



HAL
open science

Caractérisation de la vapeur d'eau en Polynésie française et tomographie mono-GPS

Jonathan Serafini

► **To cite this version:**

Jonathan Serafini. Caractérisation de la vapeur d'eau en Polynésie française et tomographie mono-GPS. Autre [q-bio.OT]. Université de la Polynésie Française, 2014. Français. NNT : 2014POLF0005 . tel-01482781

HAL Id: tel-01482781

<https://theses.hal.science/tel-01482781>

Submitted on 3 Mar 2017

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

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

UNIVERSITÉ DE POLYNÉSIE FRANÇAISE
ÉCOLE DOCTORALE 469



T H È S E

pour obtenir le titre de

Docteur en Sciences

de l'Université de Polynésie française
**Section CNU 35 : GÉOPHYSIQUE
ET PHYSIQUE DE L'ATMOSPHERE**

Présentée et soutenue par

Jonathan SERAFINI

**Caractérisation de la vapeur d'eau
en Polynésie française et
tomographie mono-GPS**

Thèse dirigée par Jean-Pierre BARRIOT

préparée au laboratoire Géopôle du Pacifique Sud

soutenue le 28 Août 2014

Jury :

<i>Rapporteurs :</i>	Pr. Yuei-An LIOU	- Center for Space and Remote Sensing Research
		- National Central University in Taiwan
	Dr. Pascal WILLIS	- Institut national de l'information
		- géographique et forestière
		- Institut de Physique du Globe de Paris
<i>Examineur :</i>	Pr. Pascal ORTEGA	- Laboratoire Géopôle du Pacifique Sud, UPF
	Dr. Dominique REYMOND	- Laboratoire de Géophysique (Tahiti), CEA
<i>Co-encadrante :</i>	Dr. Lydie SICHOIX	- Laboratoire Géopôle du Pacifique Sud, UPF
<i>Directeur :</i>	Pr. Jean-Pierre BARRIOT	- Observatoire Géodésique de Tahiti, CNES-NASA-UPF

*Si un problème a une solution,
il ne faut pas s'inquiéter
et si un problème n'a pas de solution
il est inutile de s'inquiéter...*

Le Dalaï-Lama selon Bernard Werber- *L'Encyclopédie du savoir relatif et absolu (1993)*

... Nous nous en remettons alors aux moindres carrés !

Remerciements

Ce manuscrit touchant à sa fin voici donc venu le temps des remerciements.

Je remercie tout d'abord le Professeur Yuei-An Liou et le Docteur Pascal Willis qui ont eu l'amabilité d'accepter la charge de rapporteur que nous leur avons proposé.

Je remercie ensuite le Directeur du laboratoire de Géophysique de Pamatai et examinateur de cette thèse, le Docteur Dominique Reymond, pour son jugement objectif ainsi que ses conseils avisés et constructifs lors de nos rencontres.

Je remercie aussi le Professeur Pascal Ortega, que j'ai connu au cours de mes premières années de licence à l'Université de la Polynésie Française et qui a contribué à mon choix d'orientation vers la recherche, pour son soutien et ses encouragements chaleureux qui n'ont jamais cessés depuis. Il est également examinateur de cette thèse.

Je tiens tout particulièrement à remercier mon directeur de thèse, le Professeur Jean-Pierre Barriot, tout d'abord pour m'avoir proposé ce sujet de thèse. Je le remercie également pour son soutien inconditionnel, pour son aide, son expérience et sa patience qui m'ont permis de me construire en tant que chercheur.

Je remercie également ma co-encadrante, le Docteur Lydie Sichoix pour ses conseils et discussions constructives et pour m'avoir témoigné sa confiance en permanence.

Ces travaux n'auraient pas été réalisés sans le soutien logistique de l'entreprise de Télédiffusion de France et du service de l'urbanisme ainsi que des données scientifiques de Météo-France. C'est pourquoi je les remercie vivement.

Je remercie le Docteur Cédric Champollion qui à accepté de me recevoir et de m'encadrer au sein de son laboratoire à Montpellier pendant une formation de plus d'un mois. Ses conseils sont toujours de qualité et m'ont clairement permis de mieux discerner certains aspects de ma thèse.

Je remercie l'ensemble de l'Université de la Polynésie Française et tout particulièrement le laboratoire Géopôle du Pacifique Sud pour m'avoir accueilli pendant toute la durée de ma thèse. J'ai apprécié travailler à vos côtés dans une ambiance chaleureuse et conviviale.

Je remercie ensuite le Docteur Abdelali Fadil pour sa maîtrise du GPS mais aussi pour sa sagesse, son soutien et son amitié qu'il m'a généreusement apportée pendant ma première année de thèse.

Je remercie aussi le Professeur agrégé Michel Rodière, qui fût d'abord l'un de mes professeurs en licence puis par la suite l'un de mes modèles afin de devenir moi même enseignant. Sa pédagogie et sa recherche permanente de se renouveler restent pour moi l'exemple à suivre.

N'oublions pas non plus de remercier mes chers acolytes de pauses café qui se sont succédés tout au long de ces années au sein du laboratoire : Robin, Léo, Feng-Yin, Matthieu, Marania, Firas, Martin et Lucie pour leur amitié, leur bonne humeur et nos longues discussions. Une pensée toute particulière pour Léo et Firas pour leur capacité d'écoute à toute épreuve et à toutes heures. L'équipe ne serait pas au complet sans les doctorants des autres labos : Nico et Jenny, Aymeric, Simon, Fanny, Tif, Elise et Fabien... Arrrh désolé pour tous ceux que je ne cite pas, la liste est tellement longue ! Mon aventure sans vous à mes côtés aurait été bien fade !

Mes remerciements iront ensuite à mes compagnons nocturnes, voisins et amis, les techniciens du laboratoire : Youri, Stephanie et les petits, Yannick et aussi Laurent Dollo et sa petite famille pour leur gentillesse, leur compréhension et leur patience.

Je n'oublie pas toute la famille Caroff qui m'a accueillie comme l'un des siens pendant plus de huit ans avec une pensée toute particulière à Virginie à qui je souhaite le meilleur car elle le mérite.

Une pensée spéciale à mes amis de toujours que je n'ai pas beaucoup vu pendant ces dernières années : NG, Aro, François, Mathias, James, la Lousse, Chris, Driu, Nico Champo, Clément, Antoine et Hélène.

Bien sûr, je remercie affectueusement ma famille, chère à mes yeux, qui n'a jamais cessé de croire en moi et qui est toujours restée à mes côtés malgré la distance qui nous sépare. J'embrasse donc bien fort ma mamounette, la Lilie et toute ma famille grenobloise. J'embrasse également le padré, Nano, Hina et la petite Poe.

Enfin, je remercie ma confidente, ma psy, ma co-equipière, mon pillier, ma moitié : mon Elo. Merci pour tout !

Table des matières

1	Introduction	1
1.1	La mesure de vapeur d'eau atmosphérique	1
1.2	Les observations GPS	3
1.3	Les applications météorologiques	7
1.4	Plan de la thèse	8
I	La caractérisation de la vapeur d'eau en Polynésie française	11
2	La caractérisation de la météorologie polynésienne	13
2.1	Le contexte météorologique de la Polynésie française	14
2.1.1	La météorologie polynésienne	14
2.1.2	La prédominance de l'inversion des alizés en saison sèche	16
2.1.3	La prédominance de la Zone de Convergence du Pacifique Sud en saison humide	18
2.2	Article : Evolution of precipitable water and precipitation over the Island of Tahiti from hourly to seasonal periods	21
2.2.1	abstract	21
2.2.2	Introduction	21
2.2.3	Meteorological context	22
2.2.4	Data Aquisition	24
2.2.5	Comparison and causal relationship between <i>PW</i> and rainfall intensities	33
2.2.6	Conclusion	42
3	La structure verticale de la vapeur d'eau	45
3.1	Introduction	45
3.2	La structure générale de troposphère tropicale	46
3.2.1	Une structure nuageuse trimodale	46
3.2.2	La convection profonde	48
3.2.3	Le régime des alizés	49
3.3	La relation entre les systèmes précipitants et la structure verticale de la vapeur d'eau	51
3.3.1	La densité de vapeur d'eau et les précipitations	51
3.3.2	L'humidité relative et les précipitations	52
3.4	La modélisation de la structure verticale de la densité de vapeur d'eau	54
3.4.1	Le profil hydrostatique	54
3.4.2	La reconstruction de la variabilité verticale non-hydrostatiques	57
3.5	L'amplitude de la composante non-hydrostatique : indice de stabilité atmosphérique	60

3.5.1	L'amplitude relative et l'altitude caractéristique	60
3.5.2	Les variations mensuelles	62
3.5.3	L'impact sur les précipitations	63
3.6	La reconstruction de la structure verticale avec des échelles caractéristiques fixées	64
3.6.1	La précision du modèle linéaire	64
3.6.2	L'amplitude relative du modèle linéaire	67
II	La tomographie mono-GPS	71
4	La méthode et l'implémentation	73
4.1	La tomographie GPS	73
4.1.1	La tomographie multi-GPS	75
4.1.2	La tomographie mono-GPS	77
4.2	La résolution par moindres carrés pondérés amortis	78
4.3	Les observations et la matrice de variance/covariance associée	80
4.4	Le modèle atmosphérique	83
4.4.1	La modélisation des variations verticales	84
4.4.2	La modélisation des variations horizontales	85
4.4.3	La modélisation des variations temporelles	89
4.4.4	La modélisation 4D de la densité de vapeur d'eau	90
4.4.5	La relation entre la densité de vapeur d'eau et les contenus intégrés associés	92
4.4.6	La formulation du problème sous forme matricielle	92
4.5	Le modèle <i>a priori</i> et la matrice de variance/covariance associée aux paramètres	93
4.5.1	Le modèle <i>a priori</i>	93
4.5.2	La matrice de variance/covariance associée aux paramètres	94
4.6	Le bilan de la méthode d'inversion par moindres carrés pondérés amortis	98
5	La campagne de Juin 2011 : applications et résultats	101
5.1	Introduction	101
5.2	Présentation de la campagne de mesure	102
5.2.1	Le réseau GPS sur Tahiti et Moorea	102
5.2.2	L'application des méthodes tomographiques à l'île de Tahiti	103
5.3	Résultats	106
5.3.1	Le mois de Juin 2011	106
5.3.2	Le 7 juin 2011	110
5.3.3	Le 15 juin 2011	120
5.4	Conclusion	128

III	Les études complémentaires	131
6	Le bilan météorologique du cyclone Oli	133
6.1	Cyclogenèse dans le Pacifique Sud	133
6.2	Article : Meteorological record of cyclone Oli and its impact on the Island of Tubuai (French Polynesia)	135
6.2.1	abstract	135
6.2.2	Introduction	135
6.2.3	Measurements taken during the cyclone impact	141
6.2.4	Data analysis	143
6.2.5	TC effects on the sea level	148
6.2.6	Discussion and conclusion	151
6.2.7	acknowledgements	155
7	L'impact du tsunami du 11 mars 2011 sur les côtes polynésiennes observé par le réseau marégraphique	157
7.1	Introductuion	157
7.2	Article : The tsunami of March 11, 2011 as observed by the network of tide gauges of French Polynesia	159
7.2.1	Abstract	159
7.2.2	The Tohoku earthquake and tsunami of March 11, 2011	159
7.2.3	French Polynesia : An overseas territory of France	159
7.2.4	The network of tide gauges of French Polynesia	163
7.2.5	The tsunami event in French Polynesia	163
7.2.6	Filtered tsunami records	164
7.2.7	Conclusions	168
7.2.8	Acknowledgments	169
8	L'estimation en 4D des variations contenu intégré en vapeur d'eau troposphérique à partir d'un seul récepteur GNSS	171
8.1	Introduction	171
8.2	Article : Estimating the 3D Time Variable Water Vapor Contents of the Troposphere from a Single GNSS Receiver	173
8.2.1	Abstract	173
8.2.2	Introduction	173
8.2.3	Water vapour tomography	174
8.2.4	Application to real data and results	177
8.2.5	Conclusion	182
8.2.6	Acknowledgements	183
9	Conclusions et perspectives	185

IV	Annexes	189
A	La détermination du contenu intégré en vapeur d'eau à partir de données GPS	191
A.1	Introduction générale à la mesure GPS	192
A.1.1	Le principe général	192
A.1.2	Les erreurs d'orbite :	194
A.1.3	Les erreurs d'horloges et la méthode des doubles différences	194
A.1.4	L'influence de l'ionosphère :	196
A.2	Les paramètres troposphériques	197
A.2.1	Les délais obliques	197
A.2.2	Les fonctions de projection	201
A.2.3	Les gradients horizontaux	204
A.2.4	L'analyse des résidus	205
A.2.5	Le délai zénithal total et l'incertitude associée	207
A.3	La reconstruction du contenu intégré en vapeur d'eau	208
A.3.1	Les délais humides	210
A.3.2	Les contenus intégrés en vapeur d'eau	212
A.4	Le traitement GPS en Polynésie française	218
A.4.1	Le logiciel de positionnement ponctuel précis : GIPSY-OASIS II	219
A.4.2	Le logiciel de positionnement différentiel : GAMIT/GLOBK	220
A.4.3	Les modules de GAMIT	221
A.4.4	La section de contrôle	223
A.4.5	Les données estimées par GAMIT	224
B	La stabilité verticale et les phénomènes convectifs	225
B.1	La stabilité verticale	225
B.2	Les phénomènes convectifs	226
C	Le problème inverse	229
C.1	Le principe général	229
C.2	Les modes de résolution	231
C.2.1	La classification des méthodes de résolution par moindres carrés	231
C.2.2	La méthode des moindres carrés amortis	235
C.2.3	La méthode des moindres carrés pondérés amortis	236
C.3	La pseudo-inversion	238
C.3.1	Les matrices inverses et pseudo-inverses	238
C.3.2	La décomposition en valeurs singulières	239
C.3.3	La matrice pseudo-inverse coupée	240
D	La turbulence atmosphérique en Polynésie française	243
D.1	La théorie de la turbulence de Kolmogorov	243
D.2	Les fluctuations horizontales	248
D.3	Les fluctuations verticales	250

D.4 Les fluctuations temporelles	257
E La relation entre les gradients GPS horizontaux et les variations horizontales de la densité de vapeur d'eau	261
F La corrélation entre l'activité électrique et le contenu intégré en vapeur d'eau au dessus de Tahiti	267
F.1 Article : Correlation between Lightning activity and Integrated Water Vapor from GPS signal in Tahiti	267
F.1.1 Abstract	267
F.1.2 Introduction	267
F.1.3 GPS data	268
F.1.4 Lightning activity	269
F.1.5 Analysis	270
F.1.6 Conclusion and perspectives	272
G Liste des acronymes	273
H Articles et Communications Scientifiques	277
H.1 Articles	277
H.2 Proceedings	277
H.3 Conférences	278
Bibliographie	281

Table des figures

1.1	Stations de référence du réseau international IGS (Source : IGS, Juin 2014)	4
1.2	Réseau de stations marégraphiques installées en Polynésie française (Juin 2014).	5
1.3	Localisation des stations GPS installées sur Tahiti et Moorea pendant la campagne de Juin 2011.	6
2.1	Cartes des moyennes saisonnières de précipitations en saison sèche (carte de gauche) et en saison humide (carte de droite). Source : Atlas climatologique de Polynésie française, Météo-France.	14
2.2	Carte des moyennes annuelles de précipitations quotidiennes (mm/jour), réalisée à partir des données du "Global Precipitation Climatology Project" (noté GPCP) 1979-2001 qui sont une estimation des précipitations à partir de données <i>in-situ</i> et satellites. Les isolignes 1 mm/jr, 3 mm/jr et 7 mm/jr sont représentées. Source : "National Aeronautics and Space Administration" (noté NASA).	15
2.3	Carte des précipitations quotidiennes (mm/jour) en hiver austral (de Juin à Août), réalisée à partir des données GPCP 1979-2007 qui sont une estimation des précipitations à partir de données <i>in-situ</i> et satellites. Les isolignes 1 mm/jr, 3 mm/jr et 7 mm/jr sont représentées. Le cercle rouge représente l'île de Tahiti. On observe que la ZCPS est peu présente en Polynésie française en hiver austral. Source : NASA.	17
2.4	Profils verticaux moyens du mois d'Août de la densité de vapeur d'eau (premier graphique), de l'humidité relative (deuxième graphique), de la température (troisième graphique) et de la température potentielle virtuelle. Ces profils sont générés à partir des radiosondages effectués deux fois par jour par Météo-France entre 2003 et 2009. La zone en gris clair représente la couche d'atmosphère stable délimitant la frontière entre la couche d'atmosphère neutre homogène au-dessous et la couche d'inversion des alizés au-dessus (représentée en gris foncé). Effectuer la moyenne des profils de température a pour effet de "compenser" les inversions présentes sur ces différents profils. Cela explique le fait que l'inversion de température n'est pas très marquée.	18
2.5	Carte des précipitations quotidiennes (mm/jour) en été austral (de Décembre à Février), réalisée à partir des données GPCP 1979-2007 qui sont une estimation des précipitations à partir de données <i>in-situ</i> et satellites. Les isolignes 1 mm/jr, 3 mm/jr et 7 mm/jr sont représentées. Le cercle rouge représente l'île de Tahiti. On observe que la ZCPS est très présente en Polynésie française en été austral. Source : NASA.	19

2.6	Profils verticaux moyens du mois de Février de la densité de vapeur d'eau (premier graphique), de l'humidité relative (deuxième graphique), de la température (troisième graphique) et de la température potentielle virtuelle. Ces profils sont générés à partir des radiosondages effectués deux fois par jour par Météo-France entre 2003 et 2009.	20
2.7	Isohyets map of Tahiti (deducted from [Bonvallot <i>et al.</i> 1993]). A very high pluviometric gradient (more than 150 mm/km) is observed between the west and east coasts during the rainy season. Annual rainfall may vary from 1,500 mm at its lowest to 3,500 mm at its highest. Rainfall amounts of up to 10,000 mm are estimated for maximal elevation areas.	23
2.8	Locations of the OGT (with GPS, CIMEL and the surface meteorological sensors), MFC (with the rain gauge and the RS) and of the Matatia station (with the rain gauge) in the Island of Tahiti.	24
2.9	Time series from 2001 to 2008 of (a) estimates of the PW from ground-based GPS receivers (grey), RS (red) and microwave CIMEL (green) and the PW calculated using ERA reanalyses (ECMWF)(magenta); (b) estimates of rainfall from rain gauge measurements (hourly sampling). The wet season (December-March), is represented by dark gray areas, the dry season (June-September) by white areas and the transitions.	27
2.10	Time series of June 1-8, 2001 of (a) estimates of the PW from ground-based GPS receivers (grey), RS (red) and microwave CIMEL (green) and the PW calculated using ERA reanalyses (ECMWF)(magenta); (b) estimates of rainfall from rain gauge measurements (hourly sampling).	28
2.11	Two per two intercomparisons between the different PW estimates (see also Tab. (2.1)). The dashed lines represents the linear regression (non unit slope plus intersect) for the entire dataset. The small panels in the firsts show the histogram of the difference between the two-instrument estimations. We model these differences by a Gaussian distribution. The modeled distribution is represented by the solid curve on top of the histograms, with the corresponding parameters on the left side of the panel box.	29

2.12 Comparison between the time series from 2001 to 2008 of estimates of PW from GPS measurements and estimate of PW from the day (left) and night (right) RS measurements (daily sampling with the available data). The linear regression is represented by a black line. The linear correlation coefficient R^2 is of 0.81 for the day and of 0.89 for the night. The small panels in the firsts show the histogram of the difference between the two-instrument estimations. We model these differences by a Gaussian distribution. The modeled distribution is represented by the solid curve on top of the histograms, with the corresponding parameters on the left side of the panel box. 31

2.13 Correlation between the cloud coverage and rain with the probability of rain during the day as a function of relative difference x between estimates of the PW from ground-based GPS receivers and CIMEL ($x = 2 \frac{PW_{GPS} - PW_{CIMEL}}{PW_{GPS} + PW_{CIMEL}}$), from 2001 to 2008 (daily sampling). The logistic regression is represented by a black line with 73% confidence level. 32

2.14 Comparison between the time series of PW and precipitations with $R^2=2.24\%$, $m=-51.52 \text{ kg/m}^2$ and $\sigma=7.03 \text{ kg/m}^2$. This is an instrumental threshold of 4mm/hr for the precipitation values. 34

2.15 Evolution of linear correlation coefficient R^2 as a function of the phase shift between the two time series. We see a clearly marked maximum ($R^2= 2.43\%$) for a phase shift of half an hour between the PW and precipitations time series. 34

2.16 Fast Fourier transform periodograms of PW (a and a') and rainfall (b and b') time series, from 2001 to 2008. The gray area (a' and b') shows an enlargement of the spectrum around the zero frequencies. The common frequencies in the two series with significant amplitudes are 1/(974-1462 days), 1/(365 days), 1/(26.5 days), 1/(11 days) , 1/(1 day) and 1/(0.5 day). 35

2.17 Histogram of estimates of (a) PW from the GPS site and (b) precipitations. (a1, b1) Total histogram. (a2, b2) Histogram for wet season and transitions (Oct-May), from 2001 to 2008. (a3, b3) Histogram for dry season (Jun-Sep). The dashed lines represent the "wet" distributions of rain gauge (wet season and transitions) and the dash-dot lines represent the "dry" distribution of rain gauge. We use log-normal laws to describe the distributions of PW and we use Weibull's laws to describe the rain gauge distributions. 37

2.18 Evolution of the probability of daily rainfall depending on the PW daily average for the rain gauge of Faa'a station on the coast (round) and rain gauge of Matatia in the mountain (diamond). These probabilities were determined by a daily resampling of the time series from the two rain gauges and GPS station. These probability densities can be significantly explained by a logistic function (dashed line for Faa'a rain gauge, $R^2=95\%$ and solid line for Matatia rain gauge, $R^2=95\%$). 39

2.19	Seasonal (vertical axis) and diurnal (horizontal axis) evolution of (a) Absolute Humidity (<i>AH</i>), (b) Precipitable Water (<i>PW</i>), (c) trend of precipitable water (d <i>PW</i>) and (d) precipitations, averaged from 2001 to 2008. The white dashed lines show the time evolution of sunrise and sunset during the year.	41
3.1	Illustration des trois principaux types de nuages : cumulus peu profonds, cumulus congestus et cumulonimbus. Les trois couches stables associées sont également représentées : l'inversion des alizés, la couche de l'isotherme 0°C et la tropopause. Les nuages étagés près de l'inversion et les débris nuageux près de la couche de l'isotherme 0°C représentent le déentraînement dans ces zones. Des enclumes de cirrus sont visibles près de la tropopause. Les flèches indiquent la circulation méridienne. Source : [Johnson <i>et al.</i> 1999].	48
3.2	Exemple de profils verticaux de la densité de vapeur d'eau (courbe bleue), de l'humidité relative (courbe violette), de la température (courbe verte) et de la température potentielle virtuelle (courbe rouge) sur les cinq premiers kilomètres de la troposphère. Ces profils ont été déterminés à partir des mesures du radiosondage du 24/06/2011 à 12h00 UTC.	50
3.3	Schéma présentant les principaux processus thermodynamiques impliqués dans la formation nuageuse sous-jacente à la couche d'inversion des alizés. Au-dessus de cette couche d'inversion le refroidissement radiatif (flèche violette) équilibre la subsidence de grande échelle (flèche jaune). Dans l'inversion des alizés, la subsidence compense le refroidissement radiatif dû à l'évaporation aux sommets des nuages (flèche rouge). Dans la couche nuageuse, la subsidence de grande échelle et la subsidence induite par les nuages équilibrent le refroidissement radiatif. La turbulence au sein des couches sous-nuageuse et nuageuse induit des thermiques (flèche orange) qui permettent d'homogénéiser la température et l'humidité.	51
3.4	Profils verticaux de densité de vapeur d'eau (en g.m^{-3}) classés en fonction du taux de précipitation mesuré au niveau du sol. Chaque profil vertical représenté sur le graphique est une moyenne des profils associés à un taux de précipitation <i>P</i> compris dans le même intervalle. Ces profils sont déduits des radiosondages effectués entre Janvier 2003 et Décembre 2011.	52
3.5	Profils verticaux de l'humidité relative (en %) classés en fonction du taux de précipitation mesuré au niveau du sol. Chaque profil vertical représenté sur le graphique est une moyenne des profils associés à un taux de précipitation <i>P</i> compris dans le même intervalle. Ces profils sont déduits des radiosondages effectués entre Janvier 2003 et Décembre 2011.	53

3.6	Le graphique de gauche présente un exemple d'une reconstruction du profil vertical à partir du modèle hydrostatique sans composante non-hydrostatique (ligne bleue) et avec une composante non-hydrostatique déduite des moindres carrés non-linéaires (ligne violette) appliquée aux mesures du radiosondage effectué le 03/06/2011 à 00h00 UTC (points gris). Le graphique de droite présente les variations résiduelles obtenues de la différence entre les mesures et le modèle hydrostatique.	58
3.7	Séries temporelles des échelles L_i intervenant dans la définition de $\Delta\rho(z)$ (éq. (3.16)). Ces échelles sont déduites de la régression linéaire appliquée à la différence entre les profils verticaux de la vapeur d'eau observés par radiosondages et estimés par le modèle hydrostatique. La courbe bleue représente la moyenne glissante mensuelle et la courbe orange représente l'échelle où la densité est maximale : 3.19 km. Les zones grisées représentent les saisons humides (Novembre-Avril).	59
3.8	Histogramme des échelles prédominantes des variations résiduelles entre les profils verticaux de la vapeur d'eau observés par radiosondages et estimés par le modèle hydrostatique. La courbe bleue représente la fonction de densité de probabilité définie par l'éq. (3.17). La moyenne μ , l'écart-type σ du logarithme de la variable ($\frac{L_2}{H}$) sont respectivement égaux à -1.41 et 0.45. Le mode de la <i>PDF</i> (qui correspond à l'échelle pour laquelle la <i>PDF</i> est maximale) est de 3.19 km. Il est représenté par la droite orange.	60
3.9	Séries temporelles de l'altitude h_2 (point gris, graphique du haut), de l'amplitude relative Ar (points oranges, graphique du centre) et des précipitations journalières (cyans, graphique du bas) de Janvier 2003 à Décembre 2011. Les courbes noire, verte et bleue représentent les moyennes mensuelles glissantes de chaque séries temporelles. Les zones grisées représentent les saisons humides (Novembre-Avril).	61
3.10	évolution de l'amplitude relative associée à L_2 en fonction de son altitude. Sur cette figure est également représentée la distribution statistique de ces deux variables.	62
3.11	Moyennes mensuelles de l'altitude h_2 (courbe noire, graphique du haut), de l'amplitude relative Ar (courbe verte, graphique du centre) et des précipitations journalières (courbe bleue, graphique du bas) de Janvier 2003 à Décembre 2011.	63
3.12	Probabilité d'observer un évènement pluvieux dans la journée en fonction de l'amplitude relative Ar (points verts). La courbe verte est la fonction logite correspondante.	64

3.13	Le graphique de gauche présente un exemple d'une reconstruction du profil vertical à partir du modèle hydrostatique sans composante non-hydrostatique (ligne bleue), avec une composante non-hydrostatique déduite des moindres carrés non-linéaires (ligne violette) et avec une composante non-hydrostatique déduite des moindres carrés linéaires (ligne verte) appliquées aux mesures du radiosondage effectué le 03/06/2011 à 00h00 UTC (points gris). Le graphique de droite présente les variations résiduelles obtenues de la différence entre les mesures et le modèle hydrostatique.	65
3.14	Histogramme des coefficients de corrélation linéaire R^2 associés à la corrélation entre les profils vericaux de la densité de vapeur d'eau observés par radiosondage et estimés par le modèle hydrostatique (histogramme bleu) ; observés par radiosondage et estimés par le modèle non-linéaire (histogramme magenta) ; et enfin observés par radiosondage et estimés par le modèle linéaire (histogramme vert).	67
3.15	Séries temporelles de l'amplitude relative Ar obtenue avec la méthode des moindres carrés linéaires (point jaunes, graphique du haut), de l'amplitude relative Ar obtenue avec la méthode des moindres carrés non-linéaires (points oranges, graphique du centre) et des précipitations journalières (cyans, graphique du bas) de Janvier 2003 à Décembre 2011. Les courbes violette, verte et bleue représentent les moyennes mensuelles glissantes de chaque séries temporelles. Les zones grisées représentent les saisons humides (Novembre-Avril). . .	68
3.16	Moyennes mensuelles de l'amplitude relative Ar obtenue avec la méthode des moindres carrés linéaires (courbe violette, graphique du haut), de l'amplitude relative Ar obtenue avec la méthode des moindres carrés non-linéaires (courbe verte, graphique du haut) et des précipitations journalières (courbe bleue, graphique du bas) de Janvier 2003 à Décembre 2011. (Novembre-Avril).	69
3.17	Probabilité d'observer un évènement pluvieux dans la journée en fonction de l'amplitude relative Ar obtenue avec la méthode des moindres carrés linéaires (points violets) et en fonction de l'amplitude relative Ar obtenue avec la méthode des moindres carrés non-linéaires (points verts). Les courbes violette et verte sont les fonctions logites correspondantes.	69
4.1	Corrélation entre la densité de vapeur d'eau (en abscisses) et les IWV (en ordonnées). les coefficients de la droite de régression linéaire $IWV = a\rho_0 + b$ sont $a = 3.71$ km et $b = -27.45$ kg/m ² . Le coefficient de corrélation linéaire $R^2 = 50\%$. La moyenne des $IWV = 34.03$ kg/m ² et écart-type des résidus $\sigma = 5.58$ kg/m ² ce qui correspond à une erreur relative de 16%.	75
4.2	Principe de la tomographie multi-GPS. Configuration générale (figure de gauche) et agrandissement d'un voxel (figure de droite).	76

4.3	Géométrie cylindrique de la tomographie mono-GPS.	78
4.4	Ce schéma présente les élévations el_i , el_j et les azimuths az_i et az_j des lignes-de-vue des satellites et l'angle θ qui les sépare.	82
4.5	Evolution du coefficient d'auto-corrélation R_τ en fonction de l'intervalle de temps τ séparant deux mesures de IWV (courbe verte). La courbe magenta représente le modèle de [Schuh 2000]. Le coefficient de corrélation linéaire entre les deux courbes est de 99%.	83
4.6	Représentation des 15 premiers polynômes de Zernike.	87
4.7	Représentation de la distance séparant deux valeurs $\rho_1(z_1, r_1, az_1, t_1)$ et $\rho_2(z_2, r_2, az_2, t_2)$ de la densité de vapeur d'eau en fonction des positions de ces deux valeurs.	95
4.8	Exemple de maillage appliqué au cylindre étudié. Nous avons quadrillé le cylindre avec 3 noeuds sur chaque rayon, 3 noeuds par azimuth et 3 noeuds sur la verticale.	96
5.1	Localisation des stations GPS installées sur Tahiti et Moorea pendant la campagne de Juin 2011.	103
5.2	Calendrier récapitulant les périodes actives de chaque station appartenant au réseau de la campagne de Juin 2011.	104
5.3	Grille horizontale (à gauche) et verticale à la longitude 149.5 Ouest (à droite) utilisées pour la tomographie multi-GPS appliquée à l'île de Tahiti.	105
5.4	Coupe horizontale de la grille utilisée pour la tomographie mono-GPS appliquée à l'île de Tahiti. Le volume étudié est délimité par un cône dont la pointe est la station au sol, l'axe principal est le zénith de la station et la base est la tropopause. Pour une élévation de 15° , la zone d'étude à l'altitude de la tropopause est un disque de 60 km de rayon.	106
5.5	Coupe verticale Nord-Ouest/Sud-Est de la grille utilisée pour la tomographie mono-GPS appliquée à l'île de Tahiti. Le volume étudié est délimité par un cône dont la pointe est la station au sol, l'axe principal est le zénith de la station et la base est la tropopause. Pour une élévation de 15° , la zone d'étude à l'altitude de la tropopause est un disque de 60 km de rayon.	107
5.6	Séries temporelles de la température (notée T , graphique du haut) et de l'humidité relative (notée HR , graphique au centre) mesurées au niveau du sol par la station météorologique du CMF, située au Nord-Ouest de l'île à l'aéroport de Faa'a. La série temporelle de la densité de vapeur d'eau au niveau du sol (notée ρ , en g/m^3) est également représentée sur le graphique du bas.	108
5.7	Série temporelle du contenu intégré en vapeur d'eau estimé à partir des données GPS de la station FAA1 pendant le mois de juin 2011 avec un échantillonnage de 1 hr.	108

5.8	Profils verticaux de ρ estimés toutes les 12 hr à partir des mesures des RS effectués par le CMF. Les jours du mois de juin 2011 sont en abscisses et les altitudes sont en ordonnées. Le dégradé de couleur représente les variations de ρ .	109
5.9	Histogramme du taux de précipitation journalier du mois de juin 2011 mesuré par le pluviomètre du CMF.	110
5.10	Profils verticaux de ρ à l'aplomb de la station de FAA1 estimés par la tomographie multi-GPS (graphique du haut) et par la tomographie mono-GPS (graphique du bas) avec un échantillonnage de 15 min. Les jours du mois de juin 2011 sont en abscisses et les altitudes sont en ordonnées. Le dégradé de couleur représente les variations de ρ .	111
5.11	Image satellite dans le spectre visible de la Polynésie française fournie par Météo-France à la date du 7 juin 2011 à 10H00.	112
5.12	Image satellite du contenu en vapeur d'eau au-dessus de la Polynésie française fournie par Météo-France à la date du 7 juin 2011 à 10H00.	112
5.13	Emagramme présentant les profils verticaux de T et de T_m mesurés à partir du RS du 7 Juin 2011 à minuit. Source : http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html .	113
5.14	Profils verticaux de ρ obtenus à partir des mesures de RS du 6 juin à 12H00, du 7 juin à 00H00 et à 12H00. Les profils verticaux de ρ estimés par les deux méthodes tomographiques aux mêmes dates, ainsi que le profil HS sont également représentés.	114
5.15	Séries temporelles des IWV reconstruits en intégrant les profils verticaux de la tomographie mono-GPS (courbe verte) et du modèle HS (courbe violette), ainsi que la série temporelle des IWV estimés par GPS (courbe bleue) pour le 7 juin 2011.	115
5.16	Comparaison entre les IWV déduits de l'analyse GPS de la station de FAA1 (notés IWV_{GPS}) et ceux estimés par la tomographie mono-GPS (notés IWV_{TOMO}) le 7 juin 2011 (points bleus). La régression linéaire d'équation $IWV_{TOMO} = a.IWV_{GPS} + b$ (avec $a=0.99$ et $b=0.16$ kg/m ²) est représentée par une courbe noire en trait plein. La droite unitaire est représentée par la ligne en pointillés. Le coefficient de corrélation linéaire (noté R^2) est de 99%. L'encadré en haut à gauche reprennent l'histogramme de la différence entre les deux séries temporelles. Nous modélisons cette différence par une distribution gaussienne représentée par la courbe bleue. La moyenne et l'écart-type associés à cette distribution sont respectivement $m=-0.08$ kg/m ² et $s=0.35$ kg/m ² .	116
5.17	Variations horizontales de ρ estimées à partir de la tomographie mono-GPS toutes les 2 hr entre le 6 juin à 16H00 et le 7 juin à 14H00. Chaque disque représente la coupe horizontale de l'atmosphère à 4 km au-dessus de la station de FAA1 dans un rayon de 15 km autour de la station.	118

5.18	Variations horizontales de ρ estimées à partir de la tomographie mono-GPS à une date donnée auxquelles nous avons soustrait la valeur moyenne de ρ pour cette date. Chaque disque représente la coupe horizontale de l'atmosphère à 4 km au-dessus de la station de FAA1 dans un rayon de 15 km autour de la station. Nous présentons les résultats obtenus toutes les 2 hr entre le 6 juin à 16H00 et le 7 juin à 14H00.	119
5.19	Variations horizontales de ρ à une altitude de 4 km déduites des gradients GPS pour une atmosphère considérée en équilibre HS. Chaque disque représente la coupe horizontale de l'atmosphère à 4 km au-dessus de la station de FAA1 dans un rayon de 15 km autour de la station. Nous présentons les résultats obtenus toutes les 2 hr entre le 6 juin à 16H00 et le 7 juin à 14H00.	121
5.20	Image satellite dans le spectre visible de la Polynésie française fournie par Météo-France à la date du 15 juin 2011 à 10H00.	122
5.21	Image satellite du contenu en vapeur d'eau au-dessus de la Polynésie française fournie par Météo-France à la date du 15 juin 2011 à 10H00.	122
5.22	Emagramme présentant les profils verticaux de T et de T_m mesurés à partir du RS du 15 Juin 2011 à minuit. Source : http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html	123
5.23	Profils verticaux de ρ obtenus à partir des mesures de RS du 14 juin à 12H00, du 15 juin à 00H00 et à 12H00. Les profils verticaux de ρ estimés par les deux méthodes tomographiques aux mêmes dates, ainsi que le profil HS sont également représentés.	124
5.24	Séries temporelles des IWV reconstruits en intégrant les profils verticaux de la tomographie mono-GPS (courbe verte) et du modèle HS (courbe violette), ainsi que la série temporelle des IWV estimés par GPS (courbe bleue) pour le 15 juin 2011.	125
5.25	Comparaison entre les IWV déduits de l'analyse GPS de la station de FAA1 (notés IWV_{GPS}) et ceux estimés par la tomographie mono-GPS (notés IWV_{TOMO}) le 15 juin 2011 (points bleus). La régression linéaire d'équation $IWV_{TOMO} = a.IWV_{GPS} + b$ (avec $a=0.98$ et $b=0.81$ kg/m ²) est représentée par une courbe noire en trait plein. La droite unitaire est représentée par la ligne en pointillés. Le coefficient de corrélation linéaire (noté R^2) est de 99%. L'encadré en haut à gauche reprennent l'histogramme de la différence entre les deux séries temporelles. Nous modélisons cette différence par une distribution gaussienne représentée par la courbe bleue. La moyenne et l'écart-type associés à cette distribution sont respectivement $m=-0.16$ kg/m ² et $s=0.37$ kg/m ²	126

5.26	Variations horizontales de ρ estimées à partir de la tomographie mono-GPS toutes les 2 hr entre le 14 juin à 14H00 et le 15 juin à 12H00. Chaque disque représente la coupe horizontale de l'atmosphère à 4 km au-dessus de la station de FAA1 dans un rayon de 15 km autour de la station.	127
5.27	Variations horizontales de ρ estimées à partir de la tomographie mono-GPS à une date donnée auxquelles nous avons soustrait la valeur moyenne de ρ pour cette date. Chaque disque représente la coupe horizontale de l'atmosphère à 4 km au-dessus de la station de FAA1 dans un rayon de 15 km autour de la station. Nous présentons les résultats obtenus toutes les 2 hr entre le 14 juin à 14H00 et le 15 juin à 12H00.	129
5.28	Variations horizontales de ρ à une altitude de 4 km déduites des gradients GPS pour une atmosphère considérée en équilibre HS. Chaque disque représente la coupe horizontale de l'atmosphère à 4 km au-dessus de la station de FAA1 dans un rayon de 15 km autour de la station. Nous présentons les résultats obtenus toutes les 2 hr entre le 14 juin à 14H00 et le 15 juin à 12H00.	130
6.1	The tracks of all TCs in the South Pacific Ocean from 1944 to 2011. The tracks of the TCs used for this study were recovered from the site : http://australiasevereweather.com	137
6.2	Number of TCs and strong tropical depressions that affected the South Pacific from 1944 to 2011. The tracks of the TCs used for this study were recovered from the site : http://australiasevereweather.com	137
6.3	The Island of Tubuai, located at 23°23'00" S 149°27'00" W is part of the Austral Archipelago. It is 640 km South of Tahiti. It sustains a population of 2,049 people on 45 km ² of land.	138
6.4	The tide gauge station of the Island of Tubuai (inaugurated December 3 rd , 2008.) It is equipped with a GPS permanent station, a pressure and radar sensors (see Fig. (6.3) for precise location.) Tide gauge data (60s averages) are uploaded each 15 minutes to the NOAA GOES satellite (Yagi antenna on top of the structure.)	139
6.5	The track of the TC Oli over French Polynesia. On January 29 th , 2010, convective clusters organized into depression 3,000 km from Tahiti, centered roughly 300 km North-West of Suva, Fiji, in the Inter-Tropical Convergence Zone. On February 1 st the depression intensified North of Cook Islands into moderate tropical depression and was called Oli. It died on February 7 th on the South Pacific seas, after impacting the Island of Tubuai (Austral Archipelago) on February 5 th , causing USD 11 million in damages on this island.	140

6.6	Meteorological and GPS (<i>ZTD</i>) data recorded during the landfall of the TC Oli on the Island of Tubuai (dark gray : from noon to 17h00 UTC.) The meteorological station of Meteo-France recorded wind intensity, wind direction, pressure and rainfall data with hourly sampling. The T_m is estimated from T_s and temperature vertical profiles of in cyclonic period. The GPS observations consisted of data streams of 30s undifferenced dual-frequency carrier-phase and pseudorange measurements from six to eight satellites.	142
6.7	The empirical vertical profile of temperature anomaly ΔT at the impact of the TC Oli with $\Delta T_{max} = 15$ K. The gray area shows the degree of freedom allowed to the temperature profile for a ΔT_{max} relative uncertainty of 5 K.	145
6.8	The left figure shows the variation of the T_m anomaly ΔT_m as a function of T_s for different values of ΔT_{max} (diamond : $\Delta T_{max} = 0$ K, triangle : $\Delta T_{max} = 5$ K, square : $\Delta T_{max} = 10$ K, star : $\Delta T_{max} = 15$ K, circle : $\Delta T_{max} = 20$ K.) The central and right figure shows the evolution of the coefficients a (center) and b (right) of the linear regressions applied to these variations of the T_m . These regressions are defined as $\Delta T_m = a T_s + b$ for values of ΔT_{max} ranging from 0 to 20 K.	146
6.9	<i>PW</i> record during the landfall of the TC Oli. One can see in this time series a drying event followed by a rapid increase, then a rapid decrease shortly after the landfall. We also find sub-peaks on the 2-day <i>PW</i> high, suspected to be related to small-scale variability in the <i>PW</i> field (dark gray : from noon to 17h00 UTC.)	149
6.10	The top figure shows the time series of sea level measured (gray line) and modeled (black line) and the tides (dashed line) estimated during the landfall of the TC Oli (dark gray : from noon to 17h00 UTC.). The bottom figure shows the time series of the difference between the measurements and the sea level model.	150
6.11	Variation of sea level depending on the atmospheric pressure change during the cyclonic period. The black line shows the linear regression with equation $\Delta\zeta - \Delta\zeta_T = \alpha_{\zeta exp} P - \alpha_{\zeta exp} P_{\zeta_0}$, with $\alpha_{\zeta exp} = -2.72$ cm/hPa and $P_{\zeta_0} = 1005.5$ hPa. The linear correlation coefficient $R^2 = 91\%$	152
6.12	Representation of the coasts orientation θ . The topography is shown by the black lines.	154
6.13	Representation of submerged areas estimated from our model (gradual gray areas) and established by the health division of the municipality of Tubuai (hatched areas). on the Island of Tubuai during the passage of the TC eye, February 5 th , 14h00 UTC. The topography is shown by the gray lines.	155
7.1	The geographical zone of French Polynesia (source Météo-France).	161

7.2	The tsunami risk zones in French Polynesia (source : "Commissariat à l'Energie Atomique").	162
7.3	Least-squares analysis of the tides computed by MARMONDE model (SHOM) with respect to the M4, MS4, S4, M6, M2, S2, N2, K2, O1, K1, P1, Q1, MF and MM harmonic constituents of the oceanic tides (see text). Notice the large phase delays for the tide gauges of Huahine and Rangiroa, and, to a lesser extent, Vairao.	166
7.4	Filtered tsunami signals (left) for the March 11, 2011 tsunami event for the tide gauges of Nuku Hiva, Hiva Oa, Rangiroa and Huahine. Enlargments of the greyed areas are shown in the right figures (a few hours window after the arrival of the first wave).	167
7.5	Filtered tsunami signals (left) for the March 11, 2011 tsunami event for the tide gauges of Papeete, Vairao, Rikitea and Tubuai. Enlargments of the greyed areas are shown in the right figures (a few hours window after the arrival of the first wave).	168
8.1	Geometry of a single station GNSS tomography. The distance L in Eq. (8.1) corresponds to the segment GT . The unit vector \vec{u} is the line-of-sight vector (elevation and azimuth.) We assume in this paper that the tropopause is a spherical shell.	175
8.2	Wet refractivity variations in N -units (mm/km) at 00 :00 h, 12 :00 h and 24 :00 h (top to bottom) on Oct. 15, 2007 (10 :00h am to 10 :00h am local time) w.r.t. an exponential decay obtained by applying the algorithm described in this paper. These times correspond to the time of the radiosoundings (see Fig. (8.4).) The quantity mapped is $N_G \xi e^{-\frac{h}{H}}$ with $H = 2.4$ km (see Eq. (8.4). The IGS station THTI is located at the (0,0) coordinates in the figure. The horizontal distance lies in the plane of the local horizon along the North-South azimuth. The local horizon crosses the tropopause at a distance of 466 km (limited at 100 km on the figures.) N -units scales are different on each sub-figure to enhance visible details. Ground mean relative humidity : 85 %, ground mean temperature : 26°C, tropopause mean temperature : -75°C at 16.5 km altitude. We estimate that the formal relative error is at the 10 % level.	180

8.3	Time variation of the precipitable water (PW) in kg/m^2 at the THTI GPS station on Oct. 15, 2007 UTC. Red line : estimate computed by integrating along the vertical the water vapor density obtained by applying the algorithm described in this paper (see Figure 4.) Yellow line : Estimate computed by integrating along the vertical the wet refractivity (Zenithal Wet Delay) and converting it to PW by the multiplicative constant P_i (see text.) Black line : PW estimate derived from GIPSY-OASIS processing. Blue line : PW estimate from ground measurements of the weather station colocated with the GPS receiver, computed by assuming a water vapor scale of 2.4 km. Black dots : PW measurements from Meteo-France radiosoundings at the nearby Faa'a airport ($64.32 \text{ kg}/\text{m}^2$ at 0 :00h UTC, $66.03 \text{ kg}/\text{m}^2$ at 12 :00h UTC, $53.86 \text{ kg}/\text{m}^2$ at 00 :00h UTC the following day.) . . .	181
8.4	Comparison between two radiosoundings and the tomography results. Red dots : radiosounding done at 00 :00h UTC, showing a very strong inversion layer at 7 km altitude. Red line : corresponding tomography, that overestimates the wet refractivity in the lower troposphere to compensate for the inversion layer. Blue dots : radiosounding done at 24 :00h UTC, with no inversion layer present. In this case, the algorithm is able to recover the wet refractivity structure, as we are complying with the physical assumption of low departure from the <i>a priori</i> decaying exponential (yellow line). The radiosounding at 12 :00h UTC is similar to the radiosounding at 00 :00h UTC and not shown for clarity reasons.	182
A.1	Constellation des satellites GPS avec 6 orbites circulaires inclinées de 55° par rapport au plan de l'équateur, et décalées en longitude de 60°	192
A.2	Schéma du décalage entre le signal A émis par le satellite (en rouge) et le signal B généré par la station (en vert), T étant la période, N le nombre entier d'onde et φ_0 le déphasage.	193
A.3	Géométrie d'un réseau de deux satellites et deux stations au sol utilisée pour la méthode des doubles différences. La ligne de base entre les deux stations est représentée par la ligne verte.	195
A.4	Élévation et azimut de la ligne-de-vue entre le satellite et la station au sol.	198
A.5	Variation en fonction la latitude des écarts-types (en mm) issus de la comparaisons entre les radiosondages de 1992 et les fonctions de projection hydrostatiques (figure de gauche) et humides (figure de droite). La VMF1 a le plus petit écart-type. ([Niell <i>et al.</i> 2005, Boehm <i>et al.</i> 2006]).	203
A.6	Evolution de la VMF humide en fonction des élévations comprises entre 7° et 90° à la date du 1 ^{er} Janvier 2013 aux coordonnées de la station THTI (située sur le toit de l'OGT).	203

A.7	Représentation schématique des gradients horizontaux associés au ZTD issus du traitement GPS. Le dégradé de couleur représente les variations latérales de vapeur d'eau.	204
A.8	"Carte" de correction des résidus moyens pendant le mois de Juin 2011 pour la station TARA (station située chez un particulier au Sud de l'île à Taravao) à gauche et THTI. Le Nord est en haut et l'horizon sur les bords du disque. On observe clairement des oscillations dans la carte des résidus de THTI probablement dues à des réflexions multiples sur le sol. Le signal moyen des résidus est beaucoup plus faible à TARA, installée sur un pilier.	206
A.9	Séries temporelles des ZTD et de l'erreur associée estimés par GAMIT au dessus de la station THTI pour le mois de Janvier 2012.	207
A.10	Histogramme des erreurs associées au ZTD estimés par GAMIT au dessus de la station THTI pour le mois de Janvier 2012. La moyenne est de 5.23 mm et l'écart-type est égale à 1.08 mm.	208
A.11	Le rapport $\frac{SIWV}{SWD}$ est appelé Π . Celui-ci varie linéairement avec la température T_m	214
A.12	Evolution de l'erreur relative du paramètre Π en fonction de l'erreur relative de la température moyenne ([Bevis <i>et al.</i> 1994]).	215
A.13	Écart-type du model mixte combinant la périodicité saisonnière de la température moyenne et la corrélation linéaire avec la température au sol ($^{\circ}\text{C}$) ([Schueller <i>et al.</i> 2001]).	216
A.14	Organigramme de la reconstruction des contenus en vapeur d'eau intégrés au zénith (bleu) et sur la ligne-de-vue (violet).	218
A.15	Estimations des ZTD par les logiciels GIPSY (5 min), GAMIT (15 min) et Bernese (2 heures) pendant les saisons sèche (figure de gauche) et humide (figure de droite). La solution Bernese a été calculée par le centre d'analyse CODE (ftp://ftp.unibe.ch/aiub/CODE) ([Fadil <i>et al.</i> 2009]).	219
A.16	Positions géographiques des stations appartenant au réseau Pacifique utilisées pour le positionnement différentiel. L'ensemble des stations du réseau tahitien sont représentées par le rond orange.	221
A.17	Organigramme des logiciels utilisés lors de l'analyse GPS : TEQC, GAMIT et GLOBK.	223

B.1	Evolution possible d'une particule aérologique, supposée initialement à l'équilibre au niveau P_0 et amenée à un niveau de pression P_1 . Si elle tend à revenir à sa position initiale, elle est alors en stabilité absolue (schéma 1). Si au contraire, elle s'éloigne encore plus de sa position initiale, elle est en instabilité absolue (schéma 2). Si elle reste au niveau où on l'a amenée, elle est en équilibre indifférent (schéma 3). Enfin, si il y a stabilité pour de petits déplacements verticaux mais instabilité pour des perturbations suffisamment importantes alors la particule est en instabilité sélective (schéma 4).	227
C.1	Exemple de résolution par moindres carrés, pour le cas de la température atmosphérique T qui diminue de manière linéaire en fonction de l'altitude z ($T(z) = \alpha z + \beta$). Les points oranges représentent les observations, la ligne verte représente la meilleure estimation au sens des moindres carrés du profil vertical de la température et la ligne en pointillés représente le profil attendu ($\beta = -6.5$ K/km et $T_0 = 300$ K).	231
C.2	Classification des problèmes inverses. Le graphique en haut à gauche illustre un problème surdéterminé : $N > M$. Il est possible de trouver une solution unique qui soit la meilleure au sens des moindres carrés. Le graphique en haut à droite illustre un problème déterminé : $N = M$. Il y a seulement une solution possible. Le graphique en bas à gauche illustre un problème indéterminé : $N < M$. une infinité de solutions existent et une résolution par moindres carrés devient impossible. Enfin, le graphique en bas à droite illustre un problème mixte qui est à la fois surdéterminé et sous-déterminés.	234
C.3	Schéma de l'évolution de E et L en fonction de c_α	236
C.4	Illustration de la résolution par moindres carrés pondérés amortis pour l'exemple de la température atmosphérique T qui décroît de manière linéaire en fonction de l'altitude z ($T(z) = \alpha z + \beta$). Les points oranges représentent les observations et les segments oranges représentent la pondération des erreurs d'observations. La ligne en pointillés représente le profil <i>a priori</i> attendu ($\alpha = -6.5$ K/km et $T_0 = 300$ K) et la surface grise la pondération sur les erreurs des paramètres. Enfin la ligne verte représente la meilleure estimation au sens des moindres carrés pondérés amortis du profil vertical de la température.	238
C.5	Forme caractéristique du spectre des λ_i généralement observé pour des cas réels.	241
C.6	Schéma de l'évolution de E et L en fonction du nombre de valeurs singulières λ_i conservées.	242
D.1	Schema du modèle de cascade d'énergie illustrant les processus turbulents.	245

D.2	Evolution des spectres Φ_0 (trait plein) et Φ_2 (trait hachuré) de la réfractivité en fonction de κ . Les valeurs des paramètres utilisés pour tracer ces spectres sont : $C_N^2 = 10^{-14} \text{ m}^{-2/3}$, $l_0 = 1 \text{ cm}$ et $L_0 = 100 \text{ m}$.	247
D.3	Localisation des stations GPS installées sur Tahiti et Moorea pendant la campagne de Juin 2011.	248
D.4	Evolution du coefficient de corrélation linéaire R_{IWV} en fonction de la distance $\ r_2 - r_1\ $. La courbe représente la régression obtenue avec le modèle décrit par l'éq. (D.20).	250
D.5	Profils verticaux de la moyenne et de l'écart-type de $\rho(h)$ obtenus à partir des radiosondages pour les saisons sèche et humide.	252
D.6	Evolution des fonctions $\Delta_\rho(\mathbf{r}(h_1, r_1), \mathbf{R}(h_2, r_2))$ et des fonctions de covariance $cov_\rho(\mathbf{r}(h_1, r_1), \mathbf{R}(h_2, r_2))$ de la densité de vapeur d'eau obtenues en saisons sèche (graphiques du haut) et humide (graphiques du bas) en fonction des altitudes h_1 et h_2 .	253
D.7	Evolution des fonctions $Res(h_1, h_2)$ de la densité de vapeur d'eau obtenues en saisons sèche (graphiques du haut) et humide (graphiques du bas) en fonction des altitudes h_1 et h_2 .	254
D.8	Evolution de fonctions résiduelles $Res(h_1, h_2)$ en fonction du module $\ h_2 - h_1\ $ en saisons sèche (graphique de gauche) et humide (graphique de droite).	255
D.9	Evolution des fonctions $\Delta_\rho(\mathbf{r}(h_1, r_1), \mathbf{R}(h_2, r_2))$ de la densité de vapeur d'eau observées à partir des radiosondages (à gauche) et modélisées (à droite) en saisons sèche (en haut) et humide (en bas) en fonction des altitudes h_1 et h_2 .	256
D.10	Evolution des fonctions de covariance $cov_\rho(\mathbf{r}(h_1, r_1), \mathbf{R}(h_2, r_2))$ de la densité de vapeur d'eau observées à partir des radiosondages (à gauche) et modélisées (à droite) en saisons sèche (en haut) et humide (en bas) en fonction des altitudes h_1 et h_2 .	257
D.11	Profils verticaux moyens de la vitesse des vents mesurée par radiosondages en saisons sèche (à gauche) et humide (à droite).	258
D.12	Evolution des fonctions de cov_ρ et du coefficient R_ρ^2 estimées aux différentes heures de la journée en fonction de l'intervalle de temps $\ t_2 - t_1\ $ séparant deux mesures.	259
D.13	Evolution des fonctions de cov_ρ et du coefficient R_ρ^2 en fonction de l'intervalle de temps $\ t_2 - t_1\ $ séparant deux mesures. Les points gris représentent les observations aux différentes heures de la journée, la courbe verte représente la moyenne de ces observations et la courbe en pointillés violette représente la fonction choisie pour modéliser l'évolution de ces deux paramètres.	260
E.1	Coordonnées cylindriques d'un point (point rouge) sur le trajet optique (droite en pointillés violets) entre la station GPS au sol (point vert) et le satellite.	262

E.2	Exemple de répartition de ρ au niveau du sol au-dessus des îles de Tahiti et Moorea.	265
F.1	Correlation coefficients of the predictors $\Delta t_w = 3\text{h}$ (correlation significant when > 0.012).	271
F.2	Example of normalized probability of occurrence (or not) for 2 predictors ($R = 10\text{ km}$, $\Delta t_w = 1.5\text{h}$).	272

Liste des tableaux

2.1	Statistical comparison between PW estimations from different techniques. α and β are the coefficients of the linear regression of the form $y = \alpha x + \beta$. R^2 is the linear correlation coefficient between the two measurements. m and σ are respectively the mean and the standard deviation of residuals. p -value is the probability that the observed correlation is spurious. N is the number of common observations of the two time series of measurements.	30
3.1	Valeurs saisonnières et annuelles moyennes de λ en fonction de la latitude. Source :[Smith 1966].	55
3.2	Paramètres statistiques de la distribution des coefficients de corrélation linéaire R^2 . La moyenne μ et l'écart-type σ du logarithme de la variable $(1 - R^2)$ sont directement déduits de la fonction de probabilité de l'éq. (3.20). Le mode R_M^2 (valeur de R^2 pour laquelle la PDF est maximale) et la borne inférieure $R_{lim95\%}^2$ définie par l'éq. (3.22) peuvent être calculés à partir de μ et σ avec les éq. (3.21) et (3.22).	66
4.1	Tableau listant les coefficients ζ_{iz} et les fonctions V_{iz} intervenant dans la modélisation de la structure verticale de la densité de vapeur d'eau $\rho(z)$ (éq. (4.23)).	85
5.1	Localisation des stations appartenant au réseau de la campagne de Juin 2011. Les lettres "P" et "N" dans la colonne "Activité" désignent respectivement les stations permanentes et les stations non-permanentes qui ont donc été utilisées uniquement pour la campagne de mesure.	104
5.2	Matériel utilisé pour les stations appartenant au réseau de la campagne de Juin 2011.	104
6.1	Harmonic components of the astronomical tides.	150
7.1	The Tide Gauges Network of French Polynesia (March 2011).	162
7.2	Linear fits between the MARMONDE estimates X and the OGTIDE estimates Y (see Fig. (7.3)).	166
A.1	Produits IGS : Précisions et délais des orbites. Sources IGS : http://igscb.jpl.nasa.gov/components/prods.html	195

A.2	Détermination expérimentale de la constante de réfraction k_1 compilée par Hasegawa et Stokesbury. L'incertitude est représentée par l'écart-type sur le résultat expérimental. Les références pour les déterminations individuelles peuvent être trouvées dans [Boudouris 1963], [Hasegawa & Stokesberry 1975] ou [Bevis <i>et al.</i> 1994].	199
A.3	Valeurs et incertitudes (écart-types) des constantes de réfractons atmosphériques k_1 , k_2 et k_3 adoptées par les précédents auteurs ([Bevis <i>et al.</i> 1994]).	199
A.4	Coordonnées approchées des stations appartenant au réseau Pacifique utilisées pour le positionnement différentiel.	222
D.1	Coefficients A_i , s_i et μ_i intervenant dans la fonction (éq. (D.26)) de reconstruction verticale de la moyenne et de l'écart-type de la vapeur d'eau en saisons sèche et humide	253
D.2	Coefficients V_i , ω_i et φ_i intervenant dans la fonction (éq. (D.36)) de reconstruction des profils verticaux de l'intensité des vents en saisons sèche et humide.	258
F.1	Lightning events detected among 24730 cases.	269
F.2	Counting of different situations.	270

Introduction

Sommaire

1.1	La mesure de vapeur d'eau atmosphérique	1
1.2	Les observations GPS	3
1.3	Les applications météorologiques	7
1.4	Plan de la thèse	8

L'eau présente dans l'atmosphère et ses variations ont un impact majeur sur le fonctionnement météorologique et climatique terrestre. En effet, bien que l'eau atmosphérique (sous forme de vapeur, d'eau liquide ou de glace formant les nuages) ne représente que 0.001% de la quantité totale d'eau présente sur Terre, elle intervient dans la majorité des phénomènes météorologiques et climatiques de la troposphère (entre 0 km et 16 km aux latitudes de la Polynésie française) et au-dessus dans la stratosphère. Les nuages apportent l'une des principales contributions à l'albédo terrestre et la vapeur d'eau est le gaz à effet de serre qui domine dans l'atmosphère (60% selon le Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC), [Watson *et al.* 2001, Kiehl & Trenberth 1997]).

De plus l'évolution de la vapeur d'eau est fortement liée aux processus dynamiques de la troposphère comme la convection et les systèmes précipitants. Ceci est d'autant plus vrai dans la zone tropicale où l'instabilité et le fort taux d'humidité peuvent conduire à des zones de convection profonde en saison humide. Ainsi, les îles de la Polynésie française sont régulièrement la cible de fortes dépressions tropicales ou, dans les cas extrêmes, de cyclones tropicaux. Depuis 1931, 47 dépressions tropicales et 34 cyclones ont frappé les îles de la Polynésie française et le nombre de dépressions tropicales varie de 3 à 17 par an. Ce sont ces processus de la basse et moyenne troposphère où la majorité de la vapeur d'eau est concentrée qui vont être étudiés ici.

1.1 La mesure de vapeur d'eau atmosphérique

De nombreux outils d'observation ont été développés pour quantifier la vapeur d'eau. Toutefois sa forte variabilité spatiale et temporelle rend la plupart du temps son observation difficile et coûteuse. L'un des atouts majeurs du système GPS (Global Positioning System) est justement la mesure quasi-continue de cette variabilité. Nous pouvons distinguer deux types de mesures de la vapeur d'eau : les mesures *in situ* et les mesures satellitaires.

Les mesures *in situ* sont effectuées au sol (stations météorologiques) ou en altitude (radiosondages). Elles sont les plus précises et sont donc utilisées comme références pour quantifier la précision des autres instruments. Toutefois, ces mesures ont une faible résolution spatiale et temporelle. En effet, les stations météorologiques au sol ne fournissent qu'une information ponctuelle du champ de vapeur d'eau à l'altitude de la station. Or, la variabilité verticale de l'humidité est trop importante pour être extrapolée sur la totalité de la colonne atmosphérique seulement à partir de cette information ponctuelle.

Inversement, les radiosondages déterminent la distribution verticale de la vapeur d'eau, mais ils sont coûteux, l'instrument étant généralement perdu. Cela limite la résolution spatiale et temporelle. Par exemple, le centre de Météo-France effectue cinq lâchers quotidiens de radiosondage sur l'ensemble de la Polynésie française et un lâcher toutes les 12h sur l'île de Tahiti.

Toutefois ces mesures sont encore largement utilisées par les prévisionnistes car elles constituent la principale information sur la répartition verticale de la vapeur d'eau, même si elles sont maintenant couplées avec les mesures satellitaires.

L'instrumentation sur satellite s'est fortement développée ces dernières années. Ce développement a été encouragé par la forte résolution de l'imagerie satellite (de l'ordre du kilomètre). Cette résolution peut compenser la faible densité des mesures *in situ* et permet d'imager les structures atmosphériques de mésoéchelle (de quelques dizaines à quelques centaines de kilomètres).

Les satellites (comme par exemple ceux du programme d'"Interferomètre Atmosphérique de Sondage Infrarouge" (noté IASI)) mesurent le rayonnement émis par la Terre à différentes longueurs d'onde. La vapeur d'eau absorbe essentiellement l'énergie émise à certaines de ces longueurs d'onde dans le proche infrarouge et l'infrarouge. La quantité totale de vapeur d'eau comprise entre le sol et le satellite peut alors être déduite des mesures effectuées dans cette gamme de fréquences. Depuis quelques années la communauté scientifique considère les observations satellitaires comme fiables et opérationnelles. Ainsi, actuellement elles représentent 93% des données d'entrées utilisées par les modèles météorologiques. Cependant, la forte redondance de l'information satellitaire et sa difficulté à modéliser l'émissivité des nuages rendent la diversification des systèmes d'observation indispensable ([Boniface *et al.* 2009]).

Il existe d'autres instruments capables de mesurer la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère (Very Large Baseline Interferometry (noté VLBI), LIght Detection And Ranging (noté LIDAR), radio-occultation, radiomètre à vapeur d'eau, etc). Cependant, à l'exception d'une station DORIS et d'un radiomètre Cimel (opérationnel jusqu'en 2007), aucun de ces instruments n'est disponible en Polynésie française.

Le radiomètre est un capteur passif qui mesure le rayonnement solaire à des longueurs d'onde caractéristiques de la vapeur d'eau. Celui-ci a l'avantage d'avoir une précision comparable aux radiosondages et une résolution verticale fine (inférieure à 100 m à basse altitude). Mais il ne peut effectuer des mesures qu'en direction du Soleil. Cela implique que les mesures ne sont disponibles que le jour et par ciel clair.

Le système DORIS (Doppler Orbitography by Radiopositioning Integrated on

Satellite) est un système satellite français supporté par le CNES, et la base d'opération se situe à Toulouse. Cette expérience a été embarquée sur les satellites d'altimétrie TOPEX/Poséidon, Jason-1, Jason-2, ENVISAT, Cryosat-2, HY-2A et SARAL/Altika et sur les satellites de télédétection de la série SPOT (Spot-1 à Spot-5). Il sera embarqué dans les années à venir sur les missions Sentinelles-3, Jason-3 et SWOT. Comme le système GPS, le système DORIS (appliqué à la détection de la vapeur d'eau) consiste à analyser le retard induit par la troposphère humide sur le signal satellite-station ([Bock *et al.* 2014]). Or, contrairement au système GPS où l'émetteur est embarqué par les satellites, ici c'est le récepteur qui est embarqué. Ce système demande donc une logistique au sol plus importante et plus coûteuse que les récepteurs GPS. Cela limite donc le réseau en Polynésie française.

1.2 Les observations GPS

L'ensemble des instruments décrits ci-dessus ne permettent pas de mesurer le champ de vapeur d'eau avec une bonne résolution spatiale et temporelle. Le GPS peut alors être utilisé pour combler certaines faiblesses des systèmes d'observations actuels ([Bevis *et al.* 1992]).

Il existe un réseau de stations GPS mondial très dense. En effet pour des raisons géodésiques, de nombreux pays ont développé leur propre réseau de stations GPS. Par exemple, en 1993 le Japon s'est équipé d'un réseau de 1000 stations GPS permanentes pour mesurer les déformations de la croûte terrestre liées à la sismicité importante qui affecte leur territoire [Sagiya *et al.* 2000]. De la même façon, en 2001 la Californie du Sud s'est équipée d'un réseau de 250 stations GPS permanentes, avec une densification particulière dans la région de Los Angeles [Hudnut & King 2001].

L'IGS (International GNSS Service for Geodynamics) a pour missions de fédérer l'ensemble des stations GPS permanentes existantes et de favoriser l'implantation de nouvelles stations (Fig. (1.1)). Il a également pour objectifs de mettre en place un système de gestion et de traitement global des données et de délivrer des produits géodésiques utiles à la communauté scientifique. Fédérer l'ensemble des stations GPS au sein d'un réseau international a permis d'optimiser encore la précision du référentiel géodésique global ITRF (International Terrestrial Reference Frame, [Altamimi *et al.* 2007, Altamimi *et al.* 2011]) et les orbites des satellites GPS.

