



HAL
open science

Interactions entre le champ de vapeur d'eau et les systèmes précipitants

Laurent Labbouz

► **To cite this version:**

Laurent Labbouz. Interactions entre le champ de vapeur d'eau et les systèmes précipitants. Sciences de la Terre. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2013. Français. NNT : 2013CLF22358 . tel-00869951

HAL Id: tel-00869951

<https://theses.hal.science/tel-00869951>

Submitted on 4 Oct 2013

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.

Numéro d'ordre : D.U. 2358

UNIVERSITE BLAISE PASCAL

U.F.R. Sciences et Technologies

ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES

N° 750

THÈSE

présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITE

Spécialité : Physique de l'Atmosphère

Par **LABBOUZ Laurent**

Diplômé du Master Recherche *Océan, Atmosphère, Climat et Télédétection* (UPMC)

Interactions entre le champ de vapeur d'eau et les systèmes précipitants

Soutenue publiquement le 14 Juin 2013, devant la commission d'examen :

Président

Wolfram WOBROCK LaMP, Clermont-Ferrand (Professeur UBP)

Rapporteurs

Guy DELRIEU LTHE, Grenoble (Directeur de recherche CNRS)

Dominique RUFFIEUX MétéoSuisse, Payerne (Responsable Données Atmosphériques)

Examineurs

Sylvain COQUILLAT LA, Toulouse (Professeur UPS)

Cyrille FLAMANT LATMOS, Paris (Directeur de recherche CNRS)

Directeur de thèse

Joël VAN BAELEN LaMP, Clermont-Ferrand (Directeur de recherche CNRS)

Laboratoire de Météorologie Physique
UMR6016 CNRS / Université Blaise Pascal
BP80026 - 24 avenue des Landais
63171 Aubière Cedex



Laboratoire de météorologie physique
LAMP

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier Wolfram Wobrock, directeur du LaMP, pour m'avoir accueilli dans son laboratoire et aussi pour les quelques discussions que nous avons pu avoir tout au long de ma thèse.

Mes remerciements vont ensuite à mon directeur de thèse Joël Van Baelen, qui m'a toujours fait confiance, m'a soutenu dans les moments clefs de cette thèse et m'a permis de m'initier à la réalisation d'une campagne de terrain GPS.

Je remercie également l'ensemble des membres de mon jury, pour avoir accepté de lire mon manuscrit ainsi que pour les questions qu'ils m'ont posées et les remarques enrichissantes

En plus de Joël, de nombreuses personnes m'ont aidé à préparer ma soutenance de thèse en écoutant mes répétitions et me donnant des conseils pour m'améliorer. J'aimerais pour cela remercier ici Christelle Barbet, Nadine Chaumerliac, Christophe Duroure, Laurent Deguillaume, Elise Drigeard, Maxime Hervo, Andrea Flossmann, Tim Garrett, Marie Monier et Yves Pointin.

Dans cette thèse je me suis basé pour beaucoup sur les données de la campagne COPS et à ce titre j'aimerais remercier l'ensemble des personnes ayant participé à la campagne et au traitement des données, et tout particulièrement Martin Hagen pour les données du radar POLDIRAD et ses conseils les concernant, Theresa Gorgas pour les analyses VERA qu'elle a réalisés et les explications qu'elle m'a fournies à leur sujet, Michael Bender et Galina Dick qui m'ont fournis les ZTD et STD GPS issus de leurs calculs, Frédéric Tridon pour le traitement des données du radar en bande X, Céline Planche pour les simulations qu'elle a effectuées et qui m'ont permis de compléter utilement mes analyses. Je remercie également Mathieu Reverdy, qui, au tout début de ma thèse, m'a présenté les grandes lignes de son logiciel de tomographie GPS, que j'ai pu ensuite utiliser et modifier. Merci à Cyrille Flamant, qui m'avait encadré lors de mon stage de Master et avec qui j'ai eu quelques discussions intéressantes notamment pendant ma première année de thèse. Merci également à Andreas Behrendt, Christoph Kiemle, Christophe Merlet, Evelyne Richard, Kersten Schmidt et Volker Wulfmeyer.

Au sein du laboratoire, j'ai particulièrement apprécié les échanges que j'ai eu avec Christophe Duroure, aussi bien sur le plan scientifique qu'épistémologique. Lors de ma campagne de mesure, sur le terrain j'ai pu bénéficier de l'aide de Laëticia Bouvier, Patrick Fréville, Jacques Fournet Fayard, Cécile Gaimoz, Claude Hervier, Maxime Hervo, Christian Raymond et Mickael Ribeiro. Je les remercie ici pour m'avoir aidé parfois dans des conditions difficiles (sous la pluie, sur des chemins boueux, sur la paille dans une grange, ...) à installer et transporter du matériel (dont des batteries, très lourdes pour certaines) et, bien sûr pour les bons moments passés ensemble (comme à la Taverne de l'Ours ...). Merci beaucoup aussi à Sandra Banson pour son aide pour trouver des sites pour mettre des GPS,

Remerciements

ainsi qu'à toutes les personnes qui, voyant arriver un inconnu à leur porte, ont accepté d'héberger pour le temps de la campagne un récepteur et une antenne GPS sur leur terrain ou sur leur toit. Leur accueil a toujours été excellent.

En fin de thèse, j'ai eu la chance d'aller travailler à Grenoble, à l'ISTerre, avec Andrea Walpersdorf et Domenico Sguerso. Cette collaboration à trois, ces quelques semaines pendant lesquelles nous avons travaillé quotidiennement en très étroite collaboration ont été stimulantes et extrêmement enrichissantes scientifiquement. Et au-delà du travail, j'ai énormément apprécié la compagnie de Domenico et Andrea et nous avons passé de très bons moments ensemble. Je les remercie donc tous les deux très chaleureusement.

Les discussions avec mes collègues de bureau et notamment celles en soirée avec Yoann Long et Christelle Barbet ont été souvent très enrichissantes, bien que travaillant sur des domaines différents. Merci d'avoir écouté mes interrogations et mes doutes et de m'avoir fait partager les vôtres.

Un grand merci également à Cécile Yvetot et Florence Holop pour les aspects administratifs. Merci également à l'équipe informatique : Sandra Banson, Philippe Cacault, Sandrine Rivet et Edouard Bray que nous avons eu le plaisir de voir arriver récemment au laboratoire.

Cette thèse a aussi été l'occasion d'avoir une expérience d'enseignement qui m'a tout particulièrement plu. Je tiens donc à remercier ceux qui ont aidé à son bon déroulement et qui m'ont donné des conseils et tout particulièrement : Géraldine Faure, Marie Monier, Martine Mihailovic, Xavier Lopez, Alfons Schwarzenbock et Eric Cogneras. Et, bien sur, merci aux étudiants.

Enfin merci à tout ceux, stagiaires, doctorants, permanents du labo ou pas, avec qui j'ai passé de bons moments, au LaMP ou ailleurs, dans le feu de l'action je vais peut être faire des oublis, pardonner moi : je vous remercie toutes et tous. Merci à Aurélie pour son incroyable bonne humeur communicative, à Olivier pour, entre autre, cette soirée jeu où j'ai essayé d'être "dur en affaires" et, bien sur, ai fini dernier, à Marie et Guillaume pour les discussions autour d'un café et pour la soirée de départ de Nick, à Nadège pour ses quelques discussions très tardives et de belles sorties à ski de fond, à Yahya : ça fait toujours plaisir d'échanger quelques mots ensemble, à Fred S. pour quelques bonnes soirées, à Laurent pour ... (bon, ok, je ne dis rien !), bref, pour tout, et surtout les discussions du soir et de bonnes rigolades, à Elise pour ce petit geste de rotation du poignet et le claquement qui suit (lorsque tout se passe bien), à Yoann pour les débuts difficiles (« ça fait le jeu de la droite » ... etc.) et surtout pour la suite de la TOZ avec quelques moments mémorables, sur la Crête de coq, mais aussi tout simplement le soir quand nous étions les deux derniers dans le labo et participions au changement climatique. Merci à Fred pour les post-it sous la souris, le sourire lorsqu'il prépare une blague ou une petite question et aussi pour avoir apprécié à leur juste valeur les talents d'acteur de mon père. Merci à Cécé pour son caractère et les petites phrases sympas qui fusent : ça fait plaisir de voir que tu n'as pas perdu la main en Angleterre ! Merci Bobo,

Remerciements

pour la banane, les bons moments et pour nous avoir fait mal aux fesses ... après une belle séance de squash ! Maxime, merci pour ces soirées fameuses et quelques randos non moins fameuses dans le Sancy. Merci aussi à Aura qui nous a fait découvrir la Palinka (!!). Carole, merci pour avoir partagé ces moments pas toujours faciles de la fin de thèse (on en est venu à bout !)... et aussi pour les petits mails "d'alerte". Merci Cricri pour ces quelques tours de campus « tranquilles », ces légumes que tu aimes tant mais que tu me laisse pourtant et pas mal de bons moments comme après cette "fameuse" soirée chez Nivesse ... Je n'oublie pas les jeunes, à commencer par Manu, et aussi Gwennolé (wesch wesch ! À quand les prochaines aventures en Kayak ?), Clémence qui m'a tiré d'un mauvais pas un certain matin, Jimmy, Alexandre, Thomas, Thibault et Aurélien (même si ça m'as donné un coup de vieux de te voir arriver en M2 alors que je t'avais eu en TD en L2 !). Je n'oublie pas non plus Guillaume et Tchetché. Et bien sur merci à Boogie pour ces petits bruits dans le couloir et pour être si expressive.

Un merci tout particulier au SUAPS et notamment à Alain Bertrand, Françoise Mege et François Parrot, qui m'ont fait découvrir la région à pieds, en raquettes, en kayak, à ski de fond, dans une atmosphère toujours agréable et conviviale. Enfin, bien sur, un immense merci à mes amis du suaps, de Master ou d'ailleurs. Les bons moments que nous avons passé ensemble et votre soutien ont été essentiels pour moi. Merci beaucoup donc à Thomas, Diana, Kika, Anthelme, Cyprien, Gheorghe, Gabriela, Nono, Suzanne, Caro, Floriane, Erol, Bérangère et bien sur aussi à Anastase, Christophe, Fotini, Lionel, Maité (bravo pour ta thèse tombée en même temps que la mienne !), Rodrigo, Thibaud, sans oublier Val et Isar... et tous les autres.

Enfin, merci à mes parents, mon frère et mes sœurs, pour toutes les années passés ensemble et pour votre soutien pendant ma thèse.

Table des matières

Table des abréviations et acronymes.....	10
Introduction générale.....	13
Chapitre 1 Vapeur d'eau et précipitations : mécanismes et principales techniques de mesure	17
1 La formation des précipitations	19
1.1 Stabilité de l'atmosphère et précipitations	19
1.2 Influence de l'orographie sur les précipitations	23
1.2.1 Nombre de Froude	24
1.2.2 Analyse des principaux cas de précipitations orographiques	26
2 La mesure des précipitations	28
2.1 In-situ	28
2.2 Radar	29
2.3 Autres techniques.....	32
3 La mesure de la vapeur d'eau	33
3.1 In-situ	33
3.2 Lidar.....	35
3.3 GPS	36
3.4 Autres techniques.....	38
4 Résumé et conclusion	40
Chapitre 2 Le système GPS : Du positionnement au contenu intégré en vapeur d'eau	41
1 Généralités	43
2 Positionnement	45
2.1 Pseudo-distances	45
2.2 Mesures de phase	46
3 Influence de l'atmosphère et mesure de la vapeur d'eau	47
3.1 Influence de l'atmosphère sur la phase.....	47
3.2 Du ZTD au contenu intégré en vapeur d'eau au zénith (IWV).....	48
3.3 Les délais et contenus en vapeur d'eau <i>obliques</i>	51
4 Résumé et panorama de l'utilisation du GPS en météorologie	55
Chapitre 3 Relation entre l'IWV et les précipitations : Analyse de cinq années de données à Clermont-Ferrand	57
1 Données	59
1.1 Contexte et localisation des instruments.....	59
1.2 Le GPS	60
1.3 Les pluviomètres	61
1.4 Les autres instruments.....	62
2 Traitement statistique des données	62
3 Résultats et discussions	64
3.1 Périodes sèches	64
3.2 Périodes de pluie	66
4 Conclusions et perspectives.....	72

Chapitre 4	Les données GPS de la campagne COPS.....	75
1	La campagne COPS.....	77
2	Les données GPS.....	79
2.1	Calcul des IWV à partir des ZWD.....	79
2.2	Comparaisons des données GPS entre elles et avec des radiosondages.....	80
2.3	Estimation des IWV.....	86
2.3.1	Analyse météorologiques au sol VERA.....	86
2.3.2	Des SIWV aux IWV.....	87
2.3.3	Carte d'IWV.....	89
3	Tomographie GPS.....	91
3.1	Principe et équations générales.....	91
3.2	Densité de vapeur d'eau a priori.....	93
3.3	Matrice G.....	94
3.4	Comparaison avec des radiosondages.....	95
4	Conclusion.....	97
Chapitre 5	Etude détaillée d'un cas de précipitations sous le vent des Vosges pendant COPS.....	101
1	Description du domaine COPS et des données utilisées.....	105
2	Le cas du 18 Juillet 2007 (POI 9a).....	107
2.1	Conditions synoptiques.....	107
2.2	Précipitations, vapeur d'eau et champ de vent.....	110
2.2.1	Observations des systèmes précipitants.....	110
2.2.2	Vent et dynamique de la vapeur d'eau.....	120
3	Résumé et conclusion.....	129
	Conclusion générale et perspectives.....	131
	Bibliographie.....	135
Annexe A	Eléments d'interpolation à deux dimensions.....	147
1	Pondération inverse à la distance.....	148
2	Interpolation de Voronoï.....	151
3	Conclusion.....	153
4	Références.....	153
Annexe B	Campagne GPS dans la Chaîne des Puys.....	155
1	Présentation de la campagne.....	156
2	Traitement des données.....	157
3	Calcul des IWV.....	160
4	Résultats préliminaires.....	164
4.1	Le 15 Août 2010.....	164
4.2	Le 23 Septembre 2010.....	167
5	Résumé et perspectives.....	171
6	Références.....	172
Annexe C	Présentation d'une base de données GPS pour la climatologie et la météorologie.....	175

Table des abréviations et acronymes

C/A	Coarse/Acquisition
CAPE	Convective Available Potential Energy
CHAMP	CHALLENGING Mini-satellite Payload for geophysical research and application
CICERO	Community Initiative for Continuous Earth Remote Observation
CIN	Convective INhibition
CNRM	Centre National de Recherche Météorologiques
COSMIC	Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere and Climate
COPS	Convective and Orographically-induced Precipitation Study
CPR	Cloud Profiling Radar
CSIP	Convective Storm Initiation Project
DC	Déclenchement de la Convection
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
DWD	Deutscher Wetterdienst
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecast
EGM	Earth Gravity Model
EOST	Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre
GAMIT	GPS Analysis at MIT
GFZ	GeoForschungZentrum
GNSS	Global Navigation Satellite System
GPS	Global Positioning System
GPT	Global Pressure and Temperature
GRACE	Gravity Recovery And Climate Experiment
HyMeX	Hydrological cycle in the Mediterranean eXperiment
IGN	Institut Géographique National
IGS	International GNSS Service
IHOP	International H ₂ O Project
INSU	Institut National des Sciences de l'Univers
ITRF	International Terrestrial Reference Frame
IWV	Integrated Water Vapour
LaMP	Laboratoire de Météorologie Physique
LC	Linear Combination
LCL	Lifting Condensation Level
LFC	Level of Free Convection
LIDAR	LIght Detection And Ranging
LINET	LIghtning detection NETwork
MADRAS	Microwave Analysis and Detection of Rain and Atmospheric Structures
MAP	Mesoscale Alpine Program

Table des abréviations et acronymes

MFC	Moisture Flux Convergence
MODIS	MODerate resolution Imaging Spectroradiometer
MSG	Meteosat Second Generation
NWP	Numerical Weather Prediction
OPGC	Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand
P	Precise (code GPS précis)
PARCIVEL	PARticule SIZE and VELOCITY
POI	Période d'Observation Intensive
POLDIRAD	POLarimetric DIversity doppler RADar
PPI	Plan Position Indicator
PRN	Pseudo-Random Noise
RA	Re-Analyses
RADAR	RADio Detection And Ranging
RENAG	REseau NATIONAL GPS permanent
RGP	Réseau GNSS Permanent
RHI	Range Height Indicator
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager
SHD	Slant Hydrostatic Delay
SIWV	Slant Integrated Water Vapour
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
STD	Slant Total Delay
SWD	Slant Wet Delay
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
UHF	Ultra High Frequency
UTC	Universal Time Coordinate
VERA	Vienna Enhanced Resolution Analysis
VHF	Very High Frequency
ZHD	Zenith Hydrostatic Delay
ZTD	Zenith Total Delay
ZWD	Zenith Wet Delay

Introduction générale

L'atmosphère terrestre est en grande majorité composée d'azote ($\approx 78\%$) et de dioxygène ($\approx 21\%$), mais contient également de nombreux autres gaz en faible quantité. Ces gaz ont néanmoins un impact très important sur le bilan radiatif terrestre et sur la chimie atmosphérique. La vapeur d'eau est le plus abondant de ces constituants minoritaires de l'atmosphère. A l'échelle globale, elle représente environ 0.33% de la masse de l'atmosphère (Delmas et al. 2005) avec, cependant, une très forte variabilité spatiale et temporelle. C'est aussi le principal gaz à effet de serre (Kiehl et Trenberth 1997, entre autres) et, si les rejets directs liés aux activités humaines sont très faibles, les transformations anthropiques de la végétation et des sols (agriculture et déforestation notamment) modifient les flux de vapeur d'eau entre la surface et l'atmosphère (Gordon et al. 2005; Sterling et al. 2012), et peuvent donc avoir un impact sur le cycle de l'eau et le climat. De plus, d'après les modèles de climat, la rétroaction positive de la vapeur d'eau sur le réchauffement climatique global est très marquée (Dessler et Sherwood 2009). La mesure de la vapeur d'eau, si possible sur de longues périodes de temps, est donc essentielle afin de pouvoir valider et, le cas échéant, améliorer les modèles de climat. Par ailleurs, la vapeur d'eau en se condensant produit de la chaleur, ce qui fait d'elle un moteur important pour les mouvements ascendants dans la troposphère et donc un paramètre essentiel pour la formation des systèmes convectifs. Ces derniers, notamment ceux qui se développent dans les régions tropicales, ont un impact significatif sur le climat global (cf. par exemple Moncrieff et al. 2012), et donc ici encore l'étude du rôle de la vapeur d'eau sur les systèmes convectifs est importante pour comprendre le changement climatique (Sherwood et al. 2010).

A des échelles de temps beaucoup plus courtes que celles du climat, c'est par la condensation de la vapeur d'eau que se forment les nuages qui peuvent ensuite générer des précipitations. Ces dernières sont essentielles pour la vie en général et en particulier pour l'agriculture. Par exemple, l'arrivée de la mousson dans les régions tropicales qui y sont soumises est très attendue, car un déficit de précipitation entraîne des pénuries de denrées alimentaires voire des famines. Sans avoir des conséquences aussi dramatiques, les sécheresses qui se produisent en Europe entraînent des diminutions de productivité agricole (Ciais et al. 2005), favorisent le développement des incendies, et nécessitent une régulation de l'utilisation des ressources en eau. A l'opposé, les précipitations très abondantes et les inondations qui se produisent chaque année dans diverses régions du monde peuvent causer des dégâts matériels considérables ainsi que des pertes de vies humaines, notamment dans les régions densément peuplées des pays émergents ou en voie de développement. Les inondations catastrophiques de l'été 2010 au Pakistan (Houze et al. 2011; Webster et al. 2011) ont ainsi touché 20 millions de personnes et entraîné le décès de 2000 d'entre elles. Ces inondations se produisent aussi à nos latitudes et, par exemple, dans le Sud de la France elles

entraînent en moyenne la mort de 10 personnes par an, avec cependant une variabilité interannuelle très forte et des dégâts matériels évalués à 150 millions d'euros par an (Vinet 2008).

L'amélioration des techniques d'observation de l'atmosphère et de la compréhension des processus clés pour la formation des précipitations est donc un enjeu sociétal majeur. En effet, mieux prévoir les précipitations permettrait de mieux anticiper les inondations et en conséquence de réduire les dégâts qui leur sont associés (Webster et al. 2011). Les prévisions météorologiques se sont sans cesse améliorées ces dernières années, notamment grâce au développement de modèles prenant en compte de plus en plus de paramètres et assimilant de nouvelles données, avec de plus des résolutions de plus en plus fines (Simmons et Hollingsworth 2002; Buizza 2010; Navascués et al. 2013). Cependant, dans les régions de montagne où le relief complexifie les phénomènes météorologiques (Smith 1979; Banta 1990), les modèles ont encore bien souvent des difficultés à effectuer des prévisions quantitatives précises des précipitations de nature convective en termes de localisation, d'intensité (taux de précipitation et cumul) ou encore d'heure de début des précipitations. De nombreuses campagnes de mesures ont permis des avancées significatives dans ce domaine depuis une vingtaine d'années. On peut citer notamment : MAP, *Mesoscale Alpine Program*, dans les Alpes à l'automne 1999 (Bougeault et al. 2001), IHOP, *International H₂O Project*, dans les grandes plaines des Etats Unis au printemps 2002 (Weckwerth et al. 2004) CSIP, *Convective Storm Initiation*, dans les collines du Sud de l'Angleterre pendant les étés 2004 et 2005 (Browning et al. 2007), et COPS, *Convective and Orographically-induced Precipitation Study*, dans la région à la frontière franco-allemande pendant l'été 2007 (Wulfmeyer et al. 2011). Des améliorations sont cependant encore nécessaires car les régions montagneuses sont particulièrement sensibles aux précipitations et nécessitent une prévision précise des taux et des cumuls de précipitations, mais aussi (notamment dans une perspective de prévision des crues) de leur localisation. D'autre part, des études ont montré que la qualité des prévisions météorologiques était directement liée à la qualité des mesures de vapeur d'eau disponibles (Crook 1996; Ducrocq et al. 2002).

La vapeur d'eau est donc un paramètre essentiel à plusieurs échelles spatiales et temporelles (du climat global à la météorologie locale) mais reste cependant encore bien souvent mesurée avec une précision insuffisante et/ou avec un nombre trop restreint de points de mesures. En effet, les radiosondages qui sont la principale source de mesure de profils de vapeur d'eau sont peu nombreux à la surface du globe, principalement à cause de leur coût élevé. De plus, bien qu'il s'agisse d'une mesure in-situ, la mesure de la vapeur d'eau par radiosondages n'est pas exempte de problèmes et, par exemple, de nombreuses sondes présentent des biais qui doivent être corrigés (Wang et al. 2002, 2013; Miloshevich et al. 2009). Depuis une vingtaine d'année, le système de positionnement global GPS (*Global Positioning System*) est utilisé pour mesurer le contenu intégré en vapeur d'eau de l'atmosphère (Bevis et al. 1992; Businger et al. 1996). Bien que très indirecte, cette technique

de mesure de la vapeur d'eau a de nombreux avantages, de par son coût très modéré et sa capacité à fournir des données de bonne qualité en continu, quelles que soient les conditions météorologiques et avec une bonne résolution temporelle (Solheim et al. 1999). En conséquence, l'utilisation du GPS en météorologie s'est rapidement développée et des modèles de prévision météorologique assimilent à présent des données GPS pour améliorer leurs prévisions (Bauer et al. 2011; Seity et al. 2011; Bennitt et Jupp 2012).

Dans ce contexte, cette thèse se focalise sur la mesure de la vapeur d'eau atmosphérique par GPS et l'apport de ces mesures pour l'étude des précipitations dans des régions de moyenne montagne (Vosges et Chaîne des Puys). L'objectif de ce travail est donc d'une part de **présenter les avancées réalisées dans le traitement et l'utilisation des données GPS** ainsi que leurs limites et, d'autre part, **d'utiliser ces données pour améliorer la compréhension des mécanismes clefs pour la formation des pluies** en se basant sur une étude statistique simple et sur une étude de cas détaillée.

Le premier chapitre présente des généralités sur les connaissances actuelles concernant les précipitations et leurs mécanismes de formation dans les régions de moyenne montagne, en soulignant l'importance de la vapeur d'eau. Les principales notions qui seront utilisées dans la suite du manuscrit y sont introduites. Ce chapitre offre également un panorama des techniques déjà existantes ou en développement pour la mesure des précipitations et de la vapeur d'eau atmosphérique, en mettant l'accent sur celles qui sont utilisées dans ce manuscrit.

Le deuxième chapitre offre une description, qui se veut synthétique, du système GPS et notamment de son utilisation en météorologie pour mesurer le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère. Le traitement relativement complexe des données pour obtenir une mesure de la vapeur d'eau à partir de la réception des signaux GPS y est présenté sans toutefois rentrer dans tous les détails techniques.

Le troisième chapitre expose les résultats issus d'un traitement statistique simple de cinq années de données de vapeur d'eau et de pluviométrie effectué à Clermont-Ferrand, sur le campus des Cézeaux. Il met ainsi en évidence les liens statistiques qui existent entre précipitations et contenus intégrés en vapeur d'eau et souligne l'apport du GPS pour l'étude des précipitations.

Le quatrième chapitre s'intéresse aux données GPS issues de la campagne *Convective and Orographically-induced Precipitation Study* (COPS). D'une part, il propose une inter-comparaison des données GPS entre elles et discute de l'importance de la technique utilisée pour le traitement des données et, d'autre part, il expose des améliorations qui ont été effectuées pour obtenir des données GPS exploitables pour une analyse météorologique : carte 2D de contenu intégré en vapeur d'eau et densité 3D de vapeur d'eau par tomographie.

Le cinquième et dernier chapitre se focalise sur l'étude détaillée d'une période d'observation intensive de la campagne COPS pendant laquelle de fortes précipitations convectives se sont produites localement sous le vent du relief. Cette étude est effectuée grâce à une utilisation synergique de différents instruments, de résultats issus d'analyses

météorologiques et d'un modèle numérique. L'analyse détaillée des différents jeux de données (précipitations, vapeur d'eau, mais aussi d'autres données météorologiques comme le vent et la pression) qui est présentée donne des éléments pour comprendre les origines du déclenchement et du développement de deux systèmes convectifs.

Pour finir, une conclusion et des perspectives sont proposées. Les annexes apportent des précisions (Annexe A) ou présentent d'autres travaux liés à cette thèse mais n'ayant pas leur place dans le corps du texte parce que moins aboutis ou quelque peu en marge du sujet (Annexe B et Annexe C).

Chapitre 1

Vapeur d'eau et précipitations : mécanismes et principales techniques de mesure

1	La formation des précipitations	19
1.1	Stabilité de l'atmosphère et précipitations	19
1.2	Influence de l'orographie sur les précipitations	23
1.2.1	Nombre de Froude	24
1.2.2	Analyse des principaux cas de précipitations orographiques	26
2	La mesure des précipitations	28
2.1	In-situ	28
2.2	Radar	29
2.3	Autres techniques	32
3	La mesure de la vapeur d'eau	33
3.1	In-situ	33
3.2	Lidar	35
3.3	GPS	36
3.4	Autres techniques	38
4	Résumé et conclusion.....	40

Introduction

Dans une première partie, ce chapitre introductif présente de façon synthétique les mécanismes généraux de formation des précipitations aux latitudes moyennes, d'un point de vue thermodynamique. Les aspects microphysiques, bien que particulièrement intéressants, ne seront pas abordés dans cette thèse. Un intérêt tout particulier est accordé aux précipitations convectives et à l'influence du relief sur la formation des pluies. En effet, ce dernier point est un domaine de recherche très actif car les enjeux sociaux-économiques sont particulièrement importants. Les modèles numériques de prévision du temps (*Numerical Weather Prediction models*) ont encore de nombreuses difficultés à prévoir la localisation précise des orages ainsi qu'à quantifier l'intensité des précipitations associées, notamment dans les régions montagneuses. Or, dans ces régions, des inondations peuvent se produire suite à un orage local intense si les précipitations sont localisées sur un bassin versant sensible, alors que les conséquences pourraient être nettement moindres avec une intensité plus faible et/ou une localisation différente.

Afin d'étudier les précipitations, il est indispensable, d'une part, de pouvoir les observer et, d'autre part, de pouvoir mesurer les grandeurs météorologiques pertinentes pour la prévision des pluies. C'est l'objet des deuxième et troisième parties de ce chapitre.

Dans la deuxième partie, nous passons en revue les principales techniques de mesure des précipitations utilisées actuellement que sont les radars et les pluviomètres. Nous mentionnons également l'existence d'autres techniques développées récemment, qui pourraient avoir un rôle croissant dans la mesure de la pluie dans les années à venir. La troisième et dernière partie se focalise sur la mesure de la vapeur d'eau atmosphérique qui est un paramètre central pour la prévision des pluies. En effet, le manque de données de bonne qualité et en quantité suffisante (résolution spatiale et temporelle) entraîne souvent d'importantes erreurs dans les prévisions des précipitation, notamment convectives (Ducrocq et al. 2002). Nous présentons donc un panorama des principales techniques existantes pour la mesure de la vapeur d'eau in-situ et par télédétection (lidar, radiomètres, GPS). L'utilisation du GPS pour la mesure de la vapeur d'eau étant un point central de cette thèse, il n'est mentionné que brièvement dans ce chapitre et sera traité plus en détails dans les chapitres suivants (Chapitre 2 pour les généralités et Chapitre 4 pour les développements spécifiques qui ont été effectués dans le cadre de cette thèse).

1 La formation des précipitations

1.1 Stabilité de l'atmosphère et précipitations

Les précipitations sont généralement séparées en deux catégories (Houze 1981) en fonction essentiellement de la stabilité de l'atmosphère. Ainsi, dans une atmosphère stable ou neutre, voire potentiellement instable s'il n'y a pas de forçages significatifs, les mouvements

verticaux sont limités et, si des précipitations se produisent, elles seront essentiellement de nature *stratiforme* (ainsi nommées car provenant de nuages généralement étendus horizontalement). Au contraire, dans une atmosphère instable des mouvements verticaux importants peuvent se produire, sous réserve d'une perturbation suffisante pour les déclencher. Les précipitations associées sont dites *convectives*. Aux moyennes latitudes les précipitations convectives sont essentiellement produites par des orages (orage isolé, ou système organisé : multi-cellules ou supercellule), et peuvent être imbriquées dans une zone plus large de précipitations stratiformes. Les perturbations baroclines et les systèmes frontaux associés sont aussi souvent responsables de précipitations de ce type (Holton 2004).

Afin de définir la stabilité de l'atmosphère, on considère une parcelle d'air à laquelle on fait subir un mouvement vertical. Si la parcelle soulevée continue à monter l'atmosphère est *localement* instable, tandis que si elle revient à sa position initiale l'atmosphère est *localement* stable. La différence entre les deux cas de figure dépend donc de la flottabilité B (de l'anglais *buoyancy*) de la parcelle, résultante des forces de pression par unité de masse :

$$B = g \left(\frac{\rho_{env} - \rho_p}{\rho_p} \right) \quad (\text{Eq. 1.1})$$

avec ρ_{env} la masse volumique de l'air environnant et ρ_p la masse volumique de la parcelle d'air. La masse volumique ρ est donnée par l'équation des gaz parfaits :

$$\rho = \frac{PM}{RT} \quad (\text{Eq. 1.2})$$

avec P la pression, M la masse molaire, R la constante des gaz parfaits et T la température. Pour le calcul de la masse molaire, il faut tenir compte de la vapeur d'eau contenue dans l'air. En très bonne approximation, on obtient (Triplet et Roche 1986, chap. 3) :

$$\rho = \frac{P}{R_d T_v} \quad (\text{Eq. 1.3})$$

avec $R_d = \frac{R}{M_d}$ la *constante spécifique de l'air sec*, M_d la masse molaire de l'air sec et T_v la température virtuelle¹ définie par :

$$T_v = T \frac{1 + \frac{M_d}{M_v} r}{1 + r} \quad (\text{Eq. 1.4})$$

¹ La température virtuelle ainsi définie (Eq. 1.4) est la température qu'aurait une parcelle d'air sec si sa masse volumique et sa pression étaient égales à celles de l'air humide. La température virtuelle est très utilisée en météorologie car elle permet une écriture simple de l'équation des gaz parfaits qui tient compte de l'humidité de l'air, cf. (Eq. 1.3).

où M_v est la masse molaire de l'eau et r le rapport de mélange de vapeur d'eau (i.e. la masse de vapeur d'eau par kilogramme d'air sec). On obtient donc, à partir de (Eq. 1.1) et (Eq. 1.3), sachant qu'il y a équilibre des pressions entre la parcelle et l'environnement :

$$B = g \frac{T_{v,p} - T_{v,env}}{T_{v,env}} \quad (\text{Eq. 1.5})$$

La comparaison des températures virtuelles de l'environnement et d'une parcelle d'air ascendante permet donc de caractériser la stabilité de l'atmosphère. La température virtuelle de l'environnement peut être obtenue directement des mesures effectuées par exemple lors d'un radiosondage (cf. partie 2.1 ci-après). La température de la parcelle est calculée en supposant qu'elle subit une transformation adiabatique sèche jusqu'à son niveau de condensation (ou LCL, de l'anglais *Lifting Condensation Level*) puis au delà une transformation *pseudo-adiabatique saturée*. Cette dernière est définie comme étant une transformation pendant laquelle la parcelle reste saturée et toute l'eau qui condense précipite (d'où le terme "pseudo-adiabatique": il n'y a pas d'échange de chaleur sauf par le biais de cet échange de matière). Pour plus de détails on pourra se reporter à des ouvrages généraux de météorologie, par exemple Holton (2004), dans les parties 2.7 et 9.5 notamment, ou encore Triplet et Roche (1986), chapitres 3 et 5. Cette méthode, qui permet une analyse simple de la stabilité de l'atmosphère, est bien sûr très imparfaite car elle suppose que l'on puisse "isoler" une parcelle d'air. On néglige donc les frottements et, surtout, les phénomènes d'entraînement de l'air environnant et de mélange qui peuvent modifier significativement les caractéristiques (température et humidité) de la parcelle. De plus, elle ne permet pas de traiter les phénomènes de plus grande échelle, comme par exemple les mouvements verticaux stationnaires générés par des ondes de montagne. Cependant, la méthode de la parcelle est facilement exploitable de par sa relative simplicité et permet de définir des indicateurs très largement utilisés en météorologie.

Considérant le mouvement d'une parcelle d'air qui s'élève verticalement en partant du sol, on peut définir des zones où la flottabilité est positive et d'autres où elle est négative. On appelle *niveau de convection libre* (LFC, *Level of Free Convection*, en anglais) le niveau au dessus duquel la flottabilité est positive et *niveau d'équilibre* le niveau où elle devient à nouveau négative (cf. Figure 1.1). Le travail de la flottabilité entre le sol et le LFC est alors négatif et appelé CIN (de l'anglais *Convective INhibition*) car il tend à inhiber la convection. Entre le LFC et le niveau d'équilibre le travail de la flottabilité est positif, il représente l'énergie potentiellement disponible pour la convection et est appelé CAPE (de l'anglais *Convective Available Potential Energy*). Une CAPE forte associée à une CIN faible à modérée indique des conditions favorables au développement d'orages violents, à condition qu'il y ait un forçage suffisamment fort pour atteindre le LFC malgré la CIN. A l'opposé une CIN élevée et une CAPE faible sont en général plutôt défavorables à la convection, bien que

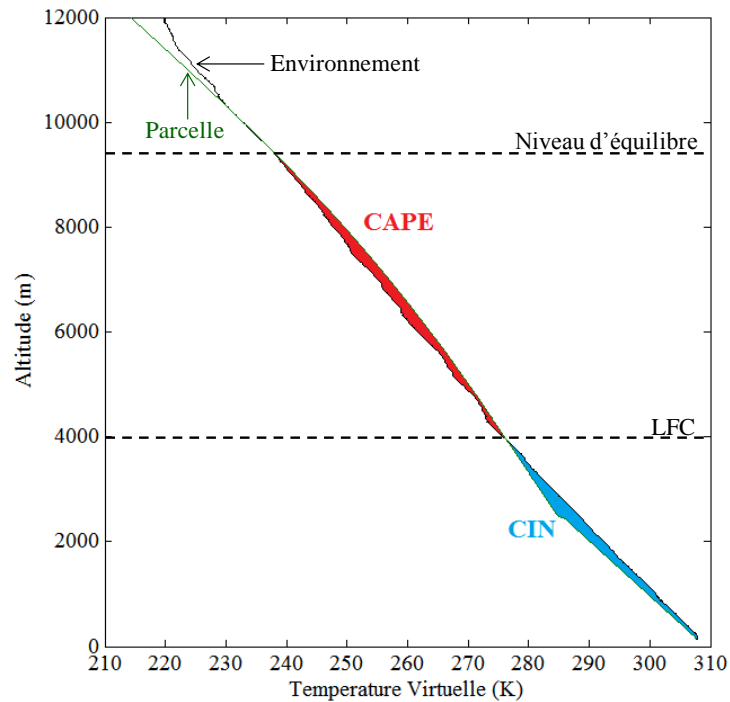


Figure 1.1. Température virtuelle de l'environnement (noir) et d'une parcelle d'air soulevée adiabatiquement depuis le sol (vert). Les aires coloriées correspondent à la CIN (bleu) et à la CAPE (rouge). Les lignes pointillées indiquent le niveau d'équilibre et le niveau de convection libre (LFC).

cette situation puisse aussi retarder le début de la convection et permettre ainsi le développement d'une CAPE plus forte au cours de la journée.

Ainsi, CIN et CAPE sont des indicateurs très utiles, mais qui doivent être utilisés avec attention, et ne suffisent évidemment pas à la description d'une situation météorologique. Par ailleurs, dans certains cas le profil thermodynamique de l'atmosphère peut être plus complexe et posséder une alternance de niveaux avec des flottabilités positives et négatives, ce qui limite la validité, ou du moins l'intérêt, des notions de CIN et de CAPE. D'autre part, considérer une parcelle qui s'élève *depuis le sol* peut parfois poser problème et conduire à des CIN et CAPE qui ne sont pas très représentatives des basses couches de l'atmosphère. En effet, l'air au dessus d'un sol absorbant fortement le rayonnement solaire (bitume par exemple) peut être surchauffé par rapport aux couches immédiatement au dessus. Pour s'affranchir de cet effet, on peut calculer des CAPE et CIN en considérant une *parcelle moyenne*, représentative de la couche limite (Banta 1990). On considère alors que cette parcelle possède les caractéristiques moyennes de la couche de mélange (altitude, température et rapport de mélange de vapeur d'eau).

Au-delà des conditions de stabilité de l'atmosphère, il est important d'avoir un forçage suffisant pour générer des mouvements verticaux et, éventuellement, déclencher la convection et la formation de précipitations. Ce forçage peut avoir plusieurs origines. Il peut s'agir par exemple d'une perturbation barocline, qui génère des mouvements verticaux à grande échelle

(Durran et Snellman 1987; Holton 2004, chap. 6, 8). A méso-échelle, les ondes de gravité sont également à l'origine de mouvements verticaux qui peuvent participer au déclenchement de la convection ou favoriser son intensification. Par ailleurs, à méso-échelle et à l'échelle locale, le relief peut jouer un rôle très important dans le déclenchement de la convection, et fait l'objet de la section suivante. Enfin, aux différentes échelles, les *lignes de convergence* du vent horizontal ainsi que les zones de *convergence du flux d'humidité*, dont l'origine peut être liée, entre autres, au relief, à une perturbation synoptique ou à un système convectif préexistant, jouent un rôle important dans le déclenchement et l'intensification de la convection (Watson et al. 1991 ; Wilson et Megenhardt 1997; Banacos et Schultz 2005; Kalthoff et al. 2009). En effet, les premières génèrent des mouvements verticaux et les secondes augmentent l'instabilité de l'atmosphère par l'apport d'humidité qui est également nécessaire pour avoir des cumuls de précipitation importants. En effet, comme le soulignent Trenberth et al. (2003), lors des précipitations même modérées, dans la très grande majorité des cas l'essentiel de la vapeur d'eau provient de l'environnement du système précipitant et non pas de la zone où se produisent les précipitations. Notons également que le chauffage différentiel des sols génère des gradients de température qui peuvent entraîner des mouvements de convergence horizontale dans les basses couches ainsi que des ascendances. Cette convergence du vent dans les basses couches peut également être associée à une convergence du flux d'humidité, notamment en présence de gradients d'humidité comme par exemple au bord d'une étendue d'eau.

1.2 Influence de l'orographie sur les précipitations

Le relief génère des effets thermodynamiques spécifiques à cause du chauffage différentiel des pentes en fonction de leur exposition au soleil. Il en résulte des régimes de brise de pente et de vallée, ainsi que la création de points chauds en altitude. Ces phénomènes peuvent favoriser les mouvements ascendants et ainsi, si l'instabilité de l'atmosphère est suffisante, entraîner le déclenchement local de la convection. Les flux synoptiques interagissent aussi avec le relief et peuvent, selon les configurations, favoriser la convection à certains endroits et l'inhiber à d'autres. Un système précipitant préexistant pourra également être fortement modifié lors du franchissement d'une chaîne de montagne.

Le rôle complexe du relief dans la formation des nuages et des précipitations reste encore mal compris et souvent mal prévu par les modèles numériques. De nombreuses campagnes se sont focalisées sur ces problèmes, dont la campagne MAP (*Mesoscale Alpine Program*) dans les Alpes (Bougeault et al. 2001; Rotunno et Houze 2007), et plus récemment la campagne COPS (*Convective and Orographically-induced Precipitation Study*) qui s'est déroulée à la frontière franco-allemande, dans les Vosges, la vallée du Rhin, et en Forêt Noire (Wulfmeyer et al. 2008; Richard et al. 2009; Wulfmeyer et al. 2011). La campagne COPS sera présentée plus en détail au Chapitre 4. Le rôle de l'orographie sur l'atmosphère a été l'objet de nombreuses études et plusieurs articles de revue ont été publiés sur ce thème (Smith 1979; Banta 1990; Roe 2005). Nous en reprenons ici brièvement quelques points essentiels, en

mettant l'accent sur les aspects qui seront plus particulièrement abordés dans la suite de ce manuscrit.

L'interaction du flux incident avec le relief et ses conséquences en termes de précipitations dépendent de plusieurs facteurs dont la vitesse du vent horizontal, l'altitude du relief et ses caractéristiques (orientation par rapport au flux, régime de brise, etc.) ainsi que, bien sûr, les profils de température et d'humidité qui déterminent la stabilité de l'atmosphère. Les chaînes de montagne étant de dimension finie, il est essentiel pour l'étude des précipitations orographiques de savoir comment le flux incident est dévié par le relief. Schématiquement, il peut s'agir soit d'une déviation s'effectuant principalement selon la verticale (franchissement du relief) soit au contraire d'une déviation du flux principalement selon l'horizontale (contournement du relief). Le *franchissement* du relief est la situation généralement la plus favorable à la formation de précipitations car il entraîne un soulèvement d'air. Les précipitations se formeront alors principalement au dessus des crêtes ou sur les pentes au vent. De manière générale, on observe en effet des pluies moins importantes sous le vent du relief qu'au vent du relief : effet communément appelé *rain shadow* qui est particulièrement marqué pour les chaînes de montagnes très étendues (Smith 1979). Le *contournement* du relief est, le plus souvent, moins favorable à la formation des précipitations, mais il peut entraîner de la convergence sous le vent du relief et donc y générer des ascendances susceptibles d'initier la convection (cf. § 1.2.2 ci-après). Il est donc important de pouvoir distinguer ces deux régimes. Le nombre de Froude est un indicateur très utile pour effectuer cette distinction.

1.2.1 Nombre de Froude

Le nombre de Froude est très utilisé en hydrodynamique pour distinguer les écoulements subcritiques des écoulements supercritiques. On appelle *subcritique* un écoulement dont la vitesse est inférieure à la célérité des ondes de gravité se propageant à la surface du fluide. Par opposition, un écoulement est dit *supercritique* lorsque sa vitesse est supérieure à celle des ondes de gravité de surface. Autrement dit, dans le cas subcritique l'énergie cinétique est faible devant l'énergie potentielle, et c'est l'inverse dans le cas supercritique.

Ces deux régimes sont distingués par le nombre de Froude qui s'écrit en hydrodynamique (Guyon et al. 2001) :

$$F = \frac{U}{\sqrt{gh}} \quad (\text{Eq. 1.6})$$

où g est l'accélération gravitationnelle, U la vitesse du fluide et h l'épaisseur de fluide tandis que \sqrt{gh} correspond à la vitesse des ondes de surface dans l'approximation « eau peu profonde » (i.e. lorsque la longueur d'onde est faible devant la profondeur). $F < 1$ correspond à un régime subcritique et $F > 1$ à un régime supercritique. Cette équation ne peut cependant

pas s'appliquer directement à l'atmosphère car elle n'est valable que pour un fluide de masse volumique constante dans toute la colonne. De plus, dans le cas de l'atmosphère il faut considérer non pas les ondes de surface mais les ondes internes. Cela amène à la définition d'un *nombre de Froude interne*, égal à l'inverse de la racine carrée du nombre de Richardson (Batchelor 1953; Long 1955, 1959) :

$$Fr = \frac{U}{\sqrt{g \frac{\Delta\rho}{\rho} H}} = \frac{U}{\sqrt{BH}} \quad (\text{Eq. 1.7})$$

où H est une hauteur caractéristique (par exemple l'altitude d'un obstacle) et B la flottabilité définie (Eq. 1.1). En introduisant la fréquence de Brünt-Vaisälä, $N = \sqrt{-\frac{g}{\rho} \frac{\Delta\rho}{\Delta z}}$ (fréquence des oscillations propres d'une parcelle d'air), on obtient l'expression classique du nombre de Froude interne en météorologie :

$$Fr = \frac{U}{HN} \quad (\text{Eq. 1.8})$$

Il est important de noter que, par définition, la fréquence de Brünt-Vaisälä et donc le nombre de Froude interne ne sont définis que dans des couches d'atmosphère localement stables. Dans ce contexte, le nombre de Froude interne ainsi défini (que l'on appellera par la suite simplement *nombre de Froude*) est utilisé depuis la fin des années 1970 (Brighton 1978; Baines 1979) pour étudier l'interaction du vent moyen avec le relief. La fréquence de Brünt-Vaisälä est généralement calculée (en première approximation, car ne tenant pas compte de l'humidité) à partir de la température potentielle θ (Holton 2004, chap. 2) :

$$N = \sqrt{\frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz}} \quad (\text{Eq. 1.9})$$

Lorsque l'atmosphère est saturée, le refroidissement lié à la condensation qui se produit lors des mouvements verticaux est important. En conséquence, l'utilisation de la fréquence de Brünt-Vaisälä "sèche" conduit à des erreurs conséquentes (Durrant et Klemp 1982). Durrant et Klemp (1982) proposent une expression précise de la fréquence de Brünt-Vaisälä saturée, tenant compte à la fois des effets de la condensation et de l'effet, moindre, des variations de densité dues aux variations verticales du rapport de mélange (équation 36 dans Durrant et Klemp 1982). Très récemment, une autre approche basée sur l'utilisation de la température potentielle entropique humide (Marquet 2011) et conduisant donc à une définition différente des gradients saturés de température et de la fréquence de Brünt-Vaisälä

est proposée par Marquet et Geleyn (2012). Nous mentionnons ici, sans toutefois les détailler, ces raffinements concernant la fréquence de Brünt-Vaisälä, et donc le nombre de Froude, car ils peuvent être utiles pour effectuer des calculs précis en situation saturée.

Bien que s'appliquant uniquement aux couches stables, le nombre de Froude peut souvent être utilisé pour l'étude des précipitations convectives orographiques, du moins pour des montagnes d'altitudes caractéristiques faibles ou modérées. En effet, dans de nombreux cas, l'atmosphère dans les basses couches est stable et un forçage est nécessaire pour déclencher la convection.

1.2.2 Analyse des principaux cas de précipitations orographiques

Le nombre de Froude nous permet de différencier plusieurs cas possibles de précipitations orographiques. Un nombre de Froude $Fr < 1$ indique un flux dont l'énergie cinétique est insuffisante pour franchir le relief. Le flux va donc soit être bloqué par le relief dans les basses couches soit contourner le relief. Les situations de blocage peuvent entraîner la formation de précipitations en amont du relief (Figure 1.2c), si les conditions thermodynamiques sont par ailleurs favorables, et cela parfois à plusieurs dizaines voire une centaine de kilomètres du relief (Houze et al. 2001). Au contraire, lorsque le flux est dévié horizontalement par le relief, il peut converger sous le vent du relief et éventuellement y déclencher la formation d'un système convectif (Figure 1.2e). La distinction entre les deux cas de figure ne peut se faire de manière triviale et dépend de plusieurs facteurs, notamment la largeur de la chaîne de montagne, l'inclinaison des pentes et le profil du vent dans les basses couches.

Un nombre de Froude $Fr > 1$ correspond au contraire essentiellement à un franchissement du relief avec soulèvement vertical. Si l'atmosphère est stable ou si le soulèvement ne suffit pas pour atteindre le LFC, on pourra observer la formation de nuages et éventuellement de précipitations sur les crêtes (Figure 1.2a), sous réserve que l'atmosphère soit suffisamment humide. Si le LFC est atteint on observera des précipitations convectives (éventuellement intenses) sur les pentes au vent du relief et/ou sur les crêtes (Figure 1.2b).

Les ascendances nécessaires au déclenchement de la convection peuvent aussi être dues non pas à un soulèvement direct du flux par le relief mais à d'autres effets orographiques. Par exemple, le chauffage des pentes et des crêtes pendant la journée peut être à l'origine de la formation de points chauds en altitude ainsi que de brises de pentes et entraîner une convergence sur les crêtes. C'est la situation qui se produit pour les orages d'été très fréquents en fin d'après-midi en montagne (Figure 1.2d). Enfin, si le flux incident est suffisamment stratifié, des ondes de gravité peuvent se produire au passage du relief. Elles génèrent des zones d'ascendances et de subsidences, et peuvent être à l'origine de la formation de nuages lenticulaires. Elles peuvent également participer à l'intensification de systèmes convectifs préexistants sous le vent du relief (Figure 1.2f).

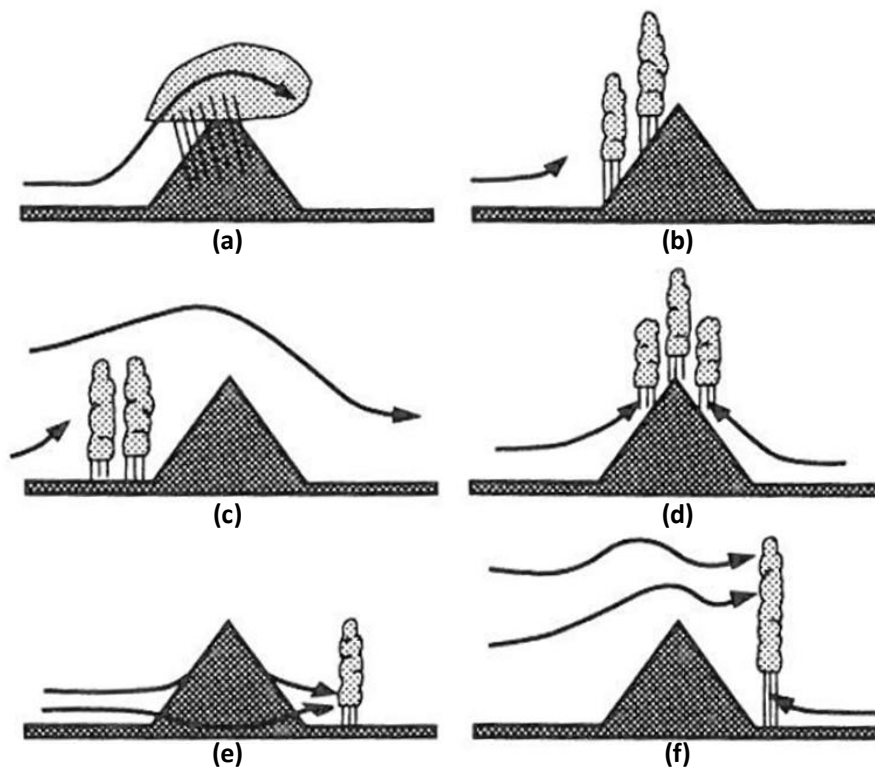


Figure 1.2. Schémas illustrant les principaux mécanismes de formation des précipitations orographiques (figure adaptée de Houze 1993, p. 531) : Ascendance dans une atmosphère stable suffisamment humide pour qu'il y ait condensation et précipitation sur le relief (a), ascendance dans une atmosphère instable entraînant la formation de précipitations convectives au vent et sur les crêtes (b), phénomène de blocage dans les basses couches à l'origine d'ascendance en amont du relief (c), brises de pentes entraînant une convergence et un déclenchement de la convection sur les crêtes (d), contournement du relief et convergence sous le vent des montagnes (e), intensification de la convection sous le vent du relief sous l'action d'ondes de gravité (f).

Nous avons donné dans cette sous-partie un aperçu des différents types de systèmes formant des précipitations, notamment ceux dus au relief, et nous avons distingué les cas de figure les plus caractéristiques. Toute la complexité de la météorologie de montagne vient du fait que la plupart des cas observés ne correspondent pas facilement aux classifications simplificatrices (Hagen et al. 2011) ce qui les rend plus difficiles à prévoir. Par ailleurs, en nous focalisant sur les aspects dynamiques à l'échelle de la chaîne de montagne, nous avons laissé de côté le rôle très important des inhomogénéités de l'atmosphère à méso-échelle, voire à l'échelle locale. Pourtant, il est primordial d'en tenir compte, particulièrement pour ce qui est de la température et de l'humidité (Crook 1996). En effet, la vapeur d'eau atmosphérique est le principal moteur de la convection (par libération de chaleur latente) et sa variabilité à petite échelle est parfois très importante (cf. Chapitre 5). De plus, les mesures d'humidité disponibles sont souvent trop peu nombreuses sachant qu'une précision élevée sur le champ d'humidité est nécessaire afin d'initialiser correctement les modèles et d'effectuer des prévisions de bonne qualité (Ducrocq et al. 2002).

2 La mesure des précipitations

Afin de pouvoir étudier les mécanismes de formation des pluies et les comprendre, il est nécessaire d'avoir des systèmes de mesure adaptés. Nous présentons ici rapidement les principales techniques de mesure de la pluie et les principes physiques sur lesquels elles se basent.

2.1 In-situ

La mesure de la pluie peut se faire in-situ, en mesurant directement le cumul de précipitation pendant un intervalle de temps donné, ou bien en mesurant directement le taux de précipitation. Le système le plus simple de mesure de la pluie est le pluviomètre manuel. Il est constitué d'un cône récepteur disposé sur un récipient gradué. Il permet la mesure du cumul de précipitation depuis la dernière vidange. Ce type de pluviomètre ne permet donc pas une résolution temporelle élevée et ne peut pas être automatisé. De plus, l'évaporation de l'eau contenue dans le pluviomètre entraîne une sous estimation du cumul de pluie qui peut être importante par temps chaud et si la fréquence des relevés est faible. Ce type de pluviomètre est cependant très peu coûteux et peut être utile pour la mesure des cumuls journaliers de précipitations.

Le pluviomètre à auget basculant (Figure 1.3a) est une version plus performante et automatique, mais basée sur le même principe (cône collecteur et mesure de la quantité de précipitations collectée). Comme son nom l'indique, il est constitué d'un auget qui bascule lorsqu'il est plein et crée à chaque basculement un contact électrique qui est enregistré. Les données brutes sont donc l'enregistrement des temps des basculements, ou encore l'enregistrement du nombre de basculement dans un intervalle de temps fixe. La sensibilité et la résolution du pluviomètre sont déterminées par le volume de l'auget. En général, un basculement correspond à $\Delta V=0.1$ mm ou 0.2 mm de pluie. L'incertitude sur la mesure de cumul de pluie qui en résulte est donc $\pm \Delta V$. On peut aussi noter l'existence de pluviomètres automatiques à balance qui mesurent le poids des gouttes qu'ils reçoivent.

Les disdromètres permettent de mesurer non seulement des taux de précipitations, mais aussi la distribution en taille des gouttes de pluie. Il en existe deux types. Les disdromètres à impaction mesurent l'énergie cinétique des gouttes qu'ils reçoivent et en déduisent une estimation du diamètre, mais ils nécessitent une estimation de la vitesse de chute des gouttes. Les disdromètres optiques (comme les disdromètres PARSIVEL, *PARticule SIze and VELOCITY*, Löffler-Mang et Joss 2000) sont constitués d'un faisceau laser et d'un récepteur (Figure 1.3b). L'extinction du faisceau par les précipitations permet d'obtenir les diamètres des gouttes et d'en déduire le taux de précipitation, tandis que la mesure du temps de passage des gouttes dans le faisceau donne leurs vitesses de chute. Ainsi, un tel appareil donne une information très complète sur les précipitations qu'il mesure. Il faut noter cependant qu'il est beaucoup plus coûteux qu'un pluviomètre à auget basculant.

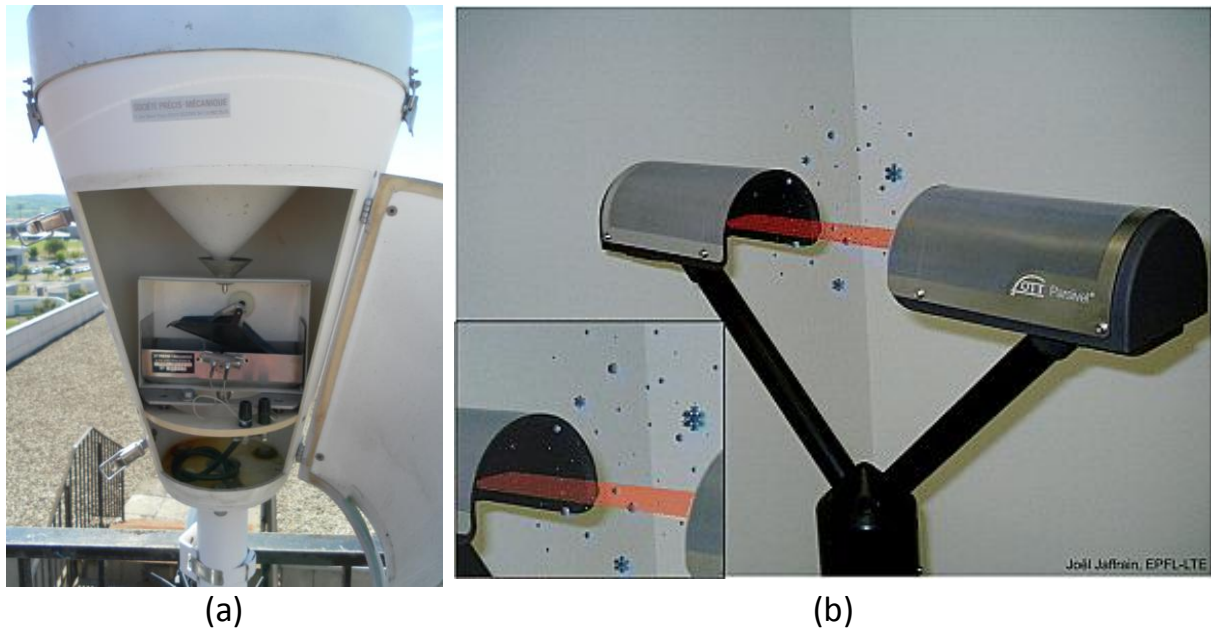


Figure 1.3. Un pluviomètre à auget basculant du LaMP (a). On peut voir l'auget lui-même et le tube de mercure en dessous de lui : lorsque l'auget bascule, le tube aussi et un contact électrique est établi (et enregistré). Le schéma du disdromètre optique Parsivel (b) est issu de Jaffrain et al. (2011). La bande rouge représente le faisceau laser qui permet la mesure de la taille et de la vitesse de chute des précipitations qui le traverse.

De nombreuses erreurs sont associées à ces dispositifs de mesure des précipitations, on peut notamment mentionner l'effet du vent ainsi que la présence d'objets qui peuvent bloquer le pluviomètre (pour les dispositifs non optiques), par exemple des feuilles mortes. Par ailleurs, les mesures effectuées par les pluviomètres sont locales et leur représentativité pose problème. Des études ont montré que des pluviomètres identiques très proches les uns des autres donnent fréquemment des résultats avec plus de 10% d'erreur (Ciach 2003). Ce point sera discuté brièvement au Chapitre 3.

2.2 Radar

La mesure des précipitations par radar (de l'anglais *RA*dio *DE*tectio*N* *AN*d *RAN*ging) est basée sur la diffusion des ondes électromagnétiques par les précipitations. Le radar est constitué d'une antenne parabolique qui envoie des impulsions électromagnétiques et mesure le signal rétrodiffusé par les précipitations. La mesure précise du temps écoulé entre l'envoi du signal et sa réception permet de connaître la distance des objets diffusant (*ranging*). La résolution du radar est déterminée par la largeur angulaire θ du faisceau et, pour la résolution radiale, par la durée τ de l'impulsion (Figure 1.4). Nous nous intéressons ici aux radars météorologiques pour la localisation et l'estimation *qualitative* de l'intensité des précipitations. Nous ne mentionnerons donc pas ici les mesures supplémentaires que permettent les radars Doppler et polarimétriques, qui apportent des informations sur les caractéristiques microphysiques des systèmes précipitants.

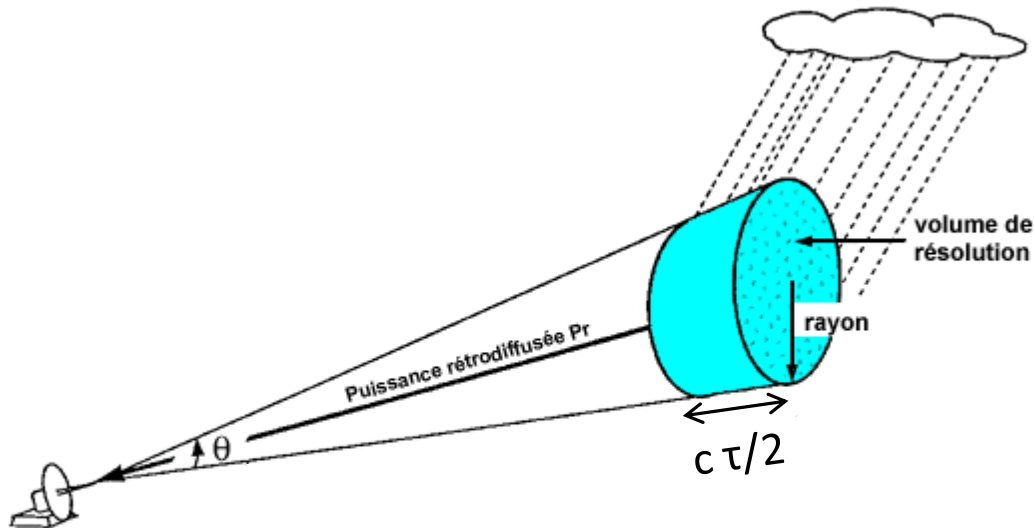


Figure 1.4. Schéma illustrant le principe de la mesure radar (adapté de D. Faure - Alicime).

Les radars peuvent être situés au sol (c'est le plus fréquent), ou embarqués dans des avions voire des satellites. En fonction des objectifs de mesure, différents angles d'élévation peuvent être choisis. Un angle d'élévation faible permet de mesurer les précipitations à relativement basse altitude (et donc d'être plus représentatif des précipitations au sol) mais le faisceau risque de rencontrer des obstacles s'il y a des collines ou des montagnes à proximité du radar. Cela entraîne des échos de sol qu'il faut corriger et des masques derrière les obstacles. En utilisant plusieurs angles d'élévation différents on peut également obtenir une estimation volumique des précipitations.

Le radar ne mesure pas directement les précipitations et l'enjeu principal de la météorologie radar est de remonter au taux de précipitation à partir de la mesure de la puissance P_r rétrodiffusée par les précipitations à une distance r du radar. Cette puissance rétrodiffusée est donnée par l'équation radar qui s'écrit (pour plus de détails sur cette équation et les autres présentées par la suite, on pourra se référer à Sauvageot 1982) :

$$P_r = C L^2 \frac{\eta}{r^2} \quad (\text{Eq. 1.10})$$

où le coefficient C est une constante qui ne dépend que des caractéristiques du radar et L^2 l'atténuation que subit le faisceau entre le radar et la cible, lors des trajets aller et retour. La réflectivité radar η est la section efficace moyenne par unité de volume dans le faisceau radar :

$$\eta(r) = \int_0^\infty N(D, r) \sigma(D) dD \quad (\text{Eq. 1.11})$$

avec D le diamètre des précipitations (ou le diamètre équivalent si les précipitations ne sont pas sphériques), N la distribution en taille des précipitations (nombre de gouttes par unité de volume ayant un diamètre entre D et $D+dD$, s'exprime généralement en $\text{mm}^{-1} \cdot \text{m}^{-3}$) et σ la

section efficace de rétrodiffusion radar. Dans l'approximation de Rayleigh, i.e. pour $\frac{\pi D}{\lambda} \ll 1$ (λ étant la longueur d'onde du radar), la section efficace est en bonne approximation :

$$\sigma(D) = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D^6 \quad (\text{Eq. 1.12})$$

avec λ la longueur d'onde du radar et $K = \frac{\varepsilon-1}{\varepsilon+2}$, ε étant la constante diélectrique des précipitations (eau ou glace). Pour les radars précipitation, en assez bonne approximation $|K|^2 = 0.93$ pour l'eau liquide et $|K|^2 = 0.176$ pour la glace.

Le facteur de réflectivité radar $Z = \int_0^\infty N(D)D^6 dD$ s'obtient alors à partir des équations (Eq. 1.10), (Eq. 1.11) et (Eq. 1.12) :

$$Z = \frac{P_r}{C L^2 \pi^5} \frac{r^2 \lambda^4}{|K|^2} \quad (\text{Eq. 1.13})$$

Z s'exprime en $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$, ou bien, la plupart du temps en dBZ en écrivant $Z(\text{dBZ}) = 10 \log[Z(\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3})]$. C'est cette grandeur que l'on utilisera lorsque l'on présentera des données radar, et que l'on appellera en général simplement *réflectivité radar*, à ne pas confondre avec η défini (Eq. 1.11). Il est important de mentionner que cette quantité n'est liée qu'à la distribution en taille des précipitations ce qui permet des comparaisons entre différents radars, y compris lorsqu'ils émettent à des longueurs d'onde différentes (avec toutefois certaines limites due notamment à l'atténuation).

Il n'existe pas de relation exacte permettant d'obtenir le taux de précipitation R à partir de la réflectivité radar Z , ces deux termes dépendant de la distribution en taille des gouttes. Cependant, depuis les débuts de la météorologie radar, différentes lois Z-R empiriques de la forme $Z = aR^b$ ont été proposées (Marshall et al. 1947) en fonction des conditions rencontrées, en distinguant notamment différents régimes et différents types de précipitations. L'estimation quantitative précise des précipitations à partir de données radar reste cependant encore aujourd'hui un important sujet de recherche.

Par rapport aux mesures in-situ, le radar a l'avantage de permettre une mesure 2D des précipitations, plutôt que des mesures ponctuelles. On élimine ainsi les problèmes de représentativité. Cependant, comme on l'a mentionné, le radar ne permet pas une mesure directe du taux de précipitations. Par ailleurs, il y a d'autres problèmes spécifiques aux mesures radar. Par exemple, le radar ne mesure pas *au sol*, mais *au dessus du sol* et à une altitude d'autant plus grande que les cibles sont loin du radar. C'est une source d'erreur car le profil vertical de réflectivité radar n'est pas homogène et peut ne pas être bien représentatif des précipitations au sol (par exemple si une partie des précipitations détectées en altitude s'évapore avant d'atteindre le sol). Des algorithmes ont été développés pour corriger cet effet lors du traitement opérationnel des données radar (Tabary 2007). On peut également noter les

problèmes d'atténuation du faisceau (facteur L^2 dans l'équation radar) qui ne sont pas toujours simples à résoudre comme le démontrent Hitschfeld et Bordan (1954) pour la correction de l'atténuation due aux précipitations. Pour plus de détails sur les différents problèmes inhérents aux mesures radar et les méthodes de correction, on pourra se reporter à Sauvageot (1982) ou encore aux travaux récents présentés dans Tridon (2011).

Avant de clore cette partie qui présente brièvement les points qui nous paraissent les plus importants concernant les radars pour la mesure des précipitations, notons l'importance de la longueur d'onde du radar. La réflectivité η (Eq. 1.11) et donc la puissance rétrodiffusée dépendent fortement de la longueur d'onde du radar (en λ^{-4}). Ainsi, un radar à grande longueur d'onde, comme par exemple un radar opérationnel en bande S (8 à 15 cm), sera moins sensible aux précipitations et aussi moins atténué qu'un radar à plus petite longueur d'onde, tel un radar en bande X (2.5 à 4 cm de longueur d'onde). Par ailleurs, utiliser une longueur d'onde petite peut permettre d'être sensible aux hydrométéores non précipitants (et donc de plus petite taille) contenus dans les nuages.

La portée maximale des radars est essentiellement liée à leur puissance et à leur longueur d'onde. Pour les radars au sol, elle est généralement comprise entre quelques kilomètres (radars en bande K, notamment ceux à visée verticale) et près de 300 kilomètres pour les radars opérationnels en bande S.

2.3 Autres techniques

Les techniques de mesures des précipitations présentées précédemment ne permettent pas une couverture globale de la surface du globe. Ainsi les zones peu habitées dans les pays en développement sont la plupart du temps mal couvertes en pluviomètres et radars. Quant aux océans, ils ne sont pour l'essentiel pas couverts. Les instruments embarqués par satellites permettent de résoudre en partie ces problèmes. Ainsi, par exemple, le satellite TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*, Simpson et al. 1996; <http://trmm.gsfc.nasa.gov/>) dispose d'un radar et d'un imageur micro-onde pour la mesure des précipitations, avec une résolution de 5 km. Parmi les instruments récents, mentionnons également le radar CPR (de l'anglais *Cloud Profiling Radar*) embarqué sur CloudSat qui détecte les hydrométéores et fournit des profils de réflectivité radar avec une résolution de 500 m sur la verticale et de moins de 2 km sur l'horizontale (Stephens et al. 2002) ainsi que l'instrument MADRAS du satellite Megha-Tropiques, un radiomètre micro-ondes qui mesure le rayonnement reçu dans 9 canaux de longueur d'onde et permet l'estimation des précipitations au dessus des océans (Balaji et Ramanujam 2011), avec une résolution de 40 km (<http://smc.cnes.fr/MEGHAT>). Le principal inconvénient des systèmes embarqués par satellite est la résolution spatiale relativement faible et, surtout, la faible fréquence de répétitivité des mesures. Cette dernière varie en effet de plusieurs heures à plusieurs jours, en fonction du satellite considéré et de la latitude. Il est alors nécessaire de faire des interpolations en combinant d'autres mesures satellite et éventuellement des résultats de modèles.

Afin d'obtenir une mesure de la pluie moyenne à une échelle adaptée pour l'hydrologie (de l'ordre du kilomètre), il est également possible d'utiliser un scintillomètre (instrument constitué d'un émetteur et d'un récepteur distant qui mesure les variations d'intensité du signal reçu) pour estimer les précipitations moyennes le long de la ligne de visée entre émetteur et récepteur à partir de l'estimation du coefficient d'extinction optique (Uijlenhoet et al. 2011). Pour couvrir de grandes distances, cette technique nécessite toutefois de nombreux instruments et l'absence d'obstacles entre eux.

Une autre technique récente pour l'estimation des précipitations au niveau du sol se basant également sur l'atténuation des ondes électromagnétiques par les précipitations utilise les signaux micro-ondes des réseaux de télécommunications (Leijnse et al. 2007; Goldshtein et al. 2009; Overeem et al. 2013). En effet, il est ainsi possible d'estimer la quantité de précipitations intégrée le long des trajets entre chaque antenne. En utilisant l'ensemble des mesures du réseau, un algorithme d'inversion tel que celui proposé par Giuli et al. (1991) permet de spatialiser l'information et d'estimer le champ 2D des précipitations au sol. Cette technique pourrait être à l'avenir un bon complément aux données radar, car elle est très peu coûteuse puisqu'elle utilise un réseau préexistant. De plus, en utilisant deux longueurs d'onde différentes il est possible d'estimer plus précisément le taux de précipitation (Rincon et Lang 2002).

3 La mesure de la vapeur d'eau

Nous avons mentionné précédemment l'importance de la connaissance du champ de vapeur d'eau pour l'étude des systèmes précipitants. Dans cette partie, nous présentons différentes techniques de mesure de la vapeur d'eau atmosphérique, en soulignant leurs avantages et leurs limites.

3.1 In-situ

La vapeur d'eau atmosphérique peut être mesurée in-situ à l'aide d'un hygromètre. Il en existe plusieurs types, les plus anciens (et les plus simples) sont basés sur la variation de longueur d'un cheveu en fonction de l'humidité relative de l'air (Regnault 1845), mais les hygromètres modernes sont électroniques.

