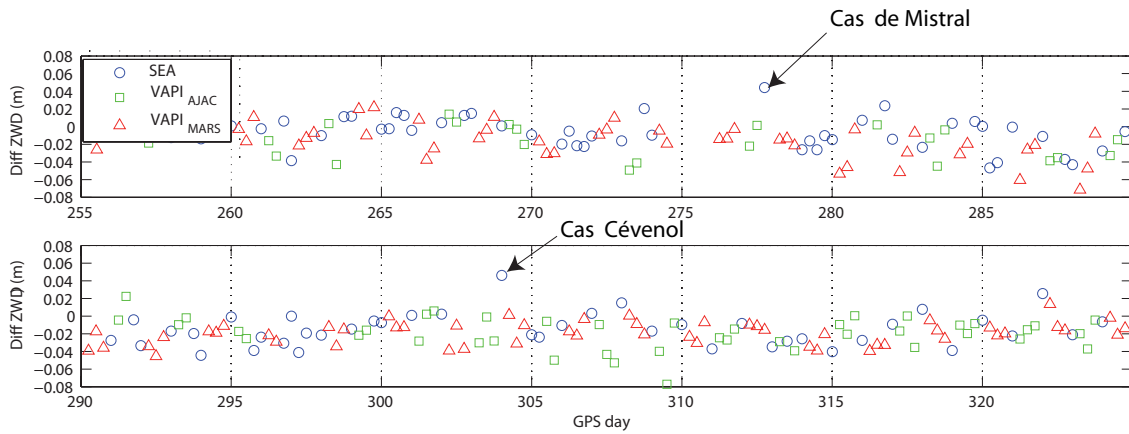


FIG. 5.20 – Pics de différences de ZWD :  $ZWD_{OBS} - ZWD_{ALADIN}$  (en m) et cas météorologiques particuliers.

#### 5.6.4 Les données satellitaires complémentaires

Nous avons également utilisé des données satellitaires (voir détail sur les capteurs satellites en section 1.2.2) afin de compléter les comparaisons de données GPS et modèle. Dans un premier temps, nous avons analysé les données issues du sondeur SSM/I qui permet d’observer la vapeur d’eau jusqu’à environ 500 m au dessus de la surface de la mer et avec une résolution de  $+0.4\text{g/cm}^2$  (Schulz *et al.* (1993)) pour les événements correspondants au cas d’étude AROME. Malheureusement les heures de passage des satellites sur la région d’intérêt correspondent aux heures où le ferry se trouve à quai. Les données SSM/I permettent d’avoir une description générale de la vapeur à la surface des océans. Toutefois, on note un RMS de l’ordre de 4 à 5 mm sur l’estimation de la vapeur d’eau en comparaison avec des données de radiosondage, Jackson et Stephens (1995). Ici, nous avons utilisé le capteur MODIS à bord des satellites TERRA et AQUA qui permet une meilleure résolution temporelle. Les satellites TERRA et AQUA défilent l’un et l’autre deux fois par jour. La résolution spatiale est de 1 km. Les données de vapeur d’eau délivrées par MODIS s’expriment en contenu intégré de vapeur d’eau (IWV). Afin de comparer les données GPS et les sorties du modèle ALADIN il est nécessaire de convertir les délais humides en contenu intégré de vapeur d’eau. Le détail des formulations se trouve au chapitre 1, voir aussi Bevis *et al.* (1992). On a alors :

$$IWV_{OBS} = \frac{ZWD_{OBS}}{\Pi} \quad (5.3)$$

$$IWV_{ALADIN} = \frac{ZWD_{ALADIN}}{\Pi} \quad (5.4)$$

On rappelle que le facteur  $\Pi$  dépend d’une température moyenne de surface qui est fonction de la latitude. D’après les coefficients délivrés pour les régions Méditerranéennes (Emardson et Derks (2000)), on peut approximer  $\Pi$  à 6.5. On obtient alors les comparaisons suivantes sur la totalité de la cam-



pagne (Fig.5.21). Afin d'obtenir un nombre suffisant de points pour effectuer la comparaison nous avons défini des fenêtres temporelles et spatiales pour les données MODIS. Ainsi, on sélectionne les images correspondant aux dates de trajet du bateau puis on conserve les données disponibles à  $\pm 2h$ . Lorsqu'il y a plusieurs données on effectue une moyenne. Pour les aspects spatiaux on sélectionne les données disponibles autour de la position du bateau à  $\pm 0.1^\circ$  (soit l'équivalent de 10 km). D'un point

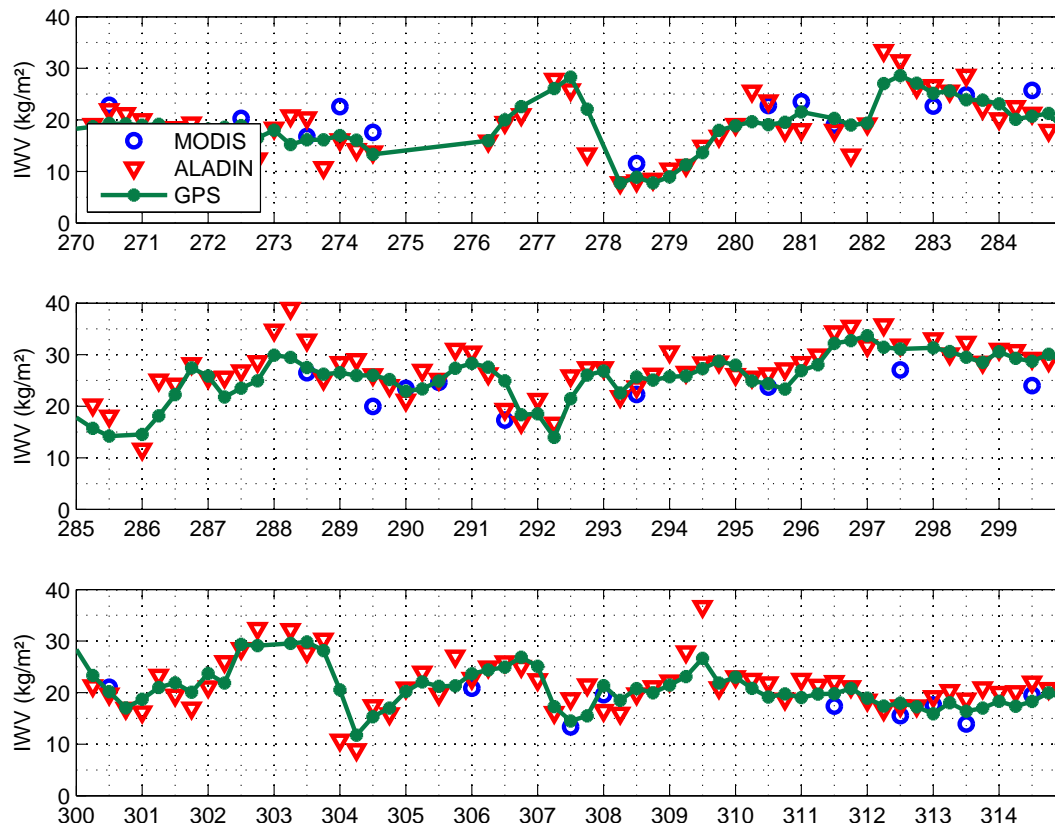


FIG. 5.21 – Comparaison sur l'IWV( $kg.m^{-2}$ ) avec MODIS, ALADIN et GPS au cours de la campagne VAPIMED.

de vue qualitatif on observe sur quelques cas un meilleur accord entre les données MODIS et le GPS (jours 258.5 ; 307.5 ; 338 ; 348.5) comparativement aux écarts MODIS/ALADIN. D'un point de vue statistique, on réalise des histogrammes sur les écarts d'IWV calculés entre  $IWV_{GPS}$  et  $IWV_{MODIS}$  ainsi que sur les différences entre  $IWV_{GPS}$  et  $IWV_{ALADIN}$  (Fig.5.22). On utilise la totalité des points disponibles pour MODIS et ALADIN. La répartition des écarts s'approche d'une loi gaussienne dans les deux cas. Plus de 80% des points analysés ont des écarts sur l'IWV qu'on qualifie de significatifs, de l'ordre de  $\pm 4kg.m^{-2}$ . D'autre part, il faut tout de même rester prudent vis à vis de la précision des données MODIS. Gao et Kaufman (2003) ont montré que les erreurs de mesure de l'eau précipitable en utilisant MODIS sont comprises entre 5% et 10%. Ces erreurs d'observation sont liées à la réflec-

tion des radiations solaires de la surface. La fiabilité maximale des données s'obtient donc par ciel clair.

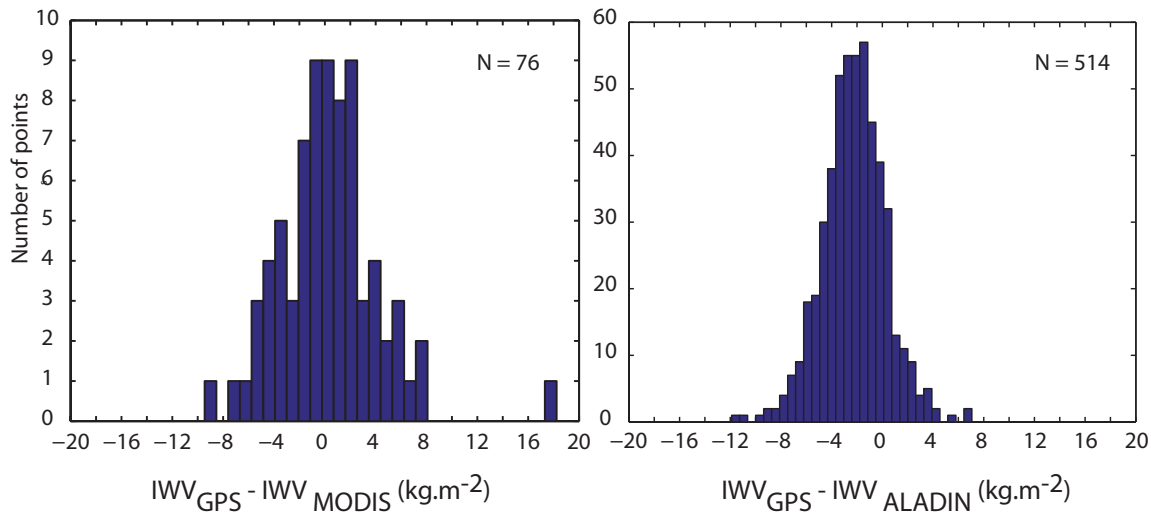


FIG. 5.22 – Histogramme de la répartition des écarts  $IWV_{GPS} - IWV_{MODIS}$  (à gauche) et  $IWV_{GPS} - IWV_{ALADIN}$  (à droite) pour les valeurs disponibles MODIS et ALADIN sur la totalité de la campagne VAPIMED.