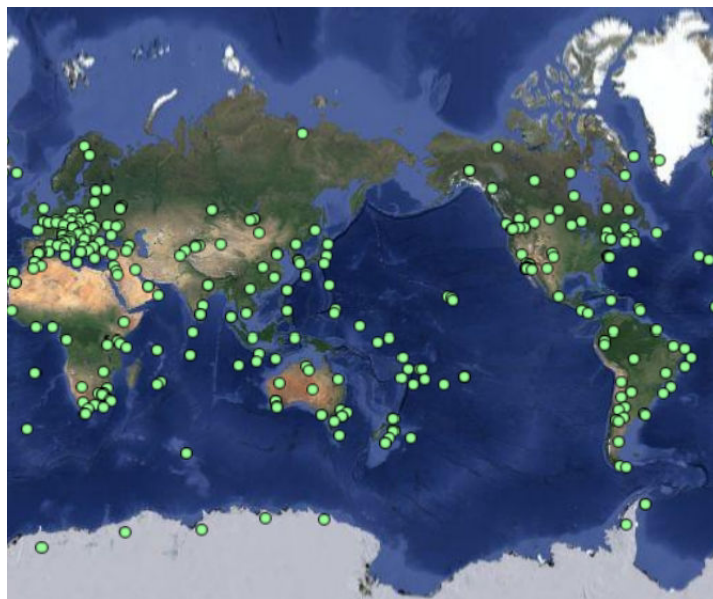


FIGURE 1.1 – Stations de référence du réseau international IGS (Source : IGS, Juin 2014)

Le GPS a aujourd'hui de nombreuses applications scientifiques comme par exemple le positionnement, le transfert de temps et les sciences de l'atmosphère. En effet, une étude du signal émis par les satellites GPS et capté par les stations au sol permet de déterminer la quantité de vapeur d'eau présente dans une colonne d'atmosphère traversée (noté *IWV* pour Integrated Water Vapor) avec une précision comparable aux mesures des radiosondages. Le système GPS peut ainsi être couplé à d'autres systèmes d'observation pour combler ou réajuster leurs mesures.

Le GPS présente plusieurs avantages :

- Il peut fournir des mesures en continu indépendamment des conditions météorologiques.
- Il est peu coûteux et nécessite peu de maintenance (l'utilisateur a seulement besoin d'une alimentation électrique et d'un récepteur).
- Il a des applications variées (sismologie, géodésie, météorologie), ce qui favorise l'extension du réseau.
- Enfin, il existe un réseau dense de stations dans plusieurs régions du monde comme en Europe, dans certaines régions des Etats-Unis ou au Japon. La résolution horizontale peut alors atteindre 50 km dans ces régions.

En Polynésie française, le laboratoire Géopôle du Pacifique Sud (GEPASUD) développe un réseau de marégraphes équipés de GPS grâce à l'attribution de trois financements : le "Contrat Etat-Pays", l'agence nationale de la recherche "Fonds Pacifique" et l'aide du Service Hydrographique et Océanique de la Marine française (SHOM). Un réseau de dix marégraphes a été installé sur huit îles différentes (Fig. (1.2)). Ce réseau est en partie géré par l'Observatoire de Géodésie de Tahiti (OGT)

en collaboration avec la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) et le Laboratoire de Géophysique de Pamatai (LDG). Il a pour vocation première l'observation du niveau de la mer et de ses variations sur le long terme. Il est également utilisé pour observer l'impact des tsunamis en Polynésie française. Chaque marégraphe héberge un radar et un capteur de pression permettant de quantifier les variations du niveau de la mer. Ce réseau a notamment été actif lors du tsunami du 11 Mars 2011 généré par le tremblement de terre de Tohoku au Japon. L'étude de l'impact de ce tsunami en Polynésie française a fait l'objet d'une publication présentée dans le Chap. (7) dont je suis co-auteur.

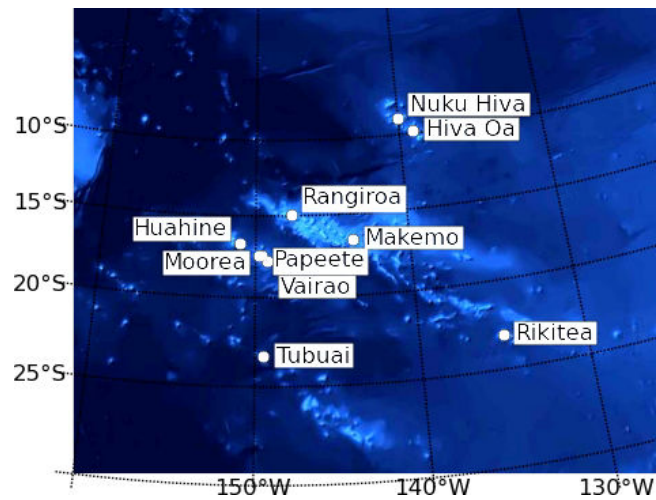


FIGURE 1.2 – Réseau de stations marégraphiques installées en Polynésie française (Juin 2014).

Sur Tahiti, l'OGT dispose de quatre stations permanentes. Une campagne de mesures GPS a été effectuée au mois de Juin 2011. Le réseau déployé pour cette campagne comportait six stations GPS supplémentaires réparties sur Tahiti et Moorea (soit dix stations en tout). La Fig. (1.3) présente la localisation des récepteurs GPS sur les deux îles. La mise en place de ce réseau est plus amplement détaillée dans le Chap. (5).

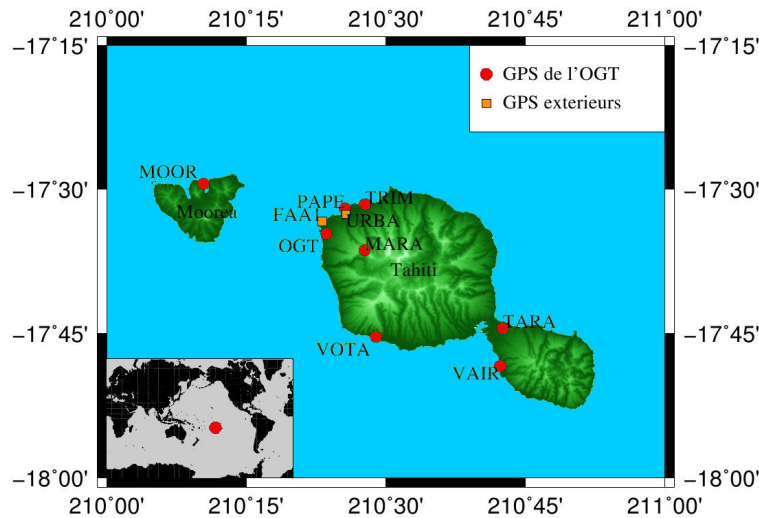


FIGURE 1.3 – Localisation des stations GPS installées sur Tahiti et Moorea pendant la campagne de Juin 2011.

Pendant longtemps, la principale limitation du GPS a été son incapacité à retrouver la distribution verticale de la vapeur d'eau (on ne pouvait accéder qu'à la quantité intégrée). Pour palier cette lacune, plusieurs approches ont été envisagées telle que la technique de radio-occultation. La technique de radio-occultation consiste à installer des récepteurs GPS sur des satellites en orbite basse (quelques centaines de kilomètres d'altitude), et à mesurer les retards de propagation des signaux émis par les satellites GPS émetteurs en orbite haute (plus de 20000 km d'altitude). Lorsque l'onde traverse l'atmosphère terrestre en allant d'un satellite à l'autre, le plus près possible de la surface terrestre, on peut alors obtenir un pseudo-profil vertical caractérisant l'indice de réfraction atmosphérique ([Wickert *et al.* 2001, Chen *et al.* 2014]).

Une seconde approche envisagée est la tomographie GPS. Plusieurs logiciels de tomographie ont été développés pendant les deux dernières décennies ([Flores *et al.* 2000, Hirahara 2000, Flores *et al.* 2001, MacDonald *et al.* 2002, Gradinarsky 2002, Noguchi *et al.* 2004, Champollion *et al.* 2005, Reverdy 2008, Shangguan *et al.* 2013, Lin *et al.* 2012, Rozsa & Horvath 2013, Rohm 2012]). La tomographie est une technique d'imagerie qui permet de déterminer la répartition en 4D (trois dimensions spatiales et une dimension temporelle) des propriétés internes d'un milieu (dans notre cas l'atmosphère) à partir des mesures (dans notre cas les mesures GPS) faites à l'extérieur de ce volume.

Cependant, les modèles existant nécessitent un réseau dense de station GPS au sol. Or, la Polynésie française dispose de peu de surfaces émergées sous forme d'îles éloignées les unes des autres et ne permet pas de déployer un réseau suffisamment dense pour reconstruire le champ de vapeur d'eau en 4D avec les modèles tomographiques existants. Ceci nous a conduit à développer un nouveau modèle tomographique basé sur les observations d'une seule station GPS au sol, plus adapté

aux îles polynésiennes.

1.3 Les applications météorologiques

Le GPS permet d'avoir des données quasi-continues du contenu intégré en vapeur d'eau indépendamment des conditions météorologiques. Il est donc particulièrement adapté à trois types d'applications dans le domaine général de la météorologie :

- Le premier domaine d'application est la climatologie et les effets anthropiques sur le climat. Plusieurs études ont montré que le signal GPS peut être utilisé pour caractériser l'évolution du climat ([Yuan *et al.* 1993, Gradinarsky 2002, Falvey & Beavan 2002]). En effet, un récepteur GPS a la capacité de rester opérationnel sur de très longues périodes avec un minimum de maintenance. Ceci permet d'avoir une continuité temporelle des mesures. Cependant, la première installation d'un récepteur GPS bi-fréquences en Polynésie française ne date que de juin 1998 (station IGS THTI localisée à l'OGT). Il est nécessaire d'avoir une série temporelle de mesures GPS plus longue pour dégager des tendances climatologiques. Ainsi, dans quelques années le GPS fournira, une base de données importante pour comprendre les interactions entre la vapeur d'eau, le bilan radiatif et les nuages de l'atmosphère.
- Le second domaine d'application est la prévision à court terme grâce à l'assimilation des données GPS dans les modèles numériques. En effet, comme les radiosondages ou les relevés des stations météorologiques au sol, les mesures GPS peuvent être assimilées dans les modèles météorologiques globaux afin d'obtenir une prédiction quantitative précise ([Emanuel *et al.* 1995, Ducrocq *et al.* 2002, Kuo *et al.* 1996, Ha *et al.* 2003]). L'assimilation des données GPS dans les modèles numériques d'atmosphère est aujourd'hui un objectif majeur pour la communauté scientifique. En Polynésie française, le centre de Météo-France expérimente actuellement le modèle de prévision numérique ALADIN (Aire Limitée, Adaptation dynamique, Développement InterNational) qui est un modèle local à résolution fine. L'assimilation des données GPS dans ce type de modèle permettra d'améliorer la prédiction quantitative des précipitations et de l'activité électrique.
- Enfin la mesure GPS peut contribuer à l'étude des processus atmosphériques dynamiques. Bien que les observations GPS de la vapeur d'eau troposphérique ne permettent pas de quantifier directement les précipitations ou les cellules orageuses, une bonne connaissance de l'évolution de cette vapeur d'eau peut permettre de mieux comprendre les processus conduisant à l'instabilité de l'atmosphère. En Polynésie française, l'instabilité et le fort taux d'humidité peuvent conduire à des zones de convection profonde en saison humide. Nous avons effectué plusieurs études à l'OGT pour caractériser les fluctuations de la vapeur d'eau à partir de la mesures GPS et son influence sur les systèmes convectifs, les précipitations et les cellules orageuses à des échelles

intra-annuelles et inter-annuelles. Nous avons également caractérisé les fluctuations de la vapeur d'eau pendant le passage du cyclone Oli sur l'île de Tubuai en Février 2010. Ces études sont présentées dans les Chap. (2) et (6).

1.4 Plan de la thèse

La thèse est structurée en trois parties qui s'intitulent "la caractérisation de la vapeur d'eau en Polynésie française", "la tomographie mono-GPS" et "les travaux annexes".

Motivé par la nécessité de mieux comprendre l'influence de la vapeur d'eau sur la météorologie polynésienne et par la mise en place d'un réseau GPS sur l'ensemble de la Polynésie française (colocalisé avec le réseau marégraphique), l'objectif initial de cette thèse était de développer une nouvelle méthode tomographique capable de restituer le champ 4D de vapeur d'eau troposphérique uniquement en fonction des observations d'une seule station GPS. Cette méthode est plus adaptée aux îles polynésienne où l'implantation d'un réseau dense de stations GPS est difficile. Cependant, pour développer une telle méthode, une bonne compréhension de la météorologie polynésienne et plus spécifiquement des variations à court terme de la vapeur d'eau troposphérique est indispensable. Or, ces variations sont encore mal identifiées en région tropicale océanique et notamment dans le Pacifique Sud, ceci étant principalement dû à un manque de données (les zones d'instrumentation étant relativement rares).

Ce constat a motivé une première étude cherchant à caractériser les fluctuations de la vapeur d'eau au-dessus de Tahiti et leurs relations avec les précipitations à différentes échelles temporelles (de l'échelle horaire à l'échelle saisonnière). Il a également mené à une seconde étude cherchant à caractériser la structure verticale de la vapeur d'eau à partir des radiosondages des dix dernières années effectués par Météo-France deux fois par jour afin de produire un modèle simple adaptable à tous types de structure atmosphérique. Un indice caractérisant la stabilité de l'atmosphère est déduit de ce modèle. De plus, ce modèle est utilisé dans la tomographie GPS pour reconstruire la répartition verticale de la vapeur d'eau. L'ensemble de ces deux études constitue la première partie de la thèse

La seconde partie de la thèse présente la méthode tomographique que j'ai développée au cours de cette thèse. Avec cette méthode tomographique, la densité de vapeur d'eau varie à différentes échelles spatiales et temporelles prédéfinies.

Les variations associées aux différentes échelles vont alors être ajustées afin de reconstruire au mieux les observations GPS. L'approche est donc nouvelle par rapport aux méthodes précédentes. Nous avons fait une campagne de mesure GPS pendant le mois de Juin 2011 regroupant un réseau de 10 stations afin de tester une méthode tomographique existante nécessitant un réseau de stations au sol (Logiciel Français de Tomographie Troposphérique avec filtre de Kalman (notée LOFTT-K, [Champollion *et al.* 2005])). Cette campagne a permis de comparer les deux méthodes tomographiques avec les radiosondages.

Les stations GPS permanentes installées en Polynésie française sont colocalisées avec des stations marégraphiques. Pendant ma thèse, ces stations nous ont permis d'observer deux phénomènes géophysiques extrêmes : le cyclone Oli qui a frappé les îles polynésiennes et notamment l'île de Tubuai le 5 Février 2010 et le tsunami du 11 Mars 2011 succédant au tremblement de Terre de magnitude 9 qui a eu lieu proche des côtes Japonaises à Tohoku [Barriot *et al.* 2012]. Nous avons alors exploité ces observations GPS et marégraphiques afin de caractériser ces deux phénomènes.

D'autre part, avant d'obtenir la version définitive de la tomographie présentée dans la deuxième partie, nous avons essayé plusieurs décompositions de l'atmosphère dans différentes géométries. L'une d'entre elles modélise la répartition de la vapeur d'eau avec des fonctions 3D de Zernike (spatialement) et des polynômes de Theby-shev (temporellement). Celle-ci peut être utilisée comme fonction de projection dans l'analyse GPS afin d'optimiser l'estimation du retard de propagation induit par la troposphère sur le signal. L'ensemble de ces travaux sont présentés sous forme d'articles publiés ou en cours de publication. Ils sont regroupés dans la dernière partie intitulée "Les études complémentaires".

Première partie

La caractérisation de la vapeur
d'eau en Polynésie française

La caractérisation de la météorologie polynésienne

Sommaire

2.1	Le contexte météorologique de la Polynésie française	14
2.1.1	La météorologie polynésienne	14
2.1.2	La prédominance de l'inversion des alizés en saison sèche . . .	16
2.1.3	La prédominance de la Zone de Convergence du Pacifique Sud en saison humide	18
2.2	Article : Evolution of precipitable water and precipitation over the Island of Tahiti from hourly to seasonal periods .	21
2.2.1	abstract	21
2.2.2	Introduction	21
2.2.3	Meteorological context	22
2.2.4	Data Acquisition	24
2.2.5	Comparison and causal relationship between <i>PW</i> and rainfall intensities	33
2.2.6	Conclusion	42

Les observations GPS nous permettent d'étudier l'évolution de la vapeur d'eau troposphérique. Bien que cette évolution ne permette pas de quantifier directement les précipitations, une bonne connaissance de celle-ci est nécessaire pour définir le niveau de stabilité de l'atmosphère. Ceci est d'autant plus vrai en Polynésie française où l'instabilité et le fort taux d'humidité peuvent conduire à des zones de convection profonde en saison humide.

L'un des objectifs de cette thèse est d'étudier l'influence de la vapeur d'eau sur l'évolution d'autres paramètres météorologiques tels que les précipitations ou les cellules orageuses afin de caractériser la météorologie de la Polynésie française. Dans ce chapitre nous présentons les caractéristiques de la météorologie polynésienne. La première partie introduit le contexte météorologique dans lequel se situe la Polynésie française. La seconde partie du chapitre présente un article soumis à une revue scientifique avec comité de lecture. Cet article traite de l'évolution du contenu intégré en vapeur d'eau et de sa corrélation avec les précipitations sur une large gamme d'échelles temporelles (horaire à inter-annuelle).

2.1 Le contexte météorologique de la Polynésie française

2.1.1 La météorologie polynésienne

Dans l’océan Pacifique, il existe deux zones de convection profonde. La première, localisée dans la zone équatoriale, correspond à la Zone de Convergence Inter-Tropicale (notée ZCIT). La seconde, orientée le long d’un axe N-O/S-E, s’étire de la Papouasie Nouvelle-Guinée jusqu’aux régions subtropicales telles que la Polynésie française ($35^{\circ}\text{S}/12^{\circ}\text{O}$). Elle s’appelle la Zone de Convergence du Pacifique Sud (notée ZCPS) (Fig. (2.2)).

La météorologie de la Polynésie française est régie par les fluctuations périodiques de la position et de l’intensité de la ZCPS. En effet, lorsqu’elle est localisée au-dessus de la Polynésie française, la météorologie est alors caractérisée par une saison chaude et pluvieuse (de Novembre à Avril). Inversement, lorsque les vents du Sud-Est sont dominants la Polynésie connaît alors une saison fraîche et sèche (de Mai à Octobre).

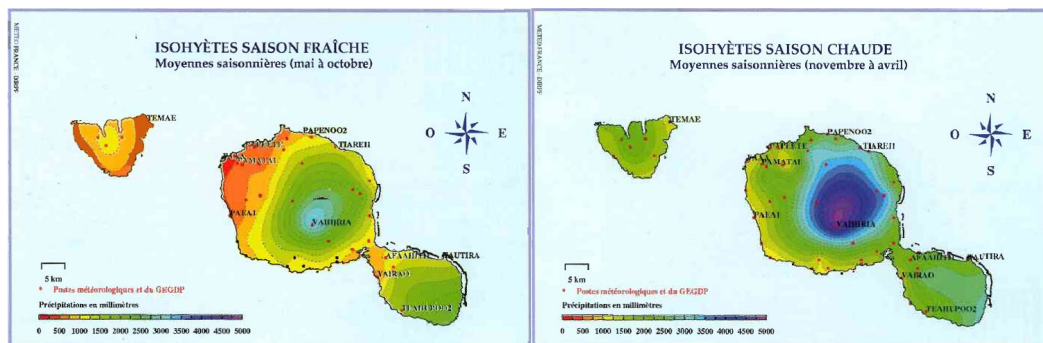


FIGURE 2.1 – Cartes des moyennes saisonnières de précipitations en saison sèche (carte de gauche) et en saison humide (carte de droite). Source : Atlas climatologique de Polynésie française, Météo-France.

Trois régimes météorologiques sont présents en Polynésie française : le régime d’alizés (généralement associé à la saison sèche), les perturbations dynamiques qui se forment au sein de la ZCPS (caractéristiques de la saison humide) et les perturbations à caractère thermique générées par advection d’air froid venant des zones tempérées (sous forme de front froid lié à une perturbation d’Ouest). Il existe principalement deux types de précipitations pouvant être associées à ces différents régimes : les précipitations convectives et les précipitations orographiques.

- Les précipitations de type convectif résultent d’une ascension rapide des masses d’air dans la troposphère. Elles sont généralement associées aux cumulus et cumulonimbus avec un développement vertical important. Ce processus induit généralement de fortes précipitations accompagnées d’orages mais de courte durée et de faible extension spatiale (Mésos-échelle).
- Les précipitations de type orographique résultent généralement de la rencontre entre une masse d’air chaude et humide et un relief tel qu’un massif

montagneux contraignant la masse d'air à monter en altitude. Les gradients pluviométriques observés entre les côtes Ouest et Est des îles hautes exposées aux alizés sont donc élevés pendant la saison des pluies (plus de 150 mm/km, voir Fig. (2.1)). Par exemple à Tahiti, les précipitations annuelles varient entre 1500 mm et 3500 mm en moyenne avec des maxima mesurés sur les sommets pouvant atteindre 11 000 mm. De plus, les hauts reliefs le long du littoral accentuent les différences entre les variations diurnes et nocturnes (induisant des brises de mer et de terre importantes). Les précipitations sont donc souvent violentes et inégalement réparties sur l'île. [Aureau *et al.* 2012] mettent en évidence la relation entre les précipitations et l'orientation des vents dominants contrainte par les flancs de vallée sur l'île de Tahiti. Ils montrent ainsi que l'île peut être divisée en cinq zones orographiques, chacune ayant un microclimat spécifique. Au cours de l'étude visant à caractériser la relation entre la vapeur d'eau et les précipitations à différentes échelles temporelles, nous nous sommes concentrés sur l'un de ces domaines : la vallée de Matatia située au Nord-Ouest de l'île (voir la Fig. (2.8)).

La topographie des îles joue donc un rôle majeur dans la formation des précipitations polynésiennes. En effet, les deux mécanismes de formation de précipitations décrits précédemment sont favorisés par l'advection des masses d'air chaud et humide provenant de l'océan et se heurtant au relief de l'île. Ce relief freine les masses d'air, canalise l'humidité, le vent et la chaleur et donc déclenche ou renforce les mécanismes de convection et de condensation.

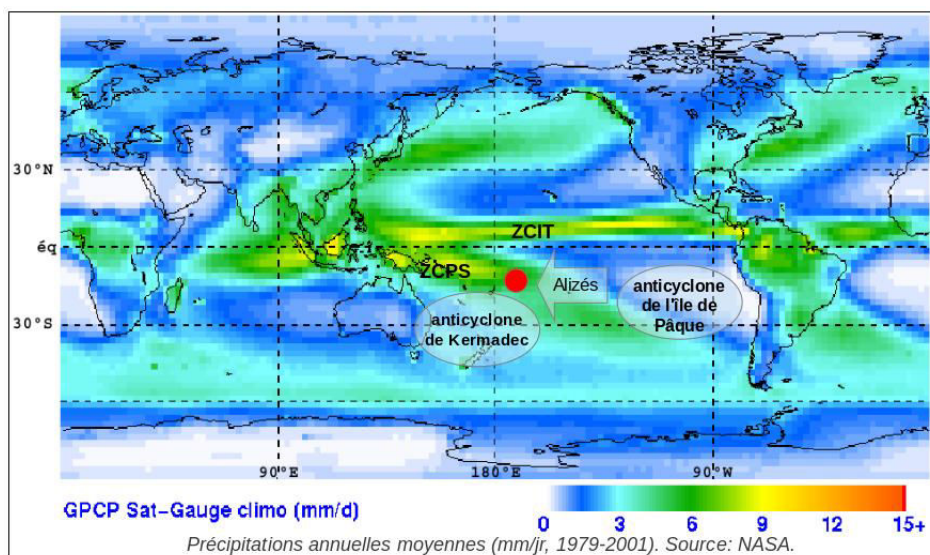


FIGURE 2.2 – Carte des moyennes annuelles de précipitations quotidiennes (mm/jour), réalisée à partir des données du "Global Precipitation Climatology Project" (noté GPCP) 1979-2001 qui sont une estimation des précipitations à partir de données *in-situ* et satellites. Les isolignes 1 mm/jr, 3 mm/jr et 7 mm/jr sont représentées. Source : "National Aeronautics and Space Administration" (noté NASA).

2.1.2 La prédominance de l'inversion des alizés en saison sèche

Les vents présents dans la région tropicale du Pacifique et qui touchent donc la Polynésie française tout au long de l'année sont les alizés. Ils prennent généralement naissance dans les flancs Est et équatoriaux des anticyclones subtropicaux, et se dirigent vers la zone de basses pressions équatoriales. Ils sont de secteur S-E dans l'hémisphère Sud. Leur composante zonale est plus importante à l'approche de l'équateur météorologique. La couche d'alizé est généralement située dans la basse troposphère dans les trois premiers km (700 hPa) au-dessus du sol. Leur intensité moyenne en surface est de 6-7 m/s avec des maxima d'environ 8-9 m/s à 1 km d'altitude (900 hPa) au-dessus de la surface. Les alizés les plus importants s'observent en moyenne annuelle aux alentours de 10°-15° de latitude, à mi-distance entre le centre des anticyclones subtropicaux et l'équateur météorologique. Les alizés touchant la Polynésie évoluent au-dessus de l'océan Pacifique, ce qui leur permet de se charger d'humidité et d'alimenter la convection au sein des zones de convergence affectant la Polynésie en saison humide.

Toutefois, pendant la saison sèche polynésienne, on peut observer la présence d'une couche d'inversion de température au sein de la couche d'alizés. Cette inversion est communément appelée "inversion des alizés". Elle peut être présente sur plusieurs dizaines de milliers de km². La base de cette inversion évolue de 300-400 m d'altitude près des côtes péruviennes à ~2000 m à l'Ouest du Pacifique, proche de l'équateur météorologique. L'intensité de l'inversion est maximale sur le flanc Est des anticyclones subtropicaux avec un gradient vertical de température entre la base et le sommet de l'inversion qui peut atteindre jusqu'à 10°C. Cette intensité diminue au fur et à mesure que les alizés s'éloignent des côtes ou qu'ils s'approchent de l'équateur météorologique. De ce fait, l'inversion de température n'est que de 2°C en Polynésie française et devient inférieur à 1°C près de l'équateur. Ces zones d'inversions de température sont généralement associées à une baisse d'humidité qui peut atteindre 60-70% dans les zones les plus marquées. Ceci est particulièrement visible en Polynésie française comme l'illustre la Fig. (2.4).

L'épaisseur de cette inversion varie entre ~1000 m proche des côtes Est du Pacifique et quelques mètres lorsqu'on est proche de la zone ZCPS. En Polynésie française son épaisseur moyenne est de 400 m. La couche d'air atmosphérique située sous la base de l'inversion, est généralement très humide, alors qu'au-dessus l'air est généralement très sec et chaud.

En hiver austral (Mai à Novembre), le phénomène de l'inversion d'alizés est quasi permanent avec une fréquence maximum (8jr/10) en fin de saison sèche. En revanche le phénomène est de faible intensité pendant les 6 mois d'été et généralement peu fréquent (1jr/10). Les processus impliqués dans la formation et le maintien de l'inversion des alizés sont à la fois des mécanismes de petites échelles tels que la turbulence et le bilan radiatif et de grande échelle tels que l'advection horizontale et la subsidence. En effet, l'un des mécanismes principal impliqué dans la formation de l'inversion des alizés est la subsidence de grande échelle associée à la divergence des

basses couches. Cela est dû au fait que la compression adiabatique réchauffe l'atmosphère ainsi la variation saisonnière des anticyclones subtropicaux a une influence prédominante sur le phénomène.

En fin de printemps (vers mi-Novembre) lorsque les anticyclones se déplacent vers le Sud, l'inversion des alizés devient moins fréquente et moins intense. Le phénomène inverse est observé fin automne. Toutefois, la subsidence n'est pas le seul facteur responsable de cette inversion. L'océan joue également un rôle déstabilisateur. Celui-ci constitue une source de chaleur qui va créer une couche de mélange avant l'inversion. Lorsque le flux de chaleur est suffisamment important, les particules peuvent par flottabilité, pénétrer la couche d'inversion et la réduire progressivement. L'inversion des alizés limite les échanges verticaux entre la couche limite et l'atmosphère libre. Cela implique un fort gradient d'humidité entre ces deux couches.

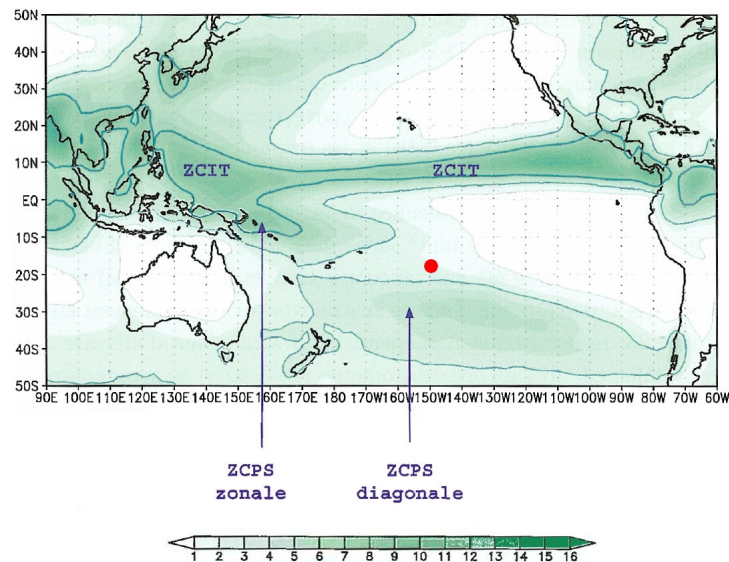


FIGURE 2.3 – Carte des précipitations quotidiennes (mm/jour) en hiver austral (de Juin à Août), réalisée à partir des données GPCP 1979-2007 qui sont une estimation des précipitations à partir de données *in-situ* et satellites. Les isolignes 1 mm/jr, 3 mm/jr et 7 mm/jr sont représentées. Le cercle rouge représente l'île de Tahiti. On observe que la ZCPS est peu présente en Polynésie française en hiver austral. Source : NASA.

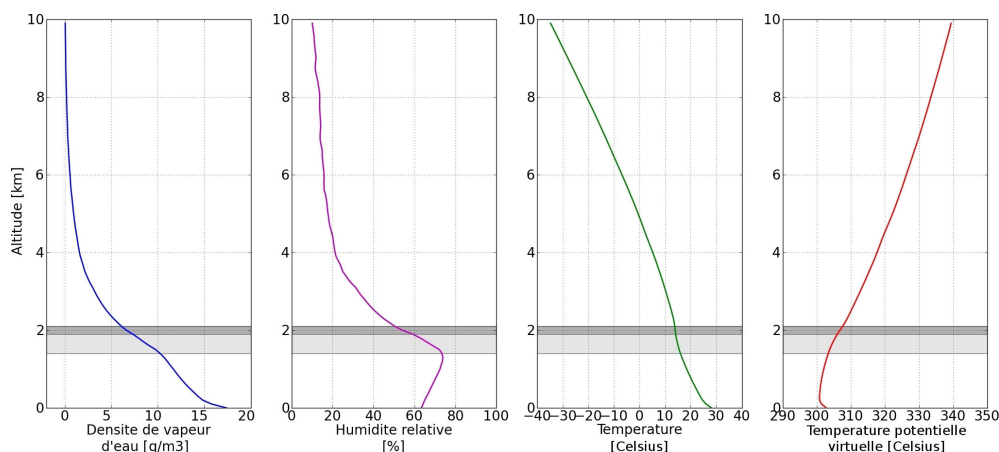


FIGURE 2.4 – Profils verticaux moyens du mois d’Août de la densité de vapeur d’eau (premier graphique), de l’humidité relative (deuxième graphique), de la température (troisième graphique) et de la température potentielle virtuelle. Ces profils sont générés à partir des radiosondages effectués deux fois par jour par Météo-France entre 2003 et 2009. La zone en gris clair représente la couche d’atmosphère stable délimitant la frontière entre la couche d’atmosphère neutre homogène au-dessous et la couche d’inversion des alizés au-dessus (représentée en gris foncé). Effectuer la moyenne des profils de température a pour effet de "compenser" les inversions présentes sur ces différents profils. Cela explique le fait que l’inversion de température n’est pas très marquée.

2.1.3 La prédominance de la Zone de Convergence du Pacifique Sud en saison humide

Dans les années 30 les observations de précipitations et de nébulosité ont permis de mettre en évidence la présence de la ZCPS ([Bergeron 1930]), mais c’est l’avènement des observations satellitaires dans les années 60 qui a réellement contribué à l’analyse de l’extension géographique de sa couverture nuageuse. Les fluctuations de la ZCPS induisent des variations sur la météorologie du Pacifique Sud à différentes échelles spatio-temporelles :

- Aux échelles inter-annuelle et saisonnière l’activité de la ZCPS est étroitement liée à celle du phénomène El Nino-Southern Oscillation (noté ENSO) [Folland *et al.* 2002]. De manière générale, en été austral, la ZCPS est très active. Elle s’étend vers les moyennes latitudes ($\sim 40^{\circ}\text{S}$) et connaît un maximum d’intensité avec 10 mm/jr de précipitations moyennes. Inversement, en hiver austral, la ZCPS est plus proche de l’équateur ($\sim 15^{\circ}\text{S}$) et les précipitations moyennes sont comprises entre 5 et 7 mm/jr.
- Aux échelles intra-saisonnière (10 à 60 jours) et synoptique (2 à 10 jours), la variabilité de la ZCPS est liée à différentes ondes équatoriales telles que les ondes de Rossby ou l’Oscillation de Madden-Julian (notée MJO). La MJO en phase négative favorise la subsidence à grande échelle et explique souvent

l'absence d'activité de la ZCPS pendant plusieurs jours en Polynésie française. Inversement, l'activité de la ZCPS se renforce pendant les phases positives de la MJO.

- A l'échelle synoptique des phénomènes d'interactions entre les tropiques et les anticyclones des moyennes latitudes peuvent induire une forte activité de la ZCPS.

Plusieurs hypothèses tentent d'expliquer la configuration particulière de la ZCPS. [Kiladis *et al.* 1989] ont ainsi suggéré que la forme et l'intensité de la ZCPS résultent des interactions entre la dynamique tropicale et les dépressions des moyennes latitudes. Autrement dit que la ZCPS résulterait de la rencontre entre les vents alimentés par l'anticyclone de Kermadec au Sud-Ouest avec les alizés générés par l'anticyclone de l'île de Pâques au Sud-Est, mais cette théorie est controversée. [Takahashi & Battisti 2007] proposent que la "langue froide" (cold tongue) à l'Est du Pacifique est à l'origine de la convection au sein de la ZCPS. Enfin, [Vincent 1994] suppose que le mécanisme convectif de la ZCPS est induit par la présence de gradients de température de surface de l'océan (notée SST pour Sea Surface Temperature). En effet ceux-ci influencent directement les gradients de pression et donc les vents et la convergence d'humidité.

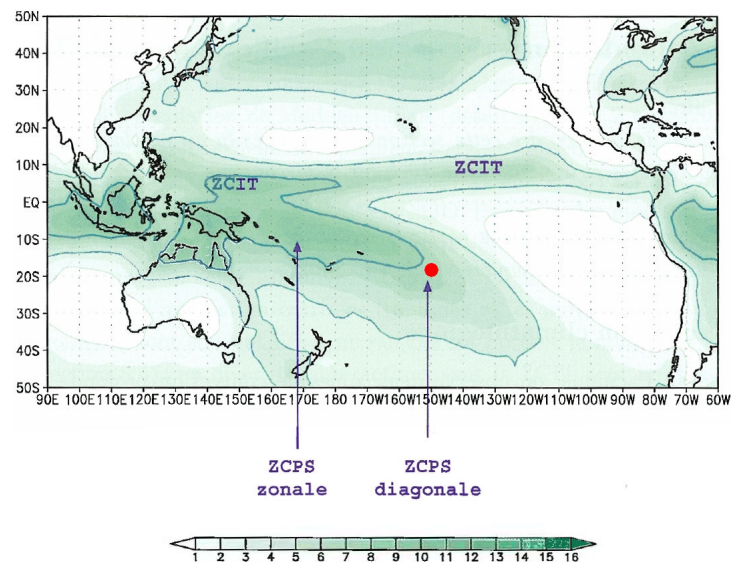


FIGURE 2.5 – Carte des précipitations quotidiennes (mm/jour) en été austral (de Décembre à Février), réalisée à partir des données GPCP 1979-2007 qui sont une estimation des précipitations à partir de données *in-situ* et satellites. Les isolignes 1 mm/jr, 3 mm/jr et 7 mm/jr sont représentées. Le cercle rouge représente l'île de Tahiti. On observe que la ZCPS est très présente en Polynésie française en été austral. Source : NASA.

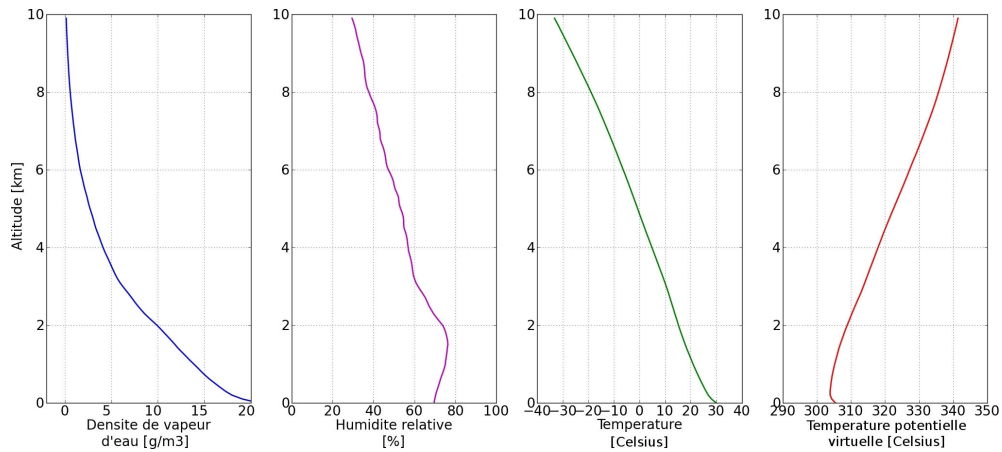


FIGURE 2.6 – Profils verticaux moyens du mois de Février de la densité de vapeur d'eau (premier graphique), de l'humidité relative (deuxième graphique), de la température (troisième graphique) et de la température potentielle virtuelle. Ces profils sont générés à partir des radiosondages effectués deux fois par jour par Météo-France entre 2003 et 2009.

2.2 Article : Evolution of precipitable water and precipitation over the Island of Tahiti from hourly to seasonal periods

J. Serafini^a, J.-P. Barriot^a and L. Sichoix^a

^a*GePaSud Laboratory, University of French Polynesia, BP 6570, 98702 Faa'a, Tahiti, French Polynesia*

Published in the *International Journal of Remote Sensing*
DOI : 10.1080/01431161.2014.950763

2.2.1 abstract

The Island of Tahiti (French Polynesia) has a complex meteorological context governed by the South Pacific convergence zone on a large scale and the topography of a high volcanic island on the orographic scale. The island is subject to heavy rainfall (up to 8,000 mm/year in some areas), mainly during the rainy season (November to April), generating significant geomorphological changes and property damage each year. To better understand the underlying complex mechanisms leading to precipitations over a broad range of time scales (from hourly to seasonal) we have analyzed eight years of data (2001-2008) coming from five sources : a radiometer, radiosoundings, a GPS, Era-Interim reanalysis and two rain gauges, all located close to or inside the Matatia valley, a small typical Tahitian valley. In particular, we have decomposed the precipitable water distribution into two statistical distributions corresponding to the dry and wet seasons. The time evolution of precipitable water in the dry season is characterized by a log-normal distribution, while the precipitable water time evolution in the wet season is characterized by a reverse log-normal distribution. The bimodality of the probability distributions describing the dynamical processes involved in the Tahiti climate is confirmed by the study of the diurnal evolution in absolute humidity, precipitable water and precipitations.

keywords precipitable water ; precipitation ; Tahiti ; GPS

2.2.2 Introduction

Many relationships between Precipitable Water (*PW*) and precipitations have been proposed, especially in the tropics [Bretherton *et al.* 2004, Peters & Neelin 2006, Holloway & Neelin 2009, Neelin *et al.* 2009, Serafini *et al.* 2011]. High humidity in these zones can be both a cause and a consequence of deep convection and rainfall [Zhang *et al.* 2008]. However, the mechanisms underlying the observed humidity-rainfall relationship are not fully understood. In this frame, the reliability of remote techniques (mainly radiometers, radiosoundings and GPS) to recover the *PW* has been the subject of numerous

theoretical and empirical studies. Most of them were limited to intensive campaign periods [Revercomb *et al.* 2003, Van Baelen *et al.* 2005, Sapucci *et al.* 2007, Bokoye *et al.* 2007, Wang *et al.* 2007, Alexandrov *et al.* 2009]. In this paper, we characterize, over a broad range of time scales (from hourly to seasonal), the relationship between PW and precipitations over a small typical Tahitian tropical valley, called the Matatia valley, from a data set (Cimel radiometer (CIMEL), radiosoundings (RS), a GPS, Era-Interim reanalysis (ERA) and two rain gauges) spanning eight years (2001-2008). We propose a framework to understand some key aspects of their relationships in a tropical environment.

2.2.3 Meteorological context

The Island of Tahiti (149°30' W, 17°35' S) lies in the tropical South Central Pacific ocean. It includes two volcanic systems that culminate at 2,241 m in the center of the island, and at 1,332 m in the southeast peninsula. The largest volcanic edifice has an almost circular structure, with a 15 km average radius. The fluctuation of the South Pacific Convergence Zone (SPCZ) governs climate and rainfall, which are characterized by a warm and rainy period when northeast trade winds are predominant (from December to March) and by a fresh and dry period when southeast winds prevail (from June to September). The island topography plays an important role in the spatial distribution of rainfall with very high pluviometric gradients (more than 150 mm/km, see Fig. (2.7)) observed between the west and east coasts during the rainy season. Annual rainfall varies from 1,500 mm to 3,500 mm. Rainfall amounts of up to 10,000 mm are estimated for maximal elevation areas. High relief along the coastline accentuates the differences between daily and nightly variations (inducing sea and land breezes). Precipitations are often intense and unequally spread over the island. [Aureau *et al.* 2012] describe the recurring meteorological events as a function of the geographic position and prevailing winds. They show that the island can be divided into five geographical areas with specific microclimates. Here we focus on one of these areas : the Matatia valley located in the northeast of the island (see Fig. (2.8)).

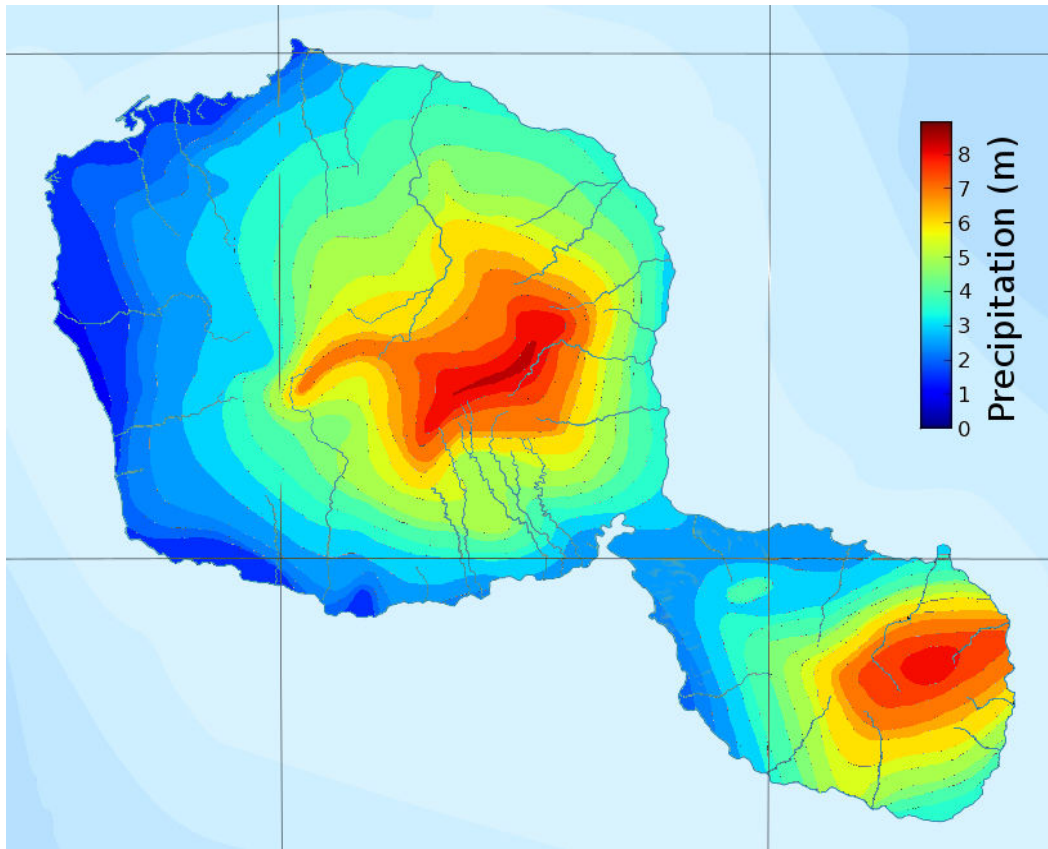


FIGURE 2.7 – Isohyets map of Tahiti (deducted from [Bonvallot *et al.* 1993]). A very high pluviometric gradient (more than 150 mm/km) is observed between the west and east coasts during the rainy season. Annual rainfall may vary from 1,500 mm at its lowest to 3,500 mm at its highest. Rainfall amounts of up to 10,000 mm are estimated for maximal elevation areas.

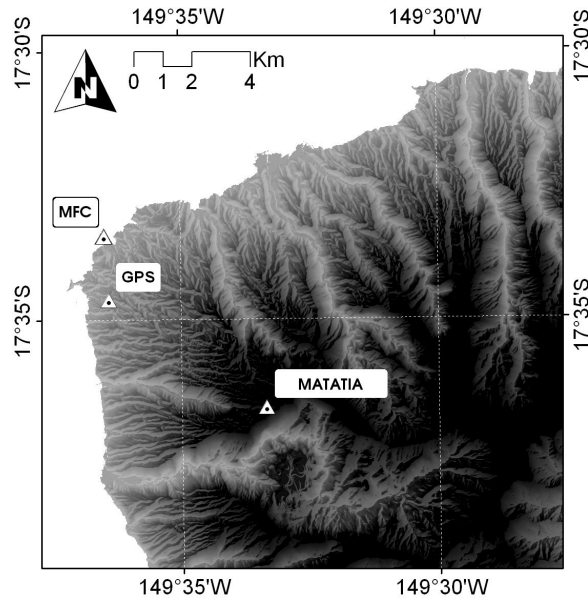


FIGURE 2.8 – Locations of the OGT (with GPS, CIMEL and the surface meteorological sensors), MFC (with the rain gauge and the RS) and of the Matatia station (with the rain gauge) in the Island of Tahiti.

2.2.4 Data Acquisition

In order to derive a relationship between PW and precipitations we must first assert the reliability of PW estimates. The Geodesy Observatory of Tahiti (OGT, 100 m altitude), close to the capital city of Papeete, hosts a GPS receiver, a CIMEL sunphotometer and a meteorological station (excluding rainfall recording). The nearby (2 km) "Météo-France" Center meteorological station (MFC) hosts a precise tipping bucket rain gauge. In addition, RS are performed twice-daily. Rainfall data are also collected at the rain gauge stations of the Matatia valley (1050 m altitude). Fig. (2.8) shows the location of OGT, MFC and Matatia rain gauges, all located in the same orographic zone in the northwest of the Island of Tahiti.

2.2.4.1 GPS data

The permanent GPS station of the OGT (THTI IGS reference) consists in an Ashtech UZ-12 receiver with an Ashtech geodetic L1/L2 antenna. This station operates with a high-precision barometer (0.5 hPa uncertainty, [Leroy 2010]). GPS observations cover a period of eight years, from 2001 to 2008. They consist in data streams of undifferentiated dual-frequency carrier-phase and pseudo-range measurements obtained every 30 s with six to eight satellites simultaneously (15 min sampling rate). We used GPS satellite precise orbits and clocks as well as consistent Earth-rotation parameters provided by the International GPS Service (IGS), together with the GIPSY/OASIS-II software package [Webb & Zumberge 1993] to esti-

mate Zenith Total Delays (ZTD) at the GPS site. This software uses a stochastic filter to provide time-dependent estimates of atmospheric delays. The dynamics of these delays are modeled as a random-walk stochastic process, with a drift rate of $0.25 \text{ cm hr}^{-1/2}$.

We first calculated and subtracted the hydrostatic contribution to derive Zenithal Wet Delay (ZWD) from the ZTD estimates. The Zenithal Hydrostatic Delay (ZHD) can be predicted to better than a millimeter accuracy from the ground pressure values P by a proportionality factor k_p [Saastamoinen 1972]. The PW itself is defined by [Weast 1974, Davis *et al.* 1985, Bevis *et al.* 1994, Elgered *et al.* 1991, Boudouris 1963] as

$$PW = \Pi ZWD = \Pi (ZTD - ZHD) = \Pi (ZTD - k_p P) \quad (2.1)$$

where $k_p = (2282.1 \pm 2.4) 10^{-6} \text{ m hPa}^{-1}$. The rms deviation σ_{ZWD} only varies according to P , because the deviations σ_{k_p} , σ_P and σ_{ZTD} can be considered constant [Bevis *et al.* 1994]. The pressure recorded at the Tahiti weather at the sea level station didn't vary beyond the range [950 hPa, 1020 hPa]. This corresponds to a maximum variation of σ_{ZWD} of 7.4 mm that we will retain for the following computations. The dimensionless constant Π of proportionality between PW and ZWD was first given by [Askne & Nordius 1987]. From this study we retain the definition and intermediate values of [Bevis *et al.* 1994] who demonstrated that if the relative error in the mean temperature T_m of the troposphere column exceeds about 1%, then the relative error in Π closely approximates the relative error in T_m . In our case the average accuracy of T_m is 2 K, leading to a standard deviation of 2.3 kg/m^2 for the PW .

2.2.4.2 Radiosounding data

RS balloons have been launched twice daily (11h00 UT and 23h00 UT) since June 1998 from the MFC. They include pressure, temperature, relative humidity, velocity and wind direction sensors. Vaisala RS80 probes were first employed (June 1998), then Vaisala RS90 probes (April 2001) and finally Modem probes (February 2006) [Schroeder 2007]. We used data from the Vaisala RS90 and Modem probes since our study was conducted between 2001 and 2008. The accuracy of RS90 is the same as those of RS92 estimated at 15% for all dry nighttime conditions [Miloshevich *et al.* 2006]. We found no dedicated study relative to the accuracy of Modem probes. Nevertheless, [Miloshevich *et al.* 2006] indicate that the mean percentage accuracy of the relative humidity measured by this type of sensor is about 5% lower than for RS90 in the lower troposphere where the majority of water vapor is present. This accuracy degrades with altitude up to about 30% at the tropopause. We assume that measured temperature, pressure and relative humidity were obtained along a vertical ascent, although winds are usually present at all altitudes causing a drift of the RS balloons [Seidel *et al.* 2011].

2.2.4.3 Sunphotometer data

The Cimel sunphotometer is an automated sun/sky radiometer that derives PW estimates from the water vapor absorption broad line at 940 nm. One of these instruments, part of the AERONET network [Holben *et al.* 1998] was deployed at OGT from January 1995 to February 2010 and provided continuous data until 2007. However, the time series contain many gaps especially during wet seasons. The relation between the slant optical depth and PW is given by a power law parameterization [Bruegge *et al.* 1992, Schmid *et al.* 2001] with an estimated precision of around 10% [Alexandrov *et al.* 2009]. In this study, we use AERONET level 2.0 data with a sampling rate from three to ten minutes. We have re-interpolated these time series with a 15 min sampling rate to allow comparisons with other data sets.

2.2.4.4 Era-Interim data

ERA is a reanalysis of a global atmospheric model produced by the European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF) and covers the period from 1979 up to now [Berrisford *et al.* 2009, Uppala *et al.* 2005]. The atmosphere is divided into 60 levels, and a spherical harmonic representation (60 km resolution at equator) is used for the basic dynamical fields as well as a $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ latitude/longitude reduced Gaussian grid for surface and other grid-point fields. The model is able to extrapolate information from locally observed parameters to unobserved parameters at nearby locations, and propagate this information forward in time. In this way, it is possible to obtain PW and precipitation estimates from a reanalysis of temperature, humidity and wind observations. The choice to include these reanalysis in our study was motivated by the fact that substantial improvements have been made from the previous Era-40 reanalysis w.r.t. the representation of the hydrological cycle and the stratospheric circulation [Dee *et al.* 2011]. As the reanalysis are provided on a global $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ latitude/longitude grid (with six hours sampling), we interpolate the PW from values at the four points of this grid surrounding the North-West of Tahiti.

2.2.4.5 Rain-gauge data

The dataset about precipitations, spanning the same period, was provided by the "Direction de l'Equipement" (GEGDP) from two tipping bucket rain gauge stations. The first rain gauge is located 7 km apart from the GPS station at the bottom of the valley, on the crest of the Matatia valley at an altitude of 1050 m. The sampling is 15 min with a mean percentage accuracy of about 1.5%. The second one is on the coast at MFC, with an hourly sampling and a mean percentage accuracy of about 6%. For more information on the validation of rainfall time series, please refer to [Aureau *et al.* 2012].

2.2.4.6 Comparison of data acquisition techniques

Fig. (2.9.a) and (2.10) show the time series of PW estimates derived from GPS, RS, CIMEL and ERA. PW values vary from about 10 kg/m^2 to more than 80 kg/m^2 . All time series present the same large feature. We observe a low systematic bias between GPS PW and RS PW estimates (-0.05 kg/m^2 , Tab. (2.1)) but the daily variabilities are poorly correlated. Conversely, even if the CIMEL appears to give the same PW variability of GPS, there is a systematic bias of about -5 kg/m^2 w.r.t. GPS and RS measurements. The ERA reanalysis succeeds in reproducing the annual and interannual variations, but smooths shorter temporal variations such as the diurnal variations.

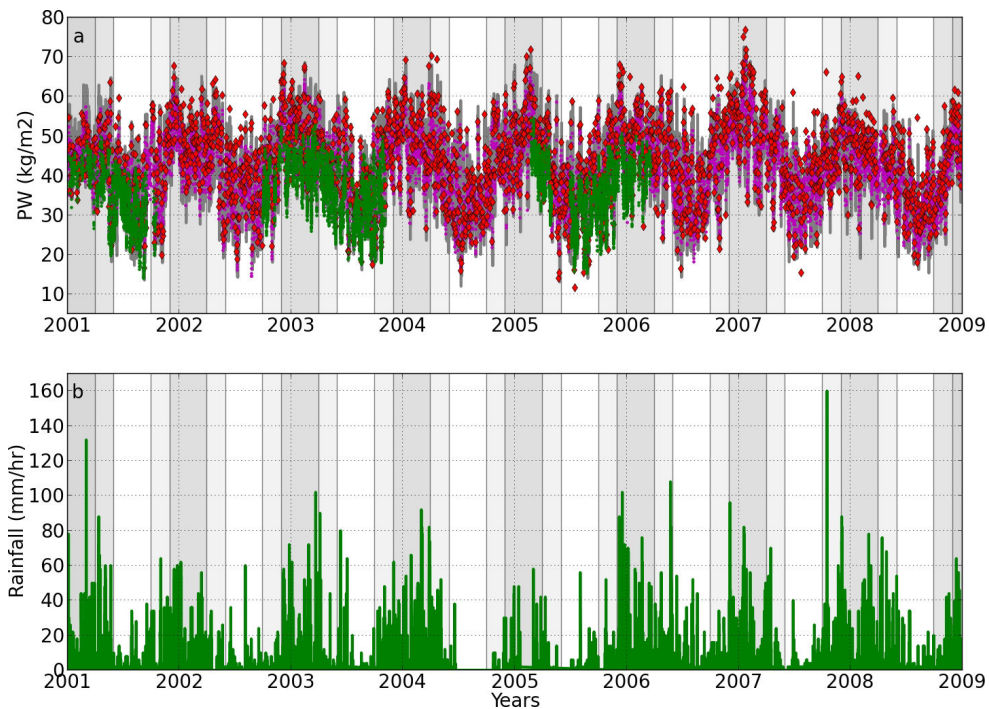


FIGURE 2.9 – Time series from 2001 to 2008 of (a) estimates of the PW from ground-based GPS receivers (grey), RS (red) and microwave CIMEL (green) and the PW calculated using ERA reanalyses (ECMWF)(magenta) ; (b) estimates of rainfall from rain gauge measurements (hourly sampling). The wet season (December-March), is represented by dark gray areas, the dry season (June-September) by white areas and the transitions.

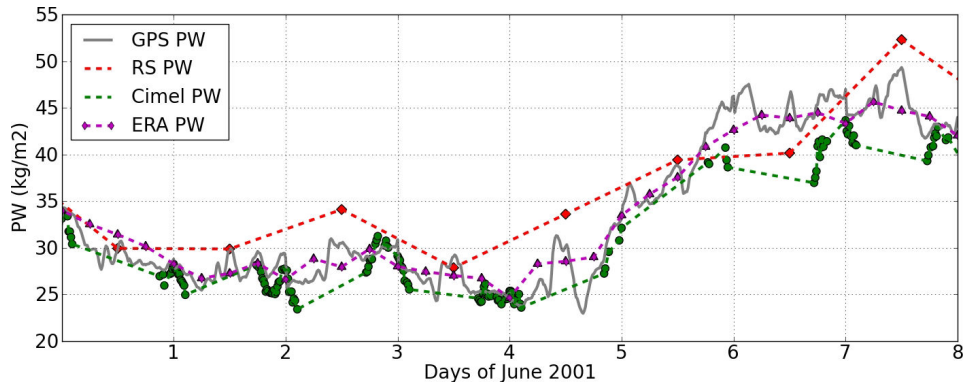


FIGURE 2.10 – Time series of June 1-8, 2001 of (a) estimates of the PW from ground-based GPS receivers (grey), RS (red) and microwave CIMEL (green) and the PW calculated using ERA reanalyses (ECMWF)(magenta); (b) estimates of rainfall from rain gauge measurements (hourly sampling).

In Fig. (2.11) we make two per two intercomparisons between these different PW estimates. The set of parameters characterizing each comparison are summarized in Tab. (2.1). We see that all the linear correlation coefficients R^2 are greater than 87%, all the standard deviations σ of residuals are less than 3.7 kg/m^2 and all the p -values (the probability that the observed correlation is spurious) are less than 10^{-4} except for the comparison between GPS and RS. In this case, $R^2=82\%$, $\sigma=4.36 \text{ kg/m}^2$ and $p\text{-value}=4.7\%$. This shows that all the correlations are significant at the 5% level and that the values of PW measured by all instruments are consistent. The values of the slopes α of linear regression are between 0.80 and 0.94. The couple GPS-RS and the couple CIMEL-ERA have slopes very close of 1. Instead, the couples RS-ERA and GPS-CIMEL have slopes that significantly deviate from 1 (0.83 for RS-ERA and 0.80 for GPS-CIMEL). This can be explained by the fact that the CIMEL and the ERA models underestimate high values of PW . Finally, the mean of the residuals which we will call bias is always less than 3.11 kg/m^2 .

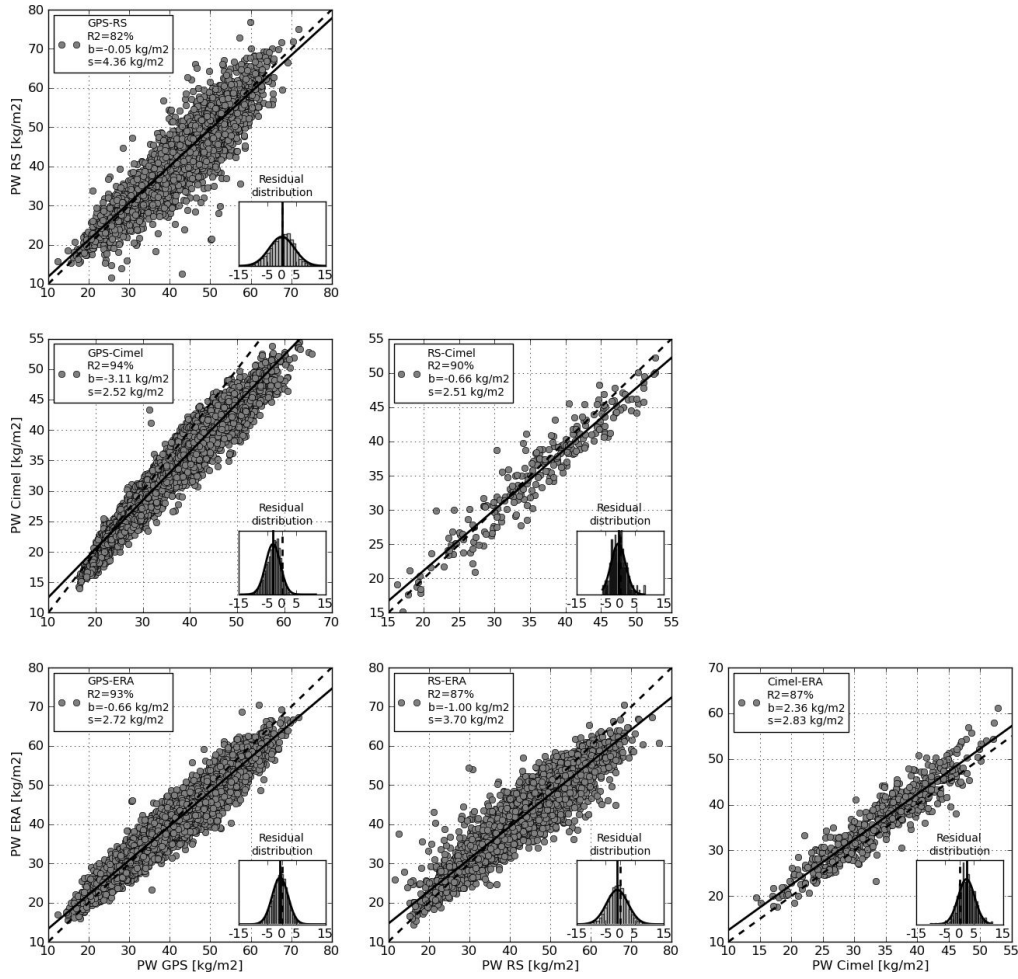


FIGURE 2.11 – Two per two intercomparisons between the different PW estimates (see also Tab. (2.1)). The dashed lines represents the linear regression (non unit slope plus intersect) for the entire dataset. The small panels in the firsts show the histogram of the difference between the two-instrument estimations. We model these differences by a Gaussian distribution. The modeled distribution is represented by the solid curve on top of the histograms, with the corresponding parameters on the left side of the panel box.

The comparisons between RS and other instruments show the lowest linear correlation coefficients ($R^2 < 90\%$). Several factors degrade the accuracy of the RS as drift of the balloon during its ascent (up to 200 km [Seidel *et al.* 2011]), or solar radiation on the temperature sensor [Nash *et al.* 2005]. To highlight the influence of solar radiation on the measurement of PW RS, we separate nighttime RS and daytime RS. Fig. (2.12) shows the daytime and nighttime comparison between the time series from GPS and RS. The daytime linear correlation coefficient R^2 is 0.81 (with $\alpha = 0.91$ and $\beta = 1.13$) and the p -value is less than 10^{-6} . The nighttime linear correla-

Instruments	R^2 (%)	α	β (kg/m ²)	m (kg/m ²)	σ (kg/m ²)	p -value	N
GPS-RS	82	0.94	2.39	-0.05	4.36	$4.7 \cdot 10^{-2}$	4570
GPS-CIMEL	94	0.80	4.55	-3.11	2.52	$< 10^{-6}$	9570
GPS-ERA	93	0.87	4.58	-0.66	2.72	$< 10^{-6}$	10074
RS-CIMEL	90	0.89	3.41	-0.66	2.51	$7.7 \cdot 10^{-5}$	238
RS-ERA	87	0.83	6.37	-1.00	3.70	$< 10^{-6}$	5689
CIMEL-ERA	87	0.99	2.61	2.36	2.83	$< 10^{-6}$	584

TABLE 2.1 – Statistical comparison between PW estimations from different techniques. α and β are the coefficients of the linear regression of the form $y = \alpha x + \beta$. R^2 is the linear correlation coefficient between the two measurements. m and σ are respectively the mean and the standard deviation of residuals. p -value is the probability that the observed correlation is spurious. N is the number of common observations of the two time series of measurements.

tion coefficient R^2 is 0.89 (with $\alpha=0.99$ and $\beta=2.18$) and the p -value is also less than 10^{-6} . Thus, these two correlations are significant at the 5% level. This is consistent with the work of [Nash *et al.* 2005] which showed that a day-night difference of 3%-7% in Vaisala relative humidity measurements because the RS90 humidity sensor has no radiation/rain shielding cap. So they are sensitive to the solar radiation which induces a bias on daytime measurements. Thereafter, [Vömel *et al.* 2007] as well as [Wang *et al.* 2007] found that the average solar radiation dry bias of the Vaisala humidity sensor is about 9% at the surface for solar zenith angles between 10° and 30° . [Agustí-Panareda *et al.* 2009] showed similar results for the RS Modem where the dry bias close to the ground can reach values of up to 12% to 20% in relative humidity and at upper levels during the daytime up to 8%. Unlike RS data, GPS data seem to have the advantage of not being biased by diurnal variations.

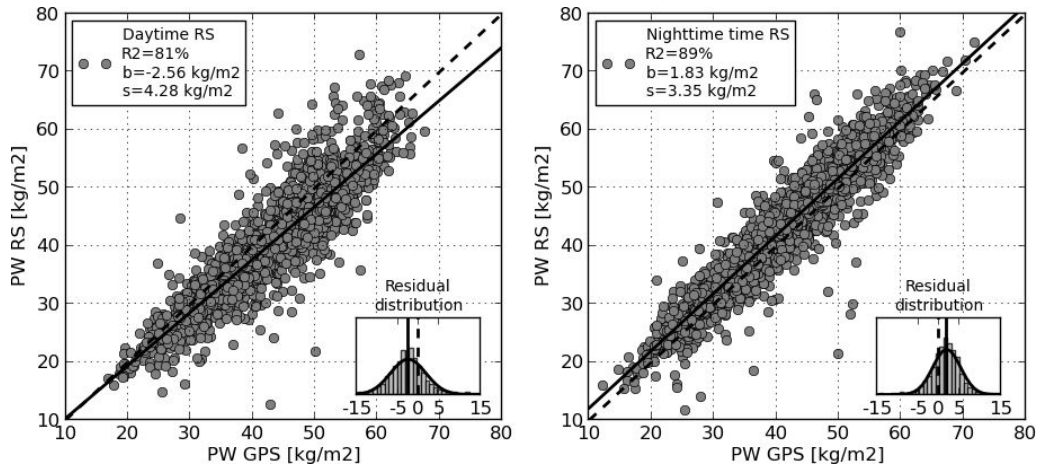


FIGURE 2.12 – Comparison between the time series from 2001 to 2008 of estimates of PW from GPS measurements and estimate of PW from the day (left) and night (right) RS measurements (daily sampling with the available data). The linear regression is represented by a black line. The linear correlation coefficient R^2 is of 0.81 for the day and of 0.89 for the night. The small panels in the firsts show the histogram of the difference between the two-instrument estimations. We model these differences by a Gaussian distribution. The modeled distribution is represented by the solid curve on top of the histograms, with the corresponding parameters on the left side of the panel box.