Les hygromètres à miroir refroidi (Harding 1985; Dosoretz et Ronchinsky 1986; Fraden 2010) mesurent la température du point de rosée (température à laquelle apparaît la première goutte liquide, lors d'un refroidissement isobare) avec une précision de l'ordre de 0.1 °C. La température d'un miroir est contrôlée par un système d'asservissement électronique afin de rester à la température du point de rosée. Lorsque de la condensation se forme sur le miroir, la température est augmentée, et elle est diminuée lorsque la quantité de buée diminue. Ainsi, par le système d'asservissement, la température du miroir est maintenue

égale à la température du point de rosée. Ces systèmes sont coûteux et en conséquence assez peu utilisés en pratique. La plupart des mesures in-situ de l'humidité se font en utilisant des matériaux dont les propriétés électriques, capacité d'un condensateur (Delapierre et al. 1983) ou bien résistance électrique (Qu et Wlodarski 2000), varient en fonction de l'humidité relative U de l'air. L'incertitude sur l'humidité relative obtenue est de l'ordre de ± 2 à 5% . On utilisera beaucoup par la suite le rapport de mélange et la densité de vapeur d'eau, qui peuvent être obtenus à partir des mesures de pression, température et humidité relative. Par définition, le rapport de mélange est la masse de vapeur d'eau par kilogramme d'air sec tandis que la densité de vapeur d'eau est la masse d'eau par *mètre cube* d'air. Ainsi, le rapport de mélange de vapeur d'eau r est donné par :

$$r = \frac{M_v}{M_d} \frac{U e_{sat}}{P - U e_{sat}} \quad (\text{Eq. 1.14})$$

avec e_{sat} la pression de vapeur saturante que l'on peut calculer en très bonne approximation à l'aide de la formule approchée proposée par Bolton (1980) :

$$e_{sat} = 6.112 \exp\left(\frac{17.67 T_C}{T_C + 243.5}\right) \quad (\text{Eq. 1.15})$$

avec T_C la température en $^{\circ}\text{C}$, et e_{sat} en Pa. L'humidité spécifique $q = \frac{r}{1+r}$ étant la masse de vapeur d'eau par kilogramme d'air humide, la densité de vapeur d'eau ρ_v s'obtient en multipliant q par la masse volumique de l'air ρ . D'après (Eq. 1.3) et (Eq. 1.4) on a donc :

$$\rho_v = \frac{P}{R_d T} \frac{r}{1 + \frac{M_d r}{M_v}} \quad (\text{Eq. 1.16})$$

Les hygromètres peuvent être utilisés au niveau du sol, ou bien être suspendus à un ballon gonflé à l'hélium et associés à un système de transmission des données et à un capteur de pression pour réaliser un profil de l'atmosphère (*radiosondage*). Les radiosondes mesurent généralement aussi la température ainsi que le vent si le ballon sonde dispose d'un système de suivi de sa trajectoire, généralement un récepteur GPS. Les données issues des radiosondages sont très utiles pour les analyses météorologiques et les modèles de prévision. Leur principal avantage est la grande simplicité de traitement des données : on mesure directement les quantités qui nous intéressent (P , T , U et vent) et il n'y a pas d'hypothèse ou d'approximation (en dehors des erreurs de mesures). Cependant, les capteurs d'humidité couramment utilisés pour les radiosondages ont souvent des biais, notamment à cause du rayonnement solaire (Vömel et al. 2007) et des procédures pour les corriger ont dû être mises en place (Agustí-Panareda et al. 2009; Miloshevich et al. 2009). Par ailleurs, les radiosondages sont peu

nombreux : en France métropolitaine, il n'existe que 7 sites de radiosondages (dont un à Ajaccio), avec deux lâchers par jour, à 00:00 UTC et 12:00 UTC. De par leur coût relativement élevé, il est très peu probable qu'en dehors de campagnes de mesures spécifiques, la densité du réseau ou la fréquence des lâchers augmente. Par ailleurs, les radiosondages ne fournissent pas un profil vertical car la sonde se déplace avec le vent. De plus, le profil n'est pas obtenu à un temps t donné mais il faut environ 40 minutes au ballon-sonde pour atteindre la tropopause.

Les techniques de mesure par télédétection permettent souvent d'avoir des mesures à plus haute fréquence, voire en continu, mais elles sont indirectes et demandent généralement un investissement important pour l'achat du matériel. On en présente brièvement quelques unes ci-après.

3.2 Lidar

Le Lidar (*Light Detection And Ranging*), fonctionne selon le même principe général que le radar, mais utilise un rayonnement de longueur d'onde beaucoup plus courte, compris en général entre le proche ultraviolet et le proche infrarouge. La source lumineuse est un laser et le signal rétrodiffusé est focalisé sur des photo-détecteurs à l'aide d'un télescope. Les lidars permettent d'effectuer une grande variété de mesures différentes (aérosols, vapeur d'eau, composés chimiques, vent) en fonction de la longueur d'onde et de la technique utilisée. Pour ce qui est de la vapeur d'eau, il existe deux techniques différentes (Grant 1991) qui peuvent par ailleurs aussi être utilisées pour mesurer d'autres composés.

Les lidars à absorption différentielle (DIAL, *Differential Absorption Lidar*, Browell et al. 1979) émettent alternativement dans deux longueurs d'onde différentes très proches l'une de l'autre, l'une étant dans une bande d'absorption de la vapeur d'eau et l'autre non. La comparaison des signaux rétrodiffusés dans ces deux longueurs d'onde permet d'obtenir le rapport de mélange dans la couche sondée et la mesure du délai entre émission et réception permet de connaître la position de la couche, selon le même principe que pour le radar. Il est important de noter que les aérosols et hydrométéores absorbent et diffusent également le signal (diffusion de Mie), cependant l'utilisation de longueurs d'onde très proches permet de considérer en bonne approximation que l'absorption et la diffusion de Mie sont identiques pour les deux signaux. Les molécules de l'air diffusent également le rayonnement laser (signal de ciel clair), cependant leurs tailles sont très petites devant la longueur d'onde et l'on peut donc se placer dans l'approximation de Rayleigh et calculer la différence de signal rétrodiffusé entre les deux longueurs d'onde utilisées.

D'autres lidars utilisent la diffusion Raman (Renaut et al. 1980) due à la molécule d'eau pour mesurer le rapport de mélange de vapeur d'eau. Le principe repose sur la diffusion anélastique de la lumière : le signal rétrodiffusé est à une longueur d'onde plus grande que la longueur d'onde du signal émis. Selon les performances du lidar (puissance du laser, qualité et diamètres des optiques, largeur du filtre), les mesures pourront être effectuées seulement de nuit ou bien jour et nuit.

Les lidars sont généralement utilisés au sol, principalement pour effectuer des profils verticaux. Pour des campagnes de mesures, certains lidars peuvent être embarqués dans des avions (Bruneau et al. 2001) et ainsi mesurer des profils de vapeur d'eau le long de la trajectoire de l'avion. Il est également possible d'embarquer un lidar sur satellite (Winker et al. 2007), cependant à ce jour il n'existe pas de lidar mesurant la vapeur d'eau depuis l'espace.

La mesure lidar est moins directe que les mesures in-situ par radiosondages, mais le lidar permet d'avoir un profil continu avec une résolution spatiale et temporelle élevée. Cependant, de par son coût relativement élevé, il est difficile d'envisager un réseau dense de lidars. De plus, les lidars sont fortement atténués par les nuages et ne peuvent généralement traverser que les plus fins d'entre eux (cirrus par exemple). A fortiori, ils ne peuvent pas être utilisés lorsqu'il y a des précipitations. C'est donc une limitation importante pour l'étude du champ de vapeur d'eau associé à la formation et au développement des systèmes précipitatants.

3.3 GPS

Le système GPS (*Global Positioning System*) est constitué d'une constellation de satellites qui émettent des signaux micro-ondes en direction de la Terre. Les signaux GPS sont retardés par l'atmosphère : comme pour toute onde électromagnétique, leur vitesse de propagation dans un milieu matériel est strictement inférieure à celle dans le vide. Les différents gaz de l'atmosphère contribuent à ce retard à hauteur de 90 % environ, et les 10% restant proviennent de la contribution spécifique de la vapeur d'eau. Il est possible à partir des mesures effectuées par GPS de calculer le retard total et d'en déduire précisément celui dû à la vapeur d'eau (Bevis et al. 1992). On peut alors calculer la quantité intégrée de vapeur d'eau associée (en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$) soit à la verticale de l'antenne GPS réceptrice soit le long des trajets satellite émetteur – antenne. A partir de l'ensemble des données d'un réseau de stations GPS, une estimation de la densité de vapeur d'eau peut être obtenue à l'aide d'un logiciel de tomographie. Le Chapitre 2 présente plus en détail le GPS et son utilisation pour la mesure de la vapeur d'eau tandis que la tomographie GPS est présentée au Chapitre 4.

Ainsi, il est possible d'estimer les champs 2D et 3D de vapeur d'eau à l'aide d'un réseau de stations GPS. Les antennes et récepteurs GPS sont d'un coût modéré, consomment peu d'électricité et nécessitent généralement très peu de maintenance. Ils fonctionnent quelles que soient les conditions météorologiques, l'influence des nuages et des précipitations étant négligeable devant celle de la vapeur d'eau dans la très grande majorité des cas (Solheim et al. 1999). De plus, de nombreux réseaux existants génèrent des données qui peuvent être utilisées pour la météorologie, et sont d'ailleurs d'ores et déjà assimilées dans certains modèles de prévision opérationnels (Seity et al. 2011; Bennitt et Jupp 2012).

Par ailleurs, au-delà des mesures effectuées à partir d'une antenne immobile au sol, on peut également mentionner l'existence d'autres techniques de mesures de la vapeur d'eau par

GPS (que nous n'utiliserons pas par la suite) : les mesures en mer et les mesures depuis l'espace. Basées sur le même principe que les mesures effectuées depuis le sol, les mesures effectuées par bateau fournissent des données de bonne qualité pour le calcul du contenu intégré en vapeur d'eau IWV (Fujita et al. 2008; Boniface et al. 2012; Kealy et al. 2012), avec néanmoins généralement plus de bruit que dans les mesures effectuées depuis le sol, et ce à cause du mouvement du bateau.

L'estimation du champ de vapeur d'eau par GPS depuis l'espace utilise par contre une technique très différente. Elle se fait à l'aide d'un satellite en orbite basse équipé d'un récepteur GPS. Les mesures sont effectuées au limbe, c'est-à-dire lorsque, vu du GPS émetteur, le satellite en orbite basse (LEO, de l'anglais *Low Earth Orbit*) initialement caché du GPS par la Terre apparaît, ou au contraire lorsque le satellite disparaît de la surface de la Terre : on parle d'occultation du satellite par la Terre (ou encore de *lever* et de *coucher* du satellite). Ainsi, lors de son mouvement le satellite LEO reçoit des signaux GPS qui traversent successivement différentes couches d'atmosphère. Par exemple lors d'un coucher de satellite les signaux traversent initialement seulement la haute atmosphère, puis descendent de plus en plus bas, jusqu'à traverser toute l'atmosphère lorsque le satellite se couche. Il est alors possible d'estimer l'indice de réfraction² correspondant dans les différentes couches de l'atmosphère et d'en déduire une estimation du profil de vapeur d'eau. Cette technique s'est développée dès les débuts de l'utilisation du GPS en météorologie (Kursinski et al. 1995; Businger et al. 1996) et plusieurs missions ont été à l'origine de lancements de microsattelites pour effectuer des mesures de radio-occultations (<http://www.cosmic.ucar.edu/>). On peut citer, entre autres, les missions CHAMP (Wickert et al. 2001) et GRACE (Wickert et al. 2005) ainsi que, plus récemment, la mission COSMIC qui a été lancée en 2006 (Rocken et al. 2000; Anthes et al. 2008) et devrait être complétée dans le futur par l'ajout de 12 nouveaux satellites (<http://www.cosmic.ucar.edu/cosmic2/>). La qualité des mesures et leur nombre devraient augmenter de façon importante dans les prochaines années, plusieurs missions très ambitieuses étant en projet. Par exemple, la mission CICERO devrait aboutir, à terme, à la mise en place d'une constellation de 100 microsattelites (Jin et al. 2011; <http://geooptics.com/>).

Les données issues des mesures de radio-occultation par GPS sont actuellement assimilées dans de nombreux modèles de prévision. Les modèles utilisant cependant en général les données les plus "brutes" possibles, c'est souvent la réfractivité de l'atmosphère ou encore la courbure des rayons due aux variations de réfractivité (Cucurull et al. 2013) qui est assimilée plutôt que le profil de densité de vapeur d'eau. Les mesures par occultation permettent d'atteindre une résolution verticale assez élevée, jusqu'à 200 m environ, par contre leur résolution horizontale est de l'ordre de 300 km. Pour une description des différentes

² Pour cela, ce n'est en fait pas le retard lui-même qui est utilisé mais sa variation au cours de l'occultation du satellite LEO (Hajj et al. 2002). Cette variation du retard entre deux mesures consécutives de la phase du signal permet, sous certaines hypothèses, de calculer la courbure des rayons. Le profil d'indice de réfraction peut ensuite être calculé à partir des courbures des rayons.

étapes de traitement des données et des difficultés associées on pourra se reporter à Hajj et al. (2002).

3.4 Autres techniques

Il existe d'autres techniques qui permettent de mesurer le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère. On peut mentionner les radiomètres, instruments de télédétection passive qui mesurent l'intensité du signal reçu dans différentes longueurs d'ondes. Le radiomètre donne des températures de brillance³ qui caractérisent l'intensité du rayonnement reçu. Les radiomètres vapeur d'eau au sol (Decker et al. 1978) ou embarqués dans des satellites défilants (par exemple MODIS sur le satellite Aqua, Gao et Kaufman 2003, ou encore MADRAS sur Megha-Tropiques, <http://smc.cnes.fr/MEGHAT/>) permettent d'estimer le contenu intégré en vapeur le long de la ligne de visée, et parfois le profil, en combinant les observations dans plusieurs canaux. De tels profils peuvent être obtenus par exemple à partir d'instruments au sol, fabriqués en série (Rose et al. 2005; Sánchez et al. 2013) ou développés pour des applications très spécifiques (Ricaud et al. 2010), mais également à partir d'instruments embarqués comme par exemple les instruments SAPHIR et MADRAS sur Megha-Tropiques (Aires et al. 2012). Les radiomètres au sol peuvent fournir des mesures en continu en un lieu donné, et la mise en place de réseaux d'instruments peut être envisagée, le coût de certains radiomètres étant assez limité (Rose et al. 2005). Les radiomètres embarqués sur des satellites défilants qui permettent d'effectuer des profils de vapeur d'eau, en visant au limbe ou au nadir ne fournissent en général qu'un seul profil par jour en un point donné. De plus, tout comme pour les radiomètres au sol, le traitement des données est complexe, le profil n'est pas toujours complet jusqu'à la surface, et il est parfois nécessaire d'utiliser des informations complémentaires (provenant d'autres instruments ou de modèles) pour pouvoir inverser l'équation de transfert radiatif. Par ailleurs, certains radiomètres sont inutilisables par temps de pluie (Duan et al. 1996).

Les radiomètres embarqués à bord de satellites géostationnaires permettent d'avoir des mesures globales et continues, avec une résolution spatiale élevée (jusqu'à 3 km dans l'infrarouge pour MSG-SEVIRI), cependant ils ne fournissent que le contenu intégré en vapeur d'eau et les algorithmes de calculs nécessitent souvent des informations supplémentaires (la température du sol et/ou la température moyenne de l'air). Schroedter-Homscheidt et al. (2008) utilisent deux canaux MSG-SEVIRI de longueur d'onde proche (10.8 μm et 12 μm) pour calculer les contenus intégrés en vapeur d'eau sans avoir besoin d'informations supplémentaires. Cette technique est intéressante pour des études climatologiques ou pour une utilisation en complément d'autres données satellite, notamment de par la large couverture offerte. Cependant elle ne fournit qu'une estimation d'une valeur moyenne du contenu intégré en vapeur d'eau sur des intervalles de 4 à 7 heures et n'est pas

³ La température de brillance est celle qu'aurait l'objet émetteur s'il se comportait comme un corps noir parfait.

applicable s'il y a une couverture nuageuse continue. Elle n'est donc pas adaptée pour l'étude des précipitations qui nécessite de pouvoir suivre l'évolution du champ de vapeur d'eau au cours d'une journée.

Il est également possible d'estimer la quantité intégrée de vapeur d'eau à l'aide d'un photomètre solaire. La mesure est effectuée en visant le soleil, lorsqu'il n'est pas masqué par des nuages. L'estimation de la quantité de vapeur d'eau intégrée selon la direction du soleil et, par suite, selon la verticale (par projection), peut se faire en mesurant le rayonnement reçu dans une bande de longueur d'onde suffisamment étroite autour de 940 nm, la vapeur d'eau y absorbant fortement. A partir de cette mesure, plusieurs méthodes permettent d'estimer le contenu en vapeur d'eau après avoir calculé l'épaisseur optique des aérosols à 940 nm par interpolations des épaisseurs optiques mesurées dans les autres bandes de longueurs d'ondes du photomètre (Halthore et al. 1997; Alexandrov et al. 2009; Campanelli et al. 2010). La principale limitation des photomètres est qu'ils ne peuvent être utilisés que de jour et en ciel clair.

Parmi les instruments embarqués sur satellites susceptibles de mesurer la vapeur d'eau atmosphérique, nous pouvons également mentionner les radars interférométriques à synthèse d'ouverture. Ces radars sont utilisés principalement pour des mesures de topographie et de déformation de la surface terrestre. Le contenu intégré en vapeur d'eau est alors considéré comme un bruit pour la mesure qu'il est nécessaire de corriger, notamment en utilisant des GPS (Xu et al. 2006). Cependant, si l'on connaît précisément la topographie d'une région, les données radar peuvent alors être utilisées afin de réaliser des cartes 2D de contenu en vapeur d'eau (Hanssen et al. 1999).

D'autres techniques existent également pour la mesure du profil de vapeur d'eau depuis le sol. On peut mentionner l'utilisation de radar profileurs de vent (VHF et/ou UHF). Ces radars sont sensibles aux gradients d'indice de réfraction de l'air et, en connaissant le profil de température (qui doit être mesuré ou estimé par ailleurs), ils permettent de fournir une estimation du profil de rapport de mélange de vapeur d'eau en l'absence de précipitations (Tsuda et al. 2001). Cette estimation du profil de vapeur d'eau peut être améliorée en utilisant des mesures complémentaires, par exemple à l'aide d'un GPS (Imura et al. 2007) ou encore d'un radiomètre (Klaus et al. 2006).

Par ailleurs, tout comme pour la mesure de la pluie, des techniques basées sur l'atténuation des transmissions micro-ondes due à la vapeur d'eau ont été développées (David et al. 2009) et peuvent être utilisées pour effectuer des cartes 2D du contenu en vapeur d'eau à quelques mètres au dessus du sol, lorsque les conditions météorologiques sont bonnes : absence de précipitations, de brouillard ou de nuages bas, ainsi que de vent fort susceptible de faire vibrer les antennes et d'augmenter ainsi le bruit de mesure. Ces méthodes ne permettent pas d'estimer des profils ou des contenus intégrés verticaux, mais pourraient être un bon complément aux stations de mesure au niveau du sol.

4 Résumé et conclusion

Dans ce chapitre volontairement très général, nous avons présenté quelques concepts de base sur les systèmes précipitants et mentionné le rôle de la vapeur d'eau pour la formation de tels systèmes. Après avoir présenté les indices CAPE et CIN, très largement utilisés pour l'étude de la stabilité de l'atmosphère et des phénomènes convectifs, nous nous sommes focalisés sur les précipitations orographiques, notamment convectives, et avons introduit le nombre de Froude. Enfin, ayant souligné l'importance de la connaissance du champ de vapeur d'eau et de son évolution pour la prévision des précipitations, nous avons présenté une vue d'ensemble des principales techniques existantes pour mesurer les précipitations et le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère.

Pour ce qui est de la vapeur d'eau, nous avons essayé de mettre en évidence les avantages et limitations des différents instruments de mesure existants. Si les radiosondages, malgré des problèmes de biais sec et de représentativité, restent les mesures de référence en la matière, d'autres techniques permettent une meilleure couverture spatiale à plus haute résolution temporelle. Le GPS est le seul système offrant la possibilité d'une couverture continue par tout temps, avec une bonne résolution horizontale et pour un coût très modéré. Il offre donc des possibilités particulièrement intéressantes pour l'étude fine de la dynamique du champ de vapeur d'eau associée à la formation de précipitations. Son utilisation et l'amélioration d'un logiciel de tomographie précédemment développé au LaMP (Reverdy 2008) forment une part importante des travaux présentés dans ce manuscrit. Le prochain chapitre est consacré exclusivement au GPS et à son utilisation pour la mesure de la vapeur d'eau.

Chapitre 2

Le système GPS :

Du positionnement au contenu intégré en vapeur d'eau

1	Généralités.....	43
2	Positionnement.....	45
2.1	Pseudo-distances	45
2.2	Mesures de phase	46
3	Influence de l'atmosphère et mesure de la vapeur d'eau	47
3.1	Influence de l'atmosphère sur la phase	47
3.2	Du ZTD au contenu intégré en vapeur d'eau au zénith (IWV).....	48
3.3	Les délais et contenus en vapeur d'eau <i>obliques</i>	51
4	Résumé et panorama de l'utilisation du GPS en météorologie	55

Introduction

Le système de positionnement global par satellite (GPS, pour *Global Positioning System*) est présenté ici, de son fonctionnement général pour le positionnement à son utilisation en météorologie pour mesurer le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère. Le traitement des données GPS est assez complexe car pour les applications atmosphériques une très grande précision sur la position est nécessaire (sub-centimétrique) et de nombreux paramètres doivent être estimés. Plusieurs méthodes existent, nous n'en faisons pas ici une présentation détaillée et exhaustive, mais nous présentons les principaux concepts et les équations générales qui sont à la base du fonctionnement du GPS et de son utilisation pour estimer le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère.

Ce chapitre se base en grande partie sur trois ouvrages généraux sur le GPS (Hofmann-Wellenhof et al. 1992; Kleusberg et Teunissen 1996; Botton et al. 1997), ainsi que sur les parties générales de la documentation de deux logiciels de traitement de données GPS (GAMIT, cf. Herring et al. 2010a,b; <http://www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgk>, et Bernese, cf. Beutler et al. 2007).

1 Généralités

Le GPS a été développé dans les années 1970 par le département de la défense des Etats Unis d'Amérique pour remplacer le système TRANSIT qui permettait déjà un positionnement depuis l'espace mais avec plusieurs problèmes, notamment une couverture insuffisante et une précision médiocre. Le GPS est devenu pleinement opérationnel dans les années 1990.

Dans son état actuel (Mars 2013), le système comprend 32 satellites opérationnels et il est conçu pour qu'à tout instant il y en ait au moins 24 qui soient en fonctionnement et émettent des signaux exploitables⁴. Les satellites sont situés sur des orbites elliptiques de très faible excentricité (orbites quasi-circulaires), à une altitude moyenne de 20200 km. Les satellites sont répartis sur six orbites différentes qui ont toutes une inclinaison par rapport au plan de l'équateur d'environ 55° (Figure 2.1) et sont décalées les unes par rapport aux autres de 60° en ascension droite. Ils effectuent deux rotations complètes autour de la Terre en un jour sidéral. Cette configuration a été définie pour permettre d'observer en tout point du globe et à chaque instant un minimum de 4 satellites et pouvoir alors effectuer un positionnement tridimensionnel (voir section 2.1 ci-après). En pratique, en minimisant les masques on observe habituellement de 6 à 12 satellites.

⁴ Il y a régulièrement des satellites qui sont arrêtés momentanément pour des raisons de maintenance, cf. <http://www.navcen.uscg.gov/?pageName=GPSSOI> pour connaître l'état de la constellation en temps réel, et notamment les satellites en panne et/ou en maintenance.

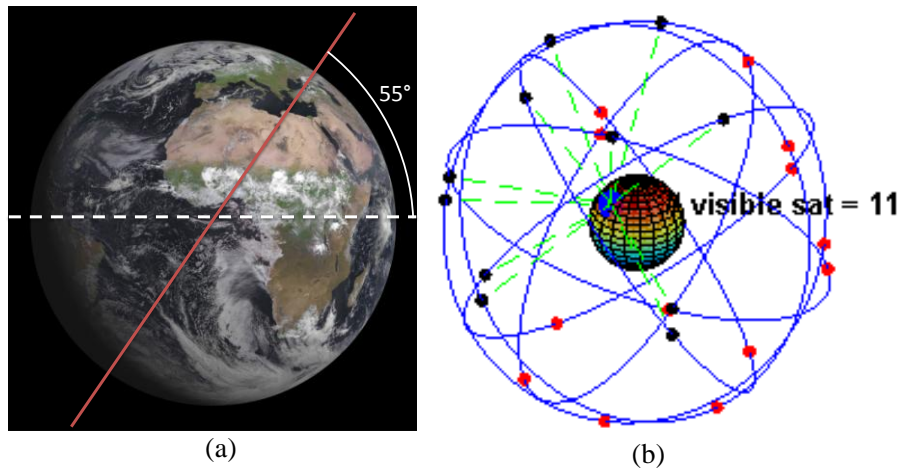


Figure 2.1. L'inclinaison des orbites des GPS par rapport au plan de l'équateur est de 55° environ (a). Les 6 orbites (b) ont la même inclinaison, mais des ascensions droites différentes, c'est à dire qu'elles passent au zénith de l'équateur à des longitudes différentes (NB : ici seul les 24 satellites qui forment le cœur du système GPS sont représentés). La photo de la Terre (a) provient du satellite MSG 2 (*Meteosat Second Generation*).

Les satellites émettent des signaux sur deux porteuses différentes L1 et L2, de fréquences respectives $f_{L1}=1574.42$ MHz et $f_{L2}=1227.60$ MHz. Les porteuses sont modulées en phase par un code grossier C/A (pour *Coarse/Acquisition*, sur L1 uniquement) et un code Précis P (sur L1 et L2). Ces codes, dit *pseudo-aléatoires* (PRN, *Pseudo-Random Noise*), sont en fait déterminés à l'avance⁵ et spécifiques à chaque satellite. Ils sont constitués d'une succession de 0 et de 1, à une fréquence de 1.023 MHz pour le code C/A et à 10.23 MHz pour le code P. Ces codes se superposent au message de navigation transmis par le satellite à 50 bits par seconde⁶. Les récepteurs doivent les avoir en mémoire afin de pouvoir décoder les messages de navigation. Sachant que tous les satellites émettent en utilisant les mêmes fréquences L1 et L2, c'est grâce aux PRN qu'un récepteur peut séparer les signaux provenant de chaque satellite⁷ et les traiter individuellement. Ils permettent également le positionnement par mesure de *pseudo-distances*, très utile pour le positionnement en navigation, c'est-à-dire en temps réel et avec un récepteur en mouvement. Par contre, pour les applications nécessitant un positionnement très précis on utilisera plutôt des *mesures de phase* sur L1 et L2.

⁵ Ils sont appelés PRN uniquement parce qu'ils *semblent aléatoires* et ne transportent aucune informations, ils *pourraient* donc être confondus avec un bruit aléatoire.

⁶ Pour L2 la superposition se fait par une simple addition modulo 2 : lorsque le code P et le message de navigation ont tous les deux la même valeur, le résultat est 0 sinon le résultat est 1. Le code résultant est alors modulé en phase sur L2 (la modulation de phase se fait en ajoutant une phase de π lorsque le code change de valeur). Sur L1 le code P est également superposé au message de navigation par addition modulo 2 avant d'être modulé en phase sur la porteuse, mais il faut également transmettre le code C/A. Ce dernier est lui aussi combiné au message de navigation par addition modulo 2 et modulé en phase sur la porteuse L1 *déphasée de $\pi/2$* . Pour plus de détails à ce sujet, on pourra se reporter à Kleusberg et Teunissen (1996), section 3.3.

⁷ Ces codes ont été conçus de façon à ce qu'il ne puisse pas y avoir d'interférences entre eux, et que les signaux reçus simultanément de plusieurs satellites différents puissent toujours être distingués.

2 Positionnement

2.1 Pseudo-distances

Les récepteurs génèrent l'ensemble des codes PRN et peuvent alors pour chaque satellite visible à un instant donné, comparer le leur à celui reçu du satellite et en déduire le pseudo-retard Δt . Il ne s'agit pas exactement du retard réel entre le temps d'émission et de réception car les horloges du satellite et du récepteur ne sont pas parfaitement synchronisées. On définit alors la pseudo-distance R_i^j entre le satellite j et le récepteur i par :

$$R_i^j = c\Delta t_i^j = \rho_i^j + c(dt^j - dt_i) \quad (\text{Eq. 2.1})$$

avec ρ_i^j la distance géométrique entre le satellite j et le récepteur i , dt^j l'erreur d'horloge du satellite j , dt_i celle du récepteur i et c la vitesse de la lumière dans le vide. On néglige en effet *ici* tous les effets atmosphériques, qui peuvent cependant être corrigés à l'ordre zéro en prenant des valeurs climatologiques, leur variabilité temporelle relative étant faible. Les horloges embarquées sur les satellites sont des horloges atomiques extrêmement précises, de plus leurs déviations au cours du temps sont bien modélisées. Ainsi, pour chaque satellite et à chaque instant, dt^j peut être estimée très raisonnablement. Par contre, la plupart des récepteurs ne possèdent pas une horloge aussi précise et on ne connaît donc pas dt_i . La distance géométrique s'écrit :

$$\rho_i^j = \sqrt{(X^j - X_i)^2 + (Y^j - Y_i)^2 + (Z^j - Z_i)^2} \quad (\text{Eq. 2.2})$$

les X , Y et Z étant les coordonnées géocentriques du satellite et de l'antenne réceptrice. Les coordonnées des satellites sont connues avec une précision de quelques mètres et sont transmises dans le message de navigation⁸. Il reste donc 4 inconnues dans l'équation (Eq. 2.2) qui peut donc être résolue lorsqu'au moins 4 satellites sont visibles. La précision du positionnement ainsi obtenu est fortement limitée par la précision des orbites des satellites ainsi que, dans une moindre mesure, celle de l'estimation de dt^j . Elle dépend également du nombre de satellites visibles, de leur configuration et des sources de bruit (notamment les délais atmosphériques et les multi-trajets dus à la réflexion des signaux GPS). Elle est généralement d'une dizaine de mètres avec le code C/A, et de 5 mètres ou moins avec le code

⁸ Les coordonnées des satellites sont estimées à partir du suivi en quasi-temps réel de leurs trajectoires et des prévisions de leurs déplacements effectués dans les 5 centres de contrôle au sol. Ces centres forment le segment de contrôle du système GPS, par opposition au segment spatial constitué de l'ensemble des satellites, et au segment utilisateur constitué de l'ensemble des systèmes de réception. Ils suivent en permanence l'ensemble des satellites, effectuent les calculs des orbites et mettent à jour les éphémérides transmises par chaque satellite dans son message de navigation. Ils calculent également les décalages d'horloge des satellites.

P (Botton et al. 1997). La méthode des pseudo-distances permet ainsi un positionnement absolu d'une antenne GPS réceptrice individuelle. De par sa relative simplicité elle est bien adaptée pour la navigation.

2.2 Mesures de phase

Pour des applications nécessitant un positionnement plus précis, plusieurs techniques existent. Elles se basent au moins partiellement sur l'utilisation des données de différents récepteurs d'un réseau pour déterminer un positionnement (relatif dans un premier temps) de l'ensemble des stations considérées. Si l'on considère tout d'abord un seul récepteur i et un seul satellite j , la phase de la porteuse, mesurée modulo 2π à un instant donné, est alors reliée à la distance ρ_i^j par :

$$\varphi_i^j = \frac{1}{\lambda} \rho_i^j - N_i^j + f(dt^j - dt_i) \quad (\text{Eq. 2.3})$$

λ étant la longueur d'onde du signal et f sa fréquence (L1 ou L2) et N_i^j étant l'*ambiguïté entière*, i.e. le nombre de cycles entiers entre le satellite et le récepteur. N_i^j n'est donc pas mesurable directement mais il suffit de l'estimer à un temps t donné pour la connaître à tout instant t ultérieur, du moins tant que le récepteur continue à recevoir des signaux du satellite sans coupure⁹. En considérant maintenant deux récepteurs i et k distincts, on peut écrire l'équation précédente pour chaque récepteur et former la différence des deux équations obtenues, en posant $\varphi_{ik}^j = \varphi_k^j - \varphi_i^j$ on obtient alors :

$$\varphi_{ik}^j = \frac{1}{\lambda} (\rho_k^j - \rho_i^j) - (N_k^j - N_i^j) + f(dt_i - dt_k) \quad (\text{Eq. 2.4})$$

On supprime ainsi le terme de décalage d'horloge du satellite dt^j , mais on conserve un terme lié aux décalages d'horloge des récepteurs, qui, comme mentionné précédemment, peut causer des erreurs importantes. Afin de le supprimer, on forme les *doubles différences* en utilisant un deuxième satellite (repéré par l'exposant l). En posant $\varphi_{ik}^{jl} = \varphi_{ik}^l - \varphi_{ik}^j$ on obtient :

$$\varphi_{ik}^{jl} = \frac{1}{\lambda} (\rho_k^l - \rho_i^l - \rho_k^j + \rho_i^j) - (N_k^l - N_i^l - N_k^j + N_i^j) \quad (\text{Eq. 2.5})$$

Cette technique des doubles différences est très largement utilisée pour le traitement des données GPS. Cependant, elle ne permet pas, en elle-même, d'éliminer les ambiguïtés entières. Cela peut se faire en effectuant les *triples différences*. Il s'agit d'appliquer (Eq. 2.5) à

⁹ En effet, il suffit alors d'incrémenter N de 1 lorsque la phase atteint 0.

deux instants différents. Si le décalage en temps est suffisamment faible les ambiguïtés entières seront identiques, sinon il pourra y avoir un décalage, connu sous réserve que les satellites aient été continûment suivis entre les deux époques. D'autres méthodes consistent à exploiter le fait que l'on dispose de deux porteuses L1 et L2 de longueurs d'onde différentes et à combiner mesure de phase et de code pour extraire les ambiguïtés entières. Les techniques de résolutions des ambiguïtés entières ne seront pas détaillées ici, elles sont décrites par exemple par Hofmann-Wellenhof et al. (1992), dans la partie 9.1.3.

L'avantage de ces techniques de doubles et triples différences est qu'elles permettent par l'utilisation d'un réseau de récepteurs d'obtenir beaucoup plus d'équations que d'inconnues¹⁰. Cela permet de résoudre le système à l'aide d'un ajustement par moindres carrés, et, plutôt que de fixer une valeur a priori ou de faire des calculs préalables, d'estimer directement l'ensemble des paramètres en jeu (positions des récepteurs, mais aussi positions des satellites, ambiguïtés entières et paramètres atmosphériques). Cette méthode permet une estimation de l'erreur sur les coordonnées (écart-type) et donne des résultats d'une grande précision, pouvant aller jusqu'au millimètre. Elle est cependant coûteuse en temps de calcul si l'on considère l'ensemble des stations d'un réseau. Il est donc possible de découper le réseau considéré en plusieurs sous réseaux (Annexe C) ou encore d'utiliser d'abord une méthode des doubles différences pour estimer les paramètres d'orbites et les décalages d'horloge des satellites à l'aide d'un sous-réseau puis ensuite d'effectuer le positionnement des autres stations point par point (cette méthode appelée *Precise Point Positioning* a été introduite par Zumberge et al. 1997).

3 Influence de l'atmosphère et mesure de la vapeur d'eau

3.1 Influence de l'atmosphère sur la phase

Afin de présenter de façon simplifiée les principaux concepts de *positionnement* GPS nous avons jusqu'ici négligé les effets atmosphériques (les équations complètes avec les différents termes peuvent être trouvées par exemple dans Beutler et al. 2007, partie 2.3). Il est cependant très important d'en tenir compte. L'ionosphère est à l'origine d'un retard important et variable qui doit impérativement être corrigé pour avoir un positionnement précis. C'est un

¹⁰ En effet, avec la méthode des doubles différences, pour 2 récepteurs au sol et n satellites visibles par les deux récepteurs, on obtiens $\frac{n!}{2(n-2)!}$ équations, soit 6 équations avec 4 satellites, 20 équations avec 5 satellites et 30 équations avec 6 satellites (situation très courante en pratique). Dans ce dernier cas, si les ambiguïtés de phase ont été préalablement déterminées, il y a seulement 6 inconnues pour la position des deux récepteurs et 18 inconnues pour les positions des satellites soit 24 inconnues seulement. Avec m récepteurs, on obtient $\frac{m!}{2(m-2)!} \frac{n!}{2(n-2)!}$ équations pour seulement $3m + 3n$ inconnues (hors paramètres atmosphériques). Ainsi par exemple, 5 récepteurs avec 6 satellites en vue donnent 600 équations pour seulement 33 inconnues, ce qui justifie complètement l'utilisation d'un ajustement par moindres carrés, et permet pour plus de précision de laisser d'autres paramètres libres au lieu de les estimer au préalable (par exemple ambiguïtés entières et retards atmosphériques).

milieu hautement dispersif, et il est donc possible d'éliminer l'effet de l'ionosphère sur les signaux GPS en effectuant une combinaison linéaire de L1 et L2. La phase correspondante est donnée par :

$$\varphi_{LC} = \frac{1}{f_{L1}^2 - f_{L2}^2} (f_{L1}^2 \varphi_{L1} - f_{L2}^2 \varphi_{L2}) \quad (\text{Eq. 2.6})$$

Ainsi, on peut appliquer cette combinaison linéaire, appelée habituellement LC, à (Eq. 2.5) et obtenir des doubles différences *sans retard ionosphérique*. Nous ne le préciserons plus par la suite, mais par retard *atmosphérique*, nous sous-entendons toujours *dû à l'atmosphère neutre*, i.e. *hors ionosphère*. Ce retard atmosphérique nous intéresse tout particulièrement puisque par la suite nous le considérerons non pas comme un bruit pour la mesure du positionnement, mais comme la grandeur que nous cherchons à mesurer à l'aide du GPS. En général, lors du traitement des données GPS, un terme supplémentaire est ajouté dans l'équation pour tenir compte du délai atmosphérique. Il y a alors une inconnue supplémentaire : le retard atmosphérique total au zénith, ou ZTD (*Zenith Total Delay*, exprimé en mètres). L'équation (Eq. 2.3) devient alors :

$$\varphi_i^j = \frac{1}{\lambda} \rho_i^j - N_i^j + f(dt^j - dt_i) + \frac{1}{\lambda} \mathbf{m}(\mathbf{e}) \text{ZTD} \quad (\text{Eq. 2.7})$$

où m est la fonction de projection, i.e. une fonction dépendant de l'élévation e du satellite, et permettant de tenir compte du fait que lorsque le satellite est vu à une élévation faible, d'une part la quantité d'atmosphère traversée est plus grande que lorsqu'il est au zénith et d'autre part le trajet du rayon est courbé à cause du gradient vertical d'indice de réfraction (cf. aussi partie 3.3). Ainsi, il y a un paramètre supplémentaire à estimer par station GPS au sol¹¹, ce qui ne pose pas de problème particulier car, par l'utilisation des doubles différences, on dispose d'un très grand nombre d'équations pour l'ajustement par moindres carrés (le système d'équations est surdéterminé).

3.2 Du ZTD au contenu intégré en vapeur d'eau au zénith (IWV)

Le ZTD a pour origine fondamentale l'interaction des ondes électromagnétiques avec la matière. En effet, d'après les équations de Maxwell, la vitesse de propagation dépend des

¹¹ Ici on est dans l'approximation d'une atmosphère isotrope. Pour tenir compte des anisotropies des champs de Pression, température et vapeur d'eau (qui conduisent à des anisotropies des délais atmosphériques), il est possible d'estimer en plus du ZTD des gradients de ZTD (voir par exemple Davis et al. 1993; Chen et Herring 1997; Herring et al. 2010b), dans les directions S-N et O-E par l'ajout d'un terme supplémentaire dans l'équation (Eq. 2.7). Par ailleurs, Une expression pour les gradients de délais hydrostatiques zénithaux (ZHD) est proposée dans la suite.

caractéristiques électriques et magnétiques du milieu matériel traversé. Soit v la vitesse de phase dans un milieu matériel, l'indice de réfraction est $n = \frac{v}{c}$ et le ZTD est (par définition) :

$$ZTD = \int_z^{z_{max}} (n(z) - 1) dz \quad (\text{Eq. 2.8})$$

z étant l'altitude de l'antenne GPS réceptrice et z_{max} l'altitude du "haut de l'atmosphère", c'est-à-dire l'altitude au niveau de laquelle on peut considérer que la pression est nulle. Ainsi, le ZTD est directement relié au profil d'indice de réfraction. Thayer (1974) se base sur des travaux antérieurs et propose une équation pour calculer n dans le domaine des ondes radio de fréquences inférieures à 20 GHz (qui couvre donc les signaux GPS) :

$$(n - 1) 10^6 = \frac{k_1}{Z_d} \frac{P - e}{T} + \frac{k_2}{Z_v} \frac{e}{T} + \frac{k_3}{Z_v} \frac{e}{T^2} \quad (\text{Eq. 2.9})$$

avec P la pression atmosphérique, e la pression partielle de vapeur d'eau, T la température, Z_d et Z_v respectivement les facteurs de compressibilité de l'air sec et de la vapeur d'eau, et k_1 , k_2 et k_3 des constantes connues avec une bonne précision (Thayer 1974). Davis et al. (1985) s'appuient sur l'équation d'état de l'air sec $P - e = Z_d R_d \rho_d T$ pour proposer une modification de (Eq. 2.9) qui permet de faire apparaître la masse volumique de l'air dans le premier terme (en modifiant le second terme en conséquence) :

$$(n - 1) 10^6 = k_1 R_d \rho + \frac{e}{Z_v} \left(\frac{k'_2}{T} + \frac{k_3}{T^2} \right) \quad (\text{Eq. 2.10})$$

ρ étant la masse volumique de l'air (humide) et R_d la constante spécifique de l'air sec. Ainsi, on extrait un terme ne dépendant que de ρ . L'intégrale du premier terme est le délai hydrostatique zénithal ou ZHD (*Zenith Hydrostatic Delay*), donné (pour une atmosphère en équilibre hydrostatique) par :

$$ZHD = \int_z^{z_{max}} k_1 R_d \rho 10^{-6} dz = -k_1 R_d 10^{-6} \int_p^0 \frac{dP}{g} \quad (\text{Eq. 2.11})$$

l'accélération gravitationnelle g dépend de l'altitude et donc de la pression. L'intégrale peut cependant être estimée avec une très bonne précision (Saastamoinen 1972b,a; Davis et al. 1985) :

$$ZHD = \frac{2.2768 \cdot 10^{-3} \times P}{(1 - 0.00266 \cos(2 \text{ lat}) - 0.00028 z)} \quad (\text{Eq. 2.12})$$

avec z l'altitude de l'antenne GPS, en *km par rapport au géoïde*¹², lat sa latitude, et P la pression au niveau de l'antenne en hPa. Cette expression¹³ permet de calculer le ZHD avec une très bonne précision à partir de la seule mesure de la pression au sol : l'erreur sur le ZHD inférieure à 0.3% pour une mesure de P à ± 1 hPa (et pour une pression supérieure à 500 hPa, i.e. en dessous d'environ 5.5 km d'altitude). L'intégrale du second terme dans (Eq. 2.10) dépend du profil de vapeur d'eau et est appelée délai zénithal humide, ou ZWD (*Zenith Wet Delay*) :

$$ZWD = 10^{-6} k'_2 \int_z^{z_{max}} \frac{e}{Z_v T} dz + 10^{-6} k_3 \int_z^{z_{max}} \frac{e}{Z_v T^2} dz \quad (\text{Eq. 2.13})$$

Askne et Nordius (1987) définissent une *température moyenne pondérée* T_m :

$$T_m = \frac{\int_z^{z_{max}} \frac{e}{Z_v T} dz}{\int_z^{z_{max}} \frac{e}{Z_v T^2} dz} \quad (\text{Eq. 2.14})$$

Et réécrivent alors l'équation (Eq. 2.13) à l'aide de T_m :

$$ZWD = 10^{-6} \left(k'_2 + \frac{k_3}{T_m} \right) \int_z^{z_{max}} \frac{e}{Z_v T} dz = 10^{-6} \left(k'_2 + \frac{k_3}{T_m} \right) R_v \int_z^{z_{max}} \rho_v dz \quad (\text{Eq. 2.15})$$

où l'on a appliqué l'équation d'état des gaz pour la vapeur d'eau (en tenant compte du facteur de compressibilité) $e = Z_v \rho_v R_v T$, ρ_v étant la densité de vapeur d'eau et R_v la constante spécifique de la vapeur d'eau. $\int_z^{z_{max}} \rho_v dz$ est le **contenu en vapeur d'eau intégré verticalement** (au zénith), que l'on appellera par la suite **IWV** (*Integrated Water Vapour*,

¹² Le géoïde est une surface d'accélération gravitationnelle constante. L'altitude par rapport au géoïde correspond (à de très faibles corrections près) à l'altitude géographique habituelle (« altitude par rapport au niveau moyen des mers »). Ce n'est pas l'altitude obtenue directement du GPS. Le GPS fournit des coordonnées géocentriques (X, Y, Z), qui peuvent être converties en longitude, latitude et *altitude par rapport à l'ellipsoïde de référence* (WGS84). Le géoïde est proche de cet ellipsoïde, mais avec des variations allant jusqu'à ± 100 m environ. Pour effectuer la conversion d'altitude, nous utilisons le modèle de géoïde EGM2008 (Kenyon et al. 2007).

¹³ Le facteur $2.2768 \cdot 10^{-3}$ dans (Eq. 2.12) est celui proposé par Davis et al. (1985) en se basant sur les résultats théoriques de Thayer (1974). Elgered et al. (1991) se basant sur une étude expérimentale antérieure au modèle théorique de Thayer (1974) proposent de prendre $2.2779 \cdot 10^{-3}$. Ces deux valeurs sont couramment utilisées dans la littérature. Dans les travaux présentés ici, on utilisera systématiquement $2.277 \cdot 10^{-3}$, valeur également courante dans la littérature qui correspond à celle de Davis et al. (1985) arrondie à 4 chiffres significatifs. L'erreur sur ce terme multiplicatif est d'environ 0.1% ; avec une erreur sur la pression de ± 1 hPa, l'erreur sur le ZHD est inférieure à 0.3 %.

exprimé généralement en mm d'eau ou en kg d'eau par m²). Le ZWD est obtenu à l'aide du calcul du ZHD et de l'estimation du ZTD effectuée lors du traitement des données GPS :

$$ZWD = ZTD - ZHD \quad (\text{Eq. 2.16})$$

et donc

$$IWV = \frac{10^6}{R_v} \left(k'_2 + \frac{k_3}{T_m} \right)^{-1} (ZTD - ZHD) \quad (\text{Eq. 2.17})$$

les constantes sont connues, mais T_m ne peut pas être déterminée facilement, puisqu'il faudrait connaître les profils de température et de pression partielle de vapeur d'eau. T_m est la plupart du temps estimée empiriquement à l'aide de modèles simples basés sur un grand nombre de radiosondages. Bevis et al. (1992) ont ainsi proposé un modèle à partir de radiosondages aux Etats-Unis où T_m est une fonction linéaire de la température de surface T : $T_m = 70.2 + 0.72 T$. Pour l'Europe, Ewardson et Derks (2000) proposent un modèle polynomial d'ordre 2 en la température de surface T , qui donne des résultats très proches. Les comparaisons entre les résultats issus de ce modèle et les radiosondages (Ewardson et Derks, 2000) donnent un écart-type de seulement 1.15 % (les différences entre les modèles de Bevis et al. et Ewardson et Derks, ainsi que la validité de ces modèles sont discutés plus en détails au Chapitre 4, partie 2). Le coefficient $Q^{-1} \stackrel{\text{def}}{=} \frac{IWV}{ZWD} = \frac{10^6}{R_v} \left(k'_2 + \frac{k_3}{T_m} \right)^{-1}$ est de l'ordre d'un sixième ($Q \approx 6$).

Ainsi, à partir du ZTD issu du traitement des données GPS, connaissant la pression et la température au niveau de l'antenne, on peut calculer l'IWV à la verticale de la station¹⁴. La sensibilité de l'IWV par rapport aux mesures de pression et de température au sol est d'environ $-0.2\% \cdot \text{hPa}^{-1}$ (à 1000 hPa, près de $-0.4\% \cdot \text{hPa}^{-1}$ à 500 hPa) et $0.25\% \cdot \text{K}^{-1}$ (à 290 K, augmente légèrement lorsque T diminue).

3.3 Les délais et contenus en vapeur d'eau *obliques*

Depuis plus de dix ans les données GPS sont utilisées pour estimer le contenu 3D en vapeur d'eau (Flores et al. 2000) grâce à des logiciels de tomographie (basés sur des méthodes d'inversion). Ils utilisent comme données d'entrée des *IWV obliques* (appelés SIWV pour

¹⁴ Il est important de remarquer que la détermination du ZTD, indispensable à l'évaluation de l'IWV est directement liée à la détermination de la position de la station. Il est donc important pour le traitement des données d'avoir une station dont la position est la plus stable possible pendant toute la durée des mesures. Par ailleurs, les effets de marée déforment la surface de la Terre (directement, et indirectement par le biais des marées océaniques qui induisent des variations des forces de pression s'exerçant sur les plateaux océaniques et donc sur la croûte continentale) et doivent être corrigés pour un traitement précis des données. Ces corrections sont effectuées par les logiciels de traitement de données GPS (comme GAMIT ou Bernese) à l'aide de tables de marées.

Slant IWV), i.e. les contenus en vapeur d'eau intégrés le long des directions satellite-antenne. Les SIWV peuvent être obtenus soit en projetant les IWV sur les directions des satellites et en tenant compte des gradients humides (et éventuellement des résidus de l'ajustement par moindres carrés¹⁵), soit en estimant directement les délais obliques STD (*Slant Total Delay*) à la place des délais zénithaux ZTD lors du traitement des données GPS (Ware et al. 1997; Alber et al. 2000; Bender et al. 2008) et en calculant les SIWV directement à partir des STD correspondants. Les données de l'ensemble d'un réseau forment alors un ensemble de SIWV qui s'entrecroisent dans l'atmosphère. Ils peuvent être utilisés pour réaliser une estimation de la distribution 3D de densité de vapeur d'eau, grâce à des techniques d'inversion.

La tomographie GPS sera présentée plus en détail au Chapitre 4. On se basera sur l'utilisation des STD issus du traitement des données GPS (Bender et al. 2008; Deng et al. 2011) pour calculer les SIWV (et également les IWV). Le calcul des SIWV à partir des STD est très semblable à ce qui a été présenté précédemment pour le calcul des IWV à partir des ZTD. En effet, de même que pour le ZWD (Eq. 2.16), le délai humide le long de la direction satellite-antenne (*SWD* pour *Slant Wet Delay*) s'écrit :

$$SWD = STD - SHD \quad (\text{Eq. 2.18})$$

avec SHD le délai hydrostatique oblique (*Slant Hydrostatic Delay*), qui est obtenu en projetant le ZHD le long de l'axe satellite-antenne correspondant. Cette projection est effectuée en tenant compte de la courbure de la surface terrestre (dans l'approximation d'une Terre sphérique) et des gradients horizontaux de pression. Le SHD est alors donné par (Davis et al. 1993; Flores et al. 2000) :

$$SHD = m_h ZHD (1 + Z_{ZHD} \cot(e)) \quad (\text{Eq. 2.19})$$

avec m_h la fonction de projection hydrostatique de Niell (Niell 1996), qui dépend uniquement de la latitude, de l'altitude, du jour de l'année et de l'élévation¹⁶, e l'angle d'élévation, et Z_{ZHD} le gradient normalisé de ZHD. Cette expression est valable pour $|Z_{ZHD} \cot(e)| < 1$, et

¹⁵ Le positionnement précis par la méthode des moindres carrés permet l'estimation des ZTD et des gradients horizontaux. Cependant, il s'agit d'un ajustement par moindres carrés et donc à chaque instant, pour chaque satellite visible depuis une station donnée, il y a un résidu qui est la différence entre la phase effectivement observée et la phase calculée à partir de la solution de l'ajustement. Ces résidus contiennent donc tout ce qui n'a pas été modélisé et incluent les corrections atmosphériques non prises en compte dans l'approche au premier ordre (ZTD+ gradients N-S et E-O). Ils peuvent donc être utilisés pour une estimation plus précise des STD, à condition que les effets non dus à la troposphère aient été minimisés (sinon, on ne ferait qu'augmenter l'erreur sur le STD).

¹⁶ La fonction de projection de Niell se base à la fois sur des considérations géométriques et sur l'utilisation de nombreux radiosondages provenant de différents sites afin d'ajuster les valeurs des coefficients qui traduisent les dépendances en fonction de l'altitude, de la latitude et du jour de l'année. Les fonctions de projection globales GMF (Boehm et al. 2006a) ne nécessitent pas non plus de données supplémentaires et donnent de meilleurs résultats que les fonctions de Niell, notamment durant l'hiver (en été les différences ne sont pas significatives, et c'est pourquoi nous utiliserons les fonctions de Niell pour notre étude). Une autre approche consiste à calculer les fonctions de projection en utilisant des résultats de modèles (Niell 2000, 2001; Boehm et al. 2006b; Kouba 2008).

implique donc d'imposer un angle de coupure pour l'élévation (généralement supérieur ou égal à 5°). Le gradient normalisé de ZHD est un gradient moyen dans la région traversée par le signal GPS, il peut donc être estimé par :

$$Z_{ZHD} = \frac{H \Delta(ZHD)}{ZHD \Delta s} \quad (\text{Eq. 2.20})$$

avec $\Delta(ZHD)$ la différence entre le ZHD au niveau de la station GPS et le ZHD à l'endroit où le rayon satellite-station atteint l'altitude $H = TR_d / g$ (R_d étant la constante spécifique de l'air sec) et Δs la distance correspondante à la surface de la Terre. Ainsi, le terme dépendant de Z_{ZHD} dans l'équation (Eq. 2.19) est une correction au premier ordre pour tenir compte de l'anisotropie de l'atmosphère. Ce terme est généralement très faible.

Les SIWV peuvent s'exprimer en fonction des SWD de façon très similaire à ce qui a été fait pour la relation IWV/ZWD dans la section précédente. Détaillons ici quelque peu les calculs pour le montrer et bien mettre en évidence les approximations qui en découlent. De même qu'à l'équation (Eq. 2.20), la projection des SWD sur la verticale s'écrit en bonne approximation¹⁷ :

$$ZWD = \frac{SWD}{m_w} (1 + Z_{ZWD} \cot(e))^{-1} \quad (\text{Eq. 2.21})$$

avec m_w la fonction de projection humide de Niell (Niell 1996) et Z_{ZWD} le gradient normalisé de ZWD, défini comme Z_{ZHD} en remplaçant les ZHD par ZWD dans l'équation (Eq. 2.20). D'après (Eq. 2.16), on peut donc substituer (Eq. 2.21) dans l'équation (Eq. 2.17) et l'on obtient alors :

$$IWV = \frac{10^6}{R_v} \left(k'_2 + \frac{k_3}{T_m} \right)^{-1} \frac{SWD}{m_w} (1 + Z_{ZWD} \cot(e))^{-1} \quad (\text{Eq. 2.22})$$

Or, la projection des IWV sur la direction satellite-station s'écrit (les variations d'IWV étant du même ordre que celles de ZWD¹⁷) :

$$SIWV = m_w IWV (1 + Z_{IWV} \cot(e)) \quad (\text{Eq. 2.23})$$

¹⁷ Les variations relatives de ZWD sont beaucoup plus importantes que celles de ZHD, cependant, si l'on suppose qu'elles atteignent 50% sur 100 km alors on a $|Z_{ZWD} \cot(e)| \leq 0.5$ pour $e > 5^\circ$ et l'équation reste donc valable (bien que plus approchée), la condition $|Z_{ZWD} \cot(e)| < 1$ restant vérifiée y compris pour $Z_{ZWD} < 0$

avec Z_{IWV} le gradient normalisé d'IWV. Ce qui donne finalement en substituant (Eq. 2.22) dans (Eq. 2.23) :

$$SIWV = \frac{10^6}{R_v} \left(k'_2 + \frac{k_3}{T_m} \right)^{-1} SWD \frac{1 + Z_{IWV} \cot(e)}{1 + Z_{ZWD} \cot(e)} \quad (\text{Eq. 2.24})$$

Les gradients normalisés d'IWV et de ZWD sont identiques si le facteur $Q = \frac{ZWD}{IWV}$ est constant. Les variations de Q sont généralement en effet assez faibles (cf. Chapitre 4), cependant, si l'on désire en tenir compte, on peut écrire :

$$SIWV = \frac{10^6}{R_v} \left(k'_2 + \frac{k_3}{T_m} \right)^{-1} SWD \left(1 + \frac{(Z_{IWV} - Z_{ZWD}) \cot(e)}{1 + Z_{ZWD} \cot(e)} \right) \quad (\text{Eq. 2.25})$$

avec

$$Z_{ZWD} = Z_{IWV} - \frac{H (IWV + \Delta(IWV))}{IWV \Delta s} \Delta(Q) \quad (\text{Eq. 2.26})$$

où $\Delta(IWV)$ et $\Delta(Q)$ sont définies comme étant respectivement les différences entre les valeurs d'IWV et de Q au niveau du GPS et au niveau du point où le rayon oblique satellite-station considéré atteint l'altitude H. La somme $IWV + \Delta(IWV)$ donne donc l'IWV en ce point. Les variations de Q avec la température sont de l'ordre de 0.015 K^{-1} , les distances considérées étant faibles ($\Delta s < 100 \text{ km}$ pour tout $e > 5^\circ$), les variations de températures restent modérées et $\Delta(Q)$ est petit devant 1. On a donc $|Z_{ZWD} - Z_{IWV}| \ll |Z_{ZWD}|$ et, par ailleurs, $|Z_{ZWD}| \ll 1$ et $|Z_{ZWD} \cot(e)| < 1$, ce qui implique $|(Z_{IWV} - Z_{ZWD}) \cot(e)| \ll 1 + Z_{ZWD} \cot(e)$. L'équation (Eq. 2.25) se simplifie donc pour donner :

$$SIWV = \frac{10^6}{R_v} \left(k'_2 + \frac{k_3}{T_m} \right)^{-1} SWD \quad (\text{Eq. 2.27})$$

Nous utiliserons l'équation (Eq. 2.27) quelles que soient les conditions pour estimer les SIWV en très bonne approximation. Il est cependant important de garder à l'esprit qu'elle peut conduire à une erreur de l'ordre de 15 % à des élévations basses, en présence de forts gradients de température et d'humidité¹⁸. La méthode de calcul d'un IWV à partir de plusieurs SIWV obtenus pour une station GPS donnée est introduite au Chapitre 4.

¹⁸ Par exemple pour, $e=6^\circ$ et $H=8.3 \text{ km}$, $IWV=40 \text{ mm}$ et $\Delta(IWV) = -20 \text{ mm}$, on obtient $Z_{IWV} = -0.057$. Si l'on a $\Delta T = -10 \text{ K}$ alors $\Delta(Q) \approx -0.15$ et on obtient alors $Z_{ZWD} = -0.048$, ce qui donne finalement $\frac{(Z_{IWV} - Z_{ZWD}) \cot(e)}{1 + Z_{ZWD} \cot(e)} = -0.158$, ce qui signifie qu'en utilisant l'équation approchée (Eq. 2.27) dans ce cas de forte variation d'IWV et de température, on effectue une erreur de 15.8% à basse élévation.

4 Résumé et panorama de l'utilisation du GPS en météorologie

Nous avons présenté dans ce chapitre les bases physiques de la mesure par GPS, en mettant en avant l'intérêt de l'utilisation d'un réseau de récepteurs pour avoir un positionnement très précis (sub-centimétrique). En effet, en disposant de plusieurs stations GPS il est possible d'effectuer de nombreuses doubles-différences et d'obtenir alors un grand nombre d'équations. Ces équations permettent d'estimer très précisément la position des satellites ainsi que le ZTD au niveau de chaque station GPS en effectuant un ajustement par moindres carrés.

Le ZTD ainsi obtenu a pour origine physique l'interaction des signaux GPS avec la matière qui entraîne une diminution de leur vitesse de propagation (par rapport à la vitesse de la lumière dans le vide). Il est possible séparer le ZTD en deux termes. D'une part un terme hydrostatique, le ZHD que l'on peut la plupart du temps calculer à 0.3 % près à partir d'une mesure de pression au niveau de l'antenne GPS, et d'autre part un terme spécifiquement dû à la vapeur d'eau, le ZWD. Ce dernier nous intéresse tout particulièrement car il peut être directement relié à l'IWV à la verticale de l'antenne.

Des inter-comparaisons de données GPS avec d'autres mesures d'humidité montrent globalement la bonne qualité des données GPS, qu'il s'agisse d'IWV (Rocken et al. 1995; Duan et al. 1996; Tregoning et al. 1998; Van Baelen et al. 2005; Igondová 2009; Bonafoni et al. 2012) ou de SIWV (Ware et al. 1997; Braun et al. 2001; Deng et al. 2011) avec cependant parfois des problèmes et des écarts importants avec des mesures par radiosondage (voir par exemple Haase et al. 2003). Depuis quelques années, les données GPS ont à leur tour été utilisées pour valider d'autres mesures d'humidité, notamment par satellite (Schroedter-Homscheidt et al. 2008; Prasad et Singh 2009).

De très nombreuses études s'appuient depuis une quinzaine d'années sur des données GPS pour observer et analyser des situations météorologiques particulières (Businger et al. 1996; Okamura et Kimura 2003; Champollion et al. 2004; Van Baelen et Penide 2009), y compris en temps réel (Rocken et al. 1997; Ware et al. 2000; Elgered 2001; Gendt et al. 2004; de Haan et al. 2009) et pour améliorer les prévisions météorologiques, soit par une utilisation directe des IWV GPS (Mazany et al. 2002; de Haan et al. 2004), soit en assimilant les données GPS dans des modèles (Guo et al. 2000; De Ponte et Zou 2001; Ha et al. 2003; Zus et al. 2008; Yan et al. 2009). Les données GPS peuvent aussi être utiles en climatologie, par exemple pour l'étude des cycles diurnes (Bouma et Stoew 2001; Jin et al. 2009) et saisonniers (Bock et al. 2008). Selon Vey et al. (2010) les séries temporelles sont par contre encore trop courtes au regard de la précision des données GPS pour pouvoir tirer des conclusions sur une éventuelle tendance interannuelle (cf. aussi Annexe C). Par ailleurs l'utilisation de la tomographie GPS permet une estimation du champ 3D de vapeur d'eau très utile pour étudier des situations météorologiques variées (Flores et al. 2001; Seko et al. 2004; Bastin et al. 2005; Bi et al. 2006; Champollion et al. 2009; Van Baelen et al. 2011).

Chapitre 3

Relation entre l'IWV et les précipitations : Analyse de cinq années de données à Clermont-Ferrand

1	Données.....	59
1.1	Contexte et localisation des instruments.....	59
1.2	Le GPS.....	60
1.3	Les pluviomètres.....	61
1.4	Les autres instruments.....	62
2	Traitement statistique des données.....	62
3	Résultats et discussions	64
3.1	Périodes sèches	64
3.2	Périodes de pluie	66
4	Conclusions et perspectives	72

Introduction

Ce chapitre présente une étude statistique des liens entre le contenu intégré en vapeur d'eau mesuré par GPS et les précipitations mesurées par un pluviomètre proche. L'objectif de cette étude est double : il s'agit d'une part de montrer la complémentarité de la mesure de l'IWV par rapport aux autres mesures météorologiques et d'autre part d'extraire des caractéristiques les plus générales possibles concernant les relations entre précipitations et IWV à Clermont-Ferrand. Ce dernier point pourrait motiver l'utilisation de l'IWV pour la prévision des pluies à très court terme ou le déclenchement d'alertes, comme cela a été proposé par Mazany et al. (2002) pour la prévision de la foudre à très court terme. Ces auteurs ont montré une amélioration de la qualité des alertes (moins de fausses alertes et moins d'évènements non prévus) lorsqu'ils utilisent des mesures d'IWV issues de données GPS.

La première partie de ce chapitre présente brièvement le site d'étude, les données disponibles, leurs caractéristiques et les avantages et inconvénients associés. La deuxième partie se focalise sur la technique de traitement statistique utilisée. La troisième partie expose et discute les résultats obtenus.

1 Données

1.1 Contexte et localisation des instruments

Le campus des Cézeaux est situé à proximité du centre-ville de Clermont-Ferrand et à environ 15 km à l'est de la chaîne des Puys. Si l'on se base sur la période 2007-2011, le site reçoit en moyenne 580 mm de précipitations par an, pour une moyenne de 132 jours de pluie, si l'on appelle « jour de pluie » un jour où le pluviomètre a enregistré des précipitations. Les disparités interannuelles modérées mais non négligeables avec des cumuls variant entre 500 et 700 mm par an sur les 5 années considérées.

Dans ce chapitre nous utiliserons les données issues d'un GPS, d'un pluviomètre et de capteurs météorologiques mesurant la pression, la température et l'humidité de l'air. Ces instruments sont tous installés sur le toit du Laboratoire de Météorologie Physique (LaMP, situé sur le campus des Cézeaux), à 423 m d'altitude, sur une plateforme d'une dizaine de mètres carrés. Ce site offre une bonne visibilité du ciel (peu de masques) ce qui maximise le nombre de satellites GPS visibles. On utilisera également un deuxième pluviomètre situé à 250 mètres au nord du premier (et également sur le campus des Cézeaux) afin de pouvoir contrôler la robustesse des résultats.

La plupart des instruments météorologiques ont été installés il y a une dizaine d'années, tandis que le GPS, qui appartient à la ville de Clermont-Ferrand, a été mis en place fin 2006 en partenariat avec le LaMP/OPGC. Il fournit des données à 15 minutes de résolution depuis le 30 Janvier 2007. Ce chapitre se focalisera donc sur 5 années de données, du 30 Janvier 2007 au 29 Janvier 2012 inclus.

1.2 Le GPS

La station GPS installée sur le campus des Cézeaux est appelée CLFD. Elle est constituée d'une antenne Trimble Zephyr avec un radome hémisphérique et d'un récepteur Trimble NetRS. Cette station est intégrée au Réseau GNSS Permanent (RGP) de l'Institut Géographique National (IGN) ainsi qu'au REseau NAtional GPS permanent (RENAG), qui regroupe plusieurs laboratoires de recherche et organismes d'Etat. Depuis le 30 janvier 2007 l'ensemble des données du réseau RGP sont traitées en temps quasi réel à l'aide du logiciel Bernese (Beutler et al. 2007). Le traitement des données fournit une estimation du ZTD toutes les 15 minutes au niveau de chaque station du réseau ainsi qu'une estimation de l'erreur associée. Ces ZTD sont issus d'un traitement en doubles différences sur la combinaison linéaire LC (cf. Chapitre 2). L'estimation est effectuée en coordonnées fixées avec contraintes relatives entre ZTD successifs au sein d'une même session de calcul.

Pour le traitement en temps quasi réel l'IGN effectue ses calculs en utilisant 6 h de données (i.e. chaque session de calcul utilise 6h de données GPS). Chaque session de calcul est décalée de seulement une heure par rapport à la précédente et utilise donc en grande partie (pour 5h sur les 6h que dure la session) les mêmes données GPS que la session précédente (technique dite des *fenêtres glissantes*). La Figure 3.1 présente la moyenne des erreurs sur les ZTD en fonction du temps écoulé par rapport au début de la session. On remarque que les erreurs les plus faibles sont obtenues une heure après le début de la session. Cette asymétrie est quelque peu inattendue car on s'attendrait plutôt à trouver l'erreur minimale au centre de la période. Elle correspond cependant bien aux observations effectuées à l'IGN sur un plus grand nombre de stations (Romain Fages, communication personnelle) et est probablement due au traitement en temps quasi réel. Pour réaliser des séries temporelles de ZTD et d'IWV, on utilisera donc dans ce chapitre les données correspondant à la deuxième heure de chaque session (i.e. entre H+1 et H+2, pour une session commençant à l'heure H). Ainsi, Figure 3.2, les données présentées de 00:00 à 00:45 UTC proviennent d'une session commençant la veille à 23:00 UTC (et se terminant à 05:00 UTC), celle de 01:00 à 01:45 UTC proviennent de la session qui a commencé à 00:00 UTC, et ainsi de suite.

L'utilisation d'une fenêtre glissante permet d'augmenter la résolution temporelle tout en limitant le coût en mémoire vive, et de fournir un produit en quasi-temps réel. Cependant, chaque session correspond à une solution différente et donc on observe assez fréquemment des sauts lors du passage d'une session à l'autre, comme dans l'exemple présenté Figure 3.2, sur les périodes 00:00-04:00 UTC, 06:00-09:00 UTC, 17:00-19:00 UTC ainsi qu'à 15:00 UTC. Ces sauts peuvent poser problème pour des études de cas (cf. Annexe A) mais n'ont aucun impact significatif dans cette étude où l'on effectue un traitement statistique d'un grand nombre de données. De plus, ils n'apparaissent que pendant l'année 2007 car pour les données plus récentes, l'IGN a ajouté une contrainte sur les ZTD d'une session à l'autre (cela entraînant un lissage des résultats).

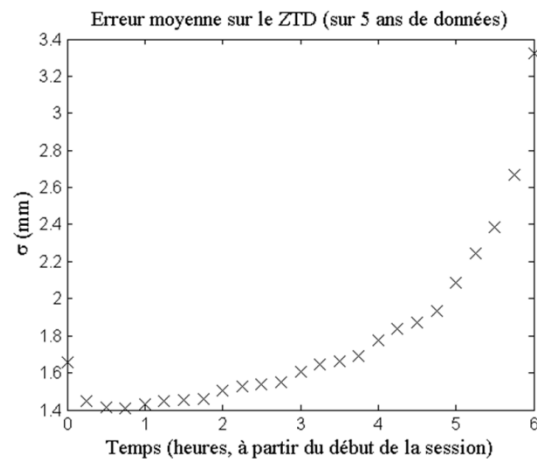


Figure 3.1. Moyenne des erreurs sur le ZTD en fonction du temps par rapport au début de la session (0h correspond au début de la session et 6h correspond à la fin de la session).

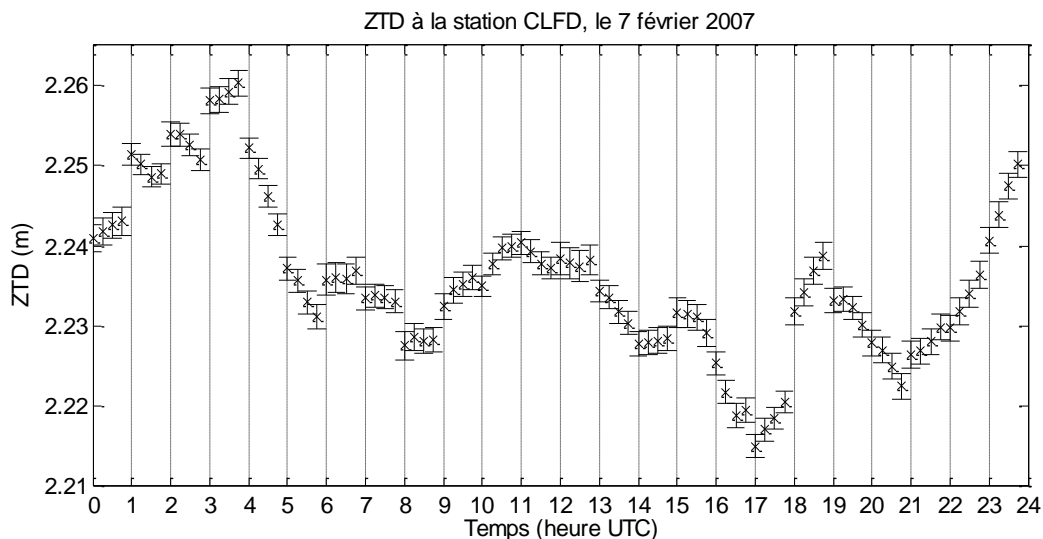


Figure 3.2. ZTD en fonction du temps à la station CLFD, de 00:00 UTC à 14:00 UTC. Pour chaque heure (de HH:00 à HH:45 UTC) les données utilisées proviennent d'une même session.

1.3 Les pluviomètres

Les deux pluviomètres utilisés sont des pluviomètres à auget basculant, avec une surface de collecte de 1000 cm^2 . La résolution est de 0.2 mm et les données sont stockées avec une résolution temporelle de 5 minutes. La pluviométrie mesurée au temps t est le cumul mesuré pendant les 5 minutes précédentes.

Diverses erreurs affectent les données des pluviomètres, ce qui justifie d'en avoir un deuxième pour comparaison. Parmi les sources d'erreur, on peut citer par exemple celles générées par le vent, qui nécessitent une correction si l'on a besoin d'une mesure précise (de Lima 1990; Habib et al. 1999). Il faut également tenir compte des erreurs d'échantillonnage

lié d'une part à la méthode de mesure par basculement et d'autre part, dans notre cas, à l'utilisation de cumuls sur 5 minutes, ainsi que des erreurs de calibration, des erreurs liées à la turbulence au voisinage du pluviomètre, et d'erreurs « grossières » qui peuvent se produire pour des raisons diverses (pluviomètre bouché ou auget bloqué par exemple). Ces différentes sources d'erreurs entraînent une variabilité parfois importante des mesures effectuées par des pluviomètres identiques très proches les uns des autres, notamment lorsque le pas de temps utilisé pour effectuer les cumuls est faible (Ciach 2003).

1.4 Les autres instruments

Nous utiliserons également dans ce chapitre des données de pression, température, humidité relative, vitesse et direction du vent provenant des autres instruments installés sur la même plateforme, sur le toit du LaMP. Tous ces capteurs fournissent des données toutes les cinq minutes. La mesure de la température et de la pression au niveau de l'antenne GPS est très importante pour le calcul de l'IWV à partir du ZTD. Le capteur de pression étant situé environ 8 ou 9 mètres en dessous du GPS, nous avons corrigé toutes les mesures de pression de manière approchée en leur ajoutant 1 hPa.¹⁹

Par ailleurs, afin d'obtenir la *pression réduite au niveau de la mer*, telle que définie par Météo-France (Triplet et Roche 1986, chap. 5) à partir de la pression locale, nous avons utilisé l'équation hypsométrique :

$$P_{mer} = P \exp\left(\frac{g h}{R_d(T_v + 0.5 \Gamma h)}\right) \quad (\text{Eq. 3.1})$$

avec P la pression mesurée à l'altitude h (en mètres) par rapport au niveau de la mer, T_v la température virtuelle à cette même altitude, $\Gamma = 0.0065 \text{ K m}^{-1}$ le gradient de température vertical standard dans la troposphère, g l'accélération gravitationnelle et R_d la constante spécifique de l'air sec. Le rapport de mélange r est calculé à partir des mesures d'humidité relative et de température, en utilisant les équations (Eq. 1.14) et (Eq. 1.15).