En conclusion, on peut dire que la vapeur d'eau quantifiée par GPS permet d'apporter une information plus fiable dans la majorité des cas de celle produite par le capteur MODIS et les estimations modèle.

## 5.7 Synthèse sur les résultats des comparaisons

L'expérience VAPIMED a permis en premier lieu d'obtenir une estimation des ZTD en mer sur la totalité de la période. Grâce au traitement RTNet et au traitement PPP de l'IGN, l'équivalent ZTD calculé de façon systématique sur la totalité de la campagne démontre un biais moyen de 3 mm sur le ZTD entre les deux traitements. D'autre part, les GPS sol utilisés conjointement avec les séries VAPI au port ont permis de confirmer la fiabilité du traitement avec des différences de l'ordre de 5 mm sur les ZTD. Ce qui est équivalent à une précision de  $1\text{kg.m}^{-2}$  sur l'estimation du contenu intégré en vapeur d'eau pour des mesures effectuées sur continent.

On a d'autre part montré que la quantification de la vapeur d'eau par GPS pouvait être significativement différente des analyses AROME ou prévisions ALADIN avec des excursions allant jusqu'à 60 mm sur le ZWD. Ces différences apparaissent sous certaines conditions météorologiques bien particulières. Ce constat met en lumière l'intérêt du GPS pour apprécier la variabilité de la vapeur d'eau à fine échelle spatiale et temporelle. Le GPS apparaît comme un outil précis pour quantifier l'IWV en

domaine marin d'où l'intérêt de son utilisation en assimilation de données.

## 5.8 Discussion et perspectives

L'estimation du ZTD par GPS sur bateau peut atteindre une précision de l'ordre de 2 – 3 mm en terme de RMS. Cette grande précision est primordiale pour la recherche météorologique sur les processus notamment de méso-échelle en mer mais aussi pour la calibration de capteurs satellitaires délivrant une mesure de vapeur d'eau. D'autre part, l'utilisation d'un GPS sur bouée testé dans le cadre d'un système d'alerte Tsunami a montré que le traitement PPP en temps quasi-réel était plus stable que des solutions PPP issues d'un post-traitement. Ceci est d'autant plus prononcé sur le positionnement vertical (Rocken *et al.* (2008)). Cependant l'installation de GPS sur bouées s'accompagne de plusieurs inconvénients comme la faible autonomie d'un tel système et une certaine complexité d'utilisation et de déploiement. Les installations sur bateau sont plus adéquates et plus simple à mettre en oeuvre pour suivre les déplacements de vapeur d'eau. On peut notamment imaginer le déploiement de plusieurs GPS à bord de ferries lors d'une IOP (Intensive Observation Period) associés à des radiomètres pendant HyMex. Il faudrait conjointement utiliser un traitement en temps quasi-réel pour tester l'impact des observables GPS en mer sur les prévisions des champs de vapeur d'eau en mer. Il a été montré (Poli *et al.* (2007)) que l'assimilation de données GPS en temps quasi-réel sur un jeu de 5 cas d'études (à différentes périodes de l'année) avait un impact positif sur les prévisions à courte échéance des cumuls de pluies. L'assimilation a été réalisée en développant un opérateur d'observateur susceptible de fonctionner dans le système d'assimilation 4D-Var ARPEGE et permet ainsi l'assimilation des délais en temps quasi réel.

Jusqu'à présent, les observables GPS ont fait l'objet de retraitement et ont été testées sur des cas d'études en assimilation de données à posteriori à l'aide d'AROME. Pour permettre une assimilation en temps quasi-réel des délais troposphériques, il faut que les traitements délivrent les délais entre 30 minutes et 2 heures sur le GTS (Global Telecommunication System) pour pouvoir être assimilés. Il faut également que le système d'assimilation fonctionne en temps réel. L'assimilation 4D-Var ALADIN/AROME est encore à l'étude actuellement. Cependant, ces premiers résultats sont très encourageants et font entrevoir des perspectives intéressantes quant à l'utilisation de GPS embarqués sur bateau pour des applications opérationnelles de prévision numérique du temps. Des questions restent posées toutefois : comment quantifier les erreurs à la fois sur le ZTD et le ZWD ? Quelle formulation doit être utilisée pour l'évaluation du délai hydrostatique ?

## Chapitre 6

# Conclusions et perspectives

Quantifier la vapeur d'eau avec précision apparaît comme essentiel à la fois pour l'amélioration des prévisions des phénomènes météorologiques et pour l'étude des changements climatiques. Nous avons vu que l'utilisation d'instruments conventionnels pour l'estimation de la vapeur d'eau (radiosondages, radiomètres pour les plus classiques) s'accompagne de contraintes d'utilisation (utilisation de jour, par ciel clair, coût de mise en oeuvre...). Le GPS utilisé depuis près de 20 ans en vue d'applications météorologiques suscite un intérêt grandissant pour plusieurs raisons. Un de ses atouts principaux réside en sa capacité à délivrer des mesures avec une résolution spatiale (utilisation d'un réseau dense) et temporelle unique (quelques secondes). De plus, sa facilité de mise en oeuvre sur tout type de terrain et plus récemment son utilisation en mer semble prometteuse. Le développement de la tomographie GPS associé au choix d'un réseau GPS approprié permet d'obtenir des profils verticaux d'humidité. L'utilisation d'observables GPS dans les modèles météorologiques a également permis d'étendre ses capacités de mesures en matière de prévision numérique du temps.

Cette étude dédiée à l'étude des événements cévenols par GPS fait suite aux travaux de Champollion (2005) et Brenot (2006) sur cette thématique. Elle a bénéficié d'un développement croissant en terme de traitements de données et de la densification d'un réseau GPS qui a été pérennisé depuis 2006 (réseau Geotrop-RENAG, résolution moyenne : 50 km). Cette recherche intervient également après plus de quatre années de données archivées à la suite des campagnes de mesures menées dans le cadre de l'OHMCV (Observatoire Hydrométéorologique Cévennes-Vivarais). Parallèlement, du côté des innovations réalisées en prévision numérique du temps, on a assisté à l'avènement du projet AROME avec la mise en place opérationnelle du modèle à haute résolution (2.5 km) fin 2008.

La quantification des erreurs sur les observations est primordiale notamment pour une utilisation en assimilation de données. La première étape du travail a donc consisté à évaluer la précision de la mesure GPS sur l'estimation des délais zénithaux en différents sites pour les données issues du traitement de données de l'automne 2006. Dans la littérature, de nombreuses validations réalisées à l'aide de radiosondages ou de sorties modèles existent. On a cherché ici à confirmer ces résultats pour quantifier la qualité des mesures GPS issues du réseau Géotrop.

Les comparaisons ont majoritairement été effectuées à la station GPS de NIME (Nîmes, Gard) où on dispose également de données de radiosondages opérationnels de Météo France. Des extractions de paramètres modèles sur un domaine limité dans le Sud de la France ont également permis de calculer les délais zénithaux par intégration. Ces comparaisons ont permis de pointer un obstacle à la déduction précise de la composante humide à partir du ZTD GPS. En effet, plusieurs formulations du délai hydrostatique (ZHD) existent et influent par conséquent sur l'estimation du ZWD ( $ZTD = ZHD + ZWD$ ) et du contenu intégré en vapeur d'eau : variable à laquelle on souhaite se ramener.

Afin de ne pas introduire de biais liés à l'estimation du délai hydrostatique sur les comparaisons on a utilisé le délai hydrostatique calculé par intégration avec les paramètres du modèle plutôt qu'avec l'approximation de Saastamoinen. Les résultats des comparaisons effectuées pour l'estimation du ZTD montrent un RMSE de près de 20 mm pour le ZTD fourni par GPS et celui calculé par les radiosondages et un biais de -3.9 mm (GPS-RS). Les comparaisons réalisées avec les prévisions 6h et 12h du modèle ALADIN affichent un RMSE autour de 17 mm et un biais de 3 à 7 mm (prévision 6h et 12h respectivement).

D'après ces résultats on peut dire que l'erreur associée au ZTD est de l'ordre de 20 mm. Les facteurs principaux qui affectent l'estimation du ZTD sont semblables à ceux affectant la précision du positionnement vertical (précision des orbites, des erreurs d'horloge et du centre de phase de l'antenne). L'obtention du délai zénithal humide est ensuite conditionnée par la précision de l'estimation du délai hydrostatique. Ainsi les écarts existants entre l'approximation de Saastamoinen et la formulation intégrée du délai hydrostatique montre des écarts de l'ordre de 12 mm sur la composante hydrostatique. Cette différence se répercute sur le ZWD. Finalement un écart de 12 mm sur le ZWD a pour conséquence une différence de près de 2 mm sur l'eau précipitable.

On a également cherché à voir si une corrélation existait entre l'état de saturation et le déclenchement des précipitations en un lieu donné. Les résultats montrent une corrélation directe lorsque le rapport du délai humide normalisé par le délai humide saturé ( $ZWD/ZWD_{MAX}$ ) atteint des valeurs supérieures à 85%. Les valeurs de  $ZWD/ZWD_{MAX}$  sont maximales quelques heures avant le déclenchement des précipitations.

Après avoir vérifié la robustesse du traitement GPS pour l'estimation des délais troposphériques, j'ai analysé les délais zénithaux de l'ensemble des campagnes OHMCV qui ont été effectuées entre 2003 et 2006 sur le Sud de la France (Hérault, Gard, Aude, région Cévennes en particulier). J'ai utilisé conjointement une classification d'événements précipitants qui présentent des cumuls quotidiens supérieurs à 150 mm. J'ai recherché si une classification d'événements pouvait être effectuée à l'aide de l'information délivrée par les stations GPS. L'analyse de près de quarante événements montre clairement qu'il n'existe pas de lien systématique entre les anomalies de ZTD calculées par rapport à la moyenne saisonnière d'une station GPS et la distribution des précipitations alentour. Cependant, on note d'un point de vue statistique que selon le type d'événements et les conditions synoptiques existantes, il est possible d'anticiper la zone de localisation des précipitations à partir des anomalies de

ZTD et des informations de vents de surface. Ainsi, les événements précipitants qui ont lieu à proximité des Pyrénées et jusque dans la plaine de l'Aude (Pyrénées-Montagne-Noire) et les événements localisés dans la plaine du Languedoc et dans les Cévennes peuvent être facilement détectés à l'aide du GPS si un système de méso-échelle convectif stationnaire est également associé. Pour les autres cas de la classe d'événements Pyrénées-Montagne-Noire : ils sont en général associés à des systèmes frontaux où le relief joue un rôle moins important. Pour les cas Languedoc-Cévennes les zones de précipitations peuvent être en bordure littorale soit sur les contreforts des Cévennes. Il n'existe apparemment pas de signal GPS caractéristique visible sur les séries de ZTD pour distinguer ces deux types d'événements.