We find an important systematic bias between the GPS and CIMEL PW time series ($b \leq 3.7 \text{ kg/m}^2$), probably induced in the CIMEL estimates by the cloud cover [Lanzante & Gahrs 2000]. From a set of RS observations performed from 1988 to 1990 at 15 different sites in the Northern Hemisphere, [Gaffen & Elliott 1993] gave an estimation of this clear sky dry bias. They showed that a significant dry bias strongly depends on latitude and that it is below 10% for the tropics. Fig. (2.11) shows that the observations from Tahiti have a maximum bias tending to a limit of 6%. A thick cloud cover is often associated with storm systems leading to precipitations. We can therefore assume that the cloud cover is correlated with the probability of detecting a rainfall event. Fig. (2.13) illustrates this correlation by showing that the probability of detecting a rainy event during the day increases when the residual differences between the CIMEL estimates and the GPS estimates is significant. The probability density function (PDF) of these residual differences is well explained by a logistic function, which is in current use in the field [Wilks 2006].

$$f(x) = \frac{1}{1 + e^{-(ax+b)}} \quad (2.2)$$

where the index x is a relative difference between estimations of the PW from GPS and CIMEL data. We find in our case that $a=10.77$ and $b=-2.04$. The difference between the GPS and CIMEL observations is related to a high probability to have

a rainy day. This illustrates that the accuracy of GPS is not dependent on cloud cover unlike the CIMEL. GPS measurement is less sensitive to clouds than CIMEL because GPS uses signal carried by L-band microwave (1.2 and 1.5 GHz), which are not affected by cloud cover unlike CIMEL which uses an IR signal.

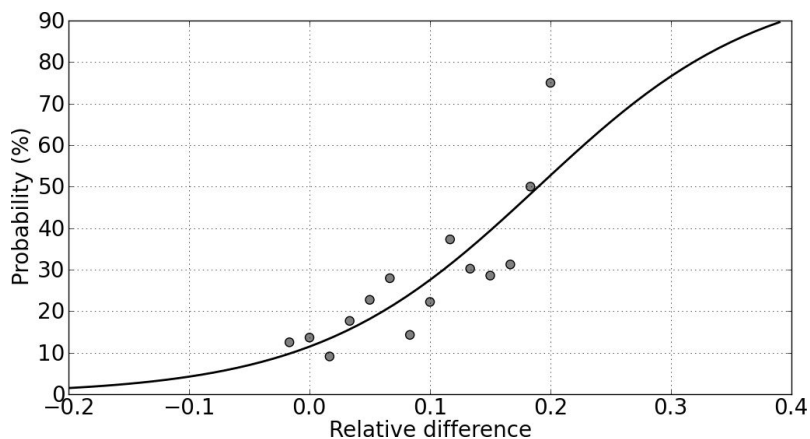


FIGURE 2.13 – Correlation between the cloud coverage and rain with the probability of rain during the day as a function of relative difference x between estimates of the PW from ground-based GPS receivers and CIMEL ($x = 2 \frac{PW_{GPS} - PW_{CIMEL}}{PW_{GPS} + PW_{CIMEL}}$), from 2001 to 2008 (daily sampling). The logistic regression is represented by a black line with 73% confidence level.

[Uppala *et al.* 2005] showed that the ERA reanalysis underestimates the values of PW , mostly close to the ground. Indeed, [Andersson *et al.* 2005] show that the systematic differences in relative humidity between forecasts and analyses in the tropics are up to about 5%.

In addition, the Hadley circulation is underestimated in the reanalysis because the model overestimates the amount of latent heat present in the tropics during the first 12 hr of the forecasts. Although the imbalance in moisture between reality and model is small, it is impairing the forecasts. An important aspect of the model for forecasts is the boundary layer moisture because this moisture largely contributes to the vertical PW determination. In addition, this humidity modulated by surface wind speed, controls the surface evaporation. The sharp inversion present in the boundary layer is the result of a balance between turbulent entrainment at the top of the cloud layer at the inversion and large-scale subsiding motion. The model tends to minimize the temperature inversion and the thickness of the boundary layer which directly affects the estimation of the PW ([Andersson *et al.* 2005]).

However, the inherent limitations of the ERA reanalysis are not the only source of errors. The meteorological parameters are estimated by the reanalysis only at the four nodes surrounding the station and the nearest node is at 22 km from the station position. Thus, as we make a linear interpolation of the PW at the station coordinates, the value obtained undergoes a significant smoothing and does not take

into account the topography of the island (see Fig. (2.9.a) and (2.10)).

To conclude, we can say that the PW time series derived from GPS data appear to be the best estimates of the real PW variations as they are not sensitive to solar radiations or cloud cover and as they include the PW variations induced by the topography of the studied valley.

2.2.5 Comparison and causal relationship between PW and rainfall intensities

2.2.5.1 General pattern

Fig. (2.9) shows the different estimations of PW and rainfall measurements from 2001 to 2008 with 15 minutes sampling. The seasonal modulation of PW is very pronounced, with values concentrated between 30 and 60 kg/m² during the wet season (December-March) and from 20 to 50 kg/m² in the dry season (June-September). Between these two seasons, we can see transition periods of about two months (April-May and October-November). The highest values occur in January at around 70 kg/m². Rainfall is also characterized by an annual cycle, with frequent and strong rainfall events during the wet season, due to northeast trade winds.

[Muller *et al.* 2009] show that the observed relationship in the tropics between PW and precipitations can be qualitatively reproduced by a two-layer model. Such a model assumes that a stability threshold involving boundary-layer water vapor governs the onset of precipitation. In our case the direct correlation between the time series of PW and precipitations, as reported by the Matatia raingauge station is very low ($R^2=2.24\%$, see Fig. (2.14)). However, water vapor is actually both a cause and a consequence of precipitations, thus this correlation can be increased by temporally shifting the time series relatively to each other. Fig. (2.15) shows the evolution of the linear correlation coefficient R^2 depending on the phase shift between the two time series. We see a clearly marked maximum ($R^2= 2.43\%$) for a phase shift of half-an-hour between the PW and precipitations time series. The Pearson test shows that the two time series are correlated if the statistical Student coefficient t (defined as $t = \frac{R\sqrt{N-2}}{\sqrt{1-R^2}}$) is greater than 1.96 for a number of observations $N > 100$, a conclusion which applies to our case because $N=3809$ and $t=9.35$ (series can be seen as uncorrelated if $t < 0.032$). Thus, even if the amount of water vapor present half-an-hour before the precipitations is clearly involved in the process leading to these precipitations, such a correlation cannot be seen for a phase-shift of 15 minutes.

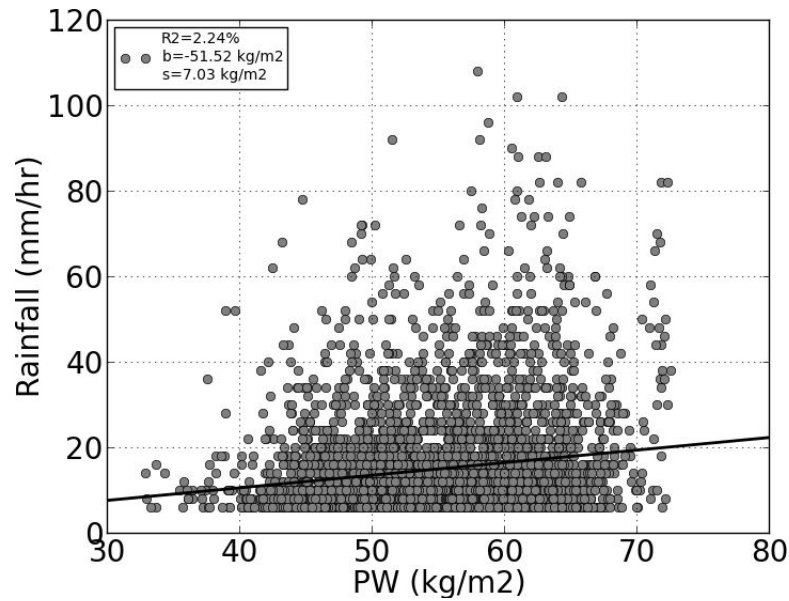


FIGURE 2.14 – Comparison between the time series of PW and precipitations with $R^2=2.24\%$, $m=-51.52 \text{ kg/m}^2$ and $\sigma=7.03 \text{ kg/m}^2$. This is an instrumental threshold of 4mm/hr for the precipitation values.

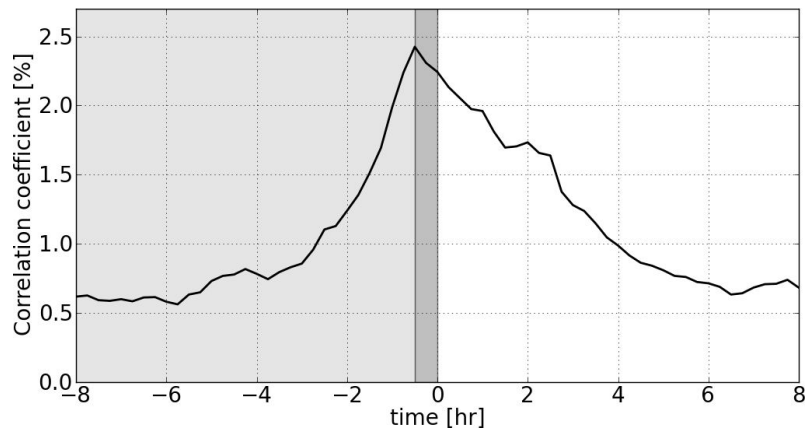


FIGURE 2.15 – Evolution of linear correlation coefficient R^2 as a function of the phase shift between the two time series. We see a clearly marked maximum ($R^2=2.43\%$) for a phase shift of half an hour between the PW and precipitations time series.

2.2.5.2 Predominant periods

After applying a Hanning window to the PW time series and precipitations, we performed fast Fourier transforms to find the underlying significant periods (Fig.

(2.16)). Sub-daily, daily and annual signals are easily identified. However, we see others periods between 974 and 1462 days (~ 2.67 -4 years) that are well synchronized and seem significant for both series (amplitude of PW components >1 kg/m² and amplitude of precipitations rate components >0.08 mm/hr). These periods can be likely associated with the El Nino-Southern Oscillation (ENSO) phenomenon, the period of which is estimated to be $\sim 3 - 3.5$ years [Rasmusson & Carpenter 1982]. Other short periods (11 days and 50 days) seem to be visible. We suggest that these periods are associated with small waves of low and medium altitudes from the eastern side of the anticyclone of Easter Island, which are induced in the flow of trade winds and of the Madden-Julian oscillation. The Madden-Julian oscillation period is known to be 50 days [Madden & Julian 1971].

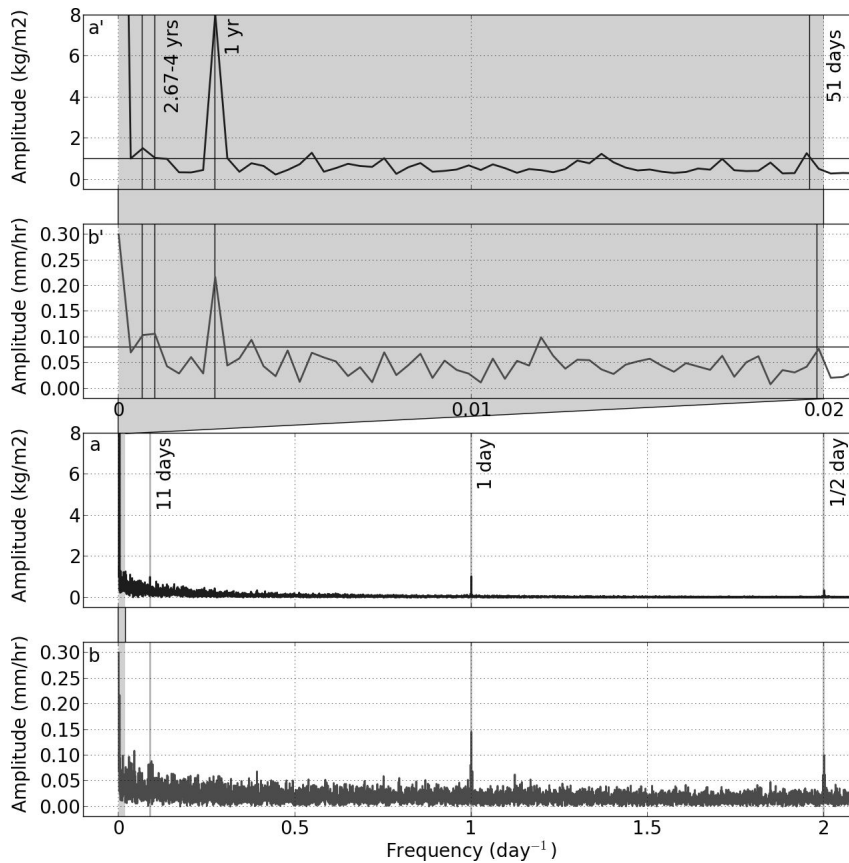


FIGURE 2.16 – Fast Fourier transform periodograms of PW (a and a') and rainfall (b and b') time series, from 2001 to 2008. The gray area (a' and b') shows an enlargement of the spectrum around the zero frequencies. The common frequencies in the two series with significant amplitudes are $1/(974-1462$ days), $1/(365$ days), $1/(26.5$ days), $1/(11$ days), $1/(1$ day) and $1/(0.5$ day).

2.2.5.3 Distributions of Precipitable Water and Precipitations

The two continuous probability distributions most commonly used to describe atmospheric variables are the normal (N) and log-normal (Λ) distributions. A variate x is Λ -distributed if the variate $z = \log(x)$ is N -distributed. For a detailed discussion of Λ , we refer to [Aitchison & Brown 1957]. Here we will simply give the equation for the PDF used thereafter for the variable x distributed according to the three-parameter $\Lambda(x|M, s, t)$ law

$$\Lambda(x|M, s, t) = \frac{1}{x' s \sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{[\log(\frac{x'}{M})]^2}{2s^2}}, \quad 0 < x' < \infty, \quad (2.3)$$

where M is the median and s is the geometric standard deviation. The population mean is $M e^{\frac{s^2}{2}}$ and the population variance is $M^2 \cdot e^{s^2} \cdot (e^{s^2} - 1)$. The PDF for log-normal distribution is defined for $x' = x - t$, and the PDF for reverse-lognormal distribution is defined for $x' = t - x$.

[Zhang *et al.* 2003] found that the bimodality of the water vapor probability distribution is common in the tropical upper troposphere and examined its implications for the drying and mixing of air parcels. [Foster *et al.* 2006] showed that, over the long term, the water vapor distribution approximates a bimodal log-normal distribution. The OGT GPS station highlights this bimodal distribution of PW (Fig. (2.17.a1)). In this case, the rapid drop to zero probability on the upper end of the histogram suggests that the underlying distribution is most likely of bimodal type with a lower log-normal and upper reverse-lognormal mode. We use the χ^2 -test to assess whether such a law reconstructs properly the observed distribution. This test determines the distance (denoted χ^2) between the observed data and the expected theoretical curve and compares it to a critical distance (denoted χ_c^2). If $\chi^2 \leq \chi_c^2$, we consider that the chosen law and the observed distribution are consistent [Nikulin 1973]. In our case $\chi^2 = 58.9$ and $\chi_c^2 = 61.3$, confirming that the choice of this law is appropriate.

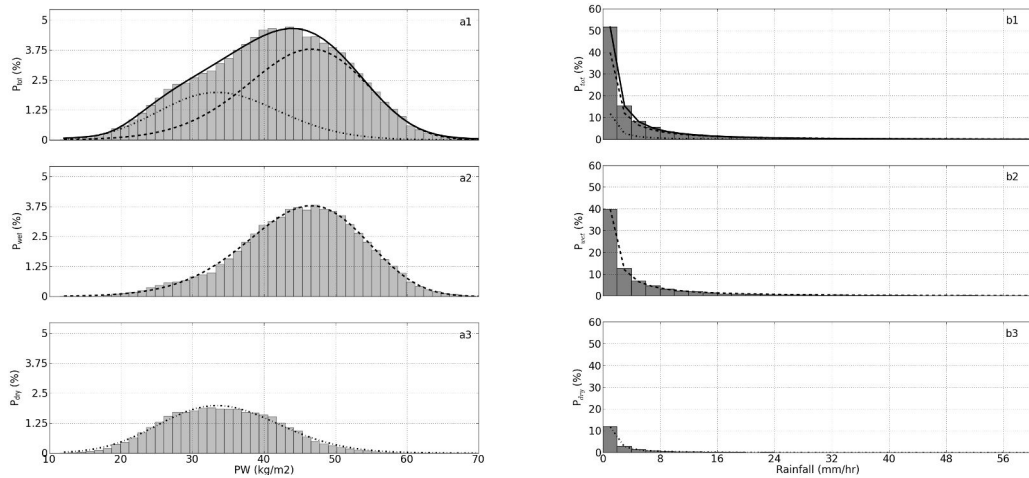


FIGURE 2.17 – Histogram of estimates of (a) PW from the GPS site and (b) precipitations. (a1, b1) Total histogram. (a2, b2) Histogram for wet season and transitions (Oct-May), from 2001 to 2008. (a3, b3) Histogram for dry season (Jun-Sep). The dashed lines represent the "wet" distributions of rain gauge (wet season and transitions) and the dash-dot lines represent the "dry" distribution of rain gauge. We use log-normal laws to describe the distributions of PW and we use Weibull's laws to describe the rain gauge distributions.

The modes themselves are strongly related to the seasonality (Fig. (2.17)). However, after fitting a bimodal probability distribution, an asymmetry appears between the dry and wet seasons. The best "boundaries" between the two seasons appears to be early October and early June. This corresponds to an eight-month wet season (October to May) and a four-month dry season (June-September). The amount of PW is higher in the wet season as shown by the median ($M=45.59 \text{ kg/m}^2$, $s=0.21$). The increase in PW is due to a good mixing between the boundary layer and the free troposphere encouraged by the presence of a warm sea. Indeed, the increase of the sea surface temperature creates conditions for unstable air mass up to 5,000 m above sea level favoring a high level of water vapor in the troposphere. Conversely, in the dry season, the amount of PW is lower ($M=34.83 \text{ kg/m}^2$, $s=0.23$). The trade wind inversion layer is more pronounced. It induces a temperature inversion which inhibits the convection and a more stable boundary layer. However, during this season, the trade winds are oriented in the southeast direction because they are influenced by the rise of the anticyclonic belt. These cold winds can lead to thermodynamic disturbances of cold advection but the Island of Tahiti is located at a relatively low latitude (17.5° S) and this effect is not very pronounced.

[Wotling *et al.* 2000] characterized the rainfall accumulation distribution on Tahiti over a range of durations varying from 5 min to 1 hr. On the short periods of sampling of this study, all values exceeding a given threshold were selected to obtain a significant proportion of individuals in each sample (i.e. peak over-threshold sam-

pling or POT). In the case of a POT sample following an exponentially compound Poisson process (as for the Tahitian sample, [Wotling *et al.* 2000]), the annual maximum value follows Gumbel's law [Rosbjerg *et al.* 1992]. However, in our case, the threshold is close to our sampling value.

We evaluate the suitability of several statistical laws adapted to rare events as the exponential, gamma, Gumbel and Weibull laws to model the rainfall PDF. For this we also used the χ^2 -test. We concluded that only the Weibull law can reliably reconstruct the observed distribution ($\chi^2 = 47.8$ and $\chi_c^2 = 54.6$). The PDF equation for variable x distributed according to the three-parameter $f_w(x|k, \lambda, \theta)$ Weibull's law is

$$f_w(x|k, \lambda, \theta) = \frac{k}{\lambda} \left(\frac{x - \theta}{\lambda} \right)^{k-1} e^{-\left(\frac{x-\theta}{\lambda}\right)^k}, \quad x \geq \theta, \quad (2.4)$$

where $k > 0$ is the shape parameter, $\lambda > 0$ is the scale parameter and θ is the position parameter of the distribution. $f_w(x|k, \lambda, \theta) = 0$ for $x < \theta$.

Fig. (2.17.b1) presents the distribution of non-zero rainfall events for eight years. The proportion of non-zero rainfall events recorded on the time series is 4%. The most appropriate PDF is $f_w(x|0.36, 0.22, -9.3 \cdot 10^{-3})$ with a variance of 5.82. Figs. (2.17.b2) and (2.17.b3) show respectively the distribution of rainfall for the wet and dry seasons. The most appropriate PDF are $f_{w_{wet}}(x|0.33, 0.16, -4.9 \cdot 10^{-2})$ with a variance of 6.53 and $f_{w_{dry}}(x|0.23, 3.5 \cdot 10^{-3}, -7.3 \cdot 10^{-2})$ with a variance of 2.55. It is worth noting that the $f_{w_{wet}}$ scale parameter is significantly higher than the $f_{w_{dry}}$ scale parameter, confirming that the wet season is marked by far more violent events than the dry season. The two weather systems are highlighted, with distinct distributions. During the wet season, the SPCZ affects the island of Tahiti. The PW in the atmospheric column is constantly supplied by a dynamic disturbance leading to heavy and intense rainfall. Conversely, during the dry season, the rise of the anticyclonic belt brings colder winds and the PW remains lower and the rainfall events are not frequent.

2.2.5.4 Critical threshold of precipitable water

[Bretherton *et al.* 2004] showed that there is a critical threshold of water vapor above which the amount of precipitation increases significantly. They assumed that this threshold is correlated with the degree of saturation of the atmospheric column. However, [Neelin *et al.* 2009] observed a better correlation of this critical threshold with the mean atmospheric temperature. Indeed, the onset of strong convection (necessary for the formation of convective precipitating systems) occurs at a fraction of column saturation that decreases with temperature. Therefore, the degree of column saturation cannot provide a good adjustment of precipitation statistics. [Holloway & Neelin 2009] assumed that the temperature dependence of the critical threshold may be controlled by near-saturation in the lower free troposphere. In fact, they show that the amount of the water vapor of lower free troposphere has a direct impact on the convective instability leading to precipitation.

[Neelin *et al.* 2009] observed that this critical threshold varies linearly with mean tropospheric temperature for values between 268 K and 274 K. However, for the mean tropospheric temperature of the Island of Tahiti (285 K, which is well above the range of the study), we estimate with the method of [Neelin *et al.* 2009] that 95% of the rainfall amounts should correspond to values of precipitable water greater than 76 kg/m². However, the precipitable water rarely exceeds 70 kg/m² in the Island of Tahiti. It is therefore likely that the values of the critical threshold previously defined does not vary linearly with high temperatures. It is difficult to determine this critical threshold from our observations because we do not find a clearly marked trend in the evolution of the amount of rainfall depending on the precipitable water (see Fig. (2.14)). However, we demonstrate that the probability to obtain a rainfall event during a given day in our study area is directly related to the *PW* average on the same day. Fig. (2.18) shows the evolution of the probability of daily rainfall depending on the *PW* daily average for the rain gauge of Faa'a station on the coast (round) and rain gauge of Matatia in mountain (diamond). These probabilities were determined by a daily resampling of the time series from the two rain gauges and GPS station. The increase in this probability with atmosphere humidity is clearly established for both sites. This probability density can be significantly explained by a logistic function (Eq. 2.2), where $x = PW$, $a = 0.19$ and $b = -10.33$ for Faa'a ($R^2 = 95\%$) and $a = 0.14$ and $b = -6.24$ for Matatia ($R^2 = 95\%$).

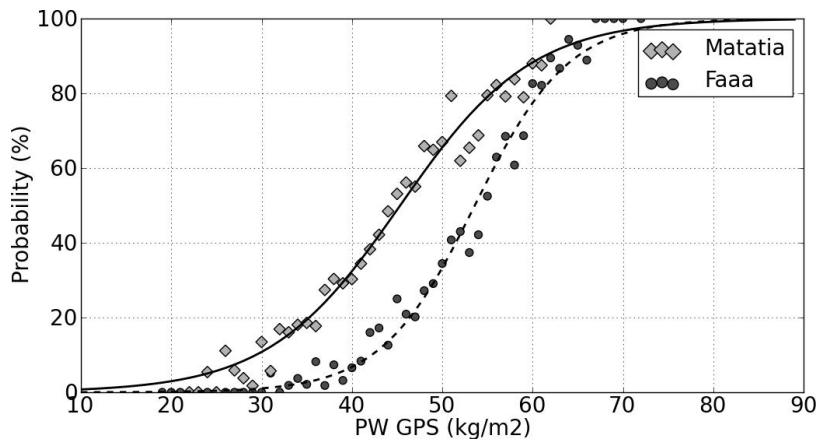


FIGURE 2.18 – Evolution of the probability of daily rainfall depending on the *PW* daily average for the rain gauge of Faa'a station on the coast (round) and rain gauge of Matatia in the mountain (diamond). These probabilities were determined by a daily resampling of the time series from the two rain gauges and GPS station. These probability densities can be significantly explained by a logistic function (dashed line for Faa'a rain gauge, $R^2 = 95\%$ and solid line for Matatia rain gauge, $R^2 = 95\%$).

We observe that the probability to have a rain event during the day at the Matatia rain gauge occurs at a lower humidity level than for the the Faa'a rain gauge. The Matatia rain gauge is located at a higher altitude (1050 meters) than

the Faa'a rain gauge (at sea level) : moisture carried by the wind in the valley is forced to rise, increasing cloud formation. The probability of rain is 50% at Faa'a for $PW > 54 \text{ kg/m}^2$, whereas this threshold is reached at Matatia for $PW > 45 \text{ kg/m}^2$. The regression coefficient a for the site of Matatia is lower than the one for the site of Faa'a. This is reflected in a less marked boundary between zero probability and probability one to have a rainy event at the Matatia rain gauge. The stations of Faa'a and Matatia are located respectively at 2 and 7 km from the GPS station. The larger distance between the station of Matatia and the GPS station can explain this less marked boundary.

2.2.5.5 Diurnal structure

The diurnal cycle is a fundamental mode in climate variability. It is associated with changes in solar forcing which induces sub-diurnal and diurnal oscillations in the atmosphere. However, the diurnal cycle of sea surface temperature is weak and the difference between vertical turbulent mixing during daytime and nighttime in oceanic region is less marked than in continental region. The high-resolution GPS data provide a very interesting way to investigate the diurnal cycle in PW and its link with the atmospheric processes.

The Absolute Humidity (AH , water vapor content of air per unit volume), which is a major component in the atmospheric dynamics [Peixoto & Oort 1996], is also discussed here. It is directly deduced from surface meteorological measurements [Buck *et al.* 1981, Willett *et al.* 2007]. Even at a smaller time-scale (hourly sampling), Fig. (2.19) shows monthly composites of diurnal cycle of AH at an altitude of 100 m, PW , the hourly variation of PW (dPW) and precipitation rate. These four variables exhibit a significant diurnal modulation during two well-defined periods of the year : the maximum and minimum anomalies are respectively larger in February-April and September-November. The AH and PW anomalies are roughly coincident with rainfall anomalies. On all these three variables, the evolution between the wet season and dry season is well marked, with fixed times of minimum (04h00-06h00 UTC and 22h00-24h00 UTC) and maximum (12h00-16h00 UTC). It is worth noting that the precipitation rate has a strong variation around its maximum (12h00-14h00 UTC), which includes a quarter of daily rainfall.

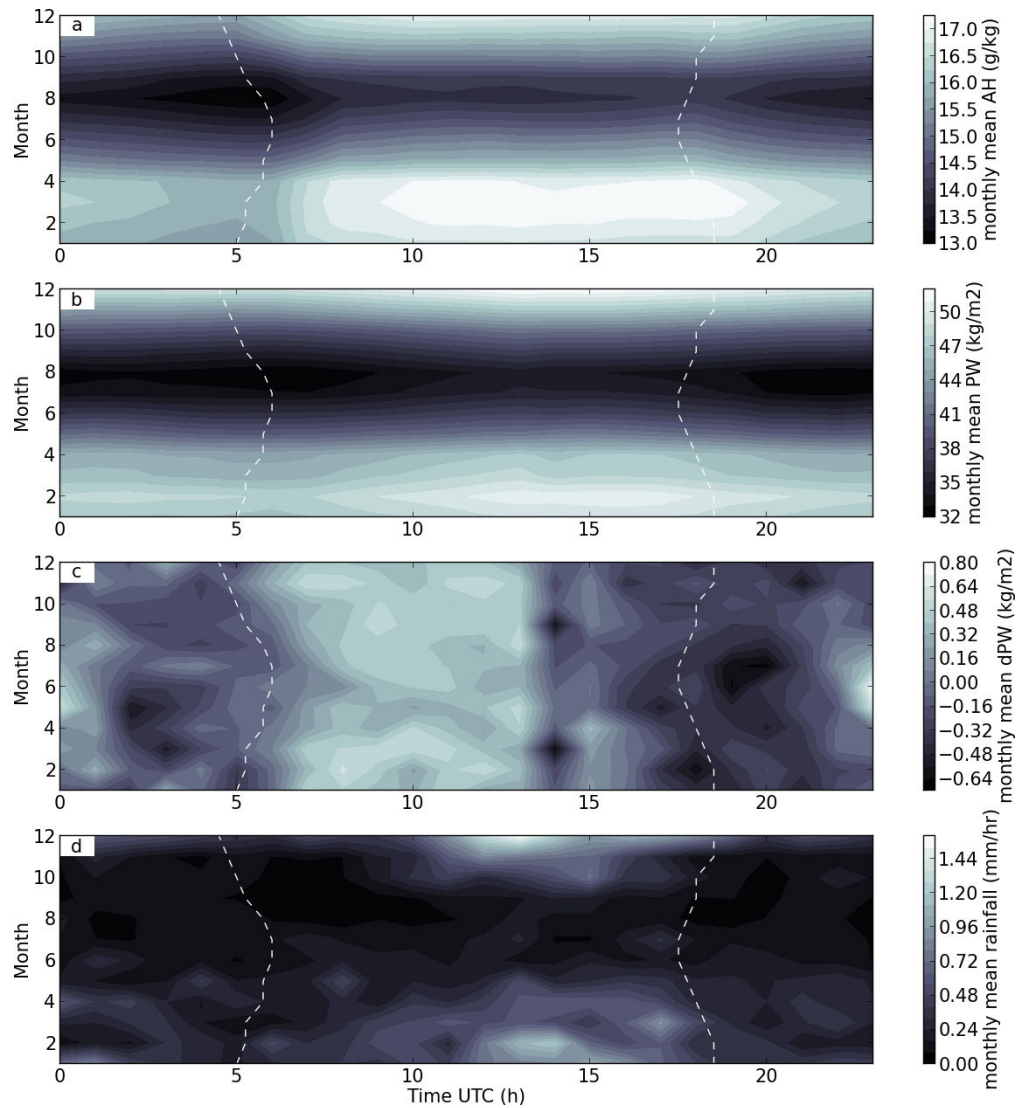


FIGURE 2.19 – Seasonal (vertical axis) and diurnal (horizontal axis) evolution of (a) Absolute Humidity (AH), (b) Precipitable Water (PW), (c) trend of precipitable water (dPW) and (d) precipitations, averaged from 2001 to 2008. The white dashed lines show the time evolution of sunrise and sunset during the year.

There are strong similarities between the AH anomalies and the PW anomalies. This reflects that the moisture sources and sinks in the atmospheric column are mainly related to near surface processes. In fact, the maxima in AH anomalies between 10h00 and 18h00 UTC and minima at 05h00 UTC are fairly consistent with the mechanism of nocturnal moisture advection and daytime boundary layer convective mixing. Thus the vertical mixing is especially effective in drying the low levels (and AH) when surface evapotranspiration is lower and the free troposphere dryer, such as during the dry season. During the core of the rainy season, the air

is slightly closer to saturation and the amount of water vapor in the atmospheric column is significantly higher day and night. For example, the relative humidity at 100 m remains above 80% between 00h00 and 05h00 UTC in December (not shown). However, there is a slight lag between variations in AH and variations in PW associated with the time required for vertical mixing.

The high topography of the Island of Tahiti has a direct influence on the air flow. The proximity of the ocean coast causes the development of a sea breeze during the day. This mechanism loads the water vapor into the air which is brought towards the land. The rapid increase in altitude favors, through dynamic and thermal effects, the elevation of the humid air. So the valley floors, all of them radiating from the island center, may be the site of high rainfall. During the wet season, the SPCZ boosts dynamic mechanisms, increasing the precipitation rate. Thus, in the early afternoon (13h00 UTC), from January to February, the precipitation rates are more important. During the night, the opposite takes place, with the production of a land breeze, drying the valleys.

Fig. (2.19) also shows the variation of dPW . This variation is involved in the diurnal water budget with the precipitation rate, the evapotranspiration and the divergence of moisture flux integrated over the entire atmospheric column. Variations in dPW have low seasonal evolution. Indeed, if the amount of PW varies during the year, the difference between the nocturnal and diurnal value, and thus the mixing speed, varies slightly. It is also worth noting that following the heavy rainfall of 13h00 UTC, dPW becomes zero before turning positive again (i.e. PW temporarily stops increasing). This reflects the imbalance in the water budget caused by heavy rainfall in the early afternoon and which tends to rebalance thereafter.

2.2.6 Conclusion

In this study we have demonstrated that the PW values derived from GPS wet delays are the best estimates of the "real" PW . Unlike RS and CIMEL, the GPS estimates are not sensitive to solar heating (balloon probes) or to cloud cover (CIMEL). In addition, they offer the finest and most regular sampling without gaps. Finally, they are representative of the variations induced by the topography of the studied valley. It therefore appears that the GPS PW time series are the most suited to monitor the time evolution of the water vapor and to infer its role on rainfall down to small scales in time and space. We have shown that the correlation between the water vapor and the precipitations is statistically significant but this correlation is not yet sufficient to predict rainfall.

We have decomposed the PW distribution into two statistical distributions corresponding to the dry and "wet" seasons (the "wet season" includes the transition periods between the dry and wet seasons). The time evolution of PW in the dry season, dominated by southeast trade winds, is characterized by a log-normal distribution, while the PW time evolution in the wet season is characterized by a reverse log-normal distribution. The bimodality of the probability distributions describing the dynamical processes involved in the Tahiti climate is confirmed by the study

of the diurnal evolution in AH , PW and precipitations. Diurnal cycle composites of PW and AH reveal a significant diurnal oscillation in these parameters with a marked seasonal evolution.

Several important questions still remain unanswered after this work, regarding the importance of evapotranspiration from the surface and the importance of evaporation of the precipitations on the lower tropospheric water budget on one hand, and the interaction between tropospheric moisture and convection on the other hand. Inspection of high temporal resolution GPS PW and precipitation data reveals that moderate and strong rain events are nearly systematically accompanied by large peaks in PW of $\sim 5 \text{ kg/m}^2$ which last a few hours only. Understanding the details of this mechanism needs further investigation, using both observation and numerical simulations of convective events.

Acknowledgements

We thank Abdelali Fadil, Pascal Ortéga, Marania Hopuare, Michel Rodiere, Robin Pouteau, Matthieu Aureau, Firas Al Khalil and Jimmy Leclair De Bellevue for useful discussions, the Météo-France Center and the "Ministere de l'Equipement-Groupement d'Etudes et de Gestion du Domaine Public" for providing rainfall data (convention 261/MEQ, January 2009). This study was carried in the frame of the program ROSAME (sub-antarctic and antarctic sea-level observation network), SONEL (near-shore sea-level observation system) and PSML (Permanent Mean Sea Level Service). The "Centre National d'Etudes Spatiales" and the "Ministere de l'Education Nationale et de la Recherche et de la Technologie" (MENRT) have provided financial support and grants for this study. The PhD grant of Jonathan Serafini was provided by MENRT.

La structure verticale de la vapeur d'eau

Sommaire

3.1	Introduction	45
3.2	La structure générale de troposphère tropicale	46
3.2.1	Une structure nuageuse trimodale	46
3.2.2	La convection profonde	48
3.2.3	Le régime des alizés	49
3.3	La relation entre les systèmes précipitants et la structure verticale de la vapeur d'eau	51
3.3.1	La densité de vapeur d'eau et les précipitations	51
3.3.2	L'humidité relative et les précipitations	52
3.4	La modélisation de la structure verticale de la densité de vapeur d'eau	54
3.4.1	Le profil hydrostatique	54
3.4.2	La reconstruction de la variabilité verticale non-hydrostatiques	57
3.5	L'amplitude de la composante non-hydrostatique : indice de stabilité atmosphérique	60
3.5.1	L'amplitude relative et l'altitude caractéristique	60
3.5.2	Les variations mensuelles	62
3.5.3	L'impact sur les précipitations	63
3.6	La reconstruction de la structure verticale avec des échelles caractéristiques fixées	64
3.6.1	La précision du modèle linéaire	64
3.6.2	L'amplitude relative du modèle linéaire	67

3.1 Introduction

Plusieurs études basées soit sur l'analyse d'observations ([Austin 1948, Starr Malkus 1954, Brown & Zhang 1997, Sherwood 1999, Parsons *et al.* 2000, Bretherton *et al.* 2004, Sherwood *et al.* 2004]) soit sur des modèles numériques ([Tompkins 2001, Grabowski 2003, Derbyshire *et al.* 2004]) montrent que la convection humide est particulièrement sensible aux variations de la vapeur d'eau dans la troposphère libre.

Même si certaines études tentent d'intégrer ce paramètre aux modèles climatiques globaux ([Zhang & Wang 2006, Neale *et al.* 2008, Bechtold *et al.* 2008]), l'implémentation des variations de la troposphère libre dans de tels modèles n'est pas encore pleinement opérationnelle ([Derbyshire *et al.* 2004, Biasutti *et al.* 2006, Dai 2006]).

De plus, le manque d'information sur la rétroaction positive entre l'humidité de la troposphère libre, la convection au sein des cumulus et de la dynamique à grande échelle peut également contribuer à une mauvaise simulation de la convection à différentes échelles. C'est notamment le cas de la variabilité intra-saisonnière associée à l'oscillation de Madden-Julian ([Grabowski 2006]).

En effet, les observations de la base de la troposphère libre (où l'air sec est en contact avec la convection de la couche limite) diffèrent des estimations des modèles météorologiques ([Neelin *et al.* 2003, Dai 2006, Neelin *et al.* 2006, Lintner & Neelin 2008]). Cela peut expliquer la difficulté des modèles à simuler les précipitations dans les régions tropicales. Une caractérisation approfondie de la structure verticale de l'humidité est donc nécessaire afin d'optimiser ces simulations. Cela permettrait de mieux comprendre les processus de formation de la convection profonde, notamment en Polynésie française où l'origine et l'influence de la ZCPS sont encore mal connues.

Toutefois, il est plus difficile de déterminer la structure verticale de la vapeur d'eau que celle de la température par exemple qui diminue d'environ 6.4 K/km. En effet, la vapeur d'eau a une variabilité beaucoup plus importante dans les régions tropicales où elle est localement influencée par l'évaporation, les précipitations et l'advection. Son profil vertical ne peut donc pas être extrapolé en altitude uniquement à partir des données au sol. Ainsi, optimiser la détermination de ce profil vertical est un enjeu majeur en météorologie.

Dans ce chapitre, à partir des radiosondages effectués toutes les 12 hr de 2003 à 2011 sur Tahiti, nous étudions la variabilité verticale au-dessus de l'île. Nous présentons notamment les profils caractéristiques associés au régime d'alizés et ceux associés à la présence de convection profonde. Ceci nous permet de dégager un modèle simple dont l'objectif est d'identifier la présence d'une zone d'inversion (entrave à la convection profonde) ainsi que son altitude et son épaisseur. De plus, ce modèle est utilisé comme composante verticale du modèle tomographique que nous avons développé et qui est présenté dans le Chap. (4).

3.2 La structure générale de troposphère tropicale

3.2.1 Une structure nuageuse trimodale

Les systèmes convectifs dans les tropiques se composent principalement de trois types de nuages :

- Des petits cumulus dont le sommet est délimité par la couche d'inversion d'alizés.

- Des cumulonimbus résultant de la convection profonde et dont l'expansion peut atteindre la tropopause.
- Des cumulus congestus dont le sommet est généralement délimité par l'isotherme 0°C.

Cet aspect trimodal de la convection tropicale a été mis en évidence par l'analyse des données radar de l'expérience COARE (Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment, [Johnson *et al.* 1999]). [Johnson *et al.* 1999] proposent ainsi un modèle conceptuel des nuages tropicaux et de leur relation avec la stratification thermique de l'atmosphère. Celle-ci est marquée par des zones d'inversion thermique et les couches stables associées. Ce modèle diffère des modèles précédents car il semble être le premier à introduire les cumulus congestus comme composante importante de la couverture nuageuse tropicale.

[Johnson *et al.* 1999] présentent ainsi une coupe Nord-Sud de la stabilité et du vent méridien moyen de 30°N à 30°S. Les variations Nord-Sud des trois couches stables (visibles sur la Fig. (3.1)) sont :

- L'inversion des alizés située à environ 2-3 km d'altitude.
- La couche délimitée par l'isotherme 0°C située à environ 5 km.
- La tropopause située à environ 15-17 km.

La couche stable 0°C est spécifique des latitudes proches de l'équateur (< 15° de latitude) ce qui traduit le fait qu'elle est intimement liée à la convection profonde et aux processus de fusion. Ainsi les cumulus congestus peuvent rapidement évoluer en cumulonimbus. Les deux structures nuageuses prédominantes dans le ciel tahitien sont donc celles induites par une forte convection (cumulonimbus et cumulus congestus) et celles marquées par l'inversion des alizés (petits stratus et cumulus). L'inversion des alizés est plus forte entre 20° et 30° de latitude avec une épaisseur relativement constante (entre 300 m et 400 m), mais elle traverse également l'équateur de manière quasi-horizontale. La structure verticale de la vapeur d'eau est donc marquée soit par un profil caractéristique de la convection profonde soit par un profil caractéristique de l'inversion des alizés.

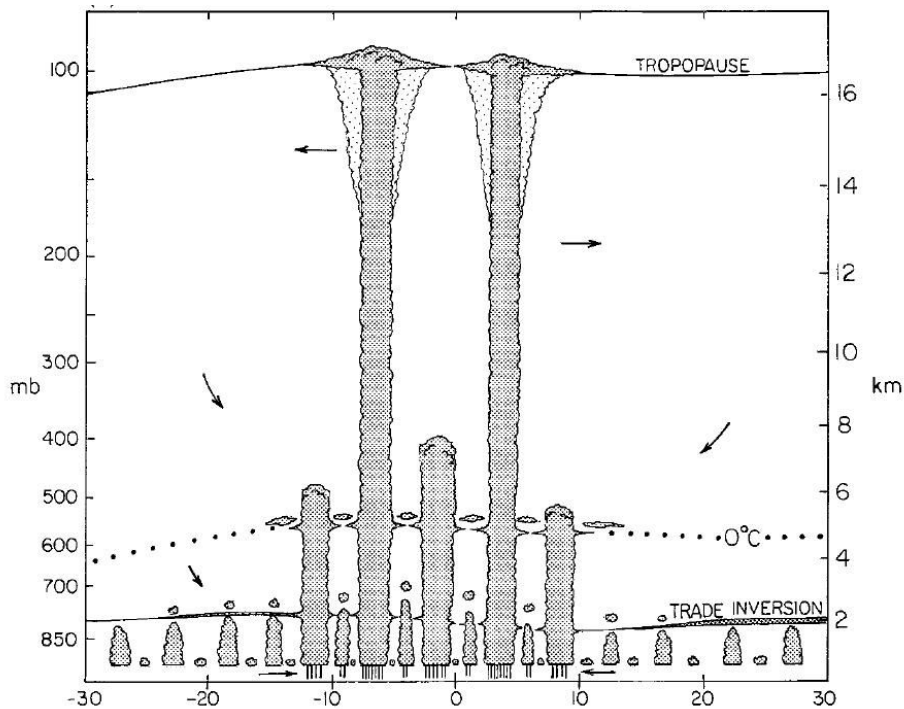


FIGURE 3.1 – Illustration des trois principaux types de nuages : cumulus peu profonds, cumulus congestus et cumulonimbus. Les trois couches stables associées sont également représentées : l'inversion des alizés, la couche de l'isotherme 0°C et la tropopause. Les nuages étagés près de l'inversion et les débris nuageux près de la couche de l'isotherme 0°C représentent le détraînement dans ces zones. Des enclumes de cirrus sont visibles près de la tropopause. Les flèches indiquent la circulation méridienne. Source : [Johnson *et al.* 1999].

3.2.2 La convection profonde

Le terme de convection profonde est utilisé lorsqu'on observe des mouvements convectifs sur l'ensemble de la troposphère, c'est-à-dire depuis la couche limite jusqu'à la tropopause. Sous les tropiques, la convection profonde est associée à des cumulonimbus qui atteignent 15 à 17 km d'altitude.

En Polynésie française, la présence de la ZCPS favorise la convection profonde en saison humide. Toutefois celle-ci peut également se mettre en place en saison sèche si l'instabilité est suffisamment forte pour permettre aux masses d'air de franchir la couche d'inversion des alizés. Le plus souvent les nuages générés par l'instabilité convective se rassemblent et s'organisent à plus grande échelle en un système nuageux unique nommé système convectif de méso-échelle (notés MCS pour "Mesoscale Convective System", [Houze 1993]). La structure de ces MCS est généralement cirriforme, d'altitude et très étendue. Les précipitations associées sont contiguës et étendues. Les MCS représentent une grosse proportion des précipitations aux tropiques et aux moyennes latitudes. Ces systèmes qui se déplacent lentement sur une

longue période contiennent souvent de la grêle et des vents forts. Ils évoluent parfois en cyclones tropicaux.

Lorsque la convection profonde se met en place, l'atmosphère est alors touchée par une forte instabilité turbulente qui favorise le mélange entre les différentes couches. Cela a pour effet de limiter la variabilité verticale de la vapeur d'eau qui est généralement importante à la frontière entre la couche limite et la troposphère libre. Le profil vertical du rapport de mélange est alors proche de celui du rapport de mélange saturé.

3.2.3 Le régime des alizés

[Von Ficker 1936] démontre que la vapeur d'eau est accumulée dans les alizés et que le principal transfert de chaleur latente (du fait de la condensation de cette vapeur d'eau) se produit dans les zones de convection profonde telles que la ZCIT ou la ZCPS. Pour compenser cette convection profonde, se créent alors des zones de subsidence dans la troposphère libre des tropiques. Cette subsidence entraîne une zone d'inversion de température au sommet de la couche limite qui freine le développement des cumulus présents dans les couches sous-jacentes. Ces cumulus peu profonds du régime d'alizés condensent certes de l'eau mais leur premier rôle est finalement de transporter de l'humidité plus haut vers la couche d'inversion pour compenser l'assèchement dû à la subsidence.

Plusieurs études [Kloesel & Albrecht 1989, Sun & Lindzen 1993] considèrent que la subsidence dans les régions situées en périphérie des zones de convergence maintient l'inversion à de relativement faibles altitudes dans ces régions. Cette altitude est donc contrôlée par l'équilibre entre la subsidence de grande échelle qui a tendance à diminuer l'épaisseur de la couche nuageuse d'une part et par les processus convectifs humides et radiatifs au sein des nuages qui tendent à l'épaissir d'autre part.

Les profils verticaux issus du radiosondage du 24/06/2011 à 12h00 UTC (représentés sur la Fig. (3.2)) illustrent la stratification de la basse troposphère lorsque le régime d'alizés prédomine et favorise la présence de nuages stratiformes :

- La couche sous nuageuse (couche limite) dans laquelle le flux de chaleur de surface est en équilibre avec le flux de chaleur sortant de la couche nuageuse. Cette couche présente une turbulence importante qui génère des tourbillons de grandes échelles que l'on appelle "thermiques". Ces thermiques permettent d'homogénéiser les profils de température et d'humidité sur toute l'épaisseur de la couche. En effet, la température est proche de la température adiabatique sèche et la température potentielle virtuelle est constante.
- La couche nuageuse dans laquelle la subsidence de grande échelle et celle induite par les cumulus équilibrent le refroidissement radiatif. Dans cette couche l'air est saturé et bien mélangé grâce à la présence de turbulence intra-nuageuse. La température est proche de la température adiabatique saturée et la température potentielle virtuelle augmente de $3^{\circ}\text{C}/\text{km}$ à $6^{\circ}\text{C}/\text{km}$ avec l'altitude.

- La couche d'inversion dans laquelle seul le chauffage par subsidence compense le refroidissement par évaporation au sommet du nuage. Cette couche présente une brusque croissance de température qui peut atteindre jusqu'à 10°C sur les bords de l'océan Pacifique. En Polynésie elle est généralement proche de 2°C à 3°C. Cette forte variation de température est généralement associée à une forte diminution du taux d'humidité.

Enfin au-dessus de la couche limite (troposphère libre) le refroidissement radiatif s'équilibre avec la subsidence de grande échelle. L'air est alors beaucoup plus sec avec une diminution continue de l'humidité.

[Bretherton & Wyant 1997] montrent que le mouvement convectif au sein de la couche intra-nuageuse a tendance à s'annihiler. Cela provoque le découplage en deux couches bien séparées des circulations turbulentes présentes près de la surface et dans la zone intra-nuageuse. Comme l'illustrent plusieurs études [Bretherton & Wyant 1997, Nicholls 1984, Sandu 2008], la plupart des couches intra-nuageuses associées aux régimes d'alizés et situées à quelques centaines de kilomètres des continents sont probablement découplées. La structure verticale de vapeur d'eau associée à ce découplage est alors marquée par une brusque chute de densité de vapeur d'eau car la troposphère libre est beaucoup plus sèche que les couches sous-jacentes.

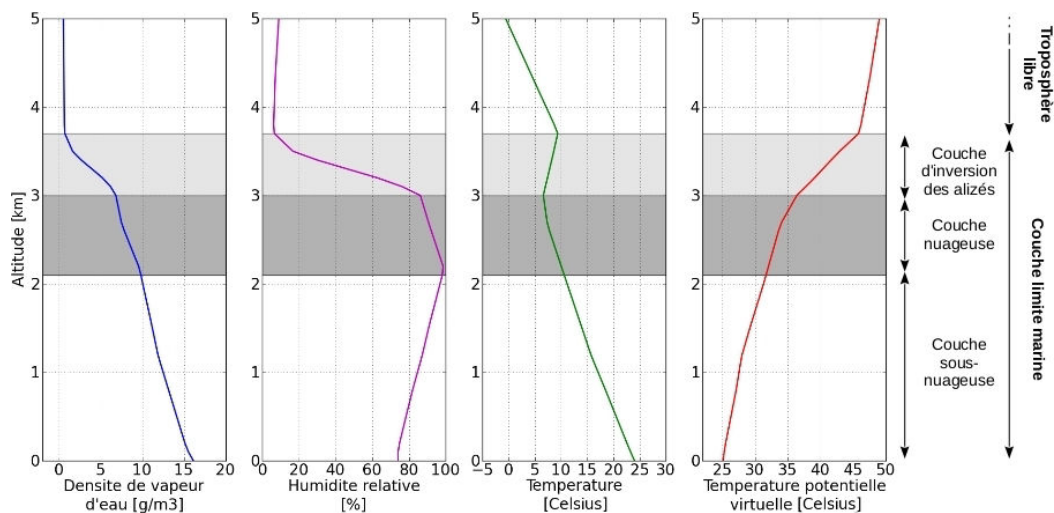


FIGURE 3.2 – Exemple de profils verticaux de la densité de vapeur d'eau (courbe bleue), de l'humidité relative (courbe violette), de la température (courbe verte) et de la température potentielle virtuelle (courbe rouge) sur les cinq premiers kilomètres de la troposphère. Ces profils ont été déterminés à partir des mesures du radiosondage du 24/06/2011 à 12h00 UTC.

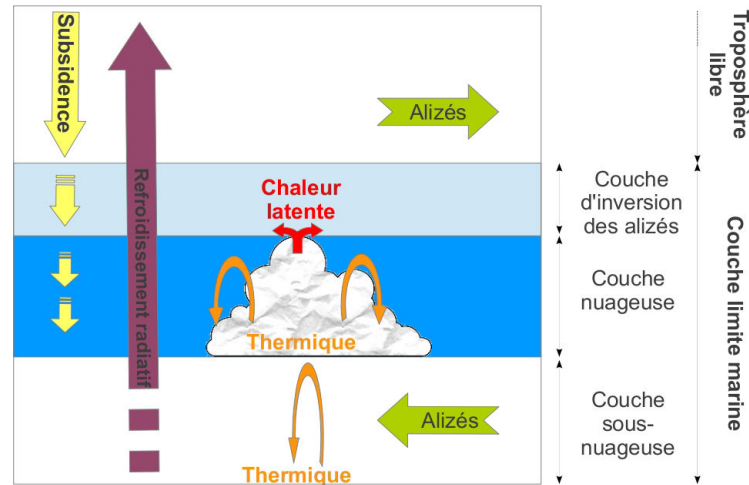


FIGURE 3.3 – Schéma présentant les principaux processus thermodynamiques impliqués dans la formation nuageuse sous-jacente à la couche d’inversion des alizés. Au-dessus de cette couche d’inversion le refroidissement radiatif (flèche violette) équilibre la subsidence de grande échelle (flèche jaune). Dans l’inversion des alizés, la subsidence compense le refroidissement radiatif dû à l’évaporation aux sommets des nuages (flèche rouge). Dans la couche nuageuse, la subsidence de grande échelle et la subsidence induite par les nuages équilibrent le refroidissement radiatif. La turbulence au sein des couches sous-nuageuse et nuageuse induit des thermiques (flèche orange) qui permettent d’homogénéiser la température et l’humidité.

3.3 La relation entre les systèmes précipitants et la structure verticale de la vapeur d'eau

3.3.1 La densité de vapeur d'eau et les précipitations

La Fig. (3.4) présente les profils verticaux de densité de vapeur d'eau classés en fonction du taux de précipitation mesuré au sol. Lorsque le taux de précipitation est élevé, on observe que les profils verticaux de densité de vapeur d'eau sont moins incurvés que les profils associés à des taux de précipitation plus faibles. Les précipitations sont le plus souvent associées à des systèmes convectifs favorisant l'advection de l'humidité dans la troposphère libre. Cela a pour effet d'augmenter la quantité de vapeur d'eau en altitude.

Toutefois la différenciation des profils intervient à partir de 1.5 km d'altitude, en-dessous les profils sont quasiment confondus. En effet, dans la troposphère libre, on observe que l'incurvation des profils verticaux varie avec le taux de précipitation mais dans la couche limite, les profils restent proches les uns des autres quel que soit le taux de précipitation. Ceci est probablement induit par le découplage entre les deux couches lorsque le régime d'alizés prédomine. En effet, la subsidence présente au sein de la troposphère libre s'oppose à l'instabilité convective de la couche intra-nuageuse qui humidifie la basse

troposphère. Ceci est en accord avec plusieurs études ([Numaguti *et al.* 1995, Mapes & Zuidema 1996, Brown & Zhang 1997, DeMott & Rutledge 1998, Parsons *et al.* 2000, Neggers *et al.* 2007, Sobel & Neelin 2006]) qui montrent que la densité de vapeur d'eau présente dans la basse troposphère est étroitement liée aux conditions de surface et par conséquent elle peut être déduite de celles-ci. Cependant, le découplage possible entre la troposphère libre et la basse troposphère rend l'extrapolation dans la troposphère libre difficile. Ces études proposent finalement de définir la troposphère en deux couches distinctes dans les modèles. Cela permet d'optimiser l'estimation des précipitations.

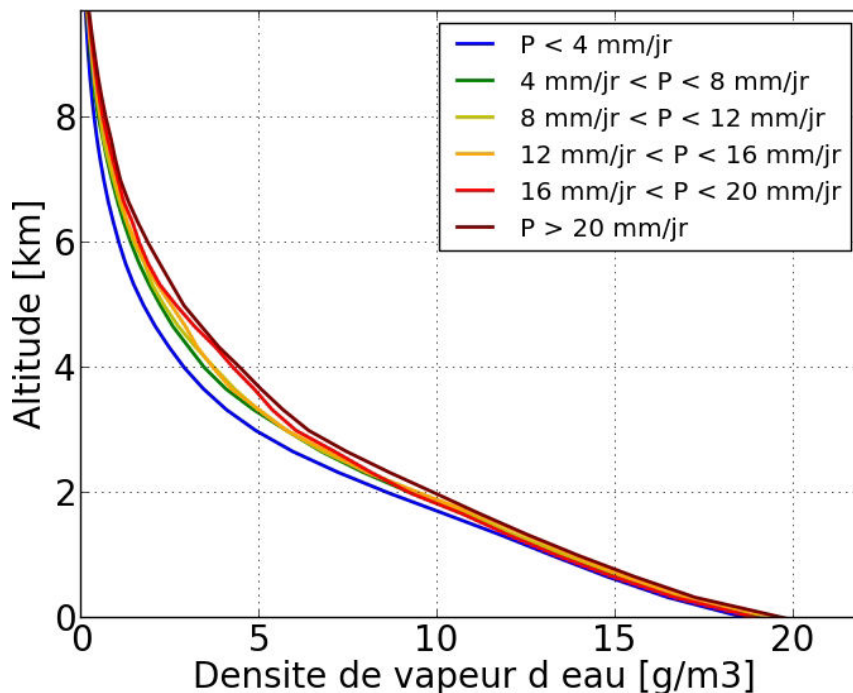


FIGURE 3.4 – Profils verticaux de densité de vapeur d'eau (en $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) classés en fonction du taux de précipitation mesuré au niveau du sol. Chaque profil vertical représenté sur le graphique est une moyenne des profils associés à un taux de précipitation P compris dans le même intervalle. Ces profils sont déduits des radiosondages effectués entre Janvier 2003 et Décembre 2011.

3.3.2 L'humidité relative et les précipitations

La formation nuageuse ne dépend pas seulement de la densité de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère. Il faut que ce taux d'humidité atteigne le seuil de saturation pour que l'eau se condense. Le rapport entre la densité de vapeur d'eau et ce seuil définit le taux d'humidité relative, la condensation ayant lieu lorsque ce taux atteint 100%. La Fig. (3.5) présente la structure verticale de l'humidité relative classée en fonction du taux de précipitation mesuré au niveau du sol.

On observe que le profil vertical d'humidité relative associé au taux de préci-

La précipitation la plus faible est le profil dont le taux d'humidité relative est le moins important quelle que soit l'altitude. L'humidité relative augmente jusqu'à 1.5 km d'altitude puis diminue rapidement jusqu'à atteindre un taux $< 25\%$ à 10 km d'altitude. Inversement, l'air de la troposphère libre associé à un fort taux de précipitation (et donc humidifié par le biais des systèmes convectifs) présente un taux d'humidité relative supérieur à 40% dans les dix premiers kilomètres de la troposphère.

La forte diminution du taux d'humidité relative présente sur les profils à partir 1.5 km est directement représentative de la frontière entre la troposphère libre relativement sèche et la couche limite plus humide. En effet, une forte diminution d'humidité relative dans les basses couches de la troposphère est caractéristique de la prédominance du régime d'alizés, alors qu'un profil moins variable et proche de la saturation est plutôt caractéristique d'une forte instabilité convective. Cette perturbation est suffisamment marquée pour être utilisée comme indice afin de caractériser la météorologie polynésienne. Toutefois, pour identifier et quantifier l'altitude et l'amplitude d'une telle perturbation, il nous faut développer un modèle de la structure verticale polynésienne intégrant les mesures de radiosondage. Celui-ci est présenté dans le paragraphe suivant.

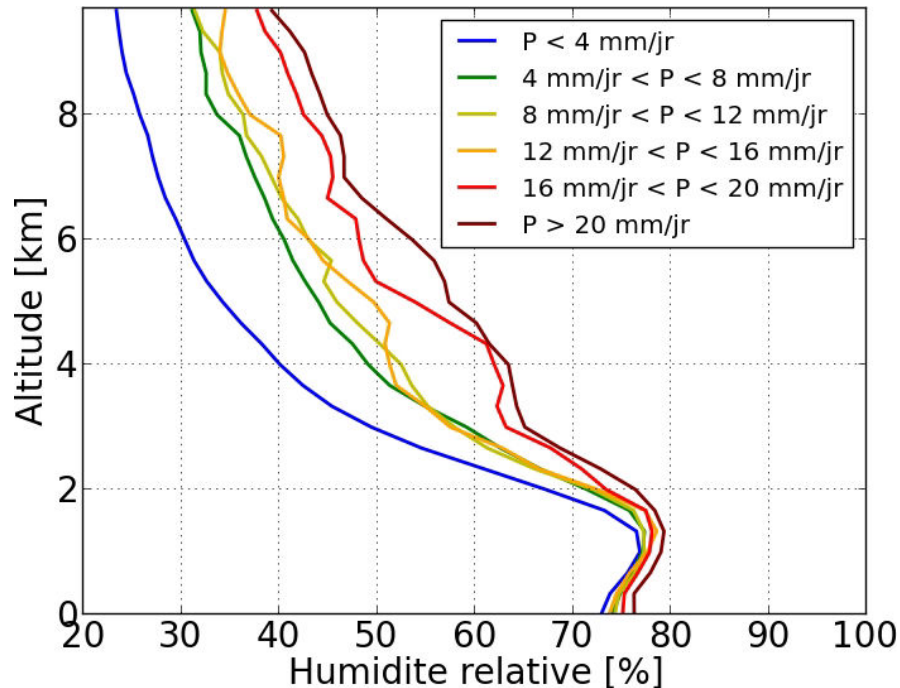


FIGURE 3.5 – Profils verticaux de l'humidité relative (en %) classés en fonction du taux de précipitation mesuré au niveau du sol. Chaque profil vertical représenté sur le graphique est une moyenne des profils associés à un taux de précipitation P compris dans le même intervalle. Ces profils sont déduits des radiosondages effectués entre Janvier 2003 et Décembre 2011.

3.4 La modélisation de la structure verticale de la densité de vapeur d'eau

Le modèle que nous présentons ici a deux objectifs majeurs :

- Caractériser la structure verticale de la densité de vapeur d'eau dans la troposphère. Pour cela nous définissons une tendance globale du profil contrainte par deux paramètres. La densité de vapeur d'eau au sol et l'incurvation du profil par rapport à un profil hydrostatique. Cette incurvation est plus prononcée lorsque l'air est proche de la saturation.
- Le second objectif est de quantifier l'altitude et l'amplitude des principales perturbations visibles sur la structure verticale de la densité de vapeur d'eau. Dans le cas où celles-ci sont associées à la transition entre la couche limite et troposphère libre, elles constituent un indice représentatif de la stabilité de l'atmosphère. Par la suite, nous étudions la représentativité d'un tel indice.

Le modèle, en plus de permettre de déterminer l'état de stabilité de l'atmosphère au-dessus de Tahiti, va être intégré à la méthode tomographique présentée dans le Chap. (4). Ces quatre paramètres correspondront alors aux quatre degrés de liberté verticaux du modèle tomographique que nous pourrons faire varier pour reconstruire au mieux le champ de vapeur d'eau en 3D au-dessus de Tahiti.

3.4.1 Le profil hydrostatique

Plusieurs modèles atmosphériques existent pour décrire l'évolution verticale de la densité de vapeur d'eau à partir des données au sol. Généralement, ces modèles s'appuient sur l'hypothèse que la troposphère est en équilibre hydrostatique. Autrement dit, les forces de gravitation contrebalancent le gradient de pression de direction opposée.

Nous adaptons ici un de ces modèles hydrostatiques pour décrire la tendance globale de la vapeur d'eau. Toutefois, ce modèle ne peut identifier les variations causées par des perturbations atmosphériques en altitude. Il nous faudra donc y ajouter une composante non-hydrostatique pour caractériser la variabilité verticale.

3.4.1.1 Le modèle atmosphérique hydrostatique

L'air humide est un mélange d'air sec et de vapeur d'eau. Tant qu'il n'y a pas de changement de phase, nous pouvons considérer que les deux gaz se comportent comme des gaz parfaits et, selon les lois de Dalton, aucun des gaz n'est affecté par la présence de l'autre. Rappelons l'équation d'état d'un gaz parfait :

$$P_i = \rho_i R_i T \quad (3.1)$$

L'indice i représente soit l'air sec ($i = d$) soit l'air humide ($i = v$). R_i et ρ_i sont respectivement la constante spécifique et la densité massique du constituant i .

Latitude (°)	Hiver	Printemps	Eté	Automne	Moyenne Annuelle
0-10	3.37	2.85	2.80	2.64	2.91
10-20	2.99	3.02	2.70	2.93	2.91
20-30	3.60	3.00	2.98	2.93	3.12
30-40	3.04	3.11	2.92	2.94	3.00
40-50	2.70	2.95	2.77	2.71	2.78
50-60	2.52	3.07	2.67	2.93	2.79
60-70	1.76	2.69	2.61	2.61	2.41
70-80	1.60	1.67	2.24	2.63	2.03
80-90	1.11	1.44	1.94	2.02	1.62

TABLE 3.1 – Valeurs saisonnières et annuelles moyennes de λ en fonction de la latitude. Source : [Smith 1966].

Pour définir l'état thermodynamique de l'air humide il est nécessaire de connaître sa teneur en vapeur d'eau. Plusieurs grandeurs mesurent la quantité de vapeur d'eau dans une parcelle d'air humide. L'une d'elles est le rapport de mélange

Le rapport de mélange : Par définition, on appelle rapport de mélange (noté r), le rapport

$$r(P, T) = \frac{m_v}{m_d} \quad (3.2)$$

où m_v la masse de vapeur d'eau dans une parcelle d'air de masse m , de pression P et de température T . Si l'air n'est pas saturé, la masse d'air sec sera $m_d = m - m_v$.

À partir des équations d'état (3.1) de l'air humide et de l'air sec, on peut redéfinir r comme

$$r = \varepsilon \frac{e}{P_d} = \varepsilon \frac{e}{P - e} \quad (3.3)$$

où $\varepsilon = R_d/R_v$ (avec $R_d = 287 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ et $R_v = 461 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$), e est la pression partielle de vapeur d'eau et P_d la pression partielle de l'air sec.

r représente la masse de vapeur d'eau associée à l'unité de masse d'air sec. La grandeur du rapport de mélange est généralement nettement inférieure à l'unité. En dehors des basses couches et des régions chaudes de l'atmosphère, il reste inférieur à 10^{-2} g/kg . Ainsi la pression $P \gg e$, nous simplifions alors l'éq. (3.3)

$$r \simeq \varepsilon \frac{e}{P} \quad (3.4)$$

[Smith 1966] propose un modèle décrivant l'évolution du profil vertical de r en fonction de sa valeur au sol et du profil vertical de la pression :

$$r = r_s \left(\frac{P}{P_s} \right)^\lambda \quad (3.5)$$

où r_s et P_s sont respectivement le rapport de mélange et la pression au sol. La puissance λ est définie par [Smith 1966] pour différentes saisons et différentes latitudes. Les valeurs de λ sont récapitulées dans le Tab. (3.1)

L'île de Tahiti est située à 17.5°S de latitude. Ainsi, pour le modèle hydrostatique que nous utilisons, nous choisissons $\lambda = 2.91$ qui correspond à la valeur moyenne annuelle des latitudes comprises entre 0° et 20°.