2 Traitement statistique des données

Afin d'étudier les liens entre IWV et précipitation, non pas individuellement pour chaque évènement précipitant, mais de manière plus globale sur l'ensemble des données disponibles, nous avons effectué un traitement statistique simple. L'idée de base est de prendre comme référence temporelle les pics de précipitations et d'observer les variations

¹⁹ En supposant que le profil de pression est celui de l'atmosphère standard, une diminution d'altitude de 8.5 m à CLFD (423 m) correspond à une augmentation de la pression d'environ 1 hPa.

moyennes de l'IWV et des autres grandeurs météorologiques par rapport à ces maximums de précipitations.

Plus précisément, l'algorithme de calcul commence par déterminer à quel temps t_0 se produit le plus fort pic de précipitation (sur l'ensemble des données disponibles), puis sélectionne les données météorologiques sur l'intervalle $[t_0 - \frac{x}{2}; t_0 + \frac{x}{2}]$, x étant la durée totale de l'intervalle considéré (le choix de x dépend de l'échelle temporelle à laquelle on cherche à étudier les liens entre IWV et précipitations). Ensuite, on invalide l'ensemble des données déjà utilisées et on sélectionne à nouveau le pic de pluie le plus intense, et ainsi de suite. On peut procéder de la sorte soit en considérant toutes les données disponibles, soit en ajoutant des contraintes supplémentaires pour la sélection des données (par exemple en ne considérant que les pics de pluie supérieurs à un certain seuil).

On obtient alors, pour chaque grandeur météorologique considérée (cumul de pluie sur 5 minutes, IWV, rapport de mélange, pression, ...) N_0 jeux de données, de x heures chacun. On effectue alors un contrôle qualité en deux étapes. Tout d'abord on invalide les éventuels points de donnée aberrants, puis on supprime les intervalles avec plus de 10% de données invalidées ou manquantes. Si un intervalle est ainsi supprimé pour une variable, il l'est aussi pour toutes les autres afin d'avoir le même nombre $N \leq N_0$ d'intervalles pour chaque variable considérée. Pour chaque intervalle et pour chaque variable météorologique, une interpolation linéaire simple permet d'avoir un point de données toutes les cinq minutes. Cette interpolation est nécessaire lorsqu'il y a des données manquantes ou invalidées, et également pour les données GPS qui ne sont disponibles qu'avec une résolution temporelle de 15 minutes. On effectue alors la moyenne des données, point par point, pour chaque grandeur météorologique g :

$$\forall t \in [t_0 - \frac{x}{2}; t_0 + \frac{x}{2}], \quad g(t) = \sum_{i=1}^N \frac{g_i(t)}{N} \quad (\text{Eq. 3.2})$$

La Figure 3.3 illustre cette méthode avec $N=2$ et $x=2h$, pour l'IWV et le cumul de précipitation sur cinq minutes. Les $g_i(t)$ sont les points des graphes (a) et (b), et le graphe (c) correspond aux $g(t)$. La méthode de sélection peut être équivoque lorsqu'il y a plusieurs pics de pluie de même intensité dans un intervalle donné. Lorsque la situation se produit (ce qui est fréquent pour les pluies faibles), on prendra le premier des pics d'intensité maximale comme centre de l'intervalle.

En complément de ces moyennes effectuées sur les périodes de pluie, il est intéressant d'appliquer la même méthode sur des périodes sans précipitation, afin de les utiliser comme référence. Nous avons donc effectué le même type de moyennes en sélectionnant non pas les pics de pluie mais les périodes de sécheresse d'une durée supérieure à n heures, et en prenant comme instant de référence le centre des périodes sèches. On se focalisera ensuite sur un sous-intervalle de durée inférieure à n , afin de limiter l'influence de la fin des précipitations (en début d'intervalle) et de l'arrivée de nouvelles précipitations (en fin d'intervalle).

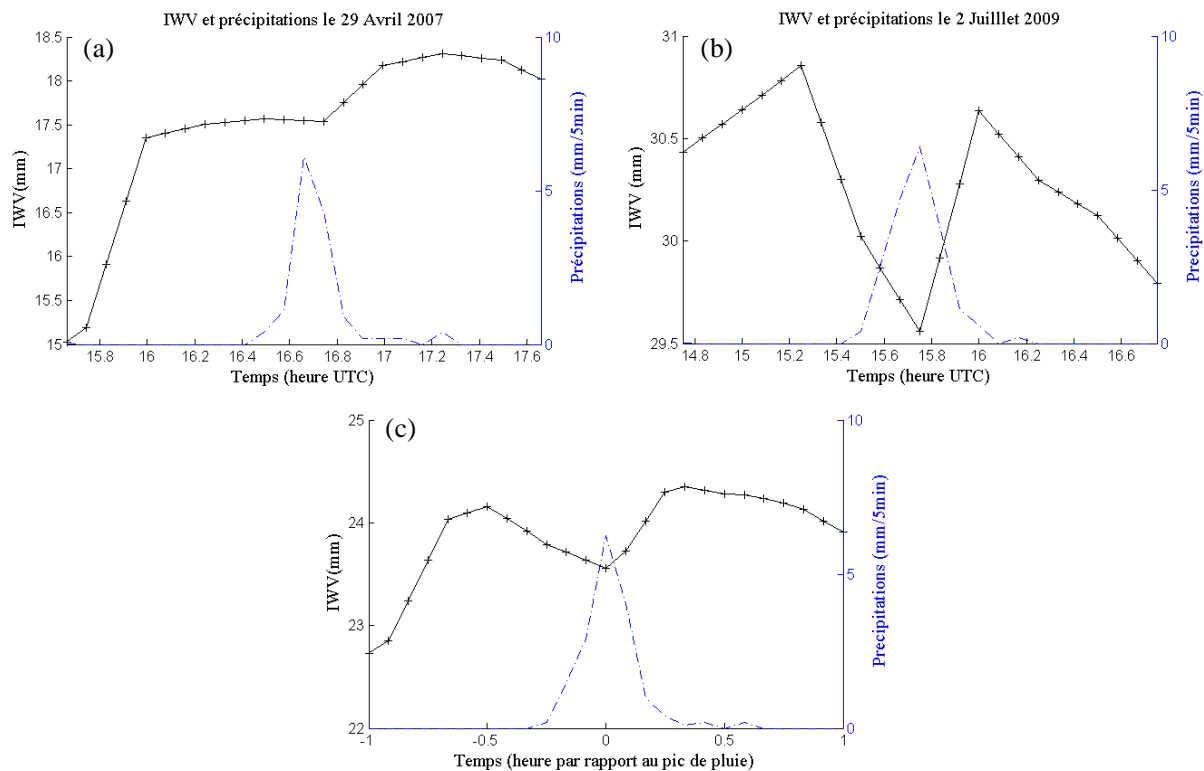


Figure 3.3. Précipitations (tirets bleus) et IWV (croix et ligne noire) sur une période de durée $x=2h$ centrée sur le pic de pluie. Les graphes (a) et (b) correspondent aux deux plus intenses cumuls de précipitations sur 5 minutes mesurés par le pluviomètre (et respectant les critères de qualité des données). Le graphe (c) est obtenu en faisant la moyenne point par point des IWV et précipitations représentées sur les graphes (a) et (b). Sur le graphe (c) les graduations de l'axe des abscisses indiquent non pas la moyenne des heures des graphes (a) et (b) mais l'heure par rapport au pic de pluie.

3 Résultats et discussions

3.1 Périodes sèches

Afin de sélectionner au mieux des périodes sèches qui puissent faire office de référence, il faut qu'elles soient de suffisamment longue durée pour pouvoir négliger l'influence sur les grandeurs météorologiques des précipitations s'étant produites avant le début de la période sèche ainsi que celle de l'arrivée d'un nouveau système précipitant à la fin de la période sèche. Cependant, si l'on prend un critère de sélection trop exigeant le nombre de périodes sèches sélectionnées sera trop faible pour que notre traitement statistique ait un sens. Nous sélectionnerons donc les périodes sèches de plus de 60h et nous intéresserons aux 24h au centre des périodes sèches, afin d'être à plus de 18h des précipitations les plus proches. Le choix de ces intervalles résulte d'un compromis entre la nécessité d'une part d'être suffisamment éloigné des précipitations et de considérer un intervalle suffisamment long pour observer des variations des grandeurs météorologiques considérées, et d'autre part d'avoir suffisamment de cas correspondant à ces critères pour que le traitement statistique puisse se justifier.

On remarque (Figure 3.4) que le rapport de mélange présente une légère hausse sur la période et l'IWV une légère baisse, avec de plus beaucoup de bruit autour de ces tendances. On peut donc considérer que ces tendances ne sont pas significatives et qu'en moyenne l'IWV et le rapport de mélange ne présentent pas d'évolution caractéristique à plus de 24 h du début ou de la fin d'un épisode précipitant. La pression (Figure 3.4c) présente par contre une diminution significative de 1.3 hPa sur la période de ± 12 h par rapport au centre de la période sèche. Cette diminution apparaît aussi si l'on modifie les critères de sélection des périodes sèches (en prenant seulement des périodes plus longues, ou au contraire en adoptant des critères moins stricts). On remarque qu'il y a un maximum de pression environ 12 h avant le centre de la période sèche, et que l'on est dans une situation de haute pression ($P_{\text{mer}} > 1013$ hPa). On retrouve bien ici la prépondérance des situations anticycloniques associées aux périodes sèches. La fin d'une période sèche correspondant à l'arrivée prochaine d'une période de précipitation, elle est en moyenne associée à une baisse de pression.

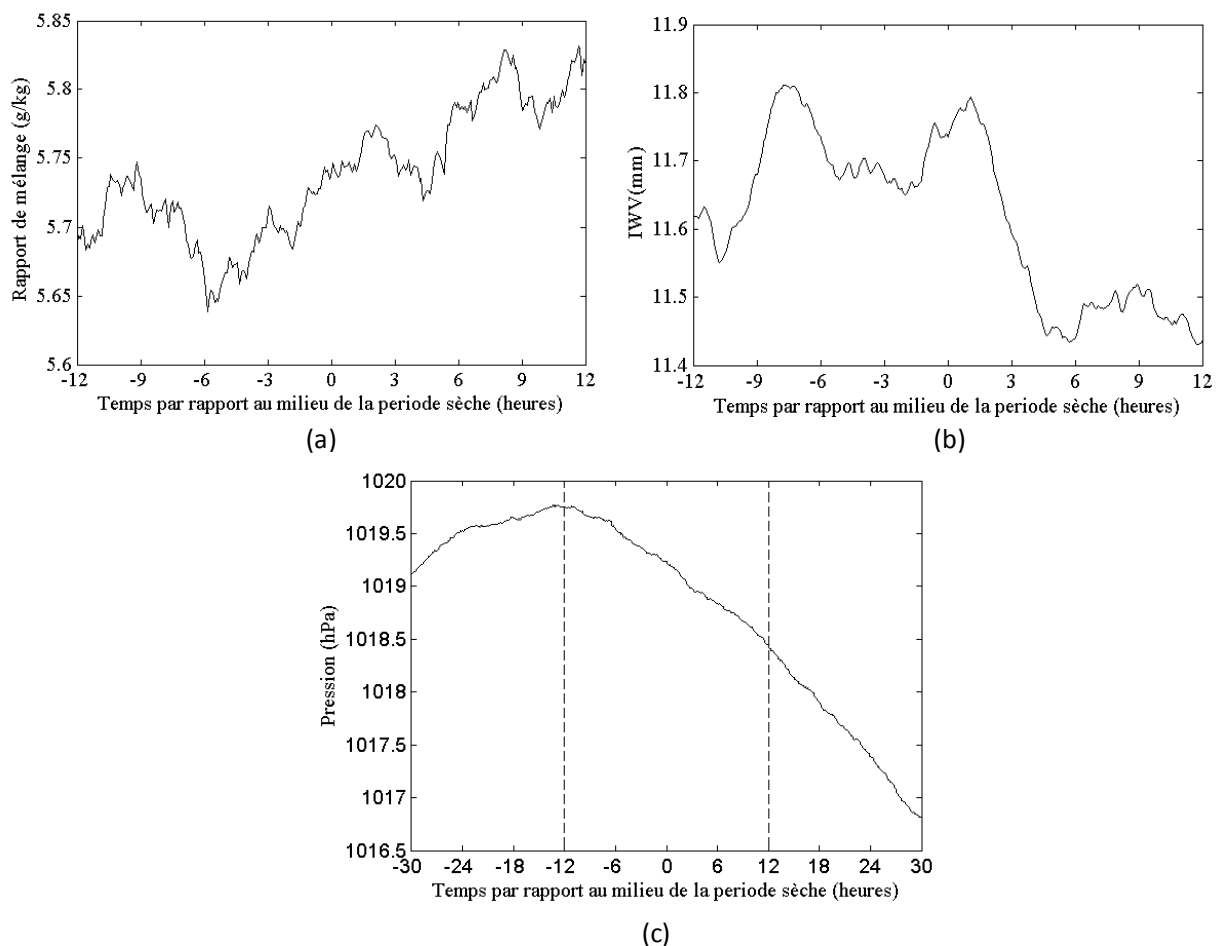


Figure 3.4. Moyennes des rapports de mélanges (a), IWV (b), et pression réduite au niveau de la mer (c) au cours des 154 périodes sèches de plus de 60 h qui se sont produites pendant les 5 années considérées. Sur les graphes (a) et (b) on se focalise sur un intervalle de ± 12 h autour du centre de la période sèche, le graphe (c) montre un intervalle de ± 30 h, la période de ± 12 h étant représentée par les lignes pointillées. Se reporter au texte pour la méthode de calcul des moyennes et la sélection des données.

3.2 Périodes de pluie

Les résultats obtenus en considérant l'ensemble des précipitations détectées par le pluviomètre avec un cumul de pluie supérieur à 0.4 mm^{20} (le seuil de détection étant 0.2 mm) montrent Figure 3.5 un fort contraste avec ceux correspondants aux périodes sèches (Figure 3.4). De façon générale, comme on pouvait s'y attendre la pression est plus faible que pendant les périodes sèches (et légèrement inférieure à 1013 hPa) et tend à augmenter après les précipitations, ce qui est cohérent avec les hautes pressions observées pendant les périodes sèches.

L'IWV et le rapport de mélange sont plus élevés que lors des périodes sans pluies et surtout ils présentent des variations significatives, très nettement associées aux précipitations. Plus précisément, on remarque que l'IWV augmente d'environ 2.3 mm (13%) en $8\text{h}40$ et atteint son maximum 20 minutes avant le pic de précipitations, après une période d'augmentation plus marquée (de $-2\text{h}30$ à -20 minutes le taux de variation moyen est de 0.51 mm.h^{-1} contre 0.18 mm.h^{-1} entre -9h et $-2\text{h}30$). On remarque que la diminution d'IWV est plus rapide que son augmentation et que $3\text{h}30$ après le pic de pluie l'IWV est redescendue à sa valeur relevée 9h avant. Le rapport de mélange présente des variations similaires à celle de l'IWV avec également une augmentation avant le pic de pluie (environ 11% d'augmentation en 9 h), plus marquée à partir de $-2\text{h}15$. Cependant, contrairement à l'IWV, le rapport de mélange atteint sa valeur maximale au moment du pic de pluie et reste constant pendant 15 minutes après le pic de pluie.

On observe également que la pression présente un saut assez marqué, avec un taux de variation de 1.0 hPa.h^{-1} (entre -0.75h et 0h). On observe une diminution de température associée aux précipitations ainsi qu'une augmentation de la vitesse du vent.

L'utilisation du deuxième pluviomètre donne des résultats très similaires, les courbes d'IWV, de rapport de mélange, température, pression et vent ont la même allure avec toutefois des décalages temporels par rapport au pic de pluie légèrement différents (Figure 3.6). Ainsi, par exemple, le maximum d'IWV par rapport au pic de pluie survient à -10 minutes (soit 10 minutes plus tard qu'avec le premier pluviomètre) et le rapport de mélange atteint son maximum 10 minutes après le pic de pluie, soit là encore 10 minutes plus tard qu'avec le premier pluviomètre, et reste ensuite quasi-constant pendant 10 minutes (i.e. jusqu'à 20 minutes après le pic de pluie). Ce décalage de 10 minutes est également observé sur le maximum de pression et de vitesse du vent. Il semblerait indiquer qu'en moyenne les précipitations atteignent d'abord le premier pluviomètre et ensuite le deuxième, en se

²⁰ Considérer l'ensemble des plus de 350 événements détectés (i.e. y compris ceux où le cumul de pluie mesuré est égal à 0.2 mm) ne change aucunement l'allure des courbes, ni même les décalages temporels observés. Les taux de variation des différentes grandeurs sont légèrement moins marqués (en valeurs absolues), et les courbes plus lissées. Cependant, nous préférons montrer ici les résultats correspondant à des cumuls de 0.4 mm et plus car, 0.2 mm étant en limite de détection, la pluie mesurée peut être en quasi-totalité tombée *avant* la mesure. Avec un seuil de 0.4 mm , on peut par contre affirmer qu'il y a eu au moins 0.2 mm de pluie pendant les 5 minutes considérées.

déplaçant de l'un vers l'autre avec une vitesse dont la composante sud-nord est de 0.5 m.s^{-1} . Cela est difficile à vérifier étant donné que l'on ne dispose pas d'un jeu de mesures continues du vent en altitude au dessus du campus des Cézéaux, mais seulement du vent au niveau du

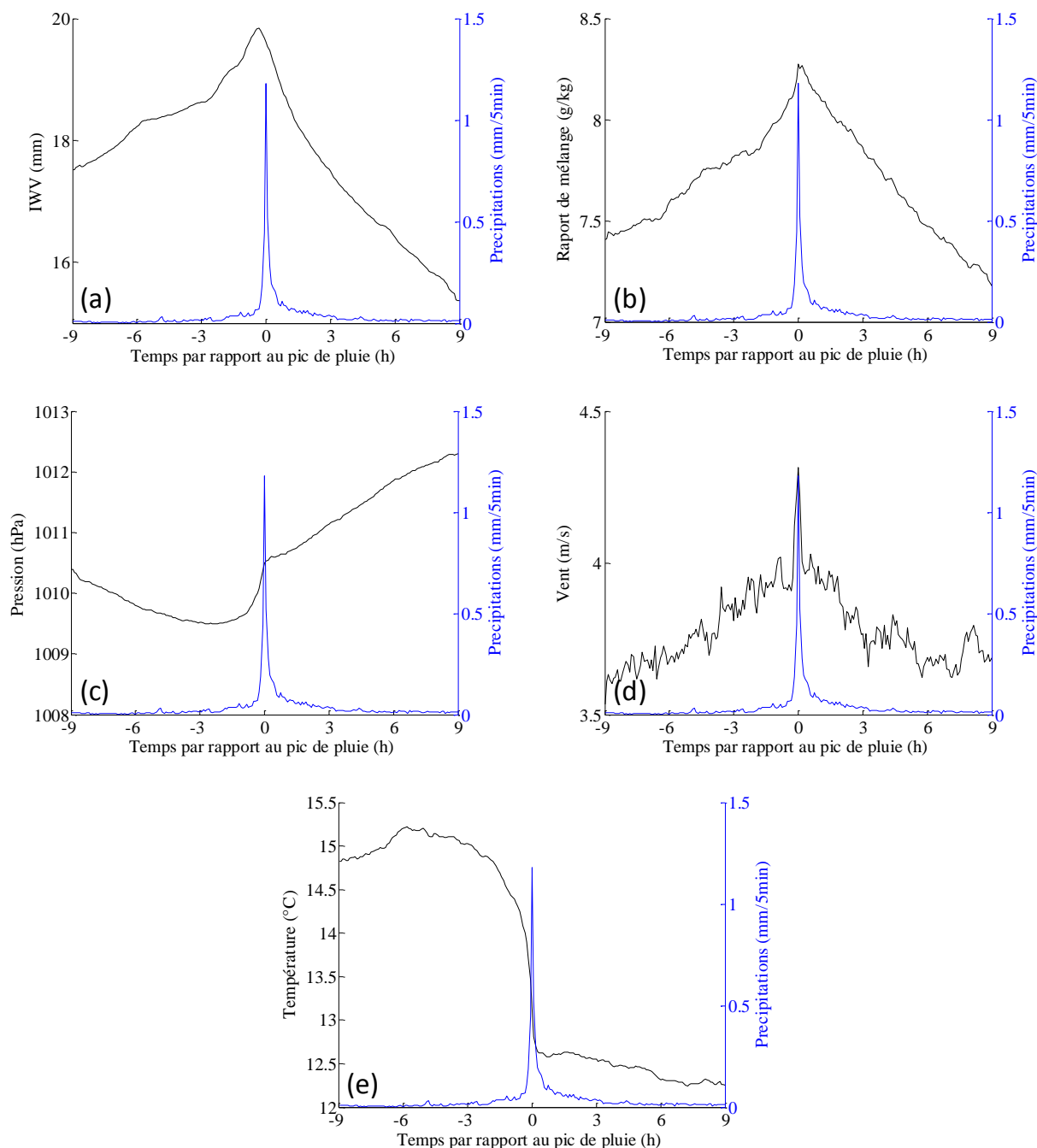


Figure 3.5. Evolution moyenne en fonction du temps par rapport au pic de pluie des grandeurs météorologiques suivantes : IWV (a), rapport de mélange (b), pression réduite au niveau de la mer (c), vitesse du vent horizontal (d), température (e). La courbe bleue représentée sur chacun des graphes donne la moyenne des précipitations mesurées par le pluviomètre. Les graphiques sont issus de la moyenne des 191 évènements précipitants avec un pic de pluie de 0.4 mm ou plus observés pendant la période de 5 ans et correspondant aux critères de sélection.

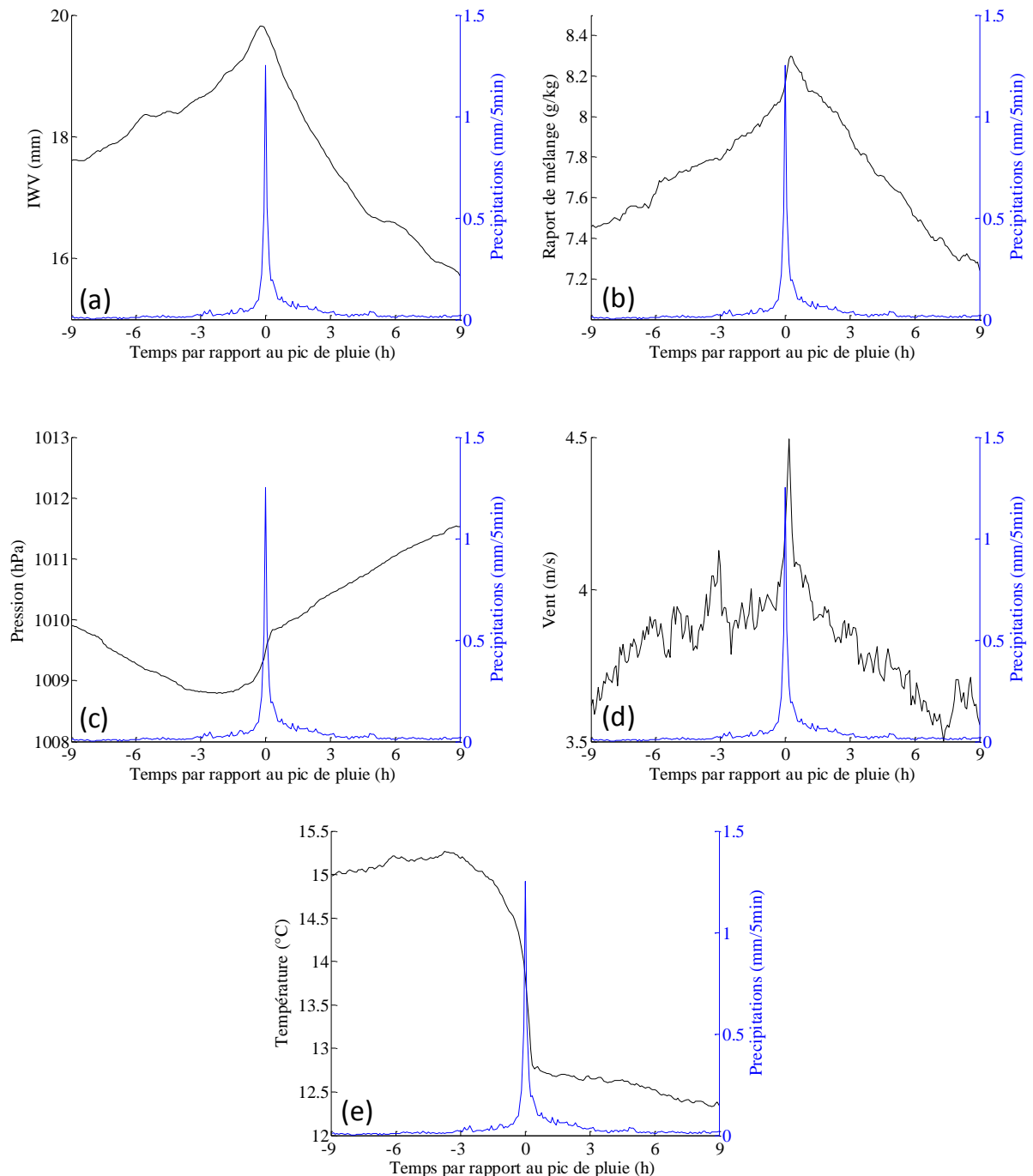


Figure 3.6. De même que Figure 3.5, mais pour le second pluviomètre (situé à environ 250 m au nord du premier). Evolution moyenne en fonction du temps par rapport au pic de pluie des grandeurs météorologiques suivantes : IWV (a), rapport de mélange (b), pression réduite au niveau de la mer (c), vitesse du vent horizontal (d) et température (e). Les graphiques sont issus de la moyenne des 170 évènements précipitants sur la période de 5 ans, avec un pic de pluie d'au moins 0.4 mm sur 5 minutes et correspondant aux critères de sélections énoncés dans le texte (au paragraphe 2).

sol²¹. De plus, dans le cas de systèmes précipitants complexes (orages multicellulaires et super cellulaires notamment), la direction de déplacement du système peut être différente de la direction du vent moyen. Cependant, l'existence d'une direction sud-nord aussi nettement

²¹ Ce dernier montre que seul 46% des cas de précipitations sont associés à un vent du sud au sol.

privilegiée semble peu probable vu la situation géographique du site, et la très faible valeur de la vitesse pour un vent en altitude. Ce décalage temporel pourrait aussi être partiellement dû à l'erreur de discrétisation associé à l'utilisation de cumuls de pluie sur 5 minutes, mais cet effet qui peut apparaître sur des événements individuels devrait disparaître avec l'utilisation statistique d'un assez grand nombre d'évènements (notons que ce décalage est également observé si l'on considère l'ensemble des événements de plus de 0.2 mm détectés par les pluviomètres et correspondants à nos critères, cf. note 20 page 66) . Il semblerait que cette différence vienne en fait d'un décalage entre les horloges des ordinateurs enregistrant les données²². Quoiqu'il en soit, les moyennes effectuées en considérant les deux pluviomètres sont cohérentes entre elles et cela confirme la validité des résultats statistiques présentés ici.

Le saut de pression qui ressort dans la moyenne est très probablement la signature des fronts froids, connus pour être associés à des augmentations rapides de pression avant les précipitations, ainsi qu'à une brusque augmentation de la vitesse du vent et une diminution de la température (Tepper 1950; James et Browning 1979; Hobbs et Persson 1982).

De façon plus générale, les résultats issus des mesures de vapeur d'eau illustrent bien le mécanisme de formation des précipitations, de façon très simplifiée et réductrice puisqu'en faisant des moyennes on ne peut pas percevoir la grande variété de situations différentes rencontrées. L'IWV et le rapport de mélange augmentent conjointement avant les précipitations. L'IWV atteint son maximum avant le début des précipitations car une atmosphère suffisamment humide est généralement une condition préalable aux précipitations. La diminution rapide d'IWV observée une dizaine de minutes avant et pendant les précipitations peut être associée à la condensation de la vapeur d'eau en eau nuageuse (dont l'influence sur la mesure GPS est négligeable, Solheim et al. 1999) et au retour de conditions synoptiques plus sèches. La vitesse d'augmentation de l'IWV avant la pluie est plus faible que la vitesse de diminution pendant et après la pluie. Pour des systèmes à durée de vie longue, évoluant lentement, on peut supposer que le nuage préexiste plusieurs heures avant le début des précipitations et se développe en condensant de la vapeur d'eau. Dans un tel système, la condensation de vapeur d'eau peut donc modérer la vitesse d'augmentation de l'IWV longtemps avant le début des précipitations. Cette explication ne s'applique cependant pas pour les systèmes évoluant rapidement (systèmes convectifs notamment). La diminution rapide de l'IWV associée aux précipitations montre que leur évaporation est nettement moins importante que l'assèchement dû à la condensation dans le nuage et sur les gouttes de pluie pendant leur chute dans le nuage²³. Ajoutons qu'aussi bien pendant la phase d'augmentation de l'IWV que lors de sa diminution l'advection de vapeur d'eau par les flux synoptiques joue

²² L'horloge de l'ordinateur enregistrant les données des instruments des Cézeaux (dont le premier pluviomètre, sur le toit du LaMP) a été vérifiée et correspond bien à l'heure locale. Elle est ensuite convertie en UTC, et correspond donc à l'heure des GPS. Si le décalage temporel vient d'une erreur d'horloge, elle concerne donc uniquement le deuxième pluviomètre.

²³ Dans un nuage (milieu saturé), la condensation de vapeur d'eau sur une goutte est d'autant plus efficace que la vitesse de la goutte est importante (cf. coefficient de ventilation, Pruppacher et Klett 1978).

aussi très certainement un rôle important (voir par exemple Trenberth et al. 2003; Banacos et Schultz 2005).

Le rapport de mélange étant mesuré au niveau du sol, il ne montre pas de signal lié à la condensation de vapeur d'eau, par contre l'augmentation rapide après la pluie est la conséquence de l'évaporation des précipitations tombées au sol. En moyenne, l'humidification des sols due aux précipitations n'entraîne pas une augmentation durable du rapport de mélange, ce qui signifie qu'ici l'absorption par les sols domine la ré-évaporation. Il est important ici de souligner que l'on a sélectionné *tous* les pics de pluie. Si l'on se restreint par exemple aux pics de pluie de 0.8 mm et plus (cf. Figure 3.7), on observe alors un rapport de mélange constant jusqu'à 1h15 après le pic de pluie, ce qui traduit l'importance de l'évaporation au niveau du sol dans ces cas. Hormis cette petite différence sur le rapport de mélange, si l'on sélectionne uniquement les pluies faibles (en ne considérant que les pics de pluies de 0.4 mm exactement²⁴, cf. Figure 3.8) ou bien uniquement les pluies fortes (pic de pluie de plus de 0.8 mm, cf. Figure 3.7), on obtient des résultats très proches de ceux obtenus en considérant l'ensemble des événements (Figure 3.5).

Dans le cas des pluies faibles, le saut de pression est à peine moins marqué que dans le cas des pluies de 0.8 mm et plus. Par contre, pour ces faibles précipitations, le pic de pluie n'est pas associé à une augmentation de la vitesse du vent (Figure 3.8d) mais est suivi par une diminution du vent moyen. Il est difficile d'interpréter cette diminution, mais on peut noter que globalement le vent moyen a tout de même augmenté avant le pic de pluie. Les IWV, rapport de mélange et température sont plus élevés dans les cas de pluies modérées à intenses que pour les pluies faibles. De même, le décalage entre le pic d'IWV et le pic de pluie est légèrement plus important et surtout l'augmentation de l'IWV avant la pluie plus rapide pour les pluies modérées à intense. Cette dernière différence pourrait venir du fait qu'au moins une partie des pluies intenses se forment rapidement et nécessitent donc un apport conséquent de vapeur d'eau en un temps relativement court.

En séparant les données par saisons, on conserve également les mêmes tendances. Les pics de pluies sont plus intenses en été (de Juin à Aout) et les variations d'IWV sont également plus marquées. Ceci provient très probablement de l'importance des orages d'été aux taux de précipitations importants, et semble donc indiquer l'importance de l'alimentation en vapeur d'eau pour de tels systèmes.

²⁴ On pourrait sélectionner les pics de pluie exactement égaux à 0.2 mm, et les résultats seraient très similaires. On préfère ici les pics de pluie de 0.4 mm car, comme mentionné note 20 page 64, on s'affranchit des événements qui peuvent correspondre à des pluies antérieures à la détection (effet de seuil du pluviomètre).

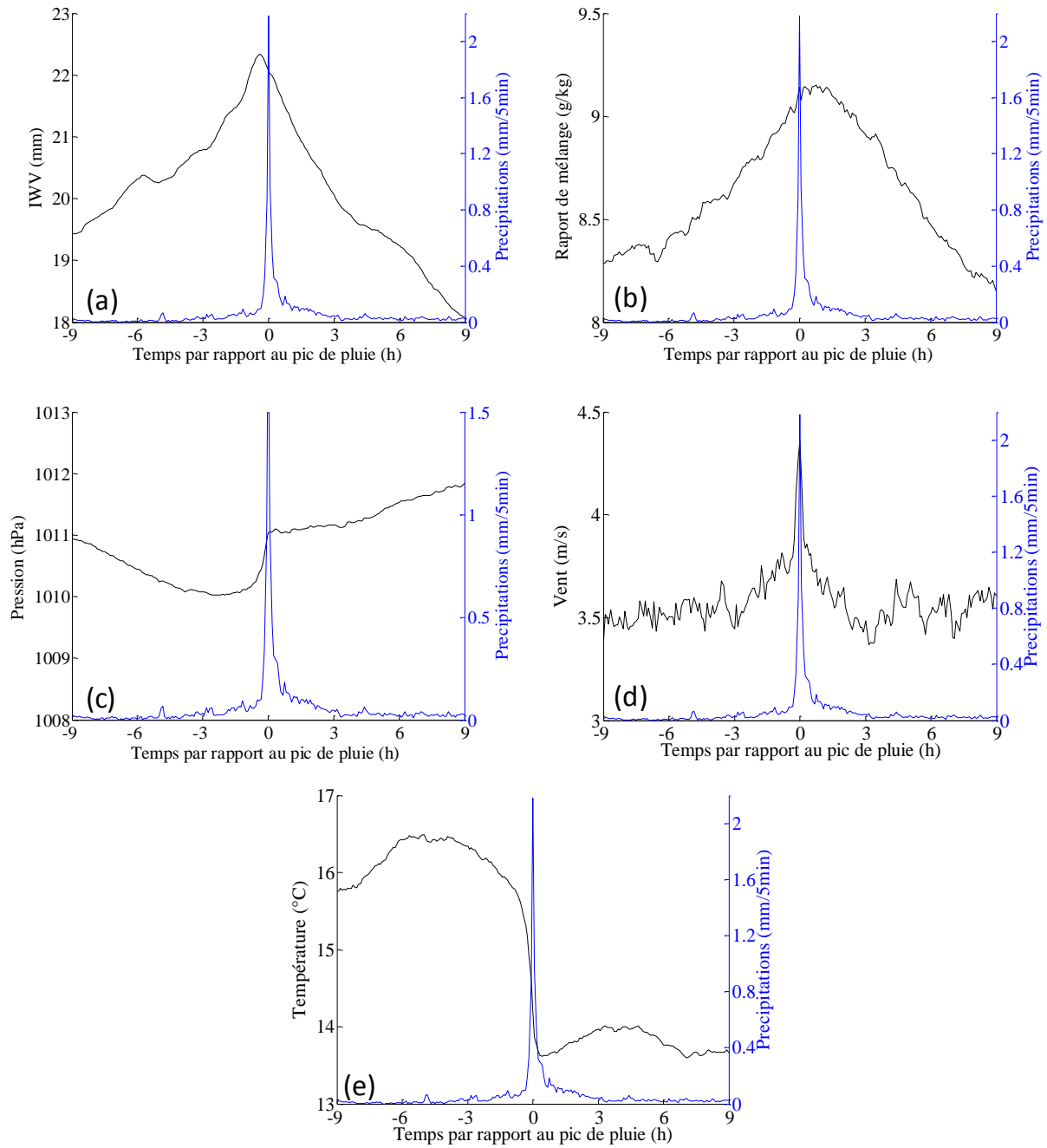


Figure 3.7. Idem que Figure 3.5 en ne considérant ici que les 79 cas où le cumul de précipitation sur 5 minutes détectées par le premier pluviomètre (sur le toit du LaMP) est supérieur ou égal à 0.8 mm.

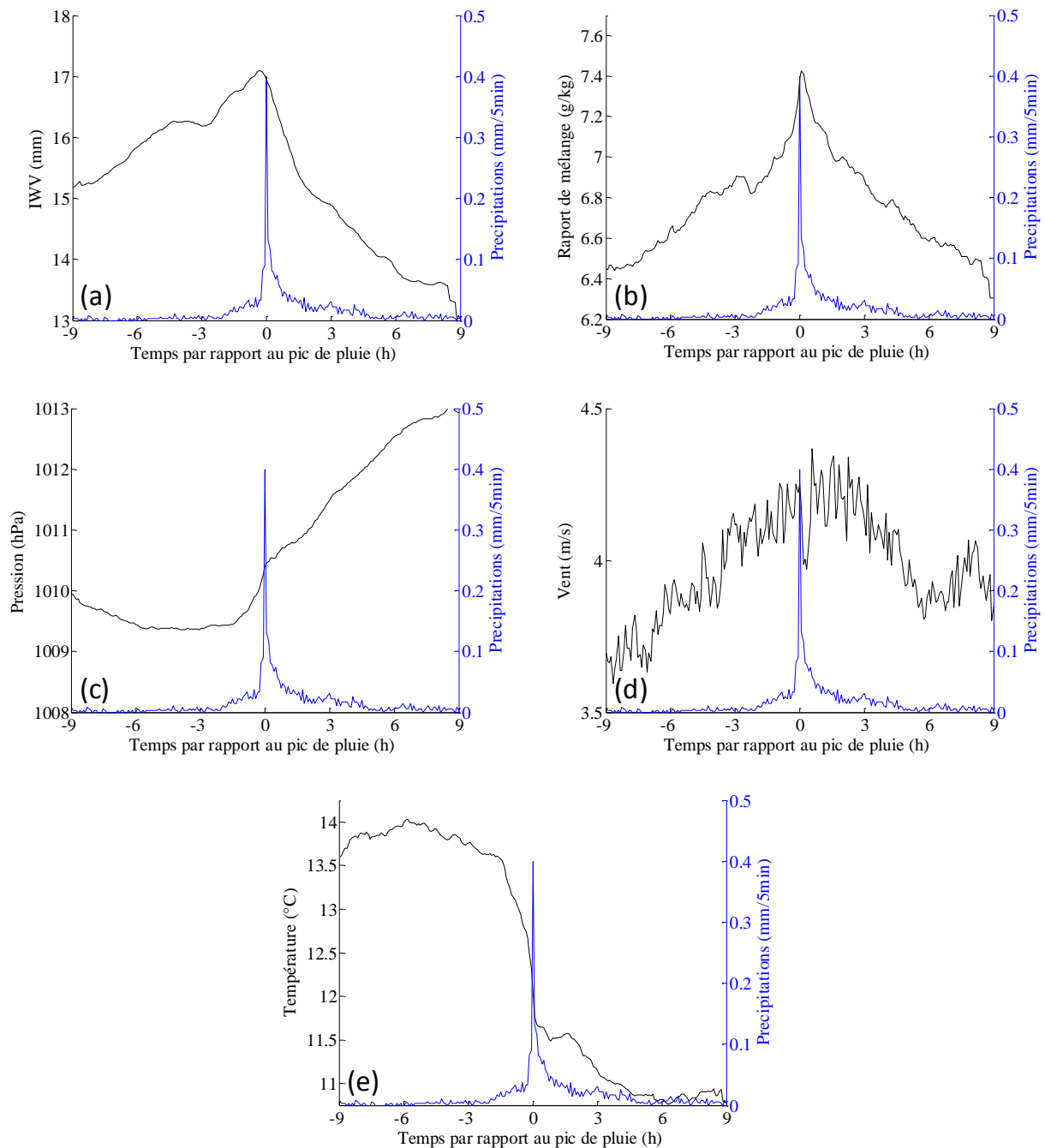


Figure 3.8. Idem que Figure 3.5 en ne considérant ici que les 71 cas où le cumul de précipitation sur 5 minutes détectée par le premier pluviomètre (sur le toit du LaMP) est égal à 0.4 mm.

4 Conclusions et perspectives

Dans ce chapitre, nous avons présenté une méthode de traitement statistique simple basée sur des moyennes point par point en prenant comme référence temporelle le pic de pluie (ou le centre des périodes sèches). Nous avons appliqué cette méthode à 5 années de données sur le campus des Cézeaux, à Clermont-Ferrand, pour analyser les relations entre précipitations et champs de vapeur d'eau, et les confronter avec les observations issues d'autres mesures météorologiques telles que la pression, la température et la vitesse du vent.

Nous avons mis en évidence des comportements généraux de différentes grandeurs météorologiques considérées associés aux pics de précipitations, et qui contrastent fortement avec ceux observés lors de périodes sèches. Nous avons ainsi observé la signature des fronts froids dans les moyennes effectuées, notamment pour des taux de précipitation modérés à intenses. Nous avons également pu mettre en évidence une augmentation marquée du rapport de mélange et de l'IWV avant les précipitations. Ce dernier présente un maximum environ 20 minutes avant le pic de pluie. Ce maximum est plus marqué et le décalage par rapport au pic de pluie est plus important dans le cas de pluies intenses. L'IWV peut donc être un indicateur utile pour la prévision à très court terme, bien plus que le rapport de mélange au sol dont l'augmentation relative est plutôt plus marquée lors des précipitations faibles. L'IWV étant une grandeur intégrée, elle peut aussi donner des informations sur les processus de condensation, et sa diminution assez forte associée au début des précipitations semble indiquer que, en moyenne, les processus de condensation dans le nuage lors des précipitations sont quantitativement plus efficaces et plus rapides que l'apport d'humidité par évaporation des précipitations. Il est également très probable que cette baisse rapide de l'humidité (qui se prolonge plusieurs heures après le pic de pluie) soit influencée par une modification des conditions synoptiques, par exemple par de l'advection d'air sec.

Cette étude présente quelques limitations, liées notamment au choix d'un site particulier unique et, dans une moindre mesure, au nombre modéré de données disponibles. Pour aller plus loin, il serait donc intéressant dans un premier temps de comparer les résultats obtenus à Clermont-Ferrand avec ceux provenant d'autres sites et, si possible, avec des séries temporelles plus longues, afin de voir quels sont les points communs et les différences en fonction des caractéristiques du site et de la climatologie locale. Il serait alors possible par exemple de déterminer si les liens entre variations d'IWV et précipitations sont plus marqués dans certaines régions que dans d'autres. Et si c'est le cas, une seconde étape pourrait être l'utilisation de la variation d'IWV dans ces régions, pour la réalisation d'un indice utilisable pour la prévision des précipitations modérées à intenses (en ayant une approche similaire à celle présentée par Mazany et al. 2002 pour la prévision de la foudre à très court terme, i.e. en utilisant les variations d'IWV en complément d'autres mesures afin d'obtenir un indice fiable).

Par ailleurs, si le traitement statistique des données permet d'extraire des généralités, il effectue aussi un lissage et ne rends donc pas compte de la variété des situations météorologiques conduisant à la formation de précipitations. Pour aller plus loin dans l'étude des liens entre le champ de vapeur d'eau et les systèmes précipitants, et notamment s'intéresser plus en détail à la *dynamique* de la vapeur d'eau, nous adopterons dans la suite de ce manuscrit un point de vue quelque peu différent : laissant de côté l'approche statistique, nous nous focaliserons sur les données d'une campagne de mesure (COPS, Chapitre 4) et plus particulièrement sur une étude de cas (Chapitre 5). Ainsi, à une longue série de mesures avec peu d'instruments, nous substituerons des événements de courtes durées, étudiés plus en détail

avec de nombreux instruments. Nous présenterons et utiliserons ainsi des données de champ de vapeur d'eau à deux dimensions (IWV) et à trois dimensions (densité de vapeur d'eau).

Chapitre 4

Les données GPS de la campagne COPS

1	La campagne COPS.....	77
2	Les données GPS.....	79
2.1	Calcul des IWV à partir des ZWD.....	79
2.2	Comparaisons des données GPS entre elles et avec des radiosondages.....	80
2.3	Estimation des IWV.....	86
2.3.1	Analyse météorologiques au sol VERA.....	86
2.3.2	Des SIWV aux IWV.....	87
2.3.3	Carte d'IWV.....	89
3	Tomographie GPS.....	91
3.1	Principe et équations générales.....	91
3.2	Densité de vapeur d'eau a priori.....	93
3.3	Matrice G.....	94
3.4	Comparaison avec des radiosondages.....	95
4	Conclusion.....	97

Introduction

La campagne *Convective and Orographically-induced Precipitation Study* (COPS, Wulfmeyer et al. 2008; Richard et al. 2009; Wulfmeyer et al. 2011) qui s'est déroulée pendant l'été 2007 inclut des mesures d'humidité par GPS qui seront utilisées au chapitre suivant pour une étude de cas détaillée. La mesure GPS de la vapeur d'eau présente de nombreux avantages (cf. Chapitre 2) mais elle est indirecte et donc il est particulièrement important d'effectuer des comparaisons avec d'autres instruments, pour vérifier la validité des données. De telles études ont déjà été effectuées (Tregoning et al. 1998; Van Baelen et al. 2005; Bonafoni et al. 2012), mais différents facteurs comme la géométrie et qualité du réseau de stations GPS, la méthode de traitement des données GPS ou encore le choix des données météorologiques pour la conversion ZTD / IWV, peuvent avoir une influence sur les IWV et justifient donc l'attention particulière portée aux données GPS dans ce chapitre.

Ce chapitre porte sur les caractéristiques des données GPS de la campagne COPS et les stratégies employées pour les traiter et obtenir *in fine* des IWV et des densités de vapeur d'eau exploitables. Après une brève description de la campagne COPS, ce chapitre fournit une inter-comparaison des données (ZTD et IWV) issues des calculs GPS effectués en quasi temps réel pendant la campagne et mises à disposition sur la base de données COPS (<http://cera-www.dkrz.de/WDCC/ui/BrowseExperiments.jsp?proj=COPS>). Plus précisément, ces données "temps réel" étant issues de calculs effectués par deux groupes différents, elles sont comparées aussi bien entre-elles qu'avec des radiosondages. Ensuite, en se basant non plus sur ces données "temps-réel", mais sur des STD recalculés *après* la fin de la campagne de terrain, ce chapitre propose une méthode permettant d'obtenir des cartes 2D d'IWV. Pour finir, il décrit la technique utilisée pour estimer la densité 3D de vapeur d'eau et discute ses limites.

1 La campagne COPS

La campagne internationale COPS s'est déroulée pendant trois mois, de Juin à Août 2007 (Wulfmeyer et al. 2008, 2011). La zone d'étude, à la frontière franco-allemande, s'étend sur les Vosges, la vallée du Rhin, la Forêt Noire et le Jura Souabe (Figure 4.1). C'est une région où la complexité du terrain (orographie modérée, types de sol et de végétation variés, aires urbaines, ... etc.) rend la prévision des précipitations convectives particulièrement délicate. Le principal objectif de COPS est d'améliorer la compréhension des mécanismes de formation des précipitations convectives dans les régions de moyenne montagne afin de rendre, à terme, les modèles de prévision météorologique plus performants. La campagne a regroupé de nombreux scientifiques de différents pays (Allemagne, Autriche, Etats-Unis, France, Italie, Pays-Bas, Royaume-Uni, et Suisse), ainsi que des prévisionnistes travaillant au sein des services météorologiques nationaux. Cinq supersites instrumentés ont été disposés le long d'un axe est-ouest (cf. Figure 4.1). Chaque supersite effectue des radiosondages pendant les Périodes d'Observation Intensive (POI), dispose d'un récepteur GPS pour la vapeur d'eau,

et de nombreux autres instruments (station météorologique, lidar, radiomètre, radar vent, systèmes de mesure de l'humidité du sol, etc. ...) qui effectuent des mesures en continu ou bien seulement pendant les POI. Le réseau permanent de récepteur GPS au sol a également été densifié par l'ajout de stations temporaires, notamment le long d'un axe est-ouest autour des supersites. Deux radars installés pour la campagne permettent la mesure des précipitations : le radar en bande C POLDIRAD du DLR et le radar en bande X du LaMP. Par ailleurs, en complément des mesures depuis le sol, des mesures aéroportées étaient effectuées lors des POI. Un important effort de modélisation a également été effectué en temps réel pendant la campagne, afin de comparer différents modèles (de recherche et opérationnels) entre eux et également d'effectuer des prévisions pour planifier les POI.

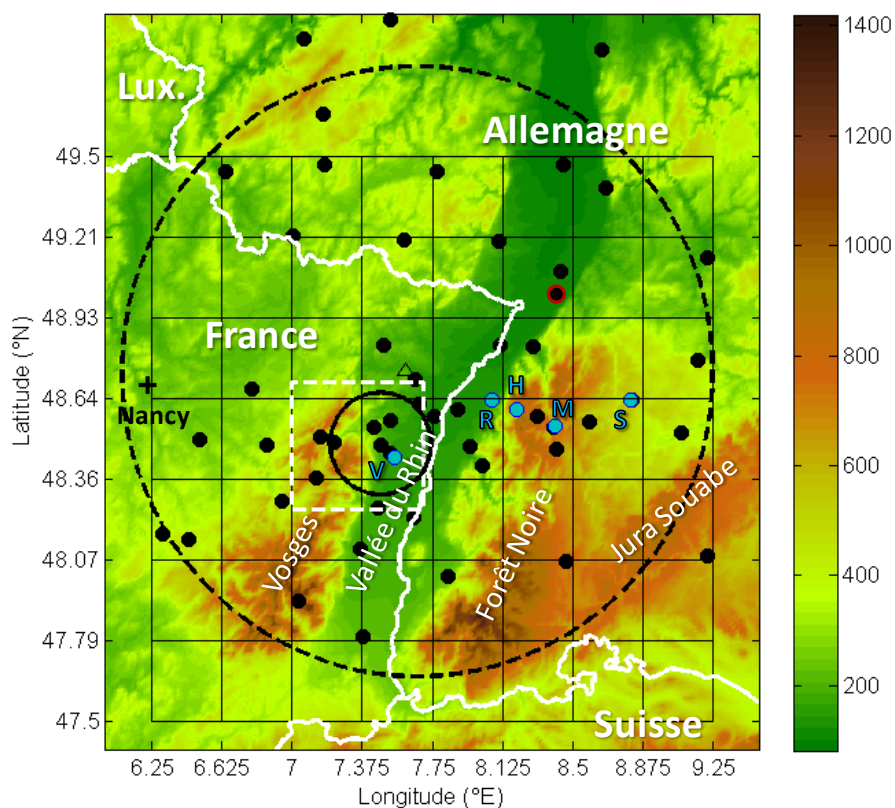


Figure 4.1. Le domaine d'étude de la campagne COPS. L'échelle de couleur représente le relief (altitude géographique, en mètres) et les lignes blanches continues marquent les frontières entre les pays. Les points bleus indiquent les positions des 5 supersites (*V* pour Vosges, *R* pour Rhin, *H* pour Hornisgrinde, *M* pour Murg et *S* pour Stuttgart) où de nombreux instruments étaient déployés (dont des GPS, cf. Wulfmeyer et al. 2007 pour plus de détails). Les points noirs représentent les stations GPS disponibles (réseau permanent et stations temporaires). Le point noir au contour rouge indique le récepteur GPS de Karlsruhe, qui est à proximité d'un site de radiosondage. Le triangle noir au centre de l'image indique la position du radar POLDIRAD dont la portée maximale est représentée par le grand cercle en pointillés noirs. La portée maximale du radar en bande X du LaMP est indiquée par le cercle noir en trait continu. Le quadrillage noir représente les pixels utilisés pour l'inversion tomographique des données GPS. Le rectangle en trait blanc pointillés délimite la zone d'intérêt pour l'étude de cas présentée au chapitre suivant.

Pour plus de détails sur l'ensemble des données disponibles et des modèles mis en œuvre pendant la campagne, on pourra se reporter à Wulfmeyer et al. (2011) ainsi qu'au rapport de terrain de la campagne COPS (Wulfmeyer et al. 2007). Quelques précisions seront également apportées au chapitre suivant, où des données de plusieurs instruments déployés pendant la campagne COPS seront analysées.

2 Les données GPS

2.1 Calcul des IWV à partir des ZWD

Avant d'aller plus loin dans l'étude et le traitement des données GPS de COPS, revenons sur la conversion des ZWD en IWV (ou des SWD en SIWV). Comme nous l'avons mentionné au Chapitre 2 il est nécessaire de connaître la valeur de la température moyenne pondérée T_m définie équation (Eq. 2.14). Le calcul direct de T_m ne pouvant être effectué sans connaître les profils de pression partielle de vapeur d'eau et de température, T_m est généralement estimée à l'aide de formules empiriques (Bevis et al. 1992; Emardson et Derks 2000). En utilisant un total de 552 radiosondages effectués aux supersites V, R et H ainsi qu'à Karlsruhe pendant la durée de la campagne, nous avons effectué une comparaison des valeurs du facteur²⁵ $Q = \frac{ZWD}{IWV} = \frac{SWD}{SIWV}$ (cf. Chapitre 2) obtenues par calcul direct à partir des radiosondages (en effectuant l'intégration par morceaux pour calculer T_m) et estimées à l'aide des formules empiriques de Bevis et al. (1992) d'une part et d'Emardson et Derks (2000) d'autre part. Pour l'ensemble des données disponibles, l'écart-type des différences entre les coefficients Q estimées empiriquement et ceux calculés par radiosondages est de 0.060 (ce qui représente moins de 0.1%, la valeur moyenne de Q étant 6.26) quelle que soit la méthode utilisée pour l'estimation de Q . Les deux méthodes conduisent également à des biais très faibles par rapport aux radiosondages (0.019 pour la méthode de Bevis et al. et -0.040 pour la méthode d'Emardson et Derks). Nous utiliserons par la suite la formule de Bevis et al. qui a l'avantage d'être plus simple. En effet, il s'agit d'une relation linéaire en température tandis que la méthode d'Emardson et Derks est polynomiale de degrés deux (bien que le terme quadratique influe finalement très peu, d'où des courbes d'allures très semblables quelle que soit la méthode, cf. Figure 4.2).

Il est cependant important de garder à l'esprit que dans certaines conditions atmosphériques cette estimation du facteur Q peut s'avérer significativement éloignée des observations. Comme on peut le voir sur la Figure 4.2, si la plupart du temps les estimations et les mesures sont proches (en accord avec les résultats statistiques globaux), il y a parfois

²⁵ Ici, selon l'usage et tout comme dans la Figure 4.2, les valeurs de Q sont données sans unité. Il s'agit cependant d'un abus : Q est en $m.m^{-1}$, ou plus précisément en *mètre de retard humide par mètre de contenu intégré en vapeur d'eau*.

des différences importantes, pouvant dépasser 0.2. Notons cependant qu'une différence de 0.2 correspond à une erreur relative sur Q (et donc sur l'IWV) de l'ordre de 3% seulement. De plus, ces cas d'erreurs « importantes » sont assez peu fréquents : avec la méthode de Bevis, la différence est supérieure à 0.1 dans moins de 10% des cas, et dans moins de 15% des cas avec la méthode d'Emardson et Derks.

2.2 Comparaisons des données GPS entre elles et avec des radiosondages

Dans le cadre de la campagne COPS, les données GPS ont été traitées par l'Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre (EOST, Strasbourg) d'une part, et par le *GeoForschungZentrum* (GFZ, Centre allemand de recherches en géosciences, Potsdam) d'autre part. Les stratégies de traitement des données choisies sont différentes. L'EOST a effectué un traitement à l'aide du logiciel GAMIT, version 10.3 (Herring et al. 2008), avec un pas de temps horaire en utilisant des sessions d'une journée (de 00:00 UTC à 23:00 UTC), tandis que le GFZ utilise un réseau différent et traite les données en quasi temps-réel à l'aide du logiciel EPOS du GFZ (Gendt et al. 2004) qui fournit des données toutes les 15 minutes, et utilise une fenêtre glissante pour limiter les problèmes de « sauts » en début et en fin de journée.

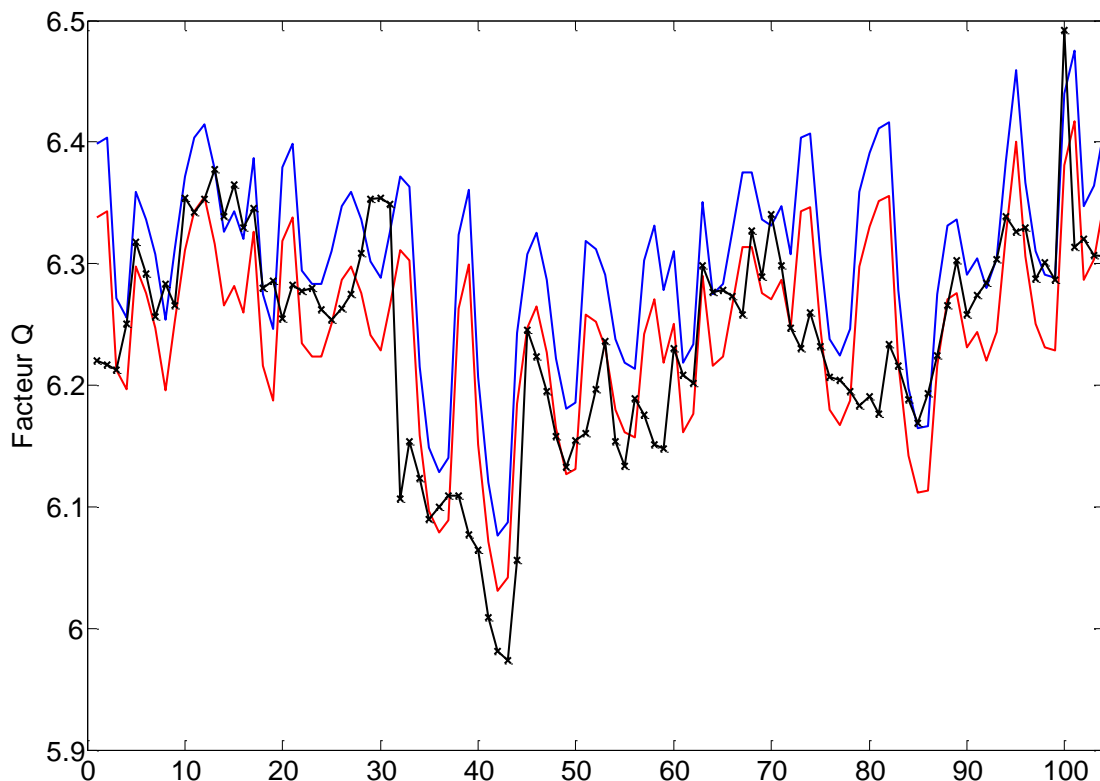


Figure 4.2. Facteur $Q = \frac{ZWD}{IWV}$ (cf. Chapitre 2) calculé au supersite V à l'aide de l'ensemble de radiosondages disponibles (ligne et croix noires) avec la méthode de Bevis et al. (rouge) et à l'aide de la méthode polynomiale pour l'Europe centrale proposée par Emardson et Derks (bleu). En abscisse chaque point correspond à un radiosondage, mais les radiosondages ne sont pas à intervalle de temps réguliers.

On remarque que les différences entre les résultats obtenus par l'EOST et le GFZ sont modérées mais non négligeables, avec des écarts relatifs de l'ordre de 10% sur les IWV (Tableau 4.1). Il y a notamment des biais relativement importants sur les ZWD et (donc) sur les IWV. Une partie de ce biais vient du calcul des ZTD, cependant le biais sur les ZWD est supérieur à celui sur les ZTD. Cela provient de différences dans les données de pression²⁶ et de température utilisées et dans les méthodes choisies pour les interpoler. En effet, la grande majorité des stations au sol ne disposent pas de capteurs météorologiques associés. Il est donc nécessaire d'interpoler entre les points de mesures, ce qui est une source d'incertitude supplémentaire notamment en terrain complexe lorsque l'influence du relief et des différences d'altitude ne peuvent pas être négligées.

Ces résultats montrent l'importance de disposer de données météorologiques fiables et cohérentes entre elles pour l'ensemble des ZTD à traiter, qu'elles soient issues de mesures de stations météorologiques co-localisées avec des GPS ou bien de modèles, ainsi que la nécessité d'effectuer un traitement des données GPS le plus homogène possible²⁷, i.e. avec le même logiciel et la même stratégie.

	Moyenne	Ecart-type	Moyenne des écarts relatifs
$ZTD_{EOST} - ZTD_{GFZ}$	-5.63 mm	5.2 mm	-0.24%
$ZWD_{EOST} - ZWD_{GFZ}$	-12.3 mm	5.4 mm	-9.5 %
$IWV_{EOST} - IWV_{GFZ}$	-2.12 mm	0.85 mm	-10.4%

Tableau 4.1. Différences entre les résultats des calculs effectués par l'EOST d'une part et par le GFZ d'autre part. Les statistiques ont été effectuées sur l'ensemble de la campagne COPS (du 3 Juin au 28 Aout 2007), en utilisant toutes les données disponibles (plus de 53 000 points de mesure pour chaque grandeur présentée, issus de 17 à 39 stations GPS en fonction de la journée considérée). Les IWV sont calculés à partir des ZWD et de l'interpolation des mesures météorologiques au sol disponibles à proximité du GPS (les réseaux de stations de mesure utilisés par le GFZ et l'EOST étant cependant différents).

²⁶ Pour mémoire, une variation de la pression au sol de 1 hPa entraîne une modification du ZWD de 2.3 mm environ.

²⁷ L'homogénéité des données est particulièrement importante pour les applications en climatologie. En effet, l'estimation de tendances sur le long terme nécessite non seulement de traiter de la même façon l'ensemble des données, mais également d'effectuer un contrôle qualité et de prendre en compte les changements de matériel lorsqu'ils se produisent. Pour plus de détails à ce sujet, voir par exemple Vey et al. (2009) ou encore l'Annexe C.

Les radiosondages permettent de calculer les IWV et de les comparer avec ceux issus des mesures GPS. Les radiosondages utilisés ici ont été effectués aux supersites Rhin (R) et l'IWV a été déterminé en intégrant la densité de vapeur d'eau entre l'altitude de l'antenne GPS (connue très précisément) et le haut de la troposphère. Seuls les radiosondages ayant atteint une altitude supérieure à 11 km sont pris en compte, et un contrôle qualité simple est appliqué afin d'éliminer les radiosondages conduisant à des erreurs grossières (notamment lorsqu'il y a des données aberrantes ou trop de données manquantes). Les données étant fournies en coordonnée pression, l'altitude est calculée de manière itérative à chaque point de radiosondage, en partant de l'altitude connue du premier point du radiosondage. Pour ce faire, chaque tranche entre deux points de radiosondage est supposée en équilibre hydrostatique i.e. $\Delta z = -\rho g / \Delta P$ et la masse volumique ρ de l'air est calculée en appliquant l'équation des gaz parfait pour le mélange air sec – vapeur d'eau.

Il apparaît que de façon générale les estimations effectuées par GPS reproduisent assez bien les observations issues des radiosondages (Figure 4.3), avec cependant parfois des écarts importants (cf. par exemple autour du point 110, Figure 4.3a et b). L'utilisation des mesures de pressions et de températures au sol effectuées par radiosondage (premier point de mesure des radiosondages) ne semble pas améliorer significativement les résultats et, de plus, un radiosondage donnant une pression fautive dans les basses couches entraîne une IWV fautive mais potentiellement non aberrante et donc difficile à détecter a posteriori (cf. flèches bleues Figure 4.3e, f).

Afin de compléter les graphiques de la Figure 4.3, les moyennes et écart-types des différences $IWV_{GPS} - IWV_{RS}$ sont présentés Tableau 4.2. Sans utiliser de radiosondage pour la conversion ZTD / IWV, les IWV calculés par l'EOST (cf. également Figure 4.3a, c, e) ont un biais moyen très faible par rapport aux radiosondages effectués aux supersites R et H. Par contre, un biais de -2.1 mm est observé à Karlsruhe. Au contraire, les observations du GFZ donnent des biais positifs (1.4 et 2.0 mm) aux supersites H et R, et un biais négligeable à Karlsruhe. Les écarts types de l'ordre de 2 – 2.5 mm, varient très peu d'une méthode à l'autre, et traduisent le bruit relativement important des données. Ces écarts-types assez élevés sont néanmoins cohérents avec les valeurs habituellement obtenues (≈ 1 à 2.5 mm) lors de telles inter-comparaisons (Tregoning et al. 1998; Van Baelen et al. 2005; Bonafoni et al. 2012).

A partir des données de radiosondages, nous avons recalculé les IWV à partir des ZTD de l'EOST et du GFZ. Seules les valeurs de pression et de température au sol sont utilisées et les différences d'altitude entre le premier point de radiosondages et l'antenne GPS sont prises en compte. L'utilisation des données de radiosondages ne modifie pas les résultats obtenus par le GFZ (cf. également Figure 4.3b, d, f), car les données météorologiques utilisées par le GFZ pour le calcul des IWV incluent des mesures au sol, aussi bien au niveau des supersites qu'à Karlsruhe. Par contre les résultats de l'EOST sont significativement modifiés avec une augmentation du biais de +1.2 à +1.5 mm selon le site. Cela correspond cependant à une amélioration à Karlsruhe, le biais y étant initialement négatif.

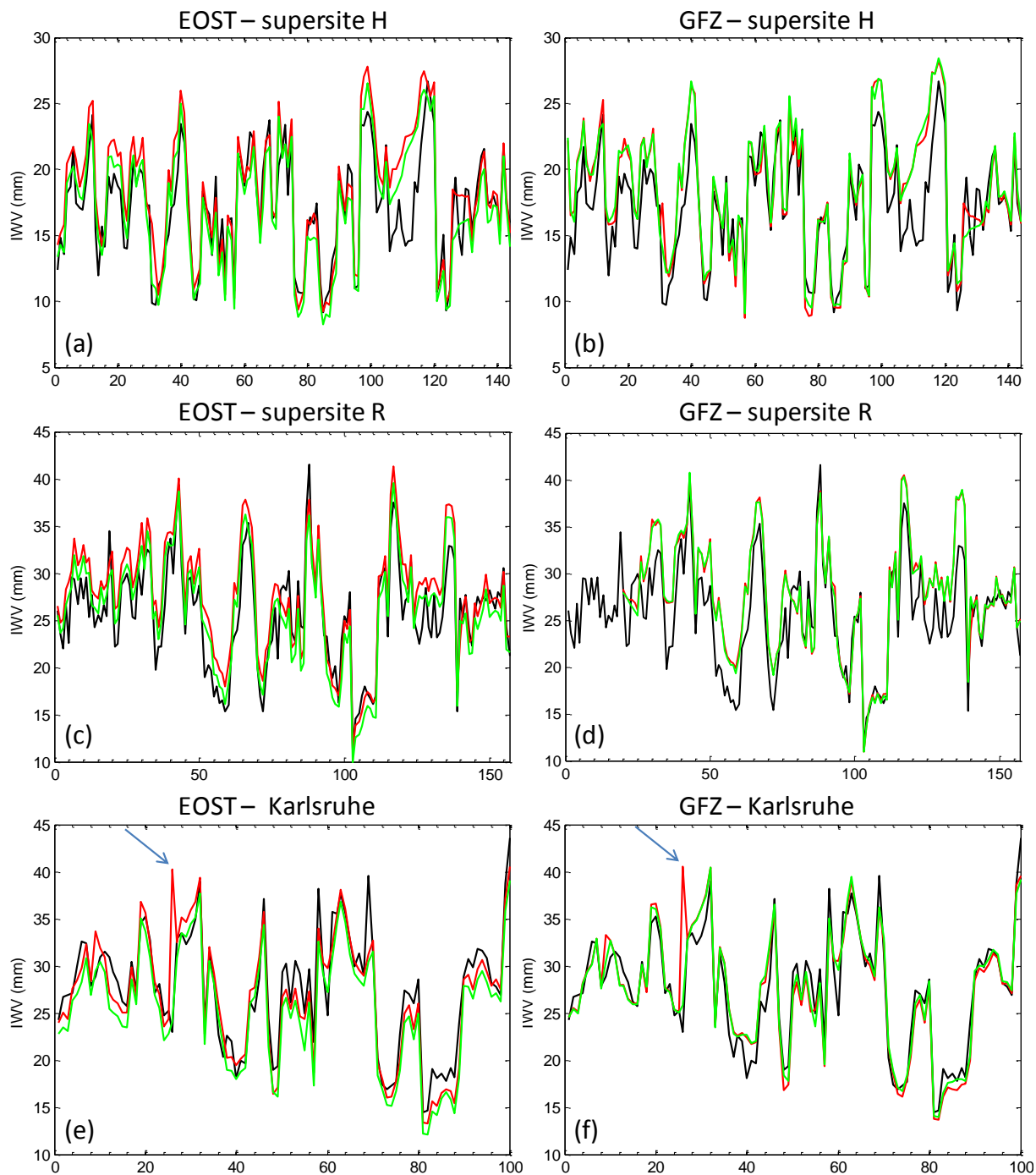


Figure 4.3. IWV issus des radiosondages (lignes *noires*) et des ZTD GPS (*vert / rouge*) : en *vert* lorsque les données de pression et température proviennent d'interpolations des mesures de stations météorologiques proches et en *rouge* lorsque le premier point des radiosondages a été utilisé comme mesure au sol (après correction de la différence d'altitude avec l'antenne GPS). Les graphes présentés correspondent aux données des supersites H (a et b, situé à 1163.7 m d'altitude) et R (c,d, site à 141.2 m d'altitude) ainsi que de Karlsruhe (à 133.6 m d'altitude). Les données GPS utilisées proviennent des traitements effectués par l'EOST (a,c,e) et par le GFZ (b,d,f). Sur l'axe des abscisses, *une* unité correspond à *un* radiosondage, les radiosondages sont dans l'ordre chronologique mais l'échelle temporelle n'est pas régulière car les radiosondages n'ont pas été effectués à intervalle de temps régulier, mais essentiellement de jour et uniquement lors des POI. Les flèches bleues (e,f) indiquent le point pour lequel la mesure de pression dans les basses couches était fautive (se reporter au texte et à la légende du Tableau 4.2).

Avec des données issues de l'interpolation de mesures météorologiques au sol						
	supersite R (141.2 m)		supersite H (1163.7 m)		Karlsruhe (133.6 m)	
	GFZ	EOST	GFZ	EOST	GFZ	EOST
Moyenne	2.0	0.40	1.4	0.03	0.04	-2.1
Ecart-type	2.7	2.5	2.2	2.1	1.8	1.9
Nombre	138	157	144	144	100	100
Avec les pressions et températures au sol issues des radiosondages						
	supersite R		supersite H		Karlsruhe	
	GFZ	EOST	GFZ	EOST	GFZ	EOST
Moyenne	2.1	1.9	1.3	1.2	-0.13	-0.82
Ecart-type	2.8	2.6	2.2	2.2	1.9	2.1
Nombre	138	157	144	144	99*	99*

Tableau 4.2. Statistiques des différences entre les IWV issus de mesures GPS et de radiosondages colocalisés ($IWV_{GPS} - IWV_{RS}$), à Karlsruhe et aux supersites R et H. Les altitudes indiquées sont celles des antennes GPS. La conversion des ZTD en IWV effectuée à l'aide d'interpolation de mesures météorologiques au sol (haut du tableau) ou bien grâce au premier point du radiosondage effectué sur le site (bas). Les moyennes, c'est-à-dire les *biais* entre GPS et radiosondages, et écarts-types sont en millimètres. Les altitudes indiquées sont celles des GPS. L'influence des différences d'altitudes entre le site de radiosondage et l'antenne GPS sur la pression et l'IWV a été corrigée. * : Un point de mesure a été retiré car le radiosondage fournissait une pression erronée dans les basses couches (cf. flèche bleue Figure 4.3).

Ainsi, en utilisant les mesures des pressions et températures au sol issues des radiosondages, les résultats obtenus par l'EOST et le GFZ sont très proches, aussi bien en termes de biais que d'écart-type (La Figure 4.3 montre que des différences persistent néanmoins entre les deux : elles ont pour origine les nombreuses différences dans le traitement des données qui ont été évoquées précédemment). Ceci montre combien la détermination correcte de la pression et de la température au niveau de l'antenne GPS est primordiale pour l'estimation des IWV.

On remarque qu'aux supersites H et R, les IWV issus de mesures GPS sont plus importants que ceux issus des radiosondages (avec des biais de 0 à 2 mm environ), tandis qu'au contraire les IWV GPS sont plutôt plus faibles que ceux issus des radiosondages de Karlsruhe (Tableau 4.2). Cette différence pourrait être liée aux sondes utilisées. En effet, aux supersites H et R des sondes Vaisala RS80 et RS92-SGP sont utilisées, tandis que les radiosondages de Karlsruhe sont effectués avec des sondes Graw DFM-97. Or, les sondes Vaisala sont connues pour avoir un biais sec, qui a plusieurs origines pour les sondes RS80 (Wang et al. 2002) et est principalement dû au rayonnement solaire pour les sondes RS92 (Vömel et al. 2007; Miloshevich et al. 2009). Les procédures de correction existantes n'ont pas été appliquées à ces données (Stephen Mobbs, communication personnelle). Le rayonnement n'influant pas par contre sur les GPS, il en découle un biais plus important de jour que de nuit lors des inter-comparaisons GPS / sondes RS92 (observé par exemple par Haase et al. 2003; Van Baelen et al. 2005). Cependant, on n'obtient pas des résultats d'inter-

comparaison significativement différents en ne considérant que les radiosondages effectués à 05:00 UTC et 20:00 UTC. Cela pourrait venir du fait qu'une partie des sondes utilisées sont des RS80 et non pas des RS92. Il est également important de noter, d'une part, que ces radiosondages correspondent à l'aube et au crépuscule de sorte que, au moins pour une partie d'entre eux, le rayonnement solaire a pu atteindre la sonde et, d'autre part, qu'on ne dispose que d'une vingtaine de radiosondages pour chaque site, ce qui est insuffisant pour l'estimation d'un biais moyen étant donné les écarts-types importants.