L'objectif principal du chapitre 3 consistait à analyser l'apport des données GPS issues d'un réseau dense (50 km) sur le cycle de prévisions du cumul de pluies du système d'assimilation du modèle à haute résolution AROME. L'étude est réalisée sur deux cas d'études fortement précipitants qui ont lieu dans le Sud de la France. La méthodologie s'appuie dans un premier temps sur la sélection des données GPS en tenant compte des erreurs d'observations associées. Le débiaisage des données en fonction de l'estimation de ZTD issue du modèle est nécessaire pour que les données puissent être assimilées dans le cycle d'assimilation variationnel (3D-VAR AROME). La période de sélection des observations est de 15 jours. On réalise deux types d'expériences afin de tester l'apport de la donnée GPS sur la prévision : une expérience de référence (expérience CTRL) avec assimilation de données conventionnelles (données satellites, radiosondages..) et une expérience incluant les mêmes données additionnées des données GPS (expérience GPS).

L'expérience GPS permet une amélioration nettement visible du contenu intégré en eau lors de l'analyse. L'impact sur la prévision des cumuls de précipitations issue de l'expérience GPS est neutre à légèrement positif. Ainsi le premier cas d'étude (29-30 Septembre 2007) montre un impact positif sur les faibles précipitations, en revanche on note une sous estimation importante du cumul de pluie maximal (plus de 40 mm sur le cumul journalier). Le deuxième cas d'étude (18-22 Novembre 2007) quant à lui correspond à une situation où l'analyse produite par l'expérience de CTRL (sans GPS) est très bonne. L'assimilation des données GPS permet donc d'apporter une nouvelle information sur l'analyse et rappelle que les données ne viennent en aucun cas perturber l'analyse. En revanche, on n'observe pas d'améliorations sur les prévisions de cumuls (QPF) pour ces cas d'études.

Les résultats mitigés de l'étude d'assimilation peuvent en partie provenir de l'absence d'information sur l'humidité du Golfe du Lion avec des données GPS. D'autres expériences ont par exemple montré que lorsque le flux d'humidité amont était documenté à l'aide de données GPS l'impact sur le cumul des précipitations était positif (cas d'études COPS, Yan *et al.* (2009)). Plus généralement, l'estimation de l'humidité troposphérique en domaine marin est un enjeu important pour la prévision météorologique. Nous avons donc entrepris une campagne de mesures en mer en installant un GPS à bord d'un navire commercial reliant Marseille à Ajaccio au cours de l'automne 2008. La quantification de vapeur d'eau en mer (collaboration GPS-Solutions) a permis de confirmer les précédentes

validations qui avaient été réalisées à l'aide de radiosondages et de radiomètres dans la littérature. Les comparaisons ont ici été effectuées à l'aide de modèles météorologiques et de données MODIS. Les résultats sont encourageants et montrent des différences significatives sur l'estimation du ZTD (de l'ordre de 20 mm) pour la majorité des cas à très significatives (jusqu'à 60 mm) sur quelques cas météorologiques bien particuliers (cas de mistral et événement Cévenol). La documentation de la vapeur d'eau par GPS pourra donc être analysée de façon plus systématique lors de l'expérience HYMEX<sup>1</sup>.

Ces résultats soulèvent différentes questions et ouvrent des perspectives de recherche. On peut distinguer les aspects observation, assimilation et prévision, et les stratégies opérationnelles.

#### – Les observations

Une densité importante de stations GPS (50 km) peut conduire à une amélioration des prévisions de cumuls pluviométriques. C'est ce qu'ont montré les expériences d'assimilation réalisées par Yan *et al.* (2009) dans le modèle à haute résolution (2.5 km) AROME pour quelques cas d'étude effectuées sur les données de la campagne COPS. Cette étude utilise une densité encore plus importante de stations GPS et montre que les prévisions ne sont pas davantage améliorées. Ces résultats sont issus de cas d'études et ne peuvent donc être généralisés. On a également vu qu'en situation d'événements Cévenols c'est l'information sur le flux d'humidité amont qui apparaît la plus nécessaire. A l'heure actuelle, le dimensionnement du réseau Géotrop semble adéquat pour étudier ce type d'événements. Il serait utile d'imager par GPS le déclenchement de la convection qui se situe à plus petite échelle (quelques kilomètres).

La formulation précise de la composante hydrostatique doit également être améliorée pour se ramener à une humidité intégrée. Les systèmes d'assimilation actuels de Météo France utilisent directement les ZTD pour limiter les erreurs liées aux conversions entre délai troposphérique et quantité de vapeur d'eau intégrée. De plus, l'utilisation de valeurs modèles pour calculer le délai hydrostatique par intégration n'est pas optimale. Dans un premier temps, il faudrait donc mettre en place des capteurs PTU pour limiter les imprécisions dues à l'interpolation que l'on fait pour retrouver la pression équivalente à l'altitude des stations GPS. Il faudrait étudier plus précisément la sensibilité des formulations de délais hydrostatiques en fonction du contexte météorologique (situation de convection notamment) dans la continuité des travaux réalisés par (Brenot, 2006).

L'étude réalisée sur près de quarante événements dans le Sud de la France ainsi que les expériences d'assimilation ont rappelé qu'il est nécessaire d'avoir une connaissance du flux d'humidité situé en amont des zones de précipitations. Pour la majorité des événements Cévenols, l'humidité de basses couches provient de la mer. Il faut donc généraliser l'utilisation de données satellites combinées aux données GPS pour mieux caractériser ce type d'événement. Par ailleurs les observations GPS obtenues au cours de la campagne VAPIMED apportent une information nouvelle qui doit être plus amplement exploitée. L'information spatiale apportée par les ZTD a été mise en évidence à l'aide des campagnes OHMCV. En revanche, une limitation demeure sur la compréhension de l'information temporelle

---

<sup>1</sup>HYdrological cycle in the Mediterranean Experiment

apportée par les séries de ZTD. En effet, on ne parvient pas pour le moment à expliquer les brusques variations de ZTD qui sont parfois reliées au déclenchement et à l'intensité des précipitations mais non systématiques.

Un autre point capital qui relève de la compréhension et de la prévision des événements Cévenols repose sur l'évaluation de la stationnarité d'un événement et plus particulièrement du système convectif associé. On pourrait penser à mettre en évidence le caractère stationnaire d'un phénomène par l'utilisation d'un réseau très dense par exemple. Il faut alors réfléchir à une stratégie d'observation bien définie afin de déterminer quel est le moment et le lieu le plus adéquat pour développer un réseau très dense (10-20 km). Si un tel réseau permettait d'enregistrer l'information disponible au coeur de la zone du déclenchement de la convection et pour des cas stationnaires ceci apporterait quelques pistes de compréhension.

Les données de vents de surface ont également montré leur importance pour déterminer la dynamique des masses de vapeur d'eau en connaissance des anomalies de ZTD calculées par rapport à la moyenne saisonnière. Ainsi on peut imaginer utiliser des données satellites ou des profileurs de vent pour réaliser des prévisions immédiates pour des événements locaux.

Finalement, cette synergie d'observations doit également être adaptée afin de mieux distinguer les cas où l'advection est dominante par rapport au phénomène d'évaporation. En effet, dans l'étude réalisée sur les campagnes, la part relative des termes d'évaporation ou d'advection ne peut être évaluée. Il faudrait disposer de mesure de flux de surface et champs de vent à différents niveaux barométriques pour déterminer quelle situation est prédominante. L'interprétation des données GPS pourrait sans doute être alors plus profitable.

#### – Les aspects d'assimilation pour la prévision

Au cours du chapitre 1, on a vu que l'état de saturation visible par GPS et le déclenchement des précipitations étaient bien corrélés. On pourrait réaliser un modèle mathématique sur une zone d'étude locale qui permettrait de faire des simulations du déplacements des masses de vapeur d'eau à l'aide du rapport  $ZWD/ZWD_{MAX}$  et d'observations de vents. Ce modèle pourrait être validé sur l'ensemble des cas étudiés lors des campagnes OHMCV puisqu'on connaît également la distribution de la pluie. Il reste à connaître avec précision les champs de vents de surface en différents points. Le catalogue d'événements OHMCV analysés constitue un bon point de départ pour étudier différents scénarios météorologiques à l'origine des pluies cévenoles. Une fois que les relations entre le champs d'humidité saturé et le déplacement de celui-ci sont mieux connus, on pourrait envisager des applications de prévisions immédiate par exemple sur des zones vulnérables en situation d'alerte Météo France. Des études utilisant des images radar combinées à des observations de vent de surface et des cartes d'IWV générées en temps réel (de Haan, 2008; de Haan *et al.*, 2009) ont montré des résultats encourageants. La localisation du développement des orages est alors améliorée quelques heures avant l'initialisation de la convergence de l'air humide.

Le système d'assimilation 4D-VAR qui se développera dans les années à venir pourra être utilisé



avec le modèle AROME et permettra l'assimilation de données à haute résolution en temps réel. Il faudrait également que les observations parviennent à être mieux prises en compte en évitant l'étape « nécessaire » de débiaisage qui consiste à rejeter toutes données observées trop éloignées de l'ébauche du modèle. Ceci permettrait de conserver l'information apportée par le GPS dans l'analyse qui ne persiste pas totalement jusqu'au cycle de prévision.

– **Les aspects opérationnels**

Afin d'améliorer la prise en compte des données GPS dans les modèles météorologiques il faudrait également penser à une systématisation de la récupération des données en temps quasi-réel (environ toutes les 30 minutes) pour que les données puissent être assimilées avec une plus grande fréquence. A l'heure actuelle le système d'assimilation 3D-VAR du modèle AROME ne permet pas une telle utilisation. Les données GPS du réseau Geotrop pourraient dans un premier temps être assimilées par le système d'assimilation 4D-VAR ARPEGE de Météo France.