En introduisant l'éq. (3.5) dans l'éq. (3.4) nous pouvons alors définir l'évolution de la pression partielle de vapeur d'eau e à partir de sa valeur au sol (notée e_s) et du profil vertical de la pression tel que :

$$e = e_s \left(\frac{P}{P_s} \right)^{\lambda+1} \quad (3.6)$$

L'équilibre hydrostatique : Nous avons défini le profil vertical de la pression partielle de vapeur d'eau en fonction du profil vertical de la pression. Il faut maintenant déterminer l'évolution de la pression avec l'altitude. Or, lorsque l'atmosphère est en équilibre hydrostatique, nous pouvons écrire l'équation hydrostatique :

$$\frac{P_{hs}}{T} dz = -\frac{R_d}{g_m} dP \quad (3.7)$$

où P_{hs} est la pression atmosphérique lorsque l'atmosphère est considérée en équilibre hydrostatique. T est la température et g_m est l'accélération due à la gravité au centre de masse de la colonne d'air au-dessus de la station. Aux coordonnées de Tahiti, $g_m = 9.763 \text{ m.s}^{-2}$. Nous considérons que la température décroît linéairement avec l'altitude :

$$T(z) = -\alpha z + T_s \quad (3.8)$$

Avec $\alpha = 6.4 \text{ K/km}$ et T_s est la température au sol. Avec cette nouvelle définition de la température nous pouvons intégrer l'éq. (3.7) pour déterminer le profil vertical de la pression :

$$\frac{P_{hs}}{P_s} = \left(\frac{T}{T_s} \right)^{\frac{g_m}{R_d \alpha}} = \left(1 - \frac{\alpha z}{T_s} \right)^{\frac{g_m}{R_d \alpha}} \quad (3.9)$$

Nous introduisons cette expression du profil vertical de la pression dans l'éq. (3.6) et nous obtenons :

$$e_{hs} = e_s \left(\frac{T}{T_s} \right)^{\frac{g_m}{R_d \alpha} (\lambda+1)} \quad (3.10)$$

où e_{hs} est la pression partielle de vapeur lorsque l'atmosphère est considérée en équilibre hydrostatique. La pression partielle de vapeur est directement liée à la densité de vapeur d'eau ρ par l'équation d'état (3.1), l'expression du profil vertical de la densité de vapeur d'eau (noté ρ_{hs}) lorsque l'atmosphère est considérée en équilibre hydrostatique est finalement de la forme :

$$\rho_{hs} = \frac{e_{hs}}{R_v T} \quad (3.11)$$

$$\rho_{hs} = \frac{e_s}{R_v T} \left(\frac{T}{T_s} \right)^{\frac{g_m}{R_d \alpha} (\lambda+1)} \quad (3.12)$$

$$\rho_{hs} = \rho_s \left(\frac{T}{T_s} \right)^{\frac{g_m}{R_d \alpha} (\lambda+1) - 1} \quad (3.13)$$

$$\rho_{hs}(z) = \rho_s \left(1 - \frac{\alpha z}{T_s} \right)^{\frac{g_m}{R_d \alpha} (\lambda+1) - 1} \quad (3.14)$$

où ρ_s est la densité de vapeur d'eau au sol et la puissance $\frac{g_m}{R_d \alpha} (\lambda+1) - 1 = 19.78$. Cette expression est alors utilisée comme modèle hydrostatique.

3.4.2 La reconstruction de la variabilité verticale non-hydrostatiques

Il nous faut maintenant définir les variations verticales de la densité de vapeur d'eau autour de ce modèle hydrostatique. Ces variations non-hydrostatiques (notées $\Delta\rho(z)$) interviennent dans la définition de $\rho(z)$ de la manière suivante :

$$\rho(z) = \rho_{hs}(z) + \Delta\rho(z) \quad (3.15)$$

Pour déterminer ces variations, dans un premier temps nous ajustons au mieux (au sens des moindres carrés) ce profil hydrostatique aux profils verticaux des radiosondages effectués deux fois par jour au centre de Météo-France de Tahiti entre 2003 et 2011. Nous soustrayons ce profil ajusté aux mesures. Nous obtenons ainsi les variations résiduelles. Il reste alors à définir un modèle permettant de reconstruire ces variations avec le moins de paramètres possibles. Nous avons testé de nombreux modèles. Parmi ceux-ci, celui qui apporte les meilleurs résultats avec un minimum de complexité est défini comme

$$\Delta\rho(z) = \left(A_1 \cdot \cos \left(2\pi \cdot \frac{z + \phi_1}{L_1} \right) + A_2 \cdot \cos \left(2\pi \cdot \frac{z + \phi_2}{L_2} \right) \right) \cdot \left(1 - \alpha \frac{z}{T_s} \right)^{19.78} \quad (3.16)$$

Les coefficients A_i , ϕ_i et L_i représentent respectivement les amplitudes, les déphasages et les échelles caractéristiques de chaque composante. L'échelle caractéristique L_1 est fixée à 16 km et englobe donc toute la troposphère. Ainsi, elle permet d'ajuster le degré d'incurvation du profil qui est directement liée au taux d'humidification générale de la troposphère.

Les autres coefficients varient d'un profil vertical à un autre et doivent donc être ré-estimés pour chacun d'eux. Toutefois, contrairement à un problème inverse classique, l'échelle L_2 n'est pas fixée et les coefficients ne peuvent pas être estimés à partir de la méthode des moindres carrés classiques. Nous utilisons alors la méthode des moindres carrés dite "non-linéaires" [Gill & Murray 1978] afin de pouvoir ajuster ce modèle aux mesures des radiosondages.

La méthode des moindres carrés non-linéaires est un procédé itératif qui nécessite de calculer la matrice jacobienne (dérivées premières). À chaque itération, le modèle initial est linéarisé par un développement de Taylor, résolu par moindres carrés et comparé aux itérations précédentes. Lorsque la somme des résidus entre le modèle et les observations élevée au carré atteint un minimum (si le modèle n'est pas divergent), le profil associé à ce minimum est considéré comme solution au sens des moindres carrés.

La Fig. (3.6) présente un exemple de la méthode décrite précédemment appliquée aux mesures du radiosondage effectué le 03/06/2011 à 00h00 UTC. On observe que le profil peut être reconstruit à 93% simplement avec le modèle hydrostatique. Toutefois, le profil est clairement marqué par l'inversion des alizés entre 1.5 km et 3 km d'altitude. Cela crée une perturbation sur le profil des variations résiduelles présentées sur la Fig. (3.6). La méthode des moindres carrés non-linéaires permet de reconstruire ces variations à 99% et ainsi de déterminer l'amplitude, le déphasage et surtout l'échelle caractéristique associés à cette anomalie. Ici l'échelle caractéristique L_2 est de 3 km et le déphasage ϕ_2 est proche de 1.5 km.

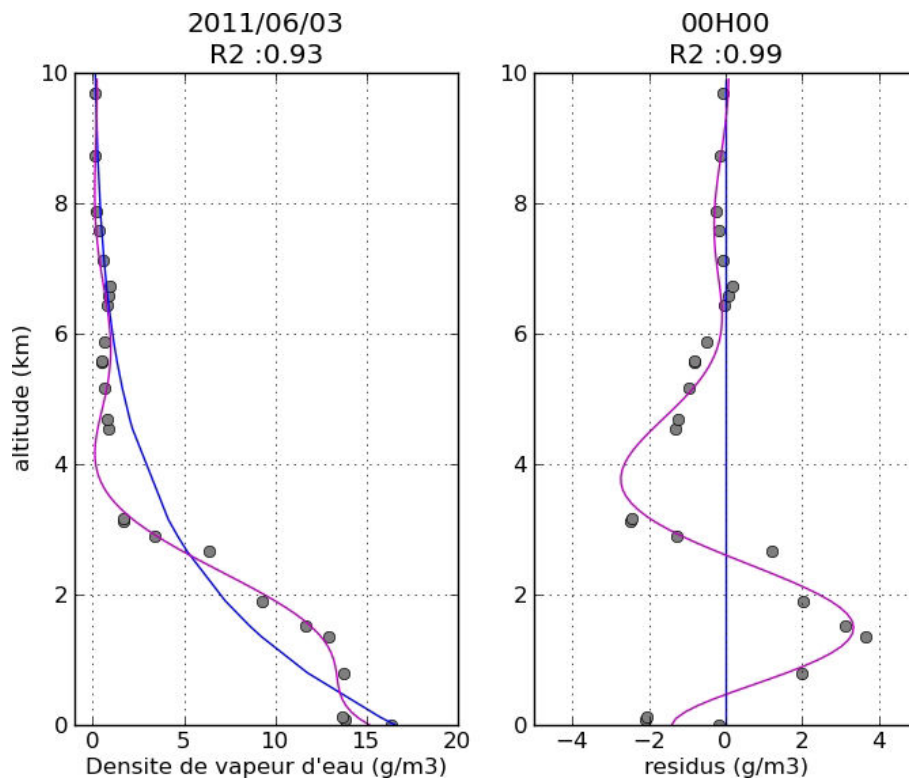


FIGURE 3.6 – Le graphique de gauche présente un exemple d'une reconstruction du profil vertical à partir du modèle hydrostatique sans composante non-hydrostatique (ligne bleue) et avec une composante non-hydrostatique déduite des moindres carrés non-linéaires (ligne violette) appliquée aux mesures du radiosondage effectué le 03/06/2011 à 00h00 UTC (points gris). Le graphique de droite présente les variations résiduelles obtenues de la différence entre les mesures et le modèle hydrostatique.

Toutefois, nous n'avons pas imposé de contrainte à l'inversion par moindres carrés non-linéaires pour orienter le choix de l'échelle caractéristique L_2 sur la couche d'inversion des alizés. L'échelle caractéristique sélectionnée pour chaque profil est celle qui permet de reconstruire au mieux les variations résiduelles de la densité de vapeur d'eau. L'ensemble des échelles caractéristiques des profils associés aux mesures des radiosondages effectués entre 2003 et 2011 sont présentées par la Fig. (3.7). On observe que le nombre de valeurs est plus dense autour de 3 km. Pour mieux visualiser l'échelle prédominante nous avons représenté sous forme d'histogramme la distribution de celle-ci sur la Fig. (3.8). La distribution est disymétrique avec un maximum d'environ 3 km. La Fonction de Densité de Probabilité (notée PDF pour "Probability Density Function") reconstruisant au mieux cette distribution est une fonction lognormale dont l'équation est :

$$PDF\left(\frac{L_2}{H}\right) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma \cdot \left(\frac{L_2}{H}\right)} \cdot e^{-\frac{(\ln(\frac{L_2}{H}) - \mu)^2}{2\sigma^2}} \quad (3.17)$$

où H est l'altitude de la tropopause (16 km). La moyenne μ et l'écart-type σ du logarithme de la variable $\left(\frac{L_2}{H}\right)$ sont respectivement égaux à -1.41 et 0.45. Le mode de la PDF (qui correspond à l'échelle pour laquelle la PDF est maximale) est de 3.19 km. Ce résultat appuie encore une fois la présence du régime d'alizés particulièrement marqué en Polynésie française.

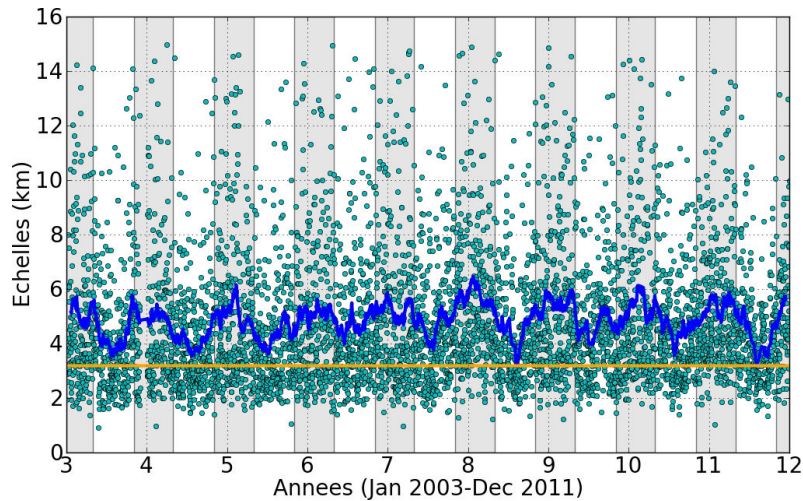


FIGURE 3.7 – Séries temporelles des échelles L_i intervenant dans la définition de $\Delta\rho(z)$ (éq. (3.16)). Ces échelles sont déduites de la régression linéaire appliquée à la différence entre les profils verticaux de la vapeur d'eau observés par radiosondages et estimés par le modèle hydrostatique. La courbe bleue représente la moyenne glissante mensuelle et la courbe orange représente l'échelle où la densité est maximale : 3.19 km. Les zones grisées représentent les saisons humides (Novembre-Avril).

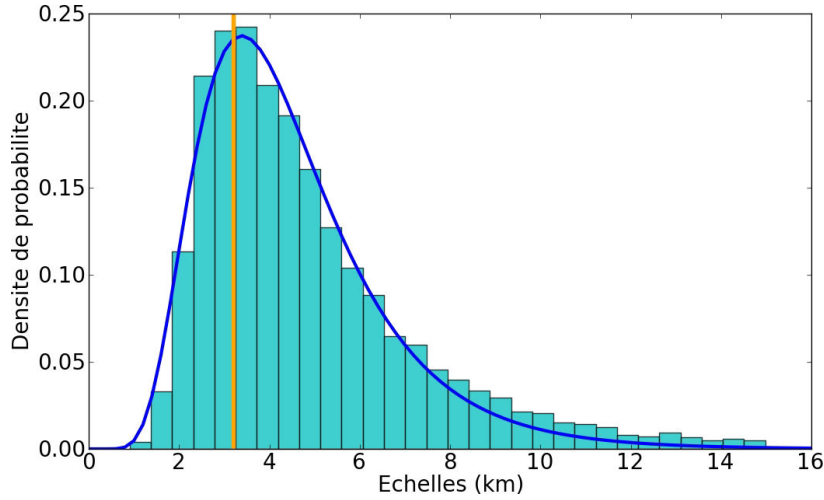


FIGURE 3.8 – Histogramme des échelles prédominantes des variations résiduelles entre les profils verticaux de la vapeur d'eau observés par radiosondages et estimés par le modèle hydrostatique. La courbe bleue représente la fonction de densité de probabilité définie par l'éq. (3.17). La moyenne μ , l'écart-type σ du logarithme de la variable ($\frac{L_2}{H}$) sont respectivement égaux à -1.41 et 0.45. Le mode de la *PDF* (qui correspond à l'échelle pour laquelle la *PDF* est maximale) est de 3.19 km. Il est représenté par la droite orange.

3.5 L'amplitude de la composante non-hydrostatique : indice de stabilité atmosphérique

3.5.1 L'amplitude relative et l'altitude caractéristique

A partir de l'éq. (3.16) qui définit la composante non-hydrostatique du profil nous pouvons dégager deux grandeurs : l'altitude h_2 et l'amplitude relative Ar de la principale perturbation présente sur le profil. Celles-ci sont définies en fonction de l'échelle L_2 , du déphasage ϕ_2 et de l'amplitude A_2 tel que

$$h_2 = \frac{L_2}{2} + \phi_2[2\pi] \quad (3.18)$$

$$Ar = \frac{A_2}{\rho_s} \cdot \left(1 - \alpha \frac{(L_2 - \phi_2[2\pi])}{T_s} \right)^{19.78} \quad (3.19)$$

où h_2 correspond à l'altitude pour laquelle la sinusoïde associée à l'échelle L_2 dans l'éq. (3.16) change de signe. Autrement dit, lorsque l'anomalie qui est positive dans les premiers kilomètres de la troposphère devient négative. Ar est appelée amplitude relative car est exprimée en fonction de ρ_s . Elle correspond à l'amplitude maximale de la sinusoïde associée à l'échelle L_2 . Cette amplitude maximale est obtenue lorsque la dérivée $\frac{\partial \Delta \rho}{\partial z}$ s'annule, soit pour $z = L_2 - \phi_2 [2\pi]$ (le terme $[2\pi]$ signifiant modulo 2π).

La Fig. (3.9) présente les séries temporelles de l'altitude h_2 , de l'amplitude relative Ar et des précipitations journalières de Janvier 2003 à Décembre 2011. Sur les trois séries temporelles on observe une périodicité annuelle. La perturbation principale sur les profils verticaux est généralement plus importante en saison sèche et à une altitude plus basse qu'en saison humide. On peut donc supposer qu'il existe un lien entre l'altitude à laquelle se produit la perturbation et son amplitude.

La Fig. (3.10) présente l'évolution de l'amplitude relative Ar associée à cette perturbation en fonction de l'altitude h_2 . Sur cette figure est également représentée la distribution statistique de ces deux variables. On observe que l'amplitude relative est plus importante pour des altitudes comprises entre 1.5 km et 6 km. Cela peut s'expliquer par le fait que plus l'inversion des alizés est marquée, plus la rupture entre la troposphère libre et la couche limite (située à environ 1.5 km) est importante.

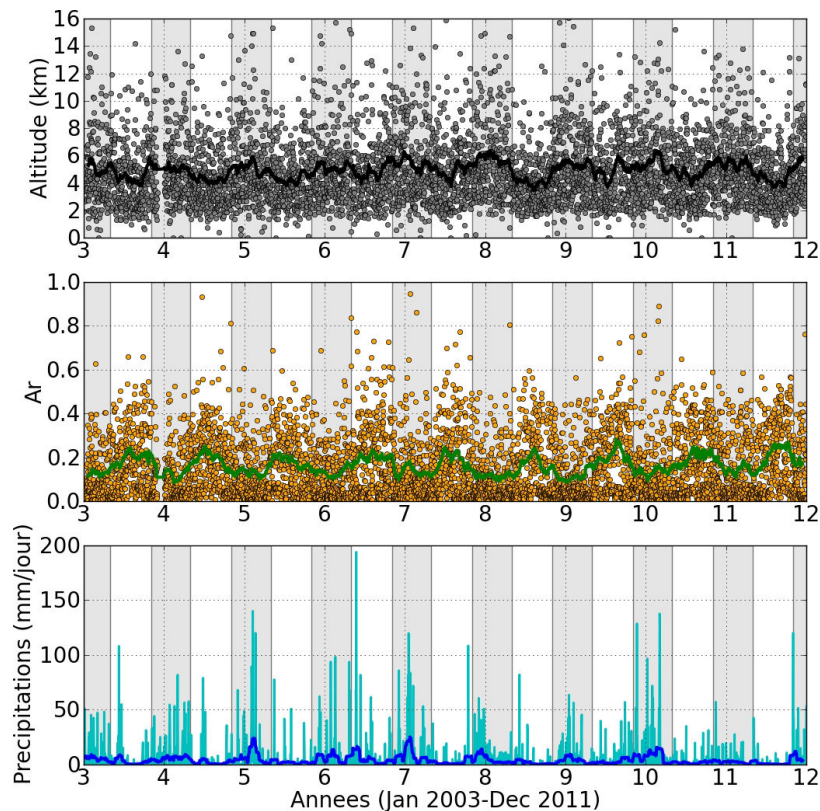


FIGURE 3.9 – Séries temporelles de l'altitude h_2 (point gris, graphique du haut), de l'amplitude relative Ar (points oranges, graphique du centre) et des précipitations journalières (cyans, graphique du bas) de Janvier 2003 à Décembre 2011. Les courbes noire, verte et bleue représentent les moyennes mensuelles glissantes de chaque séries temporelles. Les zones grisées représentent les saisons humides (Novembre-Avril).

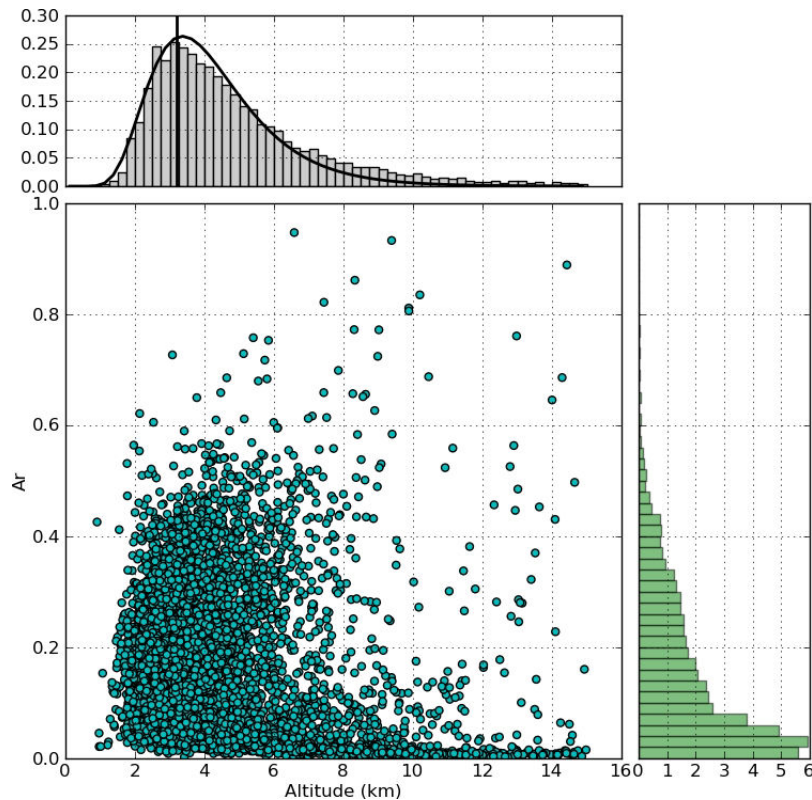


FIGURE 3.10 – évolution de l’amplitude relative associée à L_2 en fonction de son altitude. Sur cette figure est également représentée la distribution statistique de ces deux variables.

3.5.2 Les variations mensuelles

La Fig. (3.11) présente les valeurs mensuelles moyennes de l’altitude, de l’amplitude relative et des précipitations. Sur les trois graphiques on observe un comportement périodique avec des extrema entre Décembre et Mars et entre Juillet et Septembre. En effet, on observe que la perturbation principale associée à l’échelle L_2 du profil a une amplitude minimale pour une altitude de 5.6 km en Décembre, lorsque les précipitations mensuelles moyennes sont maximales avec un taux mensuel proche de 250 mm. Inversement, l’amplitude de la perturbation est maximale en Août avec une altitude de 4.3 km lorsque les précipitations mensuelles moyennes sont minimales avec un taux mensuel inférieur à 50 mm.

Nous avons vu dans le Chap. (2) que les variations saisonnières de la météorologie polynésienne sont influencées par les changements de latitude de la ZCPS. Lorsque la ZCPS est située au-dessus de Tahiti, elle favorise l’instabilité et la présence de systèmes convectifs. Lorsque ces systèmes convectifs sont présents, il n’y a pas de subsidence et donc pas de zone d’inversion. Toutefois, en saison sèche, lorsque la ZCPS devient moins présente, la stabilité induite par la subsidence s’oppose à la formation de systèmes convectifs trop importants. Cela explique que les

profils verticaux soient plus marqués par l'inversion des alizés à cette période de l'année.

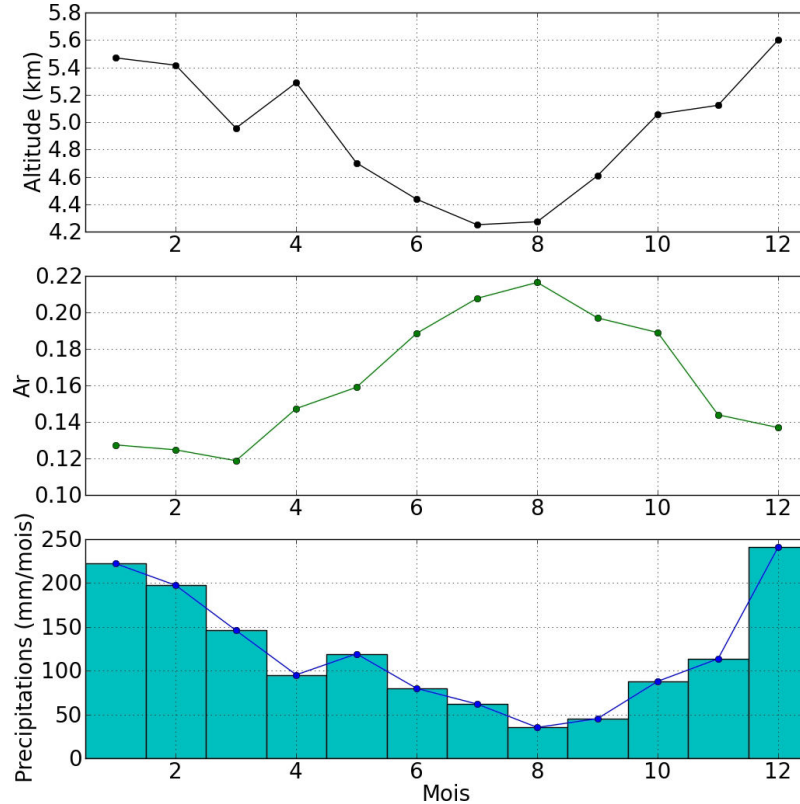


FIGURE 3.11 – Moyennes mensuelles de l'altitude h_2 (courbe noire, graphique du haut), de l'amplitude relative Ar (courbe verte, graphique du centre) et des précipitations journalières (courbe bleue, graphique du bas) de Janvier 2003 à Décembre 2011.

3.5.3 L'impact sur les précipitations

Enfin, la Fig. (3.12) présente la probabilité d'observer un évènement pluvieux pendant la journée en fonction de l'amplitude relative. On observe que cette probabilité est maximale lorsque l'amplitude est très faible. Elle diminue rapidement pour finalement devenir nulle pour toutes les valeurs de l'amplitude relative supérieures à $0.4\rho_s$. Cela montre que la variable Ar est bien représentative du découplage entre la couche limite et la troposphère libre lorsque le régime d'alizés prédomine. Cette amplitude caractéristique peut donc être utilisée comme indice pour caractériser le degré de stabilité de la troposphère au-dessus de Tahiti, même si celle-ci n'est pas suffisante pour quantifier le taux de précipitation journalière. Toutefois, les radiosondages ne sont effectués que deux fois par jour et l'amplitude caractéristique déduite de ceux-ci n'est représentative que de la stabilité de la troposphère qu'à deux instants ponctuels de la journée. Avoir un plus grand nombre de profils verticaux par jour permettrait probablement d'augmenter la précision de cet indice.

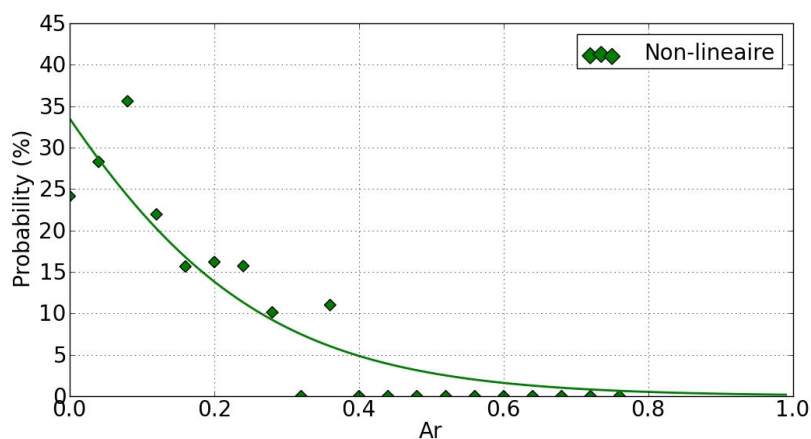


FIGURE 3.12 – Probabilité d’observer un évènement pluvieux dans la journée en fonction de l’amplitude relative Ar (points verts). La courbe verte est la fonction logite correspondante.

3.6 La reconstruction de la structure verticale avec des échelles caractéristiques fixées

3.6.1 La précision du modèle linéaire

Il est nécessaire d’avoir un modèle vertical linéaire pour pouvoir l’utiliser dans le modèle tomographique. Or, le modèle présenté précédemment est non-linéaire. Afin de le linéariser nous imposons la valeur de l’échelle caractéristique $L_2 = 3.19$ km. Les amplitudes et les déphasages sont maintenant les seules inconnues. Bien sûr, ôter un degré de liberté au modèle dégrade sa précision. Afin de tester la fiabilité d’un tel modèle nous effectuons de nouveau un ajustement par moindres carrés (linéaires cette fois-ci) aux mesures des radiosondages effectués entre 2003 et 2011. La Fig. (3.13) présente de nouveau le profil obtenu à partir du radiosondage du 03/06/2011 à 00h00 UTC et la reconstruction obtenue avec les différents modèles (hydrostatique, non-linéaire et linéaire). On observe que le profil obtenu avec le modèle linéaire est très proche du modèle non-linéaire et qu’il reconstruit les variations résiduelles avec un coefficient de corrélation linéaire aux carrés (noté R^2) de 99%. Fixer les échelles n’a que très peu dégradé la précision des résultats dans ce cas précis.

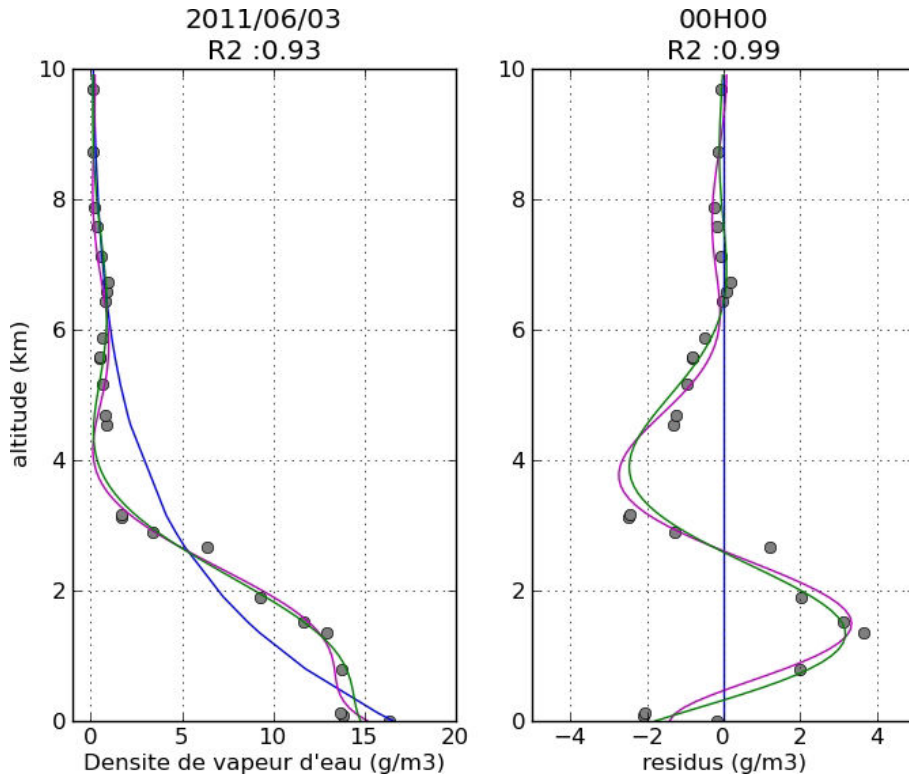


FIGURE 3.13 – Le graphique de gauche présente un exemple d’une reconstruction du profil vertical à partir du modèle hydrostatique sans composante non-hydrostatique (ligne bleue), avec une composante non-hydrostatique déduite des moindres carrés non-linéaires (ligne violette) et avec une composante non-hydrostatique déduite des moindres carrés linéaires (ligne verte) appliquées aux mesures du radiosondage effectué le 03/06/2011 à 00h00 UTC (points gris). Le graphique de droite présente les variations résiduelles obtenues de la différence entre les mesures et le modèle hydrostatique.

Pour chaque radiosondage effectué entre Janvier 2003 et Décembre 2011, nous calculons le R^2 associé à la corrélation entre les mesures du radiosondage et le modèle hydrostatique, le R^2 associé à la corrélation entre les mesures du radiosondage et le modèle non-linéaire et le R^2 associé à la corrélation entre les mesures du radiosondage et le modèle linéaire. La Fig. (3.14) présente la distribution statistique de ces R^2 . La distribution des R^2 associés à la corrélation entre les radiosondages et le modèle hydrostatique est représentée par l’histogramme bleu. La distribution des R^2 associés à la corrélation entre les radiosondages et le modèle non-linéaire est représentée par l’histogramme violet. Enfin la distribution des R^2 associés à la corrélation entre les radiosondages et le modèle linéaire est représentée par l’histogramme vert. Les densités de probabilité associées à ces distributions peuvent être modélisées par une fonction lognormale inverse dont l’équation est :

modèle	μ	σ	R_M^2	$R_{lim95\%}^2$
Hydrostatique	-3.18	0.65	97%	88%
Non-linéaire	-4.31	0.95	99%	94%
Linéaire	-4.01	0.89	99%	92%

TABLE 3.2 – Paramètres statistiques de la distribution des coefficients de corrélation linéaire R^2 . La moyenne μ et l'écart-type σ du logarithme de la variable $(1 - R^2)$ sont directement déduits de la fonction de probabilité de l'éq. (3.20). Le mode R_M^2 (valeur de R^2 pour laquelle la *PDF* est maximale) et la borne inférieure $R_{lim95\%}^2$ définie par l'éq. (3.22) peuvent être calculés à partir de μ et σ avec les éq. (3.21) et (3.22).

$$PDF(R^2) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma \cdot (1 - R^2)} \cdot e^{-\frac{(\ln(1-R^2) - \mu)^2}{2\sigma^2}} \quad (3.20)$$

où μ et σ sont respectivement la moyenne et l'écart-type du logarithme de la variable $(1 - R^2)$. A partir de ces deux paramètres on peut calculer le mode (valeur de R^2 pour laquelle la *PDF* est maximale) via l'expression suivante

$$R_M^2 = 1 - e^{\mu - \sigma^2} \quad (3.21)$$

De plus, 95% des coefficients R^2 sont compris dans l'intervalle $[R_{lim95\%}^2; 1]$. On peut définir la borne inférieure $R_{lim95\%}^2$ de cet intervalle tel que

$$R_{lim95\%}^2 = 1 - e^{\mu - 1.6445 \cdot \sigma} \quad (3.22)$$

Les coefficients pour chacun des modèles sont récapitulés dans le Tab. (3.2).

Le modèle non linéaire est le plus précis puisque le mode et l'écart-type de la fonction de densité de probabilité associée sont respectivement de 99% et de 0.95. Ainsi, 95% des profils estimés avec le modèle non-linéaire ont un coefficient de corrélation supérieur à 94%. Toutefois le modèle linéaire peut également être considéré comme précis avec un mode à 99% et un écart-type de 0.89. Ainsi, 95% des profils estimés avec le modèle linéaire ont un coefficient de corrélation supérieur à 92%. Le modèle le moins précis est bien sûr le modèle hydrostatique puisque qu'il n'apporte aucune information sur la variabilité verticale de la vapeur d'eau. Toutefois même si la précision n'est pas suffisante pour caractériser la stabilité de l'atmosphère, elle est relativement bonne dans la majorité des cas puisque le mode et l'écart-type associé sont respectivement de 97% et de 0.65. Ainsi, 95% des profils estimés avec le modèle hydrostatique ont un coefficient de corrélation supérieur à 88%.

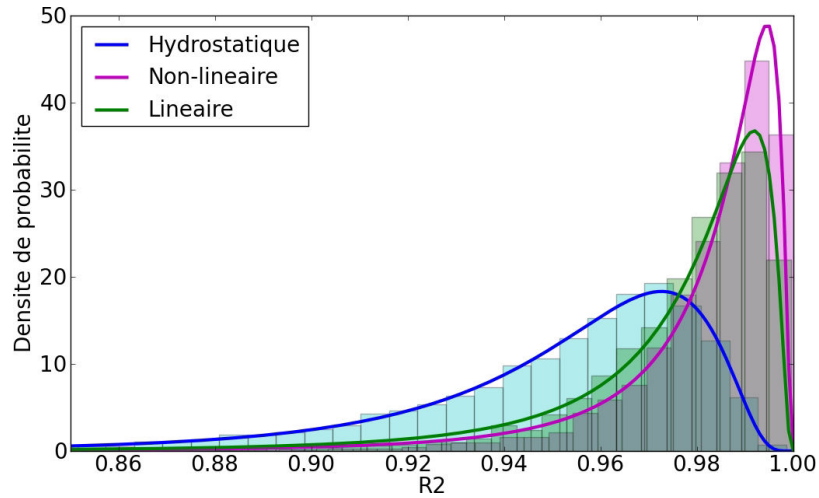


FIGURE 3.14 – Histogramme des coefficients de corrélation linéaire R^2 associés à la corrélation entre les profils verticaux de la densité de vapeur d’eau observés par radiosondage et estimés par le modèle hydrostatique (histogramme bleu) ; observés par radiosondage et estimés par le modèle non-linéaire (histogramme magenta) ; et enfin observés par radiosondage et estimés par le modèle linéaire (histogramme vert).

3.6.2 L’amplitude relative du modèle linéaire

Les échelles étant fixées, seule l’amplitude relative peut être utilisée comme indice de la stabilité troposphérique. La Fig. (3.15) présente les séries temporelles de l’amplitude relative Ar déduite par la méthode linéaire et des précipitations journalières de Janvier 2003 à Décembre 2011. La série temporelle de l’amplitude relative Ar déduite par la méthode non-linéaire est également représentée. De nouveau, sur les trois séries temporelles on observe une périodicité annuelle. De la même manière que pour l’amplitude relative Ar déduite par la méthode non-linéaire, la perturbation principale sur les profils verticaux déduite de la méthode linéaire est généralement plus importante en saison sèche et à une altitude plus basse qu’en saison humide.

La Fig. (3.16) présente les valeurs mensuelles moyennes de l’amplitude relative définie à partir du modèle linéaire et des précipitations (l’amplitude relative définie à partir du modèle non-linéaire est également représentée). Même s’il semble y avoir un biais systématique entre les deux courbes, on observe que les variations de l’amplitude relative pour le modèle linéaire sont les mêmes que celles pour le modèle non-linéaire avec des extrema pour les mois de Décembre et d’Août.

Enfin, la Fig. (3.17) présente la probabilité d’observer un événement pluvieux pendant la journée en fonction de l’amplitude relative associée au modèle linéaire. Les probabilités associées au modèle non-linéaire sont également représentées. Là encore, on observe que cette probabilité est maximale lorsque l’amplitude est très faible. Elle diminue rapidement pour finalement devenir nulle pour toutes les valeurs de l’amplitude relative supérieures à $0.2\rho_s$. On peut conclure encore une fois,

que fixer l'échelle caractéristique L_2 à 3.19 km dégrade peu l'information apportée par les variations de l'amplitude relative et que celle-ci peut toujours être utilisée comme indice pour caractériser le degré de stabilité de la troposphère au-dessus de Tahiti. Rappelons toutefois que cet indice est nécessaire mais pas suffisant pour caractériser la stabilité de la troposphère et qu'il doit donc être couplé à d'autres indices. Enfin, le modèle linéaire est utilisé comme composante verticale du modèle tomographique afin d'identifier les principales perturbations verticales du champ 3D de vapeur d'eau.

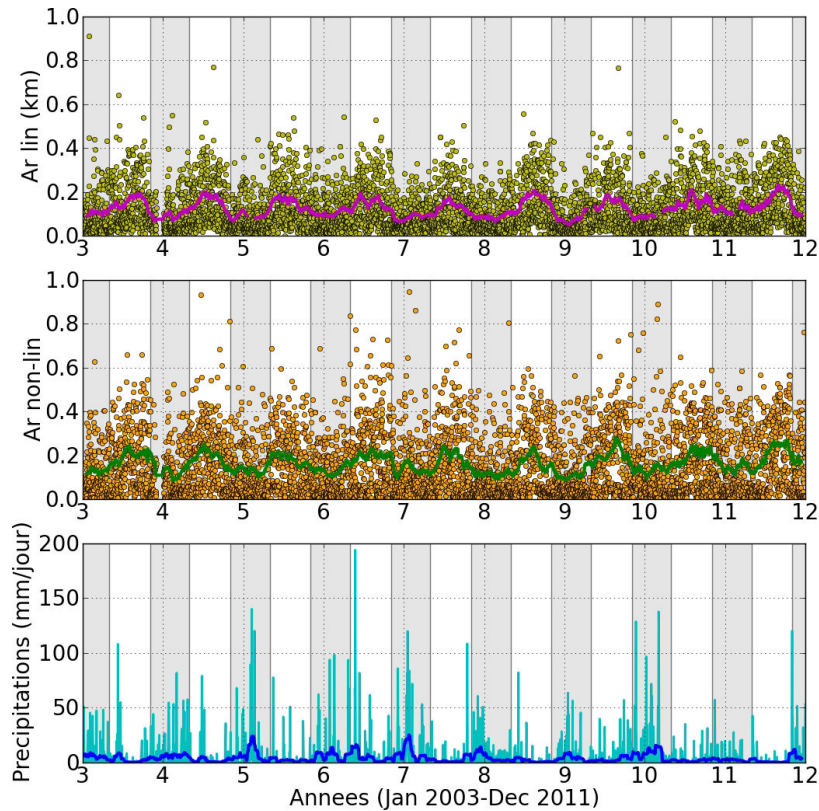


FIGURE 3.15 – Séries temporelles de l'amplitude relative Ar obtenue avec la méthode des moindres carrés linéaires (point jaunes, graphique du haut), de l'amplitude relative Ar obtenue avec la méthode des moindres carrés non-linéaires (points oranges, graphique du centre) et des précipitations journalières (cyans, graphique du bas) de Janvier 2003 à Décembre 2011. Les courbes violette, verte et bleue représentent les moyennes mensuelles glissantes de chaque séries temporelles. Les zones grisées représentent les saisons humides (Novembre-Avril).

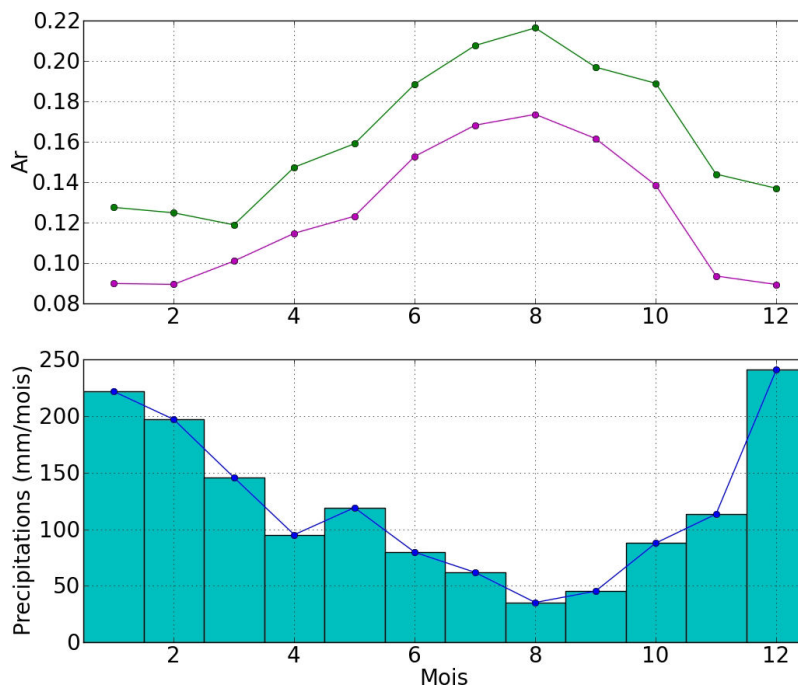


FIGURE 3.16 – Moyennes mensuelles de l’amplitude relative Ar obtenue avec la méthode des moindres carrés linéaires (courbe violette, graphique du haut), de l’amplitude relative Ar obtenue avec la méthode des moindres carrés non-linéaires (courbe verte, graphique du haut) et des précipitations journalières (courbe bleue, graphique du bas) de Janvier 2003 à Décembre 2011. (Novembre-Avril).

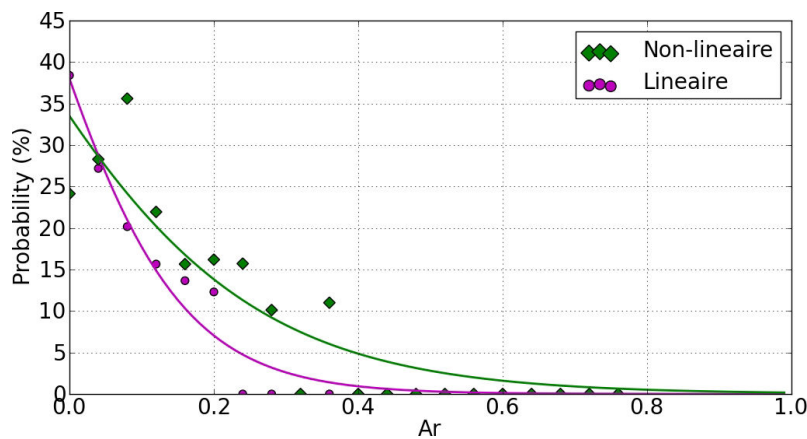


FIGURE 3.17 – Probabilité d’observer un évènement pluvieux dans la journée en fonction de l’amplitude relative Ar obtenue avec la méthode des moindres carrés linéaires (points violets) et en fonction de l’amplitude relative Ar obtenue avec la méthode des moindres carrés non-linéaires (points verts). Les courbes violette et verte sont les fonctions logites correspondantes.

Deuxième partie

La tomographie mono-GPS

La méthode et l'implémentation

Sommaire

4.1	La tomographie GPS	73
4.1.1	La tomographie multi-GPS	75
4.1.2	La tomographie mono-GPS	77
4.2	La résolution par moindres carrés pondérés amortis	78
4.3	Les observations et la matrice de variance/covariance associée	80
4.4	Le modèle atmosphérique	83
4.4.1	La modélisation des variations verticales	84
4.4.2	La modélisation des variations horizontales	85
4.4.3	La modélisation des variations temporelles	89
4.4.4	La modélisation 4D de la densité de vapeur d'eau	90
4.4.5	La relation entre la densité de vapeur d'eau et les contenus intégrés associés	92
4.4.6	La formulation du problème sous forme matricielle	92
4.5	Le modèle <i>a priori</i> et la matrice de variance/covariance associée aux paramètres	93
4.5.1	Le modèle <i>a priori</i>	93
4.5.2	La matrice de variance/covariance associée aux paramètres	94
4.6	Le bilan de la méthode d'inversion par moindres carrés pondérés amortis	98

4.1 La tomographie GPS

La tomographie est une technique d'imagerie qui permet de déterminer la répartition spatiale en 3D (et éventuellement temporelle) d'un paramètre variable dans un volume donné à partir de mesures faites à l'extérieur de ce volume. Ainsi, la tomographie permet d'accéder aux propriétés internes d'un milieu dans lequel on ne peut (ou on ne veut) pas faire de mesures directes. Cette technique est utilisée notamment dans l'imagerie médicale (pour imager le fonctionnement des organes internes) en géophysique (pour imager la structure interne de la terre) ou encore en astrophysique (pour déterminer la composition atmosphérique d'autres planètes). Toutefois, ces applications sont très différentes les unes des autres et rencontrent des difficultés liées au milieu observé, comme par exemple les changements temporels des propriétés du milieu en médecine ou le nombre limité de mesures en géophysique.

En science de l'atmosphère, nous utilisons la tomographie pour restituer le champ 3D (et ses variations temporelles) de différentes variables météorologiques. Dans notre cas, nous cherchons à reconstruire le champ de vapeur d'eau présente dans la troposphère à partir des mesures GPS. En effet, les satellites GPS émettent un signal qui traverse l'atmosphère avant d'être reçu par la station au sol. Lorsque ce signal traverse la troposphère il est, en autres, ralenti par la vapeur d'eau. Comme nous l'avons introduit dans le Chap. (2) et détaillé dans l'annexe (A), il est possible d'estimer ce retard appelé retard oblique et noté SWD (pour Slant Wet Delay). Ce retard est directement proportionnel à la quantité totale de vapeur d'eau présente entre le satellite et la station au sol. Cette quantité totale de vapeur d'eau "oblique" est notée $SIWV$ (pour Slant Integrated Water Vapor). La projection de ces deux grandeurs au zénith sont appelées respectivement retard zénithal (noté ZWD pour Zenithal Wet Delay) et contenu en vapeur d'eau zénithal (noté IWV). La détermination de ces différents paramètres et les spécificités de l'analyse GPS sont détaillées dans l'annexe (A).

L'utilisation d'une méthode tomographique est nécessaire pour restituer ce champ 3D de vapeur d'eau, car comme nous l'avons vu dans les chapitres précédents, contrairement à d'autres paramètres (comme par exemple la température), la distribution de la densité de vapeur d'eau est extrêmement variable dans le temps et dans l'espace. Il est donc impossible d'extrapoler avec précision le profil vertical de densité de vapeur d'eau uniquement à partir des données au sol ou avec des données d' IWV traitées indépendamment les unes des autres (voir Fig. 4.1). Cependant, ce manque de résolution verticale est aussi une des principales difficultés de l'implémentation de la tomographie. En effet, il est difficile d'identifier l'altitude où se situe une éventuelle perturbation dans le champ de vapeur d'eau. Plusieurs profils verticaux avec des perturbations à des altitudes différentes peuvent correspondre à un même IWV observé par GPS. Pour identifier celui qui correspond à la répartition réelle de densité de vapeur d'eau il est alors nécessaire de bien comprendre comment évolue spatialement et temporellement la densité de vapeur d'eau et à quelles altitudes se situe la plus forte variabilité. En effet, associer les données quasi-continues et extrêmement précises du GPS avec des contraintes sur les variations possibles de la densité de vapeur d'eau peut permettre de compenser ce manque d'observation des variations verticales.

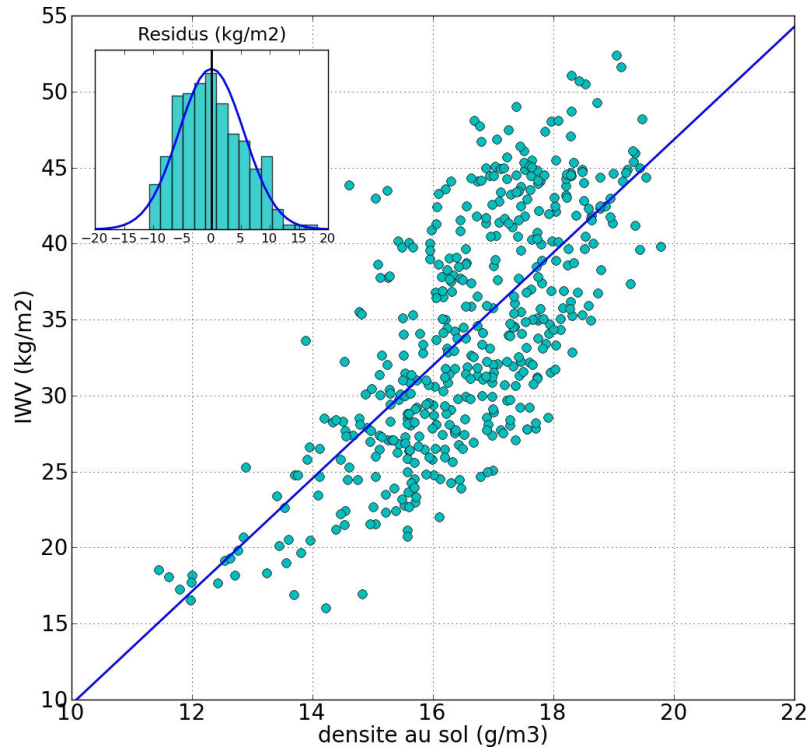


FIGURE 4.1 – Corrélation entre la densité de vapeur d'eau (en abscisses) et les IWV (en ordonnées). les coefficients de la droite de régression linéaire $IWV = a \rho_0 + b$ sont $a = 3.71 \text{ km}$ et $b = -27.45 \text{ kg/m}^2$. Le coefficient de corrélation linéaire $R^2 = 50\%$. La moyenne des $IWV = 34.03 \text{ kg/m}^2$ et écart-type des résidus $\sigma = 5.58 \text{ kg/m}^2$ ce qui correspond à une erreur relative de 16%.

4.1.1 La tomographie multi-GPS

L'amélioration des fonctions de projection et la précision des délais obliques ont rapidement conduit la communauté géodésique à utiliser les mesures GPS comme données d'entrée des modèles tomographiques ([Bevis *et al.* 1992]). Ainsi plusieurs logiciels de tomographie ont été développés pendant les deux dernières décennies ([Flores *et al.* 2000, Hirahara 2000, Flores *et al.* 2001, MacDonald *et al.* 2002, Gradinarsky 2002, Troller *et al.* 2002, Noguchi *et al.* 2004, Champollion *et al.* 2005, Reverdy 2008, Rohm 2012, Shangguan *et al.* 2013, Rozsa & Horvath 2013]).

Tous ces modèles tomographiques utilisent une grille qui divise la troposphère en volumes plus petits (appelés voxels). A partir du contenu en vapeur d'eau intégré le long du trajet optique du signal GPS (défini en annexe (A) et noté $SIWV$ pour "Slant Integrated Water Vapor"), ils cherchent alors à déterminer la densité de vapeur d'eau au sein de ces voxels. La densité de vapeur d'eau est considérée homogène dans un voxel. Les $SIWV$ correspondent à la densité de vapeur d'eau intégrée le long du trajet satellite-station. En discrétisant cette définition on obtient :

$$SIWV = \sum_{i=1}^N l_i \cdot \rho_i \quad (4.1)$$

Où N est le nombre de voxels traversés par le signal GPS. l_i est la portion du trajet suivi par le signal GPS au travers du voxel v_i avec une densité de vapeur d'eau ρ_i .

Ces modèles tomographiques disposent généralement d'un grand nombre de stations au sol. Cela permet d'avoir plusieurs $SIWV$ passant par le même voxel. La redondance de cette information va permettre grâce à une méthode inverse de déterminer ρ au sein de ce voxel (voir Fig. (4.2)). De plus, ces méthodes utilisent généralement un filtre de Kalman pour expliquer les variations temporelles de la densité de la vapeur d'eau. Ce filtre se base sur la connaissance de la densité de vapeur d'eau et sa variabilité à l'instant passé pour en déduire la densité à l'instant présent. Les fluctuations temporelles sont ainsi reconstruites pas à pas. Pour plus de précisions sur la méthode on pourra se référer aux travaux de [Champollion *et al.* 2005].

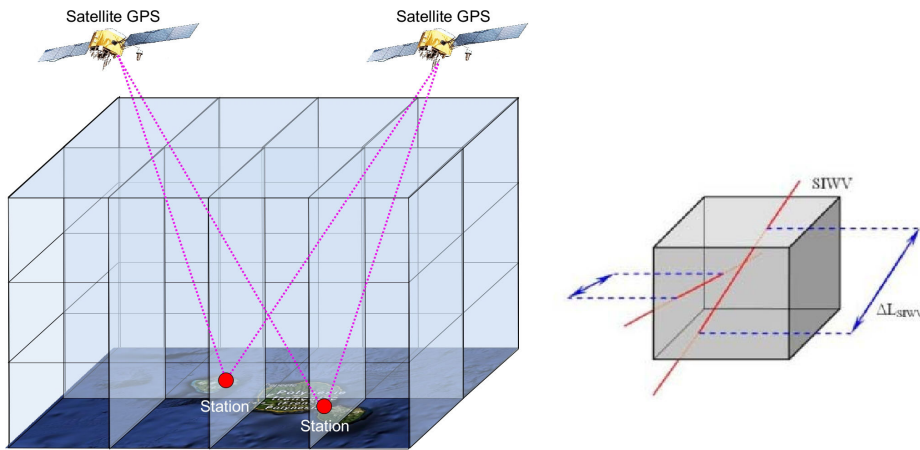


FIGURE 4.2 – Principe de la tomographie multi-GPS. Configuration générale (figure de gauche) et agrandissement d'un voxel (figure de droite).

La principale difficulté pour appliquer de telles méthodes en Polynésie française est le nombre limité de stations au sol. En effet la Polynésie dispose de peu de surfaces émergées sous forme d'îles éloignées les unes des autres. De plus, l'installation d'une station GPS permanente nécessite une alimentation et un accès praticable pour pouvoir récupérer les données. Or, l'intérieur des îles hautes est généralement difficile d'accès. L'ensemble des stations utilisées au cours de cette thèse ont donc été installées sur la périphérie des îles (mise à part une station qui a pu être placée au sommet du mont Marau à 1451 m d'altitude sur l'île de Tahiti). Le réseau le plus dense utilisé au cours de cette étude a comporté 10 stations réparties sur les îles

de Tahiti et Moorea pendant une campagne effectuée au mois de Juin 2011. Nous avons testé le logiciel LOFTT-K développé par [Champollion *et al.* 2005] avec ce réseau. Toutefois, comme nous le verrons dans le Chap. (5), le nombre de stations et la configuration du réseau ne permettent pas d'obtenir une résolution horizontale suffisante.

Ceci nous a donc conduit à développer un nouveau modèle tomographique basé sur les observations d'une seule station GPS au sol, plus adapté aux îles polynésiennes. Contrairement aux précédents logiciels, celui-ci ne s'appuie pas sur une division discrète de l'atmosphère en voxel mais sur une décomposition spectrale de celle-ci.

4.1.2 La tomographie mono-GPS

Plutôt que de chercher à déterminer la densité de vapeur d'eau dans chaque voxel d'atmosphère, nous définissons une atmosphère unique dans laquelle la densité de vapeur d'eau peut varier à différentes échelles spatiales et temporelles prédéfinies. Ainsi, l'inconnue du problème inverse n'est plus la densité de vapeur d'eau dans chaque voxel, mais l'amplitude (et le déphasage) des variations associées à chaque échelle. Une fois ces coefficients déterminés, il nous est alors possible de reconstruire le champ de vapeur d'eau en tout point de la troposphère. On comprend que la principale difficulté de cette méthode est le choix des échelles de variations. Pour que ce choix soit pertinent il est nécessaire de faire l'étude approfondie de la météorologie locale afin d'identifier les zones de forte variabilité et ainsi cibler les phénomènes que l'on souhaite observer. Cette étude est présentée dans les Chap. (2) et (3).

Temporellement, les champs 3D de vapeur d'eau de chaque instant ne sont pas traités indépendamment les uns des autres avec pour seule contrainte l'instant précédent. En effet, la décomposition spectrale prend en compte le degré de causalité existant entre deux états de l'atmosphère quel que soit l'intervalle de temps qui les sépare.

La tomographie peut être effectuée soit directement à partir des *SWD* (définis en annexe (A)) pour reconstruire la répartition de la réfractivité, soit à partir des *SIWV* pour reconstruire la répartition de la vapeur d'eau. Utiliser les *SWD* est plus précis car on réduit les étapes intermédiaires, mais les résultats devront être convertis en densité de vapeur d'eau pour être interprétables. Inversement, les *SIWV* sont plus bruités, mais les résultats sont directement représentatifs de la quantité de vapeur d'eau. Le principal objectif de cette thèse étant de caractériser la météorologie polynésienne, nous avons choisi d'utiliser les *SIWV* afin de déterminer directement le champ 3D de la densité de vapeur d'eau (en g/m^3).

Le principal avantage de ce nouveau modèle tomographique est qu'il nécessite uniquement les mesures d'une seule station. Le volume d'atmosphère étudié est centré autour de cette station. Il est donc plus adapté de choisir une géométrie cylindrique centrée autour du zénith de la station (voir Fig. 4.3). Le volume étudié est délimité par un cône dont le sommet est la station au sol, l'axe principal est le zénith de la station et le disque à la base du cône est la tropopause. Le rayon de ce

disque ne doit pas être trop grand pour que l'angle de courbure de la tropopause ne soit pas trop important et que la base du cône puisse être considérée plane. Le rayon ne doit pas non plus être trop petit car il est directement lié à l'élévation minimale autorisée des *SIWV* observés. En effet, dans cette étude tomographique, nous ne conservons que les *SIWV* dont la ligne-de-vue traverse la tropopause. Les *SIWV* vus avec une élévation trop basse passent par le côté du cône et "scannent" une portion d'atmosphère non-incluse dans le volume d'atmosphère modélisé. Ils ne seront donc pas conservés. Nous avons choisi un rayon de 60 km qui correspond à une élévation minimum de 15° (voir Fig. 4.3).

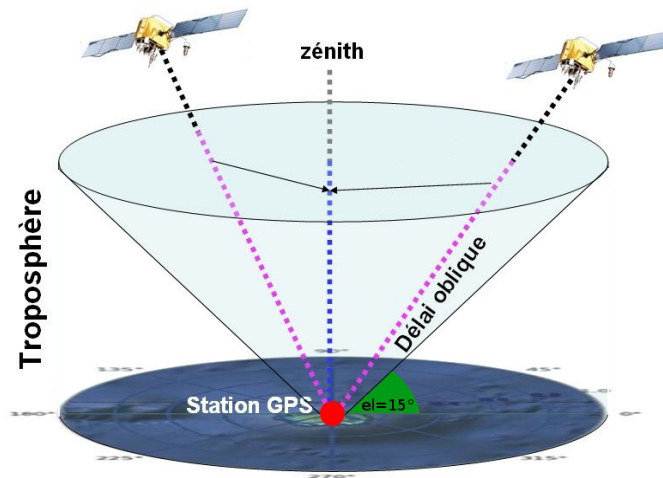


FIGURE 4.3 – Géométrie cylindrique de la tomographie mono-GPS.

Le fait de chercher à déterminer les différentes configurations de l'atmosphère pouvant permettre de reconstruire les *SIWV* observés est un problème appelé problème inverse. Comme les autres méthodes tomographiques, le modèle que j'ai développé fait donc appel à une inversion. La méthode d'inversion choisie est celle des moindres carrés. Cette méthode peut être adaptée en fonction du problème posé. Dans la partie suivante nous exposons la méthode retenue. Le détail de la résolution des problèmes inverses se trouve en annexe (C).

4.2 La résolution par moindres carrés pondérés amortis

Nous décomposons notre problème inverse de la manière suivante. Nous avons N mesures d'un paramètre quelconque composant un vecteur \underline{b} : les données. Nous avons également M coefficients à estimer constituant un vecteur \underline{x} : les paramètres du modèle à estimer (noté par la suite paramètres). Le postulat est donc qu'il existe un lien entre nos données et les paramètres. Cette relation est appelée modèle. Les données et les paramètres peuvent être liés par plusieurs équations sous la forme :

$$\begin{aligned}
b_1 &= \sum_{i=1}^M x_i \cdot a_{i,1} \\
b_2 &= \sum_{i=1}^M x_i \cdot a_{i,2} \\
&\vdots \\
b_j &= \sum_{i=1}^M x_i \cdot a_{i,j} \\
&\vdots \\
b_N &= \sum_{i=1}^M x_i \cdot a_{i,N}
\end{aligned} \tag{4.2}$$

Ces équations sont linéaires et peuvent donc être écrites sous forme matricielle :

$$\underline{A} * \underline{x} = \underline{b} \tag{4.3}$$

Avec

$$\underline{A} = \begin{bmatrix} a_{1,1} & \cdots & a_{i,1} & \cdots & a_{M,1} \\ \vdots & \ddots & \vdots & & \vdots \\ a_{1,j} & \cdots & a_{i,j} & \cdots & a_{M,j} \\ \vdots & & \vdots & \ddots & \vdots \\ a_{0,N} & \cdots & a_{i,N} & \cdots & a_{M,N} \end{bmatrix} \tag{4.4}$$

et

$$\underline{x} = \begin{bmatrix} x_1 \\ \vdots \\ x_i \\ \vdots \\ x_N \end{bmatrix} \quad \text{et} \quad \underline{b} = \begin{bmatrix} b_1 \\ \vdots \\ b_j \\ \vdots \\ b_M \end{bmatrix} \tag{4.5}$$

La matrice \underline{A} représente le modèle liant le vecteur données \underline{b} et le vecteur paramètres \underline{x} . Lorsque l'on cherche à déterminer le vecteur \underline{b} , le vecteur \underline{x} étant connu le problème est appelé "problème direct". Mais si l'on cherche à déterminer le vecteur \underline{x} , le vecteur \underline{b} étant connu, le problème est appelé "problème inverse".

Lorsque nous disposons d'un grand nombre d'observations (généralement entachées erreurs) supérieur au nombre de paramètres à estimer ($N > M$), il n'existe pas de solution unique et le problème est appelé "problème inverse surdéterminé". Il nous faut alors chercher la meilleure estimation du vecteur \underline{x} (notée \underline{x}^{est}) qui permettent de reconstruire aux mieux le vecteur d'observations (noté \underline{b}^{obs}). De plus si les équations n'apportent pas de l'information sur tous les paramètres à déterminer (le problème est "mal" posé), le problème est appelé "problème inverse mixte". L'ensemble de ces concepts sont développés en annexe (C).

Dans notre cas, nous cherchons à estimer le champ de densité de vapeur d'eau en 4D. Pour cela nous disposons d'un grand nombre d'observations GPS du contenu intégré en vapeur d'eau. Toutefois ces observations, par définition, n'apportent pas directement d'information sur la répartition verticale de ρ . Nous sommes donc en présence d'un problème mixte.

La méthode la plus directe et connue pour résoudre ce type de problèmes inverses est la méthode des moindres carrés pondérés amortis. Cette méthode tente d'ajuster au mieux les paramètres de telle manière que les données reconstruites soient aussi proches que possible des données observées \underline{b}^{obs} .

La solution (au sens des moindres carrés pondérés amortis) est alors de la forme (voir annexe (C)) :

$$\underline{x}^{est} = \underline{x}_0 + \left(\underline{A}^T \underline{C}_b^{-1} \underline{A} + c_\alpha \underline{C}_x^{-1} \right)^{-1} \underline{A}^T \underline{C}_b^{-1} * \left(\underline{b}^{obs} - \underline{A} * \underline{x}_0 \right) \quad (4.6)$$

où \underline{x}_0 est un vecteur composé des valeurs "a priori" que l'on suppose proches des valeurs réelles du vecteur \underline{x} .

\underline{C}_x et \underline{C}_b sont les matrices de variance/covariance associées respectivement au vecteur \underline{x} et au vecteur \underline{b}^{obs} .

c_α est un coefficient de pondération de la matrice \underline{C}_b . Après avoir fait différents tests (décrits en annexe (C)) nous choisissons $c_\alpha = 10^2$. Chacun de éléments de l'éq. (4.6) sont décrits ci-après.

4.3 Les observations et la matrice de variance/covariance associée

Les observations GPS interviennent dans le modèle tomographique via le vecteur \underline{b}^{obs} . Ces observations sont les *SIWV* mesurés par la station GPS au sol. Un *SIWV_j* observé est défini en fonction de son élévation el_j , de son azimuth az_j et de la date t_j de l'observation. Le vecteur \underline{b}^{obs} obtenu est de la forme :

$$\underline{b} = \begin{bmatrix} SIWV_1(el_1, az_1, t_1) \\ SIWV_2(el_2, az_2, t_2) \\ \vdots \\ SIWV_j(el_j, az_j, t_j) \\ \vdots \\ SIWV_N(el_N, az_N, t_N) \end{bmatrix} \quad (4.7)$$

Dans l'annexe (A) nous démontrons qu'à chaque *SIWV_j* est associé un écart-type de la forme :

$$\sigma_j = 0.04 SIWV_j \quad (4.8)$$

Cet écart-type permet de construire la matrice de variance/covariance \underline{C}_b associée aux observations. Pour définir la matrice \underline{C}_b , il existe plusieurs méthodes. La

méthode la plus usuelle est de considérer une matrice diagonale dont les éléments diagonaux correspondent à la variance σ^2 des *SIWV* observés. Le reste des éléments sont considérés nuls. La matrice est alors de la forme :

$$\underline{C}_b = \begin{bmatrix} \sigma_1^2 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \sigma_2^2 & \ddots & \vdots \\ \vdots & \ddots & \ddots & 0 \\ 0 & \dots & 0 & \sigma_N^2 \end{bmatrix} \quad (4.9)$$

Une matrice plus complexe prenant en compte la corrélation existant entre deux *SIWV* observés peut également être utilisée. Chaque élément de la matrice correspond alors à la covariance liant un *SIWV*_{*i*} (observé avec une élévation *el*_{*i*} et un azimuth *az*_{*i*} à une date *t*_{*i*}) et un *SIWV*_{*j*} (observé avec une élévation *el*_{*j*} et un azimuth *az*_{*j*} à une date *t*_{*j*}).