Ainsi, le biais faible entre les résultats EOST et les radiosondages en utilisant une interpolation de données météo au sol (haut du Tableau 4.2) est purement fortuit et résulte de deux biais qui se compensent (biais des radiosondes et biais des données météorologiques au sol utilisées pour le calcul des IWV à partir des ZTD). Les IWV GPS calculés en utilisant les pressions et températures *au sol* issues des radiosondages (bas du Tableau 4.2) sont donc *in fine* de meilleure qualité. En effet, d'une part ils montrent bien les biais secs des radiosondages aux supersites R et H (plus élevé au supersite R car il est situé plus bas en altitude) et, d'autre part, à Karlsruhe ils correspondent assez bien aux IWV issus des radiosondages (notamment pour le GFZ avec un biais très faiblement négatif).

Par ailleurs, les différences entre les IWV obtenus à partir des radiosondages et des mesures GPS, et notamment les écarts-types importants que nous avons constatés, peuvent avoir plusieurs autres origines. Les IWV calculés à partir des radiosondages proviennent de mesures in-situ et donc par nature *locales*, tandis que les IWV issues des mesures GPS proviennent en fait de données issues de plusieurs satellites à des angles d'azimut et d'élévation différents, et il s'agit donc d'une *estimation* d'une valeur locale à partir de mesures dans un volume plus grand. En conséquence, les IWV issus de mesures GPS sont plus lissées et moins sensibles aux hétérogénéités du champ de vapeur d'eau à très petite échelle. De plus, d'une part les radiosondages se déplacent avec le vent et n'ont donc pas une ascension verticale et d'autre part l'IWV qui en est issu n'est pas une mesure instantanée mais s'effectue sur la durée de l'ascension du ballon-sonde.

Il pourrait être intéressant d'aller plus loin dans l'inter-comparaison entre données GPS et radiosondages, éventuellement en utilisant également d'autres types de données, comme par exemple des données de radiomètres multifréquences, ou éventuellement des données lidar, même si ces dernières sont limitées aux cas de ciel clair. Cependant, les inter-comparaisons ayant illustré l'importance du traitement des données GPS et la nécessité de l'homogénéité des données, nous utiliserons exclusivement par la suite comme données GPS les STD issus du traitement effectué par le GFZ *a posteriori*, qui sont différentes de celles issues de la base de données COPS et présentées ci-avant. Ces données issues de calculs effectués après la campagne ont en effet plusieurs avantages. Tout d'abord, leur résolution temporelle est très élevée (2.5 minutes), ensuite, il s'agit de STD et non pas de ZTD, ce qui correspond à une information plus complète qui permet l'estimation des IWV et peut être utilisée pour effectuer une inversion tomographique et estimer ainsi la densité de vapeur

d'eau. Enfin, la technique d'extraction des STD utilisée par le GFZ a été validée par des comparaisons avec des observations et des modèles (Bender et al. 2008; Deng et al. 2011). Les biais et écarts-types observés sur ces STD par rapport à ceux estimés avec un radiomètre correspondent respectivement à environ 0.2 et 1 mm sur les SIWV (ceci en considérant toutes les élévations, Bender et al. 2008). Les erreurs étant plus importantes aux élévations basses, seules les observations effectuées à une élévation supérieure à 7° ont été conservées.

2.3 Estimation des IWV

2.3.1 Analyse météorologiques au sol VERA

Les STD peuvent être transformés en SIWV à l'aide des équations (Eq. 2.18), (Eq. 2.19) et (Eq. 2.27) présentées au Chapitre 2. Cependant, il est alors nécessaire de connaître la pression et la température au niveau de l'antenne GPS, et si possible d'avoir une estimation des gradients de pression au niveau de l'antenne. Comme mentionné précédemment, des erreurs sur la pression (ou, dans une moindre mesure, sur la température) peuvent entraîner des erreurs importantes sur le SIWV. Il est donc primordial d'avoir un jeu de données ayant subi un contrôle qualité rigoureux. Une stratégie pourrait consister à utiliser des données météorologiques lorsqu'elles sont disponibles et des résultats d'analyses lorsqu'il n'y a pas de capteurs météorologiques proches de l'antenne GPS. Cependant, cela risque d'entraîner des inhomogénéités dans le réseau si les analyses et les mesures locales diffèrent de façon notable (cf. Annexe B). De même qu'il est important de traiter toutes les données GPS du réseau de la même façon, il nous semble important d'utiliser les mêmes données météorologiques pour l'ensemble des mesures GPS.

VERA, *Vienna Enhanced Resolution Analysis* (Steinacker et al. 2000, 2006; Bica et al. 2007), fournit des analyses météorologiques au niveau du sol, toutes les heures et à haute résolution spatiale (8 km ou 4 km), en se basant sur les réseaux européens de stations de mesures au sol : les stations synoptiques de référence GTS²⁸ ainsi que de très nombreuses stations locales (non-GTS). Les données météorologiques, qui proviennent de ces stations irrégulièrement espacées, subissent un contrôle qualité afin de détecter les erreurs systématiques et les points aberrants.

Dans les régions montagneuses, le relief génère des structures de petite échelle qui rendent imprécise une interpolation simple des données. En effet, si ces structures à petite échelle sont mesurées elles risquent d'être lissées par l'interpolation. L'effet des montagnes sur l'atmosphère est de nature thermique (chauffage différentiel des pentes en fonction de leur orientation) et dynamique (effet sur les vents de plus grande échelle qui peuvent être déviés / bloqués, cf. chapitre 1). Des modèles physiques idéalisés permettent d'avoir une connaissance a priori des *empreintes* thermiques et dynamiques qu'*imprime* le relief sur les très basses

²⁸ GTS = *Global Telecommunication System*. Les stations GTS sont celles correspondant aux critères de l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) et dont les données sont transmises en quasi temps-réel.

couches de l'atmosphère (*méthode d'empreinte* ou "*fingerprint method*" en anglais, Bica et al. 2005; Steinacker et al. 2006). Cette méthode d'empreinte permet d'interpoler les données sur une grille régulière en prenant en compte, au moins partiellement, les effets de l'orographie sur les variables météorologiques. VERA ne fournit pas directement la mesure de la pression locale et de la température, mais donne la pression réduite au niveau de la mer et la température potentielle.

Pour calculer la pression locale à partir de la pression au niveau de la mer, nous utilisons l'équation (Eq. 3.1) qui est bien celle utilisée dans les analyses VERA²⁹. Cette expression faisant intervenir la température et non la température potentielle, elle n'est cependant pas applicable directement. Pour résoudre ce problème, on effectue un calcul itératif en prenant une température de 288 K pour la première itération. On calcule alors la pression, puis on en déduit une estimation de la température à partir de la température potentielle et de la pression, et on en déduit de nouveau la pression à partir de la pression réduite. Le calcul converge très rapidement et il n'est en fait pas nécessaire de faire plus de trois itérations³⁰. Les pressions et températures sont ainsi obtenues pour toutes les stations GPS du réseau utilisé pour COPS et utilisées pour calculer les SIWV à partir des STD.

2.3.2 Des SIWV aux IWV

La méthode générale de conversion d'un SIWV en IWV s'appuie sur l'utilisation d'une fonction de projection « humide » (cf. Chapitre 2). Nous utilisons ici celle proposée par Niell (1996), et exposons une méthode simple pour l'estimation d'un IWV à partir des différents SIWV. Pour un récepteur et à instant donné, chaque satellite i visible permet d'obtenir un $SIWV_i$, i variant de 1 au nombre de satellites visibles avec un angle d'élévation supérieur à l'angle de coupure, pris ici égal à 7° . A partir de chaque $SIWV_i$ on calcule l' IWV_i correspondant à l'aide de la fonction de projection *sans tenir compte des gradients*, i.e. en appliquant simplement l'équation :

$$IWV_i = SIWV_i / m_w \quad (\text{Eq. 4.1})$$

avec m_w la fonction de projection humide de Niell (Chapitre 2, section 3 et Niell 1996). Ici, contrairement à ce qui a été exposé au Chapitre 2 (section 3.3), nous n'utilisons pas les gradients d'IWV³¹ mais à chaque IWV_i ainsi obtenu nous associons une position (x_i, y_i) (les x_i

²⁹ Pour être tout à fait exact, l'équation diffère très légèrement (Theresa Gorgas, communication personnelle) : le terme au numérateur dans l'exponentielle n'est pas $g h$ mais $g hgpt$, avec $hgpt$ l'altitude géopotentielle. La différence entre h et $hgpt$ est cependant très faible et négligeable aux altitudes considérées ici (de l'ordre de 1 m, cf. par exemple NOAA 1976).

³⁰ Les variations d'une itération à la suivante sont alors inférieures à 0.01 hPa et beaucoup plus faibles ensuite (diminuant d'au moins un ordre de grandeur à chaque itération supplémentaire).

³¹ Les fichiers de données fournis par le GFZ contenant les STD n'incluent pas d'estimation des gradients de ZTD (ni d'IWV), si bien qu'il n'est pas possible à ce stade du calcul de connaître les gradients d'IWV.

dans le schéma simplifié 2D présenté Figure 4.4) qui correspond à la position à laquelle les rayons atteignent l'altitude z_v (Figure 4.4). Cette altitude z_v est l'échelle de hauteur caractéristique de la vapeur d'eau. Comme indiqué Figure 4.4 z_v est définie telle que le contenu intégré en vapeur d'eau entre z_0 (altitude de l'antenne) et z_v soit de l'ordre du contenu intégré de z_0 au sommet de l'atmosphère (i.e. l'IWV) multiplié par le facteur $(1 - e^{-1})$. Cela signifie que si le profil de densité de vapeur d'eau est exponentiel³², alors z_v est bien l'échelle de hauteur de la vapeur d'eau, i.e. $\rho_v(z) = \rho_{v0} e^{-\frac{z}{z_v}}$. Pour les stations GPS de la campagne COPS, z_v varie entre environ 1900 et 2150 m de hauteur par rapport au sol. En pratique, l'altitude z_v est estimée de façon approximative en connaissant l'altitude de l'antenne GPS et en utilisant un profil standard de densité de vapeur d'eau. Ici, c'est le profil pour l'été aux moyennes latitudes proposé par McClatchey et al. (1972) qui a été utilisé mais prendre un autre profil standard à la place influe très peu sur le résultat final.

A partir des IWV_i et de leurs positions respectives, une interpolation bi-dimensionnelle (interpolation de Voronoï, cf. Annexe A), permet d'obtenir l'IWV au niveau de l'antenne, i.e. au point (x_{GPS}, y_{GPS}) . Le résultat obtenu tient donc compte de l'hétérogénéité du champ de vapeur d'eau au voisinage de la station, et l'interpolation permet également, si besoin,

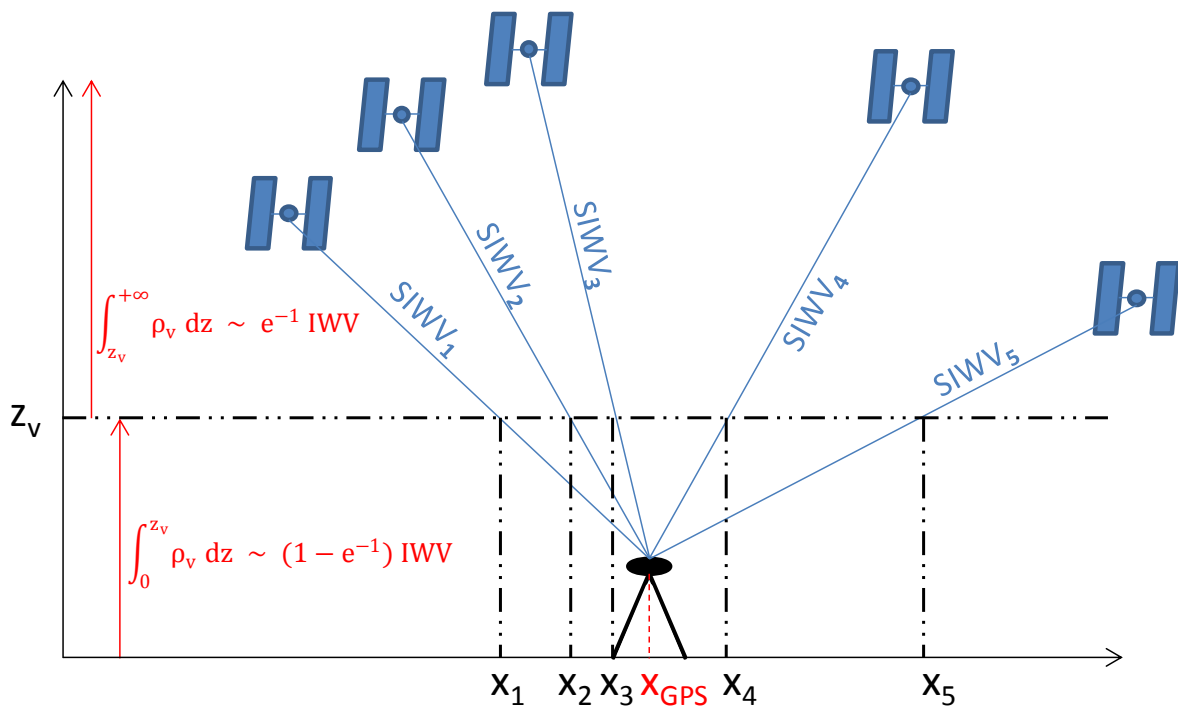


Figure 4.4. Schéma 2D illustrant la méthode de détermination des x_i associés aux IWV_i obtenus par projection des $SIWV_i$ correspondant (provenant de chacun des satellites visibles par l'antenne). L'ensemble des IWV_i et leurs positions respectives permettent d'obtenir par interpolation l'IWV à la verticale de la station GPS, i.e. à la position x_{GPS} (cf. texte). L'altitude z_v est l'altitude telle que le contenu en vapeur d'eau intégré entre le sol et z_v soit de l'ordre de l'IWV total multiplié par $1 - e^{-1}$. z_v est donc une hauteur caractéristique du profil de vapeur d'eau.

³² Ce qui est en moyenne assez proche de la réalité, et d'ailleurs assez proche de l'atmosphère standard usuelle, cf. par exemple les profils proposés par McClatchey et al. (1972).

d'estimer les gradients d'IWV au niveau de la station GPS. Les IWV au dessus de chaque station GPS du réseau sont obtenus à l'aide de cette méthode.

2.3.3 Carte d'IWV

Pour permettre l'analyse de situations météorologiques particulières et l'interprétation des évolutions de l'IWV sur le domaine COPS, il est plus pratique de disposer de cartes globales d'IWV plutôt que d'un ensemble d'IWV individuels.

L'IWV dépend fortement de l'altitude de la station GPS où il est mesuré. En effet, d'une part la densité de vapeur d'eau décroît avec l'altitude et d'autre part l'IWV est une quantité intégrée sur la colonne atmosphérique et donc est directement lié à l'épaisseur d'atmosphère au dessus du GPS. L'IWV diminue donc généralement assez rapidement avec l'altitude et l'interpolation des IWV entre stations GPS avec des différences d'altitudes non négligeables doit être effectuée avec précaution. Plus précisément, dans une région montagneuse comme celle de COPS, avec des GPS sur les crêtes et d'autres au fond des vallées, il n'est pas possible d'effectuer une interpolation simple et directe si l'on ne dispose pas de suffisamment de stations GPS pour résoudre les pentes. De plus, *même* si l'on dispose d'une densité importante de stations permettant une interpolation directe, la carte d'IWV ainsi obtenue montrera principalement que l'IWV est plus faible en altitude. En effet, lorsque le relief est marqué, l'impact de l'altitude sur l'IWV est souvent plus important que celui des hétérogénéités horizontales de densité de vapeur d'eau. Une telle carte ne permettra donc pas une interprétation simple de la situation météorologique, cette dernière étant en quelque sorte "masquée" par les effets du relief.

Afin de résoudre ces problèmes, nous n'utiliserons pas directement les IWV_{GPS} estimés à l'altitude des GPS, mais des contenus en vapeur d'eau normalisés, c'est-à-dire ramenés à un niveau de pression (ou d'altitude) de référence, notés IWV_0 . Cela permet en effet d'une part de pouvoir effectuer une interpolation qui ait du sens lorsque la distance caractéristique de l'hétérogénéité du relief³³ est petite devant l'espacement moyen entre stations GPS et, d'autre part, d'obtenir une carte d'IWV 2D représentative non pas du relief mais bien de la situation météorologique. Morland et Mätzler (2007) proposent une méthode empirique utile pour les études climatologiques et basée sur la décroissance exponentielle de la densité de vapeur d'eau avec l'altitude et sur le ratio entre l'IWV mesurée à une station basse de référence et celle mesurée à la station la plus haute de leur réseau. Ils appliquent leur méthode sur des données GPS moyennées sur 6 h et, malgré des résultats globalement très bons dans une région au relief très marqué, ils observent des anomalies lorsque les gradients horizontaux d'IWV sont importants.

³³ Ordre de grandeur de la distance horizontale sur laquelle les variations d'altitude peuvent être considérées comme négligeables (plus le relief est accidenté plus cette distance est faible).

Nous proposons ici une méthode plus simple, qui nous semble néanmoins assez bien adaptée aux données GPS dont nous disposons. Elle est basée sur l'extrapolation des mesures jusqu'à 1000 hPa (niveau de référence) bien que ce niveau puisse se trouver *en dessous du sol*. Cette extrapolation est basée sur l'utilisation des analyses RA-Interim (Simons et al. 2007; Dee et al. 2011) du Centre Européen pour la Prévision Météorologique à Moyen Terme (ECMWF en anglais). Ces données sont disponibles toutes les 6 heures (chaque jour à 00:00, 06:00, 12:00 et 18:00 UTC), avec une résolution horizontale de 0.5° en longitude et en latitude. Cette résolution est faible et il est nécessaire d'interpoler³⁴ les données afin de calculer des contenus intégrés en vapeur d'eau au niveau de chaque station GPS, notés $IWV_{ECMWF-z}$ (car l'intégration se fait à partir de l'altitude z de la station GPS considérée). Les $IWV_{ECMWF-z}$ sont calculés pour chaque station du réseau et à chaque pas de temps. On définit alors le coefficient c :

$$c = \frac{IWV_{GPS}}{IWV_{ECMWF-z}} \quad (\text{Eq. 4.2})$$

et le contenu en vapeur d'eau normalisé IWV_0 (i.e. « extrapolé » à 1000 hPa) est alors défini par :

$$IWV_0 = IWV_{GPS} + c (IWV_{ECMWF-0} - IWV_{ECMWF-z}) \quad (\text{Eq. 4.3})$$

d'où :

$$IWV_0 = c IWV_{ECMWF-0} \quad (\text{Eq. 4.4})$$

avec $IWV_{ECMWF-0}$ la quantité de vapeur d'eau intégrée entre le niveau de référence et le haut de l'atmosphère. En pratique, on ne prend pas le dernier niveau des analyses ECMWF mais on s'arrête à 12 km, sachant que la contribution de la vapeur d'eau située au dessus de cette altitude est négligeable dans l'IWV. Les cartes 2D d'IWV sont obtenues par interpolation (cf. Annexe A) entre tous les IWV_0 disponibles à un instant donné. La Figure 4.5 montre un exemple de l'effet de la normalisation des IWV. On remarque que l' IWV_0 est supérieur à l' IWV_{GPS} , ce qui est en accord avec l'équation (Eq. 4.3). Par ailleurs, en l'absence de correction, l'influence du relief est très nette, et pose problème pour l'interpolation : par exemple la station d'altitude au sud-ouest du domaine (Figure 4.5a, autour de 48°N , 7°E) mesure un IWV très faible, et est à l'origine (suite à l'interpolation) d'une zone sèche qui s'étend bien au-delà du seul voisinage du sommet. L'effet du relief a bien été éliminé dans la Figure 4.5b et l'interpolation est donc de meilleure qualité : elle représente mieux les gradients horizontaux de vapeur d'eau.

³⁴ Il est très complexe d'interpoler directement des données 4D. Nous avons donc procédé par étapes successives, en commençant par une interpolation verticale (c'est de loin selon la verticale que le gradient de vapeur d'eau est le plus fort), puis en interpolant horizontalement pour chaque niveau vertical (interpolation 2D, cf. Annexe A). Enfin, une interpolation temporelle linéaire est effectuée entre les échéances des analyses.

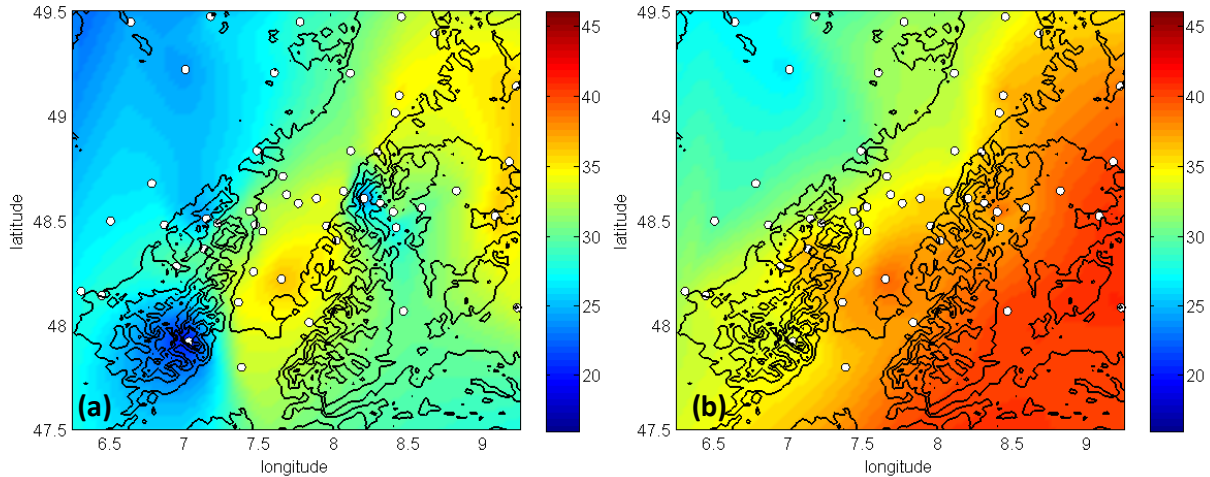


Figure 4.5. Cartes d'IWV (code couleur, en mm) le 18 Juillet 2007 à 08:30 UTC, obtenues en interpolant les IWV calculées à chaque station GPS (les stations dans le domaine sont les cercles blancs au contour noir, les stations en dehors du domaine ne sont pas représentées), soit directement (a) soit après normalisation des IWV pour corriger l'effet de l'altitude (b, IWV_0). Les lignes de niveau indiquent la topographie (espacement de 300 mètres entre les lignes de niveau) issue des données GTOPO30 (données à 30 secondes d'arc de résolution, i.e. environ 900m).

Le choix d'un niveau de pression comme niveau de référence, et non pas d'un niveau d'altitude provient initialement de considérations pratiques, les fichiers ECMWF étant habituellement donnés en coordonnées pression. Il est tout à fait possible de choisir un niveau d'altitude (par exemple 100 m, i.e. approximativement l'altitude des stations les plus basses). Les variations de pression par rapport au niveau de la mer données par les analyses ECMWF sont très lissées (et de par leur résolution n'incluent pas les variations à petite échelle qui peuvent être causées par le relief) donc, à l'échelle du domaine COPS, les variations d'altitude du niveau $P=1000$ hPa peuvent la plupart du temps être négligées³⁵. Toutefois, pour appliquer cette méthode sur un domaine géographique plus étendu ou bien en présence de très forts gradients de pression il est préférable d'utiliser une altitude de référence plutôt qu'un niveau de pression.

3 Tomographie GPS

3.1 Principe et équations générales

On appelle tomographie une technique d'inversion qui, à partir de données intégrées (ici les SIWV), permet d'obtenir une information tridimensionnelle (la densité de vapeur d'eau dans notre cas) et donc de produire des images en coupes (*tomo-* viens du grec ancien *temnien* qui signifie couper). De telles techniques d'inversion sont courantes dans de nombreux domaines scientifiques tels que l'astrophysique, la sismologie ou encore l'imagerie médicale. Nous nous sommes basés sur le logiciel développé par Mathieu Reverdy pendant sa

³⁵ Elles sont complètement négligeables dans l'étude de cas présentées au Chapitre 5.

thèse au LaMP (Reverdy 2008; Reverdy et al. 2009). Nous reprenons ici très rapidement le principe de la tomographie et présentons l'équation que nous utilisons, mais nous nous focaliserons par la suite surtout sur les principales modifications que nous avons apportées à ce logiciel, ainsi que sur la discussion des résultats obtenus et leur comparaison avec des radiosondages. Pour plus d'information sur la tomographie en général et sur la dérivation de l'équation d'inversion on pourra se reporter à Reverdy (2008).

Afin d'effectuer l'inversion, nous commençons par définir une grille tridimensionnelle : la zone d'étude est découpées en cubes appelés voxels (qui est en fait un acronyme pour *volumetric pixel*). Cette étape préliminaire est très importante, car le choix de la taille des voxels est important pour la qualité des résultats. S'ils sont trop nombreux par rapport au nombre de stations au sol, ou plutôt par rapport au nombre de SIWV disponibles, l'inversion sera fortement sous-déterminée c'est-à-dire que de nombreux voxels ne seront traversés par aucun rayon satellite-station GPS (voxels "vides"). Par ailleurs, si le nombre de voxels choisi est trop faible, on obtiendra un résultat très lissé avec une résolution faible par rapport au potentiel du réseau. Bender et Raabe (2007) discutent l'importance d'avoir suffisamment de rayons satellite-station qui se croisent dans chaque voxel afin que l'inversion soit optimale. La résolution horizontale optimale est alors de l'ordre de la distance moyenne entre les stations GPS (soit 20-30 km dans le cas d'étude présenté au Chapitre 5).

Le problème inverse est le suivant : on dispose de l'ensemble des SIWV, avec les azimuts et élévations qui les caractérisent, ainsi que des positions des stations GPS et donc on peut calculer la longueur de chaque rayon dans chaque voxels. A partir des SIWV et des longueurs des rayons associés, on cherche alors à connaître la densité de vapeur d'eau ρ_v dans chaque voxel de telle sorte qu'en effectuant les intégrales (en l'occurrence des sommes puisque l'espace a été discrétisé) on retrouve les SIWV. Mathématiquement, cela peut s'écrire sous forme d'une équation matricielle simple :

$$d = G \times \rho_v \quad (\text{Eq. 4.5})$$

avec d le vecteur colonne contenant l'ensemble des données (tous les SIWV), ρ_v est le vecteur qui contient (en colonne) les densités de vapeur d'eau des voxels (donc ρ_v a autant d'éléments qu'il y a de voxels), et G est la matrice contenant les longueurs des rayons satellites-stations dans chaque voxel (de telle sorte que le produit matriciel corresponde bien aux calculs des intégrales). Chaque ligne de G correspond à un rayon satellite-station (et donc à un SIWV) et chaque colonne de G correspond à un voxel, de sorte que la dimension de G est *nombre de SIWV* x *nombre de voxels*. Cependant, dans les situations rencontrées dans l'atmosphère, il n'est pas possible de résoudre directement cette équation. En effet, la plupart du temps le problème est "mal posé" au sens où certains voxels ne contiennent aucune information (sous-déterminé) et d'autres au contraire en contiennent beaucoup (sur-

déterminé). De plus, la densité de vapeur d'eau n'est, en réalité, pas constante dans chaque voxel et il y a des erreurs de mesures qui ne peuvent être complètement négligées.

Il est néanmoins possible de résoudre l'équation matricielle en cherchant ρ_v de sorte à minimiser la différence $d - G \rho_v$. Cette résolution doit se faire en tenant compte des contraintes du problème qui sont principalement l'existence de voxels sans informations (ou avec trop peu d'informations), les erreurs de mesure, ainsi que les erreurs du modèle lui-même (liées notamment à la discrétisation de l'espace). Une résolution par la méthode des moindres carrés pondérés amortis permet d'en tenir compte, et ρ_v est alors obtenu à l'aide de l'équation suivante (Reverdy 2008) :

$$\rho_v = \rho_v^0 + C_m \times G^t \times (G \times C_m \times G^t + \alpha^2 C_d)^{-1} \times (d - G \times \rho_v^0) \quad (\text{Eq. 4.6})$$

avec ρ_v^0 la densité de vapeur d'eau a priori (« initialisation » de la tomographie), C_m et C_d les matrices de covariance respectivement de l'a-priori et des données et α un paramètre de pondération indiquant la confiance relative que l'on a dans les données. $\alpha = 0$ équivaut à prendre $C_d=0$, c'est-à-dire à supposer qu'il n'y a aucune erreur sur les données, et au contraire prendre α grand équivaut à ne faire aucune confiance en les données et, dans ce cas, le résultat de l'inversion tomographique sera très proche de l'initialisation.

Nous avons conservé des matrices de covariances C_m et C_d sous forme diagonale, comme proposé par Mathieu Reverdy (Reverdy 2008), par contre, nous avons apporté des modifications au calcul de la matrice G et, surtout, au calcul de la densité de vapeur d'eau a priori ρ_v^0 , cette dernière ayant une influence importante sur la qualité des résultats finaux.

3.2 Densité de vapeur d'eau a priori

L'initialisation de la tomographie conditionnant pour beaucoup les résultats de l'inversion, il est important d'avoir un a priori le plus précis possible. Sachant que nous disposons déjà des IWV au niveau de chaque station GPS et pouvons les utiliser pour l'initialisation, il nous faut seulement un profil de vapeur d'eau afin d'avoir une densité de vapeur d'eau a priori dans chaque voxel (vecteur ρ_v^0). Plutôt que d'utiliser un profil standard, nous nous baserons ici sur des profils issus des analyses RA-Interim de l'ECMWF. Elles ont l'avantage de tenir compte des spécificités d'une situation météorologique donnée et notamment de fournir une structure verticale, tout en restant (de par leur faible résolution spatiale et temporelle) très lissées par rapport à des mesures, issues par exemple de radiosondages, qui présentent généralement des hétérogénéités de petite échelle et dont la représentativité peut alors poser problème. Par ailleurs, ne pas utiliser de radiosondages pour initialiser la tomographie permet de comparer les densités de vapeur d'eau mesurées par radiosondage avec celles estimées par inversion tomographique, cela à des fins de validation (cf. §3.4).

L'interpolation des analyses RA-Interim (cf. note 34, page 90) fournit une valeur de densité de vapeur d'eau dans chaque voxel. Afin d'*ajuster* ces valeurs à l'aide des mesures GPS, les coefficients c calculés en chaque station GPS à l'aide de l'équation (Eq. 4.2) sont interpolés dans tout le domaine. Cela permet d'obtenir un coefficient c *moyen* dans chaque pixel (i.e. chaque colonne de voxels) de la tomographie (cf. grille Figure 4.1). Les densités de vapeur d'eau issues des RA-Interim sont alors multipliées par les coefficients correspondants afin d'obtenir des densités a priori cohérentes avec les mesures GPS. Cela permet d'écrire le vecteur ρ_v^0 (Eq. 4.6) qui est constitué de l'ensemble de ces densités a priori.

3.3 Matrice G

La création de la matrice G qui intervient dans les équations (Eq. 4.5) et (Eq. 4.6), implique de tracer les rayons satellites-stations et de calculer leur longueur dans chaque voxel. Nous effectuons ces calculs en supposant que la courbure des rayons due aux gradients de réfractivité est négligeable. Cette approximation est tout à fait acceptable au vu de la taille importante des voxels que nous utilisons, sachant que les angles de courbures des rayons sont très faibles y compris à 7° d'élévation (inférieurs à 0.3°, Ichikawa et al. 1995). Par contre, à basse élévation les rayons peuvent parcourir des distances horizontales importantes avant de sortir du domaine³⁶, de telle sorte qu'il est important de tenir compte de la rotondité de la Terre. Ainsi, les voxels ne sont pas des rectangles mais leurs bornes supérieures et inférieures sont des arcs de cercles. Nous restons ici dans l'approximation d'une Terre sphérique car utiliser un ellipsoïde ou un modèle de géoïde pour le tracé des rayons entraînerait une complexification trop importante des calculs.

D'autre part, notre domaine étant fini, il est important de tenir compte des rayons qui quittent le domaine par les côtés, i.e. avant d'avoir atteint l'altitude de 12 km au dessus de laquelle on considère que la densité de vapeur d'eau est nulle (ou plutôt *suffisamment faible pour que sa contribution à l'IWV puissent être négligée*). Pour ce faire, il faut estimer la fraction du SIWV total qui correspond à l'intégrale sur le trajet à l'intérieur du domaine, et modifier (Eq. 4.6) en conséquence :

$$\rho_v = \rho_v^0 + C_m \times G^t \times (G \times C_m \times G^t + \alpha^2 C_d)^{-1} \times (f d - G \times \rho_v^0) \quad (\text{Eq. 4.7})$$

avec $f = \frac{SIWV_{AB}^0}{SIWV^0}$ l'estimation à l'aide de la densité de vapeur d'eau a priori de la fraction de SIWV qui est dans le domaine, i.e. entre A et B (cf. schéma Figure 4.6). f est un vecteur contenant cette fraction pour chacun des SIWV disponibles, et le produit " $f d$ " est un produit *élément par élément* (et non pas un produit matriciel ou un produit scalaire), dont le résultat est donc un vecteur colonne de même dimension que f et d . $SIWV_{AB}^0$ est l'intégrale de la

³⁶ Un rayon à 7° d'élévation parcourt une distance de plus de 90 km avant d'atteindre 12 km d'altitude.

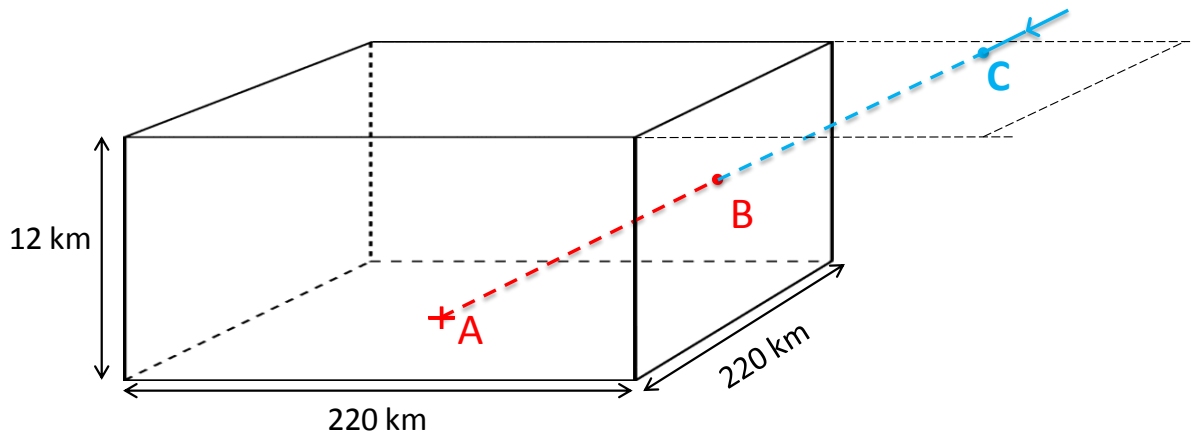


Figure 4.6. Le parallélépipède en noir représente schématiquement les limites extérieures du domaine 3D utilisé pour la tomographie (cf. Figure 4.1 pour la localisation sur une carte). Une station GPS est située en A et reçoit un signal GPS, qui arrive depuis un satellite (rayon bleu continu) atteint une altitude de 12 km au niveau du point C, mais reste en dehors du domaine (tirets bleus) jusqu'à atteindre le point B (d'altitude $z_B < 12$ km) et entrer alors à l'intérieur du domaine (tirets rouges).

densité de vapeur d'eau a priori sur le trajet AB. Pour obtenir $SIWV^0 = SIWV_{AB}^0 + SIWV_{BC}^0$ il faut estimer la densité de vapeur d'eau a priori à l'extérieur du domaine. Le profil de vapeur d'eau à la verticale du point B est utilisé afin de calculer l'intégrale le long du trajet BC. Pour éviter cette approximation, une autre stratégie pourrait consister en l'ajout de voxels extérieurs plus grands pour inclure la totalité des SIWV sortant dans la tomographie (Hirahara 2000; Flores et al. 2001; Troller et al. 2006). Cependant, ces voxels très grands et mal contraints (car avec peu de rayons qui les traversent) ne permettent pas une bonne estimation de la densité de vapeur d'eau. Il serait également possible d'essayer d'améliorer l'estimation du facteur f , par exemple en estimant des densités de vapeur d'eau a priori à l'extérieur du domaine.

3.4 Comparaison avec des radiosondages

La comparaison des résultats de la tomographie avec des radiosondages n'est pas aisée car les résolutions sont très différentes. Les radiosondages donnent des mesures locales mais non instantanées, tandis qu'au contraire l'inversion tomographique fournit une estimation du champ de vapeur d'eau à un instant donné, mais avec une résolution spatiale faible : typiquement de l'ordre de 30 km de résolution horizontale et de quelques centaines de mètres de résolution selon la verticale. La tomographie GPS donnant une estimation moyenne de la densité de vapeur d'eau dans chaque voxel, les radiosondages ont été moyennés sur la verticale à la résolution de la tomographie pour effectuer les comparaisons. Une interpolation horizontale des résultats tomographiques a également été effectuée afin d'avoir une estimation de la densité de vapeur d'eau à la verticale du site de radiosondage.

La Figure 4.7 montre que, quelle que soit la résolution choisie, l'a priori estimé à partir des IWV et des analyses de l'ECMWF est en assez bon accord avec les mesures

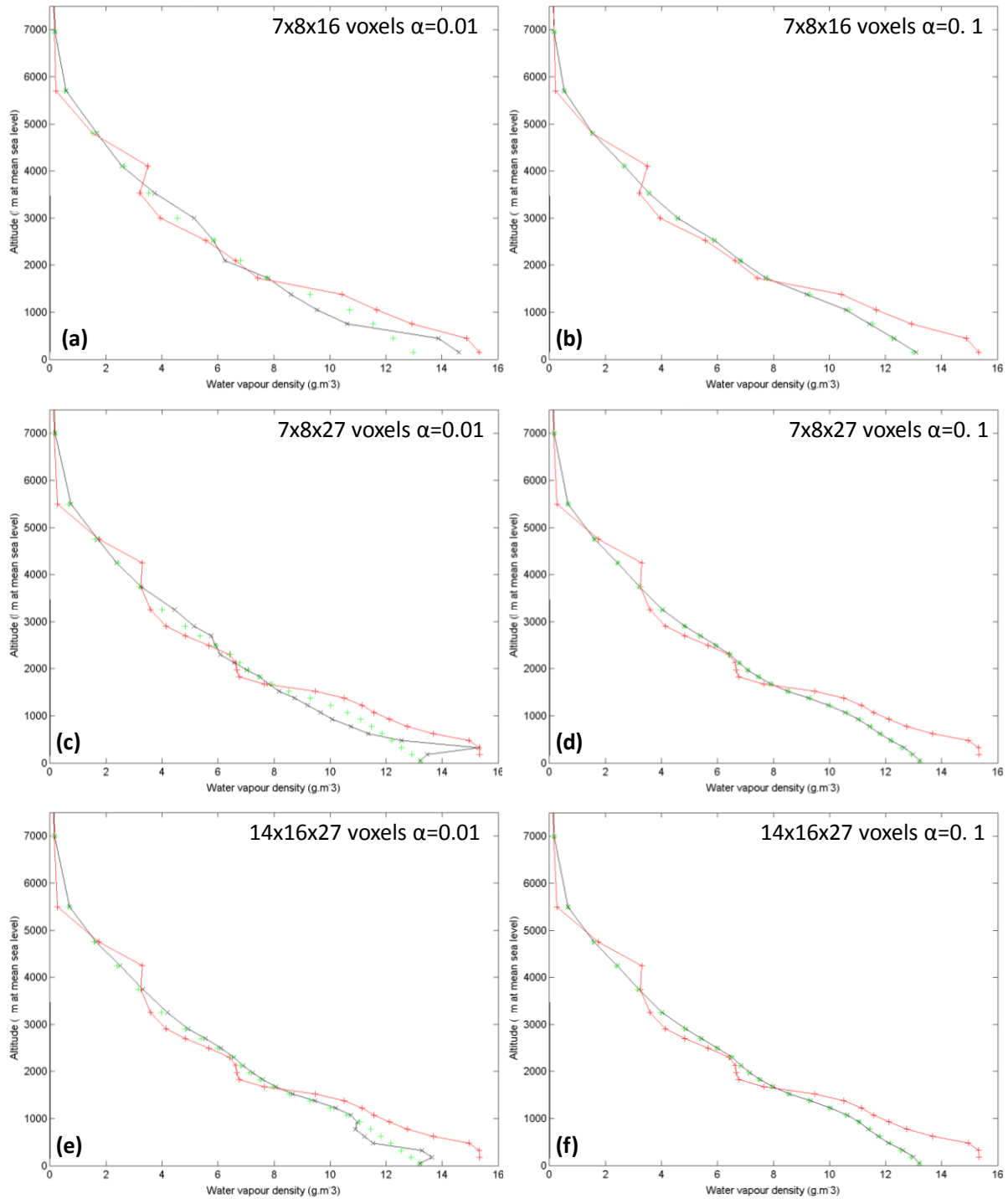


Figure 4.7. Profils de densité de vapeur d'eau (g m^{-3}) au supersite V, le 18 Juillet à 11:00 UTC, issus d'un radiosondage et moyenné à la résolution de la tomographie (en rouge), de l'a priori pour l'inversion tomographique (croix vertes), et des résultats de la tomographie (en noir) pour $\alpha=0.01$ (a,c,e) et $\alpha=0.1$ (b,d,f), avec différents nombres de voxels (longitude x latitude x altitude) : 7x8x16 (a,b), 7x8x27 (c,d), 14x16x27 (e,f).

effectuées par radiosondages bien qu'il ne reproduise pas bien les structures à petite échelle, ce qui n'est pas surprenant étant donné la faible résolution des analyses ECMWF. Par ailleurs, les résultats de la tomographie ne donnent pas des densités de vapeur d'eau significativement meilleures que l'a priori. En effet, pour des valeurs du paramètre α petites ($\alpha < 0.1$) on

observe des différences notables entre l'initialisation et le résultat de l'inversion (cf. résultats pour $\alpha=0.01$, Figure 4.7a, c et e), cependant sans que les résultats ne se rapprochent des observations. Pour $\alpha > 0.1$, les résultats de l'inversion sont très peu différents de l'a priori. En effectuant plusieurs inversions successives, on n'observe pas non plus de convergence vers un résultat qui soit plus proche des mesures que l'initialisation. Les différences importantes entre radiosondages et tomographie sont assez courantes dans la littérature (cf. par exemple Flores et al. 2001; Bi et al. 2006), mais l'on s'attendrait à ce que les résultats de l'inversion soient plus proches des observations que l'a priori.

Cet échec relatif de la tomographie peut avoir plusieurs causes. Tout d'abord, la géométrie du réseau n'est pas la meilleure pour effectuer une inversion tomographique car il serait préférable d'avoir un réseau de stations régulièrement espacées afin d'optimiser le remplissage des voxels en SIWV (Bender et Raabe 2007; Reverdy 2008). Ensuite, l'estimation du paramètre α , et le fait de lui donner une valeur unique, n'est sans doute pas adaptée. Une estimation de α en fonction de la distribution des rayons satellite-station dans les voxels, déjà évoquée dans Reverdy (2008), pourrait par exemple donner de meilleurs résultats et permettre de s'affranchir du choix quelque peu arbitraire de la valeur de α . Enfin, il y a sans doute également un problème de fond : soit que la technique d'inversion utilisée (en elle-même) ne soit pas bien adaptée à l'atmosphère, soit, ce qui semble plus probable, que l'utilisation de matrices de covariance simples (diagonales) ne permette pas une inversion précise.

Sur ce dernier point, les tentatives d'utilisation d'une matrice de covariance non diagonale afin de traduire la non indépendance des données entre elles n'ont pas entraîné d'amélioration des résultats mais au contraire ont conduit à des résultats aberrants. Face à ces difficultés persistantes quant au développement de la tomographie, notre parti a été de n'en faire qu'une utilisation limitée. En utilisant des résultats tomographiques obtenus avec $\alpha = 0.1$, l'écart à l'initialisation reste très modéré et l'on évite ainsi les résultats aberrants obtenus lorsque α est trop petit. Certes, l'apport de l'inversion *en elle-même* est alors très limité par rapport à l'a priori, mais ce dernier est issu d'une utilisation fine des données GPS et d'analyses de l'ECMWF et apporte donc un supplément d'information par rapport aux cartes d'IWV seules.

4 Conclusion

Ce chapitre a présenté les données GPS de la campagne COPS, et montré l'impact significatif de la technique utilisée pour le traitement des données GPS sur les ZTD et IWV obtenus. Les IWV calculés pendant la campagne et mis à disposition sur la base de données COPS présentant des écarts-types relativement importants dans les comparaisons avec les radiosondages et n'étant pas directement adaptés à l'inversion tomographique, il a semblé plus judicieux d'utiliser directement les STD calculés par le GFZ après la fin de la campagne, qui ont d'ores et déjà été validés par inter-comparaisons avec des instruments et des modèles

(Bender et al. 2008; Deng et al. 2011). Ce sont donc également ces STD qui sont utilisés au Chapitre 5. Les SIWV sont alors obtenus à partir des STD comme présenté au Chapitre 2. La méthode utilisée pour obtenir les IWV à partir des SIWV disponibles en chaque station de mesure a été présentée. Elle a l'avantage d'être très générale et de ne pas nécessiter de connaître les gradients d'IWV (ni d'ailleurs aucune autre données supplémentaires).

Une technique simple pour interpoler les IWV à un niveau de référence et ainsi obtenir des cartes d'IWV facilement interprétables car excluant l'influence directe des différences d'altitude entre stations a été proposée et sera également utilisée dans l'étude de cas présentée au chapitre suivant. Cette technique peut être mise en œuvre facilement car elle se base uniquement sur l'utilisation d'analyses ECMWF et le niveau de référence peut être librement modifié si nécessaire.

Les SIWV sont aussi les données de base permettant l'estimation de la densité 3D de vapeur d'eau à l'aide d'un logiciel d'inversion tomographique. Les modifications sur le logiciel de tomographie préexistant (Reverdy et al. 2009) ont porté principalement sur la façon de répartir les SIWV au sein des voxels et de prendre en compte les rayons satellites-stations sortant du domaine ainsi que sur la détermination du champ de vapeur d'eau a priori nécessaire pour l'inversion. Malgré ces améliorations, ainsi que d'autres tentatives qui n'ont été que rapidement mentionnées car elles ont donné des résultats négatifs, la tomographie ne parvient pas encore à reproduire de façon satisfaisante les structures verticales observées par radiosondage et, surtout, elle ne montre aucune amélioration significative par rapport à l'a priori. Ainsi, l'apport de la tomographie par rapport à des cartes 2D d'IWV est très limité et se réduit pour l'essentiel à l'utilisation des analyses de l'ECMWF pour déterminer le champ de vapeur d'eau a priori. Les difficultés à obtenir une structure verticale proviennent sans doute à la fois de la configuration du réseau (Bender et Raabe 2007; Rohm 2012) et de problèmes inhérents à la méthode de calcul.

Plusieurs algorithmes de tomographie existants adoptent une stratégie différente, par exemple en utilisant des voxels extérieurs plus grands, voir infinis, afin qu'aucun rayon satellite-station ne sorte du domaine avant d'atteindre sa limite supérieure (Flores et al. 2000; Hirahara 2000; Troller et al. 2006; Perler et al. 2011), ou encore en adoptant un point de vue lagrangien, avec des voxels se déplaçant avec le vent moyen (Seko et al. 2004). Plusieurs groupes de recherche travaillent encore actuellement à l'élaboration ou à l'amélioration de systèmes d'inversion tomographique, proposant des méthodes plus complexes que la nôtre, et n'utilisant pas les SIWV mais les SWD pour s'affranchir de la conversion et éviter de propager les erreurs associées (cf. par exemple les travaux récents de Perler et al. 2011; Rohm et Bosy 2011; Bender et al. 2011a; Rohm 2013). Une amélioration plus conséquente de notre logiciel de tomographie est néanmoins au-delà des objectifs de cette thèse. En effet, elle nécessiterait un investissement en temps très important, comprenant une étude approfondie des méthodes mathématiques associées dans l'objectif d'intégrer certains aspects développés dans les travaux récents cités ci-dessus.

Dans le chapitre suivant, nous utiliserons des données GPS aussi bien pour l'IWV que pour la densité de vapeur d'eau. Cependant, étant donné les limites de la tomographie, il en sera fait un usage modéré et, surtout, les résultats seront confortés par d'autres observations.

Chapitre 5

Etude détaillée d'un cas de précipitations sous le vent des Vosges pendant COPS

1	Description du domaine COPS et des données utilisées	105
2	Le cas du 18 Juillet 2007 (POI 9a)	107
2.1	Conditions synoptiques	107
2.2	Précipitations, vapeur d'eau et champ de vent.....	110
2.2.1	Observations des systèmes précipitants.....	110
2.2.2	Vent et dynamique de la vapeur d'eau	120
3	Résumé et conclusion.....	129

Introduction et contexte

Ce chapitre reprend les résultats présentés dans un article accepté pour publication et à paraître en 2013 dans le numéro *spécial COPS* du journal international *Meteorologische Zeitschrift* (Labbouz et al. 2013). Ce travail a été effectué dans le cadre de la campagne COPS présentée au chapitre précédent, et se focalise sur l'étude des précipitations convectives pendant la journée du 18 Juillet 2007.

Les évènements convectifs sont fréquents en période estivale dans la région de COPS. Une étude statistique du déclenchement de la convection pendant la campagne COPS a été effectuée par Aoshima et al. (2008), à l'aide d'images satellite à haute résolution, tandis que Weckwerth et al. (2011) analysent la climatologie de la convection (déclenchement et développement) en se basant sur plusieurs années de mesures radar. Ces études montrent que le Déclenchement de la Convection (noté DC ci-après) est plus fréquent dans les zones montagneuses du domaine COPS (en Forêt Noire et dans une moindre mesure dans les Vosges, cf. Figure 5.1a) que dans la vallée du Rhin, où il est cependant assez fréquent d'observer l'intensification de systèmes convectifs préexistants (Figure 5.1b).

Après une revue globale des différents types de situations rencontrées pendant COPS (Van Baelen et al. 2011), le 18 Juillet 2007 nous a semblé particulièrement intéressant pour une étude de cas détaillée et la mise en évidence des liens entre le champ de vapeur d'eau et le cycle de vie des systèmes convectifs. En effet, il s'agit d'un cas de convection *locale* se déclenchant sous le vent des Vosges, dans une région où la densité de stations GPS disponibles est importante et à proximité du radar en bande X du LaMP. De plus, le 18 Juillet 2007 correspondant à une Période d'Observations Intensive de COPS (POI 9a), de nombreuses autres mesures sont disponibles. Enfin, nous ne nous focaliserons pas sur ce point mais les systèmes convectifs observés n'ont pas été correctement prévus (ou du moins leur développement a été sous estimé) par les modèles de prévision utilisés de manière

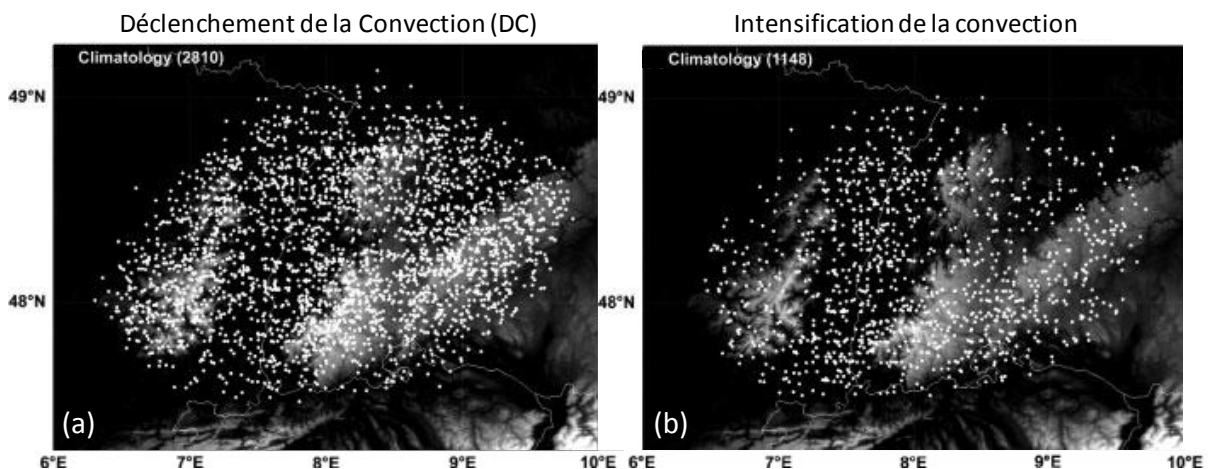


Figure 5.1. Figure adaptée de Weckwerth et al. (2011) présentant une climatologie des évènements de déclenchement convectifs (a) et d'intensification de la convection (b). Chaque point correspond à un évènement. Un code de couleur linéaire indique le relief, de 0 (noir) à 1500 m d'altitude (blanc). Ces deux images ont été obtenues à partir de 8 années de données radar (2000-2006 et 2008).

opérationnelle pendant la campagne, ce qui pourrait éventuellement indiquer un mécanisme de formation mal pris en compte par ces modèles.

Comme mentionné au Chapitre 1 et dans de nombreux articles (voir par exemple Smith 1979; Roe 2005), les précipitations sont généralement beaucoup moins importantes sous le vent du relief que sur les crêtes et du côté au vent. Les mécanismes généraux conduisant à ce type d'évènements précipitants sous le vent du relief ont été décrits entre autre par Banta (1990), Houze (1993) et Hagen et al. (2011). Ainsi, selon Banta (1990), l'orientation de la chaîne de montagne par rapport au vent est particulièrement importante et si la direction du vent n'est pas quasi-parallèle à la ligne de crête alors une convergence sous le vent du relief peut se produire et éventuellement conduire à la formation d'un système convectif. Thielen et Gadian (1996) étudient la convection dans une région de moyenne montagne en Angleterre, à l'aide d'un modèle de simulation numérique. Ils montrent que la convection se déclenche en premier lieu préférentiellement sous le vent du relief, y compris lorsque ce sont les pentes au vent du relief qui sont chauffées par le soleil. Ils supposent qu'une importante perturbation du flux, incluant sans doute des ondes de gravité, favorise la convection sous le vent : cette hypothèse correspond à un des mécanisme généraux présentés dans Houze (1993) et repris au Chapitre 1 de cette thèse (Figure 1.2). Dans leur étude, Thielen et Gadian (1996) s'intéressent à différents profils de vent, et testent différentes situations en termes de *direction* du vent. Cependant, ils n'étudient pas l'influence de la *vitesse* du vent en elle-même, et ne discutent pas de l'influence éventuelle du nombre de Froude.

Une telle discussion sur l'influence du nombre de Froude (et ses limites) pour le DC est proposée par Hagen et al. (2011). Ils se basent sur les données du radar précipitation POLDIRAD (radar en bande C qui est sensible exclusivement aux gouttes d'eau précipitantes) obtenues pendant la campagne COPS et définissent le DC comme correspondant aux premières précipitations détectées par le radar. Ils montrent alors que le DC se produit sous le vent du relief essentiellement lorsque le nombre de Froude est supérieur à 1, c'est-à-dire lorsque le vent est modéré à fort. Cependant, dans leur étude ils mettent en avant le fait que le vent n'est en général pas perpendiculaire aux crêtes et donc que l'interprétation du nombre de Froude doit être faite avec précaution. Un nombre de Froude élevée dans la région COPS correspond plutôt à un flux passant par les brèches et les vallées, qu'au cas "classique" d'un flux franchissant la chaîne de montagne elle-même en passant au dessus des crêtes. Le champ de vent complexe qui en résulte est alors enclin à générer de la convergence sous le vent du relief.

Dans ce chapitre, nous utilisons les développements présentés au Chapitre 4 en termes d'IWV et de tomographie GPS et combinons les résultats obtenus (cartes d'IWV et densité de vapeur d'eau) avec un ensemble d'observations provenant de différents instruments, afin d'étudier en détail le déclenchement et le développement de la convection sous le vent des Vosges le 18 Juillet 2007. Pour compléter notre étude, nous utiliserons également ici les résultats d'une simulation effectuée au LaMP par Céline Planche avec un modèle numérique à haute résolution dont la configuration est présentée dans Planche et al. (2013).

1 Description du domaine COPS et des données utilisées

Le domaine COPS se situe autour de la frontière franco-allemande, dans une région au terrain complexe (Figure 5.2a) : les Vosges à l'ouest et la Forêt Noire à l'est sont séparées par la vallée du Rhin, tandis que le Jura Souabe s'étend vers le nord-est, depuis le sud de la Forêt Noire. Dans cette étude, nous nous intéresserons tout particulièrement à la moitié nord des Vosges. La Figure 5.2b présente un zoom sur cette zone d'intérêt et indique les principales vallées (Vallée de la Bruche au nord et de la Giessen au sud) et collines (marquées par les n°1 à 4) auxquelles il sera fait référence à plusieurs reprises dans la suite de ce chapitre.

Les données GPS et les analyses VERA ayant été décrites au chapitre précédent, nous n'y revenons pas ici. Précisons cependant que la grille utilisée pour la tomographie est celle présentée Figure 5.2a. Elle est constituée de 8 voxels en longitude et 7 en latitude. Chaque voxel a alors une dimension horizontale de l'ordre de 30 km x 30 km. Sur la verticale, nous utilisons 27 niveaux entre 0 et 12 km d'altitude. L'espacement entre les niveaux est de 150-200 m dans les basses couches de la troposphère (jusqu'à 3 km d'altitude) et augmente ensuite avec l'altitude. Nous mentionnerons également dans ce chapitre des résultats obtenus avec une tomographie à "haute résolution" horizontale (15 km x 15 km), sans toutefois les exploiter de façon approfondie, étant données les limitations inhérentes à la tomographie, qui s'amplifient lorsque la taille des voxels diminue (cf. Chapitre 4). Pour la tomographie tout comme pour les IWV, nous utilisons les SIWV issues des données du GFZ (Chapitre 4) avec un pas de temps de 5 minutes. Afin de réduire les sauts parfois observés dans les données GPS entre t et $t + 5$ min, nous effectuons une moyenne glissante sur une fenêtre de 20 minutes, en appliquant une pondération "en triangle". Ainsi, à un instant t , le facteur de pondération est de 1 pour les données à $t \pm 10$ min, 3 pour les données à $t \pm 5$ min et 5 pour les données à t . Cette pondération confère un poids important à la mesure au temps t , et correspond donc à un lissage modéré.

Les observations des systèmes précipitants dans le domaine d'intérêt de cette étude ont été effectuées à l'aide de deux radars : le radar POLDIRAD du DLR (*Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt*, centre allemand de recherches aérospatiales) et le radar en bande X du LaMP. Ces deux radars ont été déployés spécialement pour la campagne (cf. Figure 5.2 pour les positions des radars) car ils offrent une couverture et des caractéristiques qui n'étaient pas fournies par les radars opérationnels alentours. Dans la suite, les expressions « précipitations » et « déclenchement de la convection » (noté DC) renverront respectivement aux « précipitations détectées par au moins un des deux radars » et aux « premiers échos radar détectés conduisant à la formation d'une cellule convective ». Cette précision nous semble importante étant donné d'une part les limitations associées à la mesure des précipitations par radar (cf. Chapitre 1) et d'autre part la nécessité d'une définition précise du DC (dans la littérature, les définitions varient selon les auteurs et les instruments de mesure utilisés). Dans

notre cas, le DC correspond à la formation d'une cellule qui devient ensuite rapidement un système convectif (avec de très fortes réflectivités localisées), et est donc antérieur, par exemple, au DC défini par Weckwerth et al. 2011, qui posent comme condition supplémentaire le franchissement d'un seuil de réflectivité (néanmoins modéré).

Le radar POLDIRAD du DLR (Schroth et al. 1988) est un radar Doppler et polarimétrique en bande C (5.5 GHz). Pendant COPS, il fournissait des scans à élévation constante (PPI, *Plan Position Indicator*) toutes les 10 minutes, à 1° et 2° d'élévation, avec une portée maximale de 120 km. Des scans verticaux (RHI, *Range Height Indicator*) de 0.2-1° à 30-40° d'élévation étaient également effectués (en général à un azimut de 110°, i.e. en direction du supersite R). Le faisceau conique a une largeur de 1°, et la résolution radiale est de 300 m. Les échos de sol étant importants à 1° d'élévation, nous utilisons uniquement les PPI à 2° d'élévation. Par ailleurs, en utilisant des données de 10 jours sans pluie, nous avons réalisé une carte d'écho de sol à 2° d'élévation, qui a été utilisée pour traiter les données et éliminer l'essentiel des échos de sol. Cela n'a cependant pas suffi à les éliminer totalement et certains sont encore visibles sur les images radar. Cela provient du fait que seul un écho

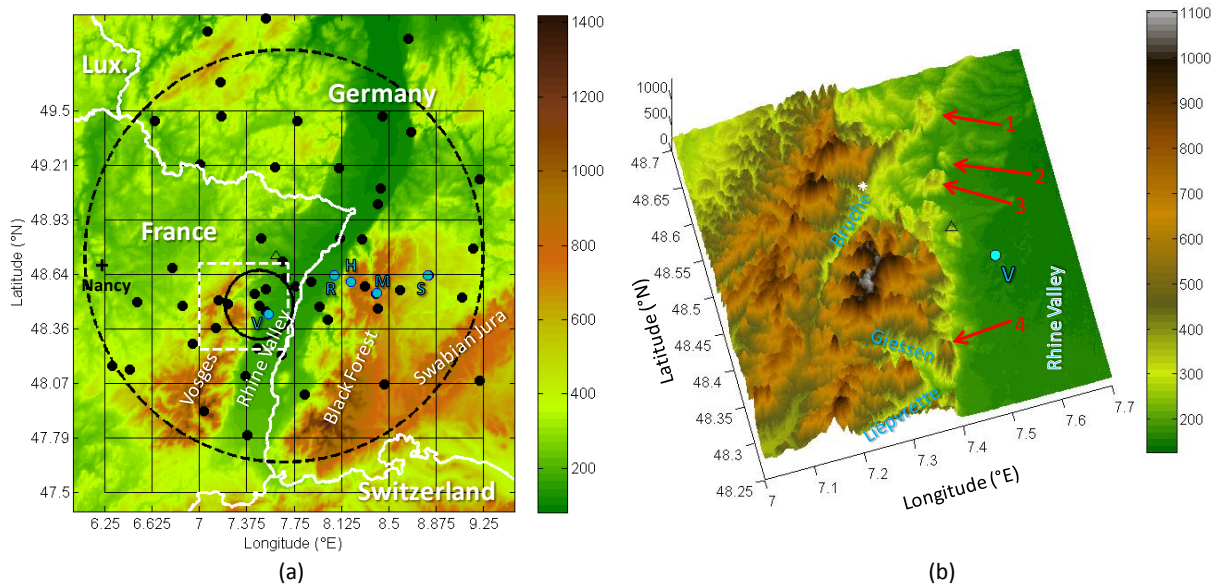


Figure 5.2. **(a)** : Le domaine d'étude de la campagne COPS (identique à la Figure 4.1). Les points bleus indiquent les positions des 5 supersites (cf. Chapitre 4). Les points noirs représentent les stations GPS disponibles (réseau permanent et stations temporaires). Le triangle noir au centre de l'image indique la position du radar POLDIRAD dont la portée maximale est représentée par le grand cercle en pointillés noirs. La portée maximale du radar en bande X du LaMP est indiquée par le cercle noir en trait continu. Le quadrillage noir représente les pixels utilisés pour l'inversion tomographique des données GPS. Le rectangle en traits blancs pointillés délimite la zone d'intérêt pour l'étude de cas présentée ici. **(b)** : zoom 3D sur la zone d'intérêt à l'intérieur du rectangle en pointillé blanc dans (a). Les noms en bleu indiquent les principales vallées de cette partie des Vosges. Les flèches rouges et les numéros associés (1-4) repèrent sur la carte quatre collines mentionnées dans le texte, et qui sont aussi mise en avant Figure 5.7a (collines n°1 à 3) et Figure 5.9a (colline n°4). L'étoile blanche marque la position du premier DC (Figure 5.7a et section 2.2.1). Pour ne pas trop surcharger ce zoom, seule les indications du supersite V (point bleu) et du radar en bande X du LaMP (triangle noir) ont été conservées (par rapport à la carte (a)). L'altitude en mètres est donnée par le code couleur de droite (b); elle provient de données SRTM (Farr et al. 2007) à 3 secondes d'arc de résolution (≈ 90 m).

moyen a été retiré (correction au 1^{er} ordre), i.e. sans tenir compte des variations d'indice de réfraction de l'air induisant des courbures différentes des rayons d'un jour à l'autre, et donc des échos de sol différents.

Le radar en bande X (9.41 GHz) du LaMP (Van Baelen et al. 2009) fournit des PPI à une élévation fixe de 5°, avec une résolution temporelle de 30 s et une résolution spatiale de 60 m selon la direction radiale et de 2° en azimut. Il a une portée maximale de 20 km. Le traitement des données a été effectué par Frédéric Tridon lors de sa thèse au LaMP (Tridon 2011). Ce traitement inclut l'élimination des échos de sol, mais également le filtrage de pics de réflectivité aberrants (dus à des interférences), du bruit du radar lui-même et d'échos "fantômes" éventuels, qui apparaissent parfois à cause de la forme de l'antenne (parabole coupée en ses bords). Une correction de l'atténuation basée sur la méthode de Hitschfeld et Bordan (1954) est effectuée en utilisant également une inter-calibration avec un *Micro Rain Radar* en bande K (24 GHz, radar mesurant le profil de distribution en taille des gouttes, Peters et al. 2005). Cette inter-calibration est effectuée de manière itérative au sein du volume commun aux deux radars. Le traitement des données du radar en bande X est expliqué de manière très détaillée dans Tridon (2011).

Par ailleurs, nous utilisons également ici un profileur de vent UHF (1280 MHz), installé au supersite V (Figure 5.2) par le Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM) pendant le mois de juillet 2007. Ce radar émet alternativement dans cinq directions différentes : à la verticale et à 73° d'élévation, selon quatre azimuts orthogonaux (par exemple les quatre points cardinaux). La composante du vent selon la direction de chaque faisceau est obtenue en mesurant le décalage par effet Doppler des signaux rétrodiffusés (signaux dits "d'air clair" dus aux variations d'indice de réfraction). Les 5 vitesses radiales sont redondantes et permettent donc une estimation des 3 composantes du vent à la verticale du profileur, en supposant que les gradients horizontaux de vent à l'intérieur du volume scanné peuvent être négligés. Le radar effectuant des mesures non pas simultanément mais alternativement dans chacune des 5 directions, il est aussi nécessaire de supposer que les variations temporelles du champ de vent pendant la durée l'acquisition complète (quelques minutes) sont négligeables. La résolution verticale des profils obtenus est de 150 m, et la résolution temporelle est de 6 min.

2 Le cas du 18 Juillet 2007 (POI 9a)

2.1 Conditions synoptiques

Le 18 Juillet 2007, le domaine COPS est dans la zone de transition entre une basse pression à moyenne/haute altitude, s'étendant initialement vers le sud-ouest depuis le centre de la Scandinavie jusqu'aux Iles Britanniques, et un anticyclone en Afrique du Nord ainsi que sur les parties centrales et orientales de la mer Méditerranée. En conséquence, la zone COPS

est traversée par un flux de sud-ouest assez intense, la vitesse du vent étant de l'ordre de 15 m.s^{-1} à 700 hPa (Figure 5.3b).

Le champ de pression de surface est quelque peu différent, avec notamment des gradients beaucoup moins élevés en Europe centrale (Figure 5.3a). Un front de surface sépare l'air chaud et humide au sud-est, d'un air plus frais et plus stable au nord-est (Figure 5.3c, d). Ce front, orienté SO-NE et situé à proximité immédiate du domaine COPS, est favorable aux soulèvements de grande échelle dus à l'advection de masses d'air associées à de forts gradients de température. De plus, d'après les analyses du Service Météorologique Allemand (DWD), une ligne de convergence synoptique au niveau du sol traverse le domaine COPS à 18:00 UTC (Figure 5.3d). Ainsi, il y a un forçage synoptique modéré et une tendance aux ascendances dans les basses couches est attendue, ce qui pourrait favoriser le déclenchement et l'intensification de systèmes convectifs.

De plus, les radiosondages (Figure 5.4) effectués dans l'après-midi au supersite V (sous le vent des Vosges) donnent une CAPE de couche limite (Chapitre 1 et Banta 1990)

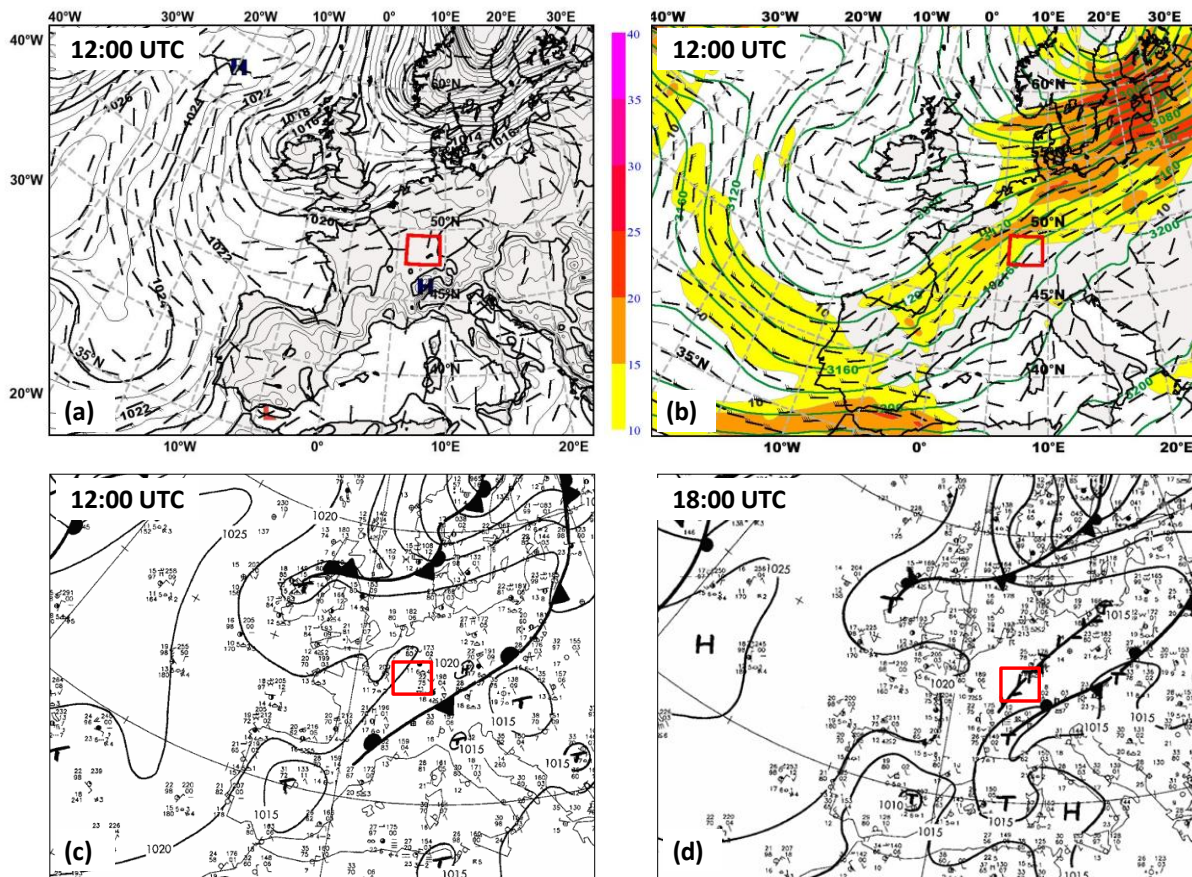


Figure 5.3. (a, b) : Analyses ECMWF le 18 Juillet 2007 à 12:00 UTC indiquant la pression de surface (lignes isobares, pression réduite au niveau de la mer, en hPa) et direction du vent (barbules noires) à 10 m au dessus du sol (a) ainsi que l'altitude géopotentielle (en mètres géopotentiels) et le vent horizontal (barbules noires et échelle de couleur, en m.s^{-1}) à 700 hPa (b). (c,d) : Analyses du DWD (*Deutscher Wetterdienst*, Service Météorologique Allemand) montrant la positions des fronts et des lignes de convergence au niveau du sol, à 12:00 UTC (c) et 18:00 UTC. Les rectangles rouges sur les 4 cartes (a-d) indiquent les limites du domaine COPS. Ces cartes ont été fournies par Andreas Dörnbrack (DLR, Oberpfaffenhofen) et par le DWD.