Dans un futur proche, l'expérience HYMEX dont la première phase de campagne est prévue pour 2010 permettra de réunir à la fois des mesures GPS sur continent et en mer associées à d'autres mesures comme les radiomètres et des lancers de radiosondages plus nombreux et plus fréquents. Ce projet donnera lieu à une mutualisation des efforts d'observations en mer avec la mise en place de radiomètres, de lancers de radiosondages et la présence d'anémomètres soniques sur plusieurs trajectoires réalisées par des navires au cours de phases intensives d'observation (IOP). Il faudrait établir plusieurs transects allant de Cagliari au Cap Creus ; d'Ajaccio à Marseille et Palma à Marseille par exemple.

Comme perspective plus globale l'exploitation des délais GPS peut être utile pour des applications autres que la prévision des précipitations. Par exemple, l'installation de réseaux GPS à proximité des aéroports pourrait permettre d'étudier le développement de brouillards. L'Ouest de la France est fréquemment soumis à de fortes tempêtes qui s'accompagnent de chutes de grêles importantes. Le GPS pourrait être utilisé pour documenter ces phénomènes hautement convectifs. Si l'on se tourne vers des horizons plus lointains, pourquoi ne pas étudier l'apport de la mesure GPS sur les aléas météorologiques comme les typhons ou les ouragans ? Après avoir étudié en détails les phénomènes à l'origine du déclenchement de la mousson au cours de l'expérience AMMA, cette expérience pourrait être transposée pour l'étude des cyclones. Cela pourrait permettre de localiser l'étendue de la trace du cyclone. Pour étudier sa trajectoire, il faut aussi renforcer les expériences d'assimilation de données de profils de radio-occultation GPS (Wee *et al.*, 2008).

## Bibliographie

- A. AGUSTI-PANAREDA, D. VASILJEVIC, A. BEJAARS, O. BOCK, F. GUICHARD, M. NURET, A. Garcia MENDEZ, E. ANDERSSON, P. BECHTOLD, A. FINK, H. HERSBACH, J.-P. LAFORE, J.-B. NGAMINI, Douglas J. PARKER, J.-L. REDELSPERGER et Adrian M. TOMPKINS : Radiosonde humidity bias correction over the West African region for the special AMMA reanalysis at ECMWF. *Quarterly Journal Of The Royal Meteorological Society*, 135(640, Part A):595–617, APR 2009.
- Z. ALTAMIMI, X. COLLILIEUX, J. LEGRAND, B. GARAYT et C. BOUCHER : ITRF2005 : A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and earth orientation parameters. *Journal Of Geophysical Research-Solid Earth*, 112(B9), SEP 7 2007.
- E ANDERSSON, M FISHER, R MUNRO et A MCNALLY : Diagnosis of background errors for radiances and other observable quantities in a variational data assimilation scheme, and the explanation of a case of poor convergence. *Quarterly Journal Of The Royal Meteorological Society*, 126 (565, Part B):1455–1472, APR 2000.
- J. ASGARI : *Etude de modèles prédictifs dans un réseau de stations GPS permanentes*. Thèse de doctorat, 2005.
- J. ASKNE et H. NORDIUS : Estimation Of Tropospheric Delay For Microwaves From Surface Weather Data. *Radio Science*, 22(3):379–386, MAY-JUN 1987.
- M. BEVIS, S. BUSINGER, S. CHISWELL, T. HERRING, R.A. ANTHES, C. ROCKEN et R.H. WARE : GPS Meteorology : Mapping Zenith Wet Delays onto Precipitable Water. *Journal of Applied Meteorology*, 33:379–386, 1994.
- M. BEVIS, S. BUSINGER, T.A. HERRING, Rocken C., R.A. ANTHES et R.H. WARE : GPS Meteorology : Remote Sensing of Atmospheric Water Vapor Using the Global Positioning System. *Journal of Geophysical Research*, 97(D14):15787–15801, 1992.
- O. BOCK, E. DOERFLINGER, F. MASSON, A. WALPERSDORF, J. VAN BAELEN, J TARNIEWICZ et M.N BOUIN : Travaux météorologiques sur la détermination de la vapeur d'eau troposphérique par GPS. *In AEI, Brest*, 2003.
- O. BOCK, C. KEIL, E. RICHARD, C. FLAMANT et MN. BOUIN : Validation of precipitable water from ECMWF model analyses with GPS and radiosonde data during the MAP SOP. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(612, Part B):3013–3036, OCT 2005.
- Y. BOCK, S.A. GOUREVITCH, C.C. COUNSELMAN, R.W. KING et R.I. ABBOT : Interferometric analysis of GPS phases observation. *Manuscripta Geodaetica*, 11:282–288, 1986.

- J. BOEHM, A. NIELL, P. TREGONING et H. SCHUH : Global Mapping Function (GMF) : A new empirical mapping function based on numerical weather model data. *Geophys. Res. Lett.*, 33(7), 2006a.
- J. BOEHM, A.E. NIELL, V. SCHUH, V. TESMER et P. TREGONING : Mapping functions for atmospheric delay modelling in GNSS analysis. *In IGS AW 2006 Darmstadt*, 2006b. URL [ftp://igs.cb.jpl.nasa.gov/pub/ressource/pubs/06\\_darmstadt/IGSPresentationsPDF/11\\_8\\_Boehm.pdf](ftp://igs.cb.jpl.nasa.gov/pub/ressource/pubs/06_darmstadt/IGSPresentationsPDF/11_8_Boehm.pdf).
- J BOEHM et H SCHUH : Vienna mapping functions in VLBI analyses. *Geophysical Research Letters*, 31(1), JAN 2 2004.
- K. BONIFACE, V. DUCROCQ, G. JAUBERT, X. YAN, P. BROUSSEAU, F. MASSON, C. CHAMPOLLION, J. CHÉRY et E. DOERFLINGER : Impact of high-resolution data assimilation of GPS zenith delay on Mediterranean heavy rainfall forecasting. *Annales Geophysicae*, 27(7):2739–2753, 2009. ISSN 0992-7689. URL <http://www.ann-geophys.net/27/2739/2009/>.
- P. BOSSER : *Développement et validation d'une méthode de calcul GPS intégrant des mesures de profils de vapeur d'eau en visée multi-angulaire pour l'altimétrie de haute-précision*. Thèse de doctorat, 2008.
- S. BOTTON, F. DUQUENNE, Y. EGELS, M. EVEN et P. WILLIS : *GPS localisation et navigation*. HERMES, 1997.
- B. BODEVILLAIN, S. ARGENCE, C. CLAUD, V. DUCROCQ, B. JOLY, D. LAMBERT, O. NUISSIER, M. PLU, D. RICARD, P. ARBOGAST, A. BERNE, J.P. CHABOUREAU, B. CHAPON, G. CRÉPIN, F. Delrieu, E. DOERFLINGER, B. FUNATSU, P.E. KIRSTETTER, F. MASSON, K. MAYNARD, E. RICHARD, E. SANCHEZ, L. TERRAY et A. WALPERSDORF : Cyclogénèses et précipitations intenses en région méditerranéenne : origines et caractéristiques. *La Météorologie*, 2009.
- Rémy BOUILLAGUET : *Mesure de la surface de la mer par GPS cinématique : méthodologie et précision / exactitude*. Mémoire de D.E.A., Institut National des Sciences Appliquées de Strasbourg, Strasbourg, France, 2006.
- F. BOUTTIER et P. COURTIER : *Data assimilation, concepts and methods*. Reading, UK, 53, 1997, 2002. Training course notes of ECMWF, European Centre for Medium-range Weather Forecasts.
- H. BRENOT : *Potentiel de la mesure GPS sol pour l'étude des pluies intenses méditerranéennes*. Thèse de doctorat, 2006.
- H. BRENOT, V. DUCROCQ, A. WALPERSDORF, C. CHAMPOLLION et 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.*, 111:D15105, 2006.

- D BRUNEAU, P QUAGLIA, C FLAMANT, M MEISSONNIER et J PELON : Airborne lidar LEANDRE II for water-vapor profiling in the troposphere. I. System description. *Applied Optics*, 40(21):3450–3461, JUL 20 2001.
- M. BUEHNER : Ensemble-derived stationary and flow-dependent background-error covariances : Evaluation in a quasi-operational NWP setting. *Quarterly Journal Of The Royal Meteorological Society*, 131(607, Part A):1013–1043, APR 2005.
- S. BUSINGER, S. CHISWELL, M. BEVIS, J. DUAN, R. ANTHES, C. ROCKEN, R. WARE, T. VAN HOVE et F. SOLHEIM : The promise of gps in atmospheric monitoring. *Bulletin Of American Meteorological Society*, 77:379–386, 1996.
- C CAHEN, G MEGIE et P FLAMANT : Lidar Monitoring of the Water-Vapor Cycle in the Troposphere. *Journal of Applied Meteorology*, 21(10):1506–1515, 1982.
- CD. CHADWELL et Y. BOCK : Direct estimation of absolute precipitable water in oceanic regions by GPS tracking of a coastal buoy. *Geophysical Research Letters*, 28(19):3701–3704, OCT 1 2001.
- C. CHAMPOLLION : *Quantification de la vapeur d'eau troposphérique par GPS (modèles 2D et tomographies 3D) - Application aux précipitations intenses*. Thèse de doctorat, 2005.
- C. CHAMPOLLION, F. MASSON, M.-N. BOUIN, A. WALPERSDORF, E. DOERFLINGER, O. BOCK et J. VAN BAELEN : Gps water vapour tomography : First results from the escompte field experiment. *Atmospheric Research*, 2005.
- C. CHAMPOLLION, F. MASSON, J. VAN BAELEN, A. WALPERSDORF, J. CHERY et E. DOERFLINGER : GPS monitoring of the tropospheric water vapor distribution and variation during the 9 September 2002 torrential precipitation episode in the Cevennes (Southern France). *Journal of Geophysical Research*, 109(D24), DEC 17 2004.
- G. CHEN et TA. HERRING : Effects of atmospheric azimuthal asymmetry on the analysis of space geodetic data. *Journal Of Geophysical Research-Solid Earth*, 102(B9):20489–20502, SEP 10 1997.
- L. CUCURULL, B. NAVASCUES, G. RUFFINI, P. ELOSEGUI, A. RIUS et J. VILA : The use of GPS to validate NWP systems : The HIRLAM model. *Journal Of Atmospheric And Oceanic Technology*, 17(6):773–787, JUN 2000.
- L. CUCURULL, F. VANDENBERGHE, D. BARKER, E. VILACLARA et A. RIUS : Three-dimensional variational data assimilation of ground-based GPS ZTD and meteorological observations during the 14 December 2001 storm event over the Western Mediterranean Sea. *Monthly Weather Review*, 132(3):749–763, MAR 2004.
- A. DABAS et C. FLAMANT : Les instruments de télédétection au sol. *Météorologie*, 39:19–88, 2002.