Cette covariance dépend des écarts-types σ_i et σ_j associés à *SIWV*_{*i*} et à *SIWV*_{*j*} mais aussi de l'angle θ (voir Fig. (4.4)) et de l'intervalle de temps $\tau = \|t_i - t_j\|$ séparant les deux *SIWV* observés. En effet, deux *SIWV* avec des directions proches "scannent" la même portion d'atmosphère. Ces observations sont donc fortement corrélées et la covariance associée est importante. Inversement, deux *SIWV* avec des directions opposées "scannent" des portions d'atmosphère différentes. Ces observations sont faiblement corrélées et la covariance associée est alors faible. De la même manière, la covariance associée à deux observations diminue avec le temps qui les sépare. Nous définissons alors la covariance *cov*_{*ij*} associée aux *SIWV*_{*i*} et *SIWV*_{*j*} comme

$$cov_{ij} = R_\theta \cdot R_\tau \cdot \sigma_i \cdot \sigma_j \quad (4.10)$$

où R_θ et R_τ sont les coefficients permettant de prendre en compte les variations spatiale et temporelle de la covariance. Comme [Reverdy 2008] nous définissons le coefficient R_θ comme

$$R_\theta = e^{-\frac{\theta}{\pi}} \quad (4.11)$$

L'angle θ séparant les deux *SIWV* peut être déduit des relations trigonométriques sphériques de Gauss en fonction de leurs coordonnées (Fig. (4.4)) tel que :

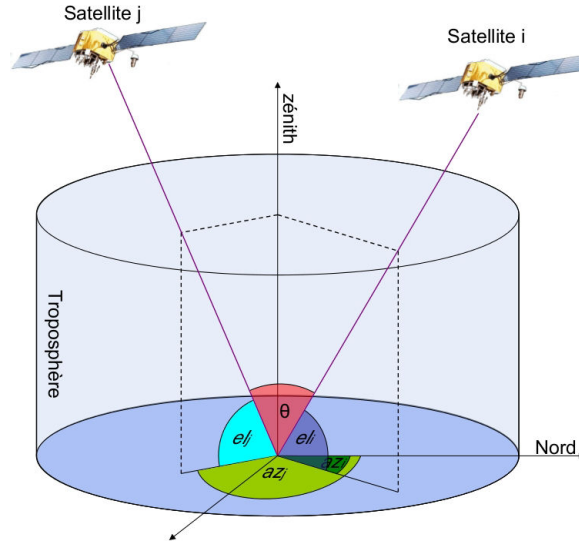


FIGURE 4.4 – Ce schéma présente les élévations el_i , el_j et les azimuths az_i et az_j des lignes-de-vue des satellites et l'angle θ qui les sépare.

$$\theta = \arccos(\sin(el_i) \cdot \sin(el_j) + \cos(el_i) \cdot \cos(el_j) \cos(az_i - az_j)) \quad (4.12)$$

Pour définir l'évolution temporelle de la covariance nous pouvons utiliser la série temporelle des IWV mesurés par la station GPS de l'OGT entre 2001 et 2012. En effet, les IWV correspondent $SIWV$ ayant une élévation de 90° . A partir de cette série temporelle, on peut alors déterminer le coefficient de auto-corrélation liant deux observations IWV_i et IWV_j séparées par un intervalle de temps $\tau = \|t_i - t_j\|$. Ce coefficient correspond directement au coefficient R_τ défini comme :

$$R_\tau = \frac{\sum (SIWV_i - \overline{SIWV}) (SIWV_j - \overline{SIWV})}{\sqrt{\sum (SIWV_i - \overline{SIWV})^2} \cdot \sqrt{\sum (SIWV_j - \overline{SIWV})^2}} = \frac{cov_{ij}}{\sigma_i \cdot \sigma_j} \quad (4.13)$$

La Fig. (4.5) présente l'évolution du coefficient d'auto-corrélation R_τ obtenu en fonction de l'intervalle de temps τ séparant les deux mesures de IWV .

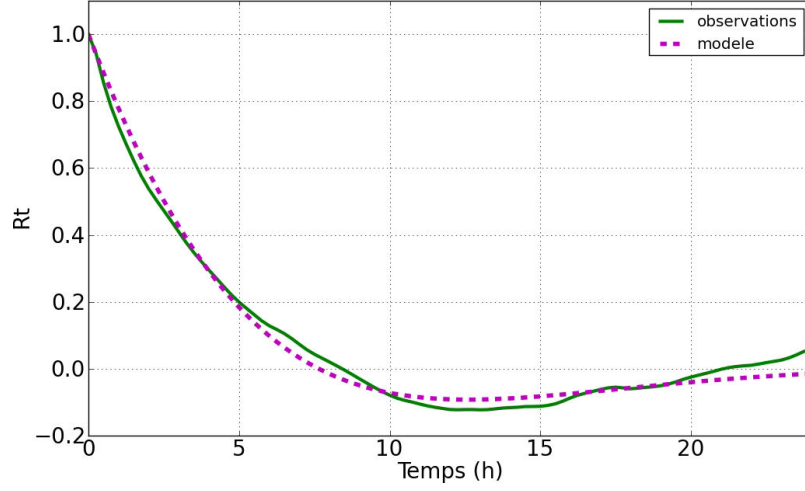


FIGURE 4.5 – Evolution du coefficient d'auto-corrélation R_τ en fonction de l'intervalle de temps τ séparant deux mesures de IWV (courbe verte). La courbe magenta représente le modèle de [Schuh 2000]. Le coefficient de corrélation linéaire entre les deux courbes est de 99%.

[Schuh 2000] modélise l'évolution temporelle de R_τ avec une expression de la forme :

$$R_\tau = \frac{1}{\cos(\varphi)} \cdot e^{-\alpha\tau} \cdot \cos(\beta\tau + \varphi) \quad (4.14)$$

où φ , α et β sont des constantes que nous déterminons par régression. $\varphi = 0.456$ rad, $\alpha = 0.165 \text{ h}^{-1}$ et $\beta = 0.146 \text{ h}^{-1}$. L'expression finale de cov_{ij} devient alors :

$$cov_{ij} = \frac{1}{\cos(\varphi)} \cdot e^{-\alpha\tau} \cdot \cos(\beta\tau + \varphi) \cdot e^{-\frac{\theta}{\pi}} \cdot \sigma_i \cdot \sigma_j \quad (4.15)$$

Et la matrice de variance/covariance associée est de la forme :

$$\underline{C}_b = \begin{bmatrix} \sigma_1^2 & cov_{2,1} & \cdots & cov_{N,1} \\ cov_{1,2} & \sigma_2^2 & \ddots & \vdots \\ \vdots & \ddots & \ddots & cov_{N,N-1} \\ cov_{1,N} & \cdots & cov_{N-1,N} & \sigma_N^2 \end{bmatrix} \quad (4.16)$$

4.4 Le modèle atmosphérique

Nous avons redéfini matriciellement les mesures GPS pour qu'elles puissent être utilisées comme paramètres d'entrée pour le modèle tomographique. Il nous faut maintenant définir le modèle lui-même. Ce modèle est exprimé dans l'inversion matricielle par la matrice \underline{A} . Pour que celui-ci soit efficace, il doit permettre de reconstruire le champ 4D de la densité de vapeur d'eau au-dessus des îles polynésiennes quelle que soit sa répartition avec un minimum de complexité. Pour minimiser cette

complexité il nous faut identifier les phénomènes que nous souhaitons observer et les échelles spatio-temporelles associées afin de cibler nos recherches sur ces phénomènes.

4.4.1 La modélisation des variations verticales

Comme nous l'avons vu dans le Chap. (3), la répartition verticale de vapeur d'eau décroît rapidement. Cette structure verticale peut être reconstruite simplement par un modèle hydrostatique avec une précision supérieure à 88% dans 95% des cas (voir Chap. (3)). Ce modèle hydrostatique se résume à une fonction puissance pondérée de la densité de vapeur d'eau au sol (notée ρ_0) :

$$\rho_{hs}(z) = \rho_0 \cdot \left(1 - \alpha \frac{z}{T_s}\right)^{19.78} \quad (4.17)$$

où T_s est la température au niveau du sol et $\alpha = 6.4$ K/km. Toutefois les profils verticaux observés sont souvent marqués par une rupture de pente entre 1.5 et 3 km induite par l'inversion des alizés. Détecter cette inversion peut permettre de mieux comprendre l'état de stabilité de l'atmosphère et donc la formation des systèmes précipitants. Afin de détecter cette perturbation nous avons choisi d'utiliser le modèle vertical proposé dans le Chap. (3) qui combine le modèle hydrostatique ρ_{hs} (éq. (4.17)) et une composante non-hydrostatique $\Delta\rho$ (voir Chap. (3)) tel que

$$\rho(z) = \rho_{hs}(z) + \Delta\rho(z) \quad (4.18)$$

En développant cette expression nous obtenons :

$$\rho(z) = \left[\rho_0 + A_1 \cdot \cos\left(2\pi \cdot \frac{z + \phi_1}{L_1}\right) + A_2 \cdot \cos\left(2\pi \cdot \frac{z + \phi_2}{L_2}\right) \right] \cdot \left(1 - \alpha \frac{z}{T_s}\right)^{19.78} \quad (4.19)$$

La valeur de ρ_0 est différente pour chaque profil et devra donc être déterminée lors de l'inversion tomographique. L_i (i désignant les indices 1 et 2) sont les échelles caractéristiques associées aux deux principales perturbations de la structure verticale de ρ (l'humidification générale du profil et une éventuelle zone d'inversion, voir Chap. (3)). $L_1 = 16$ km et $L_2 = 3$ km. A_i et ϕ_i sont respectivement les amplitudes et les déphasages associés aux échelles L_i . On observe que la partie entre crochets de cette équation est une somme de trois fonctions. Nous la reformulons alors de la manière suivante :

$$\rho(z) = (\rho_0 + \delta\rho_1 + \delta\rho_2) \cdot \left(1 - \alpha \frac{z}{T_s}\right)^{19.78} \quad (4.20)$$

où les termes $\delta\rho_1$ et $\delta\rho_2$ sont définis comme

$$\delta\rho_i = A_i \cdot \cos\left(2\pi \cdot \frac{z + \phi_i}{L_i}\right) \quad (4.21)$$

i_z	ζ_{i_z}	V_{i_z}	Contributions
0	$\zeta_0 = \rho_0$	$V_0 = \left(1 - \alpha \frac{z}{T_s}\right)^{19.78}$	Modèle hydrostatique
1	$\zeta_1 = A_1 \cdot \cos\left(2\pi \cdot \frac{\phi_1}{L_1}\right)$	$V_1 = \cos\left(2\pi \cdot \frac{z}{L_1}\right) \cdot \left(1 - \alpha \frac{z}{T_s}\right)^{19.78}$	Composantes associées à l'humidification générale
2	$\zeta_2 = A_1 \cdot \sin\left(-2\pi \cdot \frac{\phi_1}{L_1}\right)$	$V_2 = \sin\left(2\pi \cdot \frac{z}{L_1}\right) \cdot \left(1 - \alpha \frac{z}{T_s}\right)^{19.78}$	
3	$\zeta_3 = A_2 \cdot \cos\left(2\pi \cdot \frac{\phi_2}{L_2}\right)$	$V_3 = \cos\left(2\pi \cdot \frac{z}{L_2}\right) \cdot \left(1 - \alpha \frac{z}{T_s}\right)^{19.78}$	Composantes associées à la zone d'inversion principale
4	$\zeta_4 = A_2 \cdot \sin\left(-2\pi \cdot \frac{\phi_2}{L_2}\right)$	$V_4 = \sin\left(2\pi \cdot \frac{z}{L_2}\right) \cdot \left(1 - \alpha \frac{z}{T_s}\right)^{19.78}$	

TABLE 4.1 – Tableau listant les coefficients ζ_{i_z} et les fonctions V_{i_z} intervenant dans la modélisation de la structure verticale de la densité de vapeur d'eau $\rho(z)$ (éq. (4.23)).

Dans ces fonctions, l'amplitude A_i et le déphasage ϕ_i sont aussi spécifiques à chaque profil et ils devront donc également être estimés par l'inversion tomographique. Or cette inversion ne peut estimer que des coefficients (inconnus) pondérant des fonctions (connues) de la variable. Dans notre cas, la variable est l'altitude z . Ainsi, pour pouvoir estimer le déphasage ϕ_i , il faut tout d'abord le "dissocier" de z . Pour cela nous développons les fonctions $\delta\rho_i$ de la manière suivante

$$\delta\rho_i = A_i \cdot \cos\left(2\pi \cdot \frac{\phi_i}{L_i}\right) \cdot \cos\left(2\pi \cdot \frac{z}{L_i}\right) + A_i \cdot \sin\left(-2\pi \cdot \frac{\phi_i}{L_i}\right) \cdot \sin\left(2\pi \cdot \frac{z}{L_i}\right) \quad (4.22)$$

En introduisant alors cette expression de $\delta\rho_i$ dans l'éq. (4.20) et en la développant, nous exprimons $\rho(z)$ comme une somme de cinq fonctions $V_{i_z}(z)$ pondérées de coefficients ζ_{i_z} indépendants de z et qu'il nous faudra déterminer pour pouvoir reconstruire les profils verticaux de $\rho(z)$.

$$\rho(z) = \sum_{i_z=0}^{N_z} \zeta_{i_z} \cdot V_{i_z}(z) \quad (4.23)$$

où $N_z = 4$. Les coefficients ζ_{i_z} et les fonctions V_{i_z} sont listés dans le Tab. (4.1).

4.4.2 La modélisation des variations horizontales

Horizontalement, les processus convectifs conduisant généralement à des systèmes précipitants méso-échelles ne sont pas les seuls vecteurs de précipitations. En effet, la topographie de l'île influence également les variations de densité de vapeur d'eau et joue un rôle majeur dans la formation de systèmes précipitants à petite échelle. La direction des vents est directement liée à l'orientation de la zone orographique généralement délimitée par le relief montagneux de l'île. De plus, comme toutes zones côtières, les îles polynésiennes sont touchées par les phénomènes de brise de mer et brise de terre. Suivant le gradient de température présent entre les côtes et le fond de vallée (dû à la différence de l'albédo marin et de l'albédo terrestre), les masses d'air peuvent subir des mouvements verticaux contraints par les reliefs de l'île. Si ces mouvements sont ascendants la masse d'air peut alors avoir une altitude

suffisante pour atteindre le seuil de saturation et conduire à des systèmes nuageux. Si ceux-ci deviennent précipitants, on observe alors des pluies dites orographiques. On comprend que l'amplitude horizontale de ces phénomènes soit directement liée à la topographie. Cependant, la topographie de l'île varie énormément d'une vallée à une autre. Il nous est donc impossible de privilégier une échelle de variation par rapport à une autre à partir de ce seul critère. Afin de modéliser au mieux tous les phénomènes (orographiques ou convectifs) nous faisons le choix de décomposer le champ horizontal de la densité de vapeur d'eau en polynômes de Zernike, chaque degré de ces polynômes pouvant être associé à une échelle spécifique.

4.4.2.1 La définition des polynômes de Zernike

Les polynômes de Zernike ont été inventés dans les années 30 par Frederick Zernike (1888-1966) et depuis le milieu du vingtième siècle, ils sont unanimement utilisés pour décrire les aberrations des systèmes optiques de pointe comme par exemple l'optique adaptative ou pour la mise au point automatique.

Les polynômes de Zernike sont définis sur une surface circulaire. Ils sont donc particulièrement adaptés pour identifier les anomalies de densité d'un milieu en géométrie sphérique. Ils permettent par exemple de décrire la forme d'une onde passant par une lentille circulaire ou, dans notre cas, de quantifier le retard du signal GPS induit par la vapeur d'eau dans le volume de troposphère étudié. Ainsi ils vont pouvoir être utilisés dans le modèle tomographique pour décrire les perturbations horizontales de densité de vapeur d'eau.

Rappelons que ce volume est délimité par un cône centré autour de la station GPS. Chaque point appartenant à un plan perpendiculaire au zénith (et donc parallèle au disque à la base du cône) est repéré en coordonnées cylindriques par un rayon (noté r) et un azimut (noté az). r et az sont compris dans les intervalles suivants :

$$0 \leq r \leq R_{max} \quad \text{et} \quad 0 \leq az \leq 2\pi \quad (4.24)$$

où R_{max} est le rayon maximum du cône, il est égal à 60 km. Il existe plusieurs conventions de notation des polynômes. La plus couramment utilisée est la notation de James C. Wyant. Avec cette notation, les polynômes sont classés selon deux indices repérés par n et m . m et n sont des nombres entiers naturels non nuls définis tels que $0 \leq m \leq n$. Les polynômes de Zernike sont alors définis comme le produit d'un polynôme du rayon et d'une fonction trigonométrique de l'angle. Lorsque m diffère de zéro, il y a deux polynômes : un polynôme pair (indiqué p) et un polynôme impair (indiqué i).

$$Z_{m,n}^p(r, az) = R_{m,n}(r) \cdot \cos(m \cdot az) \quad (4.25)$$

$$Z_{-m,n}^i(r, az) = R_{m,n}(r) \cdot \sin(m \cdot az) \quad (4.26)$$

Pour $n - m$ impair, les polynômes radiaux $R_{m,n} = 0$ et pour $n - m$ pair ils sont définis tels que :

$$R_{m,n}(r) = \sum_{k=0}^{\frac{n-m}{2}} \frac{(-1)^k \cdot (n-k)!}{k! \cdot \left(\frac{n+m}{2} - k\right)! \cdot \left(\frac{n-m}{2} - k\right)!} \cdot \left(\frac{r}{R_{max}}\right)^{n-2k} \quad (4.27)$$

Lorsque $m = 0$, il n'y a qu'un polynôme et il est invariant par rotation. En optique, ces polynômes forment l'ensemble des déformations dites sphériques (nommées aberrations de sphéricité). La première correspond à la mise au point (ou focalisation), la deuxième est l'aberration de sphéricité qui caractérise la déformation de la sphère en ellipse, parabole ou hyperbole. Cette aberration correspond généralement à la formule optique du télescope.

4.4.2.2 Les premiers polynômes de Zernike

Nous présentons ici les 15 premiers polynômes de Zernike et leur analogie avec les méthodes existantes lorsque cela est possible. La Fig. (4.6) présente les variations radiales et azimutales de ces polynômes.

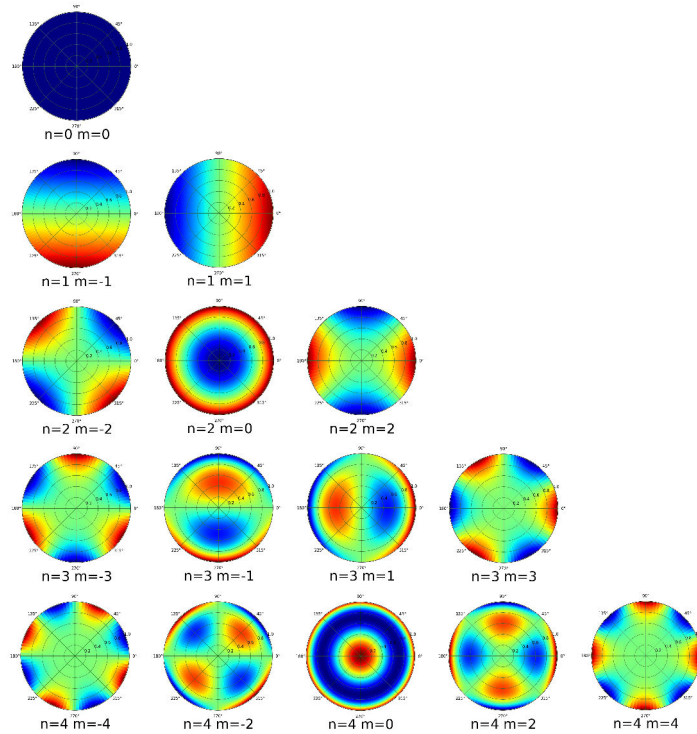


FIGURE 4.6 – Représentation des 15 premiers polynômes de Zernike.

Le polynôme $Z_{0,0}$ ne présente pas de variation radiale ou azimutale. Ne sélectionner que ce polynôme pour caractériser l'atmosphère entourant la station GPS revient à considérer que la répartition de vapeur d'eau reste constante horizontalement.

Les polynômes $Z_{1,-1}$ et $Z_{1,1}$ traduisent la présence d'un gradient linéaire dans la répartition de la vapeur d'eau. Ils permettent donc d'identifier dans quelle direction se trouve le maximum de vapeur d'eau mais sans pouvoir préciser à quelle distance où se trouve ce maximum. Ne sélectionner que ces polynômes pour caractériser l'atmosphère entourant la station GPS revient à déterminer les gradients N-S et E-O déterminés lors de l'analyse GPS (voir annexe (A)).

Les polynômes $Z_{2,-2}$ et $Z_{2,2}$ (ainsi que tous les polynômes pour lesquels $n \geq 1$ et $m \neq 0$) prennent en compte les disymétries radiales. Ils permettent de modéliser les variations avec une échelle proche du diamètre de la zone d'étude. Dans notre cas cette zone est de 60 km de rayon. La résolution est divisée par deux à chaque fois que le degré n augmente. Ainsi pour obtenir une résolution proche de 15 km (qui est la taille moyenne des zones orographiques sur l'île de Tahiti), il est nécessaire d'utiliser les polynômes de degrés $n \leq 4$.

Bien sûr il est possible d'augmenter la résolution, mais introduire un plus grand nombre de polynômes impliquerait un plus grand nombre de coefficients à déterminer par moindres carrés. Or, plus le rapport entre le nombre d'observations et le nombre de paramètres à déterminer est grand, plus l'ajustement par moindres carrés sera précis. L'objectif de cette étude étant de mettre en évidence les phénomènes induits par l'orographie de l'île, nous nous limiterons à ce degré de résolution et donc à 15 polynômes de Zernike.

4.4.2.3 Les propriétés des polynômes de Zernike

Les polynômes de Zernike présentent plusieurs propriétés avantageuses :

- Les polynômes sont orthogonaux par intégrale continue sur un volume circulaire. La décomposition en polynômes de Zernike est donc unique : Il ne peut y avoir deux descriptions différentes d'un même phénomène (à l'ordre du développement près). Pour notre application, comme nous l'avons dit précédemment nous nous intéressons essentiellement aux 15 premiers polynômes qui permettent de modéliser la géométrie des déformations atmosphériques à une échelle de 15 km lorsqu'ils sont combinés linéairement entre eux. Les coefficients pondérant cette combinaison sont nommés les coefficients de Zernike et sont notés $x_{m,n}$
- La moyenne de chaque polynôme sur l'ensemble du disque est nulle.
- L'écart-type de chaque polynôme est minimal. En effet, chaque terme d'ordre n comporte un nombre de termes d'ordre plus faible de manière à minimiser l'écart-type à l'ordre n . Ainsi, pousser le développement à des ordres plus élevés ne peut qu'augmenter l'écart-type de l'estimation. Autrement dit, si nous limitons la décomposition polynomiale à un petit nombre de polynômes, on minimise l'écart-type.

4.4.2.4 La décomposition en polynômes de Zernike

Nous pouvons alors décomposer le champ horizontal de densité de vapeur d'eau $\rho(r, az)$ en polynômes de Zernike tel que :

$$\rho(r, az) = \sum_{n=0}^{N_n} \sum_{m=-n}^n x_{m,n} \cdot Z_{m,n}(r, az) \quad (4.28)$$

Où $x_{m,n}$ sont les coefficients pondérant les polynômes de Zernike. Ce sont ces coefficients qu'il nous faudra déterminer lors de l'inversion tomographique. N_n est le degré maximum des polynômes sélectionnés. Soulignons que ce nombre est différent du nombre de polynômes choisis N_r . En effet, le nombre de polynômes N_r est égal au produit $N_n \cdot (2n + 1)$ auquel il faut soustraire tous les polynômes nuls (pour $n - m$ impair). Afin d'alléger les calculs, nous exprimons $\rho(r, az)$ avec cette nouvelle notation :

$$\rho(r, az) = \sum_{i_r=0}^{N_r} x_{i_r} \cdot Z_{i_r}(r, az) \quad (4.29)$$

où $Z_{i_r}(r, az)$ est le polynôme de Zernike associé au coefficient x_{i_r} .

4.4.3 La modélisation des variations temporelles

Lors de l'inversion nous utilisons les données de sept satellites GPS en moyenne échantillonnées avec 30s d'intervalle. Cela représente en moyenne 20 000 données par jour. Afin de minimiser le temps de calcul, nous choisissons de modéliser la répartition de la densité de vapeur d'eau sur des sessions de 24hr.

Dans le Chap. (2) nous mettons en évidence la périodicité annuelle, saisonnière, journalière et semi-journalière de la vapeur d'eau troposphérique. Ainsi, pour modéliser les fluctuations temporelles de la densité de vapeur d'eau, nous choisissons d'utiliser une décomposition spectrale de la forme :

$$\rho(t) = \sum_{j_t=0}^{n_t} A_{t,j_t} \cdot \cos\left(2\pi \cdot \frac{t + \varphi_{j_t}}{T_{j_t}}\right) \quad (4.30)$$

Les termes T_{j_t} représentent les échelles caractéristiques des phénomènes que nous souhaitons observer. Les termes A_{t,j_t} et φ_{j_t} représentent respectivement les amplitudes et les déphasages associés à chaque échelles T_{j_t} . n_t est le nombre d'échelles sélectionnées. Encore une fois, pour que cette décomposition soit exploitable par la méthode tomographique il nous faut la linéariser. Pour cela, nous développons l'éq. (4.30) et introduisons les termes :

$$\alpha_{t,j_t} = A_{t,j_t} \cdot \cos\left(2\pi \cdot \frac{\varphi_{j_t}}{T_{j_t}}\right) \quad \text{et} \quad \beta_{t,j_t} = A_{t,j_t} \cdot \sin\left(-2\pi \cdot \frac{\varphi_{j_t}}{T_{j_t}}\right) \quad (4.31)$$

Nous obtenons alors

$$\rho(t) = \sum_{j_t=0}^{n_t} \alpha_{t,j_t} \cdot \cos\left(2\pi \cdot \frac{t}{T_{j_t}}\right) + \beta_{t,j_t} \cdot \sin\left(2\pi \cdot \frac{t}{T_{j_t}}\right) \quad (4.32)$$

Les termes α_{t,j_t} et β_{t,j_t} sont indépendants de t et pourront ainsi être déterminés par l'inversion tomographique. Le premier terme de cette décomposition spectrale est une constante correspondant à une valeur moyenne de ρ . La première échelle caractéristique T_0 est donc considérée infinie afin que

$$\cos\left(2\pi \cdot \frac{t}{T_0}\right) = 0 \quad \text{et} \quad \sin\left(2\pi \cdot \frac{t}{T_0}\right) = 1 \quad (4.33)$$

Ainsi un seul coefficient est associé à cette échelle. Pour déterminer les autres échelles caractéristiques des variations temporelles de la vapeur d'eau nous utilisons la transformée de Fourier appliquée à la série temporelle des *IWV* entre 2001 et 2008 présentée dans le Chap. (2). Celle-ci met notamment en évidence la prépondérance des fréquences journalière et semi-journalière de cette série temporelle. Nous supposons que ces deux fréquences jouent également un rôle important dans les variations temporelles de la densité de vapeur d'eau et nous imposons $T_1 = 24\text{hr}$ et $T_2 = 12\text{hr}$.

Nous choisissons d'introduire deux autres échelles dans le modèle (soit cinq échelles en tout) afin de prendre en compte des variations spécifiques à la période étudiée. Pour identifier ces trois autres échelles, nous supposons de nouveau que les fréquences prépondérantes dans les variations de la densité de vapeur d'eau et des *IWV* sont les mêmes. Toutefois, pour déterminer ces échelles nous préférons utiliser la série temporelle journalière des *IWV* mesurés par GPS correspondant à la session de 24hr étudiée à laquelle nous appliquons une transformée de Fourier.

Nous n'avons sélectionné que cinq fréquences car dans la majorité des cas cela permet de reconstruire la série temporelle des *IWV* avec une précision de 99%.

Comme le montre l'éq. (4.32), chaque échelle est associée à deux coefficients (mise à part la première considérée nulle). Cela correspond au total à 9 coefficients à ajuster par la méthode d'inversion. Encore une fois, pour simplifier les calculs nous modifions la notation des indices telle que :

$$\rho(t) = \sum_{i_t=0}^{N_t} \theta_{i_t} \cdot \tau_{i_t}(t) \quad (4.34)$$

où $N_t = 8$. Lorsque i_t est pair le coefficient $\theta_{i_t} = \beta_{t,j_t/2}$ et la fonction $\tau_{i_t}(t) = \sin\left(2\pi \cdot \frac{t}{T_{j_t/2}}\right)$. Lorsque i_t est impair le coefficient $\theta_{i_t} = \alpha_{t,(j_t+1)/2}$ et la fonction $\tau_{i_t}(t) = \cos\left(2\pi \cdot \frac{t}{T_{(j_t+1)/2}}\right)$.

4.4.4 La modélisation 4D de la densité de vapeur d'eau

A ce stade, nous sommes capables de définir le modèle tomographique total de la densité de vapeur d'eau incluant les variations des 4 dimensions comme le produit des composantes verticales, horizontales et temporelles tel que :

$$\rho(z, r, az, t) = \left(\sum_{i_z=0}^{N_z} \zeta_{i_z} \cdot V_{i_z}(z) \right) \cdot \left(\sum_{i_r=0}^{N_r} \eta_{i_r} \cdot Z_{i_r}(r, az) \right) \cdot \left(\sum_{i_t=0}^{N_t} \theta_{i_t} \cdot \tau_{i_t}(t) \right) \quad (4.35)$$

En développant cette expression nous obtenons

$$\rho(z, r, az, t) = \sum_{i_z=0}^{N_z} \sum_{i_r=0}^{N_r} \sum_{i_t=0}^{N_t} (\zeta_{i_z} \cdot \eta_{i_r} \cdot \theta_{i_t}) \cdot (V_{i_z}(z) \cdot Z_{i_r}(r, az) \cdot \tau_{i_t}(t)) \quad (4.36)$$

Pour simplifier l'expression de ρ , nous posons

$$x_i = \zeta_{i_z} \cdot \eta_{i_r} \cdot \theta_{i_t} \quad \text{et} \quad f_i(z, r, az, t) = V_{i_z}(z) \cdot Z_{i_r}(r, az) \cdot \tau_{i_t}(t) \quad (4.37)$$

L'éq. (4.36) devient alors

$$\rho(z, r, az, t) = \sum_{i=0}^M x_i \cdot f_i(z, r, az, t) \quad (4.38)$$

où $M = (N_z + 1) \cdot (N_r + 1) \cdot (N_t + 1) - 1 = 824$. Nous avons donc exprimé la densité de vapeur d'eau comme une somme de fonctions f_i pondérées par des coefficients x_i . Chacune de ces fonctions peut être vue comme une atmosphère type caractérisée par une répartition spatiale et temporelle unique de la vapeur d'eau. L'atmosphère réelle est alors modélisée comme étant une composition de ces atmosphères types. Les coefficients x_i traduisent l'importance de ces atmosphères types dans la reconstruction.

Par exemple, la première fonction f_0 est définie de la manière suivante :

$$f_0(z, r, az, t) = V_0(z) \cdot Z_0(r, az) \cdot \tau_0(t) \quad (4.39)$$

$$f_0(z, r, az, t) = \left(1 - \alpha \frac{z}{T_s} \right)^{19.78} \quad (4.40)$$

Car

$$V_0(z) = \left(1 - \alpha \frac{z}{T_s} \right)^{19.78} ; \quad Z_0(r, az) = 1 \quad \text{et} \quad \tau_0(t) = 1 \quad (4.41)$$

La fonction f_0 ne prend donc en compte aucune variation radiale, azimutale et temporelle. Elle correspond à une répartition de vapeur d'eau homogène horizontalement, homogène temporellement et en équilibre hydrostatique verticalement.

4.4.5 La relation entre la densité de vapeur d'eau et les contenus intégrés associés

Comme nous l'avons vu précédemment, les $SIWV_j$ représentent l'intégrale de ρ le long du trajet optique ∂l_j séparant la station au sol et le satellite GPS :

$$SIWV_j = \int_0^{\infty} \rho(z, r, az_j, t_j) \cdot \partial l_j \quad (4.42)$$

En introduisant l'éq. (4.38) dans cette définition, les $SIWV_j$ peuvent alors être exprimés en fonction des coefficients x_i tel que :

$$SIWV_j = \int_0^{\infty} \sum_{i=0}^M x_i \cdot f_i(z, r, az_j, t_j) \cdot \partial l_j \quad (4.43)$$

En développant cette expression nous obtenons

$$SIWV_j = \sum_{i=0}^M x_i \cdot \int_0^{\infty} f_i(z, r, az_j, t_j) \cdot \partial l_j \quad (4.44)$$

Afin de pouvoir intégrer la fonction f_i sur la ligne-de-vue du satellite (et donc en fonction de la variable l_j), nous effectuons le changement de variable suivant

$$z = l_j \sin(el_j); \quad r = l_j \cos(el_j) \quad (4.45)$$

Ainsi l'éq. (4.65) devient

$$SIWV_j = \sum_{i=0}^M x_i \cdot \int_0^{\infty} f_i(l_j \sin(el_j), l_j \cos(el_j), az_j, t_j) \cdot \partial l_j \quad (4.46)$$

On note F_i les intégrales des fonctions f_i , l'expression des $SIWV_j$ devient alors

$$SIWV_j = \sum_{i=0}^M x_i \cdot F_{i,j}(el_j, az_j, t_j) \quad (4.47)$$

Pour résoudre cette intégration il nous faut intégrer des produits de fonctions sinus et cosinus (intervenant dans l'expression des termes $V_{i_z}(z)$, Tab. (4.1)) avec les polynômes élevés de z . Ceux-ci ne sont pas toujours solvables analytiquement. Nous avons donc choisi d'automatiser la résolution des fonctions F_i numériquement.

4.4.6 La formulation du problème sous forme matricielle

Matriciellement l'éq. (4.47) se traduit par

$$\underline{A} * \underline{x} = \underline{b} \quad (4.48)$$

Avec

$$\underline{A} = \begin{bmatrix} F_0(el_0, az_0, t_0) & \cdots & F_i(el_0, az_0, t_0) & \cdots & F_M(el_0, az_0, t_0) \\ \vdots & \ddots & \vdots & & \vdots \\ F_0(el_j, az_j, t_j) & \cdots & F_i(el_j, az_j, t_j) & \cdots & F_M(el_j, az_j, t_j) \\ \vdots & & \vdots & \ddots & \vdots \\ F_0(el_N, az_N, t_N) & \cdots & F_i(el_N, az_N, t_N) & \cdots & F_M(el_N, az_N, t_N) \end{bmatrix} \quad (4.49)$$

$$\underline{x} = \begin{bmatrix} x_0 \\ \vdots \\ x_i \\ \vdots \\ x_N \end{bmatrix} \quad \text{et} \quad \underline{b} = \begin{bmatrix} SIWV_0 \\ \vdots \\ SIWV_j \\ \vdots \\ SIWV_M \end{bmatrix} \quad (4.50)$$

Le problème est maintenant posé sous forme matricielle. Les paramètres x_i vont alors pouvoir être déterminés par la méthode des moindres carrés. Une fois ces paramètres déterminés, ils seront associés aux fonctions f_i via l'éq. (4.38) pour reconstruire le champ de densité de vapeur d'eau en tout point du cône d'atmosphère étudiée.

Notons que ce problème est à la fois surdéterminé, puisque nous disposons de 20 000 observations par session et de seulement 825 paramètres à déterminer. Il est aussi sousdéterminé car nous ne disposons d'aucune information directe sur la répartition verticale. Nous sommes donc en présence d'un problème mixte. Comme nous l'avons vu précédemment, pour résoudre un tel problème, la méthode d'inversion la plus appropriée est celle des moindres carrés pondérés amortis définie par l'éq. (4.6).

Il nous faut donc encore définir un modèle *a priori* et la matrice de variance/covariance associée aux paramètres afin de contraindre au mieux cette inversion.

4.5 Le modèle *a priori* et la matrice de variance/covariance associée aux paramètres

4.5.1 Le modèle *a priori*

Le modèle *a priori* désigne la répartition la plus probable de la densité de vapeur d'eau autour de laquelle nous allons chercher à ajuster le modèle tomographique. Le modèle *a priori* est introduit dans l'inversion matricielle via le vecteur \underline{x}_0 (éq. (4.6)). Ce vecteur \underline{x}_0 représente donc les paramètres *a priori* qui, une fois associés au modèle \underline{A} , constituent une estimation approchée des observations GPS attendues.

Nous disposons de peu d'informations sur la répartition de la vapeur d'eau à l'échelle spatiale d'une vallée et à une échelle temporelle inférieure à la demi-journée. Nous choisissons donc d'utiliser comme modèle *a priori* une répartition de ρ homogène horizontalement et temporellement centrée autour d'une valeur moyenne ρ_0 .

Pour la variabilité verticale, nous utiliserons le profil hydrostatique défini par l'éq. (4.17) comme structure *a priori*.

La fonction f_0 (qui est la dérivée de la fonction F_0 , premier terme de la matrice \underline{A}) décrit parfaitement ce modèle *a priori* (voir éq. (4.40)). Afin de ne sélectionner que cette fonction, nous définissons le vecteur \underline{x}_0 de la manière suivante

$$\underline{x} = \begin{bmatrix} x_0 = \rho_0 \\ x_1 = 0 \\ \vdots \\ x_i = 0 \\ \vdots \\ x_N = 0 \end{bmatrix} \quad (4.51)$$

Ainsi, seul le premier terme est non-nul et égal à ρ_0 . La valeur de ρ_0 utilisée est la valeur moyenne annuelle, soit $\rho_0 = 18 \text{ g.m}^{-3}$.

4.5.2 La matrice de variance/covariance associée aux paramètres

Comme son nom l'indique, cette matrice désigne la covariance liant deux paramètres x_i et x_j . Elle quantifie le degré de corrélation existant entre les deux fonctions f_i et f_j associées aux paramètres x_i et x_j . Cette matrice est notée \underline{C}_x . Elle est un élément central dans la résolution du problème par moindres carrés pondérés amortis car elle représente la seule contrainte verticale appliquée à l'inversion.

Cette matrice de covariance permet d'identifier les zones en altitude où la vapeur d'eau est la plus variable. Le modèle accordera alors un degré de liberté plus important dans ces zones. Par exemple, nous savons que la densité de vapeur d'eau est beaucoup plus variable entre 1.5 km et 3 km et qu'elle est quasiment nulle au niveau de la tropopause à 16 km (voir l'annexe (D)). Ainsi, grâce aux informations apportées par la matrice de covariance, le modèle tomographique va "tolérer" que le profil estimé s'éloigne du profil *a priori* aux basses altitudes. Inversement, à une altitude proche de 16 km, le profil ne pourra prendre une valeur trop éloignée de celle du profil hydrostatique (soit une valeur proche de 0). Cette matrice permet donc d'identifier la solution ayant le plus de sens physique.

Toutefois, dans l'annexe (D) nous n'avons pas déterminé l'évolution de la covariance entre deux paramètres x_i et x_j mais l'évolution de la covariance entre deux valeurs ρ_i et ρ_j de la densité de vapeur d'eau en fonction de leur position ainsi que de la distance et de l'intervalle de temps qui les séparent. Ainsi, nous connaissons la covariance associée à ρ mais pas celle associée aux paramètres x_i . Cependant, les paramètres x_i et la densité ρ sont liés par l'éq. (4.38) (via les fonctions f_i). Nous pouvons en déduire la covariance associée aux x_i .

4.5.2.1 La matrice de covariance associée à la densité de vapeur d'eau

Tout d'abord rappelons l'expression de la covariance associée ρ . Comme nous le précisons dans l'annexe (D), la covariance associée à ρ est directement liée à la

turbulence présente au sein des couches troposphériques. En effet l'homogénéisation de l'énergie au sein de ces couches se fait principalement grâce aux mouvements turbulents. En annexe (D), en nous basant sur la théorie de [Kolmogorov 1941], nous proposons un modèle pour estimer l'évolution de la covariance liant deux valeurs $\rho_1(z_1, r_1, az_1, t_1)$ et $\rho_2(z_2, r_2, az_2, t_2)$ de la densité de vapeur d'eau en fonction des positions de ces deux valeurs (Fig. (4.7)). Ce modèle se base sur les observations de différents instruments de mesure disponibles à l'OGT : les observations GPS, les radiosondages et les données de la station météorologique située sur le toit de l'OGT. En voici son expression :

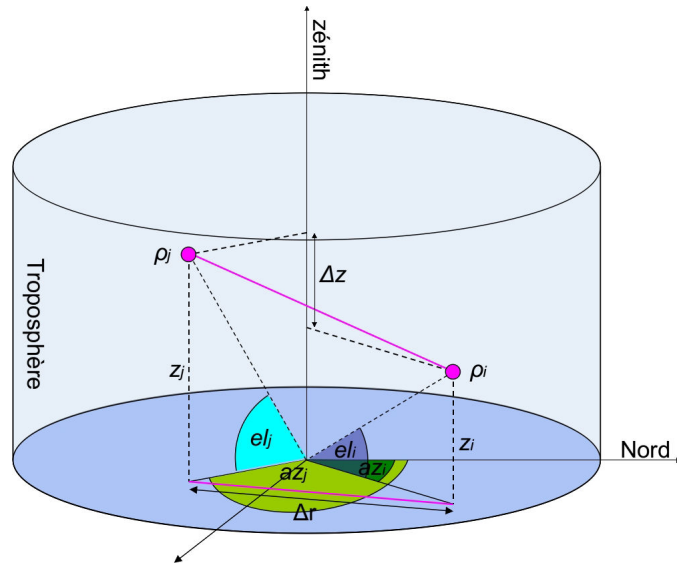


FIGURE 4.7 – Représentation de la distance séparant deux valeurs $\rho_1(z_1, r_1, az_1, t_1)$ et $\rho_2(z_2, r_2, az_2, t_2)$ de la densité de vapeur d'eau en fonction des positions de ces deux valeurs.

$$cov_{\rho_1, \rho_2} = \sigma_{\rho}^2(z_1) \cdot \sigma_{\rho}^2(z_2) \cdot \left(1 - C_{\rho}^2 \left[(\Delta r + V(z) \cdot \Delta t)^2 + \frac{C_h^6}{C_{\rho}^6} \Delta z^2 \right]^{\frac{1}{3}} \right) \quad (4.52)$$

avec

$$\Delta t = t_2 - t_1 \quad \text{et} \quad \Delta z = z_2 - z_1 \quad (4.53)$$

et

$$\Delta r = \sqrt{r_1^2 + r_2^2 - 2 r_1 r_2 \cos(az_2 - az_1)} \quad (4.54)$$

Δt est l'intervalle de temps qui sépare les deux valeurs de ρ . Δz est la distance entre ces deux valeurs projetées sur l'axe vertical. Enfin Δr est la distance entre ces deux valeurs projetées sur le plan horizontal. L'écart-type $\sigma_\rho(z)$ associé aux variations verticales de ρ et la variation de l'amplitude des vents $V(z)$ sont des fonctions de z définies en annexe (D). Enfin, les constantes C_ρ et C_h font également l'objet d'une discussion en annexe (D).

Pour traduire l'éq. (4.52) sous forme matricielle, nous définissons un maillage, qui quadrille le volume étudié en N_n noeuds. La position de chaque noeud est définie par un rayon r_{i_n} , un azimuth az_{i_n} et par un instant t_{i_n} .

La Fig. (4.8) présente un exemple de maillage appliqué au cylindre étudié. Dans cet exemple, nous avons quadrillé le cylindre avec 3 noeuds sur chaque rayon, 3 noeuds par azimuth et 3 noeuds sur la verticale. Enfin, nous découpons la session de 24hr étudiée en 4 sous-sessions de 6hr (soit 5 noeuds "temporels"). Dans cet exemple, $N_n = 3 \times 3 \times 3 \times 5 = 135$. En réalité, nous utilisons un maillage beaucoup plus fin avec 10 noeuds par rayon, 9 par azimuth, 16 noeuds par altitude et 12 "noeuds temporels", ce qui correspond à $N_n = 17280$.

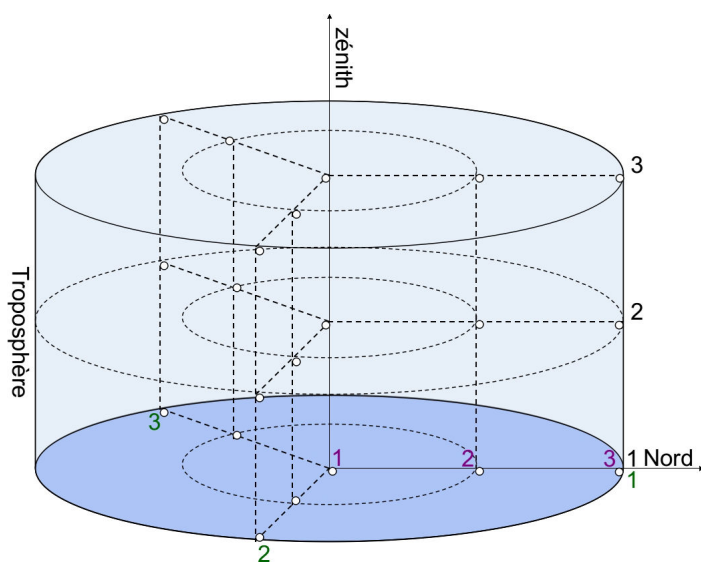


FIGURE 4.8 – Exemple de maillage appliqué au cylindre étudié. Nous avons quadrillé le cylindre avec 3 noeuds sur chaque rayon, 3 noeuds par azimuth et 3 noeuds sur la verticale.

Une valeur $\rho_{i_n}(z_{i_n}, r_{i_n}, az_{i_n}, t_{i_n})$ est attribuée à chaque noeud. Nous définissons alors un vecteur $\underline{\rho}$ listant toutes les valeurs de ρ_{i_n} tel que :

$$\underline{\rho} = \begin{bmatrix} \rho_1(z_1, r_1, az_1, t_1) \\ \rho_2(z_2, r_2, az_2, t_2) \\ \vdots \\ \rho_{i_n}(z_{i_n}, r_{i_n}, az_{i_n}, t_{i_n}) \\ \vdots \\ \rho_{N_n}(z_{N_n}, r_{N_n}, az_{N_n}, t_{N_n}) \end{bmatrix} \quad (4.55)$$

Nous définissons également la matrice de covariance \underline{C}_ρ associée au vecteur $\underline{\rho}$. Cette matrice est de dimension $N_n \times N_n$. Chaque terme de cette matrice représente la covariance cov_{ρ_i, ρ_j} liant les densités ρ_i et ρ_j tel que :

$$\underline{C}_\rho = \begin{bmatrix} \sigma_{\rho_0}^2 & \cdots & cov_{\rho_{i_n}, \rho_1} & \cdots & cov_{\rho_{N_n}, \rho_1} \\ \vdots & \ddots & \vdots & & \vdots \\ cov_{\rho_0, \rho_{i_n}} & \cdots & \sigma_{\rho_{i_n}}^2 & \cdots & cov_{\rho_{N_n}, \rho_{i_n}} \\ \vdots & & \vdots & \ddots & \vdots \\ cov_{\rho_0, \rho_{N_n}} & \cdots & cov_{\rho_{i_n}, \rho_{N_n}} & \cdots & \sigma_{\rho_{N_n}}^2 \end{bmatrix} \quad (4.56)$$

4.5.2.2 La matrice de propagation

Toutefois, comme nous l'avons dit précédemment, la matrice de covariance que nous souhaitons introduire dans la résolution par moindres carrés est la matrice \underline{C}_x associée au vecteur \underline{x} . Les éléments de cette matrice correspondent à la covariance cov_{x_i, x_j} entre deux paramètres x_i et x_j .

Or, chaque valeur de $\rho_{i_n}(z_{i_n}, r_{i_n}, az_{i_n}, t_{i_n})$ peut être exprimée en fonction des paramètres x_i telle que :

$$\rho_{i_n}(z_{i_n}, r_{i_n}, az_{i_n}, t_{i_n}) = \sum_{i=0}^M x_i \cdot f_i(z_{i_n}, r_{i_n}, az_{i_n}, t_{i_n}) \quad (4.57)$$

Si l'on applique cette équation aux N_n valeurs ρ_{i_n} constituant le vecteur $\underline{\rho}$, on obtient un système qui peut se traduire matriciellement par :

$$\underline{H} * \underline{x} = \underline{\rho} \quad (4.58)$$

La matrice \underline{H} est appelée matrice de propagation. Elle est composée des valeurs des fonctions f_i aux coordonnées $z_{i_n}, r_{i_n}, az_{i_n}$ et t_{i_n} des différents noeuds du maillage tels que :

$$\underline{H} = \begin{bmatrix} f_0(z_1, r_1, az_1, t_1) & \cdots & f_i(z_1, r_1, az_1, t_1) & \cdots & f_M(z_1, r_1, az_1, t_1) \\ \vdots & \ddots & \vdots & & \vdots \\ f_0(z_{i_n}, r_{i_n}, az_{i_n}, t_{i_n}) & \cdots & f_i(z_{i_n}, r_{i_n}, az_{i_n}, t_{i_n}) & \cdots & f_M(z_{i_n}, r_{i_n}, az_{i_n}, t_{i_n}) \\ \vdots & & \vdots & \ddots & \vdots \\ f_0(z_{N_n}, r_{N_n}, az_{N_n}, t_{N_n}) & \cdots & f_i(z_{N_n}, r_{N_n}, az_{N_n}, t_{N_n}) & \cdots & f_M(z_{N_n}, r_{N_n}, az_{N_n}, t_{N_n}) \end{bmatrix} \quad (4.59)$$

L'éq. (4.58) est équivalente à un problème inverse dont la solution au sens des moindres carrés pondérés (voir annexe (C)) est de la forme

$$\underline{x}^{est} = \left(\underline{H}^T \underline{C}_\rho^{-1} \underline{H} \right)^{-1} \underline{H}^T \underline{C}_\rho^{-1} \underline{\rho} \quad (4.60)$$

Dans cette équation le terme $\left(\underline{H}^T \underline{C}_\rho^{-1} \underline{H} \right)$ représente l'inverse de la matrice de variance/covariance de \underline{x}^{est} soit

$$\underline{C}_x^{-1} = \underline{H}^T \underline{C}_\rho^{-1} \underline{H} \quad (4.61)$$

La matrice \underline{C}_x étant définie (ou tout au moins, son inverse), elle va pouvoir être intégrée à l'inversion tomographique afin d'estimer le vecteur \underline{x}^{est} et donc de reconstruire en tous points du cylindre la densité de vapeur d'eau.

4.6 Le bilan de la méthode d'inversion par moindres carrés pondérés amortis

La tomographie mono-GPS développée ici, cherche à reconstruire le champ 4D de vapeur d'eau dans un volume cône de 60 km de rayon à sa base et de 16 km d'épaisseur à l'aplomb de la station GPS et est centrée autour de son zénith. Temporellement, les sessions durent 24hr. L'échantillonnage est de 30s et nous disposons en moyenne de 7 satellites visibles par la station à chaque instant. Cela représente donc environ 20 000 observations.

Nous utilisons les *SIWV* correspondant au retard induit par la vapeur d'eau sur le signal GPS lorsqu'il parcourt la distance satellite-station. Ainsi la relation entre la densité de vapeur d'eau ρ et les *SIWV* est

$$SIWV = \int_0^\infty \rho(z, r, az, t) \cdot dl \quad (4.62)$$

L'estimation de la répartition 4D de ρ par la méthode tomographique est basée sur cette équation. Cette méthode comporte plusieurs étapes qui sont récapitulées ci-après :

- Les *SIWV* sont listés par un vecteur \underline{b} pour être utilisés comme données d'entrée du modèle tomographique.

- A partir de l'élévation associée à chaque *SIWV* nous construisons la matrice de covariance \underline{C}_b associée à ces observations.
- Nous décomposons la densité de vapeur d'eau en une somme de fonctions pondérées par des coefficients pour chaque dimension. Nous utilisons le modèle décrit dans le Chap. (3) pour la décomposition verticale. Nous utilisons les polynômes de Zernike pour la décomposition horizontale. Enfin, nous utilisons une décomposition spectrale pour exprimer les variations temporelles. Finalement en combinant ces différentes décompositions nous aboutissons à une décomposition linéaire 4D de la densité de vapeur telle que :

$$\rho(z, r, az, t) = \sum_{i=0}^M x_i \cdot f_i(z, r, az, t) \quad (4.63)$$

- Nous intégrons cette expression le long des lignes-de-vue afin d'établir la relation avec les *SIWV* telle que :

$$SIWV_j = \sum_{i=0}^M x_i \cdot F_{i,j}(el_j, az_j, t_j) \quad (4.64)$$

où les fonctions F_i sont les intégrales des fonctions f_i tel que :

$$F_{i,j} = \int_0^{\infty} f_i(l_j \sin(el_j), l_j \cos(el_j), az_j, t_j) \cdot \partial l_j \quad (4.65)$$

- Nous définissons alors matriciellement le problème sous la forme :

$$\underline{A} * \underline{x} = \underline{b} \quad (4.66)$$

où \underline{x} est le vecteur paramètre composé des coefficients pondérant les décompositions linéaires des *SIWV*. C'est le vecteur que nous cherchons à estimer. La matrice \underline{A} représente le modèle. Les éléments de \underline{A} sont les fonctions F_i .

- Nous définissons un modèle *a priori* \underline{x}_0 autour duquel l'estimation de ρ va pouvoir varier afin de s'ajuster au mieux aux observations GPS. La densité de vapeur d'eau *a priori* est homogène horizontalement et temporellement et décroît en suivant le modèle hydrostatique présenté dans le Chap. (3).
- Nous définissons ensuite une matrice de covariance \underline{C}_x afin de contraindre les variations de l'ajustements. Cette matrice est déduite de la propagation de la matrice de covariance associée à ρ . La matrice de covariance associée à ρ découle directement de la théorie de la turbulence atmosphérique établie par [Kolmogorov 1941] (voir annexe (D)).
- Une fois tous ces éléments définis, nous pouvons estimer le vecteur paramètre \underline{x}^{est} grâce à la méthode des moindres carrés pondérés amortis dont la solution est :

$$\underline{x}^{est} = \underline{x}_0 + \left(\underline{A}^T \underline{C}_b^{-1} \underline{A} + c_\alpha \underline{C}_x^{-1} \right)^{-1} \underline{A}^T \underline{C}_b^{-1} * \left(\underline{b}^{obs} - \underline{A} * \underline{x}_0 \right) \quad (4.67)$$

- Finalement le vecteur \underline{x}^{est} peut être utilisé dans l'éq. (4.63) pour reconstruire en tous points du cône la densité de vapeur d'eau.

La campagne de Juin 2011 : applications et résultats

Sommaire

5.1	Introduction	101
5.2	Présentation de la campagne de mesure	102
5.2.1	Le réseau GPS sur Tahiti et Moorea	102
5.2.2	L'application des méthodes tomographiques à l'île de Tahiti	103
5.3	Résultats	106
5.3.1	Le mois de Juin 2011	106
5.3.2	Le 7 juin 2011	110
5.3.3	Le 15 juin 2011	120
5.4	Conclusion	128

5.1 Introduction

Dans ce chapitre nous présentons les résultats des méthodes tomographiques appliquées à l'île de Tahiti pendant le mois de Juin 2011. Nous comparons ces résultats avec les mesures faites par radiosondages (notés par la suite RS) et avec les observables issus de l'analyse GPS.

Plusieurs raisons nous ont conduits à choisir le mois de Juin comme période d'étude. En effet, comme nous l'avons vu dans le Chap. (2), la météorologie polynésienne et plus spécifiquement celle de Tahiti est fortement marquée par deux saisons. En saison sèche la structure verticale de la vapeur d'eau se caractérise généralement par une forte stabilité. Cette stabilité est induite par l'inversion des alizés qui délimite la couche limite chaude et humide et la troposphère libre plus sèche. Cette zone d'inversion entrave le développement de la convection et marque fortement les profils verticaux de vapeur d'eau. A l'inverse, en saison humide la convection peut devenir suffisamment importante pour outrepasser cette zone d'inversion. Cette convection induit généralement des systèmes précipitants importants étendus sur plusieurs kilomètres. Elle a pour effet d'homogénéiser les profils verticaux de vapeur d'eau.

Toutefois, la topographie de l'île influence également fortement la formation de ces systèmes précipitants. En effet, même si à une large échelle, la structure de l'atmosphère semble stable, les vents peuvent s'engouffrer dans les vallées entraînant des

mouvements ascendants de masse d'air jusqu'au haut des crêtes. Si les conditions le permettent, ces masses d'air chargées en humidité conduiront à des précipitations. Contrairement aux précipitations convectives décrites précédemment, ces précipitations dites orographiques sont généralement plus localisées. Elles sont aussi plus complexes à prévoir.

Ces conclusions nous ont amenés à observer plus spécifiquement les variations de vapeur d'eau en saison sèche pour évaluer la précision de chaque méthode. En effet, lorsque le régime des alizés est présent, une forte anomalie est visible sur les profils verticaux de vapeur d'eau. Cette anomalie apparaît clairement sur les RS présentés au Chap. (3). Les observations de cette anomalie par les différentes méthodes tomographiques pourront être comparées aux RS afin d'évaluer la validité de celles-ci. Notons que la tomographie mono-GPS permet d'estimer la répartition horizontale de la vapeur d'eau dans un cône de 60 km de rayon à la tropopause et de 15 km de rayon à une altitude de 4 km (Fig. (5.4)). Cette échelle d'observation est donc particulièrement adaptée pour identifier les variations de petites échelles telles que les brises de mer et les brises de terre.

5.2 Présentation de la campagne de mesure

5.2.1 Le réseau GPS sur Tahiti et Moorea

La campagne de mesures GPS a été effectuée pendant la saison sèche de 2011 (mai-septembre). Celle-ci a été réalisée en collaboration avec plusieurs organismes :

- la défense et la protection civile de la Polynésie française, le "National Disaster Risk Manager Office" (NDMO) de Fidji, le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) et le Laboratoire de Géophysique de Tahiti (LDG) qui travaillent en collaboration avec l'Observatoire de Géodésie de Tahiti (OGT) sur le projet d'installation d'un réseau marégraphique et GPS sur l'ensemble de la Polynésie.
- le centre de Météo-France (CMF) située au Nord-Ouest de l'île à l'aéroport de Faa'a, qui a fourni l'ensemble de leurs données météorologiques (RS, pluviométrie, GPS et images satellites).
- le service de l'urbanisme de la Polynésie française qui a mis à notre disposition deux stations GPS pendant la campagne de mesure.
- l'entreprise de Télédiffusion de France (TDF) qui nous a permis d'installer une station GPS sur le toit de leurs locaux au sommet du mont Marau.
- la station Gump qui nous a permis d'installer une station GPS sur le toit de leurs locaux sur l'île de Moorea.
- l'OGT qui gère le réseau polynésien de station GPS permanentes et qui a coordonné le projet.

Le réseau de stations GPS utilisé pour cette campagne regroupe 6 stations permanentes et 4 stations mobiles déployées sur Tahiti et Moorea (voir Fig. (5.1)).

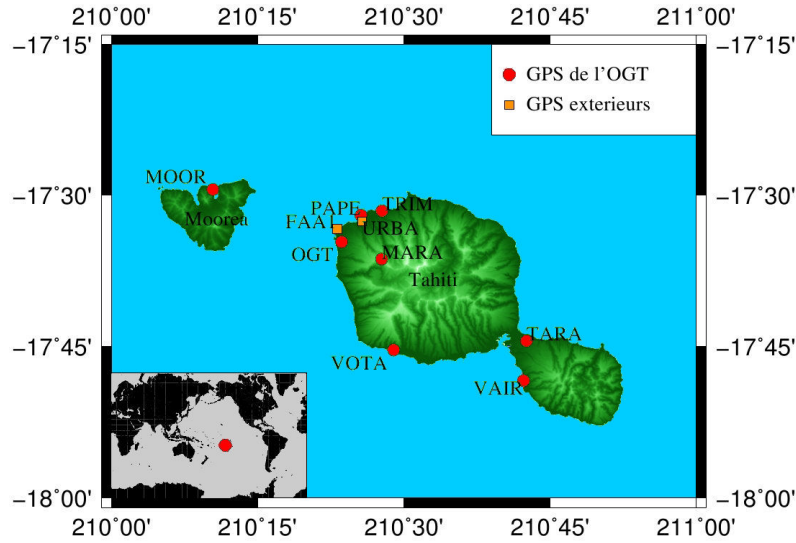


FIGURE 5.1 – Localisation des stations GPS installées sur Tahiti et Moorea pendant la campagne de Juin 2011.

L'installation des stations nécessite une alimentation électrique et une bonne visibilité du ciel. Ainsi, la plupart des stations sont situées sur la périphérie des îles à des altitudes n'excédant pas les 120 m. Seule une station a pu être installée sur les locaux de l'entreprise TDF au sommet du Mont Marau à une altitude de 1451 m. Les coordonnées, l'altitude et le type de réseau auxquelles elles appartiennent, sont listés dans le Tab. (5.1). Toutes les stations n'ont pu être opérationnelles en même temps et de nombreuses coupures électriques à différents endroits de l'île ont perturbé la campagne. La Fig. (5.2) présente le calendrier des périodes actives de chaque station. L'ensemble du réseau a été pleinement opérationnel sans interruption prolongée pendant tout le mois de juin 2011. Nous avons donc choisi cette période afin d'effectuer la calibration et la comparaison des différentes méthodes tomographiques. Chaque station se compose d'un récepteur et d'une antenne. Le matériel utilisé pour chacune d'entre elles est listé par le Tab. (5.2). Toutes les stations du réseau ont été paramétrées de la même manière. Les sessions d'enregistrement sont de 24 hr avec des mesures toutes les 30 secondes. Aucun angle de coupure n'a été imposé lors de l'acquisition (même si par la suite, le modèle tomographique mono-GPS ne tiendra compte que des observations ayant une élévation supérieure à 15° comme nous l'avons vu dans le Chap. (4)).

5.2.2 L'application des méthodes tomographiques à l'île de Tahiti

La tomographie multi-GPS : Comme nous l'avons expliqué dans le Chap. (4), la tomographie multi-GPS nécessite un réseau de plusieurs stations au sol. La disposition de ces stations est un facteur déterminant dans cette inversion tomographique.

Station	Latitude	Longitude	Altitude	Organisme	Activité
THTI	-17.57706	210.39355	98.02755	OGT	P
IRDG	-17.52543	210.46267	19.35396	OGT	P
VAIR	-17.80594	210.70468	11.76076	OGT/Marégraphie	P
PAPE	-17.53308	210.42728	11.93249	OGT/Marégraphie	P
FAA1	-17.55531	210.38570	12.04881	MCF	P
URBA	-17.54257	210.42813	35.45598	Urbanisme	P
VOTA	-17.75572	210.48288	16.21623	OGT	N
MARA	-17.60987	210.46728	1451.26392	OGT	N
TARA	-17.74023	210.70992	111.33700	OGT	N
MOOR	-17.49002	210.17355	14.80423	Urbanisme	N

TABLE 5.1 – Localisation des stations appartenant au réseau de la campagne de Juin 2011. Les lettres "P" et "N" dans la colonne "Activité" désignent respectivement les stations permanentes et les stations non-permanentes qui ont donc été utilisées uniquement pour la campagne de mesure.

Station	Mois de Juin 2011						
THTI	01/06/11						01/07/11
FAA1	01/06/11						01/07/11
URBA	01/06/11						01/07/11
PAPE	01/06/11	02/06/11		04/02/11		17/02/11	
IRDG	01/06/11					28/06/11	01/07/11
VAIR	01/06/11			09/06/11			01/07/11
VOTA	01/06/11						01/07/11
MOOR	01/06/11						01/07/11
TARA	01/06/11					28/06/11	
MARA	01/06/11						01/07/11

FIGURE 5.2 – Calendrier récapitulant les périodes actives de chaque station appartenant au réseau de la campagne de Juin 2011.

SITE	Station	Début de la session	Récepteur	Version	Antenne	Dome
THTI	OGT	2010 328	TRIMBLE NETR8	4.17	ASH701945E M	NONE
VAIR	Vairao	2011 130	LEICA GRX1200+	7.80	LEIAR25	LEIS
FAA1	Faaa	2008 169	JPS LEGACY	3.3	ASH701945B M	NONE
PAPE	Papeete	2006 270	ASHTech UZ-12	—	ASH701945E M	NONE
IRDG	Arue	2010 131	TRIMBLE NETR5	4.15	TRM55971.00	NONE
VOTA	Papara	2010 184	LEICA GX1230	4.10	LEIAX1202	LEIS
MOOR	Moorea	2010 343	LEICA SR530	5.10	LEIAT502	LEIS
TARA	Taravao	2011 152	LEICA GRX1200+	8.10	LEIAR25	LEIS
URBA	Papeete	2009 181	TRIMBLE NETR5	4.41	TRM55971.00	NONE
MARA	Marau	2011 152	LEICA GRX1200+	8.10	LEIAR25	LEIS

TABLE 5.2 – Matériel utilisé pour les stations appartenant au réseau de la campagne de Juin 2011.

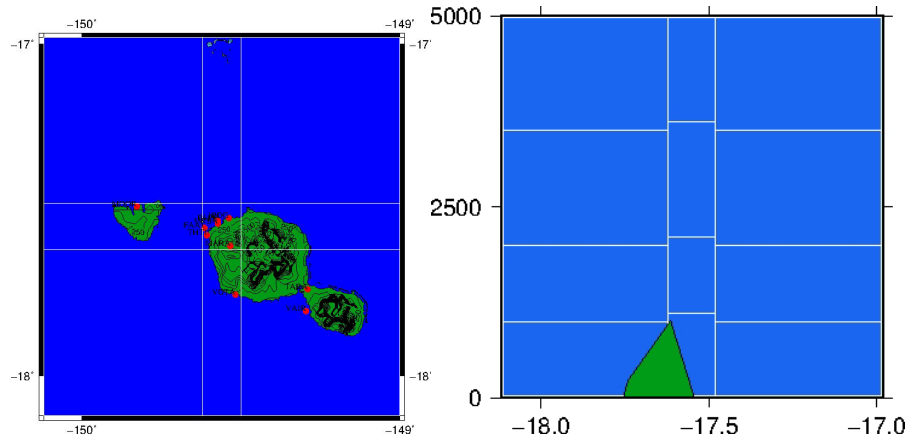


FIGURE 5.3 – Grille horizontale (à gauche) et verticale à la longitude 149.5 Ouest (à droite) utilisées pour la tomographie multi-GPS appliquée à l'île de Tahiti.

En effet, les données d'entrée utilisées lors de cette inversion sont les signaux émis par les satellites GPS et reçus par les stations au sol après avoir traversé la troposphère. La géométrie de ces signaux doit donc être la plus homogène possible. Lors de l'analyse tomographique multi-GPS, la zone d'étude est divisée en volumes plus petits appelés voxels (voir Chap. (4)). Ces voxels sont des volumes cubiques au sein desquels la concentration en vapeur d'eau (notée ρ) est considérée constante. Plus le nombre de rayon passant par un voxel est important plus la précision de l'estimation de ρ sera grande. Toutefois, le réseau déployé sur Tahiti et Moorea est peu dense et la zone Nord de Tahiti comporte la majorité des stations. Un module de la tomographie multi-GPS LOFTT-K (développée à l'université de Montpellier II par [Champollion *et al.* 2005]) permet d'évaluer la fiabilité du découpage de la zone étudiée choisi en fonction de la configuration du réseau de station au sol et de la constellation satellitaire. En effet, il est possible d'utiliser des répartitions de la vapeur d'eau synthétiques prédéfinies. Le module détermine alors les PW synthétiques qui seraient observés par le réseau GPS tahitien si la répartition de vapeur d'eau correspondait à ces répartitions prédéfinies. Ces PW synthétiques sont ensuite utilisés par la tomographie multi-GPS pour reconstruire la répartition de vapeur d'eau. Les résultats obtenus sont comparés à la répartition de vapeur d'eau synthétique initiale. Nous pouvons ainsi tester plusieurs découpages de la zone étudiée et déterminer celui qui permet de reconstruire au mieux l'atmosphère observée. La configuration retenue est représentée par la Fig. (5.3).