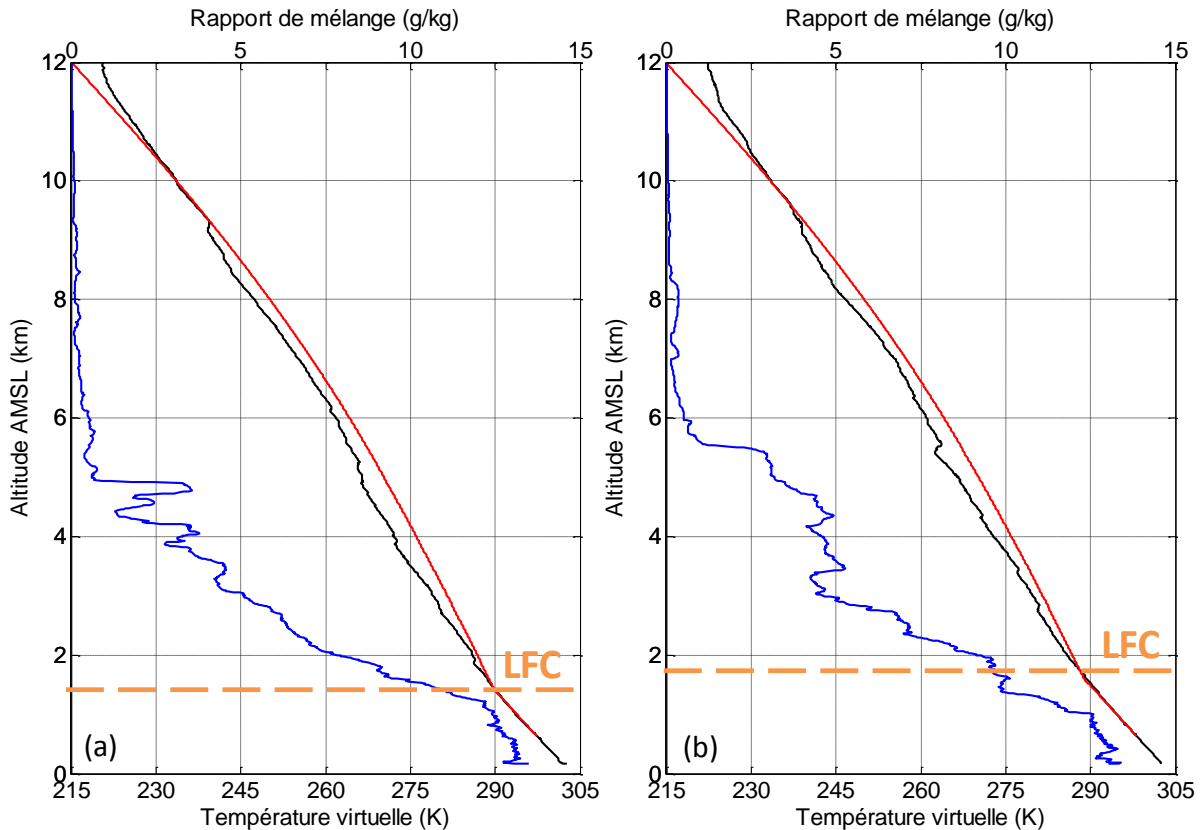


Figure 5.4. Rapport de mélange de vapeur d'eau (bleu, axe des abscisses du haut) et température virtuelle (noir, axe du bas) issus des radiosondages lancés depuis le supersite V à 14:15 UTC (a) et à 17:15 UTC (b), le 18 Juillet 2007. La courbe en rouge indique la température virtuelle de la parcelle qui est soulevée depuis le milieu de la couche de mélange (ici la couche en dessous du niveau $P = 900$ hPa). Les valeurs de CAPE et CIN données dans le texte sont calculées à partir des différences entre la température virtuelle de l'environnement et celle de la parcelle (cf. Chapitre 1).

d'environ $750-800 \text{ J.kg}^{-1}$, à 14:15 UTC tout comme à 17:15 UTC. Lors de ces deux radiosondages, on observe le niveau de condensation par convection (LCL) respectivement à 1350 et 1500 m d'altitude et le niveau de convection libre (LFC) respectivement à 1500 et 1800 m d'altitude. Le niveau d'équilibre se situe dans les deux cas autour de 9300 m d'altitude. La CIN est faible, inférieure à 10 J.kg^{-1} . Le profil thermique de l'atmosphère est donc favorable à minima à la convection peu profonde, avec des valeurs de CAPE modérées et une CIN faible, de telle sorte que la convection pourrait se déclencher et se développer, notamment si le forçage de grande échelle était accompagné d'un forçage plus local. Notons ici que de l'autre côté de la vallée du Rhin, les conditions sont beaucoup moins favorables avec des CAPE plus faibles, voir quasi nulle sur la Forêt Noire (inférieure à 60 J.kg^{-1} au supersite H).

Le radiosondage de Nancy (voir position sur la carte Figure 5.2a) à 12:00 UTC donne un nombre de Froude supérieur à l'unité au dessus de 600 m et particulièrement entre 600 et 1500 m, indiquant que le flux a plutôt tendance à franchir le relief et qu'aucune situation de

blocage n'est attendue ni du côté au vent du relief, ni plus en amont³⁷. En conséquence, ce flux ne devrait pas entraîner de convergence au vent des Vosges, mais pourrait par contre interagir avec les brises de pente et de vallée et entraîner des convergences dans les basses couches (ou éventuellement plus en altitude), au dessus des crêtes ou bien sous le vent des Vosges.

Les champs de vent et de convergence du flux d'humidité (MFC, *Moisture Flux Convergence*) fournis par les analyses VERA complètent cette vue d'ensemble des conditions synoptiques, en faisant le lien avec la méso-échelle et l'échelle locale (Figure 5.5). On observe tout d'abord que pendant la période de 14:00 à 17:00 UTC, il y a des zones de MFC sur les crêtes des Vosges et, dans une moindre mesure sur la Forêt Noire (une analyse plus détaillée des champs VERA est donnée dans la suite de ce chapitre). Quelques articles discutent du rôle de la MFC sur le déclenchement de la convection et montrent qu'il peut être important aussi bien à grande échelle / méso-échelle (Banacos et Schultz 2005) qu'à une échelle plus locale (Kalthoff et al. 2009).

Ainsi, dans le cas étudié ici, le forçage grande échelle modéré, la CAPE modérée et la faible CIN ainsi que la MFC à méso-échelle génèrent un contexte favorable pour le DC, notamment sur les crêtes et sous le vent des Vosges.

2.2 Précipitations, vapeur d'eau et champ de vent

2.2.1 Observations des systèmes précipitants

Les observations POLDIRAD (Figure 5.6) montrent quelques petits systèmes faiblement précipitants (avec un maximum de réflectivité d'environ 25 dBZ) à l'ouest des Vosges au cours de l'après-midi (à partir de 15:30 UTC et jusqu'à la fin de la journée). Ces petites cellules non convectives semblent être advectées plutôt que formées localement. Elles progressent vers le nord-est, ce qui est bien en accord avec le champ de vent issu des analyses ECMWF à 700 hPa (Figure 5.3a).

A 16:40 UTC, une petite cellule se forme en sortie de vallée de la Bruche (Figure 5.6b) et se développe assez rapidement atteignant des réflectivités maximales (observées par POLDIRAD) de 40 dBZ à 16:50 UTC et plus de 55 dBZ à 17:10 UTC (Figure 5.6c). Ce premier pic de réflectivité ne se développe pas plus et, seulement 10 minutes plus tard, la réflectivité décroît avec uniquement de très petites zones où elle dépasse 45 dBZ. Ensuite, la cellule se déplace et s'étend vers le nord-est, en quittant l'embouchure de la vallée de la Bruche pour gagner la vallée du Rhin (Figure 5.6d) où elle se développe à nouveau et atteint son maximum de réflectivité vers 18:00-18:11 UTC (Figure 5.6e, f).

³⁷ Remarque : le nombre de Froude n'est ici pas défini dans les plus basses couches car l'atmosphère n'y est pas stable mais est neutre / localement instable, cf. Chapitre 1.

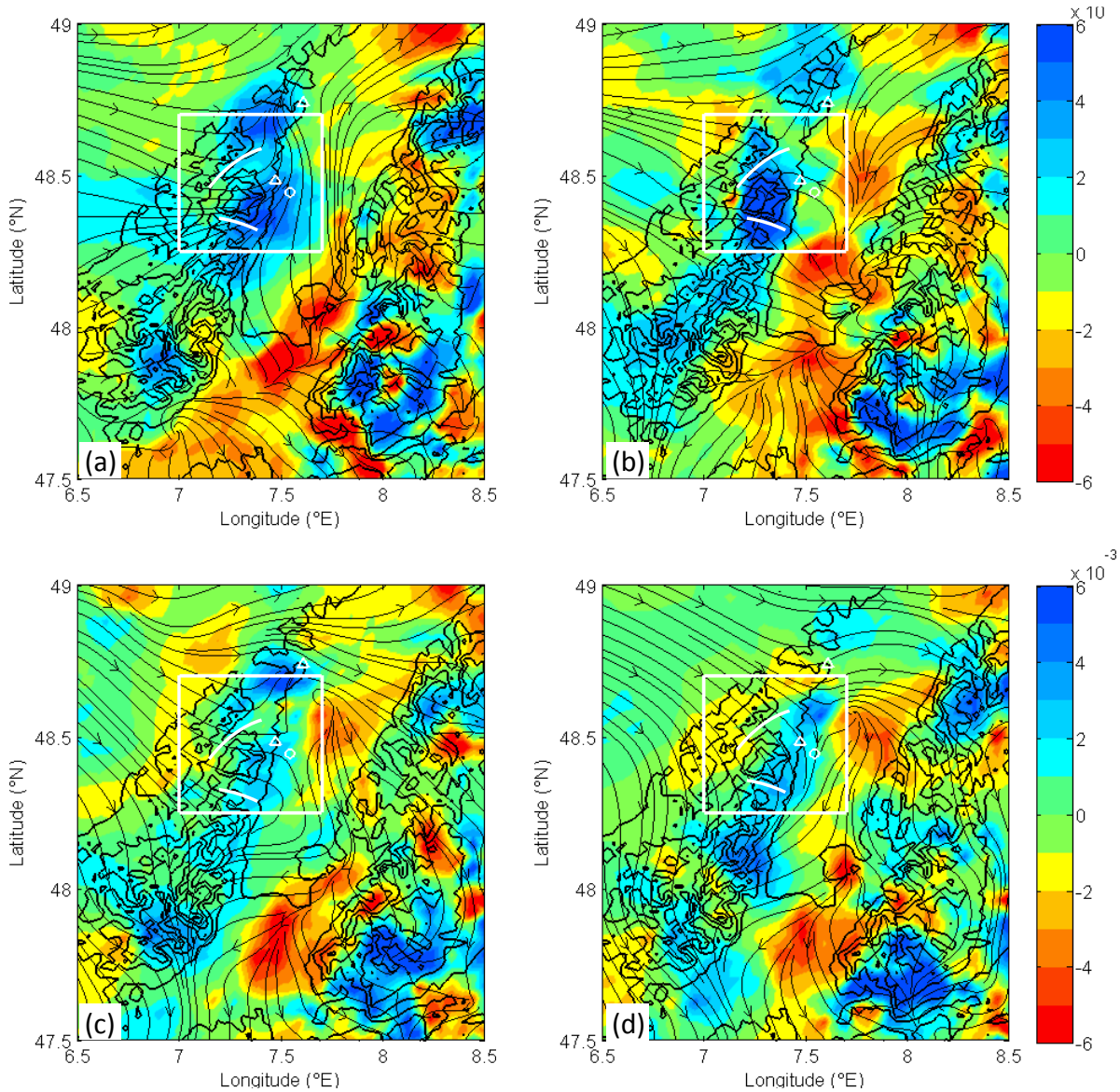


Figure 5.5. Direction du vent (les lignes noires fines avec des flèches sont les lignes de courant) et convergence du flux d'humidité (MFC, cf. code couleur, en $\text{g.kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$) à 10 m au dessus du sol, issus des analyses VERA entre 14:00 et 17:00 UTC (a-d avec une image par heure). VERA a une résolution de 4 km pour le vent comme pour la MFC. Les lignes noires épaisses sont des lignes de niveaux qui indiquent le relief. Le rectangle blanc délimite le domaine montré Figure 5.2b. Les lignes blanches indiquent la vallée de la Giessen (au sud) et la vallée de la Bruche (au nord). Entre ces deux vallées, le triangle blanc indique la position du radar en bande X du LaMP et le rond blanc indique la position du supersite V. Le deuxième triangle blanc, situé plus au nord, donne la position de POLDIRAD.

D'après les mesures du réseau de détection d'éclairs LINET (Betz et al. 2009), le taux d'éclair total (i.e. incluant tous les types d'éclairs) est maximum entre 18:00 et 18:05 UTC (avec 31 arcs en retour détectés en 5 minutes), c'est-à-dire lorsque la réflectivité radar est aussi maximale. Cette corrélation entre intensité des précipitations et activité électrique (voir médaillons Figure 5.6d-f) a aussi été observée dans plusieurs études antérieures (Tapia et al. 1998; Soula et Chauzy 2001) et peut être considérée comme un marqueur de la nature

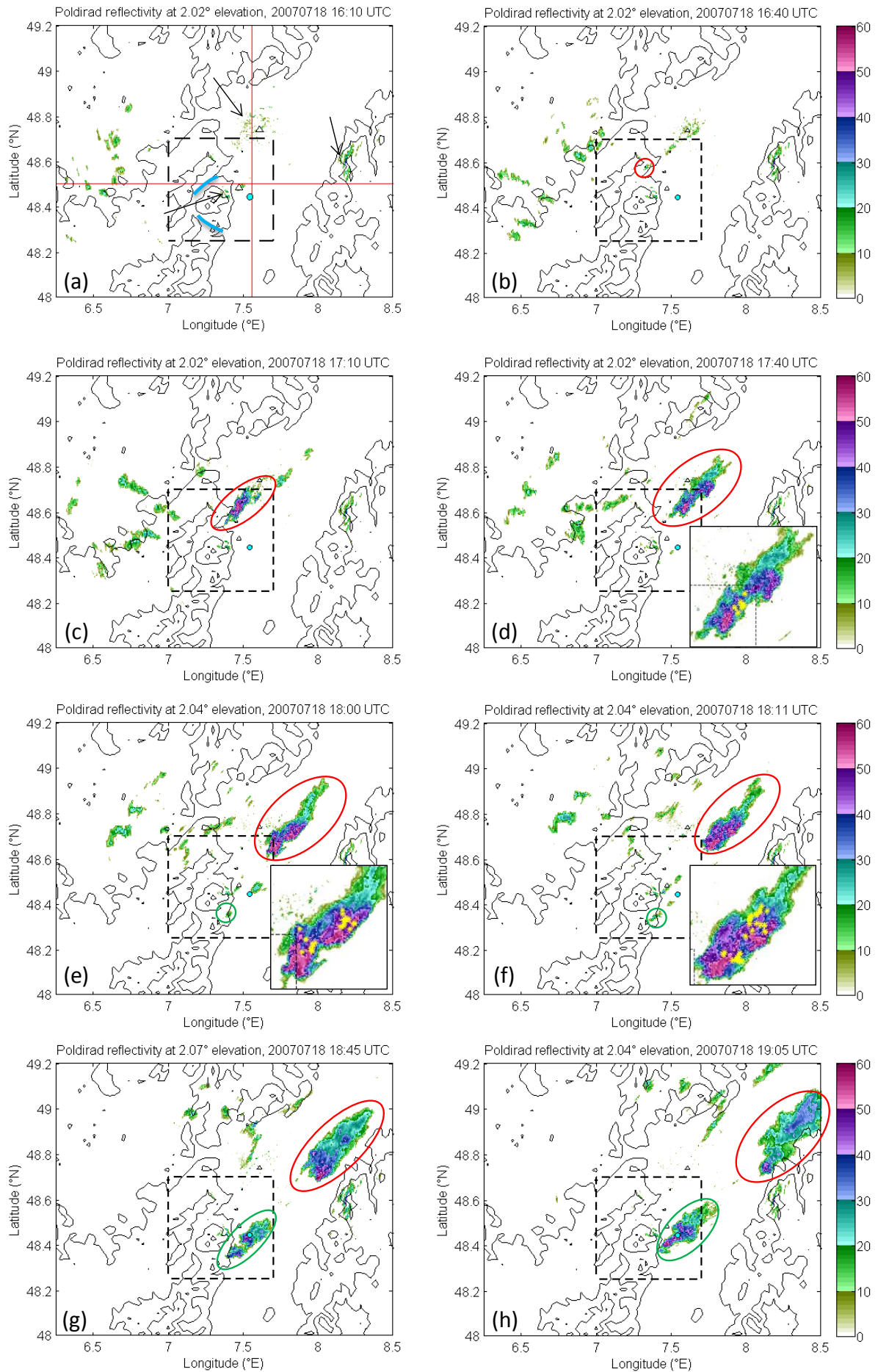


Figure 5.6 (page précédente). Scans PPI de POLDIRAD, à 2° d'élévation, à 16:10 UTC (a), 16:40 UTC (b), 17:10 UTC (c), 17:40 UTC (d), 18:00 UTC (e), 18:11 UTC (f), 18:45 UTC (g) et 19:05 UTC (h), le 18 Juillet 2007. L'échelle de couleur indique la réflectivité en dBZ. Le rond bleu donne la position du supersite V, et le triangle noir proche indique la position du radar en bande X, le deuxième triangle noir représentant le radar POLDIRAD. Le rectangle noir en pointillé indique la zone d'intérêt montrée Figure 5.1b. Les deux lignes bleues (a) indiquent les vallées de la Bruche (nord) et de la Giessen (sud). Les lignes rouges (a) montrent les directions des coupes verticales présentées dans la suite (Figure 5.13). Les échos de sol non éliminés sont indiqués par les flèches noires (a). Les ellipses rouges (b-h) montrent le *premier évènement convectif* mentionné dans le texte. Le *deuxième évènement convectif* est indiqué par une ellipse verte (e-h). Les étoiles jaunes dans les zooms sur les cellules (d-f, en médaillon) indiquent les arcs en retour (intra-nuage et nuage-sol) détectés par LINET dans les intervalles de temps 17:42-17:45 UTC (d), 17:58-18:02 UTC (e) et 18:09-18:13 UTC (f).

essentiellement convective des cellules observées (comme mentionné par exemple dans Tapia et al. 1998, ou encore Rivas Soriano et De Pablo 2003). De plus, au même moment, le RHI effectué par POLDIRAD montre que le nuage convectif atteint une altitude de 8 km au moins, et cette observation est également en bon accord avec les mesures du réseau LINET qui détecte des décharges intra-nuage jusqu'à 8 km d'altitude entre 17:42 et 17:58 UTC. De même, le canal à 10.8 μm de *Meteosat Second Generation* (MSG) donne une température de brillance de 240 K environ à 18:00 UTC ce qui correspond également à une altitude d'émission de l'ordre de 8.5 km (avec une température de surface d'environ 295 K et en supposant un gradient vertical de température standard). Ainsi, l'étude multi-instrumentale de cette cellule montre qu'il s'agit de convection profonde. Finalement, cette cellule commence à décroître puis à se dissiper après 18:45 UTC, lorsqu'elle atteint les pentes nord de la Forêt Noire (Figure 5.6g, h).

A 18:00-18:11 UTC on observe un *deuxième DC*³⁸, une fois encore sous le vent des Vosges (cf. cercles verts, Figure 5.6e, f), sur les flancs nord-est de la colline n°4 (mise en évidence sur la Figure 5.2b), environ 30 km au sud de la de la première DC détecté (cercle rouge sur la Figure 5.6b). Cette cellule se développe et à 18:45 UTC sa réflectivité maximale atteint 45-50 dBZ (Figure 5.6g), puis dépasse localement 50 dBZ à 18:55-19:05 UTC (Figure 5.6h). Ensuite, la cellule décroît et se dissipe au dessus de la vallée du Rhin. Le scan RHI effectué par POLDIRAD montre une extension verticale de 6 km à 19:01 UTC, mais aucune activité électrique associée à cette cellule n'est détectée. De plus, le canal vapeur d'eau MSG à 10.8 μm ne montre pas de température de brillance inférieure à 260-270 K à 19:00 UTC, ce qui indique une altitude d'émission (correspondant approximativement au sommet du nuage) de 5 km environ et confirme donc que, dans ce cas, la convection est restée assez peu profonde. Notons que la résolution horizontale de l'imageur infrarouge du satellite MSG est de l'ordre de 3 km (dans la région considérée ici), ce qui devrait être suffisant pour observer la cellule sachant que la zone de forte réflectivité observée par POLDIRAD est d'au moins 5 km x 5 km. Cependant, la différence de résolution entre le radar et le satellite ainsi que le fait que les techniques de mesure sont très différentes (et que l'on effectue des hypothèses pour

³⁸ Une discussion de l'heure précise de cette IC est proposée par la suite, à l'aide du radar du LaMP.

déduire l'altitude du haut du nuage en fonction des données MSG) sont certainement à l'origine de l'écart relevé entre ces deux estimations de l'altitude du haut du nuage précipitant.

Le radar en bande X du LaMP est très bien situé pour observer les deux systèmes précipitants. De plus, de par ses résolutions spatiale et temporelle élevées il permet une analyse plus détaillée des deux événements convectifs. Pour le **premier événement convectif**, qui se déclenche au nord du radar en bande X (Figure 5.7), il y a malheureusement un masque partiel dans la partie nord-ouest (Tridon 2011) : une colline à proximité du radar bloque une partie du faisceau et la réflectivité radar est donc sous-estimée dans cette zone (entre les lignes pointillées Figure 5.7). On observe cependant que le DC a lieu à 16:40 UTC au dessus des pentes au nord de la vallée de la Bruche (cf. Figure 5.7a et étoile blanche Figure 5.2b pour la position du DC), à proximité de l'embouchure d'une rivière secondaire qui se jette dans la Bruche. Ensuite, la cellule se développe en s'étendant vers le nord-est, dans une direction quasi-parallèle à la vallée de la Bruche (Figure 5.7b). Après 17:00 UTC, une première intensification de la cellule convective est visible tout d'abord le long des pentes nord de la vallée de la Bruche et sur les flancs sud-ouest de la colline n°1 (Figure 5.7c, à 17:02 UTC, et aussi Figure 5.2b et Figure 5.7a pour la position de la colline), puis ensuite en sortie de vallée de la Bruche, dans la région située entre les collines n°1, 2 et 3 (Figure 5.7d, à 17:11 UTC). La réflectivité au centre de la cellule atteint alors 60 dBZ. Ensuite, la réflectivité maximale diminue et la cellule est advectée vers le nord-est en direction de la vallée du Rhin (Figure 5.7e, à 17:21 UTC). Une deuxième intensification de la convection est observée quelques minutes plus tard, légèrement au sud de la première zone d'intensification convective, et conduit alors à la formation d'une zone de forte réflectivité (> 50 dBZ) relativement grande qui s'étend le long d'un axe sud-ouest – nord-est (Figure 5.7f, à 17:31 UTC), à partir de la colline n°3 au sud de la vallée de la Bruche et en passant également par la colline n°2. Le système semble d'ailleurs s'élargir quelque peu autour de la colline n°2 (Figure 5.7f).

Une étude détaillée de la série temporelle complète des images radar à haute résolution temporelle (30 secondes) révèle que les deux périodes de développement de la convection décrites ci-dessus peuvent aussi être vues comme deux cellules individuelles, très proches l'une de l'autre avant de fusionner ensemble (avec cependant parfois deux parties distinguables, comme par exemple Figure 5.6d). Il est important de noter qu'il ne s'agit cependant pas ici d'un système orageux multicellulaire, car ce type de système est généralement bien plus étendu et caractérisé par des formations de nouvelles cellules convectives *devant* les cellules plus anciennes, tandis que c'est le contraire qui est observé ici (nouvelles cellules qui se forment à l'arrière). On peut cependant s'attendre à ce qu'il y ait eu une interaction entre ces deux cellules. La question reste donc : *ces deux cellules sont elles réellement distinctes ou s'agit-il de deux phases d'intensification d'un seul système convectif ?* Les images radar ne montrant deux cellules bien distinctes que pendant une très courte période de temps et les autres données disponibles n'ayant pas des résolutions spatiales et temporelles suffisamment fines pour réaliser une étude des deux "cellules" séparément, nous

considérerons dans toute la suite que le système convectif observé est constitué d'une seule cellule convective avec deux périodes d'intensification dans la région en sortie de vallée de la Bruche.

Après 17:45 UTC la cellule reste intense (comme le montrent les images POLDIRAD Figure 5.6) mais elle est advectée loin de la vallée de la Bruche et au-delà de la portée du

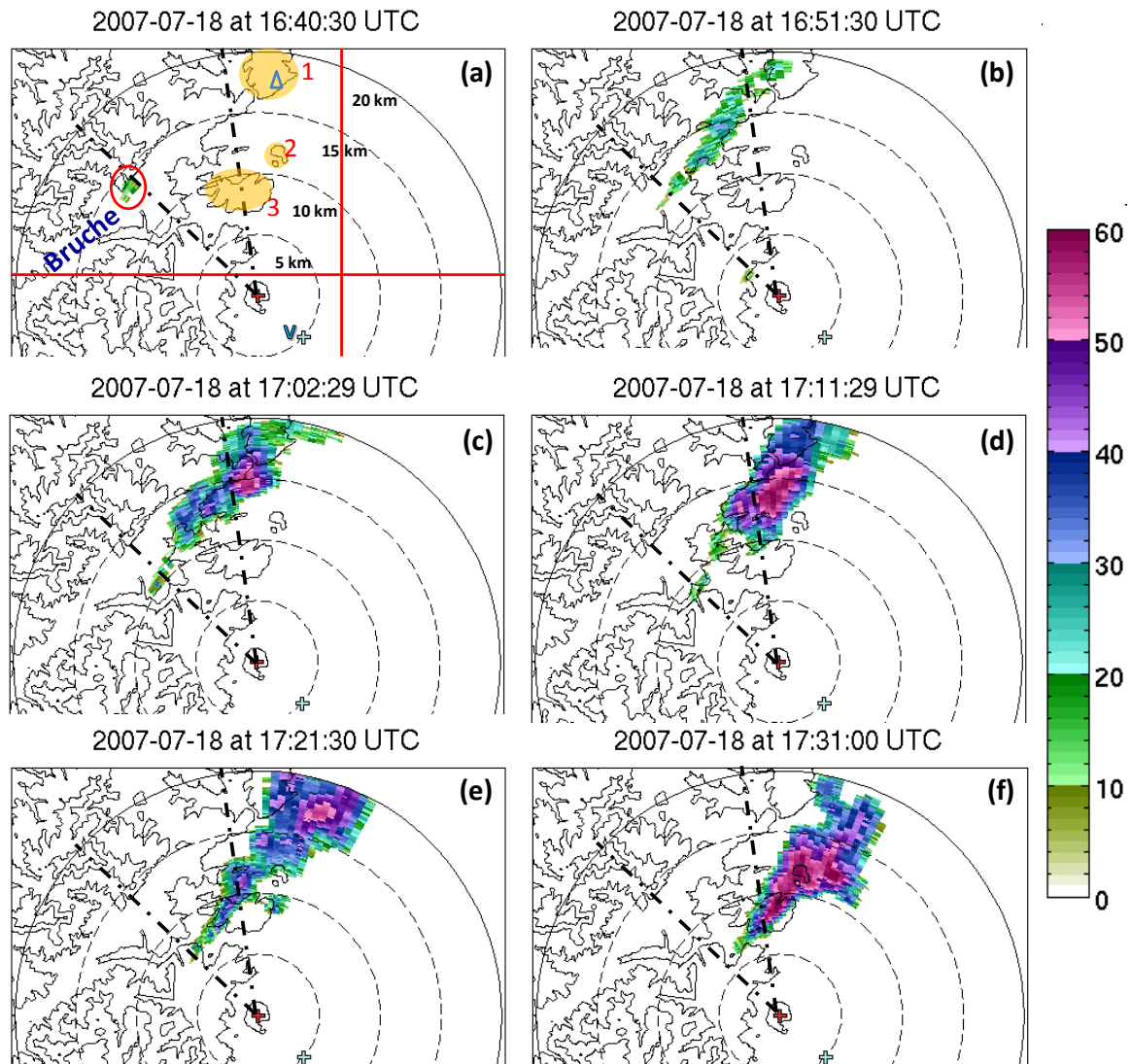


Figure 5.7. Cartes de réflectivités (PPI) du radar en bande X du LaMP (échelle de couleur en dBZ) à 5° d'élévation, toutes les dix minutes environ de 16:40 UTC (a) à 17:31 UTC (f). La topographie est indiquée par les lignes de niveau noires (la première ligne correspond à 250 m d'altitude, et les lignes de niveau sont ensuite représentées tous les 200 m). Les positions du radar (croix rouge) et du supersite V (croix bleue au sud-est du radar) ainsi que la zone où le faisceau radar est partiellement masqué et donc où la réflectivité est sous-estimée (à l'intérieur du cône délimité par les lignes pointillées noires) sont reportées sur chacune des images. Les cercles concentriques indiquent la distance au radar (5-20 km). Le cercle rouge dans la vallée de la Bruche (a) indique l'endroit où le DC est détecté par le radar (premiers échos, voir aussi l'étoile blanche Figure 5.2b). Les collines n°1 à 3 (également montrées Figure 5.2b) sont mises en évidence par un coloriage en orange, et repérées par les chiffres en rouge (a). Les deux lignes rouges (a) indiquent les directions des coupes verticales présentées dans la suite (Figure 5.13). Le triangle bleu clair sur la colline au nord (a) indique la station de mesure in-situ mentionnée dans le texte.

radar en bande X. Ainsi, d'après les observations radar, les premières phases de développement du système convectif semblent être renforcées par les interactions avec le relief à petite échelle, avant que le système ne se détache complètement du relief et s'intensifie de nouveau au dessus de la vallée du Rhin.

Planche et al. (2013) étudient cette même cellule convective à l'aide du modèle à haute résolution de Clark et al. (1996). Une étude comparative des observations et des simulations numériques de la première phase de développement convectif montre un très bon accord entre les réflectivités radar observées et modélisées (Planche et al. 2013). Une étude de sensibilité a été effectuée en modifiant la topographie dans le but d'étudier le rôle de l'orographie à petite échelle sur les deux premières phases d'intensification de la cellule convective : celles qui se produisent en sortie de vallée de la Bruche à 17:00-17:10 UTC pour la première puis un peu plus au sud à 17:20-17:30 UTC pour la deuxième (Figure 5.7c-f). Les collines en sortie de vallée de la Bruche (collines n°2 et 3, Figure 5.2b) qui semblent jouer un rôle important dans la deuxième phase de développement convectif ont ainsi été supprimées et remplacées par un terrain plat. Cette modification de la topographie dans l'embouchure de la vallée de la Bruche ne modifie pas de façon sensible la première phase d'intensification de la cellule convective (les Figure 5.8a et b sont presque identiques), ce qui signifie que ces collines n'ont joué aucun rôle significatif à ce stade de l'évolution du système convectif.

Par contre, pendant la seconde phase de développement du système convectif, la suppression des collines dans l'embouchure de la vallée de la Bruche entraîne une diminution très forte de la réflectivité radar simulée dans cette région (la Figure 5.8d présente des réflectivités radar quasi nulles dans toute l'embouchure de la vallée, contrairement à la Figure 5.8c). Cela montre que la seconde phase d'intensification de la convection n'aurait très certainement pas eu lieu sans la présence des collines en sortie de vallée. Ces dernières ont donc joué un rôle de déclencheur de cette intensification convective.

En conclusion, la formation du *premier évènement convectif* semble être significativement affectée par les pentes nord de la vallée de la Bruche, et plus précisément par l'embouchure d'une rivière secondaire se jetant dans la Bruche (DC à 16:40 UTC, cf. Figure 5.7a), à proximité de l'ouverture de la vallée de la Bruche sur la vallée du Rhin. Cette embouchure est associée à une avancée du relief au niveau de la rive gauche de la rivière secondaire qui coïncide avec la position du DC observé par le radar en bande X (cf. étoile blanche Figure 5.2b). Cette avancée du relief a très probablement joué un rôle dans le déclenchement de la convection en entraînant le soulèvement forcé du flux. Le mécanisme de déclenchement pourrait néanmoins aussi être plus complexe que le simple soulèvement forcé et mettre en jeu l'interaction des régimes de brise dans ces deux vallées, entres elles et avec le flux synoptique, ce qui pourrait avoir généré des phénomènes de convergence locale et donc

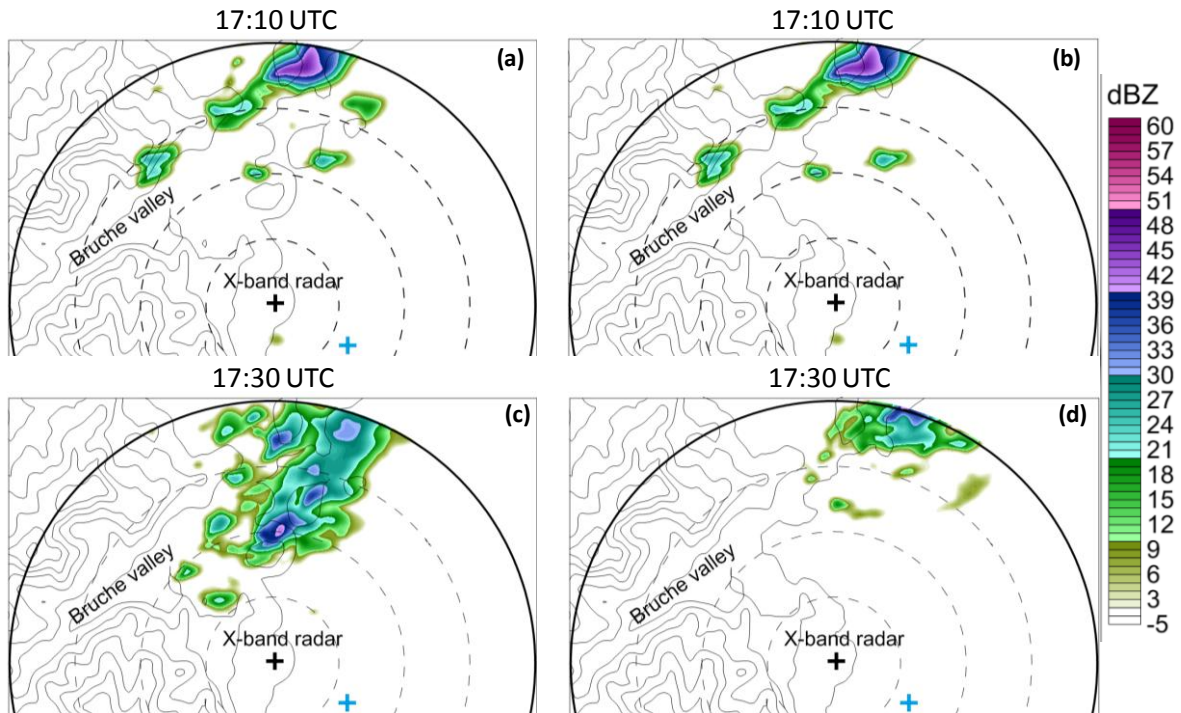


Figure 5.8. Réflectivité radar (échelle de couleur en dBZ) issue des simulations effectuées par Céline Planche avec le modèle à haute résolution de Clark et al. (1996), à 17:10 UTC (a, b) et à 17:30 UTC (c,d). Les lignes de niveau représentent la topographie utilisée par le modèle (1^{ère} ligne à 200 m d'altitude, puis tous les 100 m). En (a) et (c) la topographie utilisée est la topographie "réelle", tandis qu'en (b) et (d) les collines dans l'embouchure de la vallée de la Bruche ont été supprimées (i.e. remplacée par un terrain plat). Les informations concernant la simulation et la configuration utilisée peuvent être trouvées dans Planche et al. (2013). La croix bleue indique le supersite V.

des mouvements ascendants. Après le déclenchement, deux phases d'intensification marquent l'évolution du système convectif. La première semble être provoquée, ou du moins renforcée, par les pentes nord de la vallée de la Bruche et la colline n°1 (Figure 5.2b), sans doute grâce à des brises de pente favorisant les ascendances et qui pourraient avoir transporté de l'humidité depuis le fond de la vallée, ainsi que par soulèvement forcé sur la colline. La seconde intensification est déclenchée autour des trois collines (n°1-3) situées dans l'embouchure de la vallée de la Bruche, et il s'avère que les collines n°2 et 3 ont joué un rôle déterminant (d'après l'étude de sensibilité Figure 5.8). On peut supposer que leur localisation au centre de l'ouverture de la vallée de la Bruche sur la vallée du Rhin en fait des obstacles privilégiés pour le soulèvement. De plus, malgré leur faible hauteur, elles pourraient sous l'effet du chauffage par le soleil générer des ascendances thermiques sur leurs pentes et à leurs sommets. Sans être en mesure de descendre à une échelle aussi fine que dans les hypothèses proposées ici pour les interactions précises entre le relief à petite échelle, le DC et l'intensification des cellules, nous discuterons dans la suite de l'influence de la dynamique sur le système convectif.

Les premiers échos radar associés au *deuxième évènement convectif* sont détectés par le radar en bande X à 18:07 UTC. Leur position coïncide avec une colline au nord de l'embouchure de la Giessen (colline n°4 dans la Figure 5.2b). Il n'est pas possible d'être

entièrement certain que la cellule précipitante n'a pas été advectée à l'intérieur de la zone de détection du radar, étant donné qu'elle est détectée en limite de portée du radar et sachant qu'il n'y a aucun autre radar à haute résolution qui permettrait une observation complémentaire. Cependant, à 18:10 UTC (Figure 5.9a), la cellule est de très petite taille et de faible réflectivité (< 25 dBZ), ce qui rend peu probable qu'elle se soit formée longtemps avant, et indique en tout cas que, si elle s'est formée plus tôt, ce n'est qu'après être entrée dans le champ de détection du radar qu'elle s'est développée en un système convectif. Il s'avère que la petite cellule détectée par POLDIRAD à 18:00 UTC (indiquée par un cercle vert sur la Figure 5.6e) est en fait une cellule différente qui ne produit pas de précipitations intenses (cf. flèche verte Figure 5.9a) mais se dissipe rapidement. POLDIRAD n'a détecté aucune autre cellule précipitante dans cette région (voisinage de la colline n°4), ni à 18:00 UTC ni avant. On considère donc que le DC du *deuxième événement convectif* s'est bien produite à 18:07 UTC.

La taille et la réflectivité radar de la cellule augmentent rapidement après le DC et à 18:20 UTC (i.e. 13 minutes après la détection des premiers échos) la cellule s'étend vers le nord-est, sur une dizaine de kilomètres de distance et la réflectivité maximale mesurée atteint près de 50 dBZ (Figure 5.9b). Ensuite, la plus grande partie de la cellule se détache totalement du relief et est advectée dans la vallée du Rhin, où elle s'intensifie encore, avec des réflectivités atteignant 60 dBZ (Figure 5.9c), avant de décliner quelque peu puis de s'intensifier à nouveau (Figure 5.9d-f) jusqu'à 19:05 UTC. La cellule commence alors à se dissiper. En même temps que cette première cellule se détache des montagnes (à 18:30 UTC), une deuxième cellule (ou une régénération de la première) semble se former au même endroit que la première, c'est-à-dire au dessus de la colline n°4 et sur ses flancs nord-est, à proximité de l'embouchure de la vallée de la Giessen (cf. Figure 5.9c). Les régénérations / formations de nouvelles cellules et le mélange (ou la fusion) avec les cellules précédentes advectées au dessus de la vallée du Rhin continuent jusqu'à 19:10 UTC. On observe notamment au niveau de la colline n°4 une cellule à 18:40 UTC (cf. Figure 5.9d) et une autre à 19:00 UTC, à peine visible sur la Figure 5.9e, mais qui se développe ensuite rapidement et fusionne avec le système principal. Ces multiples cellules qui se forment / se régénèrent au même endroit semblent donc indiquer le rôle essentiel de l'orographie locale (la vallée de la Giessen et la colline en sortie de vallée) sur le cycle de vie de la convection.

La géométrie de la vallée de la Giessen, avec notamment un angle assez marqué peu avant la confluence avec la Lièpvrette (cf. Figure 5.2b), favorise sans doute non pas la canalisation du flux le long de la rivière jusqu'à la vallée du Rhin, mais son soulèvement au dessus de la colline n°4 et du col au nord de cette colline. Cependant, la convection étant observée non pas sur les flancs du côté de la vallée de la Giessen mais du côté de la vallée du Rhin, on peut supposer qu'il existe d'autres effets qui sont ici plus importants que le seul soulèvement forcé. Selon le mécanisme classique de formation sous le vent du relief (cf. Hagen et al. 2011 et Chapitre 1, Figure 1.2e) appliqué ici à très petite échelle, il pourrait s'agir d'une séparation du flux par la colline, avec franchissement uniquement par le col (au nord) et l'embouchure dans la vallée du Rhin (au sud), entraînant une convergence et un soulèvement

sous le vent de la colline. L'interaction avec le régime de vent dans la vallée du Rhin a très certainement aussi joué un rôle, de même que des éventuels gradients locaux d'humidité. Il est finalement difficile de conclure sur cette question car cela nécessiterait des mesures des champs de vent et éventuellement d'humidité à très haute résolution.

Ainsi, deux évènements convectifs distincts se produisent durant l'après-midi dans la partie est des Vosges. Toutes les cellules observées se sont formées sous le vent du relief à

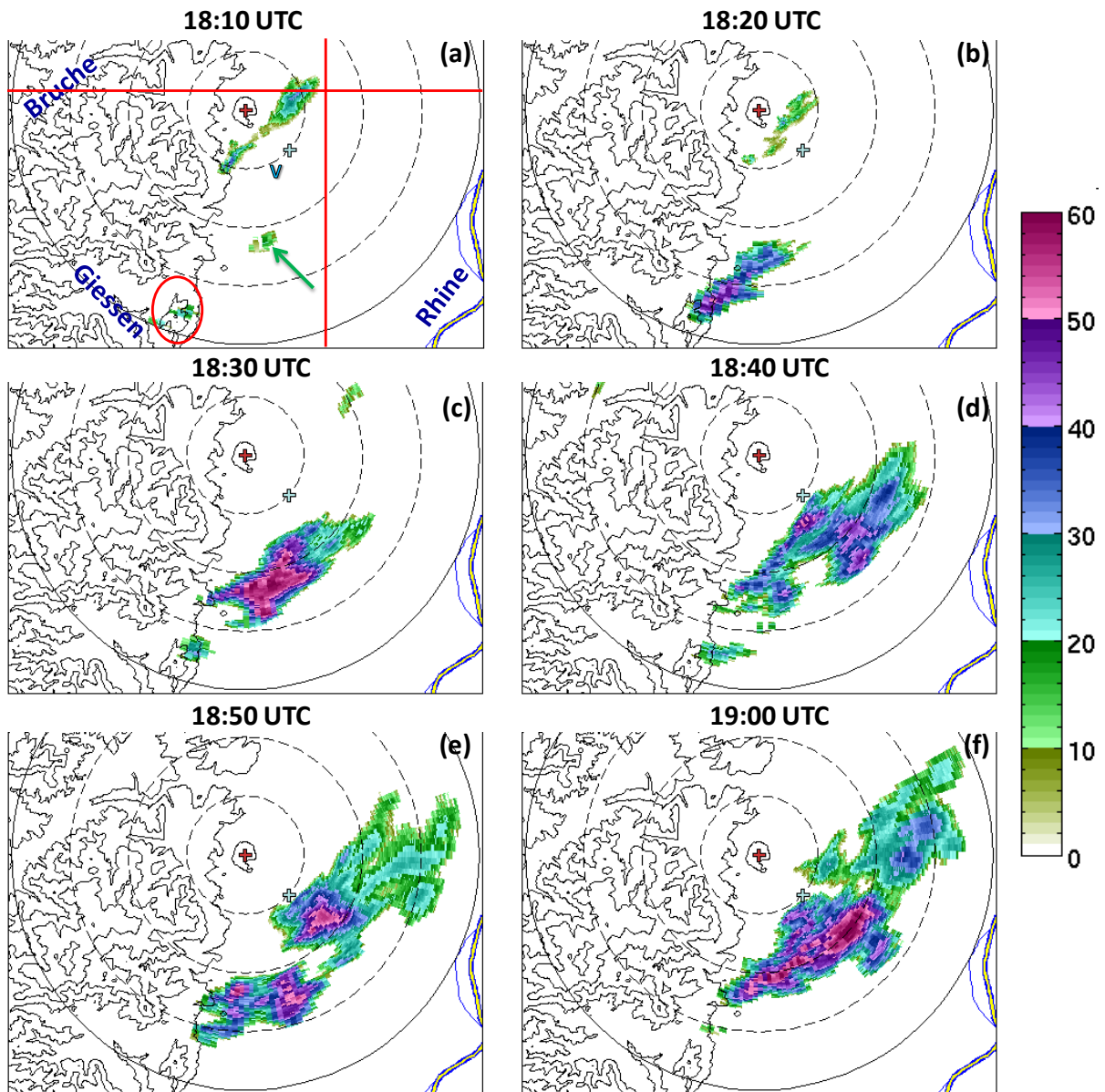


Figure 5.9. Cartes de réflectivité provenant des données du radar en bande X du LaMP (de même que celles présentées Figure 5.7 mais ici pour le deuxième évènement précipitant). La colline n°4 montrée Figure 5.2b est mise à l'intérieur du cercle rouge (a) et correspond également à la position du DC. Les noms des principales rivières (et des vallées correspondantes) sont indiqués en bleu (a). La flèche verte (a) pointe sur la petite cellule précipitante mentionnée dans le texte et vue par POLDIRAD sur la colline n°4 à 18:00 UTC (Figure 5.6e).

proximité des ouvertures de deux vallées sur la plaine du Rhin. Les observations à haute résolution ainsi qu'une étude de sensibilité à l'aide d'un modèle numérique ont montré le rôle crucial de l'orographie à petite échelle dans le déclenchement et l'intensification de la convection sous le vent des Vosges pendant la POI 9a.

2.2.2 Vent et dynamique de la vapeur d'eau

Focalisons-nous à présent plus en détail sur la structure des champs de vent et de vapeur d'eau associés à l'environnement pré-convectif et au développement des deux systèmes précipitants observés afin d'en déterminer les caractéristiques et d'établir, au-delà des effets orographiques et des forçages à l'échelle synoptique, les paramètres qui entrent en jeu.

Pour cela, revenons tout d'abord aux analyses VERA présentées Figure 5.5. Ces analyses montrent la complexité des champs de vent et de MFC au niveau du sol, avec des changements rapides au cours de l'après-midi. A 13:00-14:00 UTC un vent d'ouest modéré ($5-6 \text{ m.s}^{-1}$) franchit les Vosges entre les vallées de la Bruche et de la Giessen (Figure 5.5a). La vitesse du vent diminue ensuite et à 15:00 UTC le flux est alors principalement séparé en deux par les Vosges (Figure 5.5b). Cette séparation en deux du flux est cependant associée à un franchissement partiel du relief, notamment dans la partie nord des Vosges. Une MFC locale et une zone de vent faible sont observées sur les crêtes des Vosges et dans la vallée de la Bruche. A 16:00 UTC (Figure 5.5c) le franchissement du relief est plus marqué et le régime de vent dans la vallée du Rhin a changé d'un vent principalement du sud en un vent du nord ; la MFC au niveau du sol diminue sur les crêtes des Vosges et dans la vallée de la Bruche. A 17:00 UTC (Figure 5.5d), la situation est assez similaire avec cependant la zone de convergence qui se déplace vers le sud.

Pendant la période 15:00-17:00 UTC on observe une forte influence de la direction du vent en amont, au nord-ouest des Vosges, sur le régime de vent dans la vallée du Rhin et les zones de MFC. En effet, la légère rotation dans le sens des aiguilles d'une montre de la direction du vent au nord-ouest du domaine COPS entraîne l'inversion de la direction du vent dans la vallée du Rhin et un déplacement des zones de convergence. Cette observation est en accord avec des études précédentes qui mentionnent l'importance majeure de la direction du vent en amont du relief sur les zones de convergence et sur les précipitations dans les régions montagneuses (Banta 1990; Hagen et al. 2011). Sans rentrer dans les détails, mentionnons néanmoins pour compléter notre propos qu'à 18:00 UTC il n'y a plus de zone de MFC dans la vallée de la Bruche, mais plutôt une zone de divergence couplée à un vent de nord/nord-ouest renforcé dans l'embouchure de la vallée de la Bruche. Plus au sud, le vent est presque parallèle aux crêtes des Vosges.

Des observations complémentaires sont fournies par le profileur de vent UHF au supersite V qui mesure un vent modéré dans toute la basse troposphère (moins de 10 m.s^{-1} en dessous de 2 km d'altitude, Figure 5.10a). Le profileur de vent montre que jusqu'à 1 km d'altitude la direction du vent change entre 16:00 et 17:00 UTC, passant d'un vent du sud à un vent du nord-est. Cela confirme la modification de la direction du vent observée à l'aide des

analyses VERA (qui, rappelons-le, n'utilisent que des mesures au sol et n'incluent donc pas les données du profileur UHF). Il apparaît donc que ce changement de direction ne concerne pas uniquement les quelques mètres au dessus de la surface mais les 700-800 premiers mètres au dessus du sol. On observe par moment des vitesses verticales fortement négatives du sol jusqu'à 6 km d'altitude (cf. Figure 5.10b). D'après les mesures du pluviomètre installé au supersite V, ces périodes de subsidences marquées coïncident avec les périodes de pluie (à l'exception de la subsidence observée autour de 07:00 UTC), or les profileurs de vent sont connus pour être sensible aux précipitations en détectant la rétrodiffusion Rayleigh due aux gouttes de pluies (Ralph 1995). La vitesse verticale mesurée par effet Doppler pendant des épisodes de précipitations (ou même d'ailleurs en présence de virga) est donc en fait une

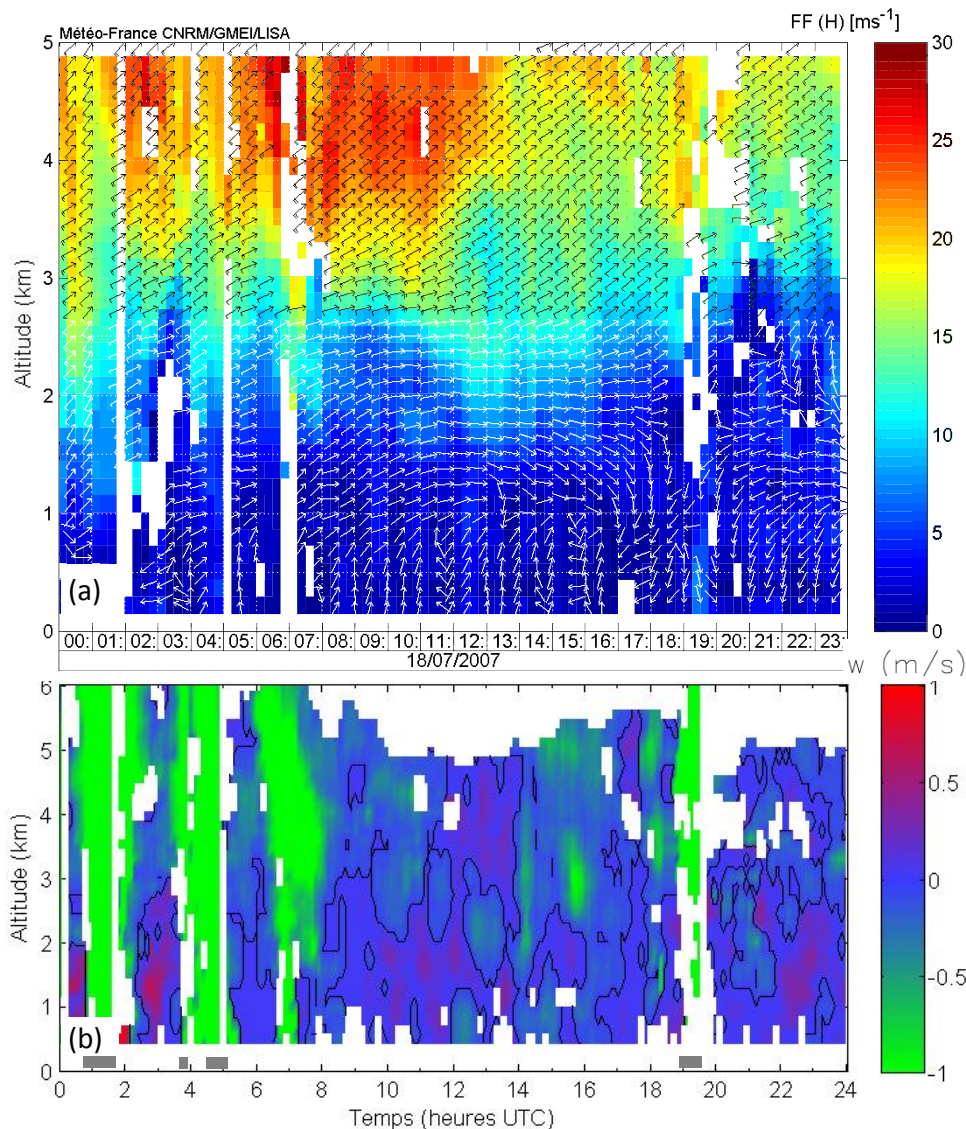


Figure 5.10. Profil de vent horizontal (a, figure adaptée de Van Baelen et al. 2011) et vertical (b) obtenus grâce au radar UHF (1280 MHz) installé au supersite V. Les lignes noires (b) entourent les zones de vitesse verticale positive (i.e. les zones d'ascendance). La couleur blanche (a,b) indique l'absence de données et les rectangles gris (b, le long de l'axe des abscisses) représentent les périodes de pluie détectées par le pluviomètre du supersite V.

combinaison de la vitesse de chute des hydrométéores et du vent vertical, ce qui est sans doute au moins en partie à l'origine des fortes "subsidence" mesurées ici (localement inférieure à -5 m.s^{-1} lors des précipitations). En dehors de ces périodes de précipitation (dont les données ne sont en conséquence pas aisément exploitables), il n'y a aucune signature spécifique qui pourrait indiquer la présence d'ondes de gravité. De plus, l'étude des champs de vent horizontal mesurés par radiosondage au supersite V (non présentés ici) ne montre pas non plus de signature claire d'ondes de montagne. Par ailleurs, les ascendances observées sont très modérées.

Le rapport de mélange de vapeur d'eau fourni par les analyses VERA (Figure 5.11) révèle deux zones humides dans la vallée du Rhin, respectivement au nord-est, légèrement à l'est de la colline n°1 où se produit la première intensification du *premier système convectif* (vers 17:00 UTC), et au sud-est des Vosges. La première zone (celle située au nord-est) reste humide entre 14:00 et 17:00 UTC, avec cependant un assèchement lent et modéré, de moins de 1.5 g.kg^{-1} en 3 heures. Par contre, la seconde s'assèche de façon assez marquée au cours de la même période, le rapport de mélange au sol diminuant d'environ 3 g.kg^{-1} en 3 heures. Cet assèchement contraste avec les valeurs de MFC données par VERA qui sont essentiellement positives pendant cette période (cf. Figure 5.5). Cette différence pourrait venir du mélange turbulent de la vapeur d'eau dans la couche limite, notamment si sous l'influence du chauffage par le rayonnement solaire la hauteur de la couche limite augmente significativement pendant la période considérée. Les radiosondages effectués au supersite V ne sont pas d'une grande aide ici car le supersite V est en dehors de la zone concernée ; la Figure 5.4 montre d'ailleurs qu'au supersite V le rapport de mélange reste quasi-constant dans les basses couches de l'atmosphère, avec des valeurs comprises entre environ 12.7 g.kg^{-1} et 13.5 g.kg^{-1} pour les deux radiosondages. Ainsi, nous voyons ici les limites de l'utilisation de données de surfaces *seules* mais aussi celles de l'utilisation de profils très locaux issus des radiosondages.

Nous pouvons noter néanmoins que le rapport de mélange dans la région sous le vent de la chaîne des Vosges est (et reste) beaucoup plus élevé que de l'autre côté des montagnes (i.e. au vent du relief), créant ainsi des conditions plus favorables au déclenchement et au développement de la convection. Les origines de la poche humide qui se développe au nord-est des Vosges dans l'après-midi (à partir de 12:00 UTC) pourraient être liées aux précipitations observées par le radar en bande X très tôt le matin qui ont probablement participé à l'humidification des sols³⁹, permettant une évaporation accrue après le lever du soleil (qui a lieu à environ 05:00 UTC). D'après les analyses VERA, il y a une MFC au niveau du sol à partir de 10:00 UTC qui entraîne donc également une augmentation du rapport de mélange dans la couche de surface et participe ainsi à la formation de la poche humide.

³⁹ Les données d'humidité du sol au supersite V montrent une augmentation du contenu en eau des couches superficielles du sol de 00:00 UTC jusqu'à 10:00-12:00 UTC, sans toutefois qu'un lien clair avec les périodes de pluie ne soit visible.

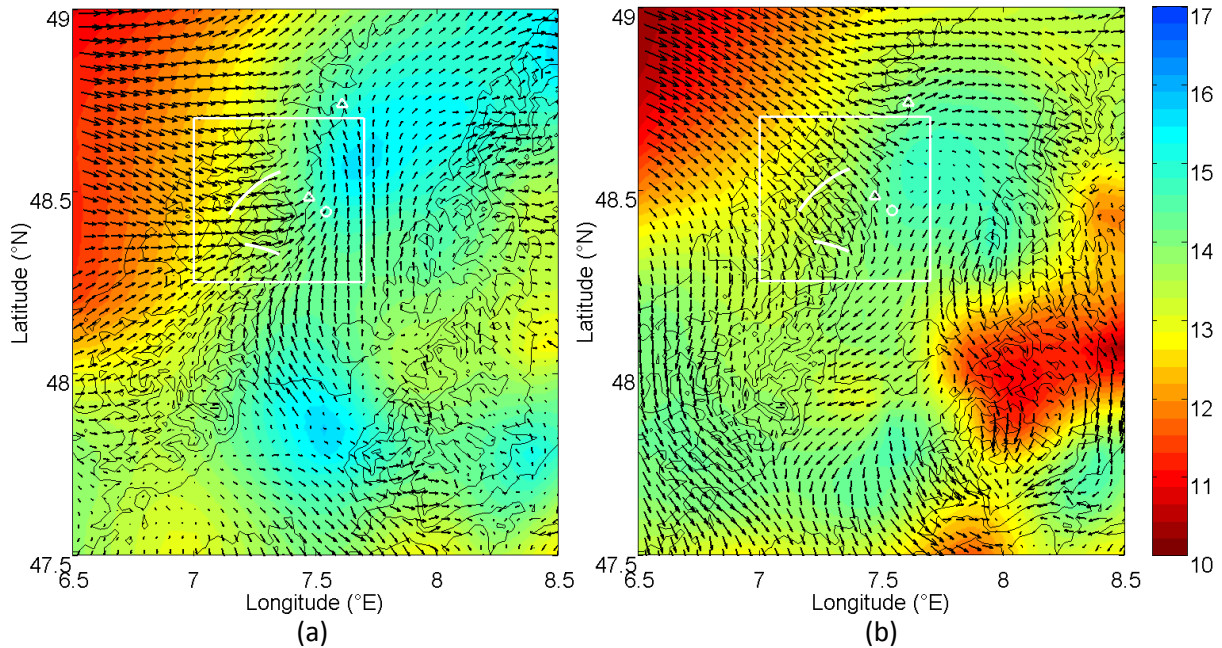


Figure 5.11. Analyses VERA à 14:00 (a) et 17:00 UTC (b) donnant le rapport de mélange de vapeur d'eau (code couleur, g.kg^{-1}) à 2 m au dessus du sol ainsi que la direction du vent (flèches noires) à 10 m au dessus du sol, tous deux avec une résolution de 4 km. Le rectangle blanc indique le domaine représenté Figure 5.2b. Les deux lignes blanches indiquent les vallées de la Bruche (au nord) et de la Giessen (au sud). Le rond blanc indique la position du supersite V et les deux triangles blancs donnent les positions des deux radars (POLDIRAD au nord et le radar en bande X au sud). Les lignes de niveau indiquent la topographie.

Nous ne sommes pas en mesure d'aller beaucoup plus loin dans l'interprétation des origines du DC et de l'intensification de la convection à partir de données de surface seules, car elle ne fournissent aucune information sur le contenu en vapeur d'eau des couches supérieures de l'atmosphère qui est très important pour la formation des précipitations. C'est ce qui donne toute leur valeur aux mesures GPS.

D'après les cartes d'IWV obtenues par GPS, une bande humide se développe dans la région au nord-est des Vosges, le long du flanc des montagnes, à partir d'environ 15:00 UTC (Figure 5.12). Au sein de cette bande, on observe une zone plus humide près de l'embouchure de la Bruche. De 16:15 à 16:45 UTC, cette zone humide croît et se développe depuis une région située entre la Bruche et la Giessen vers la vallée de la Bruche elle-même et les zones des Vosges situées plus en altitude. Cette humidification confirme que la légère diminution du rapport de mélange observée au sol est contrebalancée par d'autres phénomènes (sans doute le mélange dans la couche limite). Cette augmentation de l'IWV est très certainement liée à l'inversion de la direction du vent observée dans la vallée du Rhin et qui conduit à une convergence du vent horizontal et du flux de vapeur d'eau, sous le vent des Vosges entre 16:00 et 17:00 UTC (Figure 5.5). Nous notons de plus que c'est aussi dans cet intervalle de temps que le *premier système convectif* se forme dans la vallée de la Bruche (DC observé à 16:40 UTC, Figure 5.7a). Il a donc bénéficié d'une alimentation en vapeur d'eau favorable à son développement.

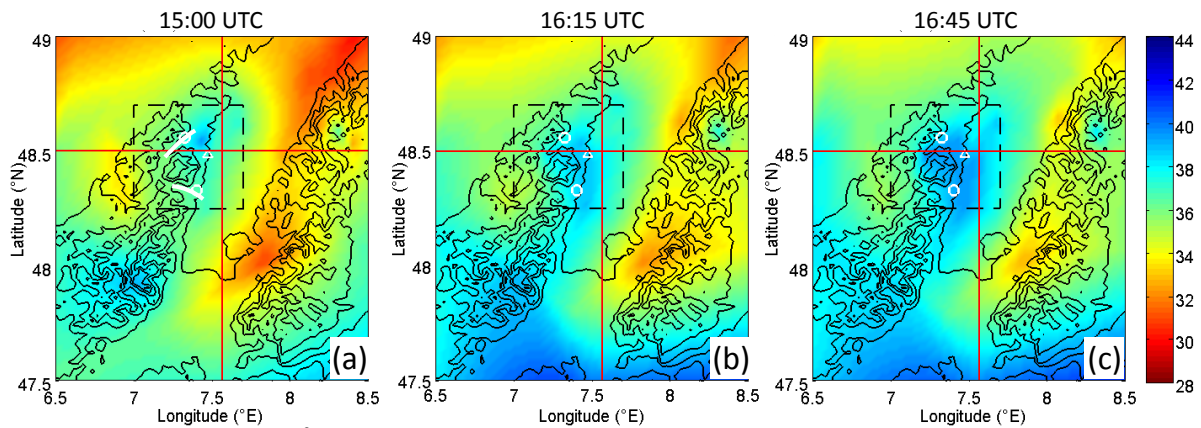


Figure 5.12. IWV (kg.m^{-2}) estimée à 1000 hPa (cf. Chapitre 4, partie 2.3) à partir des données des stations GPS au sol (cf. Chapitre 4, §2.3.3), à 15:00 (a), 16:15 (b) et 16:45 UTC (c). Les deux traits blancs (a) représentent les vallées de la Bruche (au nord) et de la Giessen (au sud). Le rectangle en tirets noirs correspond à la zone d'intérêt dont une représentation 3D est donnée Figure 5.2b (zone qui est également représentée Figure 5.6 et Figure 5.11). Les deux lignes rouges indiquent les directions des coupes verticales effectuées Figure 5.13. Les deux cercles blancs indiquent les zones de DC pour le premier évènement (au nord, dans la vallée de la Bruche, cf. Figure 5.7a) et pour le deuxième (au dessus d'une colline proche de l'embouchure de la vallée de la Giessen, cf. Figure 5.9a). Le triangle blanc indique la position du radar en bande X.

Par ailleurs, malgré toutes les réserves mentionnées au chapitre précédent, la tomographie GPS permet d'aller un petit peu plus loin dans la description du champ de densité de vapeur d'eau, et de mieux comprendre ses interactions avec les systèmes convectifs et avec le relief (Van Baelen et al. 2011). A partir des résultats tridimensionnels de la tomographie GPS, nous présentons ici deux coupes verticales (Figure 5.13), l'une à longitude constante et l'autre à latitude constante (le long des lignes rouges Figure 5.12). Ces deux coupes ont été choisies car elles traversent la principale zone d'intérêt et passent à proximité des endroits où les DC se produisent.

Les coupes à latitude constante (Figure 5.13) montrent bien le développement d'une zone très humide dans la basse troposphère sous le vent des Vosges et dans la partie ouest de la vallée du Rhin au cours de l'après-midi, dans la région⁴⁰ comprise entre 48.36°N et 48.65°N. On observe en effet que, si à 12:00 UTC il existe déjà une poche d'humidité dans les très basses couches sous le vent des Vosges (Figure 5.13a), les lignes d'iso-densité de vapeur d'eau se soulèvent ensuite dans la zone autour de 7.5°E (Figure 5.13b à 15:00 UTC), alors qu'au contraire elle s'abaissent dans la région plus à l'est, au pied de la Forêt Noire. Cela indique très probablement une MFC à moyenne altitude, entre 1 km et 3 km d'altitude environ. Les analyses VERA au niveau du sol à 14:00 et 15:00 UTC semblent confirmer cette hypothèse et l'importance de la dynamique dans les basses / moyennes couches de l'atmosphère. En effet, d'après la Figure 5.5a, b, la divergence du flux d'humidité observée dans l'est de la vallée du Rhin contraste fortement avec la convergence humide sur les crêtes

⁴⁰ La coupe à 48.5°N correspond en fait à des voxels s'étendant à $\pm 0.14^\circ\text{N}$ autour, cf. Figure 5.2a. Il en est de même pour la coupe longitudinale mentionnée plus loin.

et sous le vent des Vosges. On observe ainsi à 15:00 UTC (Figure 5.13b) un fort gradient longitudinal de densité vapeur d'eau au dessus de la vallée du Rhin, dans les basses couches et jusqu'à environ 3 km d'altitude. Ce contraste se confirme ensuite jusqu'à 17:00 UTC (Figure 5.13c), avec notamment toujours un gradient est-ouest de densité de vapeur d'eau assez marqué autour de 1000-1500 m d'altitude, mais par contre un léger étalement de la poche humide vers l'est dans les très basses couches (< 700 m). Rappelons que le début des précipitations associées au *premier évènement convectif* (à 16:40 UTC d'après le radar en bande X, Figure 5.7a), ainsi que sa *première phase d'intensification* (au cours de son déplacement vers le nord-est, vers 17:00 UTC, Figure 5.7c) se produisent dans cette zone. Dans les très basses couches, la poche humide s'étaie ensuite rapidement vers l'est (à 18:00 UTC Figure 5.13d), en même temps que le premier système convectif se déplace dans la vallée du Rhin et s'y intensifie (Figure 5.6e).

De plus, la tomographie à "haute résolution" réalisée avec une résolution horizontale de 15 km (au lieu de 30 km) montre une humidification très rapide et très localisée (Figure 5.14a, b, c) à l'endroit où le système convectif s'intensifie à 18:00 UTC, lors de son advection dans la vallée du Rhin (cf. Figure 5.6e ainsi que l'image radar à 18:11 UTC, Figure 5.6f).

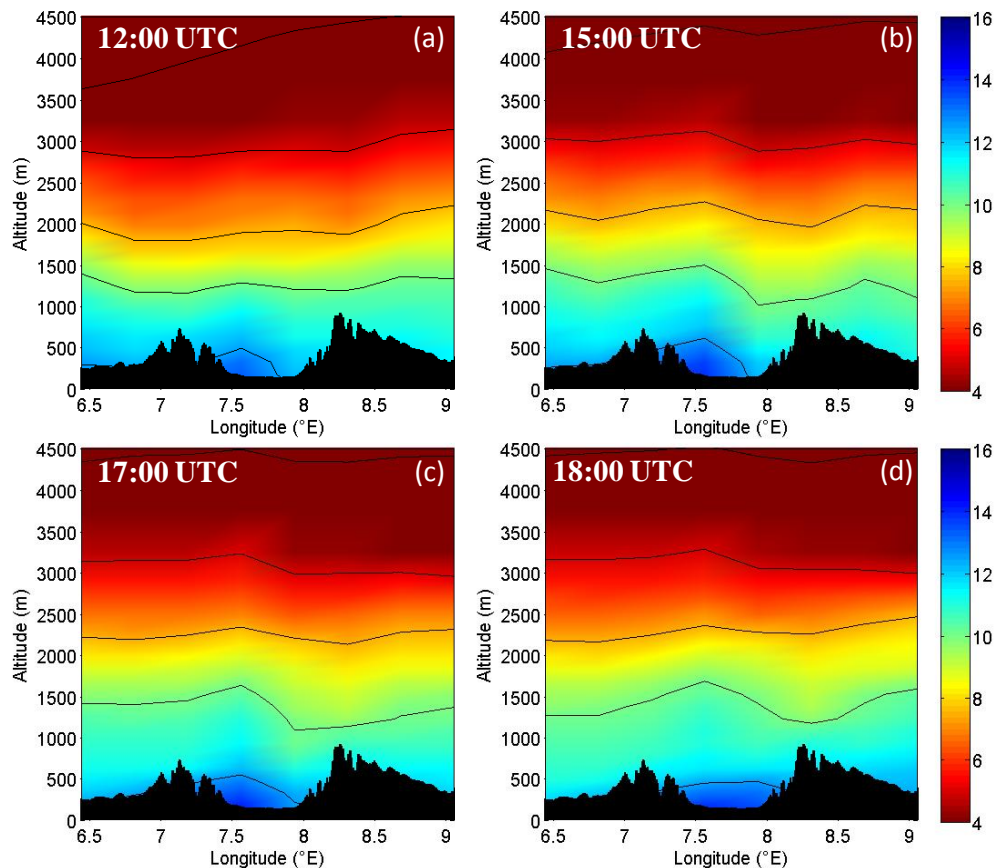


Figure 5.13. Coupes verticales issues de la tomographie GPS et donnant la densité de vapeur d'eau (code couleur, en g.m^{-3}) à une latitude constante de 48.5°N , à 12:00 (a), 15:00 (b), 17:00 (c) et 18:00 UTC (d). La direction de ces coupes est représentée par des lignes rouges sur plusieurs figures précédentes (Figure 5.6a, Figure 5.7a, Figure 5.9a et Figure 5.12). L'orographie est représentée en noir. Les lignes noires sont des lignes d'iso-densité de vapeur d'eau (densité constante de 15 g.m^{-3} , 12.5 g.m^{-3} , 10 g.m^{-3} , 7.5 g.m^{-3} et 5 g.m^{-3}).

Cette humidification est bien visible à basse altitude (Figure 5.14 à 325 m) mais s'étend en fait jusqu'à environ 2.5 km d'altitude (d'après les coupes verticales "haute résolution", non montrées ici). Cependant, dans la zone où se produit cette humidification, les analyses VERA montrent une MFC négative ou nulle sur près des trois quarts de la zone considérée, seul le quart sud ayant une MFC positive (cf. cercle noir Figure 5.14d). Il n'y a donc pas d'apport d'humidité par advection dans la couche de surface. Tout ceci nous conduit à penser que cette augmentation locale de la densité de vapeur d'eau lors de l'intensification du premier système convectif au dessus de la vallée du Rhin est principalement due à *l'évaporation des précipitations* pendant leur chute, et sans doute également à l'augmentation de l'évaporation au niveau du sol humidifié par la pluie. Ainsi, l'humidification des basses couches de l'atmosphère ("l'étalement" rapide de la poche humide vers l'est, Figure 5.13c, d) est ici une *conséquence* des fortes précipitations convectives et ne peut donc pas être une *cause* de l'intensification de la convection.

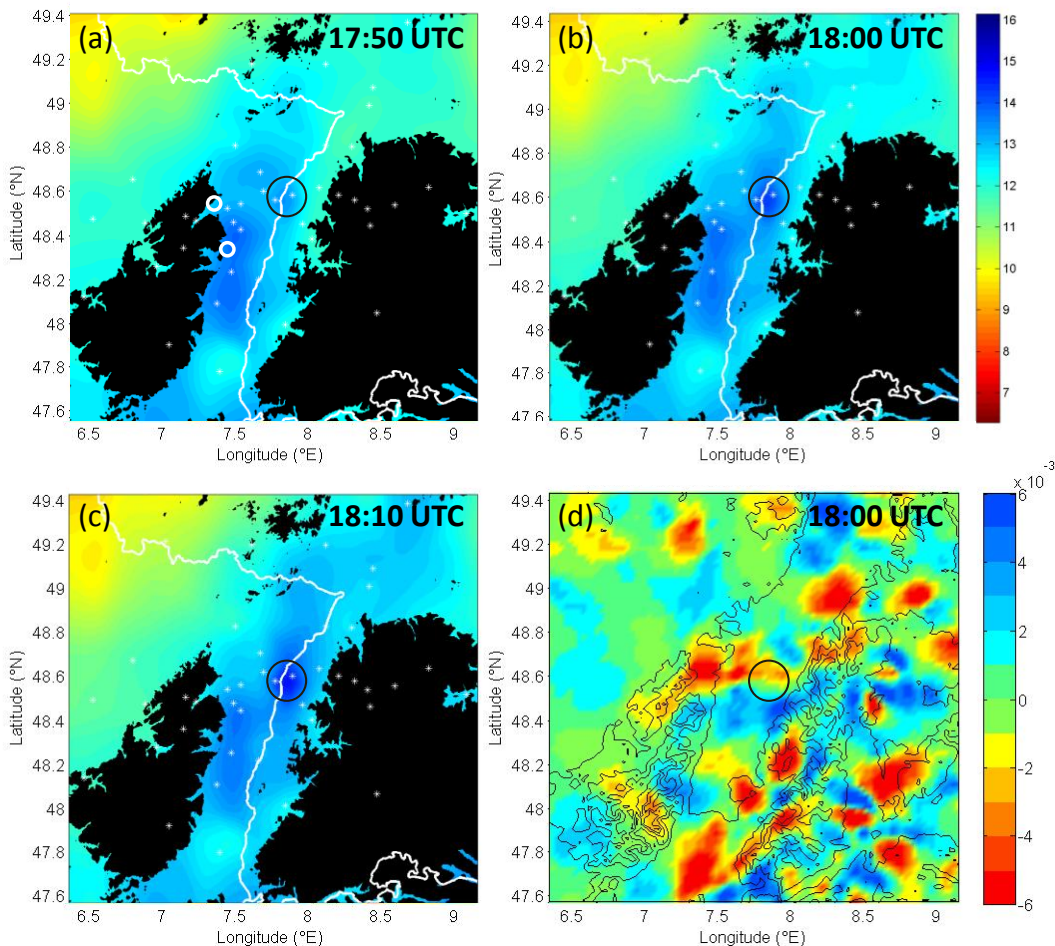


Figure 5.14. Coupes horizontales à 325 m d'altitude (a,b,c) représentant la densité de vapeur d'eau obtenue par tomographie GPS à haute résolution horizontale (15 km, grille 2 fois plus petite que celle présentée Figure 5.2a). Les étoiles blanches indiquent les positions des stations de mesure GPS utilisées pour la tomographie. L'échelle de couleurs (b) est en g.m^{-3} . Les cercles blancs (a) indiquent les positions des deux DC détectés. L'image (d) représente la MFC (code couleur en $\text{g.kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$) à 10 m au dessus du sol issue des analyses VERA à 18:00 UTC. Le cercle noir, dont la position est identique sur chacune des images (a-d), indique la zone où l'humidité augmente rapidement (cf. texte).