- N. DAGET : *Estimation d'ensemble des paramètres des covariances d'erreur d'ébauche dans un système d'assimilation variationnelle de données océaniques*. Thèse de doctorat, 2008.
- JL. DAVIS, G. ELGERED, AE. NIELL et CE. KUEHN : Ground-Based Measurement Of Gradients In The Wet Radio Refractivity Of Air. *Radio Science*, 28(6):1003–1018, NOV-DEC 1993.
- JL. DAVIS, TA. HERRING, II. SHAPIRO, AEE. ROGERS et G. ELGERED : Geodesy by Radio Interferometry - Effects Of Atmospheric Modeling Errors on Estimates of Baseline Length. *Radio Science*, 20(6):1593–1607, 1985.
- S. de HAAN : *Meteorological applications of a surface network of Global Positioning System receivers*. Thèse de doctorat, 2008.
- S. de HAAN, I. HOLLEMAN et A. A. M. HOLTSLAG : Real-Time Water Vapor Maps from a GPS Surface Network : Construction, Validation, and Applications. *Journal Of Applied Meteorology And Climatology*, 48(7):1302–1316, JUL 2009.
- A. DECKMYN et L. BERRE : A wavelet approach to representing background error covariances in a limited-area model. *Monthly Weather Review*, 133(5):1279–1294, MAY 2005.
- G. DELRIEU, V. DUCROCQ, E. GAUME, J. NICOL, O. PAYRASTRE, E. YATES, PE. KIRSTETTER, H. ANDRIEU, PA. AYRAL, C. BOUVIER, JD. CREUTIN, M. LIVET, S. ANQUETIN, M. LANG, L. NEPPEL, C. OBLED, J. Parent-du CHATELET, GM. SAULNIER, A. WALPERSDORF et W. WOBROCK : The catastrophic flash-flood event of 8-9 September 2002 in the Gard region, France : A first case study for the Cevennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory. *Journal of Hydrometeorology*, 6(1):34–52, FEB 2005.
- AH. DODSON, PJ. SHARDLOW, LCM. HUBBARD, G. ELGERED et POJ. JARLEMARK : Wet tropospheric effects on precise relative GPS height determination. *Journal Of Geodesy*, 70(4):188–202, JAN 1996.
- E. DOERFLINGER : *Utilisation de la méthode de positionnement satellitaire GPS et détermination précise des altitudes relatives et absolues*. Thèse de doctorat, Université Montpellier II, Montpellier, France, 1997.
- JP. DUAN, M. BEVIS, P. FANG, Y. BOCK, S. CHISWELL, S. BUSINGER, C. ROCKEN, F. SOLHEIM, T. VANHOVE, R. WARE, S. MCCLUSKY, TA. HERRING et RW. KING : GPS meteorology : Direct estimation of the absolute value of precipitable water. *Journal Of Applied Meteorology*, 35(6):830–838, JUN 1996.
- V. DUCROCQ, F. BOUTTIER, S. MALARDEL, T. MONTMERLE et Y. SEITY : The AROME project. *Houille Blanche-Revue Internationale de l'eau*, (2):39–43, 2005.

- V. DUCROCQ, C. LEBEAUPIN, T. THOUVENIN, H. GIORDANI, K. CHANCIBAULT, S. ANQUETIN et GM. SAULNIER : The 8-9 September 2002 extreme flash-flood : Meteorological description and mesoscale simulations. *Houille Blanche-Revue Internationale De L'eau*, (6):86–92, 2004.
- V. DUCROCQ, O. NUISSIER, D. RICARD, C. LEBEAUPIN et T. THOUVENIN : A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. II : Mesoscale triggering and stationarity factors. *Quarterly Journal Of The Royal Meteorological Society*, 134(630, Part A):131–145, JAN 2008. ISSN 0035-9009.
- Fanny DUFFOURG : Assimilation à méso-échelle de radiances satellitaires - optimisation de la densité spatiale des observations assimilées. Mémoire de D.E.A., Ecole Nationale de la Météorologie, Rapport de Fin d'études N°1059, Toulouse, France, Juin 2007.
- F. DUQUENNE et H. DUQUENNE : *Géodésie. Chapitre 6 - Techniques Spatiales de la Géodésie*, 2002.
- Mohamed-Ali EL-YAHMADI : Traitement et analyse des délais troposphériques issus d'un récepteur GPS bi-fréquence embarqué sur un bateau. Mémoire de D.E.A., Ecole Nationale des Sciences Géographiques (ENSG), Marne La Vallée, France, Septembre 2009.
- TR. EMARDSON et HJP. DERKS : On the relation between the wet delay and the integrated precipitable water vapour in the European atmosphere. *Meteorological Applications*, 7(1):61–68, MAR 2000.
- TR. EMARDSON, G. ELGERED et JM. JOHANSSON : Three months of continuous monitoring of atmospheric water vapor with a network of Global Positioning System receivers. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 103(D2):1807–1820, JAN 27 1998.
- R ERESMAA et H JARVINEN : An observation operator for ground-based GPS slant delays. *Tellus Series A-Dynamic Meteorology And Oceanography*, 58(1):131–140, JAN 2006.
- M. FALVEY et J. BEAVAN : The Impact of GPS Precipitable Water Assimilation on Mesoscale Model Retrievals of Orographic Rainfall during SALPEX'96. *Monthly Weather Review*, 130(12):2874–2888, May 2002.
- C. FISCHER et P. COURTIER : Estimating the covariance matrix of analysis and forecast error in variational data assimilation. Rapport technique 220, ECMWF Technical Memorandum, 1995.
- PJ. FLATAU, RL. WALKO et WR. COTTON : Polynomial Fits To Saturation Vapor-Pressure. *Journal Of Applied Meteorology*, 31(12):1507–1513, DEC 1992.
- A. FLORES, A. RIUS, JVG. de ARELLANO et A. ESCUDERO : Spatio-temporal tomography of the lower troposphere using GPS signals. *Physics And Chemistry Of The Earth Part A-Solid Earth And Geodesy*, 26(6-8):405–411, 2001.

- A. FLORES, G. RUFFINI et A. RIUS : 4D tropospheric tomography using GPS slant wet delays. *Annales Geophysicae-Atmospheres Hydrospheres And Space Sciences*, 18(2):223–234, FEB 2000.
- M. FUJITA, F. KIMURA, K. YONEYAMA et M. YOSHIKAWA : Verification of precipitable water vapor estimated from shipborne GPS measurements. *Geophysical Research Letters*, 35(13), JUL 3 2008.
- BC GAO et YJ KAUFMAN : Water vapor retrievals using moderate resolution Imaging spectroradiometer (MODIS) near-infrared channels. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 108(D13), JUL 10 2003.
- R GILL, K GELLER, J FARINA, J COONEY et A COHEN : Measurement of Atmospheric-Temperature Profiles Using Raman Lidar. *Journal of Applied Meteorology*, 18(2):225–227, 1979.
- J.H GLADSTONE et T.P DALE : Researches on the Refraction, Dispersion and Sensitiveness of Liquids. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 153:317–343, 1863.
- LP. GRADINARSKY, JM. JOHANSSON, HR. BOUMA, HG. SCHERNECK et G. ELGERED : Climate monitoring using GPS. *Physics and Chemistry of the Earth*, 27(4-5):335–340, 2002.
- TJ. GREENWALD, GL. STEPHENS, TH. VONDERHAAR et DL. JACKSON : A physical retrieval of cloud liquid water over the global oceans using Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) observations. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 98(D10):18471–18488, OCT 20 1993.
- G. GUEROVA, JM. BETTEMS, E. BROCKMANN et C. MATZLER : Assimilation of the GPS-derived integrated water vapour (IWV) in the MeteoSwiss numerical weather prediction model - a first experiment. *Physics and Chemistry of the Earth*, 29(2-3):177–186, 2004.
- G. GUEROVA, JM. BETTEMS, E. BROCKMANN et C. MATZLER : Assimilation of COST 716 Near-Real Time GPS data in the nonhydrostatic limited area model used at MeteoSwiss. *Meteorology And Atmospheric Physics*, 91(1-4):149–164, JAN 2006.
- G. GUEROVA, E. BROCKMANN, J. QUIBY, FS. CHUBIGER et C. MATZLER : Validation of NWP mesoscale models with Swiss GPS network AGNES. *Journal Of Applied Meteorology*, 42(1):141–150, JAN 2003.
- Delphine GUILLON : Développement d'une méthodologie de traitement GPS cinématique en mer pour les besoins de la géophysique. Mémoire de D.E.A., Institut National des Sciences Appliquées de Strasbourg, Strasbourg, France, Septembre 2007.
- SI. GUTMAN, SR. SAHM, SG. BENJAMIN, BE. SCHWARTZ, KL. HOLUB, JQ. STEWART et TL. SMITH : Rapid retrieval and assimilation of ground based GPS precipitable water observations at the NOAA forecast systems laboratory : Impact on weather forecasts. *Journal of the Meteorological society of Japan*, 82(1B):351–360, MAR 2004.

- J. HAASE, MR. GE, H. VEDEL et E. CALAIS : Accuracy and variability of GPS tropospheric delay measurements of water vapor in the western Mediterranean. *Journal Of Applied Meteorology*, 42 (11):1547–1568, NOV 2003.
- M. HAKAM : *Assimilation de données GPS-sol pour la prévision des pluies intenses en régions méditerranéennes*. Rapport de stage de fin d'études n°1028 édition, 2006.
- S. HASEGAWA et DP. STOKESBERRY : Automatic Digital Microwave Hygrometer. *Review Of Scientific Instruments*, 46(7):867–873, 1975.
- K. HIRAHARA : Local GPS tropospheric tomography. *Earth Planets And Space*, 52(11):935–939, 2000.
- DC. HOGG, FO. GUIRAUD et MT. DECKER : Measurement Of Excess Radio Transmission Length On Earth-Space Paths. *Astronomy And Astrophysics*, 95(2):304–307, 1981.
- A. HOLLINGSWORTH et P. LONNBERG : The Statistical Structure of Short-Range Forecast Errors as Determined From Radiosonde Data .1. The Wind-Field. *TELLUS Series A-Dynamic Meteorology And Oceanography*, 38(2):111–136, MAR 1986.
- James R. HOLTON : *An introduction to dynamic meteorology – 3rd Edition*. Academic Press, Inc., 1992.
- R.A. HOUZE : *Cloud Dynamics*. Academic Press, 1993.
- U. HUGENTOBLER, R. DACH et P. FRIDEZ : *Bernese GPS software 5.0.*, 2004.
- DL. JACKSON et GL. STEPHENS : A Study of SSM/I-Derived Columnar Water-Vapor Over The Global Oceans. *Journal of Climate*, 8(8):2025–2038, AUG 1995.
- H. JARVINEN, R. ERESMAA, H. VEDEL, K. SALONEN, S. NIEMELA et J. de VRIES : A variational data assimilation system for ground-based GPS slant delays. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133(625, Part B):969–980, APR 2007.
- KP JOHNSEN et B ROCKEL : Validation of the NWP model HRM with groundbased GPS data. *Physics And Chemistry Of The Earth Part A-Solid Earth And Geodesy*, 26(6-8):463–466, 2001.
- T. KATO, Y. TERADA, M. KINOSHITA, H. KAKIMOTO, H. ISSHIKI, M. MATSUISHI, A. YOKOYAMA et T. TANNO : Real-time observation of tsunami by RTK-GPS. *Earth Planets And Space*, 52 (10):841–845, 2000.
- YJ. KAUFMAN et BC. GAO : Remote-Sensing Of Water-Vapor In The Near IR From EOS/MODIS. *IEEE Transactions On Geoscience And Remote Sensing*, 30(5):871–884, SEP 1992.