Dans cette configuration seule la colonne de voxel centrale contient des estimations suffisamment précises. Par la suite nous n'exploiterons que les résultats obtenus pour cette colonne. Ainsi, avec ce type de réseau, la tomographie multi-GPS ne permet pas d'estimer la répartition horizontale de la vapeur d'eau. Seule la structure verticale pourra être reconstruite.

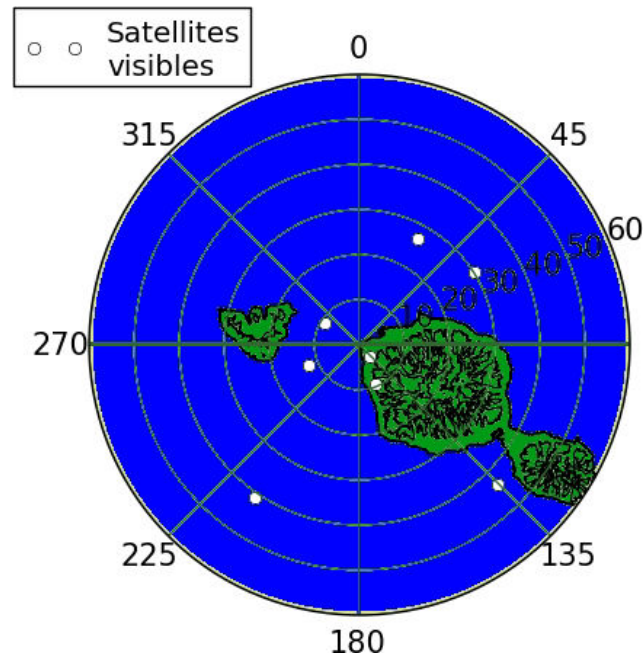


FIGURE 5.4 – Coupe horizontale de la grille utilisée pour la tomographie mono-GPS appliquée à l'île de Tahiti. Le volume étudié est délimité par un cône dont la pointe est la station au sol, l'axe principal est le zénith de la station et la base est la tropopause. Pour une élévation de 15° , la zone d'étude à l'altitude de la tropopause est un disque de 60 km de rayon.

La tomographie mono-GPS : La station FAA1, située au CMF (voir Fig. (5.1)), est localisée dans la zone à l'aplomb de laquelle la tomographie multi-GPS estime le profil de vapeur d'eau avec une précision suffisante. C'est pourquoi nous avons choisi d'utiliser les données de la station de FAA1 comme données d'entrée pour la tomographie mono-GPS. La géométrie de la zone d'étude de la tomographie mono-GPS est présentée par les Fig. (5.4) et (5.5). Le volume étudié est délimité par un cône dont la pointe est la station au sol, l'axe principal est le zénith de la station et la base est la tropopause. Pour une élévation de 15° , la zone d'étude à l'altitude de la tropopause est un disque de 60 km de rayon (voir Fig. (5.4) et (5.5)).

5.3 Résultats

5.3.1 Le mois de Juin 2011

A Tahiti, le mois de Juin marque en général le début de la saison sèche qui s'accompagne d'une diminution de la température et d'une augmentation du taux de précipitations à l'instar du mois de Juin 2011. En effet, la Fig. (5.6) présente les séries temporelles de la température (notée T) et de l'humidité relative (notée HR)

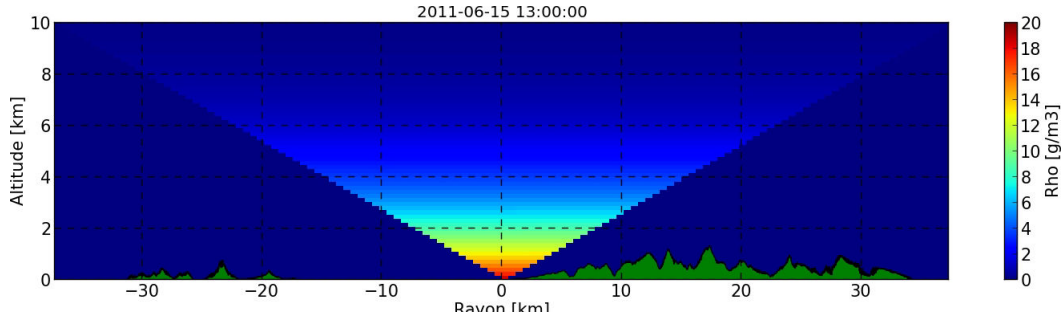


FIGURE 5.5 – Coupe verticale Nord-Ouest/Sud-Est de la grille utilisée pour la tomographie mono-GPS appliquée à l'île de Tahiti. Le volume étudié est délimité par un cône dont la pointe est la station au sol, l'axe principal est le zénith de la station et la base est la tropopause. Pour une élévation de 15° , la zone d'étude à l'altitude de la tropopause est un disque de 60 km de rayon.

mesurées au niveau du sol par la station météorologique située au CMF. A partir de ces mesures nous déduisons la densité de vapeur d'eau au niveau du sol (notée ρ , en g/m^3) via l'éq. (5.1) (résultant de la loi des gaz parfaits et de la définition de la pression de vapeur saturante) :

$$\rho = HR \frac{e^{13.7 - \frac{5120}{T+273.15}}}{461.5(T+273.15)} 10^6 \quad (5.1)$$

La série temporelle de ρ du mois de juin est également représentée sur la Fig. (5.6).

La moyenne mensuelle de la température est de 25.3°C , soit 1.8°C de moins que la moyenne annuelle (26.1°C) avec des valeurs comprises entre 20°C et 30°C . La moyenne mensuelle de l'humidité relative est égale à la moyenne annuelle (78%), avec des valeurs comprises entre 45% et 90%. Sur les deux séries, le cycle diurne est clairement visible avec un écart de température de $7\text{-}8^\circ\text{C}$ et un écart d'humidité relative de $\sim 25\%$.

La série temporelle de ρ est moins marquée par les variations diurnes qui sont de $\sim 3 \text{ g}/\text{m}^3$. La moyenne mensuelle est de $16 \text{ g}/\text{m}^3$, soit $2 \text{ g}/\text{m}^3$ de moins que la moyenne annuelle ($18 \text{ g}/\text{m}^3$). La série temporelle présente une nette diminution ($12 \text{ g}/\text{m}^3$) le 7 juin 2011. Après cette date, ρ augmente jusqu'à atteindre son maximum ($20 \text{ g}/\text{m}^3$) le 15 juin 2011, puis diminue de nouveau.

Ces tendances se retrouvent sur la série temporelle du contenu intégré en vapeur d'eau (noté IWV , Fig. (5.7)) mesuré par la station GPS du CMF (nommée FAA1 sur la Fig. (5.1)). En effet on observe également un minimum ($16 \text{ kg}/\text{m}^2$) clairement marqué le 7 juin 2011 et un maximum ($52 \text{ kg}/\text{m}^2$) le 15 juin 2011.

La Fig. (5.8) présente les profils verticaux de ρ estimés toutes les 12 hr à partir des mesures des RS effectués par le CMF. Les jours du mois de juin 2011 sont en abscisses et les altitudes sont en ordonnées. Le dégradé de couleur représente les

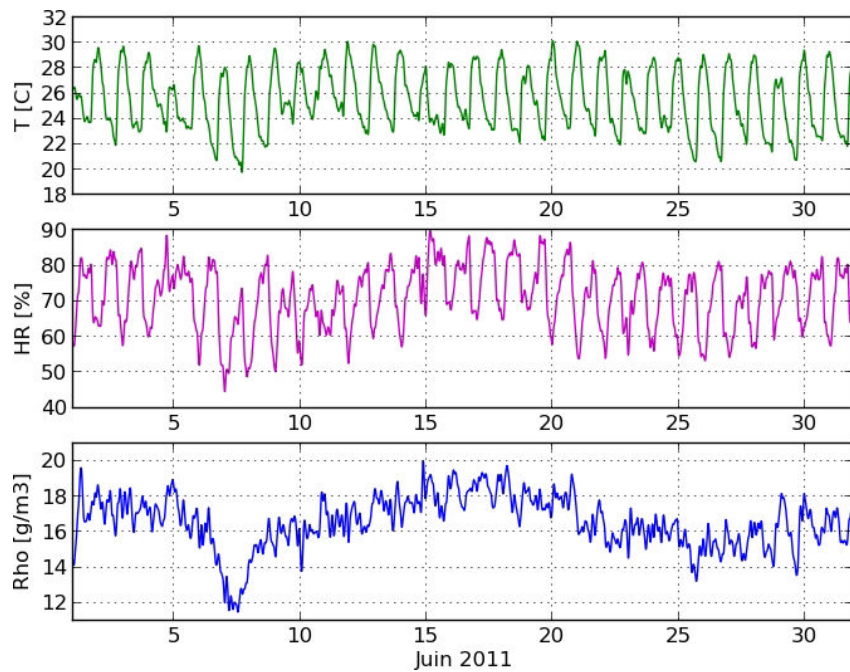


FIGURE 5.6 – Séries temporelles de la température (notée T , graphique du haut) et de l’humidité relative (notée HR , graphique au centre) mesurées au niveau du sol par la station météorologique du CMF, située au Nord-Ouest de l’île à l’aéroport de Faa’a. La série temporelle de la densité de vapeur d’eau au niveau du sol (notée ρ , en g/m^3) est également représentée sur le graphique du bas.

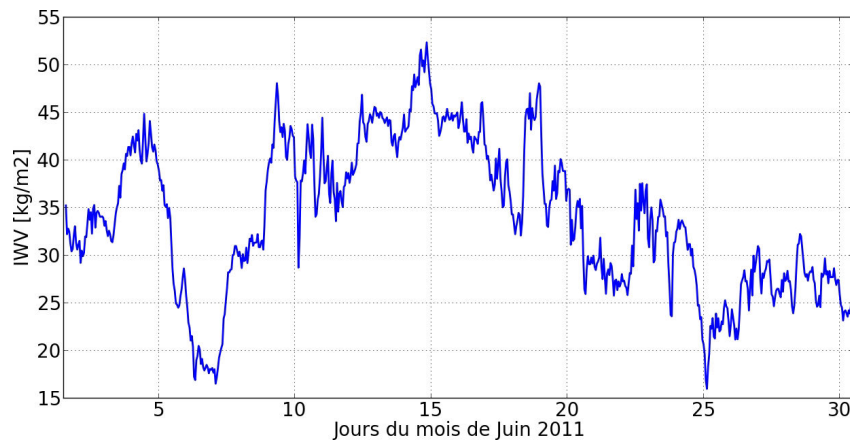


FIGURE 5.7 – Série temporelle du contenu intégré en vapeur d’eau estimé à partir des données GPS de la station FAA1 pendant le mois de juin 2011 avec un échantillonnage de 1 hr.

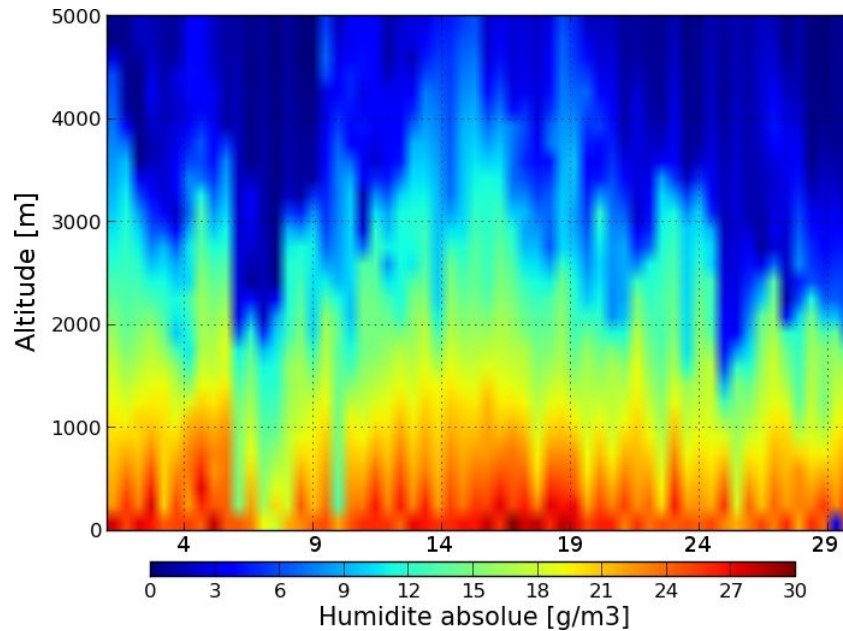


FIGURE 5.8 – Profils verticaux de ρ estimés toutes les 12 hr à partir des mesures des RS effectués par le CMF. Les jours du mois de juin 2011 sont en abscisses et les altitudes sont en ordonnées. Le dégradé de couleur représente les variations de ρ .

variations de ρ . Nous ne présentons ici que les 5 premiers kilomètres de la troposphère car au delà ρ est très proche de zéro. Une brusque diminution de ρ est visible sur ces profils verticaux effectués entre le 5 et le 7 juin et ceux effectués entre le 25 et 27 juin.

La Fig. (5.9) présente également l'histogramme du taux de précipitation journalier sur la même période mesuré par le pluviomètre du CMF. Comme nous l'avons expliqué dans le Chap. (3), cette rupture de pente dans les profils verticaux à 2-3 km d'altitude est souvent associée à une inversion de température entravant la convection profonde et donc les précipitations. Ceci est confirmé par le fait que le taux de précipitation est nul pendant ces deux périodes.

Par contre, entre le 13 et le 18 juin on observe que l'atmosphère est chargée en vapeur d'eau et les profils verticaux ne présentent pas de rupture de pente très prononcées. La troposphère libre est donc humide, ce qui favorise le développement de systèmes précipitants. Ceci est confirmé par la présence de précipitations avec un taux maximum de 5 mm mesuré le 15 juin.

Les profils verticaux de ρ à l'aplomb de la station de FAA1 ont également été estimés par les deux méthodes tomographiques avec un échantillonnage de 15 min. Les profils verticaux des tomographies multi-GPS et mono-GPS sont présentés par la Fig. (5.10). La représentation est la même que pour les RS. Globalement les variations estimées par les deux méthodes tomographiques sont semblables à celles observées par les RS. En effet, nous observons des profils denses en vapeur d'eau et

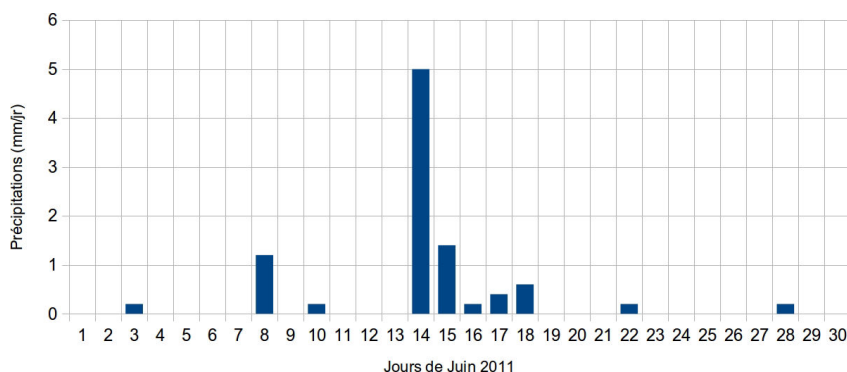


FIGURE 5.9 – Histogramme du taux de précipitation journalier du mois de juin 2011 mesuré par le pluviomètre du CMF.

une diminution lente et continue de ρ avec altitude entre le 13 et le 18 juin. Nous retrouvons également des profils avec des valeurs de ρ plus faibles, marqués par un brusque assèchement à une altitude de ~ 2 km pour les périodes du 5 au 7 juin et du 25 au 27 juin. Ceux-ci sont représentatifs d'une forte subsidence au-dessus de la couche limite.

Les méthodes tomographiques ont été effectuées sur l'ensemble des jours du mois de juin 2011. Toutefois, l'étude des séries temporelles que nous venons de présenter nous a conduits à choisir les périodes du 7 et le 15 juin 2011 pour illustrer les résultats.

5.3.2 Le 7 juin 2011

Comme l'illustrent les photos satellites de la Polynésie française fournies par Météo-France (voir Fig. (5.11)), le 7 juin, un système convectif de méso-échelle (défini dans le Chap. (2) et noté MCS pour "Mésoscale Convectif System") est visible au-dessus de l'archipel des Australes au Sud de Tahiti. Celui-ci engendre une couverture nuageuse importante caractéristique de la ZCPS. Toutefois, le ciel au-dessus de Tahiti reste dégagé. Les images satellites du contenu en vapeur d'eau (également fournies par Météo-France, Fig. (5.12)) montrent que la vapeur d'eau se concentre au sein du MCS. Ainsi Tahiti se situe dans une zone où ρ est moins importante pendant cette courte période.

Les profils verticaux de T et de la température du thermomètre mouillé (notée T_m) mesurés à partir du RS du 7 Juin à minuit illustrent cette diminution de ρ . Ceux-ci sont représentés sur l'égramme de la Fig. (5.13), sur lequel on observe clairement l'inversion de T et une forte diminution de T_m à une altitude de 1500 km. Ceci est caractéristique d'une atmosphère particulièrement stable où la subsidence engendrée par l'inversion des alizés bloque le développement de la convection profonde.

La Fig. (5.14) présente les profils verticaux de ρ obtenus à partir des mesures de

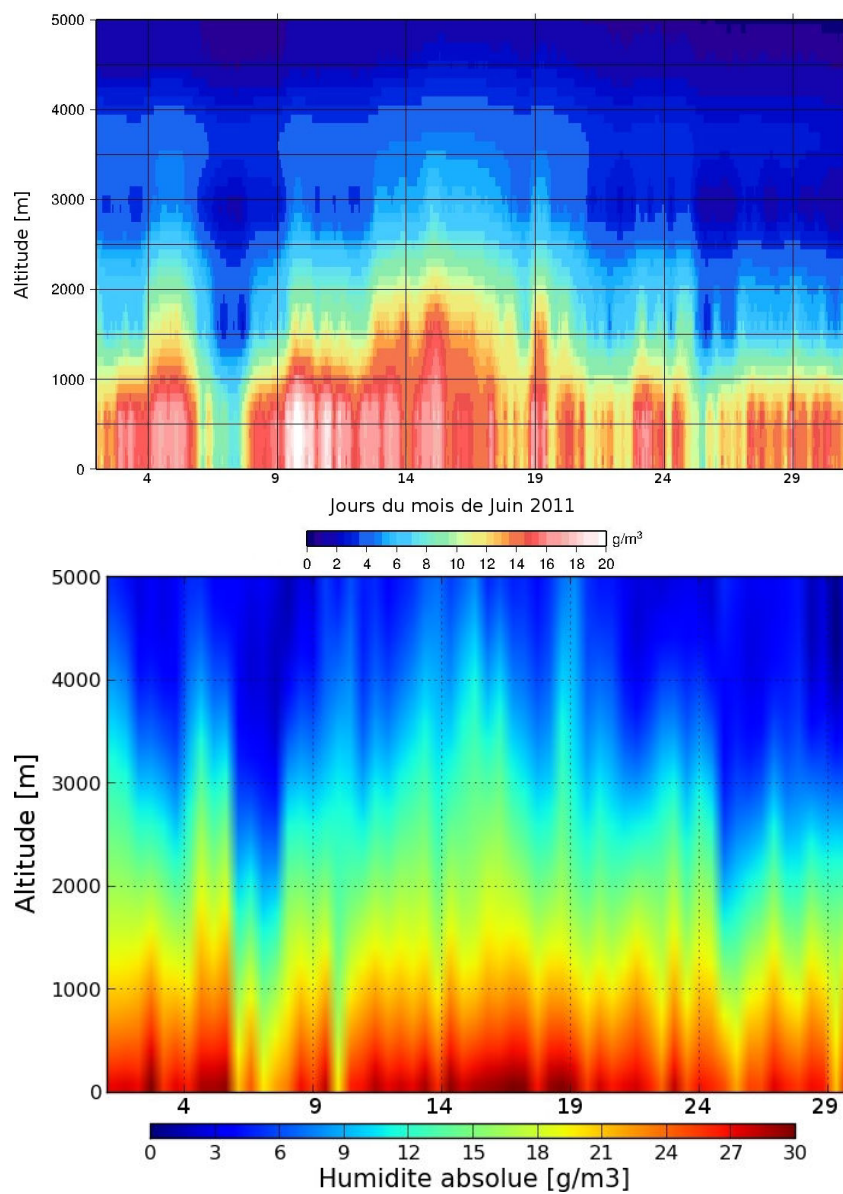


FIGURE 5.10 – Profils verticaux de ρ à l’aplomb de la station de FAA1 estimés par la tomographie multi-GPS (graphique du haut) et par la tomographie mono-GPS (graphique du bas) avec un échantillonnage de 15 min. Les jours du mois de juin 2011 sont en abscisses et les altitudes sont en ordonnées. Le dégradé de couleur représente les variations de ρ .

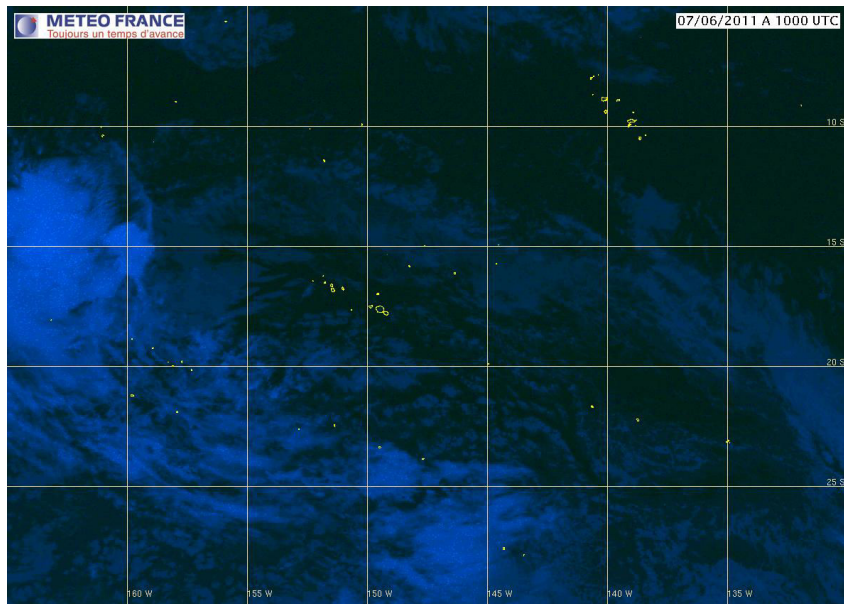


FIGURE 5.11 – Image satellite dans le spectre visible de la Polynésie française fournie par Météo-France à la date du 7 juin 2011 à 10H00.

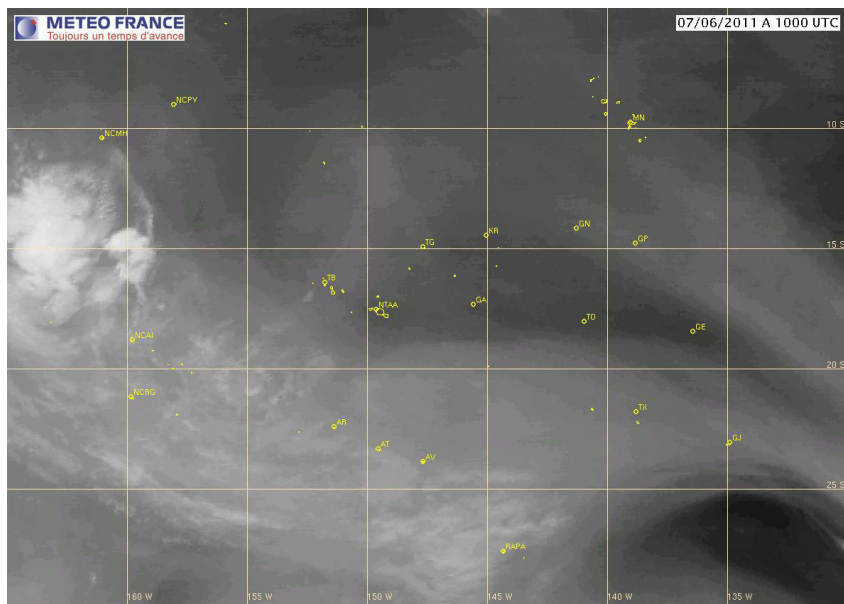


FIGURE 5.12 – Image satellite du contenu en vapeur d'eau au-dessus de la Polynésie française fournie par Météo-France à la date du 7 juin 2011 à 10H00.

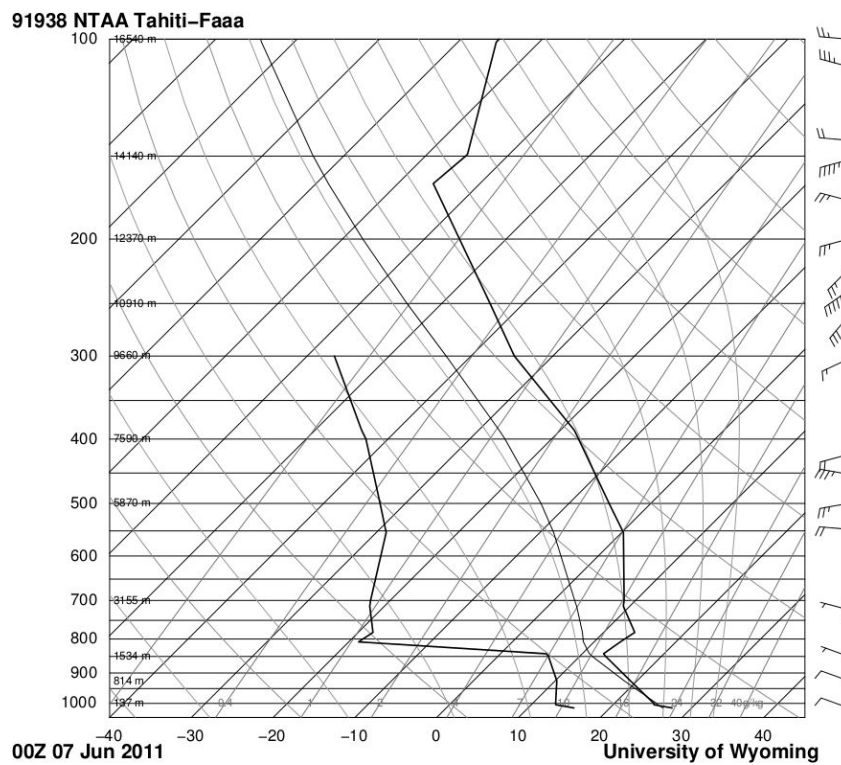


FIGURE 5.13 – Emagramme présentant les profils verticaux de T et de T_m mesurés à partir du RS du 7 Juin 2011 à minuit. Source : <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>.

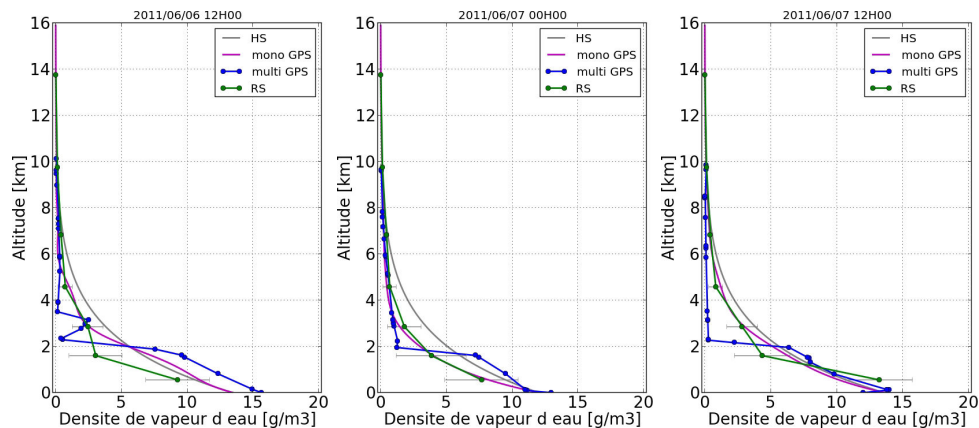


FIGURE 5.14 – Profils verticaux de ρ obtenus à partir des mesures de RS du 6 juin à 12H00, du 7 juin à 00H00 et à 12H00. Les profils verticaux de ρ estimés par les deux méthodes tomographiques aux mêmes dates, ainsi que le profil HS sont également représentés.

RS du 6 juin à 12H00, du 7 juin à 00H00 et à 12H00. Cette figure présente également les profils verticaux de ρ estimés par les deux méthodes tomographiques aux mêmes dates, ainsi que le profil hydrostatique (défini dans le Chap. (3) et noté par la suite HS). Aux trois dates, nous observons sur les profils des RS une forte diminution de ρ à ~ 2 km. Cela montre que le modèle HS (dépendant uniquement des valeurs de T et ρ au niveau du sol) ne permet pas d'estimer avec assez de précision les profils verticaux lorsqu'une telle rupture de pente est présente. Les profils tomographiques permettent, eux, de retrouver l'incurvation générale du profil et modélisent tous les deux l'assèchement de la troposphère libre au-dessus de 4 km. Toutefois, elles décroissent moins brusquement à ~ 2 km que le profil mesuré par RS.

Pour déterminer le profil vertical, la méthode tomographique mono-GPS réajuste l'incurvation du profil HS pour que l'intégrale de celui-ci (projeté en direction des satellites GPS) corresponde au mieux aux $SIWV$ mesurés par GPS (voir Chap. (4)). Sur les profils présentés par la Fig. (5.14), l'écart entre le profil HS et le RS est grand et l'ajustement par la tomographie mono-GPS est important pour retrouver cette tendance générale. La Fig. (5.15) présente les IWV reconstruits en intégrant les profils verticaux de la tomographie mono-GPS (courbe verte) et du modèle HS (courbe violette), ainsi que les IWV estimés par GPS (courbe bleue). On observe que cet ajustement du profil permet de reconstruire correctement la série temporelle des IWV . La corrélation entre les deux séries temporelles est de 99% avec un biais nul (voir Fig. (5.16)).

Les variations horizontales : Nous avons vu précédemment que le réseau GPS à Tahiti n'est pas assez dense pour permettre à la tomographie multi-GPS d'estimer les variations horizontales de ρ . Nous ne présentons donc ici, uniquement les résultats

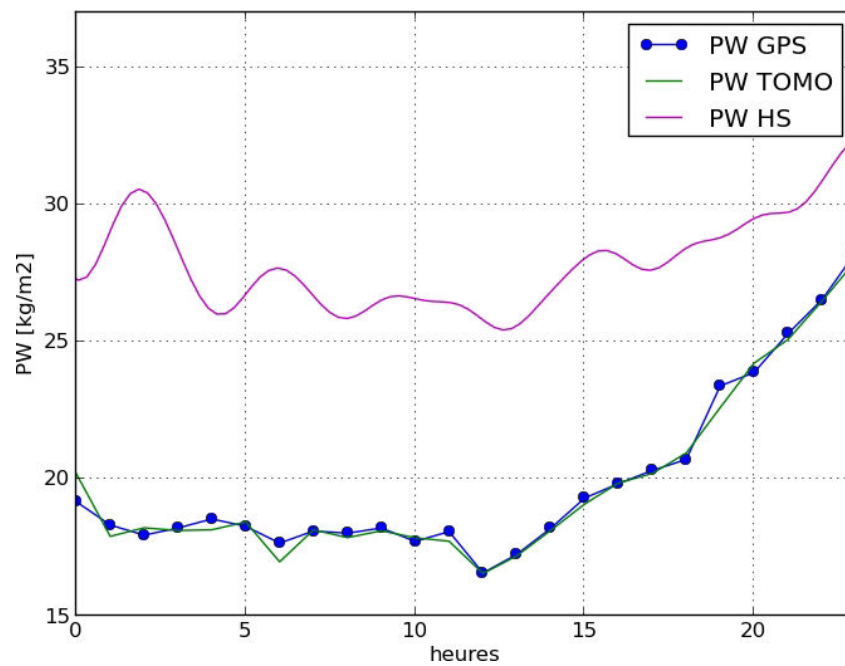


FIGURE 5.15 – Séries temporelles des $I WV$ reconstruits en intégrant les profils verticaux de la tomographie mono-GPS (courbe verte) et du modèle HS (courbe violette), ainsi que la série temporelle des $I WV$ estimés par GPS (courbe bleue) pour le 7 juin 2011.

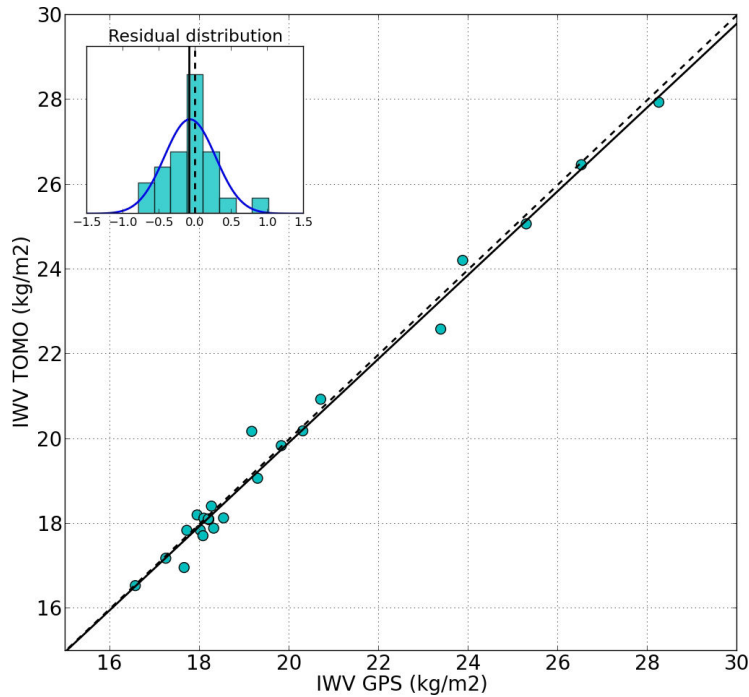


FIGURE 5.16 – Comparaison entre les $I WV$ déduits de l’analyse GPS de la station de FAA1 (notés $I WV_{GPS}$) et ceux estimés par la tomographie mono-GPS (notés $I WV_{TOMO}$) le 7 juin 2011 (points bleus). La régression linéaire d’équation $I WV_{TOMO} = a.I WV_{GPS} + b$ (avec $a=0.99$ et $b=0.16 \text{ kg/m}^2$) est représentée par une courbe noire en trait plein. La droite unitaire est représentée par la ligne en pointillés. Le coefficient de corrélation linéaire (noté R^2) est de 99%. L’encadré en haut à gauche reprennent l’histogramme de la différence entre les deux séries temporelles. Nous modélisons cette différence par une distribution gaussienne représentée par la courbe bleue. La moyenne et l’écart-type associés à cette distribution sont respectivement $m=-0.08 \text{ kg/m}^2$ et $s=0.35 \text{ kg/m}^2$.

obtenus avec la méthode tomographique mono-GPS. En observant la Fig. (5.10) nous constatons que les variations les plus importantes se situent entre 2 et 4 km d'altitudes. Toutefois, comme nous l'avons expliqué précédemment la tomographie mono-GPS étudie le "cône d'atmosphère" à l'aplomb de la station (voir Fig.(5.4)) et plus l'altitude étudiée est basse plus le rayon de la zone étudiée est petit. Nous choisissons donc de visualiser les résultats obtenus par la tomographie mono-GPS à une altitude de 4 km qui semble être un bon compromis. En effet, à cette altitude les variations de densité de vapeur d'eau sont encore importantes et le rayon de la zone étudiée est de 15 km, ce qui permet la visualisation d'éventuels phénomènes horizontaux. Ces résultats sont représentés par les Fig. (5.17) et (5.18). Sur ces deux figures chaque disque représente donc la coupe horizontale de l'atmosphère à 4 km au-dessus de la station de FAA1 dans un rayon de 15 km autour de la station. Nous présentons les résultats obtenus toutes les 2 hr pendant 22h entre le 6 juin à 16H00 et le 7 juin à 14H00.

Le dégradé de couleur sur la Fig. (5.17) représente l'évolution de ρ . On observe que celle-ci reste globalement faible jusqu'au 6 juin à 04H00-06H00 avec des valeurs comprises entre 0.1 g/m^3 et 0.7 g/m^3 puis elle augmente rapidement jusqu'au 7 juin à 14H00 où elle atteint 1.8 g/m^3 . Ceci est en accord avec la variation des IWV présentés par la Fig. (5.15). Cependant, il est difficile d'observer les variations azimutales et radiales de ρ à un instant donné sur cette figure car celles-ci sont faibles par rapport aux variations diurnes. En effet, entre le 6 juin à 16H00 et le 7 juin à 14H00 ρ a globalement augmentée de 0.1 g/m^3 à 1.8 g/m^3 . Alors que les variations azimutales à un instant donné n'excèdent pas 0.3 g/m^3 .

Afin de mieux visualiser ces variations azimutales et radiales, la Fig. (5.18) présente les variations de ρ à une date donnée auxquelles nous avons soustrait la valeur moyenne de ρ pour cette date. Nous observons que les dates où les gradients sont les plus forts se situent entre 16H00 et 20H00 au coucher du soleil et entre 04H00 et 08H00 au lever du soleil. En effet, à 16H00 ρ est importante au-dessus de l'océan au Nord-Ouest de l'île (avec des valeurs qui peuvent atteindre 0.1 g/m^3 par rapport à la valeur moyenne) et ρ est faible au Sud-Est au-dessus de l'île (-0.1 g/m^3 par rapport à la valeur moyenne). Ce gradient est probablement induit par le phénomène de brise de terre qui influence l'orientation des vents de la terre vers la mer. Inversement, à 04H00 du matin ρ est plus importante au-dessus de l'île (0.12 g/m^3 par rapport à la valeur moyenne) que au-dessus de l'océan (-0.12 g/m^3 par rapport à la valeur moyenne). Ceci est probablement dû au phénomène de brise de mer qui influence l'orientation des vents en direction de l'île. Sur l'île la vapeur d'eau se concentre à l'Est. Ceci est dû au fait que le versant Est fait face aux alizés.

Les gradients GPS : A part la tomographie mono-GPS, aucun instrument capable de déterminer des variations horizontales aussi fines de ρ n'est disponible sur l'île de Tahiti, il nous est donc impossible de confronter nos résultats à d'autres observations. Toutefois, l'analyse GPS nous permet de déterminer un gradient Nord-Sud (noté G_{NS}) et un gradient Est-Ouest (noté G_{EW}) permettant de visualiser les

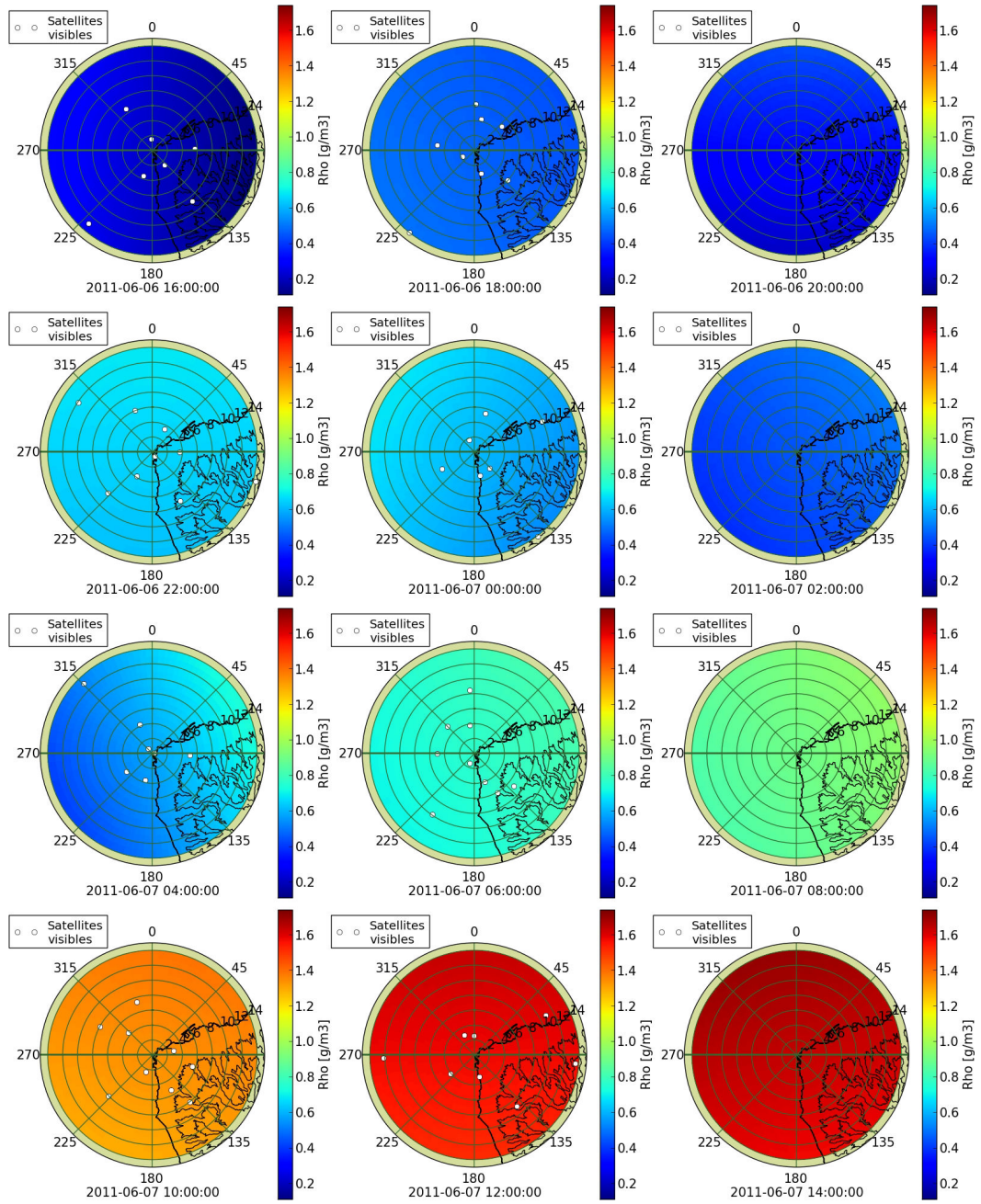


FIGURE 5.17 – Variations horizontales de ρ estimées à partir de la tomographie mono-GPS toutes les 2 hr entre le 6 juin à 16H00 et le 7 juin à 14H00. Chaque disque représente la coupe horizontale de l’atmosphère à 4 km au-dessus de la station de FAA1 dans un rayon de 15 km autour de la station.

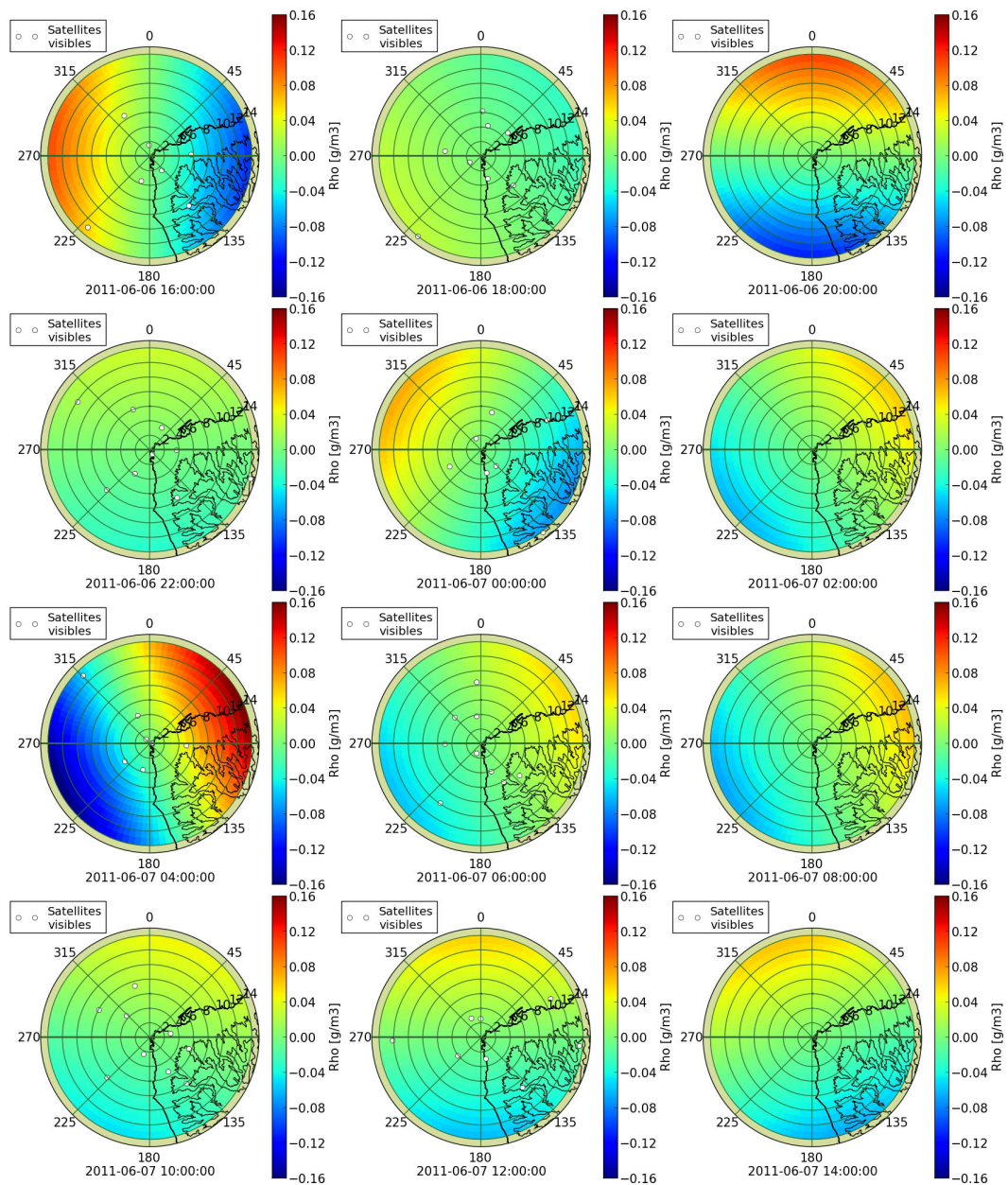


FIGURE 5.18 – Variations horizontales de ρ estimées à partir de la tomographie mono-GPS à une date donnée auxquelles nous avons soustrait la valeur moyenne de ρ pour cette date. Chaque disque représente la coupe horizontale de l’atmosphère à 4 km au-dessus de la station de FAA1 dans un rayon de 15 km autour de la station. Nous présentons les résultats obtenus toutes les 2 hr entre le 6 juin à 16H00 et le 7 juin à 14H00.

variations azimutales du contenu intégré en vapeur d'eau. A partir de ces gradients et en supposant que l'atmosphère est en équilibre HS, nous pouvons estimer les variations azimutales de ρ en fonction de l'altitude. Cette correspondance est détaillée dans l'annexe (E). Cependant, nous avons vu que les profils verticaux ne suivent pas le modèle HS, une telle hypothèse dégrade donc la précision de cette estimation. De plus, cette méthode impose une évolution radiale linéaire de la vapeur d'eau alors que celle-ci est fortement influencée par la topographie de l'île aux basses altitudes. Cela réduit encore la précision de cette estimation. Cependant celle-ci permet tout de même de déterminer dans quelle direction se trouve le plus de vapeur d'eau. Cette direction va donc pouvoir être comparée aux résultats obtenus avec la méthode tomographique mono-GPS.

Ainsi, la Fig. (5.19) présente les variations horizontales de ρ à une altitude de 4 km déduites des gradients GPS pour une atmosphère considérée en équilibre HS. Ainsi, chaque disque de la Fig. (5.19) représente la coupe horizontale de l'atmosphère à 4 km au-dessus de la station de FAA1 dans un rayon de 15 km autour de la station avec un échantillonnage de 2 hr pendant 22h entre le 6 juin à 16H00 et le 7 juin à 14H00. Sur cette figure nous observons que globalement la direction et l'intensité des variations sont retrouvées mise à part pour les coupes effectuées le 7 juin à 06H00 et 08H00 où la tomographie mono-GPS semble minimiser l'intensité des variations.

5.3.3 Le 15 juin 2011

L'image satellite du 15 juin 2011 (voir Fig. (5.20)) montre que la couverture nuageuse est dispersée et s'étale vers le Nord des Australes. Un panache de nuages surplombe les îles de l'archipel de la Société dont Tahiti et Moorea. Comme le montre l'image satellite du contenu en vapeur d'eau (voir Fig. (5.21)), ce panache s'accompagne d'une forte densité de vapeur d'eau obligeant la zone dégagée à se déplacer plus au Nord, au-dessus de l'archipel des Tuamotu. Cette augmentation du taux d'humidité est visible sur les profils verticaux de T et T_m de l'émagramme du 15 juin à 00H00 (voir Fig. (5.22)) où les deux courbes sont proches l'une de l'autre jusqu'à 5 km d'altitude. L'inversion de T se fait à une altitude élevée et est faiblement prononcée. L'atmosphère est instable et favorable au développement de cellules convectives pouvant conduire à la formation de systèmes précipitants. Cette convection profonde favorise le mélange de vapeur d'eau entre la couche limite et la troposphère libre ce qui a pour effet d'homogénéiser les profils verticaux de ρ .

La Fig. (5.23) présente les profils verticaux de ρ déduits des RS du 14 juin à 12H00, du 15 juin à 00H00 et du 15 juin à 12H00 (courbes bleues). Les profils verticaux estimés par les méthodes tomographiques sont également présentés sur la Fig. (5.23). L'estimation de la tomographie multi-GPS est représentée par la courbe verte et l'estimation de la tomographie mono-GPS est représentée par la courbe violette. Par rapport à la période du 7 juin, les profils présentent une rupture de pente moins marquée. En effet les profils sont plus proches du profil HS (courbes noires), ce qui atteste d'un meilleur mélange entre la couche limite et la troposphère libre. De nouveau, les méthodes tomographiques permettent de retrouver l'incurvation gé-

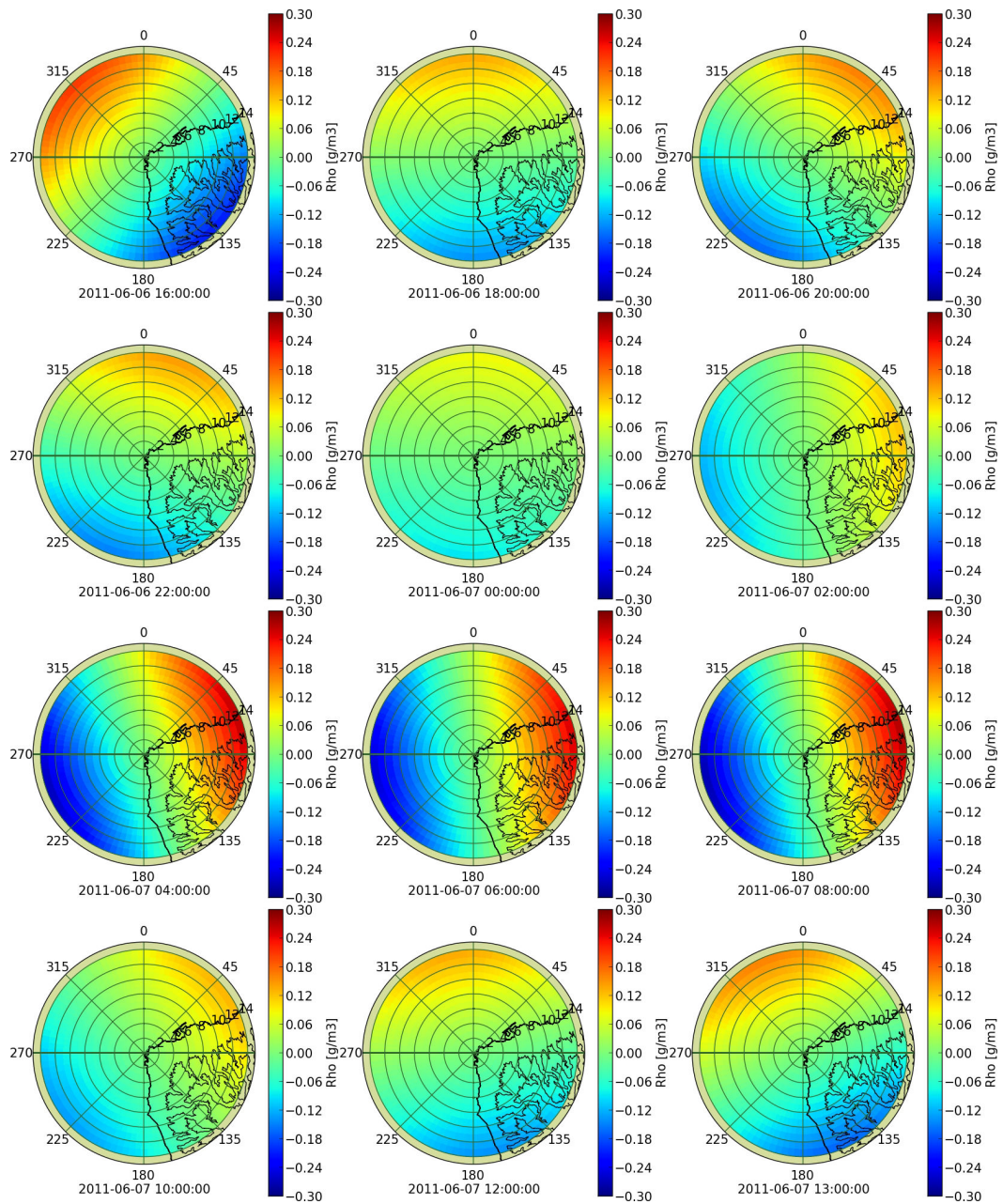


FIGURE 5.19 – Variations horizontales de ρ à une altitude de 4 km déduites des gradients GPS pour une atmosphère considérée en équilibre HS. Chaque disque représente la coupe horizontale de l’atmosphère à 4 km au-dessus de la station de FAA1 dans un rayon de 15 km autour de la station. Nous présentons les résultats obtenus toutes les 2 hr entre le 6 juin à 16H00 et le 7 juin à 14H00.

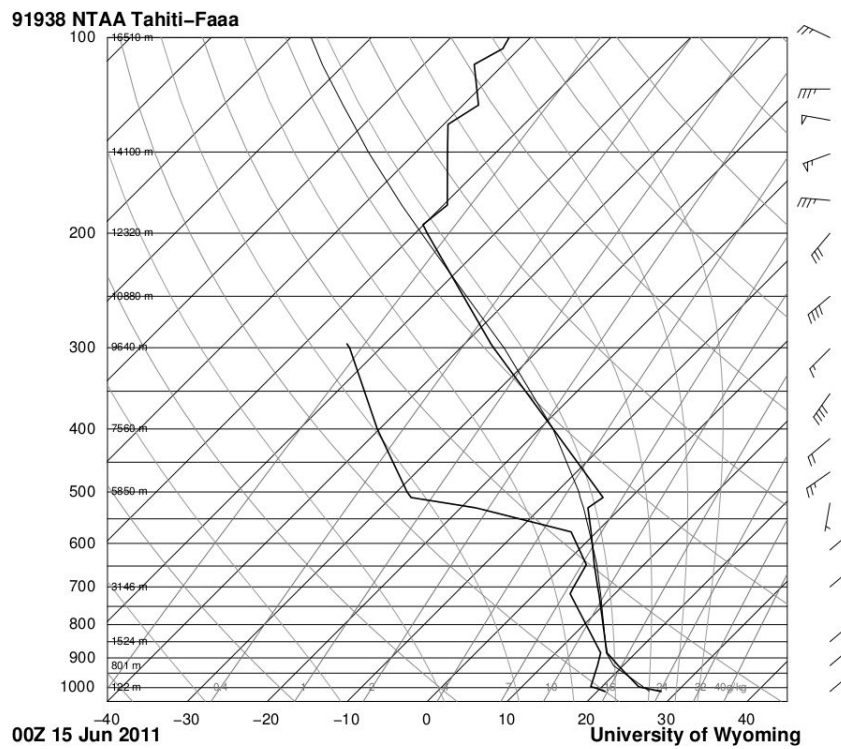


FIGURE 5.22 – Emagramme présentant les profils verticaux de T et de T_m mesurés à partir du RS du 15 Juin 2011 à minuit. Source : <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>.

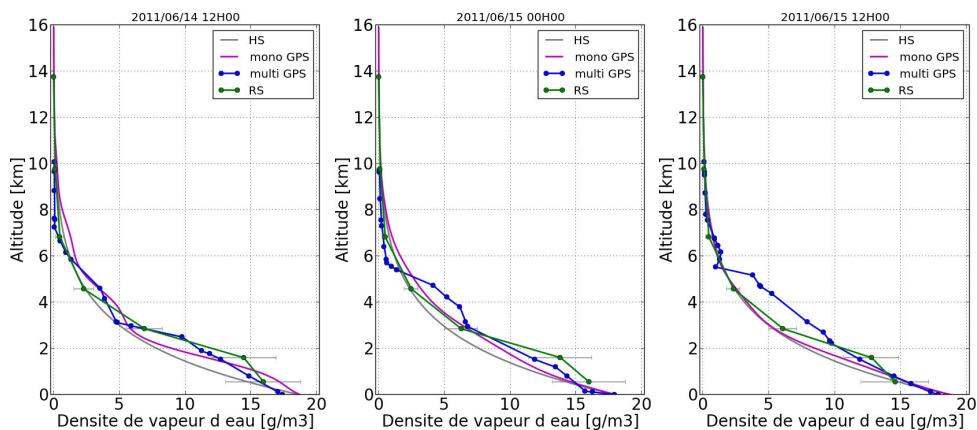


FIGURE 5.23 – Profils verticaux de ρ obtenus à partir des mesures de RS du 14 juin à 12H00, du 15 juin à 00H00 et à 12H00. Les profils verticaux de ρ estimés par les deux méthodes tomographiques aux mêmes dates, ainsi que le profil HS sont également représentés.

nérale du profil. La valeur intégrée du profil estimé par la tomographie mono-GPS (courbe verte) est de également comparée à la série temporelle des IWV estimés par l'analyse GPS du 15 juin (courbe bleue) sur la Fig. (5.24). Le contenu intégré en vapeur d'eau déduit du profil HS est aussi présenté (courbe violette). Encore une fois, on observe que les profils tomographiques se sont ajustés au mieux pour reconstruire la série IWV estimés par GPS (voir Fig. (5.25)).

Les variations horizontales : De la même manière que pour la période du 7 juin, nous visualisons les résultats de la tomographie mono-GPS à une altitude de 4 km, soit dans un rayon de 15 km autour de la station de FAA1, toutes les 2 hr entre le 14 juin 2011 à 14H00 et le 15 juin 2011 à 12H00. La Fig. (5.26) présente les variations de ρ . On observe que ρ augmente légèrement le 14 juin entre 14H00 et 20H00. Pendant cette période ρ varie entre 4 g/m³ et 5 g/m³. Puis ρ diminue jusqu'à 2.5 g/m³ le 15 juin à 10H00 pour finalement croître de nouveau à 12H00 (3.3 g/m³). Ceci est en accord avec les variations des IWV observées sur la Fig. (5.24) qui suivent la même tendance.

Ainsi ρ varie entre 2.5 g/m³ et 5 g/m³ suivant l'heure de la journée, ce qui, encore une fois, est nettement supérieur aux variations azimutales et radiales observées à un instant donné. Pour visualiser ces variations, nous utilisons la Fig. (5.27) qui présente les variations de ρ à une date donnée auxquelles nous soustrayons la valeur moyenne de ρ à cette même date. De nouveau, nous observons de fortes variations entre 14H00 et 18H00 à la tombée de la nuit. La densité de vapeur d'eau étant moins dense au-dessus des terres (avec des valeurs de -0.25 g/m³ par rapport à la valeur moyenne, contre 0.25 g/m³ au-dessus de l'océan à la date du 14 juin à 16H00), celles-ci sont probablement induites par la brise de terre. Ce pendant, contrairement à la période

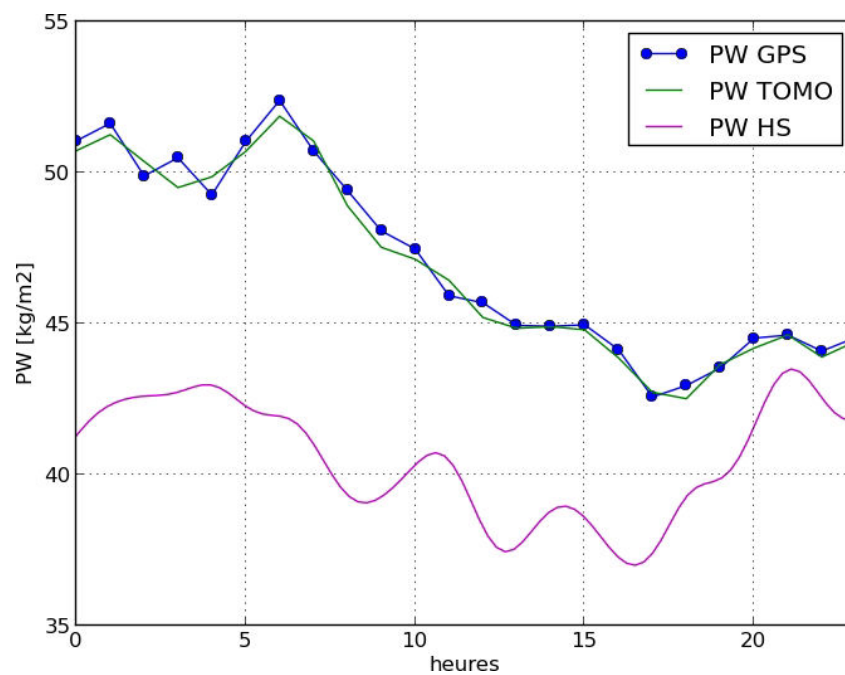


FIGURE 5.24 – Séries temporelles des IWV reconstruits en intégrant les profils verticaux de la tomographie mono-GPS (courbe verte) et du modèle HS (courbe violette), ainsi que la série temporelle des IWV estimés par GPS (courbe bleue) pour le 15 juin 2011.

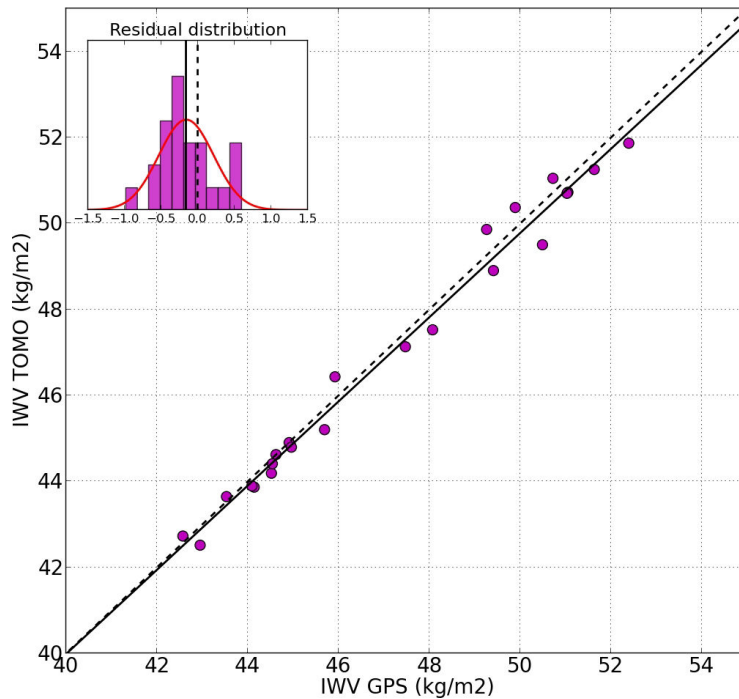


FIGURE 5.25 – Comparaison entre les IWW déduits de l’analyse GPS de la station de FAA1 (notés IWW_{GPS}) et ceux estimés par la tomographie mono-GPS (notés IWW_{TOMO}) le 15 juin 2011 (points bleus). La régression linéaire d’équation $IWW_{TOMO} = a.IWW_{GPS} + b$ (avec $a=0.98$ et $b=0.81 \text{ kg/m}^2$) est représentée par une courbe noire en trait plein. La droite unitaire est représentée par la ligne en pointillés. Le coefficient de corrélation linéaire (noté R^2) est de 99%. L’encadré en haut à gauche reprend l’histogramme de la différence entre les deux séries temporelles. Nous modélisons cette différence par une distribution gaussienne représentée par la courbe rouge. La moyenne et l’écart-type associés à cette distribution sont respectivement $m=-0.16 \text{ kg/m}^2$ et $s=0.37 \text{ kg/m}^2$.

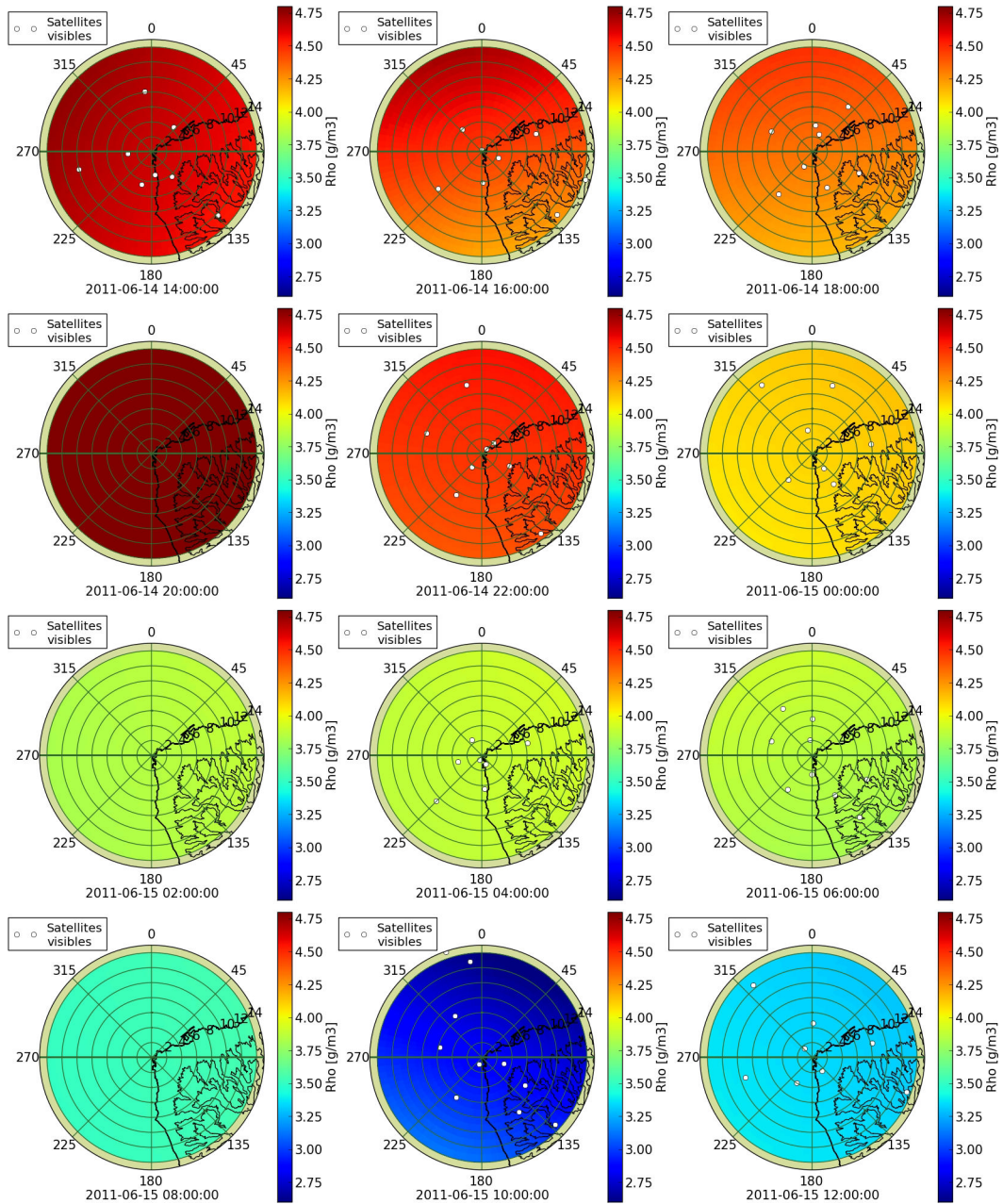


FIGURE 5.26 – Variations horizontales de ρ estimées à partir de la tomographie mono-GPS toutes les 2 hr entre le 14 juin à 14H00 et le 15 juin à 12H00. Chaque disque représente la coupe horizontale de l’atmosphère à 4 km au-dessus de la station de FAA1 dans un rayon de 15 km autour de la station.

du 7 juin, nous n'observons pas de fortes variations au lever du jour. La brise de mer ne s'est probablement pas développée, contrariée par les mouvements de convection de plus grandes échelles induisant une couverture nuageuse (frein au développement de la brise de mer).