Cette phase d'intensification de la convection (deuxième intensification du premier système convectif), au milieu de la vallée du Rhin et sans aucun forçage orographique direct, pourrait être liée à la ligne de convergence synoptique dans les basses couches observée dans les analyses à 18:00 UTC, mais pas dans celles à 12:00 UTC (Figure 5.3c, d). Les données disponibles ne nous permettent cependant pas d'aller beaucoup plus loin dans l'étude de l'intensification de la convection dans la vallée du Rhin, pour laquelle des mesures plus fines ou des études à l'aide de modèles numériques seraient nécessaires⁴¹.

Les coupes longitudinales (Figure 5.15) confirment que l'humidité s'accumule dans l'après-midi à proximité de l'embouchure de la Bruche. En effet, on observe dès 12:00 UTC (Figure 5.15a), une forte densité de vapeur d'eau dans les basses couches autour de 48.5°N (au niveau de la coupe latitudinale discutée précédemment, cf. Figure 5.13), puis à 15:00 UTC (Figure 5.15b) une augmentation de la densité de vapeur d'eau dans cette même région ainsi que plus au nord, c'est-à-dire vers la zone où se produit le premier DC (à 16:40 UTC, i.e. 1h40 plus tard). A 17:00 UTC, la zone humide s'étale en longitude (Figure 5.15c), avec un assèchement à l'extrême nord du domaine (vers 49°N) et à 18:00 UTC (Figure 5.15d) la zone humide qui s'étend jusqu'à environ 2500 m d'altitude se décale vers le sud, tandis que la partie nord s'assèche légèrement. Ceci est associé au déclenchement du *deuxième événement convectif*, qui se produit aux alentours de 18:10 UTC (Figure 5.9a).

Ainsi, la tomographie confirme et clarifie ce que les cartes d'IWV avaient suggéré. De plus, la synergie entre les résultats de la tomographie et les observations du radar en bande X indique que les premières phases de développement de la première cellule convective sont renforcées par l'interaction avec l'orographie à l'échelle locale dans une zone où une quantité importante de vapeur d'eau est disponible et associée avec une MFC locale et une convergence du vent au niveau du sol, montrées par les analyses VERA (en bon accord avec les mesures du profileur UHF).

Par ailleurs, la tomographie GPS a une résolution verticale dans les basses couches de l'atmosphère de 150 m, qui n'a cependant de sens que si suffisamment de SWD sont disponibles dans ces voxels, et avec toutes les réserves émises au chapitre précédent. Ainsi, des mesures très locales effectuées à l'aide de stations météorologiques au sol à proximité immédiate des zones d'intensification de la convection pourraient donner une information complémentaire sur la thermodynamique de la couche de surface. Malheureusement, peu de mesures de surface ont été effectuées dans la zone qui nous intéresse. Notons cependant une station de mesure très bien située sur une colline au nord du radar en bande X (station à 48.64°N, 7.488°E, 375 m d'altitude, cf. triangle bleu Figure 5.7a et colline n°1 Figure 5.2a), à proximité de la première intensification convective du

⁴¹ La position au milieu de la vallée du Rhin pourrait faire penser à un développement convectif amplifié par une onde de gravité, elle-même engendrée par la chaîne des Vosges. Cependant, comme mentionné précédemment, aucune signature claire d'onde de gravité n'a pu être mise en évidence, ni à l'aide des mesures UHF, ni à l'aide des radiosondages aux supersites V et R.

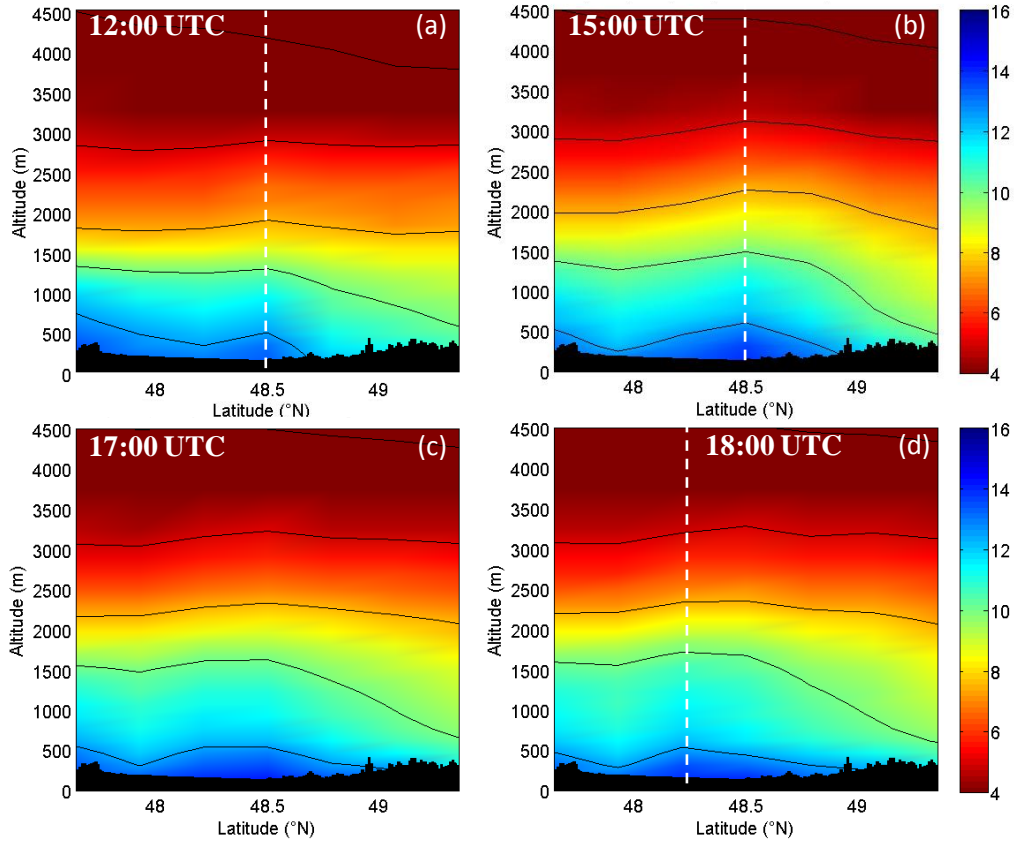


Figure 5.15. Coupes verticales issues de la tomographie GPS et donnant la densité de vapeur d'eau (code couleur, en g.m^{-3}) à une longitude constante de 7.56°E , à 12:00 (a), 15:00 (b), 17:00 (c) et 18:00 UTC (d). La direction de ces coupes est représentée par des lignes rouges sur plusieurs figures précédentes (Figure 5.6a, Figure 5.7a, Figure 5.9a et Figure 5.12). L'orographie est représentée en noir. Les lignes noires sont des lignes d'iso-densité de vapeur d'eau (densité constante de 15 g.m^{-3} , 12.5 g.m^{-3} , 10 g.m^{-3} , 7.5 g.m^{-3} et 5 g.m^{-3}). Les lignes en pointillés blancs mettent en évidence les zones où la densité de vapeur d'eau est maximale (dans les basses couches).

premier évènement (vers 17:00 UTC, cf. Figure 5.7), qui fournit des données toutes les heures. Les données d'humidité au sol (non présentées ici) montrent une faible augmentation du rapport de mélange de vapeur d'eau de 15:00 à 16:00 UTC ($+0.5 \text{ g.kg}^{-1}$ en une heure), et ensuite une diminution rapide (d'environ 2 g.kg^{-1} entre 16:00 et 17:00 UTC). Ainsi, aucune accumulation de vapeur d'eau n'est observée au niveau du sol dans la période qui précède l'intensification de la convection. La température entre 15:00 et 17:00 UTC reste quasi-constante (autour de 25°C) et diminue ensuite de 3°C entre 17:00 et 18:00 UTC. Cette diminution de température est associée à une augmentation du rapport de mélange et se produit pendant la période de fortes précipitations, elle provient donc de l'évaporation d'une partie des précipitations.

Ainsi, contrairement à la dynamique dans la basse troposphère (advection de masses d'air, convergence du vent horizontal, MFC), les conditions thermodynamiques très *locales* ne semblent pas avoir joué un rôle significatif dans l'intensification de la convection observée sur la colline n°1. Cela ne veut pas dire que l'humidité de surface elle-même n'est pas importante pour la convection, mais plutôt que, du moins pour le premier évènement convectif, la vapeur d'eau n'est pas apportée au système convectif grâce à une augmentation *locale* de l'humidité

via les flux de surface, mais plutôt par l'advection de vapeur d'eau dans la région *autour* de la zone d'intensification convective⁴².

3 Résumé et conclusion

Dans cette étude d'un cas spécifique de la campagne COPS, nous avons montré comment la synergie entre différentes observations et techniques de mesures peut être bénéfique pour l'analyse du déclenchement et du développement de la convection dans un environnement complexe. En effet, la synthèse des observations issues de deux radars précipitation, d'un réseau de stations GPS, des analyses à haute résolution VERA, d'un profileur de vent UHF, ainsi que du réseau de détection d'éclairs LINET et de l'imageur infrarouge du satellite MSG nous a permis de fournir une description détaillée des deux principaux événements précipitants observés sous le vent des Vosges dans l'après-midi du 18 Juillet 2007 (POI 9a de COPS).

En particulier, nous avons distingué un *premier évènement convectif* profond, d'un *second évènement* également convectif mais beaucoup moins développé verticalement (et sans activité électrique détectée) et montré les interactions de ces deux systèmes avec l'orographie à méso-échelle et à l'échelle locale. A méso-échelle, le relief (la chaîne des Vosges) crée des conditions favorables sous le vent des montagnes en générant de la convergence du vent horizontal dans la région de la vallée de la Bruche avant le déclenchement de la convection, tandis que l'orographie à petite échelle joue un rôle essentiel en entraînant le déclenchement et les premières phases de développement de la convection.

La convergence du vent horizontal et la convergence du flux d'humidité qui peut lui être associée sont bien connues pour contribuer de manière importante au déclenchement de la convection. Dans notre cas, les champs d'IWV et de densité de vapeur d'eau issus des données GPS révèlent l'accumulation de vapeur d'eau pendant l'après-midi, le long de la majeure partie du flanc est des Vosges (coté sous le vent). Plus particulièrement, la tomographie GPS montre un fort gradient de densité de vapeur d'eau entre les pentes sous le vent des Vosges et la partie orientale de la vallée du Rhin. Une poche très humide est également observée avant le début des précipitations dans la zone où se déclenche ensuite la convection. Ce réservoir d'humidité alimente la convection et permet le développement d'un système orageux mature, avec une activité électrique associée (formation d'éclairs). Cette poche humide semble avoir pour origine principale la convergence du flux d'humidité dans la couche limite. Cette convergence elle-même provient d'une légère modification dans le champ de vent à méso-échelle, au nord-ouest du domaine COPS. En effet, ce changement induit un renversement de la direction du vent dans la vallée du Rhin associé à une convergence sous le vent des Vosges. Ainsi, le DC

⁴² Ceci a d'ailleurs une portée assez générale : la quantité de vapeur d'eau nécessaire à un système convectif provient presque toujours (exception faite des cyclones tropicaux) d'une zone beaucoup plus large (Trenberth et al. 2003).

et la dynamique sous le vent des Vosges sont très sensibles à la direction du vent en amont du relief. De plus, les observations radar à haute résolution et l'étude de sensibilité effectuée à l'aide de simulations numériques montrent que ce sont essentiellement les collines dans les embouchures des vallées ou à proximité qui permettent le déclenchement de la convection et les premières phases d'intensification des précipitations.

Par contre, l'intensification plus tardive du premier système convectif au dessus de la vallée du Rhin ne résulte d'aucun nouvel apport de vapeur d'eau, mais entraîne une humidification locale de l'atmosphère par évaporation des précipitations. Ce développement de la convection pourrait avoir pour origine une modification des conditions synoptiques, et notamment la formation à 18:00 UTC d'une ligne de convergence à grande échelle.

Le *second évènement convectif* (au sud du domaine considéré) rencontre des conditions dynamiques locales moins favorables à sa croissance et légèrement moins de vapeur d'eau disponible, ce qui est sans doute à l'origine du développement plus modéré de ce système précipitant. Bien que les différentes cellules du deuxième évènement convectif soient fortement liées à l'orographie pour leurs développements / régénérations (qui se produisent toujours au dessus de la même colline), elles s'intensifient pour l'essentiel après s'être détachées du relief. Le système n'évolue pas vers un orage mature, conservant un développement vertical limité et n'ayant aucune activité électrique détectée, bien qu'il produise de fortes précipitations.

Ainsi, le 18 Juillet 2007 le déclenchement de la convection a été observée en deux endroits différents et les mesures GPS ont montré que la vapeur d'eau joue un rôle de précurseur de la convection. Les observations et les simulations numériques ont permis de mettre en évidence la très forte influence de l'orographie sur le déclenchement et le développement de la convection. Des études à une échelle plus fine s'avèreraient certainement très intéressantes mais nécessiteraient un réseau d'instruments de mesure plus dense et/ou une utilisation plus marquée de simulations numériques à petite- et méso-échelle.

Conclusion générale et perspectives

La vapeur d'eau est un constituant de l'atmosphère qui joue un rôle essentiel en météorologie. Cependant, les mesures de vapeur d'eau sont encore souvent trop peu nombreuses pour pouvoir étudier de manière fine l'interaction entre le champ de vapeur d'eau et les systèmes précipitants. Dans les régions de montagne où les précipitations convectives peuvent être particulièrement intenses, mieux comprendre leurs mécanismes de formation est un enjeu scientifique et sociétal majeur. Depuis une vingtaine d'années, afin de combler le manque de mesures de l'humidité de l'air, le GPS est utilisé pour mesurer le contenu intégré en vapeur d'eau (IWV). Les signaux GPS sont en effet retardés par l'atmosphère et, sous réserve de connaître la pression et la température au sol, l'IWV peut être estimé à partir de la mesure du retard atmosphérique total. De telles mesures sont précieuses et déjà utilisées par plusieurs modèles opérationnels de prévisions météorologiques, par exemple au *Met Office* britannique (Bennitt et Jupp 2012) et à Météo-France (Seity et al. 2011).

Dans cette thèse, nous nous sommes focalisés d'une part sur l'amélioration des techniques d'estimation de l'humidité de l'air par GPS (Chapitre 4), en nous inscrivant dans la continuité des travaux effectués par Mathieu Reverdy lors de sa thèse au LaMP (Reverdy 2008), et d'autre part sur l'utilisation des mesures GPS pour l'étude des précipitations dans des régions de moyenne montagne. Pour cela, nous avons bénéficié des instruments disponibles sur le campus des Cézeaux à Clermont-Ferrand (Chapitre 3) ainsi que des mesures effectuées dans le cadre de la campagne internationale COPS (été 2007), dans laquelle le LaMP était fortement impliqué (Chapitre 5).

Dans le Chapitre 3, une méthode statistique simple et originale est présentée pour étudier les variations d'IWV associées aux précipitations. Elle nous a permis de mettre en avant le fait que, malgré la grande variété de situations météorologiques pouvant conduire à des précipitations, en moyenne sur les cinq années de données disponibles l'IWV augmente avant les précipitations et atteint un maximum *avant* le pic de précipitations. Cette étude a permis de souligner la différence de comportement moyen entre l'IWV et le rapport de mélange, ce dernier atteignant généralement son maximum pendant ou après le pic de pluie. Ces comportements moyens permettent de mettre en évidence l'apport de la mesure de l'IWV par rapport à la seule humidité au niveau du sol. Ils indiquent également que l'IWV pourrait être un indicateur utile dans des systèmes d'alerte et de prévision à court terme. Il est cependant important de ne pas simplifier outre mesure, en gardant à l'esprit que le signal moyen qui ressort, s'il diffère fortement des observations de référence effectuées lors des périodes sèches, reste faible par rapport à la très grande variabilité de l'IWV. Ce signal ne doit donc pas être interprété comme un comportement général mais comme un indicateur du rôle fréquent mais non systématique de l'augmentation de l'IWV comme précurseur à la formation des précipitations. La diminution de l'IWV avant le pic de pluie provient, au moins pour

partie, de la condensation de vapeur d'eau en altitude, tandis que l'augmentation du rapport de mélange qui s'amplifie avec le début des précipitations est une conséquence de l'évaporation au sol de ces dernières.

Le Chapitre 4 présente les données GPS disponibles pendant la campagne COPS et les techniques mises en œuvre pour les exploiter. Il fournit une inter-comparaison des IWV issus de deux jeux de données GPS obtenus en temps quasi-réel pendant la campagne avec ceux issus de radiosondages. Les variations d'IWV observées restent globalement très similaires quelle que soit la technique utilisée. Par contre, des biais relativement importants sont observés entre les mesures GPS et les radiosondages, notamment lorsque ces derniers sont effectués avec des sondes Vaisala, dont le biais sec est bien connu et documenté (Wang et al. 2002; Vömel et al. 2007). Les écarts entre les IWV issus des deux jeux de données GPS proviennent de stratégies de traitement des données très différentes et soulignent donc l'importance de traiter l'ensemble des données de façon homogène. Cette inter-comparaison justifie l'utilisation exclusive d'un jeu de données unique ayant fait l'objet d'une validation : en l'occurrence celui issu des calculs effectuée par le GFZ après la fin de la campagne COPS.

Afin de pouvoir exploiter de façon optimale les données GPS, nous présentons une technique (qui a été également présentée dans Labbouz et al. 2013) permettant de réaliser des cartes 2D d'IWV estimées à un niveau de référence. Cela permet d'obtenir des cartes facilement exploitables dans les régions au relief complexe où les variations d'IWV traduisent pour beaucoup les variations d'altitude et sont donc difficilement interprétables en tant que telles. Cette technique se base sur l'utilisation de profils de densité de vapeur d'eau issus des analyses ECMWF. Pour obtenir des informations sur le champ 3D de densité de vapeur d'eau, nous avons apporté des améliorations au logiciel de tomographie GPS développé par Mathieu Reverdy (Reverdy 2008). Ces modifications portent notamment sur l'initialisation de l'inversion, pour laquelle nous utilisons non seulement les mesures GPS mais aussi des analyses ECMWF, ainsi que sur la façon dont les SIWV sont réparties dans les voxels utilisés pour la tomographie. Les résultats de la tomographie ne montrent cependant qu'un accord assez médiocre avec les radiosondages, ne parvenant pas à reproduire les structures verticales de façon satisfaisante. En diminuant le poids de la densité de vapeur d'eau a priori dans l'inversion, les résultats s'éloignent de façon notable de l'a priori sans toutefois se rapprocher des mesures issues des radiosondages. Nous avons donc choisi une configuration dans laquelle le poids de l'a priori est important, c'est-à-dire que les résultats obtenus s'éloignent assez peu de la densité de vapeur d'eau initiale. Les limites de ce logiciel de tomographie trouvent très certainement leur origine dans les approximations et simplifications faites pour l'inversion.

Le Chapitre 5 présente les résultats d'une étude de cas de COPS, qui a fait l'objet d'une publication dans une revue internationale (Labbouz et al. 2013). Une synergie entre des observations radar à haute résolution et des résultats de simulations numériques effectuées par

Céline Planche (Planche et al. 2013) a permis de mettre en évidence le rôle de l'orographie à petite échelle dans le déclenchement et le développement de deux systèmes convectifs observés dans l'après-midi du 18 Juillet 2007. Plus particulièrement, ce sont pour l'essentiel les collines présentes en sortie de deux vallées qui ont permis le déclenchement et favorisé le développement de la convection. Il apparaît également dans cette étude que les embouchures des vallées sous le vent du relief des Vosges semblent favoriser la convergence du vent horizontal et donc les mouvements ascendants. Cette convergence sous le vent est par ailleurs très liée à la direction du vent en amont du relief, dont une légère rotation entraîne un changement de sens du vent dans la vallée du Rhin. Les estimations de l'humidité de l'air effectuées par GPS et à partir d'analyses issues de mesures au sol (analyses VERA) ont également montré la présence de convergences du flux d'humidité dans les basses couches et la formation de poches humides dans les régions où la convection s'est développée. Le premier système convectif observé subit une ré-intensification au dessus de la vallée du Rhin, qui entraîne une humidification importante des basses couches par évaporation des précipitations. Les mécanismes responsables de cette intensification n'ont pas pu être mis en évidence. Il pourrait s'agir de convergence du vent horizontal dans la moyenne atmosphère, mais nous ne disposons pas de mesure 3D du champ de vent pour tester cette hypothèse. Cette étude a permis de montrer quel peut être l'apport des mesures GPS pour une étude détaillée des processus clés pour l'intensification et le développement de la convection. Elle a aussi mis en évidence un mécanisme de déclenchement de la convection sous le vent du relief, dans la continuité des travaux de Hagen et al. (2011) et Van Baelen et al. (2011).

Ainsi, cette thèse n'a répondu que de façon partielle aux objectifs de départ pour ce qui est de l'amélioration de l'estimation de l'humidité de l'atmosphère par GPS. Certes une technique permettant de réaliser des cartes d'IWV fiables a été développée et utilisée pour une étude de cas, mais l'estimation de la densité tridimensionnelle de vapeur d'eau reste problématique, malgré des modifications du logiciel de tomographie utilisé. Sur ce point, il serait sans doute préférable de se rapprocher des groupes experts dans ce domaine qui développent des systèmes d'inversion tomographique parfois depuis de nombreuses années. Les méthodes qu'ils utilisent ne sont pas fondamentalement différentes de la nôtre, mais elles sont plus complexes, notamment afin de mieux tenir compte des erreurs sur les mesures et sur l'inversion elle-même (par exemple l'erreur inhérente à la discrétisation de l'espace), de la non indépendance des mesures entre elles et de leur grande hétérogénéité spatiale (Bender et al. 2011a; Perler et al. 2011; Rohm et Bosy 2011; Rohm 2013). Les résultats ainsi obtenus semblent plus prometteurs que ceux issus de traitements plus simples.

Par ailleurs, la mise en œuvre du système de positionnement global européen Galileo ouvre des perspectives intéressantes pour les mesures d'humidité de l'atmosphère. En effet, l'ajout de nombreux satellites de positionnement devrait permettre une augmentation significative de la précision des mesures et donc de l'estimation de l'IWV et de la densité de vapeur d'eau (Bender et al. 2011b).

Pour ce qui est de l'étude statistique des liens entre vapeur d'eau et précipitations, il pourrait être très intéressant de disposer d'un jeu de données étendu, en utilisant un réseau de stations de mesures à l'échelle européenne voire mondiale. A terme, cela pourrait éventuellement permettre de construire un indicateur pour la prévision des précipitations intenses basé sur l'évolution de l'IWV, en suivant par exemple une approche similaire à celle proposée par Mazany et al. (2002) pour la prévision de la foudre.

L'étude de la dynamique du champ de vapeur d'eau et de son interaction avec le relief pourrait être approfondie d'une part en allant plus loin dans les études de cas, par exemple à l'aide de tests de sensibilité dans le cadre de simulations à haute résolution, ou encore grâce à des mesures du champ de vent tridimensionnel basées sur l'utilisation de plusieurs radars Doppler. Cependant, pour valider la représentativité des conclusions issues de telles études de cas, il serait très utile de disposer d'une base de données conséquente de mesure du champ 2D d'IWV et des précipitations (ou du moins, dans un premier temps, de la réflectivité radar). A l'échelle synoptique, les données sont déjà pour l'essentiel disponibles et, à terme, une étude statistique poussée pourrait être réalisée à l'aide des données GPS issues de stations anciennes (cf. par exemple Annexe C) et des données de radar opérationnel. Par contre, pour l'étude des mécanismes de précipitation orographique à l'échelle locale il faudrait installer et maintenir sur le long terme un réseau dense de stations GPS ainsi que des radars météorologiques à haute résolution tels que les radars en bande X déployés par le LaMP.

Bibliographie

- Agustí-Panareda, A., D. Vasiljevic, A. Beljaars, O. Bock, F. Guichard, M. Nuret, A. Garcia Mendez, E. Andersson, P. Bechtold, A. Fink, H. Hersbach, J.-P. Lafore, J.-B. Ngamini, D. J. Parker, J.-L. Redelsperger, and A. M. Tompkins, 2009: Radiosonde humidity bias correction over the West African region for the special AMMA reanalysis at ECMWF. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **135**, 595–617, doi:10.1002/qj.396.
- Aires, F., F. Bernardo, and C. Prigent, 2012: Atmospheric water-vapour profiling from passive microwave sounders over ocean and land. Part I: Methodology for the Megha-Tropiques mission. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, n/a–n/a, doi:10.1002/qj.1888.
- Alber, C., R. Ware, C. Rocken, and J. Braun, 2000: Obtaining single path phase delays from GPS double differences. *Geophysical Research Letters*, **27**, 2661–2664, doi:10.1029/2000GL011525.
- Alexandrov, M. D., B. Schmid, D. D. Turner, B. Cairns, V. Oinas, A. A. Lacis, S. I. Gutman, E. R. Westwater, A. Smirnov, and J. Eilers, 2009: Columnar water vapor retrievals from multifilter rotating shadowband radiometer data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **114**, n/a–n/a, doi:10.1029/2008JD010543.
- Anthes, R. A., P. A. Berhardt, Y. Chen, L. Cucurull, K. F. Dymond, D. Ector, S. B. Healy, S. P. Ho, D. C. Hunt, and Y. H. Kuo, 2008: The COSMIC/Formosat-3 mission. *B. Am. Meteorol. Soc.*, **89**, 313–333.
- Aoshima, F., A. Behrendt, H.-S. Bauer, and V. Wulfmeyer, 2008: Statistics of convection initiation by use of Meteosat rapid scan data during the Convective and Orographically-induced Precipitation Study (COPS). **17**, 921–930, doi:10.1127/0941-2948/2008/0337.
- Askne, J., and H. Nordius, 1987: Estimation of tropospheric delay for microwaves from surface weather data. *Radio Science*, **22**, 379–386, doi:10.1029/RS022i003p00379.
- Baines, P. G., 1979: Observations of stratified flow past Three-dimensional barriers. *J. Geophys. Res.*, **84**, 7834–7838, doi:10.1029/JC084iC12p07834.
- Balaji, C., and K. S. Ramanujam, 2011: Retrieval of rainfall from the MADRAS microwave imager of Megha-Tropiques. *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2011 IEEE International, Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2011 IEEE International*, 1283–1286.
- Banacos, P. C., and D. M. Schultz, 2005: The Use of Moisture Flux Convergence in Forecasting Convective Initiation: Historical and Operational Perspectives. *Wea. Forecasting*, **20**, 351–366, doi:10.1175/WAF858.1.
- Banta, R., 1990: The role of mountain flows in making clouds. *Atmospheric processes over complex terrain, Meteor. Monogr*, **23**, 229–282.
- Bastin, S., C. Champollion, O. Bock, P. Drobinski, and F. Masson, 2005: On the use of GPS tomography to investigate water vapor variability during a Mistral/sea breeze event in southeastern France. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, 4 PP., doi:200510.1029/2004GL021907.
- Batchelor, G. K., 1953: The conditions for dynamical similarity of motions of a frictionless perfect-gas atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **79**, 224–235, doi:10.1002/qj.49707934004.
- Bauer, H.-S., V. Wulfmeyer, T. Schwitalla, F. Zus, and M. Grzeschik, 2011: Operational assimilation of GPS slant path delay measurements into the MM5 4DVAR system. *Tellus A*, **63**, 263–282, doi:10.1111/j.1600-0870.2010.00489.x.
- Bender, M., and A. Raabe, 2007: Preconditions to ground based GPS water vapour tomography. *Ann. Geophys.*, **25**, 1727–1734, doi:10.5194/angeo-25-1727-2007.
- Bender, M., G. Dick, J. Wickert, T. Schmidt, S. Song, G. Gendt, M. Ge, and M. Rothacher, 2008: Validation of GPS slant delays using water vapour radiometers and weather models. *Meteorol. Z.*, **17**, 807–812, doi:10.1127/0941-2948/2008/0341.
- Bender, M., G. Dick, M. Ge, Z. Deng, J. Wickert, H.-G. Kahle, A. Raabe, and G. Tetzlaff, 2011a: Development of a GNSS water vapour tomography system using algebraic reconstruction techniques. *Advances in Space Research*, **47**, 1704–1720, doi:10.1016/j.asr.2010.05.034.
- Bender, M., R. Stosius, F. Zus, G. Dick, J. Wickert, and A. Raabe, 2011b: GNSS water vapour tomography – Expected improvements by combining GPS, GLONASS and Galileo observations. *Advances in Space Research*, **47**, 886–897, doi:10.1016/j.asr.2010.09.011.
- Bennitt, G. V., and A. Jupp, 2012: Operational Assimilation of GPS Zenith Total Delay Observations into the Met Office Numerical Weather Prediction Models. *Monthly Weather Review*, **140**, 2706–2719, doi:10.1175/MWR-D-11-00156.1.

- Betz, H. D., K. Schmidt, P. Laroche, P. Blanchet, W. P. Oettinger, E. Defer, Z. Dziewit, and J. Konarski, 2009: LINET—An international lightning detection network in Europe. *Atmospheric Research*, **91**, 564–573, doi:10.1016/j.atmosres.2008.06.012.
- Beutler, G., H. Bock, R. Dach, P. Fridez, A. Gäde, A. Hugentobler, A. Jäggi, M. Mendl, L. Mervart, L. Prange, S. Schaer, T. Springer, C. Urschl, and P. Walser, 2007: *User manual of the Bernese GPS Software Version 5.0*. Astronomical Institute, University of Bern, <http://www.bernese.unibe.ch>.
- Bevis, M., S. Businger, T. Herring, C. Rocken, R. Anthes, and R. Ware, 1992: GPS meteorology- Remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 15787–15801.
- Bi, Y., J. Mao, and C. Li, 2006: Preliminary results of 4-D water vapor tomography in the troposphere using GPS. *Advances in Atmospheric Sciences*, **23**, 551–560, doi:10.1007/s00376-006-0551-y.
- Bica, B., S. Schneider, S. Tschannett, M. Dorninger, M. Ratheiser, and R. Steinacker, 2005: high resolution analysis and nowcasting over complex terrain by using physical a priori knowledge. *Proc.*, International Symposium on Nowcasting and Very Short Range Forecasting WSN05, Toulouse, France http://www.univie.ac.at/IMG-Wien/meetings/map_d-phase/abstracts/26-hiresprec-bica.pdf.
- Bica, B., T. Knabl, R. Steinacker, M. Ratheiser, M. Dorninger, C. Lotteraner, S. Schneider, B. Chimani, W. Gepp, and S. Tschannett, 2007: Thermally and Dynamically Induced Pressure Features over Complex Terrain from High-Resolution Analyses. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **46**, 50.
- Bock, O., M. N. Bouin, E. Doerflinger, P. Collard, F. Masson, R. Meynadier, S. Nahmani, M. Koité, K. G. L. Balawan, F. Didé, D. Ouedraogo, S. Pokperlaar, J.-B. Ngamini, J. P. Lafore, S. Janicot, F. Guichard, and M. Nuret, 2008: West African Monsoon observed with ground-based GPS receivers during African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA). *J. Geophys. Res.*, **113**, 22 PP., doi:200810.1029/2008JD010327.
- Boehm, J., A. Niell, P. Tregoning, and H. Schuh, 2006a: Global Mapping Function (GMF): A new empirical mapping function based on numerical weather model data. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, 4 PP., doi:200610.1029/2005GL025546.
- Boehm, J., B. Werl, and H. Schuh, 2006b: Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data. *J. Geophys. Res.*, **111**, B02406, doi:10.1029/2005JB003629.
- Bolton, D., 1980: The computation of equivalent potential temperature. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1046–1053.
- Bonafoni, S., A. Mazzoni, D. Cimini, M. Montopoli, N. Pierdicca, P. Basili, P. Ciotti, and G. Carlesimo, 2012: Assessment of water vapor retrievals from a GPS receiver network. *GPS Solut.*, 1–10, doi:10.1007/s10291-012-0293-5.
- Boniface, K., C. Champollion, J. Chery, V. Ducrocq, C. Rocken, E. Doerflinger, and P. Collard, 2012: Potential of shipborne GPS atmospheric delay data for prediction of Mediterranean intense weather events. *Atmospheric Science Letters*, **13**, 250–256, doi:10.1002/asl.391.
- Botton, S., F. Duquenne, Y. Egels, M. Even, and P. Willis, 1997: *GPS: localisation et navigation*. Hermès, PARIS, 159 pp.
- Bougeault, P., P. Binder, A. Buzzi, R. Dirks, R. A. Houze, J. Kuettner, R. B. Smith, R. Steinacker, and H. Volkert, 2001: The MAP special observing period. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**, 433–462.
- Bouma, H. R., and B. Stoew, 2001: GPS observations of daily variations in the atmospheric water vapor content. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, **26**, 389–392, doi:10.1016/S1464-1895(01)00071-0.
- Braun, J., C. Rocken, and R. Ware, 2001: Validation of line-of-sight water vapor measurements with GPS. *Radio Science*, **36**, 459–472.
- Brighton, P. W. M., 1978: Strongly stratified flow past three-dimensional obstacles. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **104**, 289–307, doi:10.1002/qj.49710444005.
- Browell, E. V., T. D. Wilkerson, and T. J. McIlrath, 1979: Water vapor differential absorption lidar development and evaluation. *Applied Optics*, **18**, 3474–3483.
- Browning, K. A., A. M. Blyth, P. A. Clark, U. Corsmeier, C. J. Morcrette, J. L. Agnew, S. P. Ballard, D. Bamber, C. Barthlott, L. J. Bennett, K. M. Beswick, M. Bitter, K. E. Bozier, B. J. Brooks, C. G. Collier, F. Davies, B. Deny, M. A. Dixon, T. Feuerle, R. M. Forbes, C. Gaffard, M. D. Gray, R. Hankers, T. J. Hewison, N. Kalthoff, S. Khodayar, M. Kohler, C. Kottmeier, S. Kraut, M. Kunz, D. N. Ladd, H. W. Lean, J. Lenfant, Z. Li, J. Marsham, J. McGregor, S. D. Mobbs, J. Nicol, E. Norton, D. J. Parker, F. Perry, M. Ramatschi, H. M. A. Ricketts, N. M. Roberts, A. Russell, H. Schulz, E. C. Slack, G. Vaughan, J. Waight, D. P. Wareing, R. J. Watson, A. R. Webb, and A. Wieser, 2007: The Convective Storm Initiation Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **88**, 1939.
- Bruneau, D., P. Quaglia, C. Flamant, M. Meissonnier, and J. Pelon, 2001: Airborne Lidar LEANDRE II for Water-Vapor Profiling in the Troposphere. I. System description. *Appl. Opt.*, **40**, 3450–3461, doi:10.1364/AO.40.003450.

- Buizza, R., 2010: Horizontal resolution impact on short- and long-range forecast error. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **136**, 1020–1035, doi:10.1002/qj.613.
- Businger, S., S. R. Chiswell, M. Bevis, J. Duan, R. A. Anthes, C. Rocken, R. H. Ware, M. Exner, T. VanHove, and F. S. Solheim, 1996: The Promise of GPS in Atmospheric Monitoring. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**, 5–18, doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0005:TPOGIA>2.0.CO;2.
- Campanelli, M., A. Lupi, T. Nakajima, V. Malvestuto, C. Tomasi, and V. Estellés, 2010: Summertime columnar content of atmospheric water vapor from ground-based Sun-sky radiometer measurements through a new in situ procedure. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **115**, n/a–n/a, doi:10.1029/2009JD013211.
- Champollion, C., F. Masson, J. V. Baelen, A. Walpersdorf, J. Chéry, and E. Doerflinger, 2004: GPS monitoring of the tropospheric water vapor distribution and variation during the 9 September 2002 torrential precipitation episode in the Cévennes (southern France). *J. Geophys. Res.*, **109**, D24102, doi:10.1029/2004JD004897.
- Champollion, C., C. Flamant, O. Bock, F. Masson, D. D. Turner, and T. Weckwerth, 2009: Mesoscale GPS tomography applied to the 12 June 2002 convective initiation event of IHOP_2002. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **135**, 645–662, doi:10.1002/qj.386.
- Chen, G., and T. A. Herring, 1997: Effects of atmospheric azimuthal asymmetry on the analysis of space geodetic data. *J. Geophys. Res.*, **102**, 20,489–20,502, doi:10.1029/97JB01739.
- Ciach, G. J., 2003: Local Random Errors in Tipping-Bucket Rain Gauge Measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **20**, 752–759, doi:10.1175/1520-0426(2003)20<752:LREITB>2.0.CO;2.
- Ciais, P., M. Reichstein, N. Viovy, A. Granier, J. Ogée, V. Allard, M. Aubinet, N. Buchmann, C. Bernhofer, A. Carrara, F. Chevallier, N. De Noblet, A. D. Friend, P. Friedlingstein, T. Grünwald, B. Heinesch, P. Keronen, A. Knohl, G. Krinner, D. Loustau, G. Manca, G. Matteucci, F. Miglietta, J. M. Ourcival, D. Papale, K. Pilegaard, S. Rambal, G. Seufert, J. F. Soussana, M. J. Sanz, E. D. Schulze, T. Vesala, and R. Valentini, 2005: Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003. *Nature*, **437**, 529–533, doi:10.1038/nature03972.
- Clark, T. L., W. D. Hall, and J. L. Coen, 1996: Source Code Documentation for the Clark-Hall Cloud-Scale Model Code Version G3CH01. *NCAR/TN-426+STR, NCAR technical note, NCAR, Boulder, CO, USA*.
- Crook, N. A., 1996: Sensitivity of Moist Convection Forced by Boundary Layer Processes to Low-Level Thermodynamic Fields. *Monthly Weather Review*, **124**, 1767–1785, doi:10.1175/1520-0493(1996)124<1767:SOMCFB>2.0.CO;2.
- Cucurull, L., J. C. Derber, and R. J. Purser, 2013: A bending angle forward operator for global positioning system radio occultation measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **118**, 14–28, doi:10.1029/2012JD017782.
- David, N., P. Alpert, and H. Messer, 2009: Technical Note: Novel method for water vapour monitoring using wireless communication networks measurements. *Atmos. Chem. Phys*, **9**, 2413–2418.
- Davis, J. L., T. A. Herring, I. I. Shapiro, A. E. E. Rogers, and G. Elgered, 1985: Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length. *Radio Sci.*, **20**, PP. 1593–1607, doi:10.1029/RS020i006p01593.
- Davis, J. L., G. Elgered, A. E. Niell, and C. E. Kuehn, 1993: Ground-based measurement of gradients in the “wet” radio refractivity of air. *Radio Sci.*, **28**, PP. 1003–1018, doi:10.1029/93RS01917.
- De Haan, S., S. Barlag, H. K. Baltink, F. Debie, and H. van der Marel, 2004: Synergetic Use of GPS Water Vapor and Meteosat Images for Synoptic Weather Forecasting. *Journal of Applied Meteorology*, **43**, 514–518, doi:10.1175/1520-0450(2004)043<0514:SUOGWV>2.0.CO;2.
- De Haan, S., I. Holleman, and A. A. M. Holtslag, 2009: Real-Time Water Vapor Maps from a GPS Surface Network: Construction, Validation, and Applications. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **48**, 1302–1316, doi:10.1175/2008JAMC2024.1.
- De Lima, J. L. M. P., 1990: The effect of oblique rain on inclined surfaces: A nomograph for the rain-gauge correction factor. *Journal of Hydrology*, **115**, 407–412, doi:10.1016/0022-1694(90)90218-M.
- De Ponca, M. S. F. V., and X. Zou, 2001: A Case Study of the Variational Assimilation of GPS Zenith Delay Observations into a Mesoscale Model. *Journal of Applied Meteorology*, **40**, 1559–1576, doi:10.1175/1520-0450(2001)040<1559:ACSOTV>2.0.CO;2.
- Decker, M. T., E. R. Westwater, and F. O. Guiraud, 1978: Experimental evaluation of ground-based microwave radiometric sensing of atmospheric temperature and water vapor profiles. *J. Appl. Meteor.*, **17**, 1788–1795.

- Dee, D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J. -J Morcrette, B. -K Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J. -N Thépaut, and F. Vitart, 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137**, 553–597, doi:10.1002/qj.828.
- Delapierre, G., H. Grange, B. Chambaz, and L. Destannes, 1983: Polymer-based capacitive humidity sensor: characteristics and experimental results. *Sensors and Actuators*, **4**, 97–104.
- Delmas, R., G. Mégie, and V.-H. Peuch, 2005: *Physique et chimie de l'atmosphère*. Belin,.
- Deng, Z., M. Bender, F. Zus, M. Ge, G. Dick, M. Ramatschi, J. Wickert, U. Löhnert, and S. Schön, 2011: Validation of tropospheric slant path delays derived from single and dual frequency GPS receivers. *Radio Sci.*, **46**, 11 PP., doi:201110.1029/2011RS004687.
- Dessler, A. E., and S. C. Sherwood, 2009: A Matter of Humidity. *Science*, **323**, 1020–1021, doi:10.1126/science.1171264.
- Dosoretz, V. J., and S. Ronchinsky, 1986: Chilled mirror hygrometer with performance monitoring.
- Duan, J., M. Bevis, P. Fang, Y. Bock, S. Chiswell, S. Businger, C. Rocken, F. Solheim, T. van Hove, R. Ware, S. McClusky, T. A. Herring, and R. W. King, 1996: GPS Meteorology: Direct Estimation of the Absolute Value of Precipitable Water. *Journal of Applied Meteorology*, **35**, 830–838.
- Ducrocq, V., D. Ricard, J.-P. Lafore, and F. Orain, 2002: 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, doi:10.1175/1520-0434(2002)017<1236:SSNRPF>2.0.CO;2.
- Durran, D. R., and J. B. Klemp, 1982: On the Effects of Moisture on the Brunt-Väisälä Frequency. *Journal of Atmospheric Sciences*, **39**, 2152–2158, doi:10.1175/1520-0469(1982)039<2152:OTEOMO>2.0.CO;2.
- Elgered, G., 2001: An overview of COST Action 716: exploitation of ground-based GPS for climate and numerical weather prediction applications. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, **26**, 399–404, doi:10.1016/S1464-1895(01)00073-4.
- Elgered, G., J. L. Davis, T. A. Herring, and I. I. Shapiro, 1991: Geodesy by radio interferometry: Water vapor radiometry for estimation of the wet delay. *J. Geophys. Res.*, **96**, 6541–6555, doi:10.1029/90JB00834.
- Emardson, T. R., and H. J. P. Derks, 2000: On the relation between the wet delay and the integrated precipitable water vapour in the European atmosphere. *Meteorological Applications*, **7**, 61–68, doi:10.1017/S1350482700001377.
- Farr, T. G., P. A. Rosen, E. Caro, R. Crippen, R. Duren, S. Hensley, M. Kobrick, M. Paller, E. Rodriguez, L. Roth, D. Seal, S. Shaffer, J. Shimada, J. Umland, M. Werner, M. Oskin, D. Burbank, and D. Alsdorf, 2007: The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of Geophysics*, **45**, n/a–n/a, doi:10.1029/2005RG000183.
- Flores, A., G. Ruffini, and A. Rius, 2000: 4D tropospheric tomography using GPS slant wet delays. *Ann. Geophys.*, **18**, 223–234, doi:10.1007/s00585-000-0223-7.
- Flores, A., J. V.-G. de Arellano, L. P. Gradinarsky, and A. Rius, 2001: Tomography of the lower troposphere using a small dense network of GPS receivers. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **39**, 439–447, doi:10.1109/36.905252.
- Fraden, J., 2010: Humidity and Moisture Sensors. *Handbook of Modern Sensors*, 445–459, Springer New York.
- Fujita, M., F. Kimura, K. Yoneyama, and M. Yoshizaki, 2008: Verification of precipitable water vapor estimated from shipborne GPS measurements. *Geophysical Research Letters*, **35**, n/a–n/a, doi:10.1029/2008GL033764.
- Gao, B.-C., and Y. J. Kaufman, 2003: Water vapor retrievals using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) near-infrared channels. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4389, doi:10.1029/2002JD003023.
- Gendt, G., G. Dick, C. Reigber, M. Tomassini, Y. Liu, and M. Ramatschi, 2004: Near Real Time GPS Water Vapor Monitoring for Numerical Weather Prediction in Germany. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, **82**, 361–370.
- Giuli, D., A. Toccafondi, G. B. Gentili, and A. Freni, 1991: Tomographic Reconstruction of Rainfall Fields through Microwave Attenuation Measurements. *Journal of Applied Meteorology*, **30**, 1323–1340, doi:10.1175/1520-0450(1991)030<1323:TRORFT>2.0.CO;2.

- Goldshtein, O., H. Messer, and A. Zinevich, 2009: Rain Rate Estimation Using Measurements From Commercial Telecommunications Links. *IEEE Transactions on Signal Processing*, **57**, 1616–1625, doi:10.1109/TSP.2009.2012554.
- Gordon, L. J., W. Steffen, B. F. Jönsson, C. Folke, M. Falkenmark, and Å. Johannessen, 2005: Human modification of global water vapor flows from the land surface. *PNAS*, **102**, 7612–7617, doi:10.1073/pnas.0500208102.
- Grant, W. B., 1991: Differential absorption and Raman lidar for water vapor profile measurements: a review. *Optical engineering*, **30**, 40–48.
- Guo, Y.-R., Y.-H. Kuo, J. Dudhia, D. Parsons, and C. Rocken, 2000: Four-Dimensional Variational Data Assimilation of Heterogeneous Mesoscale Observations for a Strong Convective Case. *Monthly Weather Review*, **128**, 619–643, doi:10.1175/1520-0493(2000)128<0619:FDVDAO>2.0.CO;2.
- Guyon, É., J. P. Hulin, and L. Petit, 2001: *Hydrodynamique physique*. L'Editeur : EDP Sciences, 678 pp.
- Ha, S. Y., Y. H. Kuo, Y. R. Guo, and G. H. Lim, 2003: Variational assimilation of slant-path wet delay measurements from a hypothetical ground-based GPS network. Part I: Comparison with precipitable water assimilation. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2635–2655.
- Haase, J., M. Ge, H. Vedel, and E. Calais, 2003: Accuracy and Variability of GPS Tropospheric Delay Measurements of Water Vapor in the Western Mediterranean. *Journal of Applied Meteorology*, **42**, 1547–1568, doi:10.1175/1520-0450(2003)042<1547:AAVOGT>2.0.CO;2.
- Habib, E., W. F. Krajewski, V. Nespor, and A. Kruger, 1999: Numerical simulation studies of rain gage data correction due to wind effect. *J. Geophys. Res.*, **104**, 19723–19,733, doi:10.1029/1999JD900228.
- Hagen, M., J. van Baelen, and E. Richard, 2011: Influence of the wind profile on the initiation of convection in mountainous terrain. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137**, 224–235, doi:10.1002/qj.784.
- Hajj, G. A., E. R. Kursinski, L. J. Romans, W. I. Bertiger, and S. S. Leroy, 2002: A technical description of atmospheric sounding by GPS occultation. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, **64**, 451–469, doi:10.1016/S1364-6826(01)00114-6.
- Halthore, R. N., T. F. Eck, B. N. Holben, and B. L. Markham, 1997: Sun photometric measurements of atmospheric water vapor column abundance in the 940-nm band. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **102**, 4343–4352, doi:10.1029/96JD03247.
- Hanssen, R. F., T. M. Weckwerth, H. A. Zebker, and R. Klees, 1999: High-Resolution Water Vapor Mapping from Interferometric Radar Measurements. *Science*, **283**, 1297–1299, doi:10.1126/science.283.5406.1297.
- Harding, J. C., 1985: A chilled mirror dew-point sensor/psychrometric transmitter for energy monitoring and control systems. *Proc. Moisture and Humidity Symp.*, Washington, DC, USA, 491–504.
- Herring, T. A., R. W. King, and S. C. McClusky, 2008: *Introduction to GAMIT/GLOBK, Release 10.3*, Dep. of Earth, Atmos., and Planet. Sci., Mass. Inst. of Technol., Cambridge.
- Herring, T. A., R. W. King, and S. C. McClusky, 2010a: *Introduction to GAMIT/GLOBK: Release 10.4*. Massachusetts Institute of Technology, USA, 48 pp. <http://www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/>.
- Herring, T. A., R. W. King, and S. C. McClusky, 2010b: *GLOBK Reference Manual–Release 10.4*. Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences Massachusetts Institute of Technology. USA, 95 pp. http://www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/GLOBK_Ref.pdf.
- Hirahara, K., 2000: Local GPS tropospheric tomography. *Earth, Planets, and Space*, **52**, 935–939.
- Hitschfeld, W., and J. Bordan, 1954: Errors Inherent in the Radar Measurement of Rainfall at Attenuating Wavelengths. *J. Meteor.*, **11**, 58–67, doi:10.1175/1520-0469(1954)011<0058:EIITRM>2.0.CO;2.
- Hobbs, P. V., and P. O. G. Persson, 1982: The Mesoscale and Microscale Structure and organization of Clouds and precipitation in Midlatitude Cyclones. Part V: The Substructure of Narrow Cold-Frontal Rainbands. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **39**, 280–295, doi:10.1175/1520-0469(1982)039<0280:TMAMSA>2.0.CO;2.
- Hofmann-Wellenhof, B., H. Lichtenegger, and J. Collins, 1992: *Global Positioning System: theory and practice*. Springer-Verlag, Vienne, 326 pp.
- Holton, J. R., 2004: *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press, 553 pp.
- Houze, R. A., 1981: Structures of atmospheric precipitation systems- A global survey. *Radio Science*, **16**, 671–689.
- Houze, R. A., 1993: *Cloud Dynamics*. Academic Press, 573 pp.
- Houze, R. A., C. N. James, and S. Medina, 2001: Radar observations of precipitation and airflow on the Mediterranean side of the Alps: Autumn 1998 and 1999. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **127**, 2537–2558.
- Houze, R. A., K. L. Rasmussen, S. Medina, S. R. Brodzik, and U. Romatschke, 2011: Anomalous atmospheric events leading to the Summer 2010 floods in Pakistan. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **92**, 291–298.

- Ichikawa, R., M. Kasahara, N. Mannoji, and I. Naito, 1995: Estimations of Atmospheric Excess Path Delay based on Three-Dimensional, Numerical Prediction Model Data. *Journal of the Geodetic Society of Japan*, **41**, 379–408.
- Igondová, M., 2009: Analysis of precision and accuracy of Precipitable Water Vapour derived from GPS observations. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, **39**, 121–132, doi:10.2478/v10126-009-0005-5.
- Imura, S., J. Furumoto, T. Tsuda, and T. Nakamura, 2007: Estimation of Humidity Profiles by Combining Co-Located VHF and UHF Wind-Profiling Radar Observation. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, **85**, 301–319.
- Jaffrain, J., A. Studzinski, and A. Berne, 2011: A network of disdrometers to quantify the small-scale variability of the raindrop size distribution. *Water Resour. Res.*, **47**, W00H06, doi:10.1029/2010WR009872.
- James, P. K., and K. A. Browning, 1979: Mesoscale structure of line convection at surface cold fronts. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **105**, 371–382, doi:10.1002/qj.49710544404.
- Jin, S., O. F. Luo, and S. Gleason, 2009: Characterization of diurnal cycles in ZTD from a decade of global GPS observations. *J Geod*, **83**, 537–545, doi:10.1007/s00190-008-0264-3.
- Jin, S., G. P. Feng, and S. Gleason, 2011: Remote sensing using GNSS signals: Current status and future directions. *Advances in Space Research*, **47**, 1645–1653, doi:10.1016/j.asr.2011.01.036.
- Kalthoff, N., B. Adler, C. Barthlott, U. Corsmeier, S. Mobbs, S. Crewell, K. Träumner, C. Kottmeier, A. Wieser, and V. Smith, 2009: The impact of convergence zones on the initiation of deep convection: A case study from COPS. *Atmospheric Research*, **93**, 680–694, doi:10.1016/j.atmosres.2009.02.010.
- Kealy, J., J. Foster, and S. Businger, 2012: GPS meteorology: An investigation of ocean-based precipitable water estimates. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **117**, n/a–n/a, doi:10.1029/2011JD017422.
- Kenyon, S., J. Factor, N. Pavlis, and S. Holmes, 2007: Towards the Next Earth Gravitational Model to Degree 2160: Status and Progress. *AGU Spring Meeting Abstracts*, 06.
- Kiehl, J. T., and K. E. Trenberth, 1997: Earth's Annual Global Mean Energy Budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **78**, 197–208, doi:10.1175/1520-0477(1997)078<0197:EAGMEB>2.0.CO;2.
- Klaus, V., L. Bianco, C. Gaffard, M. Matabuena, and T. J. Hewison, 2006: Combining UHF radar wind profiler and microwave radiometer for the estimation of atmospheric humidity profiles. *Meteorologische Zeitschrift*, **15**, 87–97, doi:10.1127/0941-2948/2006/0102.
- Kleusberg, A., and P. J. G. Teunissen, eds., 1996: *GPS for Geodesy*. : Springer-Verlag : Springer e-books, Berlin, Heidelberg,.
- Kouba, J., 2008: Implementation and testing of the gridded Vienna Mapping Function 1 (VMF1). *Journal of Geodesy*, **82**, 193–205.
- Kursinski, E. R., G. A. Hajj, K. R. Hardy, L. J. Romans, and J. T. Schofield, 1995: Observing tropospheric water vapor by radio occultation using the Global Positioning System. *Geophysical research letters*, **22**, 2365–2368.
- Labbouz, L., J. Van Baelen, F. Tridon, M. Reverdy, M. Hagen, M. Bender, G. Dick, T. Gorgas, and C. Planche, 2013: Precipitation on the lee side of the Vosges Mountains: Multi-instrumental study of one case from the COPS campaign. *accepted for publication in Meteorologische Zeitschrift*,.
- Leijnse, H., R. Uijlenhoet, and J. N. M. Stricker, 2007: Hydrometeorological application of a microwave link: 2. Precipitation. *Water Resour. Res.*, **43**, W04417, doi:10.1029/2006WR004989.
- Löffler-Mang, M., and J. Joss, 2000: An optical disdrometer for measuring size and velocity of hydrometeors. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **17**, 130–139.
- Long, R. R., 1955: Some Aspects of the Flow of Stratified Fluids. *Tellus*, **7**, 341–357, doi:10.1111/j.2153-3490.1955.tb01171.x.
- Long, R. R., 1959: The motion of fluids with density stratification. *J. Geophys. Res.*, **64**, 2151–2163, doi:10.1029/JZ064i012p02151.
- Marquet, P., 2011: Definition of a moist entropy potential temperature: application to FIRE-I data flights. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137**, 768–791, doi:10.1002/qj.787.
- Marquet, P., and J.-F. Geleyn, 2012: On a general definition of the squared Brunt–Väisälä frequency associated with the specific moist entropy potential temperature. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, n/a–n/a, doi:10.1002/qj.1957.
- Marshall, J. S., R. C. Langille, and W. M. K. Palmer, 1947: MEASUREMENT OF RAINFALL BY RADAR. *Journal of Meteorology*, **4**, 186–192, doi:10.1175/1520-0469(1947)004<0186:MORBR>2.0.CO;2.

- Mazany, R. A., S. Businger, S. I. Gutman, and W. Roeder, 2002: A Lightning Prediction Index that Utilizes GPS Integrated Precipitable Water Vapor. *Weather and Forecasting*, **17**, 1034–1047, doi:10.1175/1520-0434(2002)017<1034:ALPITU>2.0.CO;2.
- McClatchey, R. A., R. W. Fenn, J. E. A. Selby, F. E. Volz, and J. S. Garing, 1972: Optical Properties of the atmosphere (third edition). *Environmental Research Papers*,.
- Miloshevich, L. M., H. Vömel, D. N. Whiteman, and T. Leblanc, 2009: Accuracy assessment and correction of Vaisala RS92 radiosonde water vapor measurements. *J. Geophys. Res.*, **114**, D11305, doi:10.1029/2008JD011565.
- Moncrieff, M. W., D. E. Waliser, M. J. Miller, M. A. Shapiro, G. R. Asrar, and J. Caughey, 2012: Multiscale Convective Organization and the YOTC Virtual Global Field Campaign. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **93**, 1171–1187, doi:10.1175/BAMS-D-11-00233.1.
- Morland, J., and C. Mätzler, 2007: Spatial interpolation of GPS integrated water vapour measurements made in the Swiss Alps. *Meteorological Applications*, **14**, 15–26, doi:10.1002/met.2.
- Navascués, B., J. Calvo, G. Morales, C. Santos, A. Callado, A. Cansado, J. Cuxart, M. Díez, P. del Río, P. Escribà, O. García-Colombo, J. A. García-Moya, C. Geijo, E. Gutiérrez, M. Hortal, I. Martínez, B. Orfila, J. A. Parodi, E. Rodríguez, J. Sánchez-Arriola, I. Santos-Atienza, and J. Simarro, 2013: Long-term verification of HIRLAM and ECMWF forecasts over Southern Europe: History and perspectives of Numerical Weather Prediction at AEMET. *Atmospheric Research*, **125–126**, 20–33, doi:10.1016/j.atmosres.2013.01.010.
- Niell, A. E., 1996: Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths. *J. Geophys. Res.*, **101**, PP. 3227–3246, doi:199610.1029/95JB03048.
- Niell, A. E., 2000: Improved atmospheric mapping functions for VLBI and GPS. *Earth Planets and Space*, **52**, 699–702.
- Niell, A. E., 2001: Preliminary evaluation of atmospheric mapping functions based on numerical weather models. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, **26**, 475–480.
- NOAA, 1976: *US standard atmosphere, 1976*. US Government Printing Office. Washington, DC.,
- Okamura, O., and F. Kimura, 2003: Behavior of GPS-derived precipitable water vapor in the mountain lee after the passage of a cold front. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1746, doi:10.1029/2003GL017572.
- Overeem, A., H. Leijnse, and R. Uijlenhoet, 2013: Country-wide rainfall maps from cellular communication networks. *PNAS*, **110**, 2741–2745, doi:10.1073/pnas.1217961110.
- Perler, D., A. Geiger, and F. Hurter, 2011: 4D GPS water vapor tomography: new parameterized approaches. *Journal of Geodesy*, **85**, 539–550, doi:10.1007/s00190-011-0454-2.
- Peters, G., B. Fischer, H. Münster, M. Clemens, and A. Wagner, 2005: Profiles of Raindrop Size Distributions as Retrieved by Microrain Radars. *J. Appl. Meteor.*, **44**, 1930–1949, doi:10.1175/JAM2316.1.
- Planche, C., W. Wobrock, A. I. Flossmann, F. Tridon, L. Labbouz, and J. Van Baelen, 2013: Small scale topography influence on the formation of three convective systems during COPS over the Vosges Mountains. *accepted for publication in Meteorologische Zeitschrift*,.
- Prasad, A. K., and R. P. Singh, 2009: Validation of MODIS Terra, AIRS, NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis-2, and AERONET Sun photometer derived integrated precipitable water vapor using ground-based GPS receivers over India. *J. Geophys. Res.*, **114**, D05107, doi:10.1029/2008JD011230.
- Pruppacher, H. R., and J. D. Klett, 1978: Diffusion Growth and Evaporation of Water Drops and Ice Crystals. *Microphysics of Clouds and Precipitation*, 412–463, Springer http://link.springer.com/chapter/10.1007/978-94-009-9905-3_13.
- Qu, W., and W. Wlodarski, 2000: A thin-film sensing element for ozone, humidity and temperature. *Sensors and Actuators B: Chemical*, **64**, 42–48, doi:10.1016/S0925-4005(99)00481-5.
- Ralph, F. M., 1995: Using Radar-Measured Radial Vertical Velocities to Distinguish Precipitation Scattering from Clear-Air Scattering. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **12**, 257–267.
- Regnault, V., 1845: *Etudes sur l'hygrométrie*. Bachelier, Paris, 126 pp.
- Renaut, D., J. C. Pourny, and R. Capitini, 1980: Daytime Raman-lidar measurements of water vapor. *Optics Letters*, **5**, 233–235.
- Reverdy, M., 2008: Estimation des paramètres atmosphériques par GPS: analyse de la variabilité spatio-temporelle de la vapeur d'eau. Université Blaise Pascal, 264 pp.
- Reverdy, M., J. Van Baelen, A. Walpersdorf, G. Dick, M. Hagen, and E. Richard, 2009: Water vapor fields retrieval with tomography software. *Ann. Meteorol.*, **44**, 144–145.

- Ricaud, P., B. Gabard, S. Derrien, J.-P. Chaboureau, T. Rose, A. Mombauer, and H. Czekala, 2010: HAMSTRAD-Tropo, A 183-GHz Radiometer Dedicated to Sound Tropospheric Water Vapor Over Concordia Station, Antarctica. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **48**, 1365–1380, doi:10.1109/TGRS.2009.2029345.
- Richard, E., C. Flamant, F. Bouttier, J. Van Baelen, C. Chamollion, S. Argence, J. Arnault, C. Barthlott, A. Behrendt, P. Bossler, P. Brousseau, J.-P. Chaboureau, U. Corsmeier, J. Cuesta, P. Di Girolamo, M. Hagen, C. Kottmeier, P. Limnaios, F. Masson, G. Pigeon, Y. Pointin, F. Tridon, Y. Seity, and V. Wulfmeyer, 2009: La campagne Cops : genèse et cycle de vie de la convection en région montagneuse. *La Météorologie*, **8**, 32–42.
- Rincon, R. F., and R. H. Lang, 2002: Microwave link dual-wavelength measurements of path-average attenuation for the estimation of drop size distributions and rainfall. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **40**, 760–770, doi:10.1109/TGRS.2002.1006324.
- Rivas Soriano, L., and F. De Pablo, 2003: Analysis of convective precipitation in the western Mediterranean Sea through the use of cloud-to-ground lightning. *Atmospheric Research*, **66**, 189–202, doi:10.1016/S0169-8095(02)00160-6.
- Rocken, C., T. V. Hove, J. Johnson, F. Solheim, R. Ware, M. Bevis, S. Chiswell, and S. Businger, 1995: GPS/STORM—GPS Sensing of Atmospheric Water Vapor for Meteorology. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **12**, 468.
- Rocken, C., T. Van Hove, and R. Ware, 1997: Near real-time GPS sensing of atmospheric water vapor. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 3221–3224.
- Rocken, C., K. Ying-Hwa, W. S. Schreiner, D. Hunt, S. Sokolovskiy, and C. McCormick, 2000: COSMIC system description. *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences*, **11**, 21–52.
- Roe, G. H., 2005: Orographic Precipitation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **33**, 645–671, doi:10.1146/annurev.earth.33.092203.122541.
- Rohm, W., 2012: The precision of humidity in GNSS tomography. *Atmospheric Research*, **107**, 69–75, doi:10.1016/j.atmosres.2011.12.008.
- Rohm, W., 2013: The ground GNSS tomography – unconstrained approach. *Advances in Space Research*, **51**, 501–513, doi:10.1016/j.asr.2012.09.021.
- Rohm, W., and J. Bosy, 2011: The verification of GNSS tropospheric tomography model in a mountainous area. *Advances in Space Research*, **47**, 1721–1730, doi:10.1016/j.asr.2010.04.017.
- Rose, T., S. Crewell, U. Löhnert, and C. Simmer, 2005: A network suitable microwave radiometer for operational monitoring of the cloudy atmosphere. *Atmospheric Research*, **75**, 183–200, doi:10.1016/j.atmosres.2004.12.005.
- Rotunno, R., and R. A. Houze, 2007: Lessons on orographic precipitation from the Mesoscale Alpine Programme. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **133**, 811–830, doi:10.1002/qj.67.
- Saastamoinen, J., 1972a: Introduction to practical computation of astronomical refraction. *Bulletin Géodésique*, **106**, 383–397, doi:10.1007/BF02522047.
- Saastamoinen, J., 1972b: Contributions to the theory of atmospheric refraction. *Bulletin Géodésique*, **105**, 279–298, doi:10.1007/BF02521844.
- Sánchez, J. L., R. Posada, E. García-Ortega, L. López, and J. L. Marcos, 2013: A method to improve the accuracy of continuous measuring of vertical profiles of temperature and water vapor density by means of a ground-based microwave radiometer. *Atmospheric Research*, **122**, 43–54, doi:10.1016/j.atmosres.2012.10.024.
- Sauvageot, H., 1982: *Radarmétéorologie : télédétection active de l'atmosphère*. Eyrolles, Paris, 296 pp.
- Schroedter-Homscheidt, M., A. Drews, and S. Heise, 2008: Total water vapor column retrieval from MSG-SEVIRI split window measurements exploiting the daily cycle of land surface temperatures. *Remote Sensing of Environment*, **112**, 249–258, doi:10.1016/j.rse.2007.05.006.
- Schroth, A. C., M. S. Chandra, and P. F. Mesichner, 1988: A C-Band Coherent Polarimetric Radar for Propagation and Cloud Physics Research. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **5**, 803–822, doi:10.1175/1520-0426(1988)005<0803:ABCPRF>2.0.CO;2.
- Seity, Y., P. Brousseau, S. Malardel, G. Hello, P. Bénard, F. Bouttier, C. Lac, and V. Masson, 2011: The AROME-France Convective-Scale Operational Model. *Monthly Weather Review*, **139**, 976–991, doi:10.1175/2010MWR3425.1.
- Seko, H., H. Nakamura, Y. Shoji, and T. Iwabuchi, 2004: The Meso- γ scale Water Vapor Distribution Associated with a Thunderstorm Calculated from a Dense Network of GPS Receivers. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 569–586.
- Sherwood, S. C., R. Roca, T. M. Weckwerth, and N. G. Andronova, 2010: Tropospheric water vapor, convection, and climate. *Reviews of Geophysics*, **48**, n/a–n/a, doi:10.1029/2009RG000301.

- Simmons, A. J., and A. Hollingsworth, 2002: Some aspects of the improvement in skill of numerical weather prediction. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **128**, 647–677, doi:10.1256/003590002321042135.
- Simons, A., S. Uppala, D. Dee, and S. Kobayashi, 2007: ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF Newsletter*, **110**, 25–35.
- Simpson, D. J., C. Kummerow, W.-K. Tao, and R. F. Adler, 1996: On the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). *Meteorol. Atmos. Phys.*, **60**, 19–36, doi:10.1007/BF01029783.
- Smith, R. B., 1979: The Influence of Mountains on the Atmosphere. Vol. Volume 21 of, 87–230, Elsevier <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0065268708602629>.
- Solheim, F. S., J. Vivekanandan, R. H. Ware, and C. Rocken, 1999: Propagation delays induced in GPS signals by dry air, water vapor, hydrometeors, and other particulates. *J. Geophys. Res.*, **104**, PP. 9663–9670, doi:199910.1029/1999JD900095.
- Soula, S., and S. Chauzy, 2001: Some aspects of the correlation between lightning and rain activities in thunderstorms. *Atmospheric Research*, **56**, 355–373, doi:10.1016/S0169-8095(00)00086-7.
- Steinacker, R., C. Häberli, and W. Pötschacher, 2000: A Transparent Method for the Analysis and Quality Evaluation of Irregularly Distributed and Noisy Observational Data. *Monthly Weather Review*, **128**, 2303–2316, doi:10.1175/1520-0493(2000)128<2303:ATMFTA>2.0.CO;2.
- Steinacker, R., M. Ratheiser, B. Bica, B. Chimani, M. Dorninger, W. Gepp, C. Lotteraner, S. Schneider, and S. Tschannett, 2006: A Mesoscale Data Analysis and Downscaling Method over Complex Terrain. *Monthly Weather Review*, **134**, 2758.
- Stephens, G. L., D. G. Vane, R. J. Boain, G. G. Mace, K. Sassen, Z. Wang, A. J. Illingworth, E. J. O’Connor, W. B. Rossow, S. L. Durden, S. D. Miller, R. T. Austin, A. Benedetti, C. Mitrescu, and T. CloudSat Science Team, 2002: THE CLOUDSAT MISSION AND THE A-TRAIN. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **83**, 1771–1790, doi:10.1175/BAMS-83-12-1771.
- Sterling, S. M., A. Ducharne, and J. Polcher, 2012: The impact of global land-cover change on the terrestrial water cycle. *Nature Clim. Change*, **advance online publication**, doi:10.1038/nclimate1690.
- Tabary, P., 2007: The New French Operational Radar Rainfall Product. Part I: Methodology. *Weather and Forecasting*, **22**, 393–408, doi:10.1175/WAF1004.1.
- Tapia, A., J. A. Smith, and M. Dixon, 1998: Estimation of Convective Rainfall from Lightning Observations. *Journal of Applied Meteorology*, **37**, 1497–1509, doi:10.1175/1520-0450(1998)037<1497:EOCRFL>2.0.CO;2.
- Tepper, M., 1950: A proposed mechanism of squall lines: The pressure jump line. *J. Meteor.*, **7**, 21–29.
- Thayer, G. D., 1974: An improved equation for the radio refractive index of air. *Radio Sci.*, **9**, PP. 803–807, doi:197410.1029/RS009i010p00803.
- Thielen, J., and A. Gadian, 1996: Influence of different wind directions in relation to topography on the outbreak of convection in Northern England. *Annales Geophysicae*, **14**, 1078–1087, doi:10.1007/s00585-996-1078-3.
- Tregoning, P., R. Boers, D. O’Brien, and M. Hendy, 1998: Accuracy of absolute precipitable water vapor estimates from GPS observations. *J. Geophys. Res.*, **103**, PP. 28,701–28,710, doi:199810.1029/98JD02516.
- Trenberth, K. E., A. Dai, R. M. Rasmussen, and D. B. Parsons, 2003: The changing character of precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **84**, 1205–1218.
- Tridon, F., 2011: Mesure des précipitations à l’aide d’un radar en bande X non cohérent à haute résolution et d’un radar en bande K à visée verticale. Application à l’étude de la variabilité des précipitations lors de la campagne COPS. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France, 194 pp.
- Triplet, J. P., and G. Roche, 1986: *Météorologie Générale, 3eme édition*. Ecole Nationale de la Météorologie, 317 pp.
- Troller, M., A. Geiger, E. Brockmann, J.-M. Bettems, B. Bürki, and H.-G. Kahle, 2006: Tomographic determination of the spatial distribution of water vapor using GPS observations. *Advances in Space Research*, **37**, 2211–2217, doi:10.1016/j.asr.2005.07.002.
- Tsuda, T., M. Miyamoto, and J. Furumoto, 2001: Estimation of a Humidity Profile Using Turbulence Echo Characteristics. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **18**, 1214–1222, doi:10.1175/1520-0426(2001)018<1214:EOAHPU>2.0.CO;2.
- Uijlenhoet, R., J.-M. Cohard, and M. Gosset, 2011: Path-Average Rainfall Estimation from Optical Extinction Measurements Using a Large-Aperture Scintillometer. *Journal of Hydrometeorology*, **12**, 955–972, doi:10.1175/2011JHM1350.1.

- Van Baelen, J., and G. Penide, 2009: Study of water vapor vertical variability and possible cloud formation with a small network of GPS stations. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L02804, doi:10.1029/2008GL036148.
- Van Baelen, J., J.-P. Aubagnac, and A. Dabas, 2005: Comparison of Near-Real Time Estimates of Integrated Water Vapor Derived with GPS, Radiosondes, and Microwave Radiometer. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **22**, 201–210, doi:10.1175/JTECH-1697.1.
- Van Baelen, J., Y. Pointin, W. Wobrock, A. Flossmann, G. Peters, F. Tridon, and C. Planche, 2009: Precipitation and microphysical studies with a low cost high resolution X-band radar: an innovative project prospective. *Advances in Geosciences*, **20**, 25–32.
- Van Baelen, J., M. Reverdy, F. Tridon, L. Labbouz, G. Dick, M. Bender, and M. Hagen, 2011: On the relationship between water vapour field evolution and the life cycle of precipitation systems. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137**, 204–223, doi:10.1002/qj.785.
- Vey, S., R. Dietrich, M. Fritsche, A. Rülke, P. Steigenberger, and M. Rothacher, 2009: On the homogeneity and interpretation of precipitable water time series derived from global GPS observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **114**, n/a–n/a, doi:10.1029/2008JD010415.
- Vey, S., R. Dietrich, A. Rülke, M. Fritsche, P. Steigenberger, and M. Rothacher, 2010: Validation of precipitable water vapor within the NCEP/DOE reanalysis using global GPS observations from one decade. *Journal of Climate*, **23**, 1675–1695.
- Vinet, F., 2008: Geographical analysis of damage due to flash floods in southern France: The cases of 12–13 November 1999 and 8–9 September 2002. *Applied Geography*, **28**, 323–336, doi:10.1016/j.apgeog.2008.02.007.
- Vömel, H., H. Selkirk, L. Miloshevich, J. Valverde-Canossa, J. Valdés, E. Kyrö, R. Kivi, W. Stolz, G. Peng, and J. A. Diaz, 2007: Radiation dry bias of the Vaisala RS92 humidity sensor. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **24**, 953–963.
- Wang, J., H. L. Cole, D. J. Carlson, E. R. Miller, K. Beierle, A. Paukkunen, and T. K. Laine, 2002: Corrections of Humidity Measurement Errors from the Vaisala RS80 Radiosonde—Application to TOGA COARE Data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **19**, 981–1002, doi:10.1175/1520-0426(2002)019<0981:COHMEF>2.0.CO;2.
- Wang, J., L. Zhang, A. Dai, F. Immler, M. Sommer, and H. Vömel, 2013: Radiation Dry Bias Correction of Vaisala RS92 Humidity Data and Its Impacts on Historical Radiosonde Data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **30**, 197–214, doi:10.1175/JTECH-D-12-00113.1.
- Ware, R., C. Alber, C. Rocken, and F. Solheim, 1997: Sensing integrated water vapor along GPS ray paths. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 417–420, doi:10.1029/97GL00080.
- Ware, R. H., D. W. Fulker, S. A. Stein, D. N. Anderson, S. K. Avery, R. D. Clark, K. K. Droegemeier, J. P. Kuettner, J. B. Minster, and S. Sorooshian, 2000: SuomiNet: A Real-Time National GPS Network for Atmospheric Research and Education. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **81**, 677–694, doi:10.1175/1520-0477(2000)081<0677:SARNGN>2.3.CO;2.
- Watson, A. I., R. L. Holle, R. E. López, R. Ortiz, and J. R. Nicholson, 1991: Surface Wind Convergence as a Short-Term Predictor of Cloud-to-Ground Lightning at Kennedy Space Center. *Weather and Forecasting*, **6**, 49–64, doi:10.1175/1520-0434(1991)006<0049:SWCAAS>2.0.CO;2.
- Webster, P. J., V. E. Toma, and H.-M. Kim, 2011: Were the 2010 Pakistan floods predictable? *Geophysical Research Letters*, **38**, doi:10.1029/2010GL046346.
- Weckwerth, T. M., D. B. Parsons, S. E. Koch, J. A. Moore, M. A. LeMone, B. B. Demoz, C. Flamant, B. Geerts, J. Wang, and W. F. Feltz, 2004: An Overview of the International H2O Project (IHOP_2002) and Some Preliminary Highlights. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **85**, 253–277, doi:10.1175/BAMS-85-2-253.
- Weckwerth, T. M., J. W. Wilson, M. Hagen, T. J. Emerson, J. O. Pinto, D. L. Rife, and L. Grebe, 2011: Radar climatology of the COPS region. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137**, 31–41, doi:10.1002/qj.747.
- Wickert, J., C. Reigber, G. Beyerle, R. König, C. Marquardt, T. Schmidt, L. Grunwaldt, R. Galas, T. K. Meehan, W. G. Melbourne, and K. Hocke, 2001: Atmosphere sounding by GPS radio occultation: First results from CHAMP. *Geophysical Research Letters*, **28**, 3263–3266, doi:10.1029/2001GL013117.
- Wickert, J., G. Beyerle, R. König, S. Heise, L. Grunwaldt, G. Michalak, C. Reigber, and T. Schmidt, 2005: GPS radio occultation with CHAMP and GRACE: A first look at a new and promising satellite configuration for global atmospheric sounding. *Annales Geophysicae*, Vol. 23 of, 653–658.
- Wilson, J. W., and D. L. Megenhardt, 1997: Thunderstorm Initiation, Organization, and Lifetime Associated with Florida Boundary Layer Convergence Lines. *Monthly Weather Review*, **125**, 1507–1525, doi:10.1175/1520-0493(1997)125<1507:TIOALA>2.0.CO;2.
- Winker, D. M., W. H. Hunt, and M. J. McGill, 2007: Initial performance assessment of CALIOP. *Geophysical Research Letters*, **34**.