- TM. KELECY, GH. BORN, ME. PARKE et C. ROCKEN : Precise Mean Sea-Level Measurements Using The Global Positioning System. *Journal Of Geophysical Research-Oceans*, 99(C4):7951–7959, APR 15 1994.
- R. KING et Y. BOCK : *Documentation for the GAMIT GPS analysis software, Release 10.32. Mass. Inst. of Technol., Cambridge.*, 2007.
- R. KING et Y. BOCK : *Documentation for the GAMIT GPS analysis software, Release 10.33. Mass. Inst. of Technol., Cambridge.*, 2008.
- SE. KOCH, A. AKSAKAL et JT. MCQUEEN : The influence of mesoscale humidity and evapotranspiration fields on a model forecast of a cold-frontal squall line. *Monthly Weather Review*, 125 (3):384–409, MAR 1997.
- C. KOPKEN : Validation of integrated water vapor from numerical models using ground-based GPS, SSM/I, and water vapor radiometer measurements. *Journal of Applied Meteorology*, 40(6):1105–1117, 2001.
- YH. KUO, X. ZOU et YR. GUO : Variational assimilation of precipitable water using a nonhydrostatic mesoscale adjoint model .1. Moisture retrieval and sensitivity experiments. *Monthly Weather Review*, 124(1):122–147, JAN 1996.
- JP. LAFORE, J. STEIN, N. ASENSIO, P. BOUGEAULT, V. DUCROCQ, J. DURON, C. FISCHER, P. HEIREIL, P. MASCART, V. MASSON, JP. PINTY, JL. REDELSPERGER, E. RICHARD et JVG. de ARELLANO : The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I : adiabatic formulation and control simulations. *Annales Geophysicae-Atmospheres Hydrospheres and Space Sciences*, 16(1):90–109, JAN 1998.
- Thomas LAUVAUX : Caractérisation de la vapeur d'eau intégrée par GPS associée aux événements de pluies intenses en Méditerranée. Mémoire de D.E.A., Université Paul Sabatier, Toulouse, France, 2005.
- C. LEBEAUPIN-BROSSIER : *Etude du couplage océan-atmosphère associé aux épisodes de pluie intense en région méditerranéenne*. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier / CNRM, Toulouse, France, 2007.
- M. LINDSKOG, K. SALONEN, H. JARVINEN et DB. MICHELSON : Doppler radar wind data assimilation with HIRLAM 3DVAR. *Monthly Weather Review*, 132(5):1081–1092, MAY 2004.
- AC. LORENC, D. BARKER, RS. BELL, B. MACPHERSON et AJ. MAYCOCK : On the use of radiosonde humidity observations in mid-latitude NWP. *Meteorology And Atmospheric Physics*, 60(1-3):3–17, 1996.

- AE. MACDONALD, YF. XIE et RH. WARE : Diagnosis of three-dimensional water vapor using a GPS network. *Monthly Weather Review*, 130(2):386–397, FEB 2002.
- S. R. MACPHERSON, G. DEBLONDE et J. M. APARICIO : Impact of NOAA ground-based GPS observations on the Canadian regional analysis and forecast system. *Monthly Weather Review*, 136(7):2727–2746, JUL 2008.
- S. MALARDEL : *Fondamentaux de météorologie à l'école du temps*. Cépaduès édition, 2005.
- L. MERVART, Z. LUKES, C. ROCKEN et T. IWABUCHI : Precise Point Positioning With Ambiguity Resolution in Real Time. Proceedings of the 18th Int. Tech. Meeting of the Satellite Division of the ION GNSS Institute of Navigation, ION GNSS 2008 meeting, 2008.
- H. NAKAMURA et K. KOIZUMI : Data assimilation of GPS precipitable water vapor into the JMA mesoscale numerical weather prediction model and its impact on rainfall forecasts. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 82(1B):441–452, MAR 2004. International Workshop on GPS Meteorology, Tsukuba, JAPAN, JAN 14-17, 2003.
- A.E NIELL : *GPS estimation simulation : ZWD error due to apriori ZHD error*, technical note édition, 2004.
- AE. NIELL, AJ. COSTER, FS. SOLHEIM, VB. MENDES, PC. TOOR, RB. LANGLEY et CA. UPHAM : Comparison of measurements of atmospheric wet delay by radiosonde, water vapor radiometer, GPS, and VLBI. *Journal Of Atmospheric And Oceanic Technology*, 18(6):830–850, 2001.
- W. NOGUCHI, T. YOSHIHARA, T. TSUDA et K. HIRAHARA : Time-height distribution of water vapor derived by moving cell tomography during Tsukuba GPS campaigns. *Journal Of The Meteorological Society Of Japan*, 82(1B):561–568, MAR 2004. International Workshop on GPS Meteorology, Tsukuba, JAPAN, JAN 14-17, 2003.
- O. NUISSIER, V. DUCROCQ, D. RICARD, C. LEBEAUPIN et S. ANQUETIN : A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. I : Numerical framework and synoptic ingredients. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134(630, Part A):111–130, JAN 2008.
- SQ. PENG et X. ZOU : Impact on short-range precipitation forecasts from assimilation of ground-based GPS zenith total delay and rain gauge precipitation observations. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 82(1B):491–506, MAR 2004. International Workshop on GPS Meteorology, Tsukuba, JAPAN, JAN 14-17, 2003.
- P. POLI, P. MOLL, F. RABIER, G. DESROZIERS, B. CHAPNIK, L. BERRE, S. B. HEALY, E. ANDERSON et F.-Z. EL GUELAI : Forecast impact studies of zenith total delay data from European near real-time GPS stations in Météo France 4DVAR. *J. Geophys. Res.*, 112:D06114, 2007.

- D. RENAUT et R. CAPITINI : Boundary-Layer Water Vapor Probing with a Solar-Blind Raman Lidar : Validations, Meteorological Observations and Prospects. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 5:585–601, 1988.
- G.M. RESCH : *Geodetic Refraction*. Springer-verlag édition, 1984.
- D. RICARD, V. DUCROCQ et L. AUGER : A 5-yr climatology of mesoscale environment associated with heavy precipitating events over Southern France. *In In Proceeding of the International Conference on Alpine Meteorology*, 2007.
- D. RICARD, V. DUCROCQ et L. AUGER : Composite analyses of the mesoscale environment associated with Mediterranean heavy precipitating events. *In 2nd Hymex Workshop*, 2008.
- C. ROCKEN, T. IWABUCHI, Z. LUKES, L. MERVART, M. FUJITA et M. KANZAKI : Precise Positioning of ships and buoys in the open ocean. Results from a 3-month Indian ocean cruise and a tsunami buoy off Japan's coast. ION GNSS 2008 meeting, 2008.
- C ROCKEN, J JOHNSON, T VAN HOVE et T IWABUCHI : Atmospheric water vapor and geoid measurements in the open ocean with GPS. *Geophysical Research Letters*, 32(12), JUN 24 2005.
- C. ROCKEN, T. VANHOVE, J. JOHNSON, F. SOLHEIM, R. WARE, M. BEVIS, S. CHISWELL et S. BUSINGER : GPS/STORM - GPS Sensing of Atmospheric Water-Vapor for Meteorology. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 12(3):468–478, JUN 1995.
- C ROCKEN, R WARE, T VANHOVE, F SOLHEIM, C ALBER et J JOHNSON : Sensing Atmospheric Water-Vapor With The Global Positioning System. *Geophysical Research Letters*, 20(23):2631–2634, DEC 14 1993.
- J. SAASTAMOINEN : Introduction to practical computation of astronomical refraction. *Bull. Geod.*, 106:389–397, 1972.
- J. SCHULZ, P. SCHLUESSEL et H. GRASSL : Water-Vapor In The Atmospheric Boundary-Layer Over Oceans From SSM/I Measurements. *International Journal Of Remote Sensing*, 14(15):2773–2789, OCT 1993.
- R. A. SCOFIELD : Satellite convective categories associated with heavy precipitation. page 42–51, 1985.
- H. SEKO, T. KAWABATA, T. TSUYUKI, H. NAKAMURA, K. KOIZUMI et T. IWABUCHI : Impacts of GPS-derived water vapor and radial wind measured by Doppler radar on numerical prediction of precipitation. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 82(1B):473–489, MAR 2004. International Workshop on GPS Meteorology, Tsukuba, JAPAN, JAN 14-17, 2003.