Afin de vérifier la tendance générale de ces estimations nous présentons de nouveau la projection des gradients estimés par analyse GPS à une altitude de 4 km, pour une atmosphère en équilibre HS (voir Fig. (5.28)). Nous observons que globalement la direction et l'intensité des variations sont retrouvées mise à part pour les coupes effectuées le 14 juin à 14H00 et le 15 juin à 12H00 où la tomographie mono-GPS semble minimiser l'intensité des variations.

5.4 Conclusion

Cette étude a permis de mettre en évidence des déplacements horizontaux de vapeur d'eau de la terre vers la mer au lever du jour (probablement associés à la brise de mer) et inversement, des mouvements horizontaux de vapeur d'eau dirigés en direction des terres au coucher du soleil (probablement associés à la brise de terre). Toutefois ces mouvements semblent contrariés par la présence de la couverture nuageuse. Ceci est une conclusion importante pour comprendre la dynamique des vents au-dessus de l'île de Tahiti et une étude plus approfondie devra être effectuée pour la confirmer.

La campagne de mesure de Juin 2011 nous a également permis d'évaluer et de comparer les différentes méthodes tomographiques avec les RS et les observables issus de l'analyse GPS. Au vu de ces premiers résultats les deux méthodes tomographiques estiment des variations verticales de ρ proches de celles observées par les RS. Une des limitations de la tomographie multi-GPS à Tahiti est qu'elle ne peut pas fournir une estimation des variations horizontales, contrairement à la tomographie mono-GPS. Les variations horizontales estimées par la tomographie mono-GPS sont globalement en accord avec les tendances décrites par les gradients GPS.

La validation de la méthode tomographique mono-GPS n'est pas clairement établie par cette étude qualitative, par manque d'observations *in situ*, mais cette tomographie mono-GPS est particulièrement adaptée pour observer les variations de ρ à l'échelle orographique d'une vallée et donc pour les îles polynésiennes. Elle permet également de combler simultanément les deux lacunes de l'analyse GPS et des RS, c'est-à-dire le manque de résolution verticale pour l'analyse GPS et le manque de résolution temporelle pour les RS.

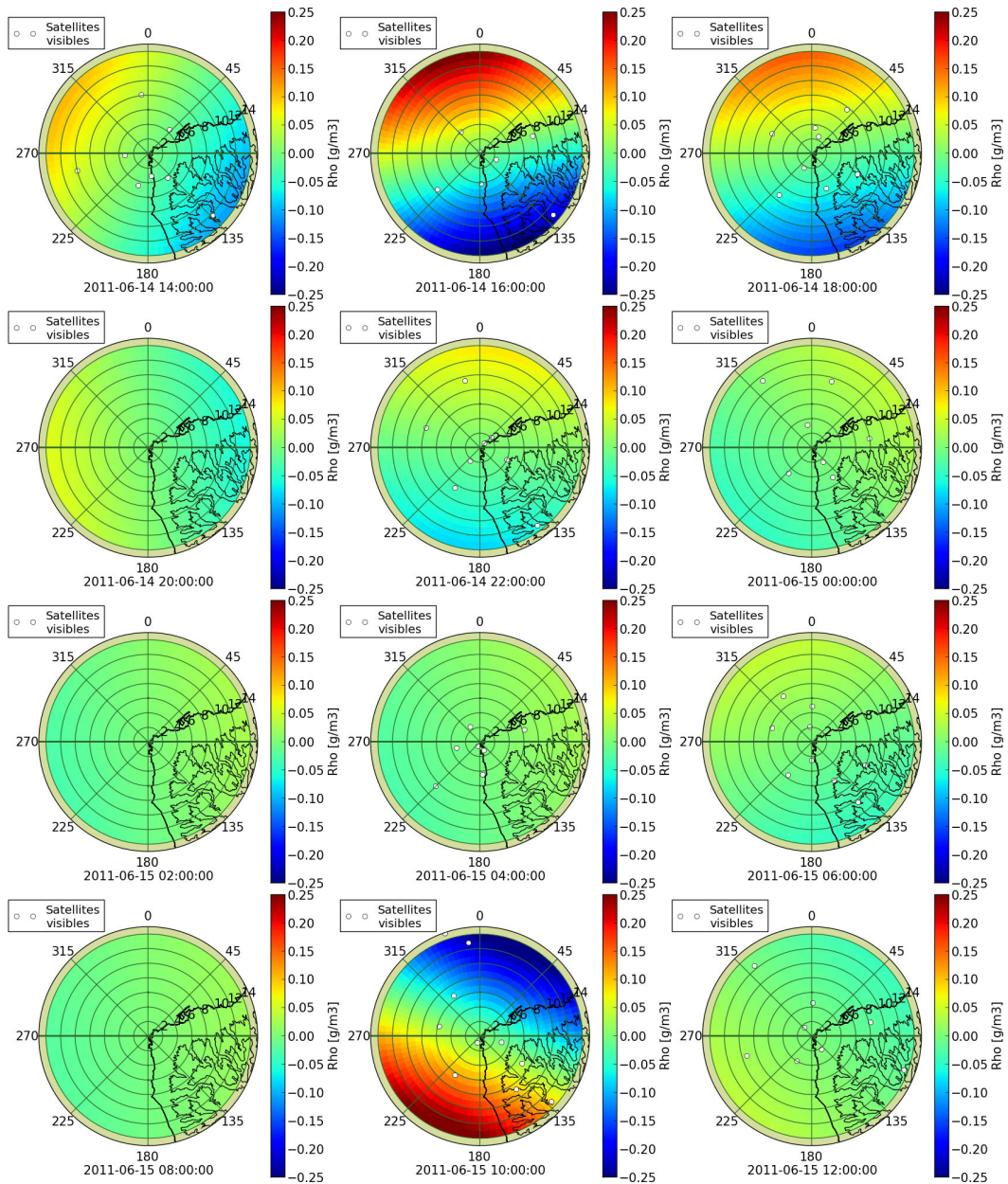


FIGURE 5.27 – Variations horizontales de ρ estimées à partir de la tomographie mono-GPS à une date donnée auxquelles nous avons soustrait la valeur moyenne de ρ pour cette date. Chaque disque représente la coupe horizontale de l’atmosphère à 4 km au-dessus de la station de FAA1 dans un rayon de 15 km autour de la station. Nous présentons les résultats obtenus toutes les 2 hr entre le 14 juin à 14H00 et le 15 juin à 12H00.

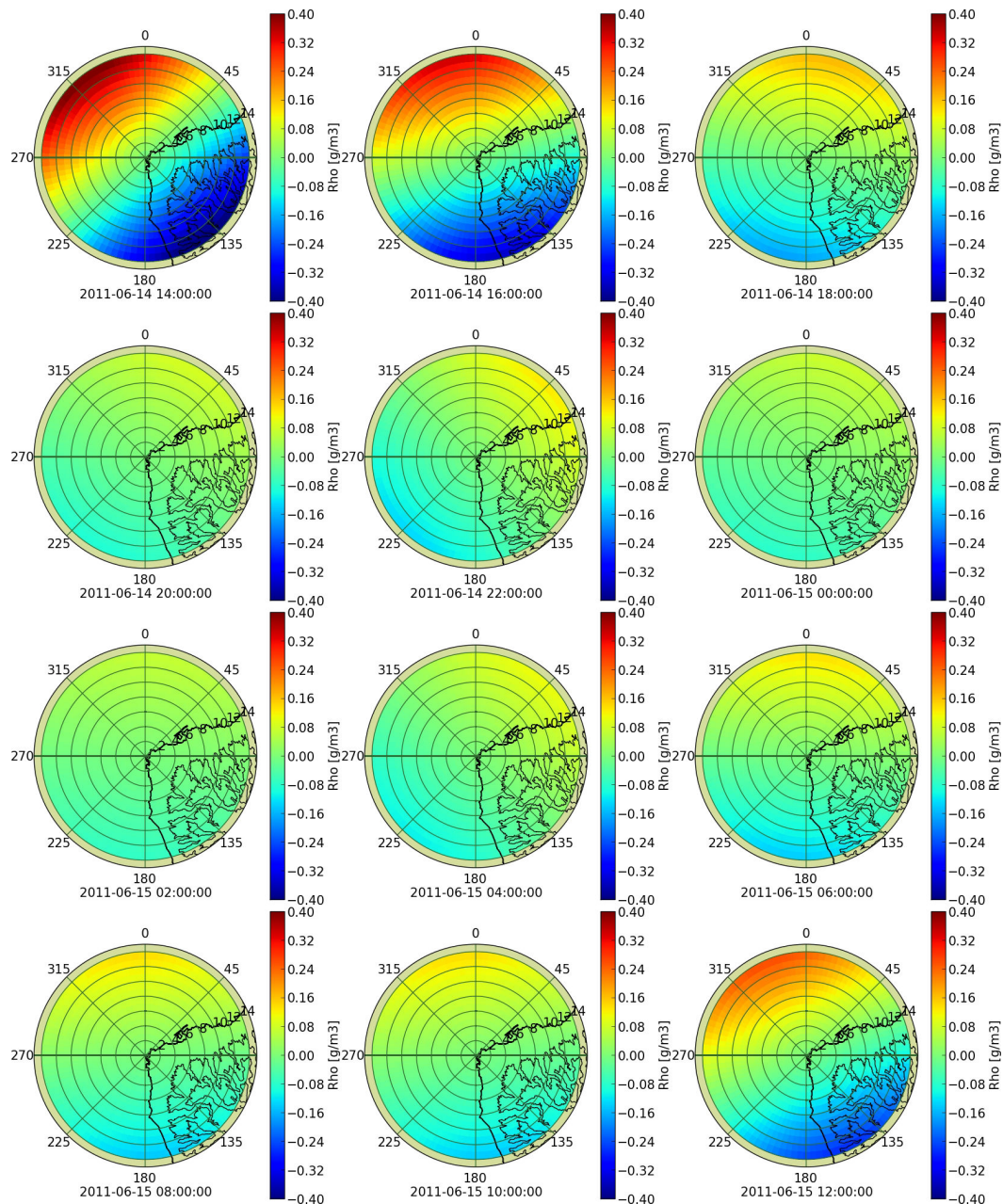


FIGURE 5.28 – Variations horizontales de ρ à une altitude de 4 km déduites des gradients GPS pour une atmosphère considérée en équilibre HS. Chaque disque représente la coupe horizontale de l’atmosphère à 4 km au-dessus de la station de FAA1 dans un rayon de 15 km autour de la station. Nous présentons les résultats obtenus toutes les 2 hr entre le 14 juin à 14H00 et le 15 juin à 12H00.

Troisième partie

Les études complémentaires

Le bilan météorologique du cyclone Oli

Sommaire

6.1	Cyclogenèse dans le Pacifique Sud	133
6.2	Article : Meteorological record of cyclone Oli and its impact on the Island of Tubuai (French Polynesia)	135
6.2.1	abstract	135
6.2.2	Introduction	135
6.2.3	Measurements taken during the cyclone impact	141
6.2.4	Data analysis	143
6.2.5	TC effects on the sea level	148
6.2.6	Discussion and conclusion	151
6.2.7	acknowledgements	155

6.1 Cyclogenèse dans le Pacifique Sud

Les îles du Pacifique Sud tropical, comme les îles de la Polynésie française sont régulièrement la cible de fortes dépressions tropicales ou, dans les cas extrêmes, de cyclones tropicaux (notés TC). Depuis 1931, 47 dépressions tropicales et 34 TC ont frappé les îles de la Polynésie française et le nombre de dépressions tropicales varie de 3 à 17 par an. La plupart des TC se produisent généralement pendant la saison chaude et humide, de Novembre à Avril avec un pic de formations entre Janvier et Février, à l'apogée de l'été austral. Ces TC prennent généralement naissance dans une zone située à 10° au Sud de la ZCPS qui réunit toutes les conditions atmosphériques nécessaires à la formation des TC, comme par exemple le réchauffement de la SST. Cette zone s'appelle le talweg de mousson. Elle est définie par un axe de basses pressions et de maximum de vorticité cyclonique.

Les anomalies de vents d'Ouest qui se développent autour de l'équateur en saison chaude est l'une des hypothèses avancées pour expliquer la modulation de la région de cyclogenèse durant El Nino. Ces vents induisent des anomalies de vorticité cyclonique de part et d'autre de l'équateur, ce qui est favorable au développement des cyclones. En effet, la cyclogenèse est active dans le Pacifique central (au voisinage de la Polynésie française) uniquement lorsque la ZCPS a une orientation dite zonale, caractéristique des années El Nino (voir [Vincent *et al.* 2009]). En

général, les TC sont localisés à l'Ouest de la longitude 160°O entre 5°S et 20°S. Au cours des années El Nino, la formation TC se déplace vers le Nord-Est (près de l'équateur), jusqu'à 135°O et atteint la Polynésie française (voir Fig. (6.2)).

Plusieurs études (par exemple [Basher & Zheng 1995, Camargo & Sobel 2005, Chan 1985, Chan 2000, Chan 2005, Chan 2007, Chand & Walsh 2009, Chen *et al.* 1998, Chia & Ropelewski 2002, Hastings 1990, Kuleshov *et al.* 2008, Meehl 1987, Ramsay *et al.* 2008, Revell & Goulter 1986]) ont démontré l'influence du phénomène El Nino/Southern Oscillation (noté ENSO) sur l'activité des TC dans le bassin Sud-Ouest du Pacifique tropical, en particulier sur sa relation avec l'oscillation australe (notée SO pour Southern Oscillation). La SO induit une augmentation de la SST dans cette zone favorisant aussi la formation de TC. [Gray 1979] montre à partir d'analyses statistiques, que plusieurs conditions de grande échelle influence la localisation de la cyclogenèse tropicale. Ces conditions sont appelées "variables cyclogénétiques" et englobent la vorticité cyclonique des vents dans les basses couches, le faible gradient vertical de vent dans la troposphère, humidité relative importante autour de 500 hPa et le réchauffement des 60 premiers mètres de l'océan. Ces variables cyclog n tiques ont permis de développer plusieurs indices utilisés pour reproduire les variations spatiales inter-annuelles de la cyclogenèse [Gray 1979, Royer *et al.* 1998, Emanuel & Nolan 2004, Camargo *et al.* 2007]. L'un d'eux est l'indice d'oscillation australe (noté SOI pour Southern Oscillation Index, voir [Troup 1965]). Toutefois, même si ces études estiment que l'activité des TC est supérieure de 28% par rapport à l'activité moyenne pendant les SO fortes, [Basher & Zheng 1995] montrent qu'une telle relation statistique ne peut être établie sur la région polynésienne (entre 10°S-22°S et 170°E-170°O), car elle est située à proximité de la "warm pool" (moteur d'ENSO) [Trenberth & Shea 1987]. Enfin, [Vincent *et al.* 2009] expliquent que les différentes caractéristiques de l'ENSO liées au réchauffement du Pacifique équatorial ont un impact sur la position ZCPS. Ils suggèrent alors l'utilisation d'une classification de la ZCPS plutôt que l'indice SOI pour caractériser la variabilité interannuelle des TC dans le Pacifique Sud.

L' le de Tubuai (archipel des Australes, Polynésie française) a été directement touchée le 5 Février 2010 par l'un de ces TC nommé Oli, qui a provoqué d'importantes pertes économiques estimées à 11 millions de dollars. La pression atmosphérique a chuté à 957 hPa, les vents ont soufflé à 100 km/hr en moyenne avec des rafales supérieures à 180 km/hr. La marée de tempête induite par le TC a coïncidé avec la marée haute ce qui a conduit à une augmentation du niveau de la mer d'1.76 m (mesurée par le marégraphe au Nord de l' le à 14H00 UTC).

Dans l'article présenté ci-après, nous analysons les données météorologiques, GPS et marégraphiques enregistrées par le marégraphe de Tubuai lors de cet  v nement. A partir des données GPS, nous estimons le contenu intégré en vapeur d'eau à l'aplomb de la station. Nous présentons également un modèle permettant d'établir une carte de prévision des zones inondées sur l' le de Tubuai qui est en accord avec les mesures de hauteur d'eau faites sur le terrain.

6.2 Article : Meteorological record of cyclone Oli and its impact on the Island of Tubuai (French Polynesia)

J. Serafini^a, J.-P. Barriot^a and L. Sichoix^a

^a*GePaSud Laboratory, University of French Polynesia, BP 6570, 98702 Faa'a, Tahiti, French Polynesia*

Submitted for publication in the journal of *Pacific Science*

6.2.1 abstract

The Island of Tubuai (Austral Archipelago, French Polynesia) was directly hit by the tropical Cyclone Oli on February 5th, 2010 which important economic losses estimated at USD 11 million. Pressure dropped to a minimum of 957 hPa, maximum mean wind reached 100 km/hr and gusts exceeded 180 km/hr. The sea level surge (recorded maximum 1.76 m), which occurred close to high tide, roughly coincided with the time of landfall (at around 14h00 UTC.) In this paper, we analyze the meteorological, GPS and sea level data recorded by the geodetic tide gauge of Tubuai during this event. From these data we model the tropospheric mean vertical temperature and we estimate the precipitable water of the troposphere during this event. We also present a estimated flood map of the Island of Tubuai which is consistent with the field observations.

keywords Tropical Cyclone Oli ; Storm surge ; Tropospheric mean vertical temperature ; precipitable water ; Island of Tubuai

6.2.2 Introduction

6.2.2.1 General introduction

In this paper we study the Tropical Cyclone (denoted TC) event that hit the Island of Tubuai on February 5th, 2010. The Island of Tubuai is one of the French Polynesia Islands most affected by TCs (nine of them happened in the last seventy years). As general modeling tool, we propose a new approach based on the modeling of the temperature anomaly induced by a TC on the vertical tropospheric profil to model the evolution of the tropospheric mean temperature (denoted T_m) from the surface temperature (denoted T_s) and the physical characteristics of the TC. This approach overcomes the limitation of the global weather models based on satellite datas that lack both resolution in time (6hr) and space (22 km). The modeled T_m is then used to determine the time series of Precipitable Water (denoted PW) during the TC Oli.

The sea level increase (recorded maximum of 1.76 m) was the main cause of damages during the TC Oli. It washed off all the northern coast of the Island of Tubuai. We present a storm surge simple model based on the equations of

[Pugh 1996, Proudman 1953] and adapted to high volcanic islands. This model depends primarily on the pressure, the direction of winds and topography of the coasts. It explains relatively well the observed flooding on the island during and after the TC event.

6.2.2.2 Cyclogenesis in the South Pacific

South tropical Pacific Islands such as the Island of Tubuai are the target of extreme meteorological events, particularly those associated with TC activity. Since 1931, 47 tropical depressions and 34 TCs have hit the Islands of French Polynesia, with a number of storms ranging between a minimum of 3 and a maximum of 17 per year. The majority of TCs occur within a cyclone season which coincides with the hot and wet summer season, and traditionally lasts for 6 months from November to April. TCs are most likely to form in January and February, at the peak of the southern hemisphere summer. The main factor in TC formation in French Polynesia is the South Pacific Convergence Zone (SPCZ.) This zone occurs where the South-East trade winds from transitory anticyclones to the South meet with the semi-permanent easterly flow from the eastern South Pacific anticyclone. The region 10° South of the SPCZ location combines all the large-scale atmospheric conditions such as an ocean-surface temperature warming that favors the breeding of TCs. However, the cyclogenesis in the central Pacific (in the vicinity of French Polynesia) only occurs when the SPCZ displays a zonal orientation while this observation was attributed to El Niño years in general [Vincent *et al.* 2011]. TCs usually occur West of 160° W between 5° S and 20° S. Nonetheless, during El Niño years, TC formation occurs further North (closer to the equator) and East, with some tracks extending as far as 135° W (Fig. (6.1).)

Earlier studies [Chan 1985, Chan 2000, Chan 2005, Chan 2007, Revell & Goulter 1986, Meehl 1987, Hastings 1990, Basher & Zheng 1995, Chen *et al.* 1998, Chia & Ropelewski 2002, Camargo & Sobel 2005, Kuleshov *et al.* 2008, Ramsay *et al.* 2008, Chand & Walsh 2009] have demonstrated the influence of El Niño Southern Oscillation (ENSO) on TC activity in the southwestern tropical Pacific basin, particularly on its variation as a function of factors associated with the Southern Oscillation (SO), such as Sea Surface Temperature (SST) and the Southern Oscillation Index (SOI, see [Troup 1965]). However, even if they estimate that the TC activity is 28% above average for strong SO, [Basher & Zheng 1995] pointed out that no such strong statistical relationship could be established over the Polynesian region (between 10° S-22° S and 170° E-170° W), which is located adjacent to the main centers of action of ENSO [Trenberth & Shea 1987]. [Vincent *et al.* 2011] explain that different characteristics of ENSO related to Pacific equatorial warming are shown to impact differently on the SPCZ position. They suggest that for regional scales, such as the South Pacific, the SPCZ classification is more appropriate than a simple ENSO index to characterize TC interannual variability.

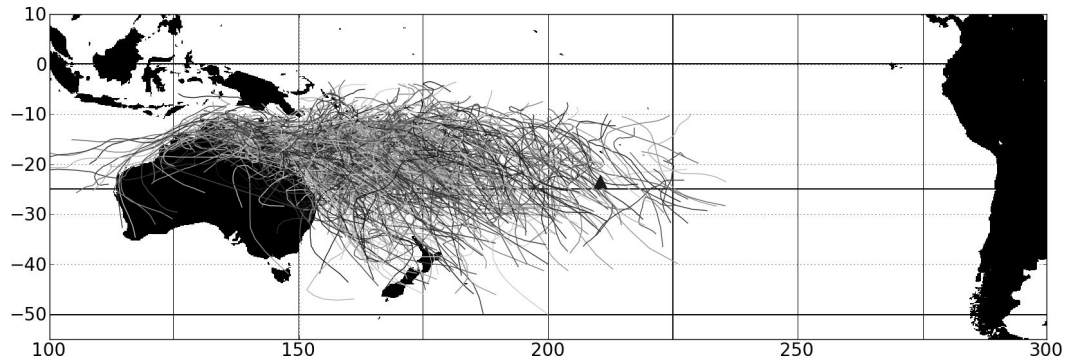


FIGURE 6.1 – The tracks of all TCs in the South Pacific Ocean from 1944 to 2011. The tracks of the TCs used for this study were recovered from the site : <http://australiasevereweather.com>.

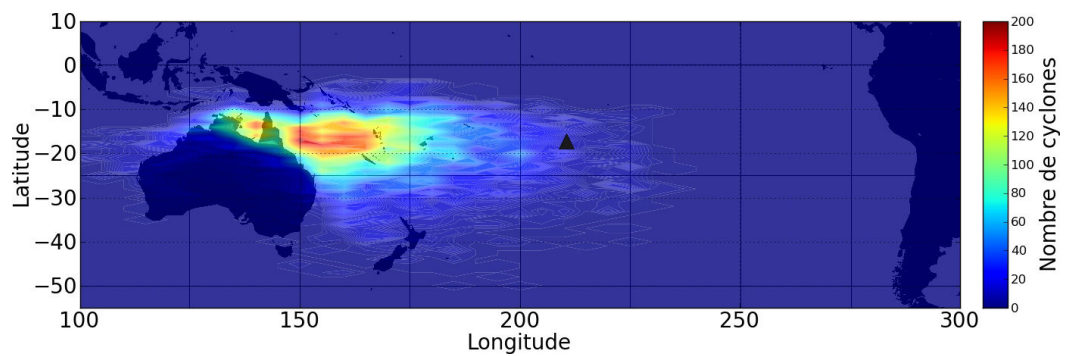


FIGURE 6.2 – Number of TCs and strong tropical depressions that affected the South Pacific from 1944 to 2011. The tracks of the TCs used for this study were recovered from the site : <http://australiasevereweather.com>.

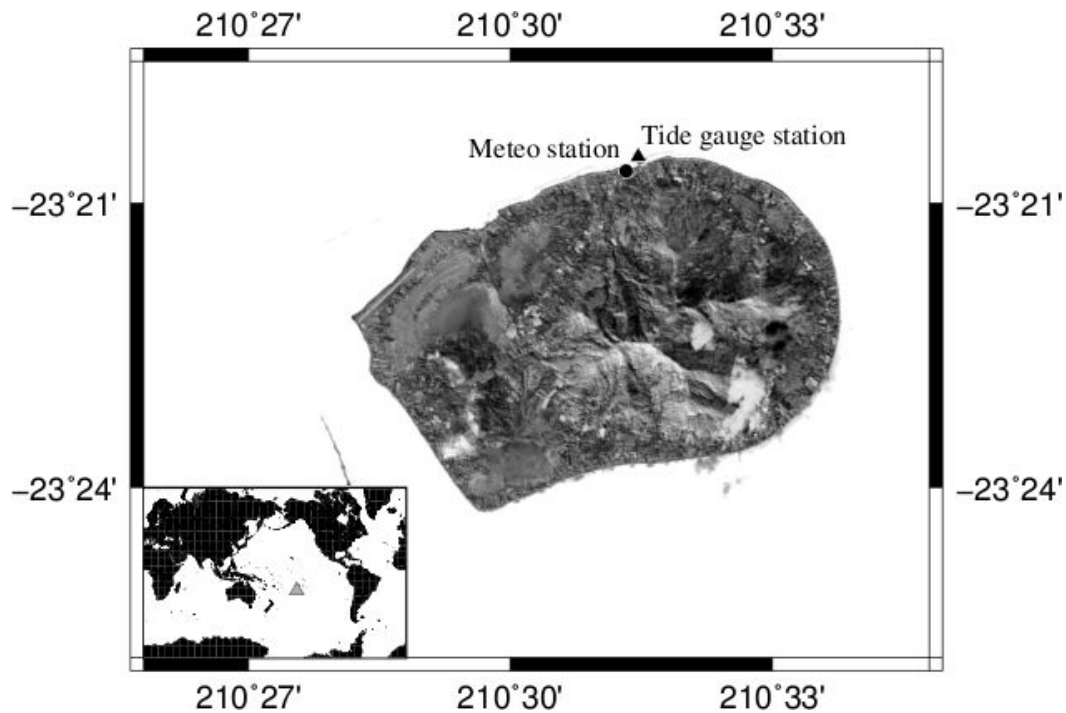


FIGURE 6.3 – The Island of Tubuai, located at $23^{\circ}23'00''$ S $149^{\circ}27'00''$ W is part of the Austral Archipelago. It is 640 km South of Tahiti. It sustains a population of 2,049 people on 45 km^2 of land.

6.2.2.3 The Island of Tubuai and its tide gauge

The Island of Tubuai is the principal volcanic Island of the Austral Archipelago, which includes other high volcanic islands (Rimatara, Rurutu, Raivavae, Rapa and Marotiri), an atoll (Maria) and a quasi-island (Neilson reef.) The island is located at $23^{\circ}23'00''$ S $149^{\circ}27'00''$ W, 640 km South of Tahiti. It sustains a population of 2,049 people on 45 km^2 of land. Tubuai has two volcanic domes, with its highest summit, Mount Taita'a, at 422 m. The island is ringed by a lagoon formed by an encircling coral reef (see Fig. (6.3).) Eight small islets lie along this reef. Due to its southernly position, Tubuai has a temperate climate with temperatures down to 18°C in cool seasons. In hot seasons, the climate is tropical with temperatures reaching 29°C . Precipitations are intense and frequent in any season with an annual average of 1888 mm.

In 2008, thanks to three consecutive grants from the "Contrat Etat-Pays", "Fonds Pacifique" and additional funding from the hydrographic service of the French Navy (SHOM), a tide gauge hosted in a secured concrete booth was installed in the Island of Tubuai (see Fig. (6.4)), managed by the Geodesy Observatory of Tahiti (OGT.) It hosts a radar unit and pressure sensor for sea level acquisition alongside a permanent GPS station. This tide gauge is part of the network of ten



FIGURE 6.4 – The tide gauge station of the Island of Tubuai (inaugurated December 3rd, 2008.) It is equipped with a GPS permanent station, a pressure and radar sensors (see Fig. (6.3) for precise location.) Tide gauge data (60s averages) are uploaded each 15 minutes to the NOAA GOES satellite (Yagi antenna on top of the structure.)

tide gauges which are currently in service in French Polynesia. A complete description of the current network can be found in the 2011 SHOM report [Lannuzel 2011]. The Tubuai tide gauge station is located on the North shore of the island (Quai des rochers noirs, 23°20'30" S, 149°28'30" W.)

6.2.2.4 The TC Oli event

On January 29th, 2010, convective clusters organized into a large depression 3,000 km from Tahiti, centered roughly 300 km North-West of Suva, Fiji, in the Inter-Tropical Convergence Zone. On February 1st the depression intensified North of Cook Islands into a moderate tropical depression and was called Oli. It traveled 5,000 km in the southwestern Pacific Ocean and through French Polynesia from February 1st to 6th, 2010 (see Fig. (6.5).) The center of Oli passed South-West of Leeward Islands (160 km from Maupiti) February 3rd afternoon and 300 km of Tahiti on the night of the February 3rd to February 4th. Albeit classified as a medium intensity cyclone, it was one of the most intense hurricanes with respect to the 760 recorded by the Joint Typhoon Warning Center since 1944 (Fig. (6.1)), with Orama

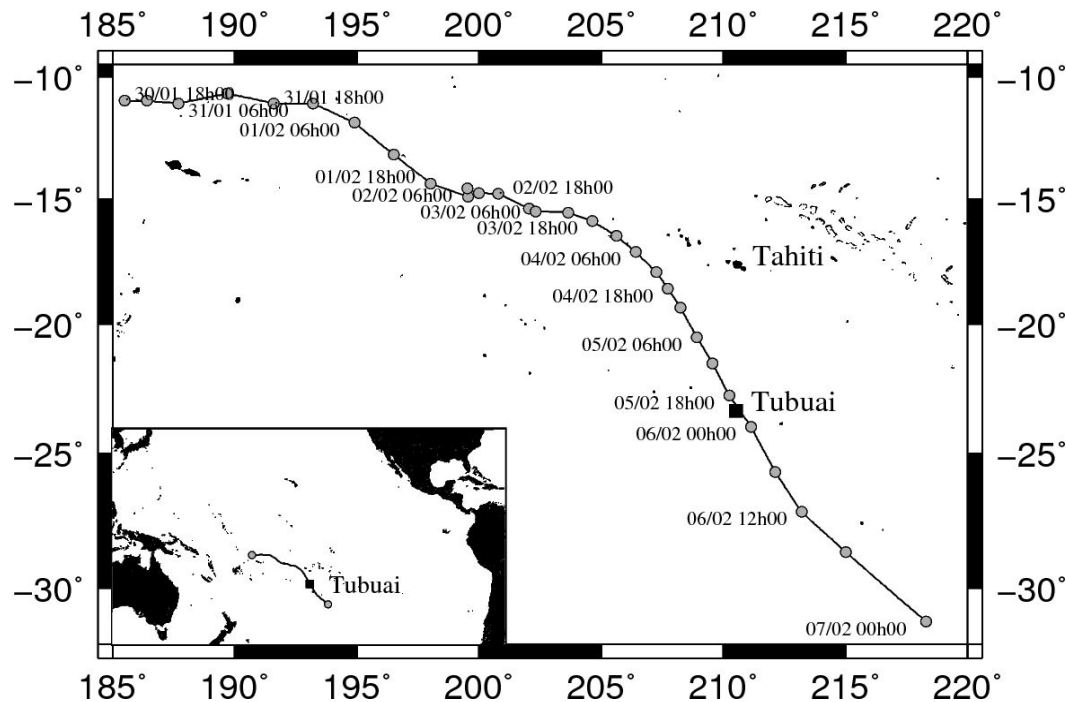


FIGURE 6.5 – The track of the TC Oli over French Polynesia. On January 29th, 2010, convective clusters organized into depression 3,000 km from Tahiti, centered roughly 300 km North-West of Suva, Fiji, in the Inter-Tropical Convergence Zone. On February 1st the depression intensified North of Cook Islands into moderate tropical depression and was called Oli. It died on February 7th on the South Pacific seas, after impacting the Island of Tubuai (Austral Archipelago) on February 5th, causing USD 11 million in damages on this island.

(1982), Veena (1983), Osea (1997) and Kim (2000.)

Oli intensified again on February 4th. The eye of the hurricane hit the Island of Tubuai on the night of February 4th to 5th, between 3h00 and 4h00 AM, local time (13h00 and 14h00 UTC.) Preceded by a heavy swell, it was associated with waves up to 8 m and a storm surge of about 2 m over-coast, mainly on the eastern side of the island. This surge inundated the northern part of the littoral which is one of most urbanized areas of the island, the airport runway and the North-East valley. [Etienne 2012], who examined the geomorphic impacts of TC Oli on Tubuai showed that the mean horizontal retreat of the beaches varied between 2.06 m and 9.75 m. Mean vertical lowering ranged between 27 and 40 cm, and eroded sand volume ranged between 0.5 and nearly 3 m³/m. The overwash deposits extended inland to a maximum of 150 m. The strong East wind weakened around 2h00 AM (12h00 UTC), then resumed again in the opposite direction about 7h00 AM (17h00 UTC.) The Tubuai weather station recorded a minimum pressure of 957 hPa with a maximum mean wind of 100 km/hr and gusts exceeding 180 km/hr (see Fig. (6.6).)

Hopefully, no human casualties occurred, but damage in property was significant : 200 houses were destroyed and 172 inhabitants became homeless. Moreover, Oli caused important economic losses (USD 11 million estimated cost), especially for farmers, whose fields were covered by seawater. Elsewhere in the region, the storm left an additional USD 13 million in damages in French Polynesia (local government sources.)

6.2.3 Measurements taken during the cyclone impact

Albeit waves reached up to 8 m during the TC but the concrete booth hosting the tide gauges and the sensor heads resisted successfully and sea level and GPS measurements were locally recorded.

6.2.3.1 Tide gauge data

Sea level measurements were taken on 60s averages both from the radar sensor which is located about one meter above the average sea level and pressure sensor which is located about one meter below the average sea level. The tide gauge data are transmitted once a day via a Yagi antenna to a GOES satellite (Geostationary Operational Environmental Satellite) and they are centralized at the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) but this antenna was damaged during the TC. For more information on the functioning of tide gauge network in French Polynesia , please refer to [Lannuzel 2011].

6.2.3.2 GPS data

The GPS observations from the GPS tide gauge station consisted of data streams of 30s undifferenced dual-frequency carrier-phase and pseudorange measurements from six to eight satellites. The data were processed using a sliding window technique [Fang *et al.* 1999] to generate a solution every one hour over the 10 days spanning the hurricane event. The package GAMIT [King & Bock 2000, Herring 2002] was used along with precise orbits solutions from the Scripps Orbit and Permanent Array Center (SOPAC) to estimate zenith total delay (*ZTD*) at the tide gauge site. The processing window was 24 hours wide and stepped forward in increments of 12 hours. The *ZTD* data rms deviation was less than 7 mm.

6.2.3.3 Meteorological parameters

The tide gauge itself was not equipped with a weather station. Instead, we used the meteorological station of Meteo-France located at 2 km of the tide gauge along the coastline (heading North.) The meteorological station of Meteo-France records wind intensity, wind azimuth, rainfall, surface pressure (accuracy of 0.5 hPa, see [Leroy 2010]) and T_s (accuracy 0.5 K, see *Ibid*) data with hourly sampling. All the sensors operated during the Oli impact, with the exception of the temperature sensor which was destroyed at noon February 5th. Temperature recording res-

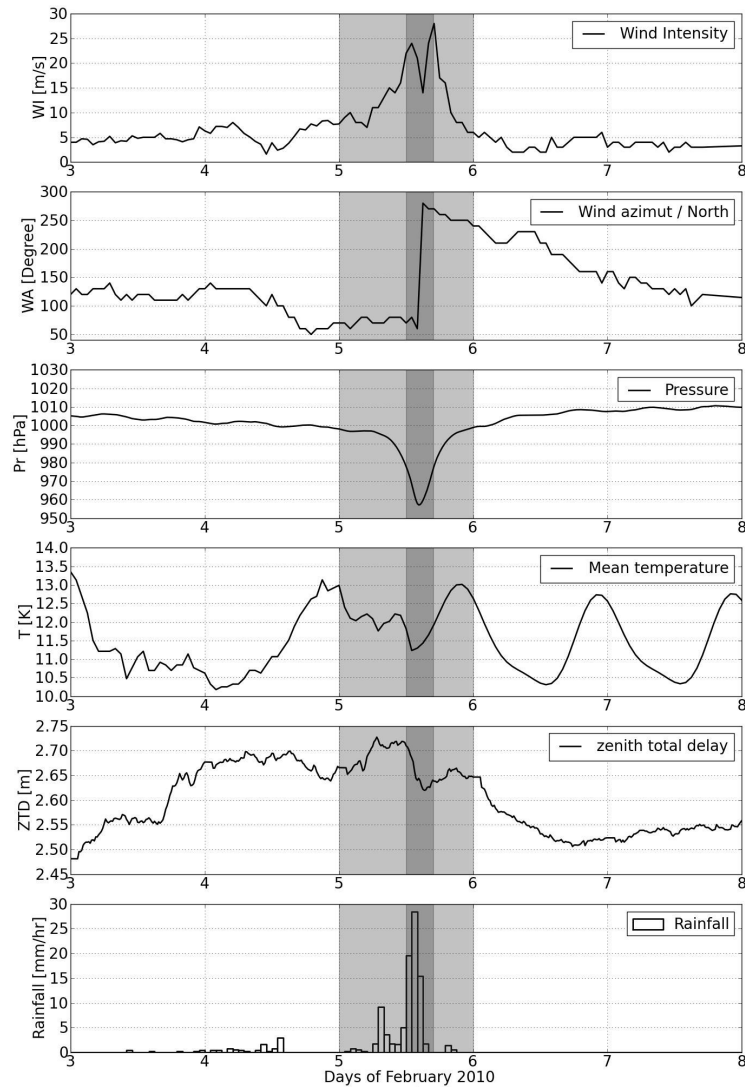


FIGURE 6.6 – Meteorological and GPS (ZTD) data recorded during the landfall of the TC Oli on the Island of Tubuai (dark gray : from noon to 17h00 UTC.) The meteorological station of Meteo-France recorded wind intensity, wind direction, pressure and rainfall data with hourly sampling. The T_m is estimated from T_s and temperature vertical profiles of in cyclonic period. The GPS observations consisted of data streams of 30s undifferenced dual-frequency carrier-phase and pseudorange measurements from six to eight satellites.

tarted on February 12th. As a replacement, we used a least-squares interpolation to estimate the T_s with diurnal, semi-diurnal and forced annual harmonic components from the Meteo-France station data over a window of 2 months (January to February) centered on February 5th. The rms deviation of the reconstructed temperature with respect to real temperature data was found to be 0.93 K outside the gap. We consider that the estimation of the temperature is also valid for the cyclonic period because the observed and modeled ground temperatures during TCs show that they rarely vary beyond 2 K with respect to the seasonal average [Cione *et al.* 2000, Cione & Uhlhorn 2003].

6.2.4 Data analysis

6.2.4.1 Surface winds

Fig. (6.6) shows the variations of wind intensity and direction between February 3rd and 8th, 2010. Winds, usually dominating East-Southeast during this period, gradually shifted towards North-East with the approach of the warm front of the TC. At the time of passage of the storm eye we can see a lull in wind intensity with a sudden change in direction towards North-West. However the hourly sampling time does not allow us to fully quantify this reduction. After the passage of the eye, the wind direction focused gradually again in the East-Southeast direction. During the approach of the warm front, wind intensity rose to values greater than 25 m/s, while the yearly average is only 4.3 m/s [Bonvalot *et al.* 1993]. The pressure gradient at sea level near the center of Oli was very steep, as shown by the pressure curve in Fig. (6.6). It is the steepness of the pressure gradient that accounts for the high wind velocities. Indeed, we observe a relatively constant variation with low diurnal oscillation before and after the TC and a sharp drop in pressure during its passage with a minimum value of 957 hPa on February 5th at 13h00 UTC when it was located directly over the station.

6.2.4.2 Tropospheric mean vertical temperatures

The T_m is a key parameter in the retrieval of atmospheric PW from ground-based GPS measurements of tropospheric delay. Several studies attempt to model the T_m to optimize the GPS analysis [Bevis *et al.* 1994, Mendes *et al.* 2000, Schueler *et al.* 2001]. However, understanding variations in the T_m has not only interesting for GPS analysis optimization. [Bantzer & Wallace 1996] show that these variations can help to better understand intra-seasonal fluctuations of the free troposphere especially for heat transfer in regional convective systems over the tropical belt.

As shown by [Davis *et al.* 1985], the T_m is a function of the vertical profiles of temperature T and partial pressure of the water vapor P_v .

$$T_m(T) = \frac{\int_0^\infty \frac{P_v}{T} dz}{\int_0^\infty \frac{P_v}{T^2} dz} \quad (6.1)$$

When these profiles are not available, several studies [Bevis *et al.* 1994, Mendes *et al.* 2000, Schueler *et al.* 2001] show that with relatively stable meteorological conditions, the T_m can only be determined from the T_s . But we cannot use this relation during a cyclonic period because the temperature does not decrease linearly with the altitude [Stern & Nolan 2012]. Assuming that P_v follows a hydrostatic law, from the work of [Smith 1966] and [Askne & Nordius 1987], we define P_v as being proportional to T^β , where $\beta = 20.94$. The proportionality factor between P_v and T^β depends only on the values of P_v and T at the surface and does not play a role in the integration of Eq. (6.1) which simplifies to

$$T_m(T) = \frac{\int_0^\infty T^{\beta-1} dz}{\int_0^\infty T^{\beta-2} dz} \quad (6.2)$$

When a good mixing between the boundary layer and the free troposphere occurs, the temperature T_0 decreases with height at a fairly constant rate, $T_0 = \alpha z + T_s$, where $\alpha = -6.5 \times 10^{-3} \text{ K.m}^{-1}$ and T_s is the sea level temperature. By integrating Eq. (6.2) with respect to the altitude, the expression of T_m reduces to $T_{m0} = (1 - 1/\beta)T_s$. This relationship explains the experimental results of studies of [Bevis *et al.* 1994, Mendes *et al.* 2000, Schueler *et al.* 2001] who find that the T_m varies linearly w.r.f the T_s in most cases. However, TCs, also called warm core cyclones, can cause significant temperature anomalies (here denoted ΔT) which have a direct influence on the estimation of T_m . The variation of T_m is then defined as

$$\Delta T_m = T_m(T_0 + \Delta T) - T_{m0} \quad (6.3)$$

The "typical" warm-core structure of TCs is actually not well known [Stern & Nolan 2012]. In their simulations in which either they varied the size of the initial vortex or the microphysics parameters, they showed that the warm core is generally found at an altitude of about 4-8 km. A secondary maximum often develops near 13-14 km but is almost always weaker than the primary warm core (by a factor of about 3/4.) By mimicking the vertical temperature anomaly profile resulting from their model, we propose an empirical bimodal profile of T . The main mode (with amplitude denoted ΔT_{max}) is centered around 6.5 km and is bounded by 0 km and 13 km. The second mode is centered around 13 km and it is bounded by 8 km and 18 km (thickness of the thermic troposphere in the tropics.) Its amplitude is equal to $\frac{3}{4}\Delta T_{max}$. Fig. (6.7) presents an example of our empirical vertical profile of ΔT with $\Delta T_{max} = 15 \text{ K}$.

To obtain ΔT_m , we introduce our model of ΔT in Eq. (6.3.) Fig. (6.8) shows the variation of ΔT_m as a function of T_s for different values of ΔT_{max} . On Tubuai, T_s range along the year from 288 K to 308 K. In this range, we can consider the ΔT_m profile as linear, i.e. $\Delta T_m = a T_s + b$. We observe that if $\Delta T_{max} = 20 \text{ K}$, which is the recorded maximum value of the ΔT during a TC, then $\Delta T_m = 2 \text{ K}$ which represents 60% of the day/night T_m variation. Fig. (6.8) shows the evolution of the set of coefficients a and b_i according to ΔT_{max} and their polynomial regression. Finally, the expression of ΔT_m can be reasonably approximated in our case by :

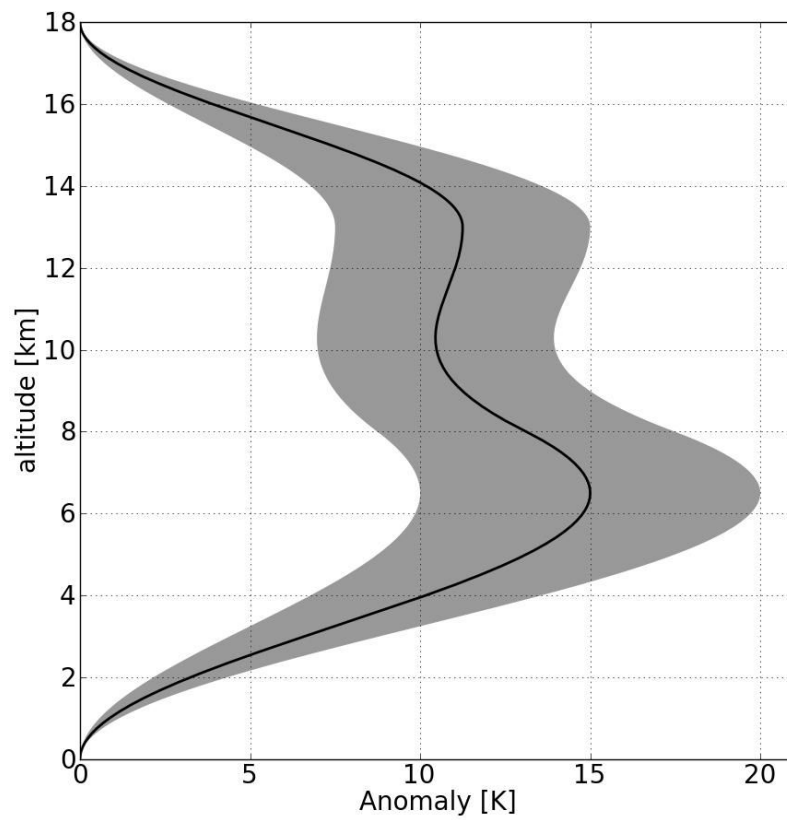


FIGURE 6.7 – The empirical vertical profile of temperature anomaly ΔT at the impact of the TC Oli with $\Delta T_{max} = 15$ K. The gray area shows the degree of freedom allowed to the temperature profile for a ΔT_{max} relative uncertainty of 5 K.

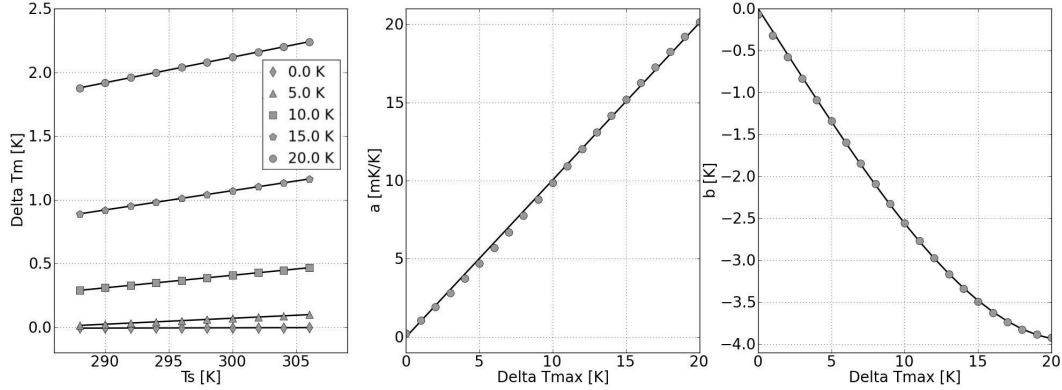


FIGURE 6.8 – The left figure shows the variation of the T_m anomaly ΔT_m as a function of T_s for different values of ΔT_{max} (diamond : $\Delta T_{max} = 0$ K, triangle : $\Delta T_{max} = 5$ K, square : $\Delta T_{max} = 10$ K, star : $\Delta T_{max} = 15$ K, circle : $\Delta T_{max} = 20$ K.) The central and right figure shows the evolution of the coefficients a (center) and b (right) of the linear regressions applied to these variations of the T_m . These regressions are defined as $\Delta T_m = a T_s + b$ for values of ΔT_{max} ranging from 0 to 20 K.

$$\Delta T_m = (a\Delta T_{max}) T_s + (b_1\Delta T_{max} + b_2\Delta T_{max}^2 + b_3\Delta T_{max}^3) \quad (6.4)$$

where $a = 1.00 \times 10^{-3} \text{ K}^{-1}$, $b_1 = -2.71 \times 10^{-1}$, $b_2 = -7.47 \times 10^{-4} \text{ K}^{-1}$ and $b_3 = 2.23 \times 10^{-4} \text{ K}^{-2}$.

For a TC with the same features as Oli (wind speed of about 28 m/s, a T_s of 297.25 K, radius= 90 km), [Stern & Nolan 2012] found that the anomaly of temperature at the level of primary warm core is of the order of 15 K. This anomaly is generally between 10 and 20 K [Emanuel 1986]. Thus we consider $\Delta T_{max} = 15 \pm 5$ K. For $T_s = 297$ K, at the time of the impact of the TC on Tubuai, we find $\Delta T_m = 1.00 \pm 0.78$ K.

Based on a global-scale analysis of numerical weather fields of the National Center for Environmental Prediction (NCEP, NOAA), [Schueler *et al.* 2001] proposed two models (*i*), (*ii*) deriving the T_m on a global $1^\circ \times 1^\circ$ grid as a function of (*i*) the dry T_s over the same grid or (*ii*) as a function of the day of year (*doy*.) This study shows that the approach (*i*) induces inaccuracies over some sea-covered areas and that approach (*ii*) has a poor fit over northern continental areas. A suitable method to overcome these shortcomings could be to combine the approaches (*i*) and (*ii*) in a mixed model as

$$T_{m0_{mod}} = \bar{T}_{m0} + \tilde{T}_{m0} \cos\left(2\pi \cdot \frac{doy - doy_w}{365.25}\right) + \alpha_{mod} T_s \quad (6.5)$$

where doy_w is the day of "maximum winter" (day of year 211 for southern hemisphere), \bar{T}_{m0} is the T_m shift coefficient, \tilde{T}_{m0} is the amplitude of temperature shift

and α_{mod} is the proportionality factor between the T_m without the daily component and T_s . Site-specific conversion coefficients to derive the T_m were also computed by [Schueler *et al.* 2001] for a large number of IGS, EUREF and GREF stations, including Tahiti (4° North of Tubuai.) For this station the coefficients are $\bar{T}_{m0} = 65.2$ K, $\tilde{T}_{m0} = 1.4$ K and $\alpha_{mod} = 0.739$ with an rms deviation $\sigma_{T_{m0}} = 1.7$ K. Finally, we define the expression of the average temperature in our case by

$$T_m = T_{m0_{mod}} + \Delta T_m \quad (6.6)$$

The diurnal variation of the T_m was over-ridden by the TC effects from February 5th to 6th resulting in an increase of 2 K with respect to a normal value of 283 K with an associated rms deviation of 1.9 K (see Fig. (6.6).) This temperature anomaly ΔT_m due to the TC warm core represents 30% of the day/night variation.

6.2.4.3 Precipitable water

A good knowledge of the water vapor variations in the troposphere is essential to model the evolution of precipitating systems, and this is especially true during extreme events like TCs [Rosenthal 1970, Emanuel 1991]. [Whiteman *et al.* 2001] and [Liou & Huang 2000] showed that if the T_m is known, the PW estimates derived from GPS signals seem to be quite acceptable during a cyclonic tropical event, albeit a slight smoothing phenomenon is observed. This can be explained both by the volume averaging resulting from the six to eight randomly distributed GPS satellites used to measure the zenith-scaled tropospheric signal delay and by deep convection mixing during the TC.

There are two main components to the ZTD : hydrostatic and wet. The hydrostatic delay (ZHD) is proportional to surface pressure (denoted P) measurements [Saastamoinen 1972]. The highly variable wet component (ZWD), which is proportional to PW [Bevis *et al.* 1994, Duan *et al.* 1996, Ross & Rosenfeld 1997] can then be determined by subtracting the ZHD from the estimated ZTD . Thus, PW is defined by

$$PW = \Pi ZWD = \Pi (ZTD - ZHD) = \Pi (ZTD - k_p P) \quad (6.7)$$

where k_p is the proportionality factor. We rely on the studies of [Bevis *et al.* 1994, Boudouris 1963, Davis *et al.* 1985, Elgered *et al.* 1991] to define the value $k_p = (2282.1 \pm 2.4) \times 10^{-6}$ m hPa⁻¹ at station coordinates. We express the rms deviation σ_{ZWD} of ZWD from Eq. (6.7) as $\sigma_{ZWD} = \sqrt{P^2 \sigma_{k_p}^2 + k_p^2 \sigma_P^2 + \sigma_{ZTD}^2}$. Thus, σ_{ZWD} varies only according to P , because as we already said k_p and deviations σ_{k_p} , σ_P and σ_{ZTD} (rms deviations respectively of k_p , P and ZTD) are considered constants. The pressure recorded at the Tubuai weather station didn't vary beyond the interval [950 hPa, 1020 hPa] during the cyclonic period. This corresponds to a variation of σ_{ZWD} which is in the range [7.3 mm, 7.4 mm]. Thereafter we will assume that σ_{ZWD} is equal to the upper bound of this interval.

The other predominant parameter is the dimensionless constant Π of proportionality between PW and ZWD . It is given by [Askne & Nordius 1987] as

$$\Pi = \frac{10^8}{\rho R_v \left(\frac{k_3}{T_m} + k'_2 \right)} \quad (6.8)$$

Where ρ is the volumic constant of liquid water, $\rho = 1000 \text{ kg m}^{-3}$. R_v is the specific gas constant for water vapor, $R_v = 461.52 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$. The usual refractivity constants are denoted k'_2 and k_3 . As [Bevis *et al.* 1994], we choose $k'_2 = 22.1 \pm 2.2 \text{ K hPa}^{-1}$ and $k_3 = (3.739 \pm 0.012) \times 10^{-5} \text{ K}^2 \text{ hPa}^{-1}$. The experimental uncertainties of the constants ρ and R_v which are well determined, don't have any impact on the parameter Π of Eq. (6.8.) Consequently, if the relative error in T_m exceeds about 1%, then the relative error in Π closely approximates the relative error in T_m [Bevis *et al.* 1994]. Our uncertainty of 1.9 K in T_m corresponds to 1% uncertainty in PW and the impact of the TC remains low with a PW standard deviation of 2.3 mm. Fig. (6.9) shows the time series of PW from February 1st to 8th. Unlike other weather data, water vapor has no violent variations between the different phases of the TC. In our case, we observe a distinct drying of the atmosphere during the Oli approach to Tubuai, from a PW estimate of 37 mm on February 1st to 18 mm on February 2nd (see Fig. (6.9).) We believe that this drop in PW is caused by the hurricane to compensate subsidence in the mid-troposphere. From February 2nd to 5th the PW shows a gradual moistening up to values of 80 mm (at midday.) This phenomenon can be probably explained by the influx of driven winds to the South-West of the TC eye in the "dangerous" semicircle. After the passage of the eye of the storm, the PW decreases until reaching a normal value of 40 mm on February 7th.

6.2.5 TC effects on the sea level

6.2.5.1 Tidal effects

Before assessing the TC sea level fluctuations we need to subtract the astronomical tides. Tubuai is close to an amphidromic point, therefore the tides are small and mainly semi-diurnal [Cartwright & Melchior 1999]. After comparing different tide models that are all underconstrained in this region of the South Pacific [Barriot *et al.* 2012], we choose to use our in-house least-squares tide analysis program (OGTIDE) to separate the cyclone storm surge height from the lunisolar tide height. This model performs the filtering of the observed cyclone signals, with harmonic components that are usually taken into account for short term predictions (*Ibid.*) The tidal component can be written as

$$\Delta\zeta_T(t) = \sum_{i=1}^{14} A_i \cos \left(2\pi \frac{t}{T_i} + \varphi_i \right) \quad (6.9)$$

where T_i are the periods related to harmonic components, A_i and φ_i are respectively the amplitude and the phase shift associated with the period T_i . We estimated

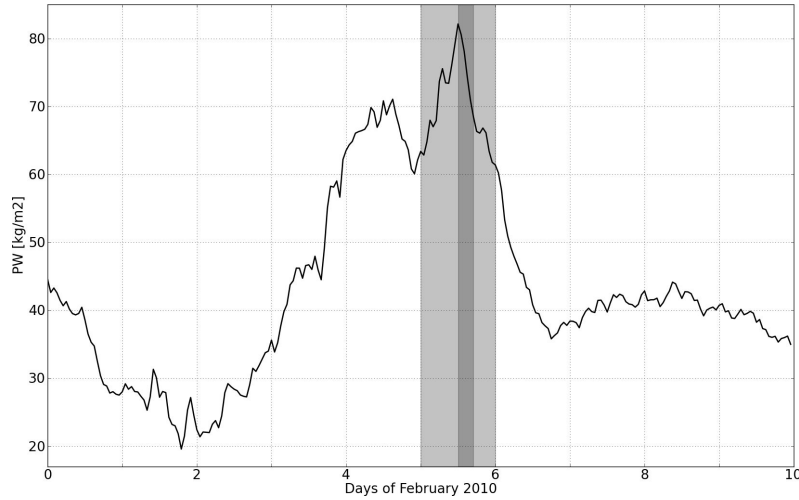


FIGURE 6.9 – PW record during the landfall of the TC Oli. One can see in this time series a drying event followed by a rapid increase, then a rapid decrease shortly after the landfall. We also find sub-peaks on the 2-day PW high, suspected to be related to small-scale variability in the PW field (dark gray : from noon to 17h00 UTC.)

the parameters A_i and φ_i that best reconstruct the sea level (in the sense of least squares) from a window of 2 months (January to February) centered on February 5th of the Tubuai tide gauge data with an exclusion period of 48 hours centered around the impact of the TC. Tab. (6.1) summarizes the selected periods and amplitudes and phase shifts which have been estimated by OGTIDE. The tidal component modeled during the TC is shown in Fig. (6.10).

6.2.5.2 Storm surge

As a storm approaches land, the height of the sea level rise associated with the inverse barometer effect can increase due to the horizontal convergence of the water. A simple theoretical model of the atmospheric pressure response may be derived from the hydrodynamic equations [Proudman 1953] as

$$\Delta\zeta_p = -\frac{\Delta P}{\rho g} \quad (6.10)$$

where the differential pressure ΔP is defined as the peripheral pressure P_0 around a hurricane minus the central pressure P ($\Delta P = P - P_0$).

It is rarely possible to separate the wind stresses effects and inverse barometer effects in the atmospheric pressure signature of the cyclone. When two layers of moving fluid like the atmosphere and the ocean are in contact, energy and momentum are transferred from the rapidly moving layer to the slower layer. The shear stresses on the sea surface, and therefore the variation of the sea level due to the wind, might reasonably be expected to depend on the wind velocity [Pugh 1996]. In addition,

harmonic components	T_i	A_i [cm]	φ_i ($^\circ$)
M4	06H13	0.150	-18.18
MS4	06H06	0.239	-12.60
S4	06H00	0.049	17.19
M6	04H08	0.031	23.11
M2	12H25	15.882	42.62
S2	12H00	10.111	24.27
N2	12H40	2.570	-27.26
K2	11H58	3.192	-43.40
O1	01D01H49	2.538	-35.53
K1	23H56	2.059	-15.57
P1	01D00H04	0.595	-22.18
Q1	01D02H52	0.287	-12.01
MF	13D15H50	2.909	20.40
MM	27D13H12	2.428	-35.89

TABLE 6.1 – Harmonic components of the astronomical tides.

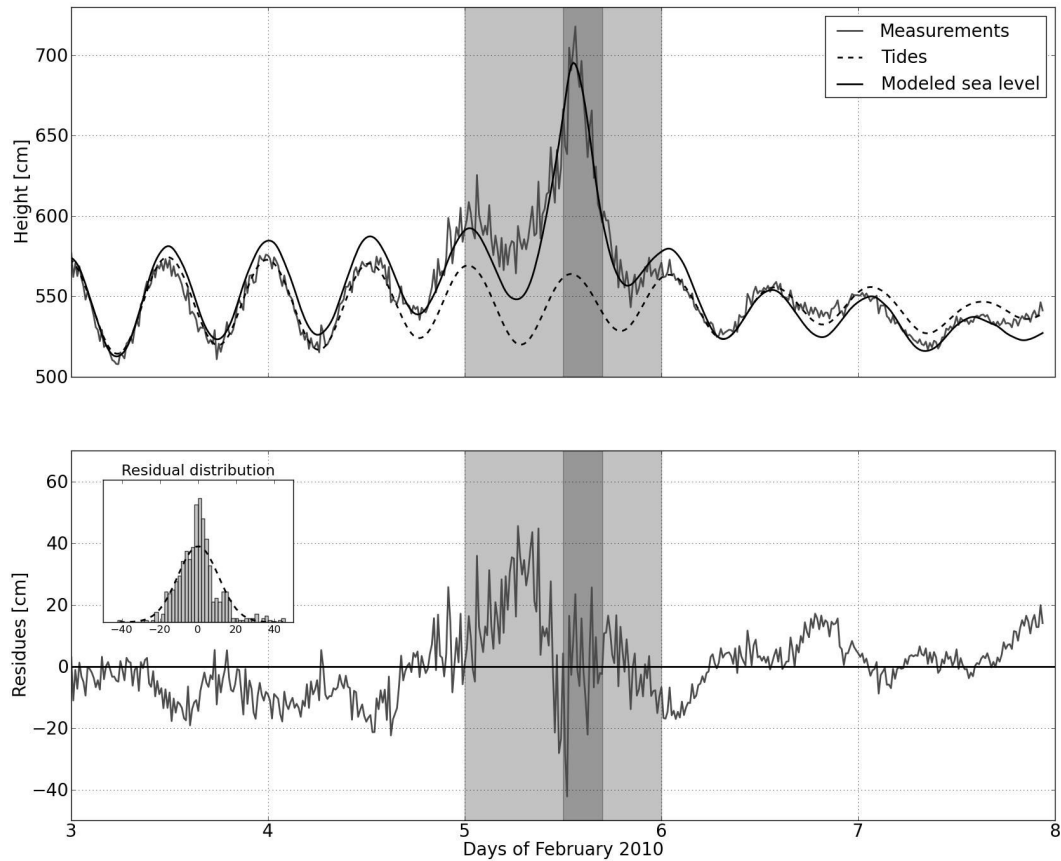


FIGURE 6.10 – The top figure shows the time series of sea level measured (gray line) and modeled (black line) and the tides (dashed line) estimated during the landfall of the TC Oli (dark gray : from noon to 17h00 UTC.). The bottom figure shows the time series of the difference between the measurements and the sea level model.

numerical simulations with hurricane wind vortex models shown that the maximum wind velocity in hurricane scales with the square root of the differential pressure ΔP [Holland 1980, Thompson & Cardone 1996, Vickery *et al.* 2000].

Therefore, we define the storm surge effects as a linear function of pressure as

$$\Delta\zeta - \Delta\zeta_T = \alpha_\zeta(P - P_{\zeta_0}) \quad (6.11)$$

where $\Delta\zeta$ is the the total sea level fluctuations, α_ζ is the proportionality coefficient between the sea level and the pressure and P_{ζ_0} is the estimated peripheral pressure. This is confirmed by a linear regression of the sea level data (without the tidal effects) w.r.t pressure presented in Fig. (6.11). The linear correlation coefficient $R^2 = 91\%$, $\alpha_{\zeta_{exp}} = -2.72$ cm/hPa and $P_{\zeta_0} = 1005.5$ hPa. We note that the intercept value P_{ζ_0} is very close to the yearly average pressure of Tubuai. We used this value of α_ζ to reconstruct the time series of sea level during the cyclonic period at coordinates of the tide gauge station. Fig. (6.10) shows the two time series of measured and modeled sea level. The landfall time of Oli (around 12h00 UTC) roughly coincided with the high tide (causing a maximum increase of 1.76 m above average at coordinates of the tide gauge station.) Albeit our model explains relatively well the sea level variations, we still have an unexplained disturbance during the pre-cyclonic period (see Fig. (6.10)), probably resulting from the first wind disturbances which touched the island.

6.2.6 Discussion and conclusion

Several studies have already attempted to model the T_m from the T_s to optimize the GPS analysis [Bevis *et al.* 1994, Mendes *et al.* 2000, Schueler *et al.* 2001]. However, these studies are based on global observations during non-cyclonic periods. In this paper we quantify the cyclonic influence in the T_m . In the case of TC Oli, the variation in the T_m is higher 1 K compared to the value predicted by the model of [Schueler *et al.* 2001] from T_s data. The ΔT due to the TC warm core represents 30% of day/night variation and induces a standard deviation of 2.3 mm on PW values.

The PW time series has an increase the week before the TC Oli then a rapid decrease shortly after the peak rainfall, and close amplitudes with respect to the seasonal variations, compared of the event of Typhoon Zeb that affected Taiwan [Liou & Huang 2000]. [Liou & Huang 2000] use equally GPS to monitor PW in Taiwan during the passage of Typhoon Zeb in mid-October 1998. They observe also that the PW is high before and during the passage of a typhoon, and then decreases rapidly right after the passage of the center of the typhoon, and finally recovers its nominal value a few days later. PW increased from about 50 mm on doy 285 (October 13th) to near 80 mm on doy 288 (October 16th) when the typhoon made its closest approach, and then decreased to 20-30 mm after its passage. We observe variations very close during the TC Oli Tubuai where the seasonal normal values are about 40 mm and the PW peak is 80 mm. We also find sub-peaks on the 2-day PW high, that we suspect to be related to smallscale variability in the PW field.