- Wulfmeyer, V., A. Behrendt, and the COPS PIs, 2007: *COPS Field Report*. 368 pp. <https://www.uni-hohenheim.de/cops/documents/COPSTFieldReport2.pdf>.
- Wulfmeyer, V., A. Behrendt, H.-S. Bauer, C. Kottmeier, U. Corsmeier, A. Blyth, G. Craig, U. Schumann, M. Hagen, S. Crewell, P. Di Girolamo, C. Flamant, M. Miller, A. Montani, S. Mobbs, E. Richard, M. W. Rotach, M. Arpagaus, H. Russchenberg, P. Schlüssel, M. König, V. Gärtner, R. Steinacker, M. Dorninger, D. D. Turner, T. Weckwerth, A. Hense, and C. Simmer, 2008: RESEARCH CAMPAIGN: The Convective and Orographically Induced Precipitation Study. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **89**, 1477–1486, doi:10.1175/2008BAMS2367.1.
- Wulfmeyer, V., A. Behrendt, C. Kottmeier, U. Corsmeier, C. Barthlott, G. C. Craig, M. Hagen, D. Althausen, F. Aoshima, M. Arpagaus, H. Bauer, L. Bennett, A. Blyth, C. Brandau, C. Champollion, S. Crewell, G. Dick, P. Di Girolamo, M. Dorninger, Y. Dufournet, R. Eigenmann, R. Engelmann, C. Flamant, T. Foken, T. Gorgas, M. Grzeschik, J. Handwerker, C. Hauck, H. Höller, W. Junkermann, N. Kalthoff, C. Kiemle, S. Klink, M. König, L. Krauss, C. N. Long, F. Madonna, S. Mobbs, B. Neining, S. Pal, G. Peters, G. Pigeon, E. Richard, M. W. Rotach, H. Russchenberg, T. Schwitalla, V. Smith, R. Steinacker, J. Trentmann, D. D. Turner, J. van Baelen, S. Vogt, H. Volkert, T. Weckwerth, H. Wernli, A. Wieser, and M. Wirth, 2011: The Convective and Orographically-induced Precipitation Study (COPS): the scientific strategy, the field phase, and research highlights. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137**, 3–30, doi:10.1002/qj.752.
- Xu, C., H. Wang, L. Ge, C. Yonezawa, and P. Cheng, 2006: InSAR tropospheric delay mitigation by GPS observations: A case study in Tokyo area. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, **68**, 629–638, doi:10.1016/j.jastp.2005.11.010.
- Yan, X., V. Ducrocq, G. Jaubert, P. Brousseau, P. Poli, C. Champollion, C. Flamant, and K. Boniface, 2009: The benefit of GPS zenith delay assimilation to high-resolution quantitative precipitation forecasts: a case-study from COPS IOP 9. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **135**, 1788–1800, doi:10.1002/qj.508.
- Zumberge, J. F., M. B. Hefflin, D. C. Jefferson, M. M. Watkins, and F. H. Webb, 1997: Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks. *J. Geophys. Res.*, **102**, 5005–5017, doi:10.1029/96JB03860.
- Zus, F., M. Grzeschik, H.-S. Bauer, V. Wulfmeyer, G. Dick, and M. Bender, 2008: Development and optimization of the IPM MM5 GPS slant path 4DVAR system. *Meteorologische Zeitschrift*, **17**, 867–885, doi:10.1127/0941-2948/2008/0339.

Annexe A

Eléments d'interpolation à deux dimensions

Cette courte annexe présente quelques idées générales sur l'interpolation à deux dimensions de données irrégulièrement espacées⁴³. Le principe, les avantages et inconvénients de deux méthodes déterministes d'interpolation (et de leurs variantes) y sont exposées à l'aide de quelques exemples, mais en omettant les aspects mathématiques.

L'interpolation des données se complexifie lorsque le nombre de dimensions augmente. En effet, il est relativement aisé d'effectuer une interpolation à une dimension en minimisant la distance entre la courbe d'interpolation et les données voire en imposant que la courbe d'interpolation passe exactement par les points de données. Les méthodes les plus couramment utilisées à une dimension sont l'interpolation linéaire par morceaux (la plus simple, mais générant une courbe à dérivée discontinue), les interpolations polynomiales (générant des courbes continument dérivables, mais pouvant donner des résultats aberrants, surtout à degrés élevé) et la *spline*. Cette dernière méthode est un raffinement des interpolations polynomiales où la courbure de l'interpolant est minimisée, ce qui permet d'éliminer les résultats aberrants parfois obtenus avec une interpolation polynomiale simple.

Si l'on se place dans un problème à deux dimensions, l'interpolant est une surface et il faut définir la manière dont chaque point de données va influencer sur l'espace autour de lui. Nous nous sommes intéressés particulièrement à deux méthodes déterministes d'interpolation à deux dimensions : la pondération inverse à la distance (IDW, pour *Inverse Distance Weighting*) et l'interpolation de Voronoï.

⁴³ Les deux méthodes présentées ici peuvent également s'appliquer à des données régulièrement espacées (e.g. des résultats de modèles numériques) par exemple en ne considérant que les points de grille les plus proches pour l'interpolation.

1 Pondération inverse à la distance

Soit un paramètre p donné, pour lequel on dispose de N points de mesure irrégulièrement répartis. En effectuant une interpolation par pondération inverse à la distance, on obtient la valeur de p en tout point M quelconque du domaine 2D :

$$p(M) = \frac{\sum_{i=1}^N p_i D_i^{-w}}{\sum_{i=1}^N D_i^{-w}}$$

avec D_i la distance entre le point M et le point de mesure référencé par l'indice i , et w l'exposant de pondération. Le choix de w est assez arbitraire et dépend du poids relatif que l'on veut donner aux mesures proches par rapport aux mesures lointaines.

Les principaux avantages de l'IDW sont l'obtention d'un interpolant lissé et la très grande simplicité de la méthode, qui se traduit par un temps de calcul très faible. Par ailleurs, elle s'applique aussi à 3 dimensions ou plus, D_i étant alors la distance euclidienne dans un

espace à n dimensions : $D_i(M) = \sqrt{\sum_{j=1}^n (x_M - x_j)^2}$ (à condition que les dimensions soient toutes équivalentes pour l'interpolation). Cette méthode est très adaptée lorsque les données sont réparties de façon assez homogène, i.e. lorsque la densité de points de mesure varie assez peu. Par contre, lorsqu'il y a une forte inhomogénéité, par exemple avec un grand nombre de points de mesure proches dans une zone géographique donnée et très peu dans une autre, l'interpolation va être faussée dans la zone peu dense. La Figure A.1 présente les résultats de l'interpolation IDW avec différents facteurs w (Figure A.1, b-d) ainsi que, pour comparaison, l'interpolation « basique » qui consiste à prendre en chaque point de l'espace la valeur du plus proche voisin sans considérer les autres, ce qui entraîne de fortes discontinuités (Figure A.1a). L'effet des inhomogénéités apparaît sur la Figure A.1 (b-d), entre les points A et entre les points B, où la valeur de l'interpolant est fortement modifiée par les points de la zone dense, bien que cette dernière soit éloignée. Cet effet est plus modéré lorsque w est grand que lorsqu'il est petit, cependant augmenter w revient aussi à augmenter les gradients dans les zones de transition. Lu et Wong (2008) proposent une méthode d'IDW adaptative, basée sur l'utilisation d'un facteur w variable, dépendant du voisinage du point considéré, afin d'optimiser l'interpolation dans le cas de données réparties de façon très hétérogène. Le facteur w est petit dans les zones denses et grand dans les zones peu denses. Il en résulte une amélioration très nette de la qualité de l'interpolation par rapport à une IDW simple. Cependant, si l'idée de cette méthode est relativement simple et élégante, sa mise en œuvre pratique et la détermination du w adapté est plus complexe.

Il est également possible d'effectuer une IDW en n'utilisant que les k plus proches voisins (et non pas l'ensemble des points de mesure). Cela permet de limiter l'effet des points des zones denses sur les zones peu denses (Figure A.2) notamment lorsque l'on ne considère qu'un faible nombre de plus proches voisins (Figure A.2, d). Cependant, il en résulte des

discontinuités importantes de l'interpolant. Ainsi, si l'on désire utiliser une méthode d'IDW simple, il faut ajuster w et le nombre de voisins afin d'avoir le meilleur compromis entre lissage des données et qualité de l'interpolation dans les zones peu denses. Il est également possible d'envisager d'autres méthodes, afin de ne prendre en compte que des points proches lors de l'interpolation tout en minimisant les discontinuités. Ainsi, il est possible par exemple d'effectuer des interpolations basées sur une décomposition en triangles de Delaunay et sur une interpolation linéaire (ou quadratique) simple à l'intérieur de chaque triangle, en ne tenant compte que des points de données qui constituent les 3 angles du triangle. Cette

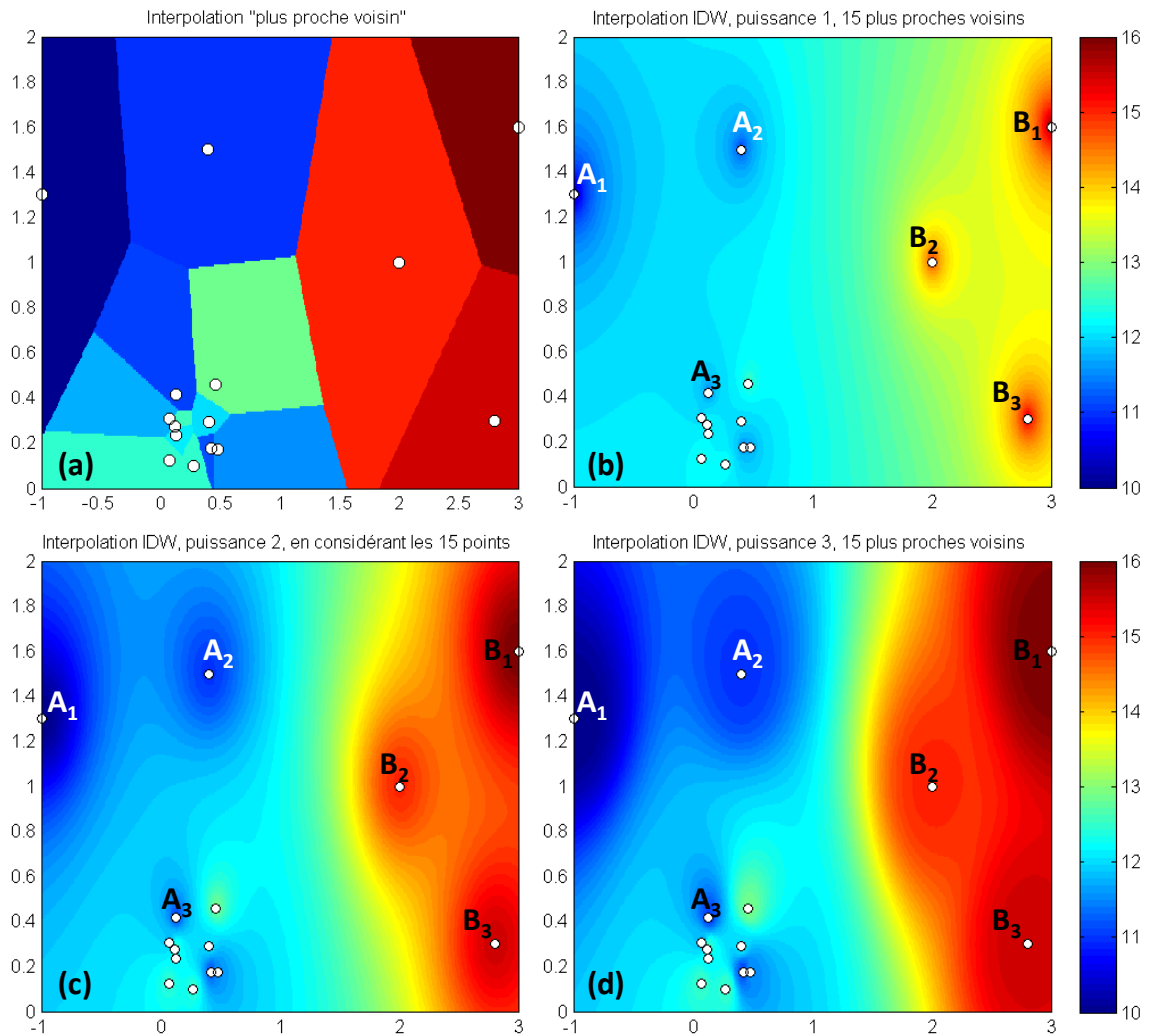


Figure A.1. Interpolation entre 15 points (points blancs au contour noir) irrégulièrement répartis (10 points proches, placés au hasard dans la zone $[0 ; 0.5], [0 ; 0.5]$, et avec des valeurs entre 11 et 13, et 5 points plus éloignés). Sur la figure (a), chaque point de l'espace prend la valeur de son plus proche voisin, et les figures (b), (c) et (d) correspondent à des interpolations IDW en considérant l'ensemble des points, mais avec différentes valeurs pour l'exposant w ; respectivement 1, 2 et 3. Le code couleur indique la valeur de l'interpolant.

méthode est cependant très sensible à la position des points de données dont une petite variation peut entraîner une modification importante de l'interpolant. Nous lui préférons une méthode proche, basée sur le graphe dual de la triangulation de Delaunay : l'interpolation de Voronoï, car elle donne des résultats plus robustes (peu affectés par des petites modifications) et plus réalistes. Pour plus d'informations sur les méthodes d'interpolation basées sur des triangles, on pourra par exemple se reporter à Watson et Philip (1984).

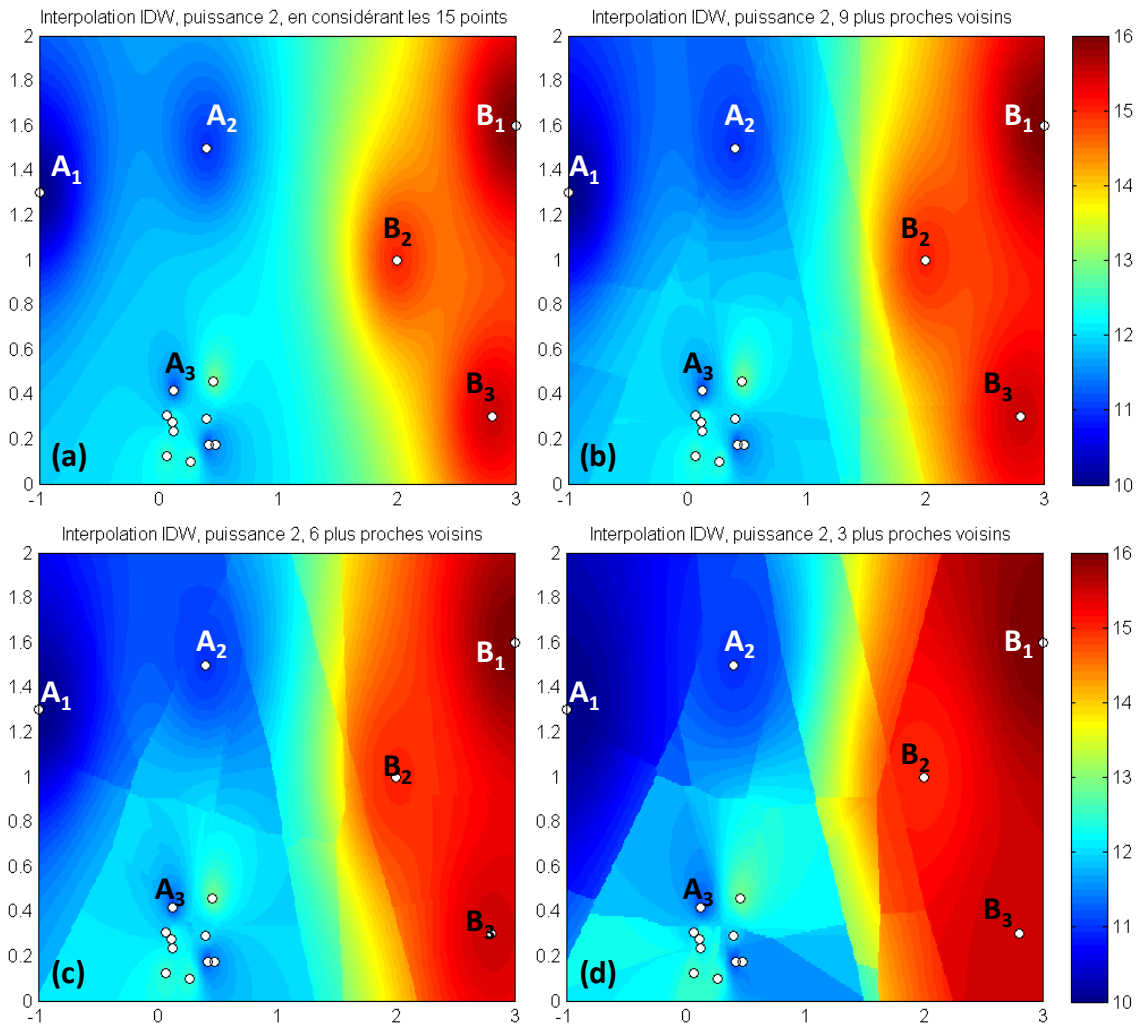


Figure A.2. A partir des mêmes données que Figure A.1, on effectue des interpolations IDW avec $w=2$, en considérant l'ensemble des points (a), les 9 plus proches voisins (b), les 6 plus proches voisins (c) et les 3 plus proches voisins (d). Les valeurs de l'interpolant sont données par le code couleur.

2 Interpolation de Voronoï

Cette méthode est basée sur la décomposition en polygones de Voronoï (appelés également parfois *polygones de Thiessen*). A chaque point de donnée est associé un polygone tel que tout point dans le polygone est plus proche du point de donnée associé que de tout autre point de donnée. Ainsi, les limites entre les secteurs dans l'interpolation par la méthode des plus proches voisins (cf. Figure A.1, a) sont les polygones de Voronoï. L'ensemble de ces polygones est appelé diagramme de Voronoï. Le principe de l'interpolation de Voronoï (en anglais *natural neighbour interpolation*) est basée sur le tracé de deux diagrammes de Voronoï : d'une part le diagramme des points de données et, d'autre part, le diagramme des points de données auxquels on a ajouté le point M où l'on veut calculer la valeur de l'interpolation (Figure A.3). Le polygone associé à M (en rouge Figure A.3) coupe les m polygones associés aux points N_i (dans notre exemple $m = 5$). Soient d_i les valeurs correspondantes (mesurées aux points N_i), l'interpolation de Voronoï en M est alors donnée par la moyenne des d_i pondérées par les aires A_i correspondantes :

$$d(M) = \frac{\sum_{i=1}^m d_i A_i}{\sum_{i=1}^m A_i}$$

En découpant l'espace en une grille régulière et en effectuant le calcul pour tout point M de la grille, on obtient les valeurs de l'interpolant dans tout le domaine situé à l'intérieur d'un polygone reliant entre eux l'ensemble des points les plus externes du domaine (délimité par les tirets verts Figure A.3, cf. aussi l'interpolation Figure A.4a). Cela provient du fait que par définition, les polygones de Voronoï externes ne sont pas fermés, et que tout point M à l'extérieur du domaine défini par les tirets verts aura un polygone de Voronoï non fermé et donc une aire infinie : $d(M)$ ne pourra pas être calculé. Cela ne pose pas de problème si des données sont disponibles à l'extérieur du domaine d'intérêt. Dans le cas contraire, l'interpolation complète peut se faire en interpolant à nouveau à l'aide d'une IDW, mais en prenant comme points de données non pas les données de départ mais le résultat de l'interpolation (i.e. des données interpolées sur une grille régulière), en utilisant l'ensemble des points disponibles⁴⁴ et avec une puissance très élevée pour augmenter l'influence des points proches et s'assurer de la continuité avec la partie intérieure de l'interpolation (Figure A.4b). Comme on peut le voir sur Figure A.3 et Figure A.4 cette méthode d'interpolation donne beaucoup de poids aux points isolés, en ce sens qu'ils ont une influence sur une zone étendue. Cela est un avantage par rapport à l>IDW, mais aussi un inconvénient dans le cas de points aberrants ou entachés d'erreurs importantes, qui pourraient fausser une grande partie du résultat de l'interpolation.

⁴⁴ Ou plutôt une fraction d'entre eux, par exemple un point sur 10 afin de réduire le temps de calcul, qui peut devenir très important si la grille d'interpolation contient beaucoup de points.

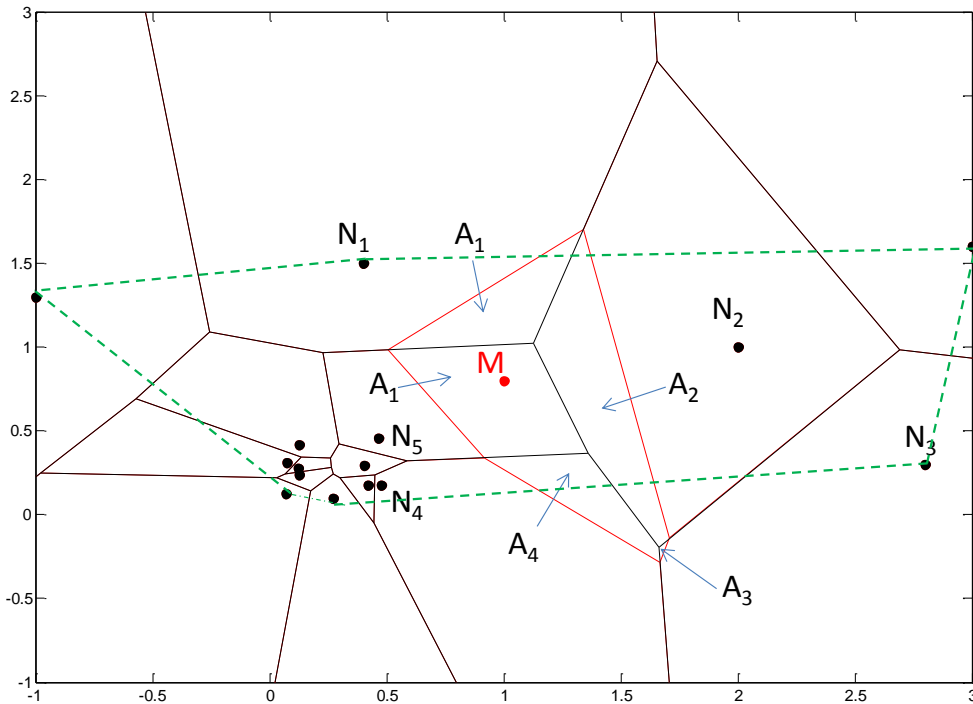


Figure A.3. Diagramme de Voronoï (lignes noires) des points de données utilisés pour les interpolations présentées Figure A.1 et Figure A.2, et représentés ici par des points noirs. M est le point où l'on calcule l'interpolant, et le diagramme de Voronoï en considérant le point M est tracé en rouge (NB : en dehors du polygone en rouge autour de M, ce diagramme est identique à celui en noir, et n'apparaît donc pas sur la figure). Les A_i indiquent les aires entre les lignes rouges et noires utilisée pour le calcul de l'interpolant en M (cf. explications dans le texte). Les tirets verts joignent entre eux les points de données les plus externes et définissent ainsi le domaine à l'intérieur duquel il est possible d'effectuer une interpolation de Voronoï.

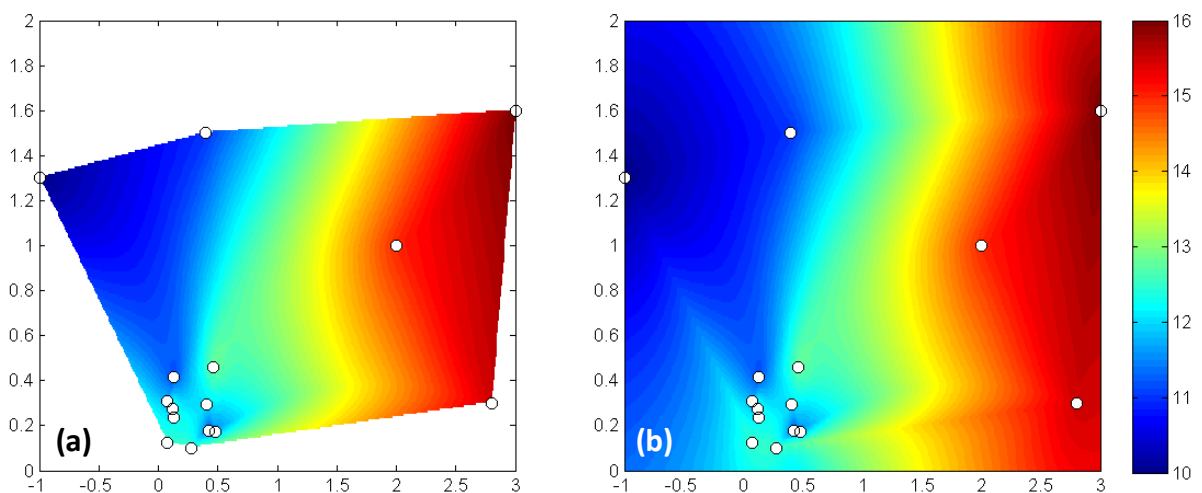


Figure A.4. Résultats de l'interpolation de Voronoï entre les points de données (même points et même valeurs que dans les autres figures de cette annexe). La figure (a) provient de l'interpolation simple, tandis que la figure (b) a été obtenue en affectant des valeurs aux zones externes à l'aide d'une interpolation IDW (avec $w=5$) appliquée aux résultats de l'interpolation de Voronoï.

3 Conclusion

L'interpolation de Voronoï nous semble bien adaptée pour effectuer de façon relativement simple des interpolations de champs météorologiques 2D, afin de réaliser des cartes exploitables. Par rapport à la méthode de pondération inverse à la distance elle a l'avantage d'être moins influencée par les variations de densités de points de mesure et n'effectue pas de lissage excessif, tout en fournissant néanmoins un résultat continu et « réaliste ». Elle a cependant plusieurs défauts, comme le fait de ne pas fournir d'interpolant à l'extérieur de la zone où sont situés les points de mesure, ou encore l'absence de lissage d'un éventuel point aberrant (qui pourra avoir un impact important sur le résultat de l'interpolation).

Le développement de méthodes d'interpolation à partir de données irrégulièrement espacées est un domaine de recherche à part entière, qui touche de nombreux champs scientifiques, et l'on en perçoit ici toute la complexité. Elle est cruciale par exemple pour l'initialisation des modèles numériques de prévision météorologique, et à ce titre fait partie des travaux effectués sur l'assimilation des données dans les modèles. Les modèles sont très sensibles à des petites variations des champs initiaux, et nécessitent donc des techniques d'interpolation complexes afin d'obtenir les champs les plus réalistes *quantitativement*. Il est important de noter que notre objectif est bien moindre car dans notre cas une interpolation *qualitativement* proche de la réalité est suffisante à condition que les structures à grande et petite échelle soient conservées et que leurs limites soient visibles. Il est ensuite important de garder à l'esprit les imperfections des interpolations (et les spécificités de la méthode utilisée), afin de ne pas sur-interpréter les résultats.

4 Références

- Lu, G. Y., and D. W. Wong, 2008: An adaptive inverse-distance weighting spatial interpolation technique. *Computers & Geosciences*, 34, 1044–1055, doi:10.1016/j.cageo.2007.07.010.
- Watson, D., and G. Philip, 1984: Triangle based interpolation. *Mathematical Geology*, 16, 779–795, doi:10.1007/BF01036704.

Annexe B

Campagne GPS dans la Chaîne des Puys

La campagne présentée ici est le fruit d'une volonté personnelle de réaliser une campagne de mesure dans son ensemble, de sa conception au traitement et à l'analyse des données. Cette volonté était motivée tout d'abord par l'intérêt scientifique d'une campagne de mesure de la vapeur d'eau dans la région de la Chaîne des Puys mais aussi par le désir de découvrir les réalités des différentes phases d'une campagne de mesures et les problèmes associés.

Introduction

L'agglomération de Clermont-Ferrand est située à l'Est de la Chaîne des Puys, dont le sommet, le Puy de Dôme, culmine à 1465 m d'altitude. Les effets orographiques sont importants dans la région et les pluies à Clermont-Ferrand sont souvent plus faibles que celles observées de l'autre côté de la Chaîne des Puys. Ce déficit de précipitations sous le vent du relief n'exclut cependant pas la formation de systèmes orageux, parfois très intenses, qui peuvent se produire sur le relief lui-même, voir sous le vent du relief. Par exemple, le 26 Mai 2012, de fortes pluies très localisées ont inondé la gare du train à crémaillère montant au sommet du Puy de Dôme.

Le relief de la région étant d'origine volcanique, il est de structure très différente de celui des Vosges. Cependant il nous a semblé offrir un contexte intéressant pour l'étude des précipitations orographiques et de la formation de systèmes orageux sur le relief et surtout sous le vent du relief.

Un autre avantage de la région est la relativement faible étendue spatiale du relief. Un domaine de seulement 50 km x 50 km permet ainsi de couvrir l'ensemble de la Chaîne des Puys et ses alentours (Figure B.1). Cela permet la mise en place d'une campagne de mesure avec un budget limité. Un réseau de stations GPS temporaires a été installé en Août-Septembre 2010 afin de pouvoir mesurer la vapeur d'eau de part et d'autre de la Chaîne des Puys et d'étudier ainsi les liens entre l'évolution du champ de vapeur d'eau et la formation de systèmes convectifs locaux, mesurés à l'aide du radar en bande X du LaMP et éventuellement du radar opérationnel Météo-France le plus proche.

Sur l'aspect scientifique, la campagne n'a pas porté ses fruits à la fois pour des raisons d'ordre technique ou organisationnel (dysfonctionnement du radar en bande X rendant les données inexploitable, arrêt de fonctionnement de certaines stations GPS, problèmes administratifs retardant certaines installations de GPS, traitement tardif des données) et pour

des raisons d'ordre météorologique : sur les deux mois de campagne, les précipitations furent peu nombreuses et presque toujours associées à des systèmes de grande échelle pour lesquels l'apport d'un réseau local de mesure de la vapeur d'eau semble assez limité. Cette annexe présente la méthode, les choix effectués pour le traitement des données et quelques résultats très préliminaires. Elle discute aussi quelques améliorations qui pourraient être apportées.

1 Présentation de la campagne

Les dimensions du domaine (Figure B.1) sont le résultat d'un compromis entre les limitations d'ordre pratique (temps de trajet depuis Clermont-Ferrand et nombre limité de GPS disponibles) et les objectifs scientifiques nécessitant d'avoir une zone de mesure suffisamment étendue. Sur ce domaine, en plus des deux stations du Réseau GNSS (*Global Navigation Satellite System*) Permanent (RGP, <http://rgp.ign.fr/>), nous avons installés 16 stations temporaires⁴⁵ (prêtées par l'Institut National des Sciences de l'Univers, INSU, cf. <https://gpscope.dt.insu.cnrs.fr/spip/>), réparties de façon aussi homogène que possible compte tenu des contraintes du terrain (Figure B.1) Ces dernières sont en effet nombreuses et de

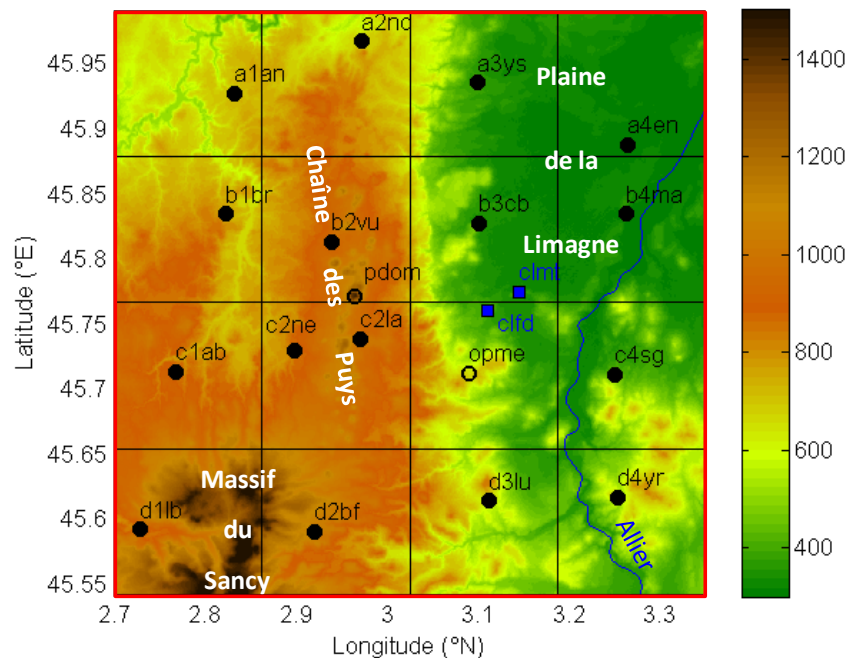


Figure B.1. Carte du domaine choisi pour la campagne. Le code de couleur donne l'altitude en mètres. Les points noirs représentent les stations GPS temporaires. Les deux stations RGP situées dans l'agglomération de Clermont-Ferrand (*clfd*, sur le Campus des Cézeaux et *clmt*, situé à proximité de l'aéroport) sont indiquées par des carrés bleus. Les stations d'Opme (*opme*) et du Puy de Dome (*pdom*) ont un marquage différent (cercles noirs) car il s'agit d'antennes permanentes qui n'étaient pas encore incluses dans le réseau RGP et disposaient au moment de la campagne de récepteurs temporaires prêtés par l'INSU. Le quadrillage représente une grille régulière avec une maille de 12.5 km x 12.5 km.

⁴⁵ Constitué chacune d'un récepteur Ashtech Z-Xtreme relié à une antenne Ashtech Geodetic 4 (de type A).

plusieurs natures. Le site choisi doit tout d'abord offrir une bonne visibilité du ciel et autant que possible limiter les surfaces susceptibles de réfléchir les rayons GPS dans le voisinage de l'antenne (afin de limiter les multi-trajets qui dégradent la qualité des données GPS). Il est important également que l'antenne ne soit pas déplacée pendant toute la durée de la campagne, et donc que le trépied qui la supporte puisse être fixé de façon stable. Par ailleurs, le site doit être sécurisé ou à défaut suffisamment éloigné des axes de circulation pour éviter les risques de dégradations ou de vol du matériel. Par ailleurs, si l'antenne GPS est entièrement passive et ne consomme donc pas d'électricité, le récepteur utilisé pour le prétraitement des données et leur stockage sur une carte mémoire nécessite une alimentation électrique. Sa faible consommation (5 W) permet de le mettre sur batterie pendant quelques jours, mais nécessite alors des visites régulières pour changer les batteries. La Figure B.2 montre les deux types d'installation d'antennes GPS sur trépieds effectuées pendant la campagne.

2 Traitement des données

Le traitement des données GPS a été effectué avec les logiciels GAMIT et GLOBK (Herring et al. 2010a,b,c). Pour le traitement des données il est important de disposer, en plus des stations du réseau expérimental local, de stations stables suffisamment éloignées les unes des autres. Nous avons donc utilisé 8 stations GPS de l'IGS (*International GNSS Service*, cf. <http://igsceb.jpl.nasa.gov/> et Dow et al. 2009) réparties tout autour du domaine de la campagne (Figure B.3a). A une seule exception près, elles font partie des stations de référence utilisées pour la définition du référentiel ITRF2008 (*International Terrestrial Reference Frame*, Altamimi et al. 2011). Les 8 stations du réseau RGP les plus proches du domaine de la



Figure B.2. Les deux principaux types d'installation de stations GPS pendant la campagne : sur un toit (station B4MA, à gauche, cf. Figure B.1 pour la localisation des stations) et au sol (D3LU, à droite). Les sacs en plastiques noirs contiennent du lest (terre et/ou gravier). Un lest central est aussi ajouté. Pour B4MA le récepteur et la batterie de sécurité étaient posés au sol, emballés dans un sac plastique pour les protéger de la pluie.

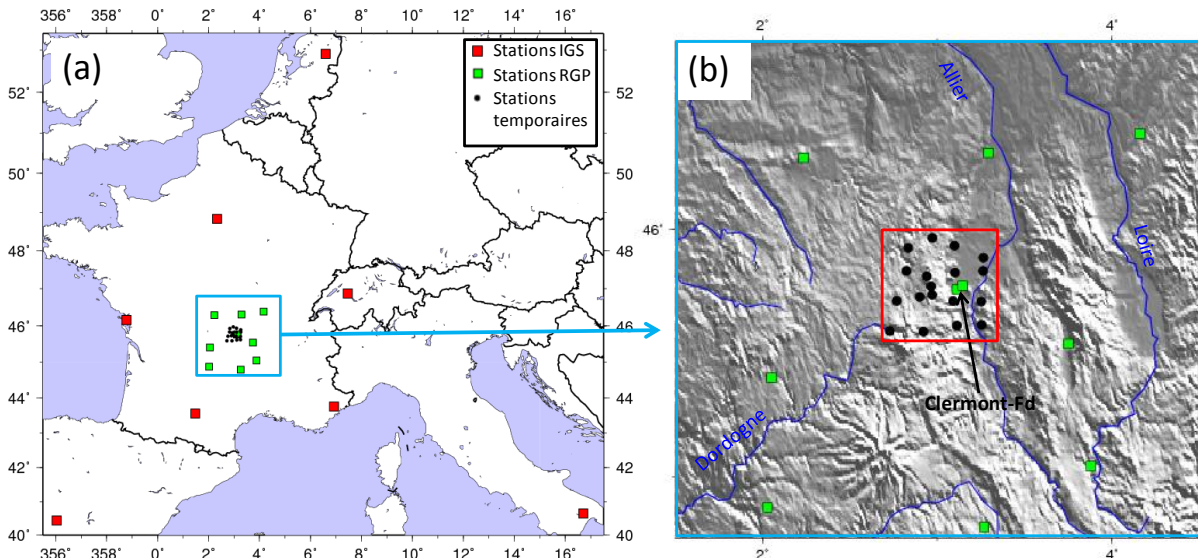


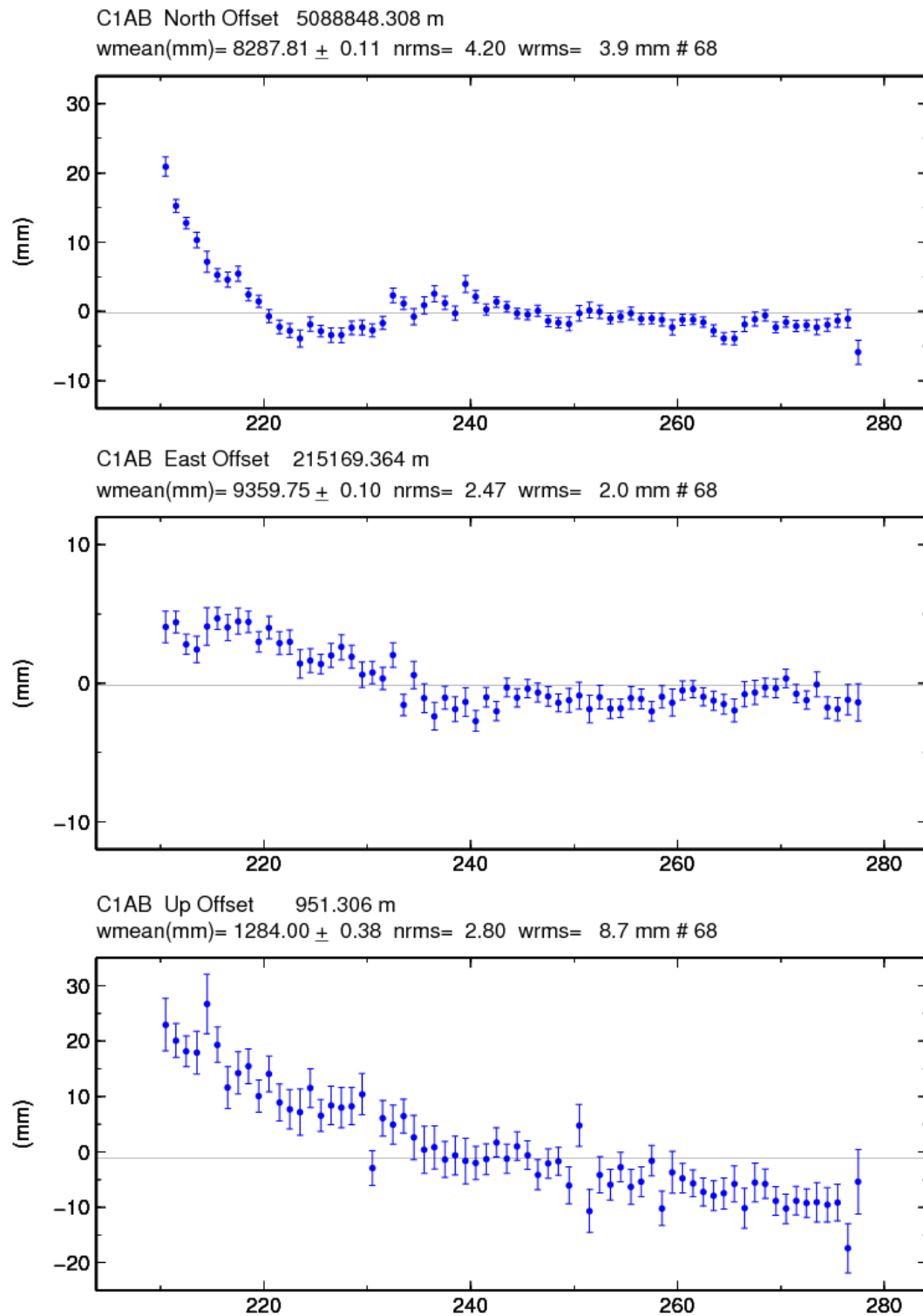
Figure B.3. Stations GPS utilisées pour le traitement des données. Carte générale (a) et zoom (b) sur la région autour de la région de la campagne. Le rectangle rouge (b) indique le domaine de la campagne (cf. Figure B.1).

campagne (Figure B.3) ont également été ajoutées au réseau, d'une part pour améliorer le traitement des données en disposant de stations permanentes proches et d'autre part pour avoir des points de mesure de l'IWV supplémentaires dans la région autour du domaine de la campagne. Le réseau complet comporte ainsi 36 stations. Le traitement des données issues de ces stations a été effectué en deux temps.

Dans un premier temps, les données de l'ensemble de la campagne (28 Juillet – 6 Octobre 2010) ont été converties au format standard RINEX⁴⁶ (Gurtner et Estery 2007) et traitées avec GAMIT⁴⁷, en utilisant des sessions de 24h. Dans la configuration utilisée ici, pour chaque session GAMIT calcule la position de chaque station du réseau ainsi qu'un ZTD toutes les deux heures et deux gradients moyens (nord-sud et est-ouest) sur la durée de la session. A partir de l'ensemble des positions obtenues, GLOBK permet tout d'abord de déterminer une position moyenne pour chaque station (commande *glred* de GLOBK). Cette étape permet également de tracer les séries temporelles des positions des stations, avec les barres d'erreurs associées, ce qui permet d'effectuer un contrôle de la qualité des données. Par exemple, on observe Figure B.4 le mouvement de la station C1AB (cf. position sur la carte Figure B.1). Faute de mieux cette station avait été installée sur des ballots de foin et lourdement lestée, ce qui n'a visiblement pas empêché un mouvement lent du support

⁴⁶ Cette conversion a été effectuée grâce à l'outil TEQC (Estey et Meertens 1999), et avec l'aide précieuse d'Olivier Charade (Division Technique INSU, CNRS)

⁴⁷ Les calculs ont été effectués sur les serveurs de l'Institut des Sciences de la Terre (ISTerre, Grenoble), et j'ai bénéficié de l'aide précieuse d'Andrea Walpersdorf (ISTerre/ Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble) pour l'utilisation de GAMIT/GLOBK.



GM 2012 Jul 18 11:42:07

p: 11

Figure B.4. Séries temporelles présentant les variations de la position de la station GPS C1AB au cours de la campagne (de haut en bas, selon les directions longitudinale, latitudinale et verticale respectivement). L'axe des abscisses donne le jour depuis le début de l'année 2010.

de la station dans les jours qui ont suivi son installation⁴⁸ (ce déplacement pourrait être dû au tassement du foin). Dans un deuxième temps, il est possible de corriger des éventuelles rotations et translations qui peuvent affecter l'ensemble du réseau étant donné que les calculs GAMIT sont les résultats d'ajustement par moindres carrés sur les doubles différences (commande *glorg* de GLOBK). Cette étape nécessite de disposer de suffisamment de stations IGS dont le positionnement est connu de façon extrêmement précis. Notre réseau en contient 8, pour augmenter encore la précision du positionnement il pourrait être utile de rajouter quelques stations supplémentaires (Herring et al. 2010b, partie 3.3). Pour les deux calculs successifs effectués avec GAMIT, on ne considère que les données à des élévations supérieures à 10°, car les mesures à basse élévation sont souvent très bruitées.

Dans un deuxième temps, les positions ainsi obtenues pour l'ensemble des stations de notre réseau sont utilisées comme positions a priori et les calculs avec GAMIT sont relancés en utilisant ces positions a priori. Dans chaque session de calcul, GAMIT effectue alors un ajustement du positionnement et estime les ZTD toutes les 15 ou 30 minutes. Au-delà du temps de calcul, il y a une limitation intrinsèque à GAMIT pour le nombre total de paramètres troposphériques à estimer pendant une session (R. King et A. Walpersdorf, communications personnelles). Ainsi, pour augmenter la résolution temporelle, il est aussi nécessaire de diminuer la durée des sessions de calcul.

Afin de limiter les sauts qui apparaissent d'une session à la suivante, il est possible d'adopter une stratégie dite de "fenêtre glissante". Par exemple, on effectue des calculs sur des sessions de 12h, chacune étant décalée de 4h par rapport à la précédente. Les données correspondant aux 4h au centre de chaque session sont alors combinées pour avoir une série temporelle. Cette approche est utile car les données en début et en fin de session sont moins précises que les données en milieu de session. Cette méthode ne permet en général pas une élimination complète des sauts, mais elle les réduit significativement. Une autre approche consiste à adapter les heures de début et fin de session au phénomène météorologique que l'on désire étudier. On utilise alors une seule session et l'on n'a donc pas de problèmes de saut. Notons que les sauts sont en fait liés aux bruits de mesure et sont de nature quasi-aléatoire. S'ils peuvent être gênants pour l'étude de processus météorologique à courte échelle temporelle, leurs effets disparaissent si l'on s'intéresse aux variations de l'IWV à plus grande échelle de temps (saisonnière à pluriannuelle).

3 Calcul des IWV

Les IWV sont calculés à partir des ZTD comme présenté au Chapitre 2. Il est nécessaire d'avoir une estimation de la température et de la pression au niveau de chaque antenne GPS, or seules deux stations GPS disposent de mesures météorologiques colocalisées

⁴⁸ Les autres stations GPS présentent en général des variations de position plus faibles (dans l'intervalle ± 10 mm) et surtout qui ne montrent pas de tendance, mais s'apparentent plutôt à du bruit.

: sur le campus des Cézeaux (station CLFD) et au sommet du Puy de Dôme (PDOM). Le faible nombre de points de mesure météorologique dans la région, et les différences d'altitudes entre stations GPS rendent toute tentative d'interpolation simple assez imprécise, vu la résolution horizontale élevée requise. Il est cependant possible d'utiliser les mesures aux Cézeaux et au Puy de Dôme pour en déduire un profil vertical de pression et de température et l'appliquer à l'ensemble du domaine. Une autre possibilité consiste à n'utiliser aucune données météorologiques et à les remplacer par les valeurs issues du modèle GPT (*Global Pressure and Temperature*, Boehm et al. 2007). Ce modèle très simple fournit une estimation de la température et de la pression qui ne dépendent que des coordonnées du point choisis et du jour de l'année. Les valeurs fournies sont ainsi constantes par période de 24h et très lissées sur des périodes de temps plus longues. Ce modèle représente une amélioration par rapport à l'utilisation d'un unique profil moyen de température et de pression, mais il reste très éloigné de la précision que l'on peut obtenir avec des mesures ou des modèles météorologiques.

Nous avons effectué une comparaison des ZTD et des IWV obtenus d'une part en utilisant exclusivement le modèle GPT et d'autre part en utilisant les mesures de pression et température effectuées à PDOM (sommet du Puy de Dôme, 1662.3 m) et CLFD (campus des Cézeaux, 422.8 m) et le modèle GPT pour les autres stations. GAMIT utilise des valeurs de pression et température pour déterminer le ZTD a priori, qui a un impact sur la valeur finale de ZTD calculée par GAMIT. En considérant 16 journées de la campagne, pour lesquelles les ZTD (et par suite les IWV) ont été calculés toutes les 30 minutes, avec des sessions de 24 h, on obtient les résultats présentés Figure B.5. Pour les ZTD, dans 95 % des cas les différences sont (en valeur absolue) inférieures à 3.3 mm à PDOM et à 3.9 mm à CLFD. L'erreur sur les ZTD estimés par GAMIT est en moyenne de 4.1 mm à PDOM et de 4.3 mm à CLFD (avec une erreur minimale de 3.3 mm). Ainsi, les variations de ZTD dues à l'utilisation ou non de données météorologiques peuvent être négligées, il s'agit tout au plus d'un facteur supplémentaire qui entraîne une augmentation de l'erreur sur les ZTD. L'effet de l'utilisation des données météorologiques à CLFD et PDOM sur les autres stations du réseau est non nul⁴⁹, mais très faible (Figure B.5e) : dans 95 % des cas, la variation du ZTD est inférieure à 0.8 mm.

GAMIT n'utilise les valeurs de pression et température que pour l'estimation des ZTD a priori. Il n'est donc pas surprenant que l'utilisation de mesures météorologiques modifie finalement assez peu sur les ZTD par rapport à l'utilisation du modèle GPT. Par contre, les IWV à CLFD et PDOM sont modifiés de façon sensible (Figure B.5b, d), avec une variation de plus de 1 mm dans 56% des cas à CLFD tout comme à PDOM (et plus de 2 mm dans environ 25 % des cas), tandis que les erreurs moyennes estimées par GAMIT y sont de seulement 0.7 mm et 0.8 mm respectivement. En dehors des stations PDOM et CLFD, les variations d'IWV sont très faibles (Figure B.5e) car elles sont exclusivement dues aux

⁴⁹ GAMIT calcule une solution globale : une modification sur une station peut donc affecter l'ensemble du réseau.

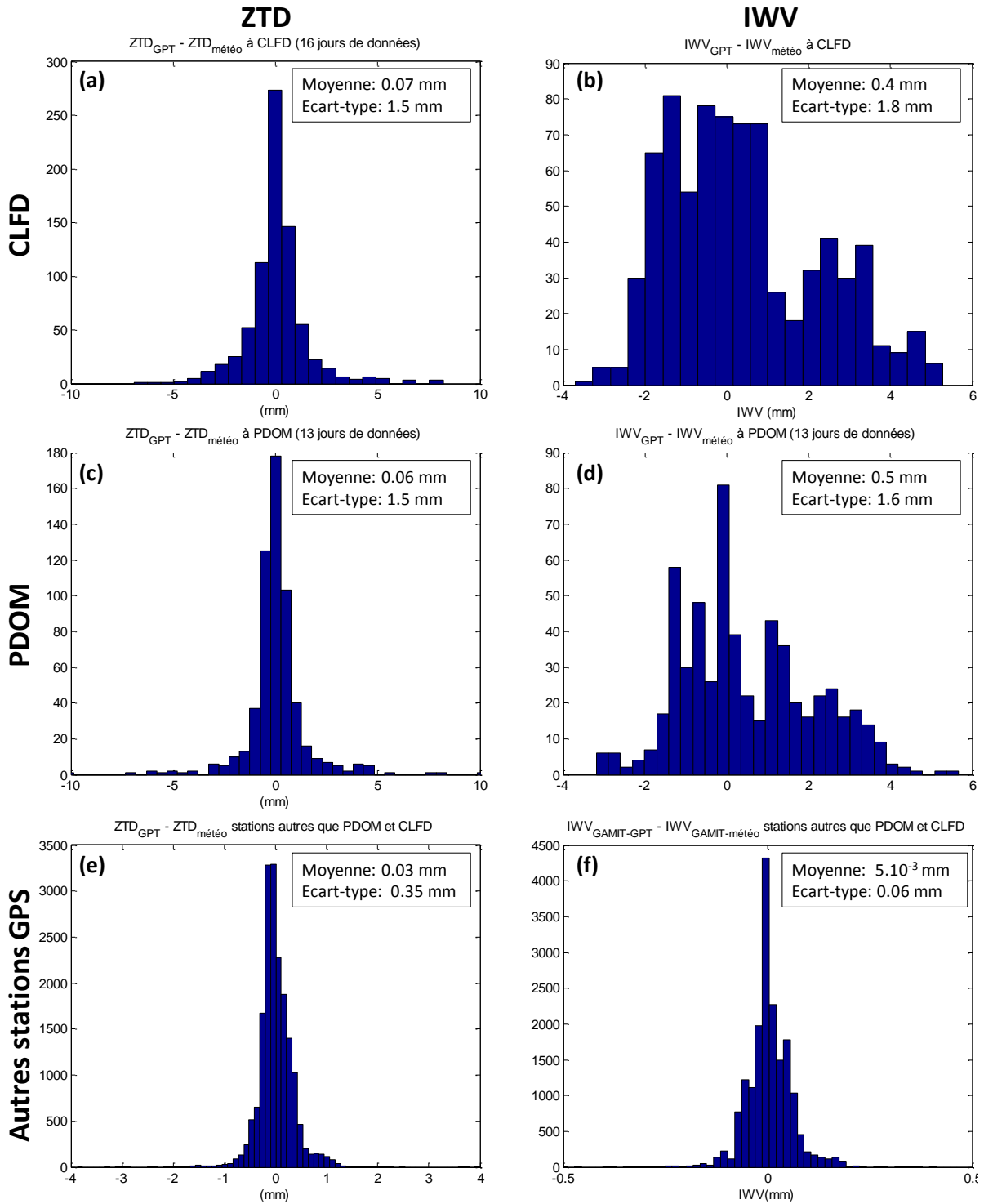


Figure B.5. (a,c,e) : Histogrammes des différences entre les ZTD issus des calculs GAMIT avec utilisation du modèle GPT pour toutes les stations du réseau (noté ZTD_{GPT}) et les ZTD issus des calculs en utilisant les données météo aux deux stations où elles sont disponibles (CLFD et PDOM) et le modèle GPT pour toutes les autres stations GPS (noté ZTD_{météo}). (b,d,f) : Histogrammes des différences IWV_{GPT}-IWV_{météo}, les IWV_{GPT} étant calculés à partir des ZTD_{GPT} en utilisant le pressions et températures du modèle GPT tandis que les IWV_{météo} sont calculés à partir des ZTD_{météo} en utilisant les mesures de pression et température pour CLFD et PDOM, et en utilisant GPT pour les autres stations du réseau. On distingue ici les histogrammes issu des mesures à CLFD (a,b), à PDOM (c,d) et ceux provenant des mesures des autres stations GPS (e,f).

variations de ZTD, qui sont elles-mêmes négligeables comme nous l'avons mentionné ci-avant.

Nous voyons donc ici les limites du modèle GPT et l'importance de l'utilisation de données météorologiques si l'on désire avoir une estimation précise des IWV. Cependant, les séries temporelles journalières d'IWV à CLFD et PDOM montrent en général (sur la dizaine de journées pour lesquelles les données ont été traitées) des variations similaires que l'on utilise les mesures météorologiques ou le modèle GPT. Par exemple, la Figure B.6 présente les séries temporelles d'IWV pendant deux journées où des précipitations se sont produites sur le domaine (15/08/2010 et 23/09/2010). On remarque qu'il y a des différences importantes entre les valeurs d'IWV obtenues avec et sans utilisation des données météorologiques, mais que cependant les courbes ont des allures dans l'ensemble très similaires. Ainsi, pour l'étude préliminaire présentée ici nous utiliserons les données GPT, ce qui a au moins l'avantage d'éviter les problèmes d'interpolations des champs de pression et de température. L'utilisation des données météorologiques là où elles sont disponibles et du modèle GPT ailleurs n'est pas

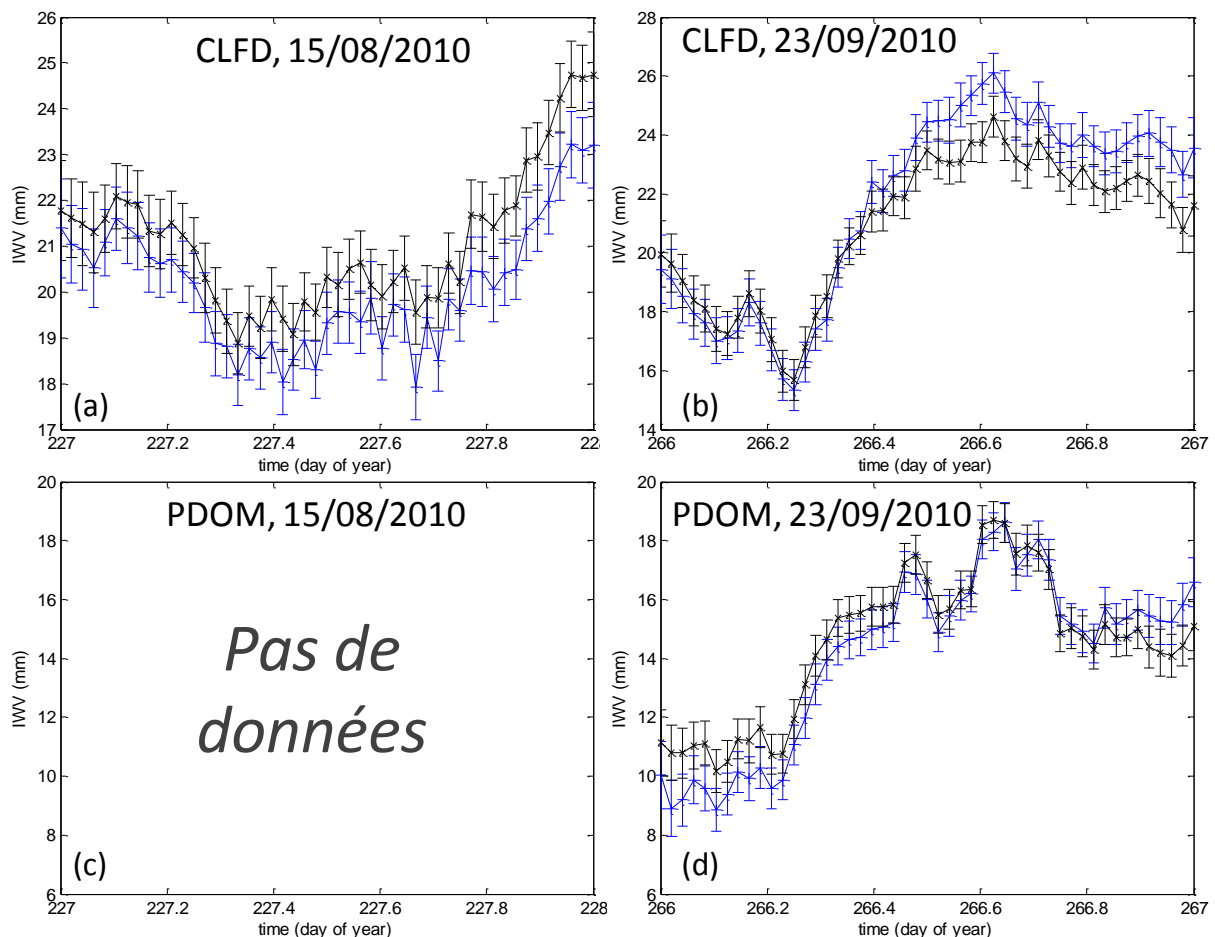


Figure B.6. Séries temporelles d'IWV à CLFD (a,b) et à PDOM (c,d), les 15/08/2010 (a,c) et 23/09/2010 (b,d). Les IWV ont été obtenus en utilisant les pressions et températures mesurées au sol (bleu) ainsi que celles obtenues grâce au modèle GPT (noir). Les barres d'erreurs sont celles calculées par GAMIT et ne tiennent pas compte des incertitudes sur les données météorologiques utilisées, mais seulement des erreurs sur les ZTD.

souhaitable car cette inhomogénéité des données météorologiques va entraîner des hétérogénéités artificielles dans le champ d'IWV⁵⁰.

4 Résultats préliminaires

Le radar en bande X du LaMP n'ayant pas fourni de données exploitables pendant la campagne, nous avons utilisé les données du radar en bande C (5.64 GHz) de Météo-France, situé sur la commune de Sembadel (Haute-Loire), à 71 km au sud-est de la station GPS CLFD (sur le campus des Cézeaux). Nous présentons ici deux événements précipitants aux caractéristiques différentes en termes d'évolution du champ de vapeur d'eau.

4.1 Le 15 Août 2010

Le 15 Août 2010, au dessus de l'Atlantique Nord, un anticyclone s'étend de la région des Açores jusqu'aux côtes du sud de la Norvège (Figure B.7). Il sépare les dépressions du Groenland et d'Islande, d'un minimum de pression centré au dessus du centre-ouest de la France à 06:00 UTC. Cette zone de basse pression d'amplitude modérée pourrait jouer un rôle favorable dans le développement de mouvements ascendants au dessus du centre de la France.

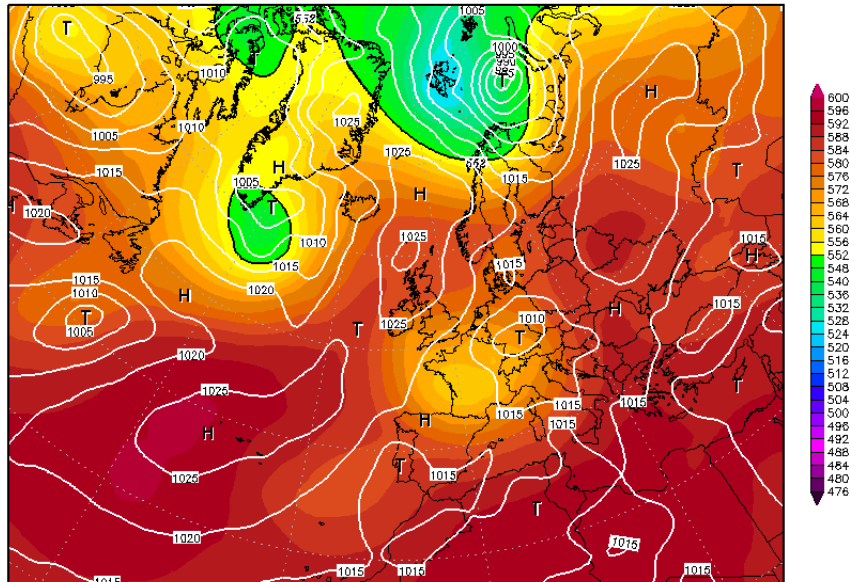


Figure B.7. Analyses GFS le 15 Août 2010 (*Global Forecast System*, model de prévision global du service météorologique des Etats-Unis) présentant la pression de surface en hPa (lignes isobares blanches) ainsi que l'altitude géopotentielle à 500 hPa en dm (code couleur). © Wetterzentrale. www.wetterzentrale.de.

⁵⁰ En effet, "utiliser les données météorologiques" revient ici à modifier les IWV de deux stations et à laisser toutes les autres inchangées.

D'après les analyses GFS, elle est également associée à une humidité relative élevée à 700 hPa, au dessus de la France dans son ensemble (analyse non montrée ici).

Les images radar montrent l'arrivée par l'ouest d'un système précipitant d'intensité modérée (jusqu'à 40 dBZ, Figure B.8a). Dans la zone qui nous intéresse, le système est constitué d'une cellule assez étendue, notée A, et d'une autre plus localisée, notée B. La cellule B au sud du domaine s'intensifie sur le relief (08:30 UTC, Figure B.8b) et sous le vent du relief, sa réflectivité maximale dépassant alors 50 dBZ (08:45 UTC, Figure B.8c). Au même moment, une deuxième cellule (notée C) se forme sous le vent de la chaîne des Puys et dépasse elle aussi les 50 dBZ. La deuxième cellule s'intensifie encore en passant au dessus de Clermont-Ferrand (09:00 UTC, Figure B.8d), puis s'étend le long d'un axe nord-sud, fusionnant presque avec la cellule B (09:15 UTC, Figure B.8e). Le système commence ensuite à décliner (09:30 UTC, Figure B.8f), avant de se ré-intensifier en se déplaçant vers l'est (à partir de 10:00 UTC et jusqu'à 10:30 UTC, Figure B.8g, h). Notons que si les cellules B et C ont formé localement des précipitations intenses, ce n'est pas le cas de la cellule A, qui est restée quasi-stationnaire sur les flancs ouest et les sommets de la Chaîne des Puys, avec une réflectivité radar modérée. On peut donc supposer que les mécanismes de formation / de maintien de ces cellules sont liés à l'orographie (cf. les mécanismes de formation de précipitations au vent et sous le vent du relief décrits au Chapitre 1), mais sont de nature différente. La cellule A ne génère sans doute pas de mouvements verticaux importants, tandis que les cellules B et C sont des systèmes convectifs de courtes durées de vie produisant très certainement des ascendances localement importantes.

L'étude du champ de vapeur d'eau à l'aide des cartes 2D d'IWV⁵¹ montre que l'humidité reste modérée avant et pendant les précipitations (Figure B.9). On note une légère augmentation de l'IWV entre 8:00 et 8:30 UTC (Figure B.9a, b), mais elle se produit surtout à l'ouest du domaine et reste très limitée sur la Chaîne des Puys elle-même et sous le vent du relief (cf. également l'IWV à CLFD, Figure B.6a). L'augmentation plus tardive de l'IWV au sud-ouest du domaine (Figure B.9d, e) est associée à des précipitations modérées (Figure B.8d, e et f). Tout ceci semble indiquer qu'ici, contrairement au cas étudié au Chapitre 4, l'évolution locale du champ d'IWV est assez peu liée à celle des systèmes précipitants. La quantité de vapeur d'eau disponible est modérée dans la région, mais cela n'empêche pas le déclenchement de systèmes convectifs. La série temporelle à CLFD indique qu'avant le début des précipitations l'IWV décroît, et qu'elle n'augmente pas de façon significative dans la matinée mais seulement plus tard dans la journée⁵² (Figure B.6a).

⁵¹ Cartes réalisées selon la méthode présentées au Chapitre 4, en utilisant cependant ici un profil standard de vapeur d'eau à la place des analyses ECMWF.

⁵² Les données de CLFD traitées par l'IGN (cf. Chapitre 3) donnent des résultats très similaires à ceux issus de notre traitement effectué avec GAMIT/GLOBK.

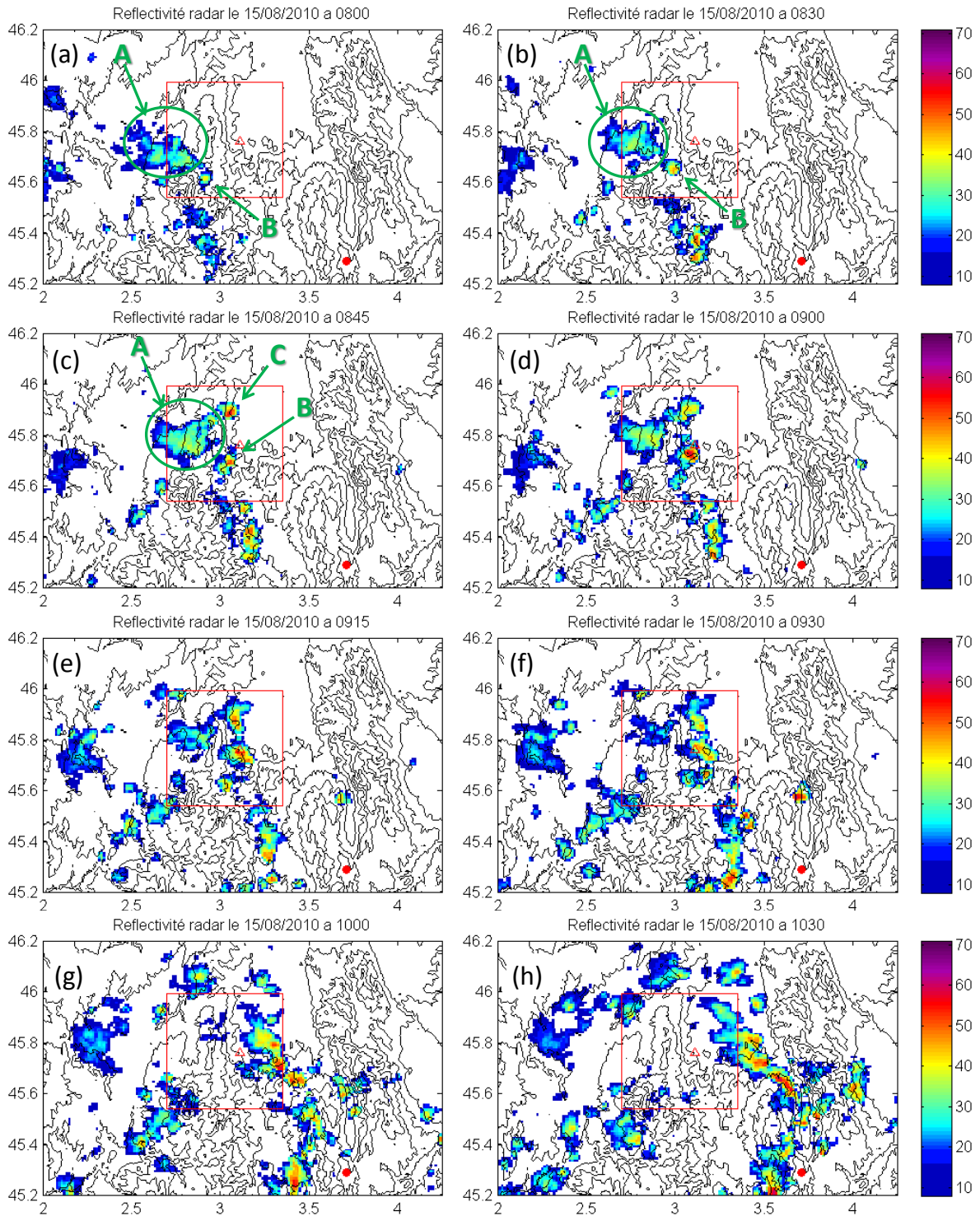


Figure B.8. Réflectivité (code couleur, en dBZ) mesurée par le radar Météo-France de Sembadel (point rouge), le 15 Août 2010 à 8:00 (a), 8:30 (b), 8:45 (c), 9:00 (d), 9:15 (e), 9:30 (f), 10:00 (g) et 10:30 UTC (h). Le relief est indiqué par les lignes de niveau (tracées tous les 300 m). Le carré rouge délimite le domaine de la campagne (cf. Figure B.1 et Figure B.3b). Le triangle rouge indique la position de la station GPS CLFD (campus des Cézeaux).