- E.K. SMITH et S. WEINTRAUB : The constants in the equation for atmospheric index at radio frequencies. *Proc. IRE*, 41:1035–1037, 1953.
- T.L. SMITH, S.G. BENJAMIN, S.I. GUTMAN et S. SAHM : Short-range forecast impact from assimilation of GPS-IPW observations into the Rapid Update Cycle. *Monthly Weather Review*, 135(8):2914–2930, AUG 2007.
- G.L. STEPHENS : On the relationship between water vapor over the oceans and sea surface temperatures. *Journal of Climate*, 3:634–645, 1990.
- JZ. SUN et NA. CROOK : Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint. Part II : Retrieval experiments of an observed Florida convective storm. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55(5):835–852, MAR 1 1998.
- W. SUPARTA, M.A.M. ALI, B. YATIM et G.J. FRASER : Analysis of GPS-sensed atmospheric water vapour variability and its response to the terrestrial winds over Antarctica. *Physics And Chemistry Of The Earth*, 34(1-2):72–87, 2009.
- O. TALAGRAND : Assimilation of observations, an introduction. *Journal of The Meteorological Society of Japan*, 75(1B):191–209, MAR 1997.
- GD. THAYER : Improved Equation For Radio Refractive-Index Of Air. *Radio Science*, 9(10):803–807, 1974.
- KJ. THOME, BM. HERMAN et JA. REAGAN : Determination Of Precipitable Water From Solar Transmission. *Journal Of Applied Meteorology*, 31(2):157–165, FEB 1992.
- P. TREGONING, R. BOERS, D. O'BRIEN et M. HENDY : Accuracy of absolute precipitable water vapor estimates from GPS observations. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 103(D22):28701–28710, NOV 27 1998.
- J.P. TRIPLET et G. ROCHE : *Météorologie générale*. Ecole nationale de la météorologie édition, 1986.
- M. TROLLER, B. BURKI, M. COCARD, A. GEIGER et HG. KAHLE : 3-D refractivity field from GPS double difference tomography. *Geophysical Research Letters*, 29(24), DEC 17 2002.
- M. TROLLER, A. GEIGER, E. BROCKMANN et H. G. KAHLE : Determination of the spatial and temporal variation of tropospheric water vapour using CGPS networks. *Geophysical Journal International*, 167(2):509–520, NOV 2006.
- DD TURNER, RA FERRARE, LAH BRASSEUR et WF FELTZ : Automated retrievals of water vapor and aerosol profiles from an operational Raman lidar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(1):37–50, 2002.

- P. UNDÉN, L. RONTU, H. JÄRVINEN, P. LYNCH, J. CALVO, G. CATS, J. CUHART et K. EEROLA : Hirlam-5 scientific documentation. technical report. Rapport technique, HIRLAM-project, Norrköpping, 2002. URL <http://hirlam.knmi.nl>.
- H. VEDEL et XY. HUANG : Impact of ground based GPS data on numerical weather prediction. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 82(1B):459–472, MAR 2004. International Workshop on GPS Meteorology, Tsukuba, JAPAN, JAN 14-17,2003.
- H. VEDEL, XY. HUANG, J. HAASE, M. GE et E. CALAIS : Impact of GPS Zenith Tropospheric Delay data on precipitation forecasts in Mediterranean France and Spain. *Geophysical Research Letters*, 31(2), JAN 17 2004.
- P. VERNANT : *Cinématique actuelle et dynamique de l'Iran : GPS et modélisation*. Thèse de doctorat, Université de Montpellier II, Montpellier, France, 2003.
- S. VEY, R. DIETRICH, M. FRITSCHÉ, A. RULKE, M. ROTHACHER et P. STEIGENBERGER : Influence of mapping function parameters on global GPS network analyses : Comparisons between NMF and IMF. *Geophysical Research Letters*, 33(1), JAN 11 2006.
- H. VÖMEL, H. SELKIRK, L. MILOSHEVICH, J. VALVERDE-CANOSSA, J. VALDES, E. KYROE, R. KIVI, W. STOLZ, G. PENG et J. A. DIAZ : Radiation dry bias of the vaisala RS92 humidity sensor. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24(6):953–963, JUN 2007. ISSN 0739-0572.
- J. WANG et L. ZHANG : Systematic errors in global radiosonde precipitable water data from comparisons with ground-based GPS measurements. *Journal of Climate*, 21(10):2218–2238, MAY 15 2008.
- F.H. WEBB et J.F. ZUMBERGE : An Introduction to GIPSY/OASIS-II. Rapport technique D-11088, Jet Propul. Lab., Pasadena, California, 1997.
- Tae-Kwon WEE, Ying-Hwa KUO, David H. BROMWICH et Andrew J. MONAGHAN : Assimilation of GPS radio occultation refractivity data from CHAMP and SAC-C missions over high southern latitudes with MM5 4DVAR. *Monthly Weather Review*, 136(8):2923–2944, AUG 2008.
- C WERNER et H HERRMANN : Lidar Measurements of the Vertical Absolute-Humidity Distribution in the Boundary-Layer. *Journal of Applied Meteorology*, 20(4):476–481, 1981.
- A. WEXLER : Vapor-Pressure Formulation For Water In Range 0 TO 100 Degrees C - Revision. *Journal Of Research Of The National Bureau Of Standards Section A-Physics And Chemistry*, 80 (5-6):775–785, 1976.

- X. WU, J.J BATES et S. J. S. KHALSA : A climatology of the water vapor band brightness temperatures from noaa operationnal satellites. *Journal of Climate*, 6:1282–1300, 1993.
- X YAN : *Assimilation de données GPS pour la prévision de la convection profonde*. Thèse de doctorat, 2009.
- X. YAN, V. DUCROCQ, G. JAUBERT, P. BROUSSEAU, P. POLI, C. CHAMPOLLION et K. BONIFACE : Benefit of GPS Zenith Delay Assimilation on high-resolution Quantitative Precipitation Forecast of the COPS cases IOP9. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 135:1788–1800, 2009.
- X. YAN, V. DUCROCQ, P. POLI, G. JAUBERT et A. WALPERSDORF : Mesoscale GPS Zenith Delay assimilation during a Mediterranean heavy precipitation event. *Advances in Geosciences*, 17:71–77, 2008. URL <http://www.adv-geosci.net/17/71/2008/>.
- K. YONEYAMA, Y. MASUMOTO, Y. KURODA, M. KATSUMATA, K. MIZUNO, Y.N. TAKAYABU, M. YOSHIZAKI, A. SHAREEF, Y. FUJIYOSHI, M.J. MCPHADEN, V. S. N. MURTY, R. SHIROOKA, K. YASUNAGA, H. YAMADA, N. SATO, T. USHIYAMA, Q. MOTEKI, A. SEIKI, M. FUJITA, K. ANDO, H. HASE, I. UEKI, T. HORII, C. YOKOYAMA et T. MIYAKAWA : MISMO Fied Experiment in the Equatorial Indian Ocean. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 89 (12):1889+, DEC 2008.
- LL. YUAN, RA. ANTHES, RH. WARE, C. ROCKEN, WD. BONNER, MG. BEVIS et S. BUSINGER : Sensing Climate-Change Using the Global Positioning System. *Journal of Geophysical Research*, 98(D8):14925–14937, AUG 20 1993.
- JF ZUMBERGE, MB HEFLIN, DC JEFFERSON, MM WATKINS et FH WEBB : Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 102(B3):5005–5017, MAR 10 1997.



## Annexe A

# Paramètres ALADIN sous forme de fichier GRIB

```
*****
*---- Description d'un fichier de modele ALADIN
*      type Modele_yyyymmddhh0000.txt
*****
```

Parametre	n°bloc GRIB	nbre niveaux	previ
temperatur	1	15	6h
	15		
temperatur	16	15	12h
	30		
Humidite specifique	31	15	6h
	45		
Humidite specifique	46	15	12h
	60		
Pression	61	1	6h
Pression	62	1	12h
Hauteur Geopot.	63	15	



*		77		6h
*				
*	Hauteur	78		
*	Geopot		15	12h
*		92		
*				
*	Relief			
*	Modele	93	1	
*				
*	Precip			
*	totale	94	1	6h
*				
*	Precip			
*	totale	95	1	12h
*				
*	Direction			
*	Vent	96	1	6h
*				
*	Direction			
*	vent	97	1	12h
*				
*	Intensite			
*	Vent	98	1	6h
*				
*	Intensite			
*	vent	99	1	12h
*				

# Annexe B

## Exemple de fichiers RS

### Données RS brutes

23-09- 6 23:17

```
*****  
*                                                                 *  
*                   COMPTE-RENDU AEROLOGIQUE                   *  
*                                                                 *  
*****
```

N du CRA : 0  
Station : NIMES-COURBESSAC Indicatif : 07645  
Date reseau : 24/ 9/ 6  
Heure reseau : 0  
Ecart horaire : 2  
Code vent : 2

#### 22 CARACTERISTIQUES PTU

Z	P	T	TD	U	
60	1004.5	19.2	17.7	91	T U
539	950.1	18.1	11.7	66	U
857	915.4	17.3	10.9	66	T
1547	843.6	11.0	5.1	67	T
1959	803.0	11.0	5.3	68	T
2338	767.2	8.6	3.0	68	U
3915	631.9	-1.4	-1.5	99	U
4446	591.0	-4.9	-7.8	80	U
5474	517.8	-11.7	-14.1	82	T
6998	423.1	-20.4	-22.2	85	T
7932	372.3	-27.4	-28.9	87	U
8945	322.6	-35.3	-40.4	59	T U
11150	232.1	-53.1			T
12644	183.4	-59.2			T TROPO
14204	143.0	-59.2			T

15205	121.6	-64.3	T	TROPO
16159	104.3	-57.0	T	
17325	86.6	-59.7	T	
17971	78.2	-55.1	T	
18594	70.9	-57.4	T	
24142	29.7	-54.4	T	
25024	25.9	-51.5	T U	

23-09- 6 23:17

```

*****
*
*           NIVEAUX STANDARDS
*
*
*****

```

Z	P	T	TD	U	DD	FF (metres)
60	1004.5	19.2	17.7	91	180	1
99	1000.0	19.1	17.2	89		
540	950.0	18.1	11.7	66		
768	925.0	17.5	11.1	66		
1002	900.0	16.0	9.7	66		
1484	850.0	11.6	5.7	67		
1990	800.0	10.8	5.1	68	180	18
2255	775.0	9.1	3.5	68	175	18
2526	750.0	7.4	2.7	72	180	16
3091	700.0	3.9	1.3	83	191	14
3690	650.0	0.1	-0.7	94	202	12
4326	600.0	-4.1	-6.4	84	209	14
5741	500.0	-13.2	-15.5	83	208	19
7411	400.0	-23.5	-25.2	86	193	21
9446	300.0	-39.2			202	22
10668	250.0	-49.1			208	26
12100	200.0	-57.0			210	34
13903	150.0	-59.2			200	21
15286	120.0	-63.7			204	17
16425	100.0	-57.6			207	4
17087	90.0	-59.1			204	7
17824	80.0	-56.1			191	7
18237	75.0	-56.1			169	2
18675	70.0	-57.4			187	3
19650	60.0	-56.8			227	3
20806	50.0	-56.2			276	4
22226	40.0	-55.4			20	6
24064	30.0	-54.4			133	5
12646	183.4	-59.2			207	30 tropopause
15207	121.6	-64.3			203	18 tropopause
1060	893.7	15.4	9.1	66		surface + 1000

## Données RS TEMP

07645 RS\_NIMES.txt

DATE : 24/09/2006 - HEURE : 23H00

NB NIVEAUX : 51

P	ALTITUDE	T	TD
1005	-9999.99	19.20	17.70
1000	97.89	19.00	17.10
950	-9999.99	18.00	12.00
925	767.85	17.40	11.40
915	-9999.99	17.20	11.20
850	1483.69	11.60	5.60
844	-9999.99	11.00	5.00
843	-9999.99	-9999.99	-9999.99
803	-9999.99	11.00	5.00
792	-9999.99	-9999.99	-9999.99
767	-9999.99	8.60	2.60
700	3089.74	3.80	1.20
646	-9999.99	-9999.99	-9999.99
632	-9999.99	-1.50	-1.60
591	-9999.99	-4.90	-7.80
530	-9999.99	-9999.99	-9999.99
518	-9999.99	-11.70	-14.10
500	5739.98	-13.30	-15.60
447	-9999.99	-9999.99	-9999.99
423	-9999.99	-20.50	-22.30
400	7410.28	-23.50	-25.20
372	-9999.99	-27.50	-29.00
323	-9999.99	-35.30	-40.30
300	9449.71	-39.30	-9999.99
269	-9999.99	-9999.99	-9999.99
250	10670.31	-49.10	-9999.99
232	-9999.99	-53.10	-9999.99
214	-9999.99	-9999.99	-9999.99
200	12099.95	-57.10	-9999.99
183	-9999.99	-59.30	-9999.99
150	13899.75	-59.30	-9999.99
143	-9999.99	-59.30	-9999.99
133	-9999.99	-9999.99	-9999.99
122	-9999.99	-64.30	-9999.99
120	-9999.99	-9999.99	-9999.99
104	-9999.99	-57.10	-9999.99
103	-9999.99	-9999.99	-9999.99
100	16420.49	-57.70	-9999.99
87	-9999.99	-59.70	-9999.99
83	-9999.99	-9999.99	-9999.99
78	-9999.99	-55.10	-9999.99

---

75	-9999.99	-9999.99	-9999.99
71	-9999.99	-57.50	-9999.99
70	18669.98	-57.50	-9999.99
50	-9999.99	-9999.99	-9999.99
50	20810.37	-56.30	-9999.99
38	-9999.99	-9999.99	-9999.99
30	24060.20	-54.50	-9999.99
30	-9999.99	-54.50	-9999.99
26	-9999.99	-9999.99	-9999.99
26	-9999.99	-51.50	-9999.99

## Annexe C

### Subroutine *Delay*

```
C*****
      subroutine DELAY (pa      ,al      ,te      ,pe      ,
      .                ztd      ,nsample,ztd_up   ,algps   ,
      .                zhd_int  ,zwd_int,psol_aladin,hsol_aladin,
      .                psol     ,ylat  ,zhd_saasta ,zwd_saasta ,
      .                ztd_saasta,itypg ,ityp_int  ,dzhd_midd ,
      .                dzwd_midd )
C
C---- calcul des delais associés à une colonne de nsample niveaux
C
      dimension pa(nsample), al(nsample),
      .          te(nsample), pe(nsample)
      parameter (ck1=77.6 ,ck2=70.4,ck3=3.739*10**5,Rd = 287.0586,
      .          pi=3.1416 )
C
      ztd = 0.0
      zwd_midd = 0.0
      zhd_midd = 0.0
      zhd_bot  = 0.0
      zwd_bot  = 0.0
      zhd      = 0.0
      dzhd     = 0.0
      dzwd     = 0.0
      dzwd1    = 0.0
      dzwd2    = 0.0
C
C      I/ calcul du ztd_up
C      ztd_up = 0.002277*pa(1)
C-----
C---- II/ CALCUL ZTD_middle intermediaire
C-----
      do i=1,nsample-1
```

```

c      write(*,*) 'nsample',nsample
c
c----- calcul des valeurs moyennes sur l'interval i
c      on calcule le ztd en utilisant Smith Weintraub (1973)
      omega = (algps-al(i+1))/(al(i) - al(i+1))

      pa1 = pa(i)
      te1 = te(i)
      pe1 = pe(i)

c
c----- calcul du omega
      if (omega .lt. 0.0) then
c      'gps en dessous niveau pressionMF',i,omega
          pa2 = pa(i+1)
          te2 = te(i+1)
          pe2 = pe(i+1)
          z1  = al(i)
          z2  = al(i+1)
      elseif (omega .gt. 1.0) then
c      'gps au dessus niveau pressionMF'
          z1  = al(i)
          z2  = z1
      else
c      '!!gps entre 2 niveaux', psol
          pa2 = (1.0-omega)*pa(i)+omega*pa(i+1)
          te2 = (1.0-omega)*te(i)+omega*te(i+1)
          pe2 = (1.0-omega)*pe(i)+omega*pe(i+1)
          z1  = al(i)
          z2  = algps
      endif

c
c----- integration de type p,t constants
c
      if (ityp_int .eq. 0) then
          dz = z1 - z2
          pam = 0.5 * (pa1+pa2)
          tem = 0.5 * (te1+te2)
          pem = 0.5 * (pe1+pe2)

c
          dzhd = 1.e-6*dz*(ck1*pam/tem)

          dzwd = 1.e-6*dz*((ck2*pem/tem)+(ck3*pem/(tem*tem)))
      else
          call dl_ztd (pa1 ,pa2 ,te1 ,te2 ,
.                   ,pe1 ,pe2 ,z1 ,z2 ,
.                   ,dzhd ,dzwd ,dzwd1,dzwd2)
c      Calcul du délai humide saturé

```

```

c
      dzhd = 1.e-6*ck1*dzhd
      dzwd = 1.e-6*((ck2*dzwd1) + (ck3*dzwd2))
c
      endif
      zhd_midd = zhd_midd + dzhd
      zwd_midd = zwd_midd + dzwd
c
      enddo
c
c-----
c      Calcul du ZTD ds le cas où GPS en dessous des niveaux
c      standards (ceci n'arrive pas pour les RS)
c      bot , pour contribution du bottom, de la base
c-----
      if ((pa(nsampl)) .le. (psol)) then
        pam = 0.5 * (pa(nsampl)+psol)
        tem = te(nsampl)
        pem = pe(nsampl)
        dz = al(nsampl) - algps
        zhd_bot = 1.e-6*dz*(ck1*pam/tem)
        zwd_bot = 1.e-6*dz*((ck2*pem/tem)+(ck3*pem/(tem*tem)))
      endif
c
c---- ajout de la partie sup de l'integrale dans le terme hydrostatique
c---- Calcul du ZTD_UP
c      Modele de Saastamoinen
c      ztd_up = 0.002277/cosz*(P+(1225/T+0.05)*Pe-tan²z)
c      zhd_int = zhd_midd + ztd_up + zhd_bot
c      zwd_int = zwd_midd + zwd_bot
c
c---- calcul du delai total
c
      ztd = zhd_int + zwd_int
c
      call saasta (ylat,algps,psol,zhd_saasta)
c      calcul ztd_saasta
c      ztd_saasta = 0.002277* (psol+(1225./te(nsampl)+0.05)*
c      .           pe(nsampl))
c      calcul delai humide saasta
c      zwd_saasta = ztd_saasta - zhd_saasta
c
      return
      end

```





---

**RESUME :** La vapeur d'eau varie largement dans l'atmosphère avec des concentrations allant de la saturation dans les tropiques à des zones presque sèches au-dessus des zones continentales élevées. Une bonne connaissance du contenu en vapeur d'eau dans l'air est nécessaire pour la prévision des changements de phases, notamment les précipitations. La mesure de la variabilité de la vapeur d'eau est une lacune des systèmes d'observation. Par ailleurs, il est apparu que le positionnement précis des antennes GPS était affecté par la variation de l'indice de réfraction dans la troposphère, ce qui rend particulièrement difficile l'estimation de la composante verticale. Cette variation est directement liée à la distribution des variables pression, température et humidité sur les trajets satellite-récepteur. On s'intéresse ici à l'étude des précipitations intenses et notamment aux épisodes Cévenols. Ce travail de thèse consiste à vérifier la validité de la mesure GPS pour la quantification de la vapeur d'eau en la comparant avec des mesures issues de radiosondage et des sorties de modèle météorologique. On cherche à analyser si la quantification de vapeur d'eau par GPS permet de caractériser les forts événements précipitants (cumuls supérieurs à 150 mm) à l'aide d'observations conjointes sur les flux de surface. On étudie ensuite l'impact de l'assimilation de données GPS issues d'un réseau GPS dense sur la prévision des cumuls de pluies dans le modèle à haute-résolution (2.5 km) AROME de Météo France. Finalement on évalue la qualité et l'apport de la mesure de vapeur d'eau par GPS en mer dans le cadre d'une campagne de mesure (VAPIMED).

---

**MOTS-CLES :** GPS, Vapeur d'eau, Précipitations intenses, Assimilation de données

---

**TITLE :** Water vapour quantification using GPS and contribution to the Cevenols events forecasts

---

**SUMMARY :** Water vapour is highly variable in the atmosphere with concentration reaching saturation in the tropics and with dry areas over elevated continental region. Good knowledge of the amount of integrated water vapour in the air is necessary to predict phase changes and in particular precipitation. Water vapour variability measurements are still insufficient with standard observing systems. Moreover accurate GPS antenna positioning is affected by the refractivity index variation in the troposphere. Consequently, vertical positioning component estimation is difficult. This variation is directly linked to distribution of variables such as pressure, temperature and humidity along the path between satellite and receiver. Here we study more specifically heavy rains et notably Cevenols events. This thesis work consists to check the GPS measurement validity to quantify water vapour in comparison with measurements from radiosoundings and meteorological model outputs. GPS observations and flux surface information have been analysed to see if water vapour quantification by GPS allowed characterising heavy rain events (cumulative rainfall amount greater than 150 mm). Then, we tested the GPS data assimilation impact on cumulative precipitation forecasts using the high resolution Meteo France AROME model (2.5 km). Finally the quality and the contribution of GPS measurement on sea is evaluated for water vapour measurement. This study has been realised in the framework of VAPIMED experiment.

---

**DISCIPLINE :** Sciences de la Terre : Géophysique

---

**KEYWORDS :** GPS, Water vapour, Heavy rain, Data assimilation

---

**LABORATOIRE :** Géosciences Montpellier / UMII, Pl. E. Bataillon, 34095 Montpellier. France