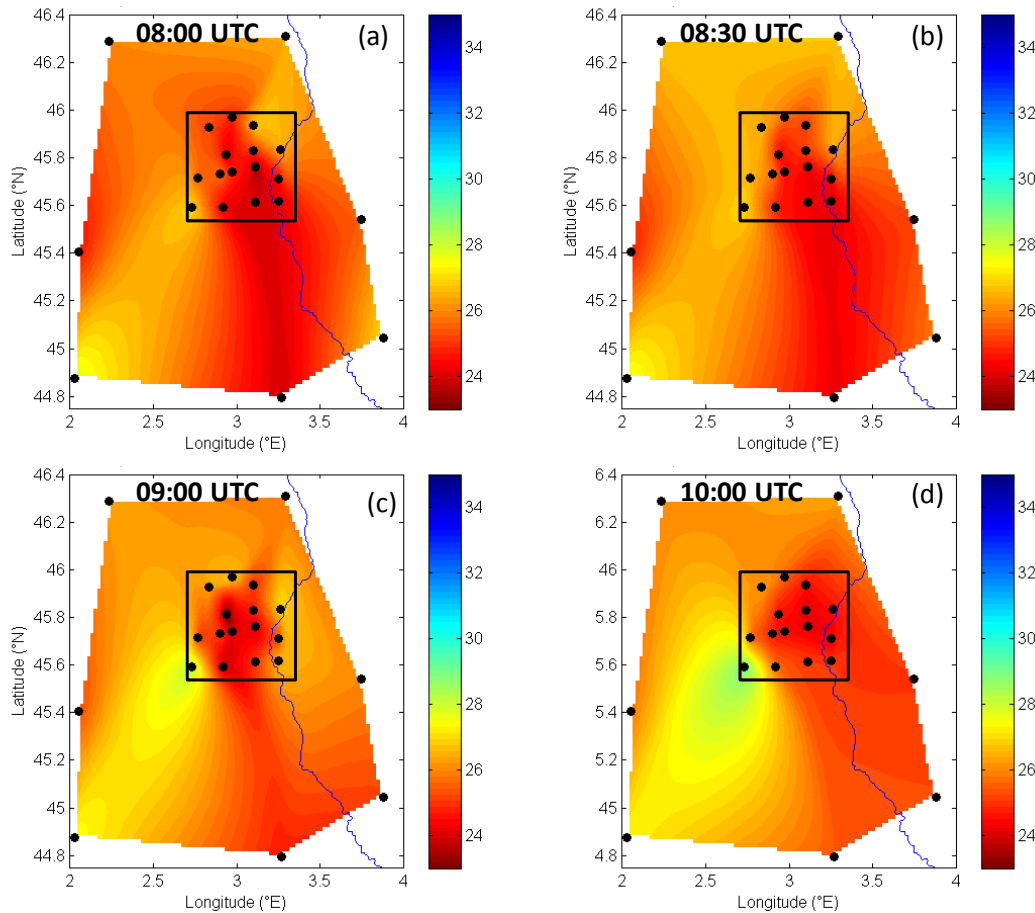


Figure B.9. Cartes d'IWV (code couleur, en g.m^{-3}) issues des mesures GPS du 15 Août 2010 (données traitées avec des sessions de 24h et en estimant des ZTD toutes les 30 minutes, avec 30 stations GPS dans le réseau complet). Les stations GPS ayant fourni des données le 15 Août 2010 sont marquées par des points noirs (Les stations IGS qui ont fonctionné ce jour ne sont pas utilisées pour l'interpolation car elles sont trop lointaines, cf. Figure B.3a). Le domaine de la campagne est à l'intérieur du carré noir.

Par ailleurs, l'augmentation de l'IWV observée en fin de journée n'est pas suivie par des précipitations intenses mais par de légères pluies stratiformes dans la nuit. Cela souligne ici ce qui a été mentionné au Chapitre 2 de cette thèse : une quantité suffisante de vapeur d'eau est nécessaire à la convection et une augmentation d'IWV est un indicateur qui *peut* être utile pour la prévision des précipitations. Mais il est bien sûr essentiel de considérer d'autres indicateurs (situation grande échelle, CAPE et CIN, profil thermodynamique de l'atmosphère, paramètres de surface, etc.), l'IWV seul étant insuffisant.

4.2 Le 23 Septembre 2010

Le 23 Septembre 2010, à 12:00 UTC, le domaine d'étude se trouve dans la zone de transition entre une dépression s'étendant au dessus des Iles Britanniques et jusqu'au Nord de la Scandinavie et un anticyclone situé au dessus de l'Europe centrale et orientale (Figure B.10a). La France est également traversée par une ligne de convergence de surface

(Figure B.10b). Cette dernière est susceptible de favoriser la convection en générant des mouvements ascendants à l'échelle synoptique.

Les images radar indiquent dès 11:30 UTC, la formation d'un système faiblement précipitant à environ 200 km à l'Ouest du domaine d'étude. Ce système se développe en se déplaçant vers l'est (13:30 – 14:00 UTC, Figure B.11a, b), et s'atténue quelque peu en entrant dans la zone d'étude (à 14:30 UTC, Figure B.11c). Ensuite, le système lui-même ne se ré-intensifie pas significativement en traversant le domaine, mais des nouvelles cellules, localisées et très intenses se développent devant lui, à l'est de la plaine de la Limagne (15:00 UTC, Figure B.11d), puis plus proche du système principal sous le vent de la chaîne des Puys (15:15 UTC, Figure B.11e) et ensuite au dessus des reliefs situés à l'est du domaine d'étude (15:30 UTC Figure B.11f). Les premières cellules individuelles se forment à plus de 30 km à l'est du système principal, il semble assez peu probable qu'elles aient un lien direct avec lui. Après 15:30 UTC, le système traverse complètement le domaine sans qu'aucune cellule convective ne se forme en son sein (la réflectivité reste inférieure à 45 dBZ).

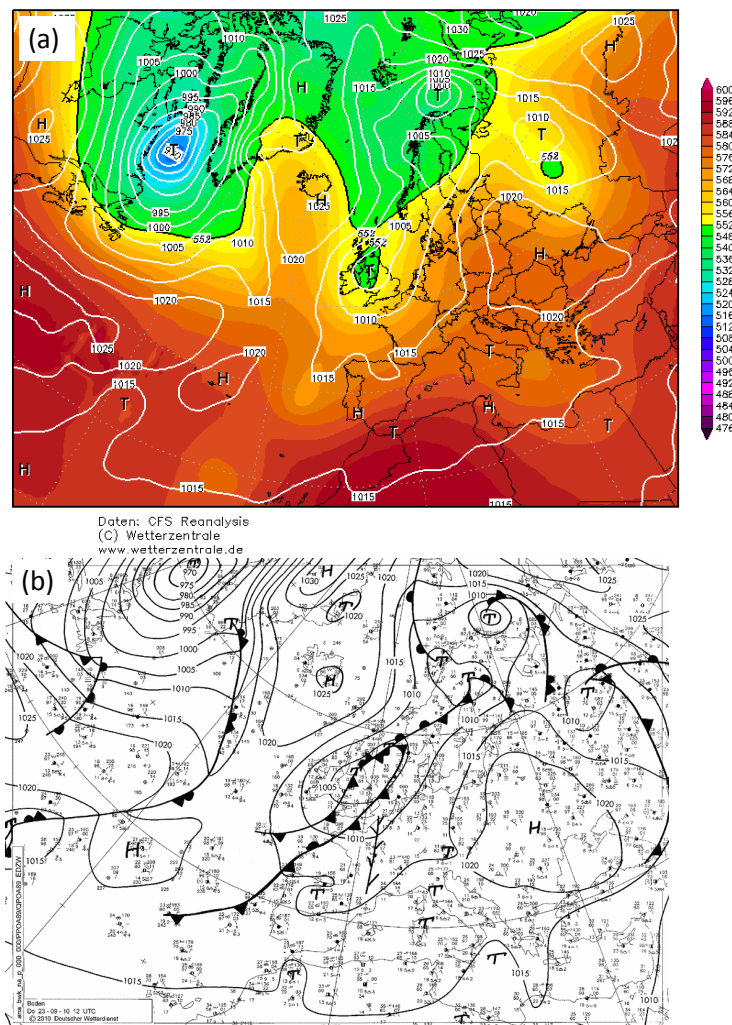


Figure B.10. Le 23 Septembre 2010 à 12:00 UTC. Analyses GFS (a) présentant la pression de surface en hPa (lignes isobares blanches) ainsi que l'altitude géopotentielle à 500 hPa en dm (code couleur) et analyses de surface du DWD (b), indiquant les lignes isobares, les fronts et les lignes de convergence synoptiques.

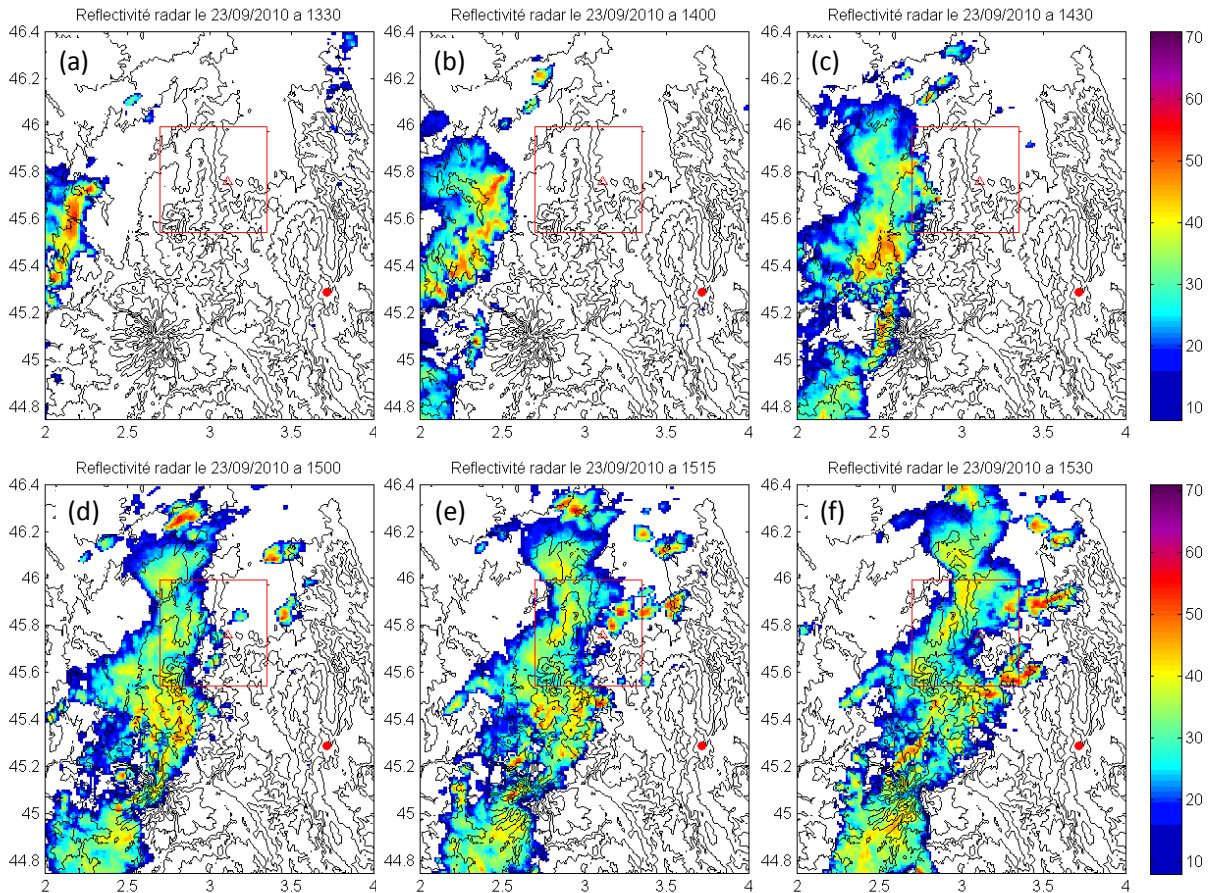


Figure B.11. De même que Figure B.8, réflectivité (code couleur, en dBZ) mesurée par le radar Météo-France de Sembadel (point rouge), le 27 Septembre 2010, à 13:30 (a), 14:00 (b), 14:30 (c) 15:00 (d), 15:15 (e) et 15:30 UTC (f). NB : les limites de l'image sont ici les mêmes que celles des cartes d'IWV présentées Figure B.12.

Les cartes d'IWV montrent une humidification très marquée de l'atmosphère à l'avant du système précipitant, jusqu'à son entrée dans le domaine (Figure B.12a-d). L'IWV augmente en effet d'environ 10 mm en deux heures. Le système semble être ainsi précédé par l'advection d'une masse d'air humide située à l'avant des précipitations. L'humidification de l'air associée au système pourrait être due aux précipitations elles-mêmes, auquel cas la présence d'air humide à l'avant du système pourrait signaler la présence d'un courant de densité. Il pourrait aussi s'agir d'advection d'air humide environnant le système depuis les débuts de sa formation et étant advecté avec lui. Lors de la traversée du domaine par le système, l'évolution du champ de vapeur d'eau est plus contrastée et on remarque que certaines régions s'assèchent, notamment au nord (Figure B.12d, e), puis le long d'un axe nord-sud à l'est de la Chaîne des Puys (Figure B.12f). Les zooms sur le domaine d'intérêt, issus de calculs GAMIT avec estimation d'un ZTD toutes les 15 minutes (Figure B.13), confirment ces observations : à 15:00 et 15:15 UTC la zone à l'est de la chaîne des Puys s'assèche, tandis que deux cellules fortement précipitantes se forment dans cette zone ainsi que plus à l'est (à 15:15 UTC, Figure B.11e). Cela pourrait être la signature d'une condensation rapide d'une quantité importante de vapeur d'eau dans les cellules convectives, conduisant à une diminution locale de l'IWV.

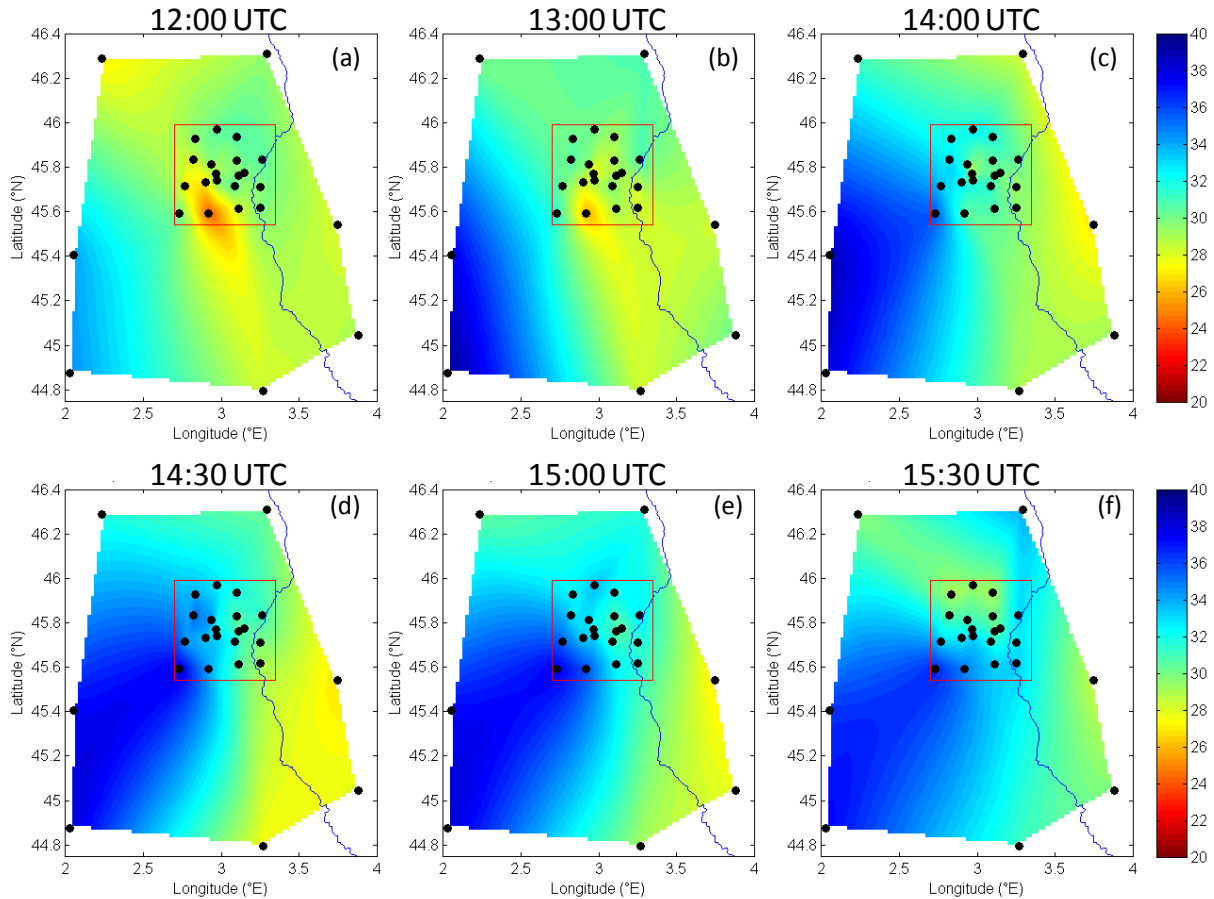


Figure B.12. Cartes d'IWV le 23 Septembre 2010. Les IWV sont issus de calculs GAMIT sur une session de 24h, en estimant un ZTD toutes les 30 minutes à partir d'un réseau de 34 stations au total (temporaires et permanentes). Les stations GPS ayant fourni des données le 23 Septembre 2010 et utilisées ici pour l'interpolation des IWV sont marquées par des points noirs. Le domaine de la campagne est à l'intérieur du carré rouge.

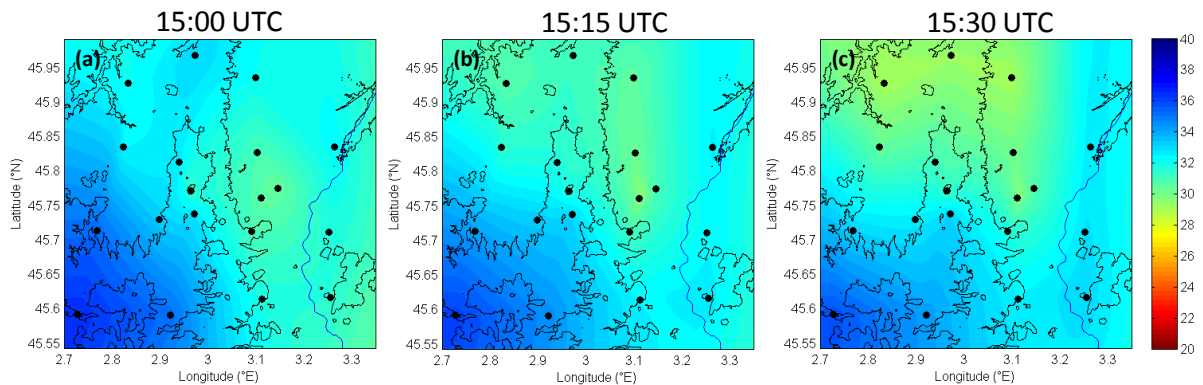


Figure B.13. Cartes d'IWV issue de calculs GAMIT effectués sur une session de 17h30 (de 06:00 à 23:30 UTC) en estimant des ZTD toutes les 15 minutes, sur un réseau de 35 stations au total.

Cependant, le nord de la Chaîne des Puys s'assèche également, essentiellement entre 15:15 et 15:30 UTC, sans être associé à une intensification importante des précipitations (les images radar ne montrent qu'une augmentation très modérée de la réflectivité, cf. Figure B.11e, f). Il est difficile ici d'aller plus loin dans l'interprétation, car nous sommes limités par les trop

faibles résolutions du radar et du GPS pour une étude plus détaillée de l'interaction de ces cellules avec le champ de vapeur d'eau.

Ainsi, dans le cas étudié ici de façon très succincte (et préliminaire), le système précipitant spatialement étendu observé par radar est précédé par une augmentation globale très marquée de l'IWV (+10 mm/ 2h). Par contre, les hétérogénéités à petite échelle du champ de vapeur d'eau ne semblent pas avoir eu d'impact direct sur le cycle de vie de la convection pendant la durée de traversée du domaine d'étude par le système précipitant. Ce dernier est donc sans doute plutôt piloté par l'échelle synoptique, avec notamment (Figure B.10b) la présence d'une ligne de convergence dans les basses couches, ainsi que par l'interaction des différentes cellules entre elles. La formation de cellules convectives intenses semble se faire de façon privilégiée sous le vent du relief ce qui pourrait indiquer des effets orographiques (dynamique dans les basses couches et convergence sous le vent, ou encore formation d'ondes de montagne), que nous ne sommes pas en mesure d'étudier en l'absence d'observations complémentaires.

5 Résumé et perspectives

Nous avons présenté ici une campagne de mesure effectuée en Août et Septembre 2010, dans la région autour de la Chaîne des Puys, à proximité de Clermont-Ferrand. Nous avons indiqué la stratégie utilisée pour un traitement simple des données et discuté de ses limites. Il est apparu que si les données météorologiques au sol sont d'une grande importance pour une estimation précise de l'IWV, en leur absence il est possible de se contenter d'une évaluation grossière de la pression et de la température, tant que cette évaluation est effectuée de façon homogène pour l'ensemble des stations.

Nous avons également présenté deux études de cas, succinctes et préliminaires, basées sur les données GPS acquises pendant la campagne. Dans le premier cas, aucun lien significatif entre le champ de vapeur d'eau et les précipitations n'a pu être mis en évidence et l'on suppose donc que l'évolution de l'IWV n'a pas eu d'influence notable sur le cycle de vie des systèmes précipitants. Dans le second cas, une augmentation marquée de l'IWV précède l'arrivée d'un système précipitant spatialement étendu. Par contre, lorsque le système traverse le domaine, plusieurs cellules de précipitations intenses se forment et semblent être associées au contraire à une diminution de l'IWV. Cette diminution de l'IWV pourrait être due à la condensation rapide de la vapeur d'eau dans le système convectif. Cependant, pour étudier de façon plus détaillée les mécanismes entrant en jeu, il serait nécessaire d'avoir une meilleure résolution temporelle aussi bien pour les cartes d'IWV GPS que pour les mesures radar. Pour ce qui est des IWV GPS, l'utilisation de cartes à 15 minutes de résolution n'a pas montré

d'apport significatif et il est difficile d'augmenter encore la résolution temporelle des IWV⁵³. D'autre part, il serait très utile de disposer de mesures complémentaires, par exemple du champ de vent ainsi que d'analyse ou de modèles météorologiques afin d'aller plus loin dans ces études de cas.

L'objectif de cette campagne était initialement d'étudier l'interaction entre des systèmes convectif locaux et le champ de vapeur d'eau à petite échelle (~10 km) or au cours des deux mois de mesure, nous n'avons pas observé de formation d'orages locaux. Le seul cas qui s'y apparente est celui du 15 Aout 2010 au cours duquel nous n'avons pas pu mettre en évidence de lien entre l'évolution du champ de vapeur d'eau et les précipitations. Etant donné le nombre limité d'instruments de mesure, il ne semble pas envisageable d'effectuer des études détaillées comme celles qui peuvent être réalisées lors de grandes campagnes internationales (cf. Chapitre 5). Le jeu de données obtenu ici pourrait cependant servir pour des inter-comparaisons entre différentes stratégies de traitement de données GPS à haute résolution spatiale et pour tester des logiciels d'inversion tomographique. Dans cette optique, il pourrait être intéressant de mettre les données au format RINEX⁵⁴ ainsi que les résultats des calculs GAMIT à disposition d'utilisateurs potentiels.

6 Références

- Altamimi, Z., X. Collilieux, and L. Métivier, 2011: ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame. *J Geod*, 85, 457–473, doi:10.1007/s00190-011-0444-4.
- Boehm, J., R. Heinkelmann, and H. Schuh, 2007: Short Note: A global model of pressure and temperature for geodetic applications. *Journal of Geodesy*, 81, 679–683, doi:10.1007/s00190-007-0135-3.
- Dow, J. M., R. E. Neilan, and C. Rizos, 2009: The International GNSS Service in a changing landscape of Global Navigation Satellite Systems. *J Geod*, 83, 191–198, doi:10.1007/s00190-008-0300-3.
- Estey, L. H., and C. M. Meertens, 1999: TEQC: the multi-purpose toolkit for GPS/GLONASS data. *GPS solutions*, 3, 42–49, doi:10.1007/PL00012778 , <http://facility.unavco.org/software/teqc/teqc.html> .
- Gurtner, W., and L. Estery, 2007: RINEX-The Receiver Independent Exchange Format-Version 2.11. <ftp://ftp.unibe.ch/aiub/rinex/rinex211.txt>.
- Herring, T. A., R. W. King, and S. C. McClusky, 2010a: Introduction to GAMIT/GLOBK : Release 10.4. Massachusetts Institute of Technology, USA, 48 pp. <http://www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/>.
- Herring, T. A., R. W. King, and S. C. McClusky, 2010b: GLOBK Reference Manual–Release 10.4. Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences Massachusetts Institute of Technology. USA, 95 pp. http://www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/GLOBK_Ref.pdf.

⁵³ Pour des raisons d'augmentation du bruit de mesure et de limitations propres à GAMIT, il serait nécessaire de changer de stratégie de traitement des données pour augmenter la résolution temporelle de façon bénéfique. Par exemple, il serait envisageable (R. W. King, communication personnelle) de calculer avec GAMIT un ZTD toute les 30 minutes (voire toutes les heures) d'utiliser ensuite les résidus de phase pour effectuer une estimation des ZTD à haute résolution temporelle (potentiellement jusqu'à 30 secondes). Il serait alors important d'éliminer au préalable les effets des multi-trajets.

⁵⁴ Les données RINEX sont déjà accessible via le ftp [gpscope.dt.insu.cnrs.fr](ftp://gpscope.dt.insu.cnrs.fr), dans le répertoire /2010-204_Puy_de_Dome. Pour les informations nécessaires pour se connecter au ftp (login et mot de passe), consulter la page : <https://gpscope.dt.insu.cnrs.fr/spip/spip.php?article126> .

Herring, T. A., R. W. King, and S. C. McClusky, 2010c: GAMIT Reference Manual–Release 10.4. Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences Massachusetts Institute of Technology. USA, 171 pp. http://www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/GAMIT_Ref.pdf.

Annexe C

Présentation d'une base de données GPS pour la climatologie et la météorologie

Nous reproduisons dans cette annexe un article en anglais présenté par Domenico Sguerso (Université de Gênes, Italie) lors du workshop international "The Role of Geomatics in Hydrogeological Risk", qui s'est déroulé les 27 et 28 février 2013, à Padoue, en Italie. Cet article est le fruit d'une collaboration étroite avec Andrea Walpersdorf (ISTerre, Grenoble, instigatrice du projet) et Domenico Sguerso. Cet article a été écrit pour l'essentiel par Domenico Sguerso et Andrea Walpersdorf mais, si ma contribution à l'écriture elle-même est mineure, j'ai néanmoins réalisé plusieurs figures. Je me suis également fortement investi dans le traitement des données et l'analyse des résultats ainsi que dans les discussions et réflexions sur ce travail et ses objectifs.

Résumé

Les données GPS de 181 stations permanentes, provenant de différents réseaux locaux, nationaux (en Italie, en France et en Suisse) et internationaux (stations IGS), réparties pour la plupart le long de l'arc méditerranéen ainsi que dans les Alpes, ont été traitées de manière homogène sur une période de temps allant jusqu'à 14 ans pour les stations les plus anciennes (de Janvier 1998 à Mai 2012). Le traitement des données a été effectué à l'aide de GAMIT/GLOBK, en répartissant les 181 stations en trois sous réseaux. Pour chaque station, un ZTD est estimé toutes les deux heures.

Un contrôle qualité a montré que des sauts apparaissent parfois dans les séries temporelles, essentiellement lors de changement d'antenne. Cela indique que, même lorsqu'ils sont bien documentés et pris en compte par GAMIT, les changements de matériel peuvent occasionner des discontinuités dans les séries temporelles. Dans une optique climatologique et afin d'illustrer ce que peut apporter une base de données de ZTD, les séries temporelles de ZTD de trois stations anciennes sont présentées et semblent indiquer des tendances en assez bon accord avec la littérature. Cependant, le traitement simple des séries temporelles de ZTD effectuées ici ainsi que la durée encore limitée des séries temporelles ne permettent pas de conclure. Ce travail permet néanmoins de fournir une base de données homogène qui pourra être utilisée pour des études de climatologie, soit en l'état en effectuant par exemple des filtrages des cycles saisonniers afin d'améliorer l'estimation des tendances de ZWD, soit dans quelques années lorsque les séries temporelles auront été allongées. Malgré la résolution temporelle modérée, ce jeu de données pourrait également être utile pour étudier les liens entre l'évolution du ZTD ou de l'IWV et les événements précipitants extrêmes. Ainsi, des approches du type de celle présentée au Chapitre 3 de cette thèse pourraient être appliquées à cette base de données, en combinant les données GPS avec des données de radars et de pluviomètres. Cela pourrait mener, à terme, à l'utilisation de données GPS dans les systèmes d'alertes hydrométéorologiques.

14 years of GPS tropospheric delays in the French-Italian border region: A data base for meteorological and climatological analyses

Domenico Sguerso ^{a*}, Laurent Labbouz ^b, Andrea Walpersdorf ^c

^a Dip. di Ingegneria Civile, Chimica e Ambientale, Università di Genova, Via Montallegro 1, 16145 Genova, Italy - domenico.sguerso@unige.it

^b Laboratory of Physical Meteorology, Université Blaise Pascal 24, Avenue des Landais, 63171 Aubière Cedex, France - l.labbouz@opgc.univ-bpclermont.fr

^c Institut des Sciences de la Terre, Université Joseph Fourier, 1381, Rue de la piscine, 38041 Grenoble Cedex 9, France andrea.walpersdorf@ujf-grenoble.fr

ABSTRACT:

GPS data from 181 permanent stations extracted from different networks covering France and the Italian part of the Alps are used to estimate a homogeneous set of tropospheric parameters over 14 years (from January 1998 to May 2012). The tropospheric zenith delay (ZTD) quantified in the GPS data analysis is closely related to the value of integrated water vapor above each GPS station. GPS ZTD is already successfully used for operational weather prediction and meteorological analyses, providing valuable data to improve our comprehension of the tropospheric water cycle and in particular to improve the prediction of precipitations. Moreover, GPS tropospheric measurements are intrinsically stable, so that long term observations represent a significant contribution to climatological studies.

The results of a homogeneous reanalysis of up to 14 years of data with MIT's GAMIT/GLOBK software version 10.4 are presented. The estimated tropospheric parameters are 1 ZTD every 2 hours and one couple of horizontal tropospheric gradients (NS and EW) every 3 hours for each of the 181 stations, simultaneously with a daily positioning solution. A quality check of the tropospheric parameter time series identifies offsets, for example due to instrument changes at individual sites.

The resulting verified time series can further be used for meteorological and climatological studies that go beyond the geodetic work presented here. Thanks to the length of the data set in time, a regional climatological approach could permit identifying specific patterns of ZTD variation that are related to severe weather events. The regional GPS stations could then contribute to an early warning system.

1. INTRODUCTION

Some 20 years ago, the first permanent GPS stations have been installed in Europe by different organizations such as French CNES and Italian ASI (stations MATE: 1992, GRAS: 1994, MEDI: 1995; TORI: 1996, TOUL: 1996, ...). Today, a high number of permanent GPS

stations exist in Europe that have been running over the long term and provide now a data set covering more than 10 years. GPS microwave signals are delayed by the atmosphere (Askne and Nordius, 1987; Solheim et al., 1999) and a precise measurement of the Zenith Total Delay (ZTD) can be achieved during GPS data processing. ZTD is function of atmospheric pressure, temperature and humidity along the

signal travel path (Saastamoinen, 1972). GPS tropospheric measurements are intrinsically stable (e.g. Bevis et al., 1992), so that long term observations represent a significant contribution to climatological studies (Bock et al., 2008; Bouma and Stoew, 2001; Jin et al., 2009). One condition for exploiting GPS data for climatology is, however, the use of a homogeneous data analysis strategy over the total observation span (the problem of data homogeneity is discussed e.g. in Vey et al., 2009).

The aim of our work is to re-analyze data from GPS stations installed for long term measurements in France and Italy with an up-to-date GPS data analysis strategy. This analysis will provide a coherent set of ZTD for each station. The ZTD quantified in the GPS data analysis being closely related to the value of integrated water vapor above each GPS station (Bevis et al., 1992, 1994), GPS ZTD is already successfully used for operational weather prediction (e.g. the recent work from Bennitt and Jupp, 2012). It is shown to provide valuable data to improve our comprehension of the tropospheric water cycle and in particular to improve the prediction of precipitations (e.g. Boniface et al., 2009; De Pondaca and Zou, 2001; Yan et al., 2009) even in a very short time perspective (De Haan, 2013). In the current study, we want to test if our analysis of GPS data over up to 14 years can provide first constraints on the climatology of tropospheric water vapor.

This data re-analysis is done in particular as a contribution to the HyMeX project (HYdrological cycle in the Mediterranean EXperiment). This international project implying 15 countries and running from 2010 to 2020, aims at a better understanding and quantification of the hydrological cycle and related processes in the Mediterranean, with emphasis on high-impact weather events, inter-annual to decadal variability of the Mediterranean coupled system, and associated trends in the context of global change (www.hymex.org). Moreover, tropospheric water vapor observations in our regionally densified network (Mediterranean, Alps, Fig. 1, section 2) permits also to provide some constraints on regional climatologies. In these regional frameworks, the length of the observation span could make the data interesting for statistical approaches, for example trying to identify specific patterns of

ZTD evolution that are related to intense precipitation events. The regional GPS stations analyzed in our study could then contribute to early warning systems.

2. GPS NETWORK

The GPS network of our analysis is particularly dense in the south-eastern part of France and the north-western part of Italy, therefore covering a significant area of the western Alps (Fig.1). The 181 identified Permanent Stations (PS) belong to different types of networks like the global IGS Tracking Network (International GNSS Service) and the EUREF Permanent Network (International Association of Geodesy Reference Frame Sub-Commission for Europe), the national networks RENAG (<http://webrenag.unice.fr>), RGP (<http://rgp.ign.fr>), AGNES (<http://www.swisstopo.admin.ch>), GEODAF (<http://geodaf.mt.asi.it>) and RING (<http://ring.gm.ingv.it>), transnational networks like GAIN (<http://www.alpine-space.org/alps-gpsquakenet.html>), and the regional networks of Italian Piemonte and Liguria. 15 old permanent stations (13 IGS and 2 EUREF stations) have been included in the analysis (red circles in Fig. 1) to obtain a stable Reference Frame for the entire time span. As one particularity of the RENAG network is site stability over the long term, the total of its present stations is included in the analysis. We also analyzed all stations made available by the Liguria and Piemonte regions. Then, the network coverage was completed in the Alpine and Mediterranean regions by subsets of stations from RGP, AGNES, GEODAF, RING and GAIN. The 181 station names and their coordinates can be found in the Appendix.

The data analysis covers the time interval from January 1998 to May 2012, representing more than 14 years of observations. From the 181 stations, 50 stations provide more than 10 years of data and 57 stations between 5 and 10 years of data. The 74 remaining stations have less than 5 years of available data.

3. GPS DATA ANALYSIS

The software used for the GPS data analysis is GAMIT/GLOBK ver. 10.4 (Herring et al., 2010)

developed at the Department of Earth Atmospheric and Planetary Sciences, MIT. The estimated tropospheric parameters are 1 ZTD every 2 hours and one couple of horizontal tropospheric gradients (NS and EW) every 3 hours for each of the 181 stations, simultaneously with a daily positioning solution. The troposphere is modeled using the empirical GMF mapping function (Boehm et al., 2006b) for its homogeneity over the study time span. It is in particular independent from weather models, unlike the VMF1 mapping function (Boehm et al., 2004, 2006a), constraint by 6 hourly ECMWF analysis results and nowadays widely used. Moreover, we use the GPT model (Boehm et al., 2007) for a priori information on station pressure and temperature. Furthermore, the absolute antenna phase center model IGS_08 is implemented (Schmid et al., 2007), as well as ocean loading (FES2004, Lyard et al., 2006) and atmospheric loading following Tregoning and van Dam (2005). IGS final orbits are readjusted in the analysis and coherent Earth orientation parameters are used.

Due to computational limits, the 181 station network has been split in three sub-networks. A stable, common reference frame is achieved by including in each sub-network an identical set of 15 IGS and EUREF stations (Fig. 1). Each sub-network comprises about 55 other, local PSs. We decided to configure the three sub-networks according to the age of the stations, to obtain network geometries that are as stable as possible in time. Sub-network 1 is composed of the oldest 54 stations (12 stations were already available in January 1998, the youngest net1 station started in June 2004), sub-network 2 of the 56 medium ones (starting before June 2008), and sub-network 3 includes the 56 youngest stations that have started after July 2008.

The a priori coordinates used for the stations are from ITRF2008 (Altamimi et al., 2011) when available. The coordinates are extrapolated to the daily position using their ITRF2008 velocity. For regional stations without ITRF2008 solution we calculated a precise coordinate solution over a few days in 2012 with respect to ITRF2008.

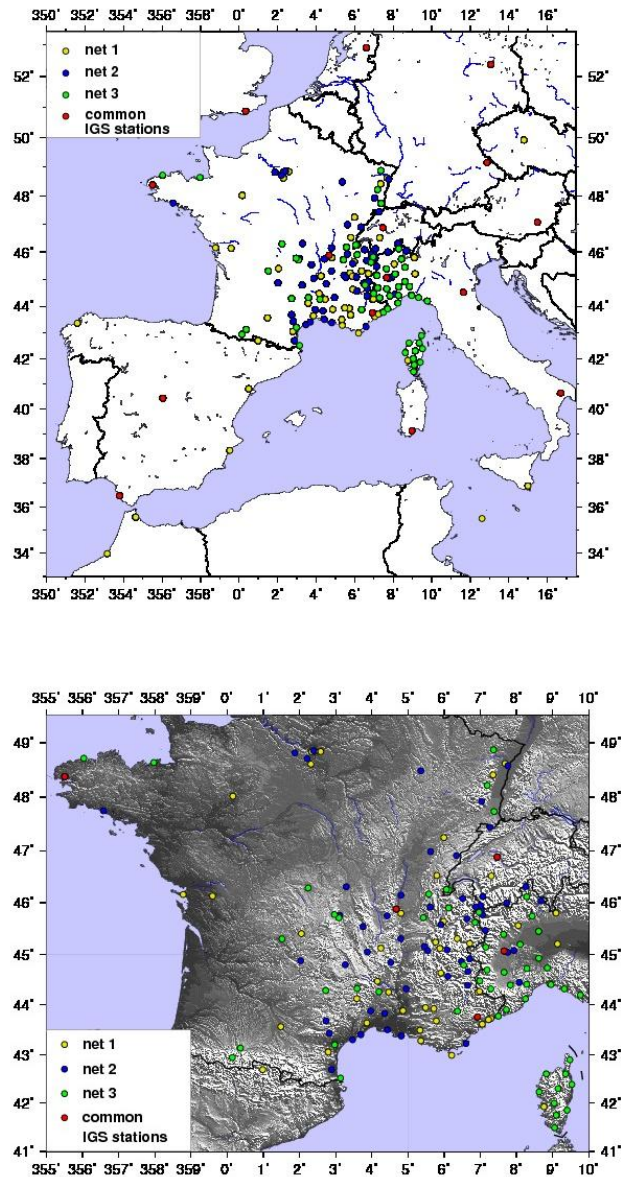


Figure 1. GPS station locations. Upper graph: the total network extent. Lower graph: zoom on the densification zone covering the French-Italian Mediterranean coast and the western Alps. Red circles highlight the 15 common IGS and EUREF stations included in each of the three sub-networks net1 (yellow circles), net2 (blue circles) and net3 (green circles) composed according to decreasing station age. For station names and coordinates refer to the Appendix.

For a consistent tropospheric parameter estimation, the ITRF2008 a priori coordinates were only loosely constraint (c.f. Brenot et al., 2006). We estimated for each station 12 ZTDs and 8 pairs of tropospheric horizontal gradients (NS and EW direction) per 24 hour session. The parameters presented hereafter are extracted from the ambiguity free solution.

Ambiguity resolution usually increases horizontal coordinate repeatability while degrading vertical coordinate repeatability by projecting unmodeled measurement errors on the more weakly constrained vertical component. This could introduce biases in the tropospheric parameter estimation, tropospheric zenith delay being correlated with the vertical positioning.

Our network conception insures also that ZTD is estimated to its total amount and not only in a relative way between the different stations, by including IGS stations at large distances from the local network in each analysis (> 1500 km, according to Tregoning et al., 1998).

4. QUALITY CONTROL

Apart from the homogeneous analysis and the intrinsic stability of GPS tropospheric delay measurements, the GPS station itself has to be stable throughout time to be able to interpret any tendency in its tropospheric parameters in terms of climatology. Obviously, the physical benchmark should also remain unchanged; the position of the station should be stable. The tropospheric delay varies in particular with height. A vertical offset of the measurement point creates an offset in ZTD that is however downscaled. A scale factor of about 3 has been quantified already by Santerre (1991) from simulations. The order of magnitude was confirmed in real measurements, for example by Vey et al. (2002) and Walpersdorf et al. (2007) with a factor of 4.4 for French Brittany and ≥ 3 for African stations, respectively.

To estimate the maximum vertical offset that does not significantly affect the evaluation of a long term trend of PWV above a GPS station, we using a conservative estimate of a scale factor of 3 between ZTD and vertical position, and a relation of ZWD/PWV of about 6.5 (relation quantified by the mean temperature of the atmosphere above the GPS station, see Bevis et al., 1992). Observed PWV trends of the order of 0.3 mm PWV/decade (e.g. Morland et al., 2009) correspond to a ZTD trend of 2 mm/decade and imply that a single offset in the vertical time series should be smaller than 6 mm to be able to resolve a realistic PWV trend. We therefore consider that 6 mm is the maximum acceptable vertical offset for

constraining significant PWV trends without correcting this offset. Looking for offsets in the position time series is more efficient than examining ZTD or even PWV time series directly because the signal to noise ratio is clearly more favorable in the positioning time series (related to the scale factors). Sites with significant offsets are still usable but have to be corrected (e.g. the offset estimated together with the slope, leading to lower constraints on the slope).

Effectively, a majority of long term GPS stations undergo modifications: change of GPS antenna and/or receiver, related to technical failures or modernization of the station, modifications in the antenna environment like constructions creating masks. Receiver and antenna changes are documented in the site log sheets and any related position offset can be modeled in the data analysis to a major part. However, some residuals can persist, related probably to the individual site installation and environment. Modifications in the surroundings of the antenna are generally not monitored and not modeled. A quality check of the position time series has therefore to be performed, to identify residual offsets related to an equipment change, or offsets due to undocumented modifications of the sites, or to undocumented measurement failures. The resulting verified time series highlight those stations providing tropospheric parameter time series that can further be used for meteorological and climatological studies. Developing these applications goes beyond the geodetic work presented here; however, our validated ZTD and gradient time series are made available to other researchers for further studies (section 5).

We summarize in Table 1 some parameters characterizing the quality of the individual stations for long term climatological studies. The parameters indicated are total measurement span, number of daily solutions, normalized root mean square dispersion (nrms) and weighted root mean square dispersion (wrms) of the vertical position time series and an empirical station quality index, established by visual inspection of the position time series. This visual inspection evaluates the presence of visible jumps (in particular on the vertical component), data gaps, linearity of the time series, and the level of noise. We attribute station by station a quality index of 1 for good stations, 2 if the time series is usable under

certain conditions (removing noisy parts, correcting for jumps), and 3 if the time series is too bad to provide any constraints on ZTD climatology.

In this paper, we show these parameters for net 1, the full characterization will be available with the publication of the ZTD time series. In particular, out of the 69 stations in net 1 (including the 15 common stations), 54 PSs are assigned index 1, 14 PSs an index 2, and 1 PS has obtained an index 3 (BURE). Effectively, in the time series of index 2, discontinuities are present that are related to known but imperfectly modeled equipment changes, and to undocumented modifications at the stations. Some examples of time series for index 1, 2 and 3 stations are shown in Figure 2.

The noise level of the position time series of the vertical component is evaluated to an average of 1.4 nrms and 4.3 mm wrms for index 1 stations, to 1.8 nrms and 5.8 mm wrms for index 2 stations, and the index 3 station BURE has nrms and wrms of 2.1 and 5.6 mm, respectively.

Site	obser. span [yr]	# sol	wrms [mm]	nrms	index
ACOR	12.7	4333	4.1	1.3	2
AIGL	9.0	2500	6.8	2.1	2
AJAC	12.3	3859	3.8	1.5	2
ALAC	12.7	4484	4.4	1.5	1
AXPV	9.6	3043	5.1	1.7	2
BANN	8.8	2843	3.1	1.4	1
BIEL	6.8	1991	7.7	2.0	2
BRET	7.9	2283	3.9	1.2	1
BRST*	13.3	4081	6.3	2.0	2
BSCN	10.5	3545	3.8	1.3	1
BURE	5.2	1050	5.6	2.1	3
CAGL*	14.3	5038	3.7	1.3	1
CHAM	8.4	2637	4.1	1.4	1
CHIZ	11.3	3997	10.4	3.2	2
CHRN	11.5	3058	2.7	1.1	1
CHTL	13.0	3538	3.7	1.4	1
CLAP	9.1	2683	6.2	1.2	1
COMO	10.0	3564	3.7	1.2	1
EBRE	14.3	5064	4.2	1.4	1
EGLT	10.5	3665	4.3	1.3	1
ESCO	12.7	3657	4.3	1.5	1
FCLZ	13.6	4425	5.7	1.4	2
FJCP	10.0	3145	4.5	1.3	1
GENO	13.8	4809	3.8	1.0	1
GINA	10.9	3848	4.2	1.4	1
GOPE	14.3	5164	6.3	1.9	1
GRAS*	14.3	4890	3.3	1.1	1

GRAZ*	14.3	5074	4.6	1.8	1
HERS*	14.3	4906	6.3	2.5	2
JOUX	11.9	3278	3.3	1.4	1
LAMP	13.1	4228	3.3	1.1	1
LROC	10.4	3668	2.9	0.9	1
MANS	9.9	3311	4.4	1.4	1
MARS	13.8	4749	4.3	1.3	1
MART	3.8	1384	6.2	1.9	1
MATE*	14.3	5175	3.2	1.1	1
MDOR	9.6	3387	9.3	2.8	1
MEDI*	14.3	5080	4.3	1.2	2
MICH	13.8	4018	3.4	1.3	1
MLVL	14.1	4649	5.8	2.0	2
MODA	13.5	4384	4.4	1.5	1
MTPL	13.0	4361	3.2	1.1	1
NICA	9.4	3020	2.8	0.9	1
NICE	11.4	3873	2.9	1.0	1
NOT1	11.6	4156	3.5	1.2	1
NOVA	11.3	2804	3.0	0.9	1
OPMT	10.3	3651	3.3	0.8	2
PAVI	10.8	3746	9.4	3.3	1
POTS*	14.3	5144	4.7	1.8	1
PQRL	8.6	2845	4.3	1.2	1
RABT	11.9	4195	3.5	1.1	1
RSTL	9.8	2784	2.8	1.2	1
SAAN	3.8	1343	5.1	1.5	1
SAUV	8.5	2484	3.2	1.2	1
SFER*	14.3	5104	3.2	1.1	1
SJDV*	14.3	4705	3.1	1.3	1
SMNE	11.4	4073	5.9	2.1	2
SOPH	11.3	3973	2.9	1.0	1
STEY	8.9	2566	4.0	1.6	1
STJ9	12.5	4422	2.8	1.2	1
TENC	7.9	2291	10.8	3.9	1
TETN	11.9	3187	5.9	1.3	2
TLSE	11.3	4076	3.0	0.9	1
TORI*	14.3	4963	9.5	2.3	1
VILL*	14.3	5072	3.7	1.0	1
WELS	8.9	3110	5.4	1.2	1
WSRT*	14.3	5142	3.5	1.6	1
WTZR*	14.3	5185	3.3	1.2	1
ZIMM*	14.3	5178	3.4	1.3	1
Average	11.5	3796	4.6	1.5	54 with 1 14 with 2 1 with 3

Table 1. Four character codes of the GPS sites of net1 (stars indicate the 15 common stations), length of the observation span in years, number of daily solutions, wrms [mm], nrms and quality index (1-3: good to unusable).

The resulting homogeneous and quality checked time series of ZTD can now be used to establish the long term ZTD trend that should be closely related to the quantity of tropospheric

water vapor present above each station. Time series of horizontal gradients could monitor the evolution of systematic anisotropies of the water vapor distribution in the vicinity of each site. Water vapor being a key variable in climate, these trend evaluations could therefore help characterizing regional climatologies.

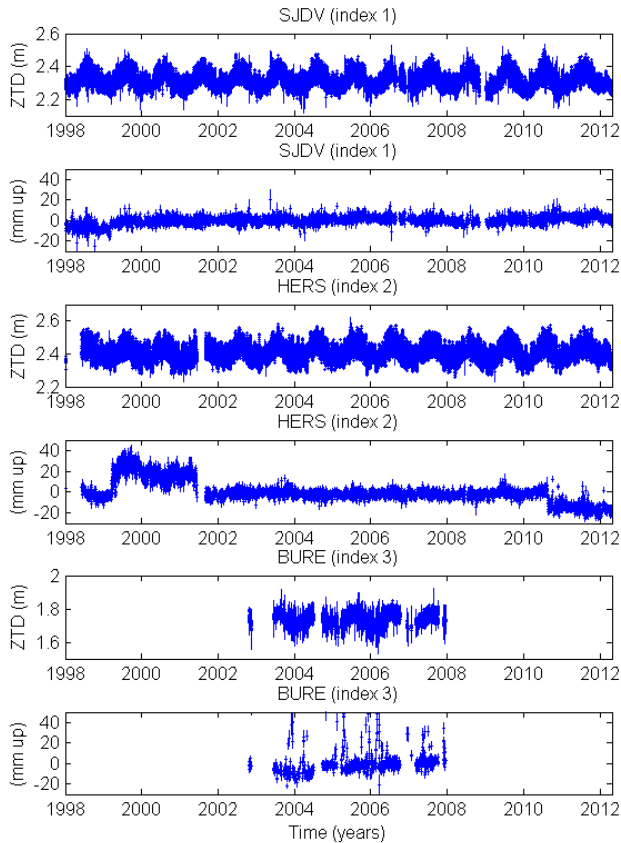


Figure 2. ZTD and vertical position time series for stations of index 1, 2, and 3 (SJDV, HERS and BURE).

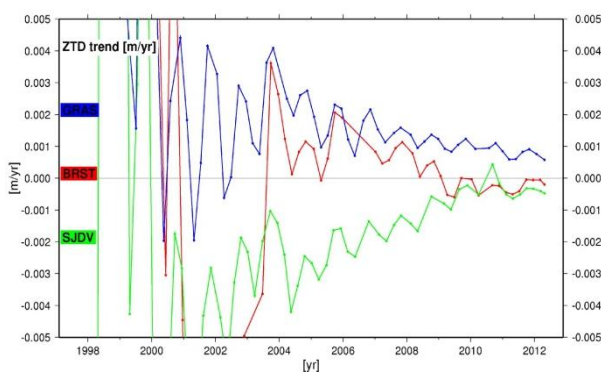


Figure 3. ZTD trend in m/yr for stations BRST, GRAS and SJDV from a simple linear fit through the unfiltered ZTD evaluations.

Figure 3 presents a quick test of the possible impact of our long term ZTD evaluations by calculating the ZTD trend at 3 ancient stations available already in the beginning of 1998 (BRST, GRAS and SJDV). This trend is calculated over successively increasing time spans to obtain an idea of the degree of convergence of the ZTD trend to its final value (and the uncertainty of the evaluation over the total analyzed measurement span). Even though the calculations consist in the simple estimation of a linear trend through the ZTD time series, without removing the annual signal but taking into account the uncertainties of the ZTD evaluations, ZTD trends converge to values of the order of 0.5 mm/yr ZTD for the three stations. This corresponds to the order of magnitude of Precipitable Water Vapor (PWV) trends evaluated elsewhere (0.5 mm/yr ZTD ~ 0.075 mm/yr PWV), however with a quite large variability with respect to site location and data processing. The prevailing annual signal is due to our basic trend estimation technique that is known to be limited. The trend estimation can be done more precisely by more sophisticated approaches (Steigenberger et al., 2007; Nilsson and Elgered, 2008; Morland et al., 2009; Sohn and Cho, 2010; Haas et al., 2011), but in the scope of this paper, this simple test shows that our re-analysis will certainly provide new constraints on water vapor climatology.

5. ZTD DATA BASE

The data that we will make available in the HyMeX data base on www.hymex.org are: full lists of station coordinates, station characteristics according to Table 1, ZTD time series with formal errors, NS and EW gradient time series with their formal errors. We chose to provide high quality geodetic information with the homogeneously calculated time series using an up-to-date data analysis strategy, including a quality control. This information is ready and available for highly precise exploitation. Dependent on the application, users can chose their algorithm for ZTD/gradient trend estimation, conversion from ZTD to PWV using pressure and temperature from synoptic networks or weather models, etc.

6. CONCLUSIONS

GPS data from 181 permanent stations extracted from different networks covering France and the Italian part of the Alps are used to estimate a homogeneous set of tropospheric parameters over 14 years (from January 1998 to May 2012). The quality checked data base of ZTD and gradient values will be published in the framework of the international HyMeX project (www.hymex.org). The tropospheric parameters are obtained in a GPS network that is particularly dense in the Mediterranean region and over the French-Italian Alps. Both are interesting test areas for meteorological and climatological analyses, so that our ZTD/gradient data base will constitute a significant contribution to such studies. Thanks to the length of the data set in time, a regional climatological approach could permit identifying specific patterns of ZTD variation that are related to severe weather events. The regional GPS stations could then contribute to an early warning system.

ACKNOWLEDGEMENTS

Thanks to (in alphabetical order for affiliation) Ernesto Benazzo and Giacomo Refiorentin (Arpa Piemonte), Marco Mozzon (Leica Geosystems), Giuliano Molinelli (Geotop), Davide Freppaz and Claudio Lucianaz (Fondazione Montagna Sicura), Ambrogio Manzino, Chiara Porporato and Marco Roggero (Politecnico di Torino), Anna Cerrato and Andrea De Felici (Regione Liguria), Mattia De Agostino and Gianbartolomeo Siletto (Regione Piemonte), Elmar Brockmann (Swisstopo), Vittorio Casella and Marica Franzini (Università di Pavia) and many others to make GPS data available. DS' visiting professorship in Grenoble in June/July 2012 was sponsored by Observatoire des Sciences de l'Université de Grenoble (OSUG).

REFERENCES

Altamimi, Z., Collilieux, X., Métivier, L., 2011. ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame. *Journal of Geodesy*, 85(8), pp. 457-473, DOI: 10.1007/s00190-011-0444-4.

Askne, J., Nordius, H., 1987. Estimation of tropospheric delay for microwaves from surface weather data. *Radio Science*, 22, pp. 379–386.

Bennitt, G.V., Jupp, A., 2012. Operational Assimilation of GPS Zenith Total Delay Observations into the Met Office Numerical Weather Prediction Models. *Monthly Weather Review*, 140, pp. 2706–2719.

Bevis, M., Businger, S., Herring, T., Rocken, C., Anthes, R., Ware, R., 1992. GPS meteorology - Remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System. *Journal of Geophysical Research*, 97(D14), pp. 15787–15801.

Bevis, M., Businger, S., Chiswell, S., Herring, T.A., Anthes, R.A., Rocken, C., Ware, R.H., 1994. GPS meteorology: Mapping zenith wet delays onto precipitable water. *Journal of applied meteorology*, 33, pp. 379–386.

Bock, O., Bouin, M.N., Doerflinger, E., Collard, P., Masson, F., Meynadier, R., Nahmani, S., Koité, M., Balawan, K.G.L., Didé, F., Ouedraogo, D., Pokperlaar, S., Ngamini, J.-B., Lafore, J.P., Janicot, S., Guichard, F., Nuret, M., 2008. West African Monsoon observed with ground-based GPS receivers during African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA). *Journal of Geophysical Research*, 113, DOI: 10.1029/2008JD010327.

Boehm, J., Schuh, H., 2004. Vienna mapping functions in VLBI analyses. *Geophysical Research Letters*, 31, L01603, DOI:10.1029/2003GL018984.

Boehm, J., Werl, B., Schuh, H., 2006a. Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data. *Journal of Geophysical Research*, 111, B02406.

Boehm, J., Niell, A., Tregoning, P., Schuh, H., 2006b. Global Mapping Function (GMF): A new empirical mapping function based on numerical weather model data. *Geophysical Research Letters*, 33, L07304, DOI:10.1029/2005GL025546.

Boehm, J., Heinkelmann, R., Schuh, H., 2007. Short Note: A global model of pressure and temperature for geodetic applications. *Journal of Geodesy*, 81(6–8), pp. 679–683, DOI:10.1007/s00190-007-0135-3.

Boniface, K., Ducrocq, V., Jaubert, G., Yan, X., Brousseau, P., Masson, F., Champollion, C., Chéry, J., Doerflinger, E., 2009. Impact of high-resolution data assimilation of GPS zenith delay on Mediterranean heavy rainfall forecasting. *Annales Geophysicae*, 27(7), pp. 2739–2753, DOI: 10.5194/angeo-27-2739-2009.

- Bouma, H.R., Stoew, B., 2001. GPS observations of daily variations in the atmospheric water vapor content. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 26, pp. 389–392.
- Brenot, H., Ducrocq, V., Walpersdorf, A., Champollion, C., Caumont, O., 2006. GPS zenith delay sensitivity evaluated from high resolution NWP simulations of the 8-9th September 2002 flash-flood over southeastern France, *Journal of Geophysical Research*, 111, D15105, DOI:10.1029/2004JD005726.
- De Ponca, M.S.F.V., Zou, X., 2001. A Case Study of the Variational Assimilation of GPS Zenith Delay Observations into a Mesoscale Model. *Journal of Applied Meteorology*, 40, pp. 1559–1576.
- Haas, R., Ning, T., Elgered, G., 2011. Long-Term Trends in the Amount of Atmospheric Water Vapour Derived From Space Geodetic and Remote Sensing Techniques. In: *ESA Proceedings WPP 326: Proc. 3rd Int. Colloquium—Scientific and Fundamental Aspects of the Galileo Programme*.
- Herring, T.A., King, R.W., McClusky, S.C., 2010. GAMIT Reference Manual—Release 10.4, Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences Massachusetts Institute of Technology. ed. USA.
- Jin, S., Luo, O.F., Gleason, S., 2009. Characterization of diurnal cycles in ZTD from a decade of global GPS observations. *Journal of Geodesy*, 83(6), pp. 537–545, DOI: 10.1007/s00190-008-0264-3.
- Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T., Francis, O., 2006. Modelling the global ocean tides: A modern insight from FES2004. *Ocean Dynamics*, 56(5-6), pp. 394–415, DOI:10.1007/s10236-006-0086-x.
- Morland, J., Collaud Coen, M., Hocke, K., Jeannet, P., Mätzler, C., 2009. Tropospheric water vapour above Switzerland over the last 12 years. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(16), pp. 5975–5988.
- Nilsson, T., Elgered, G., 2008. Long-term trends in the atmospheric water vapor content estimated from ground-based GPS data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D19), DOI: 10.1029/2008JD010110.
- Saastamoinen, J., 1972. Introduction to practical computation of astronomical refraction. *Bulletin Géodésique*, 106, pp. 383–397, DOI:10.1007/BF02522047.
- Santerre, R., 1991. Impact of GPS satellite sky distribution. *Manuscriptae Geodaetica*, 16, pp. 28–53.
- Schmid, R., Steigenberger, P., Gendt, G., Ge, M., Rothacher, M., 2007. Generation of a consistent absolute phase center correction model for GPS receiver and satellite antennas. *Journal of Geodesy*, 81, pp. 781–798, DOI: 10.1007/s00190-007-0148-y.
- Sohn, D.H., Cho, J., 2010. Trend analysis of GPS precipitable water vapor above South Korea over the last 10 years. *J. Astron. Space Sci.*, 27(3), pp. 231–238.
- Solheim, F.S., Vivekanandan, J., Ware, R.H., Rocken, C., 1999. Propagation delays induced in GPS signals by dry air, water vapor, hydrometeors, and other particulates. *Journal of Geophysical Research*, 104, pp. 9663–9670.
- Steigenberger, P., Tesmer, V., Krügel, M., Thaller, D., Schmid, R., Vey, S., Rothacher, M., 2007. Comparisons of homogeneously reprocessed GPS and VLBI long time-series of troposphere zenith delays and gradients. *Journal of Geodesy*, 81(6-8), pp. 503–514, DOI: 10.1007/s00190-006-0124-y.
- Tregoning, P., van Dam, T., 2005. Atmospheric pressure loading corrections applied to GPS data at the observation level. *Geophysical Research Letters*, 32, L22310, DOI: 10.1029/2005GL024104.
- Tregoning, P., Boers, R., O'Brien, D., 1998. Accuracy of absolute precipitable water vapor estimates from GPS observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D22), pp. 28701–28710, DOI:10.1029/98JD02516.
- Vey, S., Calais, E., Llubes, M., Florsch, N., Woppelmann, G., Hinderer, J., Amalvict, M., Lalancette, M.F., Simon, B., Duquenne, F., Haase, J.S., 2002. GPS measurements of ocean loading and its impact on zenith tropospheric delay estimates: a case study in Brittany, France. *Journal of Geodesy*, 76(8), pp. 419–427, DOI: 10.1007/s00190-002-0272-7.
- Vey, S., Dietrich, R., Fritsche, M., Rülke, A., Steigenberger, P., Rothacher, M., 2009. On the homogeneity and interpretation of precipitable water time series derived from global GPS observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D10), DOI: 10.1029/2008JD010415.
- Walpersdorf, A., Bouin, M.-N., Bock, O., Doerflinger, E., 2007. Assessment of GPS data for meteorological applications over Africa: Study of error sources and analysis of positioning accuracy.

Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics,
69(12), pp. 1312–1330,
DOI:10.1016/j.jastp.2007.04.008.

Yan, X., Ducrocq, V., Poli, P., Hakam, M., Jaubert, G., Walpersdorf, A., 2009. Impact of GPS zenith delay assimilation on convective-scale prediction of Mediterranean heavy rainfall. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D3), DOI: 10.1029/2008JD011036.

APPENDIX

Station names and coordinates in WGS84, as well as corresponding sub-network.

Site	lat [°N]	lon [°E]	alt [m]	net
ACCE	44.476	6.988	1321.7	3
ACOR	43.364	-8.399	66.9	1
AGDE	43.296	3.466	65.8	2
AGNE	45.468	7.140	2354.6	2
AIGE	46.248	6.128	473.7	3
AIGL	44.121	3.581	1618.8	1
AJAC	41.927	8.763	98.8	1
ALAC	38.339	-0.481	60.3	1
ALPE	45.087	6.084	1892.2	2
ALSN	44.923	8.616	146.7	3
AMB2	45.541	3.750	617.6	2
ANCY	45.901	6.123	528.8	3
ARAN	45.715	5.425	289.2	3
ARGR	45.947	7.005	2834.8	2
AUBU	48.217	7.197	1151.8	3
AXPV	43.491	5.333	229.4	1
BACT	44.388	6.650	1205.2	2
BAJA	43.904	7.719	921.8	3
BANN	44.369	4.156	357.6	1
BAST	42.001	9.049	855.1	3
BAUB	43.877	3.967	211.0	2
BEA2	42.515	3.137	108.2	3
BEVE	44.194	9.769	144.7	3
BIEL	45.561	8.048	480.5	1
BLGN	46.172	5.574	544.7	3
BLIX	43.874	6.367	1077.1	3

BOUS	46.288	2.236	558.5	3
BRET	48.610	2.315	140.3	1
BRST	48.380	-4.497	65.8	1/2/3
BSCN	47.247	5.989	359.6	1
BUAN	48.486	5.354	416.3	2
BURE	44.633	5.911	2614.6	1
BUSL	45.137	7.152	496.2	3
CAGL	39.136	8.973	238.4	1/2/3
CAMN	44.405	8.281	390.1	3
CANL	44.722	8.293	205.5	3
CARZ	46.042	8.680	1165.3	2
CBRY	45.581	5.909	324.7	2
CERN	46.257	6.061	525.9	3
CHAM	45.111	5.881	1874.6	1
CHIV	44.320	9.324	70.7	3
CHIZ	46.133	-0.408	113.2	1
CHMX	45.926	6.873	1120.8	2
CHRN	43.881	4.862	103.0	1
CHTL	45.304	6.359	850.3	1
CLAP	44.248	6.927	1369.9	1
CLFD	45.761	3.111	473.6	2
COMO	45.802	9.096	292.3	1
CORT	42.299	9.153	499.4	3
CRAL	43.128	0.367	658.3	3
CRSN	45.192	8.106	211.7	3
CUOR	45.388	7.648	483.1	3
DEMN	44.316	7.293	862.7	3
DEVE	46.314	8.261	1679.4	2
DOMS	46.119	8.286	365.6	3
EBRE	40.821	0.492	107.8	1
EGLT	45.403	2.052	667.0	1
EOST	48.580	7.763	213.3	2
ERCK	48.873	7.364	296.1	3
ESAB	45.307	4.798	207.7	2
ESCO	42.694	0.976	2508.4	1
EZEV	43.774	7.497	76.7	3
FCLZ	45.643	5.986	1358.3	1
FERR	45.867	7.028	2400.3	2
FJCP	43.048	2.795	322.7	1
FLRC	44.325	3.595	607.9	3
FOND	45.820	6.964	1505.3	3

Annexe C - Présentation d'une base de données GPS pour la climatologie et la météorologie

GENO	44.419	8.921	155.5	1
GENU	44.403	8.959	127.4	3
GINA	43.676	5.787	382.0	1
GLRA	44.839	4.524	814.0	2
GOPE	49.914	14.786	592.6	1
GOZZ	45.747	8.433	416.6	3
GRAS	43.755	6.921	1319.3	1/2/3
GRAZ	47.067	15.493	538.3	1/2/3
GRJF	45.303	1.514	458.6	3
GUIL	44.662	6.662	1171.1	2
HERS	50.867	0.336	76.5	1/2/3
JANU	44.910	6.710	2583.9	2
JOUX	46.529	5.796	845.5	1
LACA	43.681	2.728	1315.5	2
LAMP	35.500	12.606	57.8	1
LEBE	45.916	5.625	940.6	2
LFAZ	45.117	5.399	1071.2	2
LOAN	44.119	8.250	70.8	3
LROC	46.159	-1.219	57.9	1
LUCE	47.438	7.268	741.6	2
LUCI	42.386	9.531	63.7	3
LUMI	42.603	8.827	57.0	3
LURI	42.888	9.476	54.2	3
MAKS	47.923	7.032	1237.2	2
MANS	48.019	0.155	168.1	1
MAR2	46.122	7.071	644.1	2
MARG	46.084	6.511	524.2	2
MARS	43.279	5.354	61.8	1
MART	46.122	7.071	644.7	1
MATE	40.649	16.704	535.7	1/2/3
MDOR	45.799	4.809	330.6	1
MEDI	44.520	11.647	50.0	1/2/3
MICH	43.924	5.717	628.2	1
MLVL	48.841	2.587	160.5	1
MODA	45.214	6.710	1182.3	1
MOGN	46.148	4.803	233.0	2
MONC	45.074	7.927	464.5	2
MONV	44.390	7.829	637.7	3
MRGE	45.770	7.061	1722.8	2
MTPL	43.637	3.865	120.3	1
NARB	43.198	2.973	72.8	3

NICA	43.703	7.227	256.5	1
NICE	43.725	7.300	427.3	1
NIME	43.829	4.357	106.2	2
NOT1	36.876	14.990	126.3	1
NOVA	45.447	8.614	218.6	1
NOVR	45.447	8.614	218.6	3
OATO	45.042	7.765	658.8	2
OGAG	44.788	6.540	1356.5	3
OPME	45.713	3.090	708.0	3
OPMT	48.836	2.335	122.6	1
OSTA	44.692	7.188	1309.4	3
PALI	43.376	4.811	60.4	2
PANA	48.855	2.394	120.6	2
PARD	43.431	2.824	622.8	2
PARO	44.446	8.081	849.8	2
PAVI	45.203	9.136	143.7	1
PDOM	45.772	2.948	1466.8	3
PERP	42.689	2.882	96.0	2
PIAA	42.235	8.629	543.4	3
PIAN	41.495	9.056	153.1	3
PIMI	42.936	0.143	2923.4	3
PLOE	47.746	-3.427	73.9	2
POTS	52.379	13.066	144.4	1/2/3
PQRL	42.983	6.206	112.3	1
PRNY	46.905	6.338	883.6	2
PUYA	44.858	6.479	1690.3	2
PUYV	45.044	3.879	710.3	2
RABT	33.998	-6.854	90.1	1
RIXH	47.733	7.378	366.8	3
ROSD	45.691	6.628	1694.5	2
ROSI	45.625	6.856	1880.0	3
ROTG	48.718	-3.966	56.1	3
RSTL	43.941	5.484	1069.8	1
SAAN	46.516	7.301	1419.5	1
SARI	41.858	9.403	57.2	3
SAUV	44.255	4.467	367.4	1
SAVI	44.648	7.661	380.4	3
SCDA	44.795	3.268	1115.4	2
SCLP	45.750	4.426	703.8	2
SCOP	41.754	9.101	928.0	3
SERR	44.731	8.853	251.2	3

SETE	43.398	3.699	53.9	2
SFER	36.464	-6.206	84.2	1/2/3
SIRT	48.712	2.209	217.5	2
SJDV	45.879	4.677	432.4	1/2/3
SLVT	43.920	3.268	811.8	2
SMNE	48.844	2.425	126.3	1
SMTG	48.641	-2.028	57.8	3
SOPH	43.611	7.054	178.8	1
SOUS	44.875	2.027	597.7	2
STBX	44.259	4.197	219.3	3
STEY	45.235	5.762	1394.9	1
STJ9	48.622	7.684	237.2	1
STMR	43.449	4.422	56.1	2
STPS	46.308	3.294	299.7	2
STV2	44.567	6.106	814.7	2
TENC	45.125	4.288	936.5	1
TETN	35.562	-5.363	63.7	1
TLSE	43.561	1.481	207.2	1
TORI	45.063	7.661	310.8	1/2/3
TRMO	44.285	2.725	810.9	3
TROP	43.219	6.601	369.3	2
TUDA	42.604	9.362	457.7	3
VAUD	46.981	5.627	271.5	2
VILL	40.444	-3.952	647.4	1/2/3
VILR	45.073	5.552	1076.7	2
VISN	44.320	4.949	245.7	2
VSFR	48.815	1.870	124.1	2
WELS	48.415	7.351	819.1	1
WSRT	52.915	6.605	82.3	1/2/3
WTZR	49.144	12.879	666.0	1/2/3
ZERM	46.001	7.732	1931.2	2
ZIMM	46.877	7.465	956.3	1/2/3

Résumé

Interactions entre le champ de vapeur d'eau et les systèmes précipitants

Cette thèse s'intéresse aux liens entre l'évolution du contenu en eau de l'atmosphère et la formation des précipitations. L'objectif général des travaux qui y sont présentés est d'améliorer la compréhension des mécanismes de formation des précipitations en se basant sur des mesures de vapeur d'eau effectuées principalement par GPS. Une étude statistique originale effectuée à partir de 5 années de mesures (GPS, pluviomètre et capteurs météorologiques au sol, situés sur le campus des Cézeaux, Clermont-Ferrand) a permis de mettre en évidence qu'en moyenne l'augmentation du contenu intégré en vapeur d'eau (IWV) est un précurseur de la formation des pluies, et que les variations de l'humidité dans la colonne atmosphérique toute entière sont pour l'essentiel découplées de celles observées à la surface. En effet, contrairement à l'humidité au sol, l'IWV atteint son maximum en moyenne 20 minutes avant le pic de précipitations. Cela semble indiquer que lorsque les précipitations commencent la condensation devient prépondérante à l'échelle de la colonne atmosphérique toute entière tandis qu'au niveau du sol il y a une forte évaporation.

L'étude détaillée des précipitations convectives qui se sont produites sous le vent des Vosges le 18 Juillet 2007 (période d'observation intensive 9a de la campagne *Convective and Orographically- induced Precipitation Study* - COPS), a permis de mettre en évidence l'apport essentiel du GPS pour l'étude des précipitations convectives dans une région de moyenne montagne. En effet, grâce à une utilisation combinée de mesures radar à haute résolution, d'analyses de surface et de stations GPS (permettant d'observer des structures du champ de vapeur d'eau à petite échelle et haute résolution temporelle, à 2D et 3D), nous avons montré que l'accumulation d'humidité précédait de plusieurs heures l'initiation de la convection et que le déclenchement convectif est favorisé par la convergence du flux d'humidité. Cette dernière est associée à une convergence du vent dans les basses couches, ce qui entraîne un important transport vertical de la vapeur d'eau, observé grâce à la tomographie GPS. La direction du vent en amont du relief s'est révélée contrôler pour beaucoup la localisation des zones de convergence. Le forçage local dû à l'orographie à petite échelle (< 5km) a également été mis en évidence, en complétant les observations par des résultats de simulations numériques à haute résolution.

Mots-clefs : vapeur d'eau, précipitations, météorologie GPS, convection, COPS.

Abstract

Interactions between water vapour field and precipitating systems

This thesis focuses on the links between the evolution of atmospheric water vapour content and precipitation formation. The general goal of the works presented is to improve the understanding of the precipitation formation mechanisms using water vapour measurements, primarily made by GPS. An original statistical study based on 5 years of data (from GPS, rain gauge, and other meteorological probes collocated on a platform in Clermont-Ferrand, France) shows that the increase of integrated water vapour amount (IWV) is, on average, a precursor for rain formation. We also show that the IWV evolution is primarily disconnected from the variations in water vapour mixing ratio measured at the surface. Indeed, unlike moisture at the surface, the IWV reaches its maximum on average 20 minutes before the precipitation peak. This could indicate that the condensation dominates in the whole column, while at the surface there is a strong evaporation.

The detailed study of convective precipitations which occurred on 18th of July 2007 (Intensive Operation Period 9a of the *Convective and Orographically- induced Precipitation Study* COPS) on the lee side of the Vosges Mountains shows the significant contribution of GPS measurement for the study of convective precipitations in mountainous areas. Indeed, Thanks to a synergic use of radars, surface meteorological analysis and GPS receivers (which allow the observation of small scale water vapour field features, with a high temporal resolution), we show that the moisture accumulation occurs several hours before convective initiation and we also show that the triggering of the convection is favoured by moisture flux convergence (MFC). This MFC is associated with surface wind convergence leading to a substantial vertical transport of water vapour, which is observed by the GPS tomography. The wind direction on the windward side of the mountains appears to control the location of this convergence zone. The role of local forcing due to small scale orography (< 5km) is also shown, complementing the observations by the results from high resolution numerical model simulations.

Keywords: water vapour, precipitation, GPS meteorology, convection, COPS.