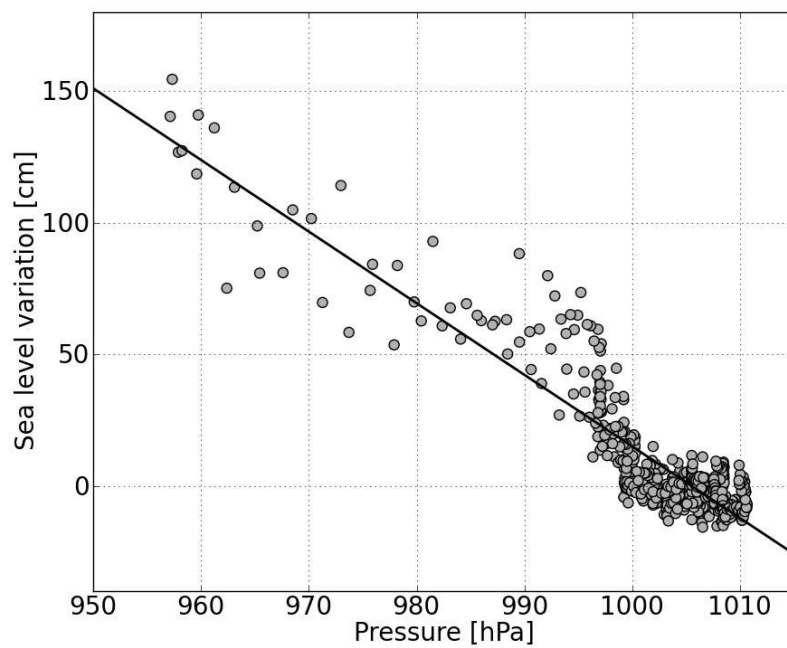


FIGURE 6.11 – Variation of sea level depending on the atmospheric pressure change during the cyclonic period. The black line shows the linear regression with equation $\Delta\zeta - \Delta\zeta_T = \alpha_{\zeta_{exp}} P - \alpha_{\zeta_{exp}} P_{\zeta_0}$, with $\alpha_{\zeta_{exp}} = -2.72$ cm/hPa and $P_{\zeta_0} = 1005.5$ hPa. The linear correlation coefficient $R^2 = 91\%$.

The sea level surge due to Oli roughly coincided with the time of land-fall, around 12h00 UTC. This rise occurred close to high tide, causing a recorded maximum increase of 1.76 m above average. This disturbance lasted 36 hours with a maximum estimated to be around 1.55 m (de-tided values) from 12h00 to 17h00 UTC on February 5th (see Fig. (6.10).) As we have seen above, the storm surge is the result of two components : inverse barometric effect and violent winds piling up the sea. The storm surge which is typical of tropical volcanic islands [Blain *et al.* 1998, Weisberg & Zheng 2006], is low compared to observed storm surges in continental coastline reaching about 6 to 10 meters [Fritz *et al.* 2007, Fritz *et al.* 2008, Beucher 2010, Brakenridge *et al.* 2012]. Thus, unlike the storm surge affecting continental coasts, the rise of sea level due to the effect of wind does not prevail on the inverse barometer effect. However the lagoon around an island induces resonances, suggesting that the reef barrier may act as either a natural flood protection, or as an inundation hazard enhancer depending on the incident wave conditions [Torres-Freyermuth *et al.* 2012].

Storm surges may generate a rise of sea level by several meters as shown by [Brakenridge *et al.* 2012] who present the impact of three hurricanes on several coasts : Hurricane Katrina on the coastline of the state of Mississippi (7-9 m); Aila along the natural mangrove forests of the Sundardans in the Ganges-Brahmaputra Delta (3-6 m) and Nargis on the coasts of the Ayeyarwady delta (5 m.) Many models of the evolution of sea level during the passage of a cyclone have been developed [Das *et al.* 1983, As-Salek 1997, Irish *et al.* 2008, Irish & Resio 2010, Dube *et al.* 2009]. The hydrodynamic models used to predict the sea surface elevation are generally finite element models that solve the conservation laws for mass and momentum through a generalized wave continuity equation in nonconservative form [Weaver & Slinn 2004]. They predict water level changes by driving the hydrodynamics with wind stress and atmospheric pressure, wave radiation stress and a combination of wind and wave stresses and atmospheric pressure fields. The momentum equations in nonconservative form are derived from the turbulent incompressible Navier-Stokes (Reynolds averaged) equations. The domain sensitivity studies which have been performed using the ADCIRC model [Blain *et al.* 1994, Blain *et al.* 1998] found that selecting an appropriate sized domain was an important factor in the development of an accurate prediction. The scales are generally considered superior to 10 km. In addition, the increase in bathymetric depth is considered gradual to avoid severing the continuity hypothesis. Although these analytical solutions can help towards a physical understanding of the processes involved, they still fail to completely model the phenomenon, especially in the case of an island [Kennedy *et al.* 2012]. Indeed, the Polynesian Islands are volcanic structures created by a hot spot on the oceanic plates. The bathymetric depth around these islands sharply increases from the oceanic floor (4,000 m) to the edge of the lagoon and the land area of the islands is relatively small (45 km² in Tubuai). In these conditions, we consider that the influence of the island bathymetry on the variation of sea level is negligible and that only the coasts orientation helps to amplify the storm surge. We can redefine the Eq. (6.11) so that it takes

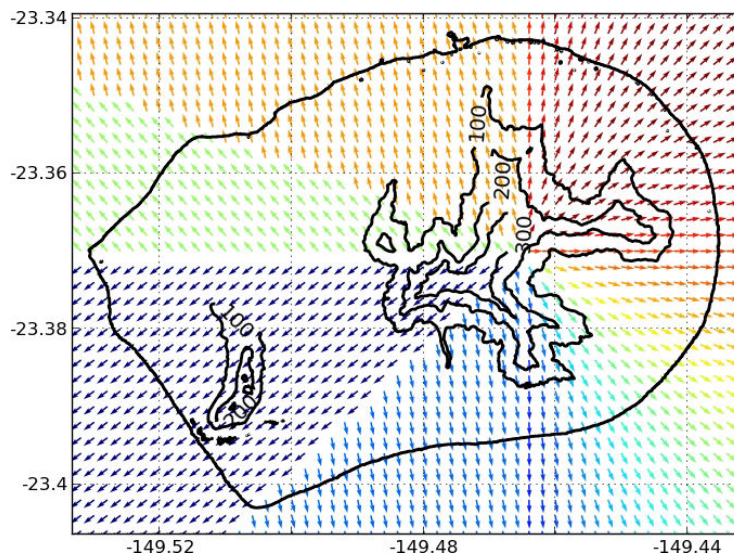


FIGURE 6.12 – Representation of the coasts orientation θ . The topography is shown by the black lines.

into account the relative influence of the coasts orientation w.r.t the storm track as

$$\Delta\zeta - \Delta\zeta_T = \alpha'_\zeta \cos(\theta - \theta_0)(P - P_{\zeta_0}) \quad (6.12)$$

where θ is the coasts orientation w.r.t the geographic North and θ_0 is the phase shift induced by the track of the TC. the Fig. (6.12) shows the coasts orientation θ used for this study.

The tide gauge station located North of the island was directly exposed to the rise of sea level during the TC Oli. The measurements validated the fact that the increase in water level is inversely proportional to the evolution of pressure. The proportionality coefficient derived from the comparison between the time series of pressure and sea level measurements at the tide gauge station was used to calibrate our storm surge model.

We applied this model to the whole Island of Tubuai. We subtracted the topography of the island to deduce a map of flooding in the Island of Tubuai during the TC Oli. We estimate that sea level has varied from a few centimeters on the southern shores of the island to about 2.5 meters on the northeastern coast. We propose in Fig. (6.13) a map of the flooded areas of the island. North of the island, the topography is relatively low, especially in the plain in the North-West. This combined with the fact that the sea level was higher in this area implies that the North coast was strongly flooded. The North-East region which is largely cultivated has been particularly affected. However the entire South coast has almost not been touched. This map was compared to the flood map established by the health division of the municipality of Tubuai (also presented on the Fig. (6.13)), drawn from testimonies. Our model complies perfectly with this map.

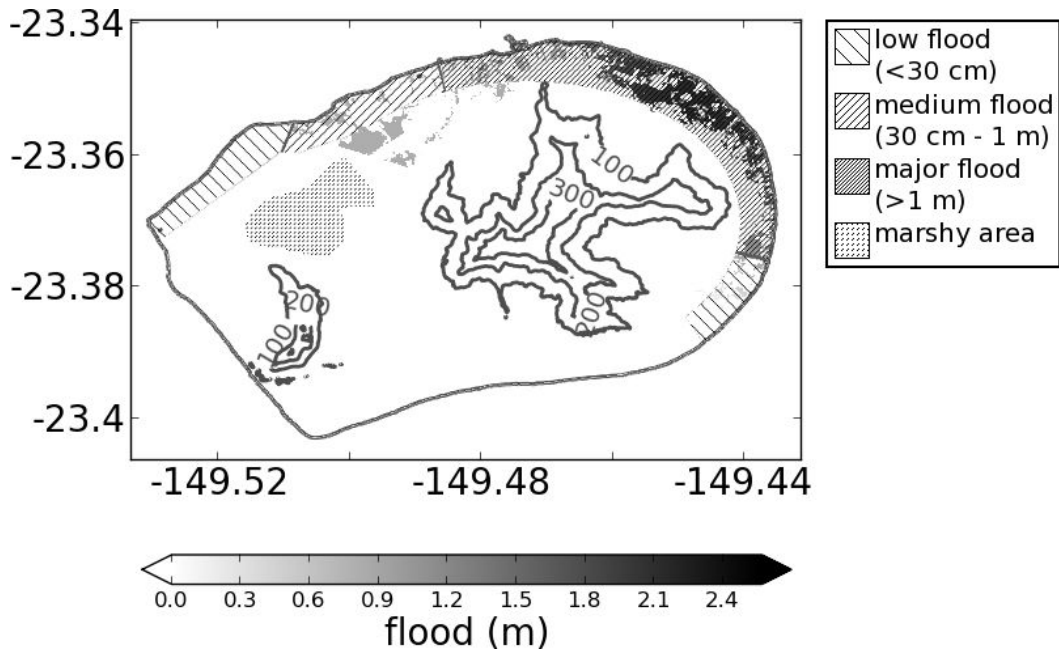


FIGURE 6.13 – Representation of submerged areas estimated from our model (gradual gray areas) and established by the health division of the municipality of Tubuai (hatched areas). on the Island of Tubuai during the passage of the TC eye, February 5th, 14h00 UTC. The topography is shown by the gray lines.

These floods had an important geomorphic impact. Indeed, [Etienne 2012] show that the mean horizontal retreat was important in the Nord and East of the island (9.75 m), medium in the West (2 m) and zero in the South which corresponds to flooded areas.

6.2.7 acknowledgements

We thank Mr. Yann Dupont, Mr. Yves-Marie Tanguy and Ms. Marie Protat, successive managers (2007-2013) of the local representation in French Polynesia of the "Service Hydrographique et Oceanographique de la Marine (SHOM)", for their help in setting up and maintaining the tide gauges network of the University of French Polynesia (UPF), Mr. Maxence Jouannet and Mr. Pascal Mainguy, successive directors (2006-2013) of the "Defense et Protection Civile de la Polynesie francaise" and National Disaster Risk Manager Officers (NDMO), for their help in the administrative intricacies. We also thank the "Haut-Commissariat de la Republique en Polynesie francaise" and the "Gouvernement de la Polynesie francaise" for their support. Funding was provided by the "Contrats Etat-Polynesie francaise" in 2007 and 2009 (expertise by the French Agency for Research (ANR)), and by the "Fonds Pacifique" in 2009. The tide gauge booth of Tubuai was built by the "Groupement du Service Militaire Adapte de Polynesie francaise". Additional funding was also

given by SHOM, UPF and the French Space Agency (CNES). The Geodesy Observatory of Tahiti is an observation service of the University of French Polynesia, with contributions from CNES and NASA (National Space Agency). We also thank the climatology division of Meteo-France Polynesie for providing us with meteorological data. Finally we thank Firas Al Khalil for English editing.

L'impact du tsunami du 11 mars 2011 sur les côtes polynésiennes observé par le réseau marégraphique

7.1 Introduction

Le tremblement de terre de Tohoku qui a eu lieu au large des côtes du Japon à 14h46 (heure locale du Japon, soit 05h46 UTC), le vendredi 11 Mars 2011 est le plus puissant tremblement de terre enregistré ayant frappé le Japon, et l'un des cinq plus puissants tremblements de terre enregistrés depuis 1900 sur l'ensemble de la Terre. Il a généré un tsunami avec des vagues pouvant atteindre 40,5 m de hauteur à Miyako (dans la préfecture d'Iwate de Tohoku), et qui ont pénétré jusqu'à 10 km à l'intérieur des terres dans la région de Sendai. L'inondation a affecté 561 km² du territoire. En plus des pertes humaines et de la destruction des infrastructures (15696 décès, 5715 blessés, 4666 disparus, 190000 bâtiments endommagés et 45700 détruits), le tsunami a causé l'effondrement de trois réacteurs de la centrale nucléaire de Fukushima avant de se propager dans l'ensemble du Pacifique.

Le réseau de marégraphes de la Polynésie française a été initié par le centre de mesure du niveau de la mer de l'université de Hawaii et le centre d'alerte aux tsunamis du Pacifique, qui ont installé des marégraphes dans le port de Papeete (Tahiti, en 1969), à Rikitea (Mangareva, Gambier, en 1969) et à Nuku Hiva (archipel des Marquises, en 1987). Par la suite, le laboratoire de géophysique de Pamatai (LDG) a ajouté un troisième marégraphe à Atuona (île de Hiva Oa, archipel des Marquises, en 2003). Entre 2006 et 2012, grâce à trois financements consécutifs du "Contrat Etat-Pays", du "Fonds Pacifique" et un financement additionnel du Service hydrographique de la Marine française (SHOM), sept marégraphes (instrumentation radar avec des stations permanentes GPS colocalisées, hébergés dans des abris sécurisés) ont été ajoutés par l'Observatoire Géodésique de Tahiti (OGT) dans les îles de Tubuai, Rangiroa, Tahiti Iti, Mangareva, Makemo, Huahine et Moorea. Au total, 11 marégraphes sont actuellement en service en Polynésie française. Une description complète du réseau actuel a été faite par [Lannuzel 2011].

L'ensemble des huit marégraphes en service le 11 Mars 2011 ont mesuré l'évolution du niveau de la mer pendant le passage du tsunami qui a atteint la Polynésie

française 11hr et 17min après le tremblement de terre du Tohoku. Des augmentations pouvant atteindre 3 m ont été observées à Tahiti, avec des variations d'un mètre en moyenne. Dans l'archipel des Marquises (classé comme une zone à haut risque), des pics du niveau de la mer de 4,5 m ont été observées à Nuku Hiva avec une moyenne de 2,5 m.

Dans l'article présenté ci-après nous décrivons l'ensemble des résultats observés par le réseau marégraphique de Polynésie française pendant le mois de Mars 2011 et plus spécifiquement pendant le passage du tsunami. Nous présentons également la procédure utilisée pour isoler les variations induites par le tsunami sur le signal de marées océaniques.

7.2 Article : The tsunami of March 11, 2011 as observed by the network of tide gauges of French Polynesia

J.-P. Barriot¹, J. Serafini¹, L. Sichoix¹, D. Reymond², and O. Hyvernaud²

¹*Observatoire Géodésique de Tahiti, Université de Polynésie française.*

²*Laboratoire de Géophysique, Commissariat à l'Energie Atomique.*

Published in the *Journal of Marine Science and Technology*

DOI : 10.6119/JMST-012-0430-1

7.2.1 Abstract

We present here the network of tide gauges spanning French Polynesia, and the set of records made by this network of the tsunami wave of March 11, 2011 (Tohoku earthquake). We also outline the least-squares procedure used to separate the tsunami signal from the oceanic tides signal.

keywords : tsunami, Tohoku earthquake, tide gauges, French Polynesia.

7.2.2 The Tohoku earthquake and tsunami of March 11, 2011

The magnitude 9.0 (Mw) undersea megathrust "Tohoku earthquake" that occurred off the coast of Japan at 14 :46 Japan Standard Time (05 :46 UTC) on Friday, 11 March 2011 was the most powerful known earthquake ever to have hit Japan, and one of the five most powerful earthquakes in the world overall since modern record-keeping began in 1900. Its epicenter was located approximately 70 kilometres east of the Oshika Peninsula of Tohoku (Tohoku Chiho Taiheiyo-oki, 38.322°N, 142.369°E) and the hypocenter at an underwater depth of approximately 32 km. The earthquake triggered powerful tsunami waves [Ward 2011], which reached heights of up to 40.5 m in Miyako in Tohoku's Iwate Prefecture, and which in the Sendai area travelled up to 10 km inland. Inundation affected 561 km² of land and caused 25 million tons of rubble and debris in Japan. In addition to loss of life and destruction of infrastructure (15,696 deaths in 18 prefectures, 5,715 injured, 4,666 missing, 190,000 buildings damaged and 45,700 destroyed, \$309 bn in damages), the tsunami caused level 7 meltdowns at three reactors in the Fukushima I nuclear power plant (\$7.4 bn in damages and losses), and the associated evacuation zones affecting hundreds of thousands of residents (115,433 residents were still living at evacuation shelters in August 2011 [Siripong 2011]).

7.2.3 French Polynesia : An overseas territory of France

Spread over an area between 134°W-155°W longitude and 7°S-28°S latitude, French Polynesia better known as Tahiti and her islands, covers a vast (5,500,000 km²) and remote (7,000 km from Los Angeles, 4,000 km from Australia) oceanic

region located in the middle of the South Pacific Ocean (see Figs. (7.1) and (7.2)). This French overseas collectivity, with a large political autonomy, is made up of 121 islands or islets, high volcanic islands (35) and low coral islands or atolls (86) which together represent a surface area of 3,668 km² of emerged land (half of Corsica) and 12,800 km² of lagoons.

These islands, lying on the Pacific lithospheric intraplate form five archipelagoes dispersed along a general North-West, South-East axis [Bonvalot *et al.* 1993] :

- The Society Archipelago (1,590 km²) composed of 14 islands (9 high volcanic islands and 5 atolls) divided into two groups : the Windward Islands with the principal island of Tahiti (itself a double island : Tahiti-Nui and Tahiti-Iti), and the Leeward Islands (including the very well known Bora-Bora Island) ;

- The Tuamotu Archipelago including 79 atolls spread over an area of 850 km² (three main atolls : Rangiroa, Hao and Makemo) ;

- The Gambier Archipelago (31 km²), a half-drowned volcano, made up of 9 volcanic islets (main islet : Mangareva), remnants of the caldera, surrounded to the North and the East by a barrier reef ;

- The Marquesas Archipelago (1,049 km²) separated into the North Marquesas, (main island Nuku Hiva) and some coral banks, and the South Marquesas (main island Hiva Oa), including several shoals ;

- The Austral Archipelago covering an area of 148 km² and including 6 high volcanic islands (principal island : Tubuai), one atoll and one quasi-island (Neilson reef).

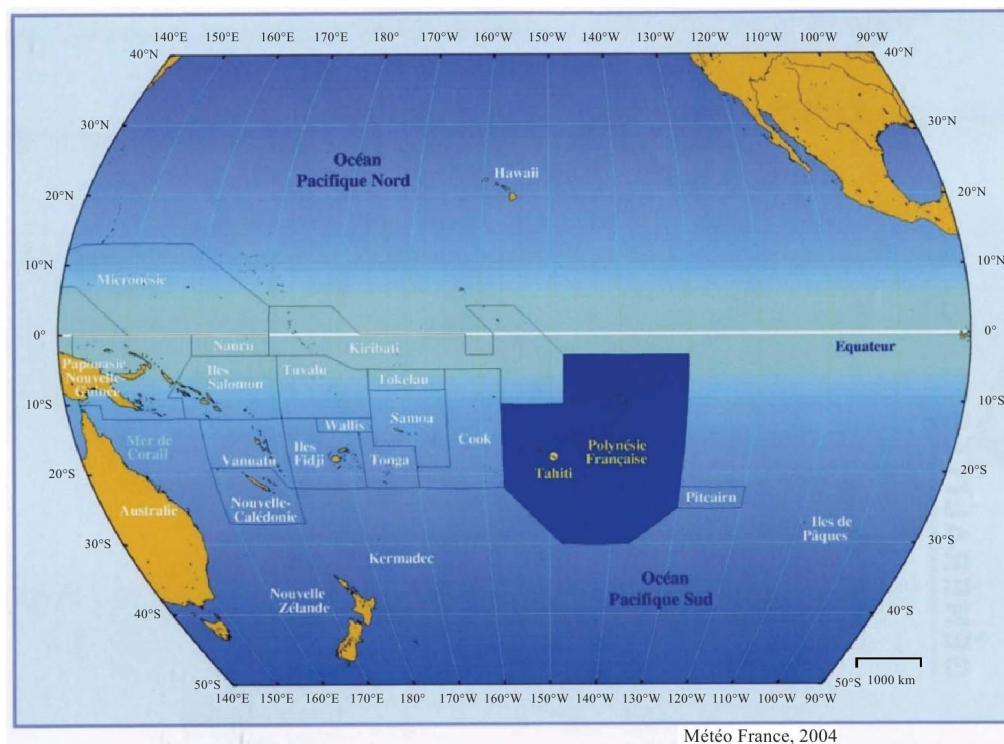


FIGURE 7.1 – The geographical zone of French Polynesia (source Météo-France).

**Chapitre 7. L'impact du tsunami du 11 mars 2011 sur les côtes
162 polynésiennes observé par le réseau marégraphique**

N°	Station name	Starting date	Coordinates	Sensors	Managment	Sampling	Identification	
							GLOSS	PSMSL
1	NUKU HIVA	1982, upgraded 2007 and 2009	08° 54,9'S 140° 05,76'W	radar, pressure GPS	U. of Hawaiï Sea Level Center	1 min	142	1555
2	HIVA OA	Jan. 2003	09° 48,3'S 139° 02,04'W	pressure	LDG-CEA	1 min		1466
3	RANGIROA	Feb. 2009	14° 56,75'S 147° 42,36'W	radar, pressure GPS	UPF	2 min		
4	HUAHINE	May. 2010	16° 43,3'S 151° 01,92'W	pressure	UPF	2 min		
5	PAPEETE	1975	17° 32,0'S 149° 34,38'W	radar, pressure GPS	U. of Hawaiï Sea Level Center	1 min	140	1397
6	VAIRAO	Feb. 2011	17° 48,35'S 149° 17,7'W	radar, pressure GPS	UPF	2 min		
7	RIKITEA	1969	23° 07,33'S 134° 58,02'W	radar, pressure	U. of Hawaiï Sea Level Center	1 min	138	1253
8	TUBUAI	Dec. 2008	23° 20,51'S 149° 28,5'W	radar, pressure GPS	UPF	2 min		

TABLE 7.1 – The Tide Gauges Network of French Polynesia (March 2011).

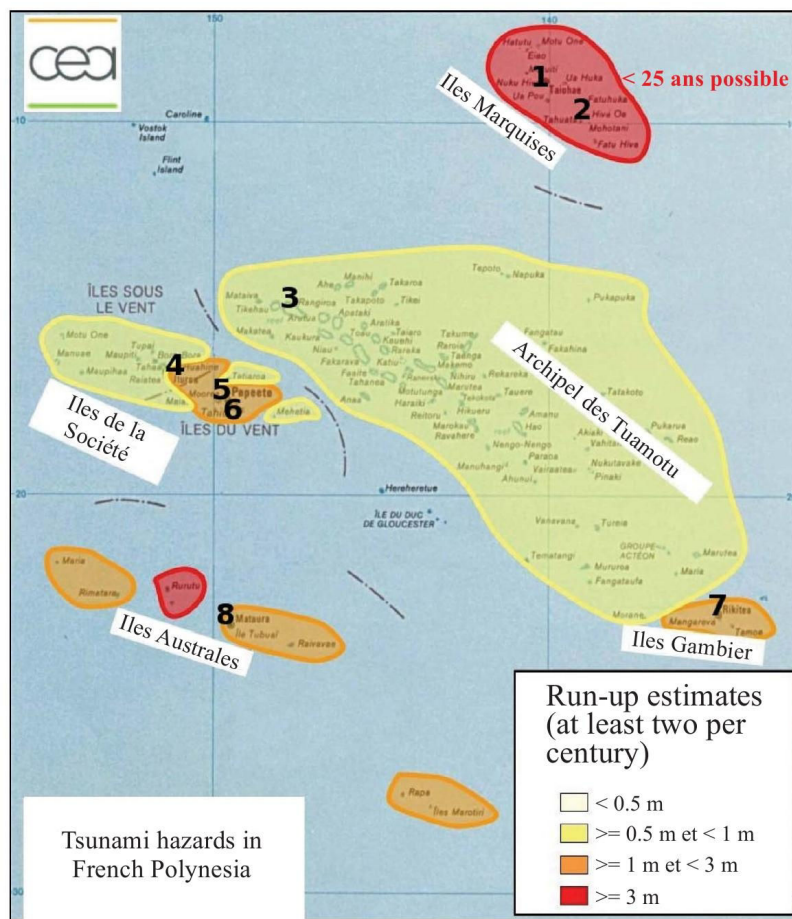


FIGURE 7.2 – The tsunami risk zones in French Polynesia (source : "Commissariat à l'Énergie Atomique").

7.2.4 The network of tide gauges of French Polynesia

The network of tide gauges of French Polynesia was initiated by the University of Hawaii Sea Level Center and the Pacific Tsunami Warning Center, who built the tide gauges of the main harbor of Papeete (Tahiti, 1969) and Rikitea (King's fish pool of Mangareva, Gambier Islands, 1969) and Nuku Hiva (Marquesas archipelago, 1987, now with a permanent GPS receiver). Later the Laboratory of Geophysics of Pamatai (LDG) added a third tide gauge in Atuona (Island of Hiva Oa, Marquesas archipelago) in 2003. In 2006-2011, thanks to three consecutive grants from the "Contrat Etat-Pays" and "Fonds Pacifique" and additional funding from the hydrographic service of the French Navy (SHOM), three tide gauges (radar acquisition with collocated GPS permanent stations, hosted in secured concrete booths) were added by the Geodesy Observatory of Tahiti (OGT) in the islands of Tubuai, Rangiroa and in Tahiti-Iti (Vairao village). Two other similar tide gauges (secured housing) are under construction in Mangareva (Quai du Commerce) and in the Makemo atoll. Another tide gauge (pressure gauge w/o GPS) is operating in the Huahine Island, and a similar one will be in service in the Moorea Island (Cook's bay) by the end of 2012. All together, eight tide gauges are currently in service in French Polynesia (see Tab. (7.1)), and eleven will operate by the end of 2012. A complete description of the current network can be found in [Lannuzel 2011].

7.2.5 The tsunami event in French Polynesia

All the eight tide gauges in service in March 11, 2011 recorded one-minute averaged sea levels during the tsunami event that reached French Polynesia 11h17mn (tides gauge of Huahine) after the main earthquake shock in Tohoku (05h46 UTC). Run-ups up to 3 m were observed in Tahiti (Papenuu bay), but were less than one meter in average. In the Marquesas archipelago, classified as a high risk area (Fig. (7.2), submarine plateau), run-ups up to 4.5 m were observed in Nuku Hiva, (in Taipivai bay) with an average of 2.5 m. The Hiva Oa harbor was emptied and medium scale (100 m) vortices were observed near the coasts. Noticeable waves were observed by the population for about 2 hours, but the instruments recorded measurable signals for up to 48 hours. No casualties occurred during this tsunami event, thanks to the early warning system (sirens) maintained by the French Government and local authorities, and that was triggered at least 3 hours before the forecasted tsunami arrival time by the authorities from the information given by the LDG. In fact, an early seismic warning was triggered 13 minutes after the origin time of the main shock in Tahiti at the LDG that is equipped with its own seismic warning system.

In addition, the tsunami warning messages sent by the Pacific Tsunami Warning Center in Hawaii [Nayak & Tummala 2011], are also received by both agents on duty at the LDG and in Civil Defense headquarters (the tsunami warning system is thus threefold for security reasons).

7.2.6 Filtered tsunami records

Separating the tsunami wave height from the lunisolar tide height is straightforward if we have at our disposal a good tide model. This is the case for long-time chartered tide gauges, like the ones in the coasts of Europe or America. In French Polynesia, we used the MARMONDE model, a commercial software under SHOM license [SHOM 2012], which is considered as one of the best available models in the French speaking countries. Tahiti is close to an amphidromic point, therefore the tides are small and mainly semi-diurnal [Cartwright & Melchior 1999]. In order to assess the accuracy of the MARMONDE model in our area, we performed a least-squares harmonic fit of its prediction by our in-house tide model (OGTIDE) for the months of January and February 2011 for the eight tide gauges that observed the tsunami signals, with respect to the M4 (06h13mn), MS4 (06h06mn), S4 (06h00mn), M6 (04h08mn), M2 (12h25mn), S2 (12h00mn), N2 (12h40mn), K2 (11h58mn), O1 (01d01h49mn), K1 (23h56mn), P1 (01d00h04mn), Q1 (01d02h52mn), MF (13d15h50mn) and MM (27d13h12mn) harmonic components that are usually taken into account for short term predictions. Fig. (7.3) and Tab. (7.2) summarize the results. Clearly the tides are well modeled for the tide gauges already established for a long time (Hiva Oa, Nuku Hiva, Papeete and Rikitea), but there are discrepancies for the recently established ones (Huahine, Rangiroa and Vairao), with the notable exception of the Tubuai tide gauge. Phase delays show up as elliptic motions for these three stations when we compare the OGTIDES estimates with the MARMONDE estimates (Fig. (7.3)). This may be due to the fact that the Huahine, Rangiroa and Vairao stations are installed in a wide lagoon well protected by an efficient fringing reef barrier, with a narrow path. Thus, the response of the lagoon, probably integrated in the MARMONDE model, has probably an important effect on phase delay between the theoretical tide and the observed one inside the lagoon. The islands of Rikitea and Tubuai are also surrounded by a wide lagoon, but the fundamental difference is that the coral reef barrier is not fringing, but submerged : consequently the lagoon is able to empty easily and rapidly without delay on the tide of the sea.

The biases between the MARMONDE zeros and the OGTIDE zeros are summarized in Tab. (7.2). As we lacked sufficient information about the exact flow of computations and local adjustments performed by the MARMONDE model (access to the source code is restricted), we therefore choose to use our in-house least-squares tide analysis program (OGTIDE) to perform the filtering of the observed tsunami signals, with the same harmonic frequencies as above. A window of 3 months (February to April) was chosen, with the exclusion of a 48 hours period centered around the tsunami event. The obtained tsunami filtered signals are shown in Figs. (7.4) and (7.5). Significant low frequency fluctuations with a half-period of ~ 15 days, close to the MM period, still show up at the Huahine, Rikitea and Tubuai tide gauges. We think that these fluctuations are linked to the trade winds or other meteorological processes and clearly need further investigations, but fortunately these remaining low frequency signals are outside the tsunami frequency band. All the signals show

a leading peak, albeit these peaks are sometimes difficult to identify on the time series. It has been shown that the number and height of the tsunami waves hitting the shoreline depends critically on the shape of the initial surface wave in deep water [Constantin & Johnson 2008].

Without surprise, the highest amplitudes are observed on the stations of Marquesas islands, with a maximum of 1.5 m and 1.3 m in Nuku Hiva and Hiva Oa respectively. For the other islands, the amplitudes are in the 0.2-0.4 m range. Notice the important fact that the amplitudes measured with the instruments, does not represent the run-up measured in the sites of the same islands : for example in Tahiti, the maximum read on the tsunami record in Papeete harbour is only 0.45 m, while the maximum run-up on the North shore in Papenoo (that is not protected by coral barrier) is 3.0 m, showing an amplification factor greater than 6 comparatively to the Papeete harbour. In the same way 1.5 m was the maximum amplitude measured (0 to crest) in Nuku Hiva tide gauge, while the maximum run-up measured in another bay on the South Est coast of Nuku Hiva, in Taipivai bay, was more than 4.5 m (thus a 3 factor). Hence the tsunami amplitudes measured by the tide gauges reflect only the concerned site response, but not the distribution of amplitudes of a whole island ; the conclusion is that such disparities incited to be doubly careful regarding the tsunami hazard, specially about the levels of evacuation of the population for a given island. Tab. (7.2) summarizes the principal characteristics of the first three observed tsunami waves for each of the eight tide gauges.

Tide Gauges	R ²	Linear fit
NUKU HIVA	0.99	Y=0.9425 X + 5.2527
HIVA OA	0.96	Y=0.8839 X + 1.3794
RANGIROA	0.58	Y=0.7123 X + 0.1993
HUAHINE	0.49	Y=0.9727 X + 1.7189
PAPEETE	0.94	Y=0.9708 X + 5.9988
VAIRAO	0.91	Y=1.2598 X + 0.1917
RIKITEA	0.96	Y=1.1084 X + 6.2953
TUBUAI	0.96	Y=0.9793 X + 0.3975

TABLE 7.2 – Linear fits between the MARMONDE estimates X and the OGTIDE estimates Y (see Fig. (7.3)).

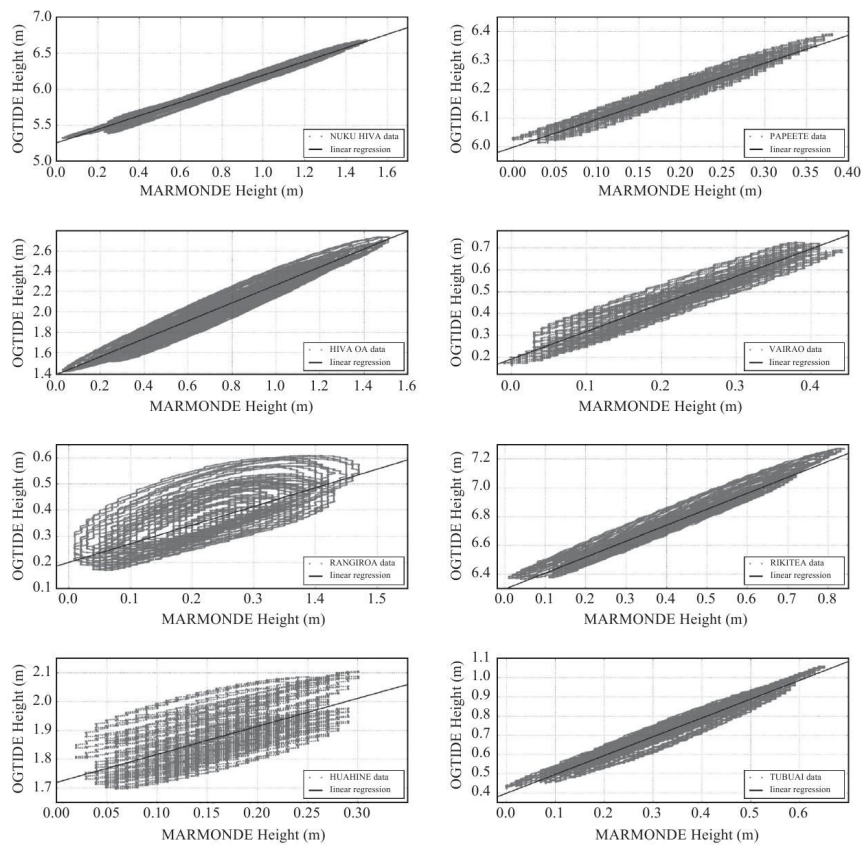


FIGURE 7.3 – Least-squares analysis of the tides computed by MARMONDE model (SHOM) with respect to the M4, MS4, S4, M6, M2, S2, N2, K2, O1, K1, P1, Q1, MF and MM harmonic constituents of the oceanic tides (see text). Notice the large phase delays for the tide gauges of Huahine and Rangiroa, and, to a lesser extent, Vairao.

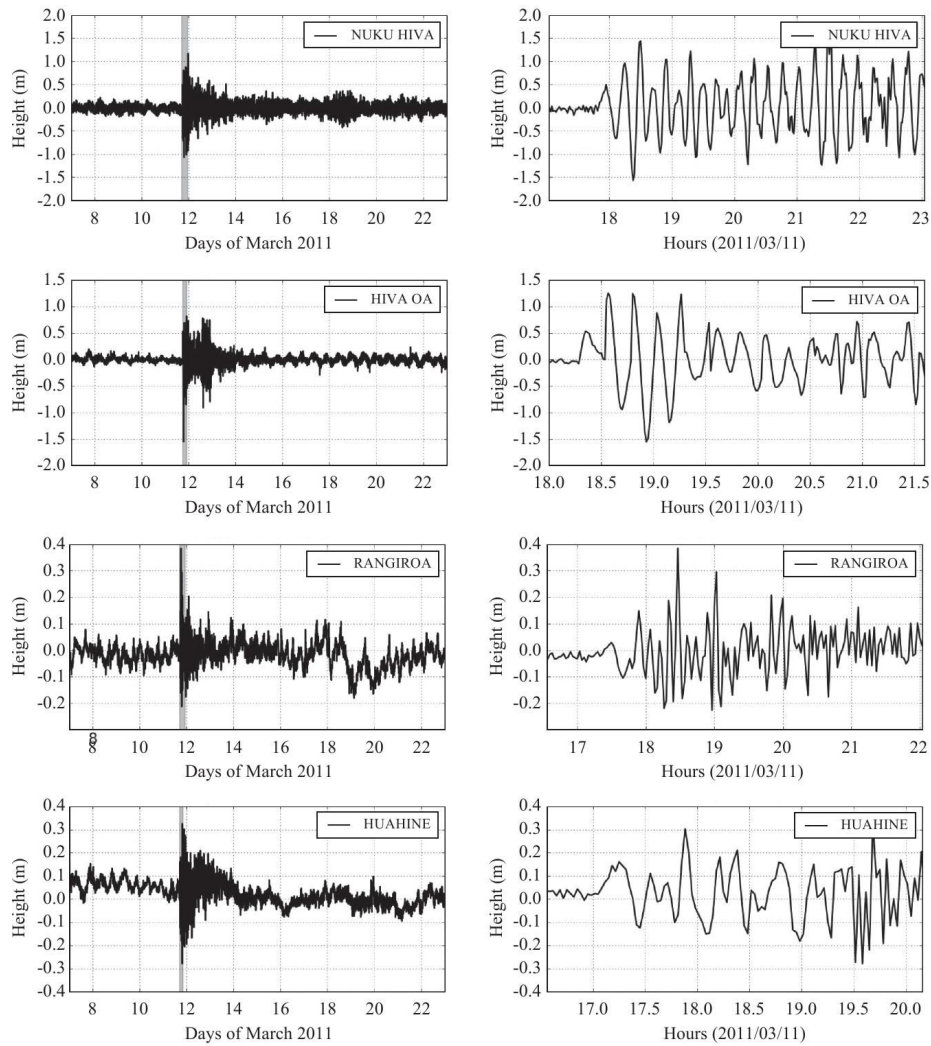


FIGURE 7.4 – Filtered tsunami signals (left) for the March 11, 2011 tsunami event for the tide gauges of Nuku Hiva, Hiva Oa, Rangiroa and Huahine. Enlargements of the greyed areas are shown in the right figures (a few hours window after the arrival of the first wave).

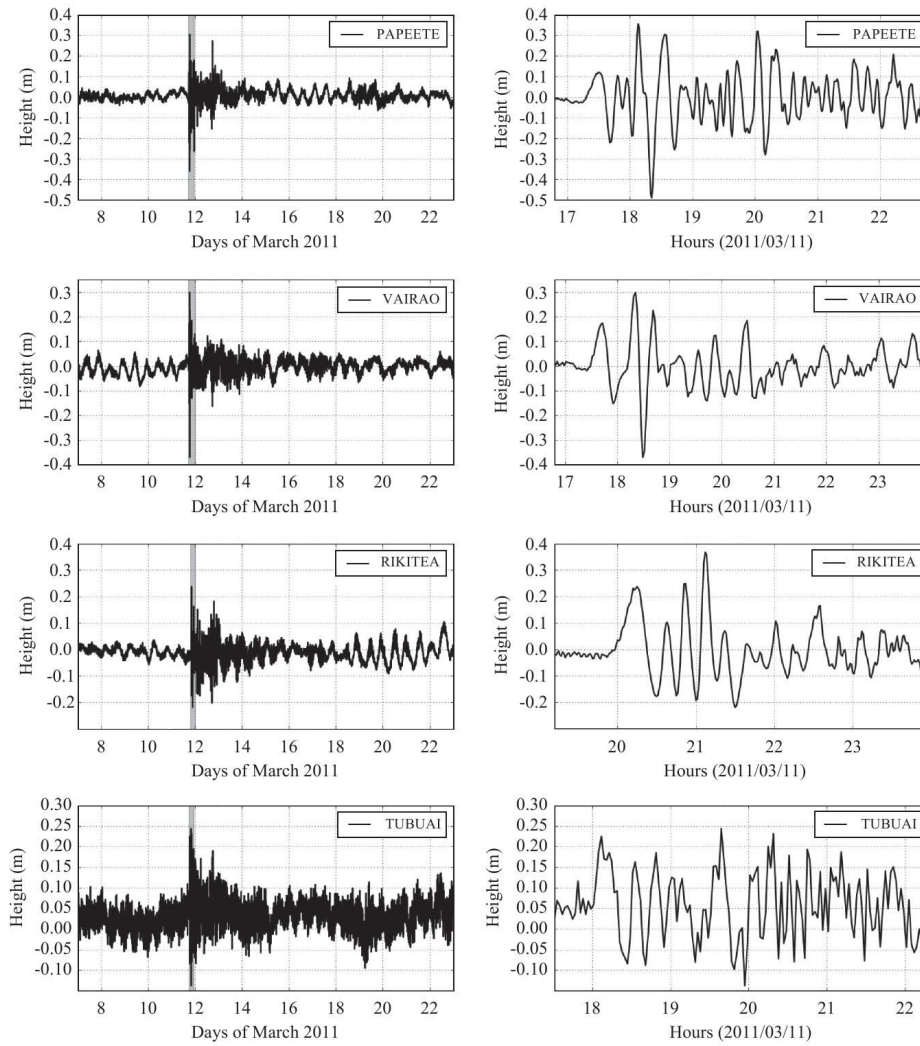


FIGURE 7.5 – Filtered tsunami signals (left) for the March 11, 2011 tsunami event for the tide gauges of Papeete, Vairao, Rikitea and Tubuai. Enlargements of the greyed areas are shown in the right figures (a few hours window after the arrival of the first wave).

7.2.7 Conclusions

A sufficiently dense network of tide gauges stations is a key for the protection of the populations in a huge oceanic region like French Polynesia. The aim of this network is not to provide an early warning (this is the domain of teleseismic detection and DART buoys [Lannuzel 2011]), but to constrain by high quality data the predicted run-ups for a large set of disaster scenarii. Clearly, displacing too often a large number of people for an observed 30 cm tsunami could lead to thousands of drowned people in a future mega-event. The coordinated network of tide gauges in

French Polynesia is still in its infancy, and long time series have to be acquired to obtain accurate tide models. This network will also permit to monitor local mean sea level changes due to the global warming for at least the fifty years to come. We plan in the near future to assimilate our tide gauges data in tsunami models like the MOST model of NOAA [Titov & Gonzalez 1997] to help constrain far field tsunami patterns in our area and to obtain better forecasts of run-ups [Synolakis *et al.* 2008], and to perform spectral analysis of the tsunami signals.

7.2.8 Acknowledgments

We thank Mr. Yann Dupont, Mr. Yves-Marie Tanguy and Ms. Marie Protat, successive managers (2007-2011) of the local representation in French Polynesia of the "Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM)", for their help in setting up and maintaining the tide gauges network of the University of French Polynesia (UPF), Mr. Maxence Jouannet and Mr. Pascal Mainguy, successive directors (2006-2011) of the "Défense et Protection Civile de la Polynésie française" and national disaster risk manager officers (NDMO), for their help in the administrative intricacies. We also thank the "Haut-Commissariat de la République en Polynésie française" and the "Gouvernement de la Polynésie française" for their support. Some of the computations of this paper were performed by Mr. Freddy Melagho-Tenekeu and Ms. Cécilia Nyffenegger from the "Ecole Navale" during an internship at the Geodesy Observatory of Tahiti. Funding was provided by the "Contrats Etat-Polynésie française" in 2007 and 2009 (expertise by the French Agency for Research (ANR)), and by the "Fonds Pacifique" in 2009. The tide gauges booths of Tubuai and Rangiroa were built by the "Groupement du Service Militaire Adapté de Polynésie française". Additional funding was also given by SHOM, UPF and the French Space Agency (CNES). The Geodesy Observatory of Tahiti is an observation service of the University of French Polynesia, with contributions from CNES and NASA (National Space Agency).

L'estimation en 4D des variations contenu intégré en vapeur d'eau troposphérique à partir d'un seul récepteur GNSS

8.1 Introduction

La mauvaise modélisation du retard subi par les ondes radios lorsqu'elles traversent la troposphère (habituellement désigné comme retard troposphérique, [Mendes & Langley 1994]) est la principale source d'erreur dégradant la précision des systèmes mondiaux de navigation par satellite (notés GNSS pour "Global Navigation Satellite Systems") et des autres instruments géodésiques (comme par exemple le VLBI). Ce délai troposphérique est généralement divisé en une composante sèche (hydrostatique) et une composant humide. Chacune de ces composantes peut être décrite comme le produit du retard au zénith et d'une fonction de projection, qui modélise la dépendance en élévation du temps de propagation (voir annexe (A)).

Dans l'article qui suit, nous nous concentrons sur la modélisation de cette composante humide (appelée délai humide oblique et noté SWD), qui affecte à la fois les mesures Doppler et de distance déduites de la propagation des ondes radios ([Barriot *et al.* 2010]). Par ailleurs, cette modélisation peut permettre d'apporter de l'information sur la structure verticale de la vapeur d'eau dans l'atmosphère qui est l'une des principales données d'entrée des modèles numériques de prévision météorologique ([Cucurull *et al.* 2004, Song *et al.* 2006]) et de la modélisation du climat ([Gradinarsky 2002]).

Nous montrons dans cet article que certaines améliorations peuvent être apportées à la modélisation actuelle des SWD mesurés avec un seul récepteur GNSS en introduisant une véritable tomographique 3D comme "fonction de projection" à la place des fonctions de projections actuelles. Ainsi nous décrivons ici un nouvel algorithme pour modéliser le contenu en vapeur d'eau dans l'atmosphère à partir des SWD . Nous faisons d'abord l'hypothèse que le contenu en vapeur d'eau décroît exponentiellement avec l'altitude, et que les variations autour de cette décroissance exponentielle peuvent être modélisées avec des fonctions 3D de Zernike (spatialement) et des polynômes de Tchebyshev (temporellement). Nous donnons un exemple

**Chapitre 8. L'estimation en 4D des variations contenu intégré en
172 vapeur d'eau troposphérique à partir d'un seul récepteur GNSS**

d'inversion des données acquises sur une journée à l'OGT. Enfin, nous discutons des forces et des faiblesses de cette algorithme.

8.2 Article : Estimating the 3D Time Variable Water Vapor Contents of the Troposphere from a Single GNSS Receiver

J.-P. Barriot¹, J. Serafini¹ and L. Sichoix¹

¹*Geodesy Observatory of Tahiti, University of French Polynesia, 98702 Faa'a, Tahiti*

Submitted for publication in the journal of *Inverse Problems*

8.2.1 Abstract

We describe here a new algorithm to model the water contents of the atmosphere from GNSS slant wet delays relative to a single receiver. We first make the assumption that the water vapor contents are mainly governed by a scale height (exponential law), and secondly that the departures from this decaying exponential can be mapped as a set of low degree 3D Zernike functions (w.r.t. space) and Tchebyshev polynomials (w.r.t. time.) We give an example of inversion with data acquired over a one day time span at the Geodesy Observatory of Tahiti. We also outline the strengths and weaknesses of the algorithm.

keywords : troposphere, water vapor, GPS, tomography, Zernike

8.2.2 Introduction

The principal limiting error source in Global Navigation Satellite Systems (GNSS) and other modern space geodesy techniques (like Very Large Base Interferometry (VLBI) or Deep Space Probes tracking), is the mismodelling of the delay experienced by radio waves in propagating through the electrically neutral atmosphere, usually referred to as the troposphere delay ([Mendes & Langlely 1994].) The troposphere slant delay is generally split into a dry (hydrostatic) and a wet components. Each one can be described as a product of the delay at the zenith and a mapping function, which models the elevation dependence of the propagation delay, with sometimes the addition of azimuthal gradients ([Boehm *et al.* 2006].) In this paper we focus on the modelling of the slant wet delay (SWD), as it remains as the most problematic propagation effect affecting both range and Doppler measurements by radio waves ([Barriot *et al.* 2010].) On the other side, the vertical structure of water vapor in the atmosphere ([Stevens 2005]) is one of the initial information of numerical weather forecast models ([Cucurull *et al.* 2004, Song *et al.* 2006, Serafini *et al.* 2011]) and climate modelling ([Gradinarsky 2002].) Studies undergone at the European Space Agency (ESA) in the frame of the Bepi-Colombo mission to planet Mercury ([Iess *et al.* 2003, Iess 2003]) indicate that measurements taken at a single site give good calibration of wet delays for long time periods ($> 1,000$ s), but not accurate

enough for shorter times, and that water vapor radiometers (WVR) must be used to efficiently calibrate the wet delay over such time spans. We show in this paper that some improvement can be made to the current modelling of the wet delay from a single receiver by introducing a true 3D tomographic "mapping function" instead of the mapping functions of today.

8.2.3 Water vapour tomography

8.2.3.1 Water vapour tomography from a swarm of GNSS receivers

The tomography of the water vapor contents of the atmosphere from slant wet delays has been a popular subject of research in the last decade, with tens of published papers (e.g. [Song *et al.* 2006, Flores *et al.* 2000, Bender *et al.* 2011].) At the core of these algorithms is the inversion of the so-called Radon transform, i.e. the integral of the wet atmospheric refractivity along the line-of-sight rays between the receiver and the GNSS satellite. The high spatial and temporal variations of the troposphere demands a very large set of path wet delays along all possible line-of-sight directions coming from high density ground networks of GNSS receivers, with at least a 30 s sampling period. Typically, the zone of interest of the troposphere (100 to 1,000 km² on the ground up to 15 km altitude) is divided into blocks called voxels (a few hundred of meters in all directions), with a time resolution at around 30 minutes. Each voxel must be crossed at nearly the same moment by several rays to obtain a meaningful imaging. The intrinsic reason for that is that the Radon transform does not care about the position of the fluctuation of refractivity along the ray, but the fluctuation of the refractivity must be the same at a given point crossed (at nearly the same time) by two different rays.

8.2.3.2 Water vapor tomography from a single GNSS receiver

If we want to use a single receiver, we have of course to overcome these limitations. This type of inverse problem has been intensively studied in other fields, like medical imaging, where it is known as the fan-beam tomography problem ([Peng & Stark 1987].) Physically, the ill-posedness comes from the fact, already stated, that the radial part of the spatial structure of the refractivity is lost in the integration along the line-of-sight. Besides, by definition, we do not have any crossing rays. The only way to regain this lost information is to take into account, during the inversion process, *a priori* information about the expected spatial and temporal structure of the refractivity. At some stage, we will have to correlate, explicitly or implicitly, the reconstructed refractivity from ray to ray. Our algorithm is also based on the inversion of the Radon transform, which can be written as :

$$\delta d(\vec{u}, t) = \int_0^L N(s\vec{u}, t) ds \quad (8.1)$$

where the delay δd and s are in the same units (see Fig. (8.1)), N is the wet

refractivity, \vec{u} is the line-of-sight unit vector, t is the time of the measurement (we neglect the propagation time), s is an affine parameter along the ray, from the GNSS receiver (0) to the top of the troposphere (L). From this point, we have to plug as much as physical information as we can into the system. In order to enforce the uniqueness of the reconstructed N field we then write

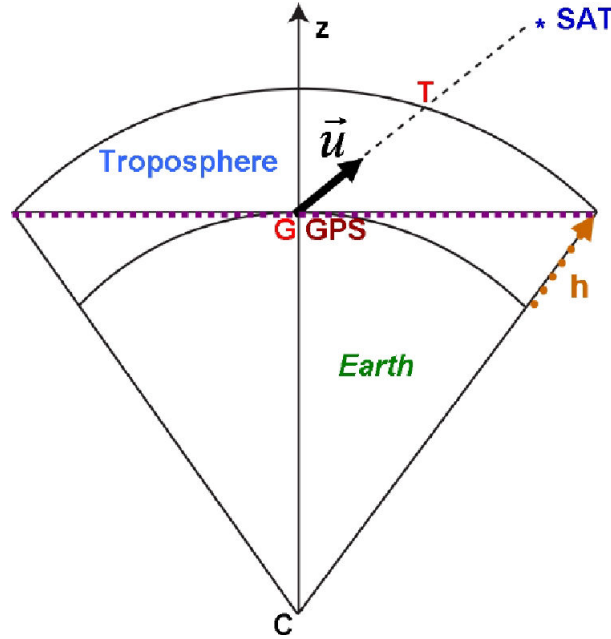


FIGURE 8.1 – Geometry of a single station GNSS tomography. The distance L in Eq. (8.1) corresponds to the segment GT . The unit vector \vec{u} is the line-of-sight vector (elevation and azimuth.) We assume in this paper that the tropopause is a spherical shell.

$$\delta d = N_G \int_0^L e^{\xi - \frac{h}{H}} ds \tag{8.2}$$

where h is the altitude, H is an *a priori* water vapor scale height. The positiveness of N is expressed by the exponential, N_G being the refractivity at the GNSS receiver location. The term ξ reflects the departure of the refractivity from the decaying exponential and is the quantity we are looking for. If we set $\xi = 0$ we end up with the well-known relation

$$\delta d_0 = N_G L \int_0^1 e^{-\frac{\lambda L \sin(e)}{H}} d\lambda \sim \frac{N_G H}{\sin(e)} \tag{8.3}$$

If we assume that ξ must be close to zero, we can use a first-order approximation and write

$$\delta d = N_G \int_0^L e^{-\frac{h}{H}} (1 + \xi) ds \quad (8.4)$$

We have to stress that this assumption means that we are looking for perturbations that are proportional to the decaying exponential, an assumption that is valid in the mean for the troposphere, but can be violated from time to time in the case of strong inversion layers.

The next step is to develop ξ along a suitable basis of 3D function (w.r.t. space.) We choose the 3D Zernike basis, which is an orthonormal basis on the unit ball (and over the half-sphere by symmetry) of the form

$$R_n^l(\lambda) Y_l^m(\vec{u}) \quad (8.5)$$

where the functions $R_n^l(\lambda)$ are the set of 3D Zernike polynomials with $0 \leq \lambda \leq 1$, the functions $Y_l^m(\vec{u})$ are the set of usual (complex) harmonic functions over the unit sphere. The Zernike functions use three indexes, the driving index being n (up to a given degree n_{max}), with $0 \leq l \leq n$ and $-l \leq m \leq l$. The precise definition of the 3D Zernike polynomials and 3D Zernike functions is highly technical, and we refer to [Mathar 2009] and [Canterakis 1999] for further details. To take into account time variations, we join to this set an orthonormal basis relative to time, in the form of Tchebyshev polynomials (with a maximum degree k_{max} .) The advantage of Tchebyshev polynomials with respect to "naive" sine/cosine functions is that no periodicity pattern w.r.t time is assumed. We end up with

$$\delta d = N_G L \int_0^1 e^{-\frac{\lambda L \sin(e)}{H}} (1 + \xi(\lambda L \vec{u})) d\lambda \quad (8.6)$$

$$\xi = \sum_{n,l,m} \sum_k E_{n,l,m}^k R_n^l(\lambda) Y_l^m(\vec{u}) T_k(\tau) \quad (8.7)$$

where τ is a reduced time that varies from -1 to 1 (the abscissa span of Tchebyshev polynomials) during the acquisition process. It is clear that the actual number of functions taken from this whole set must be kept to a bare minimum.

For Eq. (8.6) we use a rectilinear approximation for the rays. We refer to [Zernov & Lundborg 1993] for the validity of this assumption. Essentially, the delay variations caused by the bending of the rays are of second-order w.r.t. variations caused by the fluctuations of refractivity integrated over the rays (if the rays are not too close to the horizon.) Finally we obtain

$$\delta d - \delta d_0 = N_G L \int_0^1 e^{-\frac{\lambda L \sin(e)}{H}} \xi(\lambda L \vec{u}) d\lambda \quad (8.8)$$

The technical difficulty here is to integrate the 3D Zernike polynomials along the rays. This can be done analytically with the ansatz

$$\int e^{-\alpha\lambda} \lambda^n d\lambda = \frac{1}{\alpha^{n+1}} \Gamma(n+1, \alpha\lambda) \quad (8.9)$$

where Γ stands for the incomplete Gamma function of the third kind ([Abramowitz & Stegun 1965]), $a = -\frac{\lambda L \sin(e)}{H}$, and λ^n is any of the monomes of the 3D Zernike polynomials.

Casted this way, we now have a typical linear inverse to solve for, that can be heuristically written as $Gp = d$, with the vector d gathering all the SWD observables during a given period of time, p is the set of $E_{n,l,m}^k$ coefficients, and G corresponds to the sensitivity matrix linking p to d . To obtain a tractable problem, the usual way is to reduce its dimensionality by considering the set of normal equations $G^T G p = G^T d$, but this does not reduce the ill-posedness, which is of physical origin. To obtain a physically acceptable solution (i.e. a reasonably "smooth" refractivity field), we have to confine the spatial spectrum of the solution to the low portion of the frequency space. This can be done in essentially three ways : (i) by using low degrees n_{max} and k_{max} in the series (7), (ii) by adding additional information, generally in the form of *a priori* covariance matrices, (iii) by confining the solution to a subset in proper spaces (i.e. by using a truncated Singular Value Decomposition (SVD) of the normal matrix). There is a lot of literature devoted to inverse problems in the frame of geophysics, and we refer to [Menke 1989].)

The best way to obtain a physically acceptable solution is of course to add physical information coming from other sources. This is already done, as we hard-wired an exponential decay in the wet refractivity field we are looking for (Eq. (8.2)), after a lot of unsuccessful trials with more general forms. *A priori* covariance matrices can in principle be built from atmosphere turbulence theory ([Schön & Brunner 2008]) or empirically ([Nilsson & Gradinarsky 2006, Haan & Marel 2008]), but this is extremely tricky,

with very different length scales ([Wheelon 2001, Foken 2006]), and so additional parameters. Time and space refractivity fluctuations can also be linked through a frozen flow atmospheric turbulence assumption ([Poyneer *et al.* 2009]), with an *a priori* knowledge of the wind velocity. To avoid introducing too many under-constrained *a priori* parameters, we choose to stay simple and opted for straightforward truncated singular value regularization. An optimal value for the truncation was derived by balancing the norm of the residuals w.r.t. the norm of the solution (Morozov's principle, see [Barriot & Balmino 1992] for literature and a typical application).

8.2.4 Application to real data and results

8.2.4.1 Data set used

We used a set of 2102 SWD points computed by post-processing residuals from a batch of GPS measurements taken at the Tahiti IGS THTI station ([Fadil *et al.* 2009]) on October 15, 2007 UTC (ellipsoidal WGS84 coordinates :

altitude 98 m, latitude 17.57 S, longitude 149.61 W.) This particular date is at the beginning of the rainy season in the Tahiti Island (mild tropical maritime climate.) The GIPSY-OASIS II software was used for this data processing in PPP mode at 5 minutes sampling ([Webb & Zumberge 1993, Zumberge *et al.* 1997].) We stress that these reconstructed SWD integrates the line-of-sight residuals left over after data processing and were not edited for outliers. Then an *a priori* value of the refractivity at the surface was computed from humidity, pressure and temperature measurements at ground level ([Buck *et al.* 1981, Smith & Weintraub 1953]), and an *a priori* estimate of the water vapor scale height was derived from the SWD data set by applying the rule of thumb $\delta d_0 \sim -\frac{N_G H}{\sin(e)}$ (Eq. (8.3).) Only data points with an elevation greater than 15° were taken into account. We found a value of $H = 2.4$ km. The thermal tropopause itself was fixed at a 16.5 km altitude with a mean temperature of -75°C (typical values given by Météo- France.) After several trials, we selected $n_{max} = 4$ and $k_{max} = 32$, leading to 1155 unknowns to solve for. But this is only an apparent number of unknowns, as we only selected the first 200 leading singular values by balancing the norm of the residuals w.r.t. the norm of the solution, as previously stated, confining the power spectrum to low frequencies. The degree of data fit, defined as the complement to one of the norm of the vector of residuals divided by the norm of the data vector was 95 %. Outliers (less than 0.2 %) were rejected by applying a 3σ rule.

8.2.4.2 Results

Fig. (8.2) (wet refractivity variation maps), 3 (PW estimates) and Fig. (8.4) (comparisons with radiosoundings) illustrate our results. Fig. (8.2) show that the water vapor repartition with altitude follows the layering evidenced by [Lowry *et al.* 2002].) In Fig. (8.3), we computed two PW estimates : (yellow line) by converting our ZWD estimate (Zenith Wet Delay obtained by integrating the wet refractivity along the vertical) to PW by the multiplicative constant Π ([Bevis *et al.* 1994]), an empirical constant function of the atmospheric virtual temperature (here Π had a mean value of 0.162); (red line) by integrating along the vertical the our water vapor density estimate derived from the wet refractivity by assuming a linear variation of the temperature from the ground to the tropopause. The black line represents the PW estimate derived from the GIPSY-OASIS ZWD by following the IGS model for tropospheric products ([Byun & Bar-Sever 2009].) One can see that the yellow and black lines are pretty close. This shows that our algorithm matches the performance of one of the best available GPS processing package (comparisons with PW estimates computed by using the BERNESE and GAMIT-GLOBK software are similar, see [Fadil *et al.* 2009].) We stress that the PW estimates corresponding to the yellow and black lines are derived from their respective underlying ZWD estimates by multiplication of the same Π constant. The red line represents the PW estimate that we computed by integrating along the vertical the water vapor density (with the same linear decay of the temperature as for the Π constant). The red line presents a nearly constant negative bias

of around 2.5 kg/m^2 with respect to the yellow line. We think that this bias is due to the fact that the Π constant is computed by assuming an underlying hydrostatic law for the density of the water vapor, an assumption that is relaxed by definition when we integrate the water vapor density along the vertical.

These PW estimates are compatible with the PW estimates derived from the radiosondes (humidity and temperature measurements) that are launched twice daily from the neighboring Faa'a airport (4 km), but with a strong bias that cannot be explained by the difference in altitude (92 m) between the airport and our observatory, and are inconsistent with the PW estimates derived from the humidity and temperature measurements of the surface weather station collocated with the GPS receiver at our observatory. Such biases between radiosounding and GPS estimates for large PW values in tropical areas have already been noted in the literature ([Liou *et al.* 2001, Serafini *et al.* 2012]) and can probably be explained both by the volume averaging resulting from the randomly distributed GPS satellites used and radiosonde sensor biases. Besides, we have to keep in mind that the ascent phase of the balloon before burst at an altitude of 22 km takes around 90 minutes with a lateral drift up to 100 km. In order to make comparisons possible with the radiosounding profiles, we have multiplied the wet refractivity computed from radiosondes measurements (see [Elliott & Gaffen 1991] for the procedure) by a 82 % factor. Fig. (8.4) shows two radiosoundings separated by 24 h and the corresponding tomography results. The radiosounding done at 00 :00 h UTC (10 :00 h AM local time) shows a very strong inversion layer at 7 km altitude. In this case the inversion algorithm overestimates the wet refractivity in the lower troposphere to compensate for the inversion layer. For the radiosounding done at 24 :00 UTC (10 am local time the following day), with no inversion layer present, the inversion algorithm is able to recover the wet refractivity structure, as we are now complying with the physical assumption of low departure from the a priori decaying exponential .

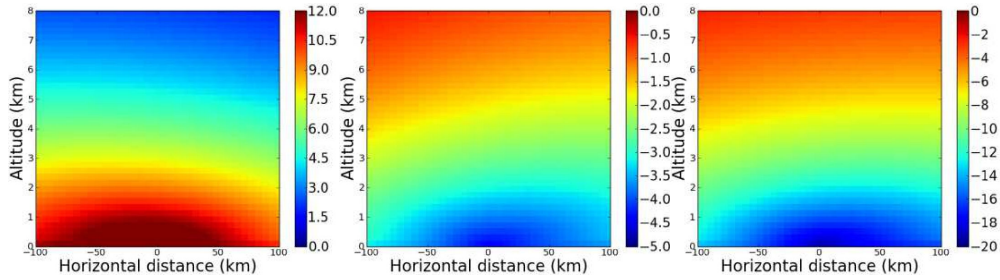


FIGURE 8.2 – Wet refractivity variations in N -units (mm/km) at 00 :00 h, 12 :00 h and 24 :00 h (top to bottom) on Oct. 15, 2007 (10 :00h am to 10 :00h am local time) w.r.t. an exponential decay obtained by applying the algorithm described in this paper. These times correspond to the time of the radiosoundings (see Fig. (8.4).) The quantity mapped is $N_G \xi e^{-\frac{h}{H}}$ with $H = 2.4$ km (see Eq. (8.4)). The IGS station THTI is located at the (0,0) coordinates in the figure. The horizontal distance lies in the plane of the local horizon along the North-South azimuth. The local horizon crosses the tropopause at a distance of 466 km (limited at 100 km on the figures.) N -units scales are different on each sub-figure to enhance visible details. Ground mean relative humidity : 85 %, ground mean temperature : 26°C, tropopause mean temperature : -75°C at 16.5 km altitude. We estimate that the formal relative error is at the 10 % level.

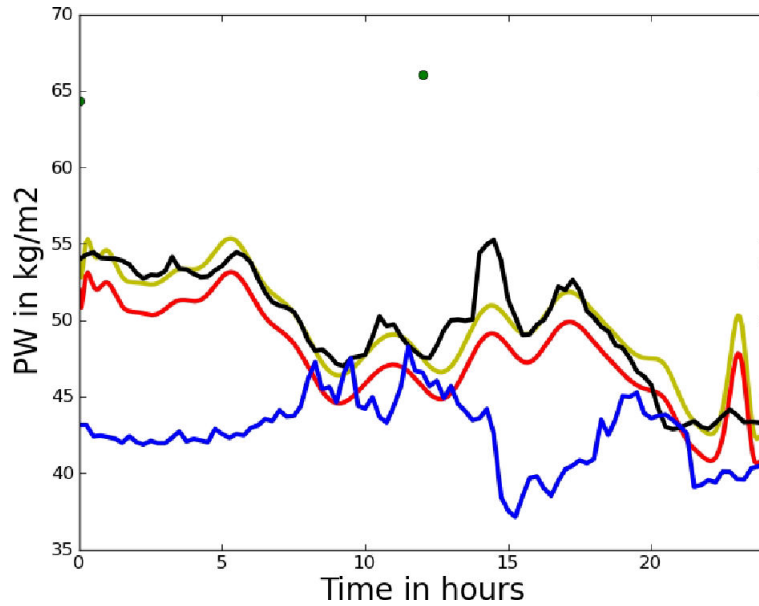


FIGURE 8.3 – Time variation of the precipitable water (PW) in kg/m^2 at the THTI GPS station on Oct. 15, 2007 UTC. Red line : estimate computed by integrating along the vertical the water vapor density obtained by applying the algorithm described in this paper (see Figure 4.) Yellow line : Estimate computed by integrating along the vertical the wet refractivity (Zenithal Wet Delay) and converting it to PW by the multiplicative constant P_i (see text.) Black line : PW estimate derived from GIPSY-OASIS processing. Blue line : PW estimate from ground measurements of the weather station colocated with the GPS receiver, computed by assuming a water vapor scale of 2.4 km. Black dots : PW measurements from Meteo-France radiosoundings at the nearby Faa’a airport ($64.32 \text{ kg}/\text{m}^2$ at 0 :00h UTC, $66.03 \text{ kg}/\text{m}^2$ at 12 :00h UTC, $53.86 \text{ kg}/\text{m}^2$ at 00 :00h UTC the following day.)

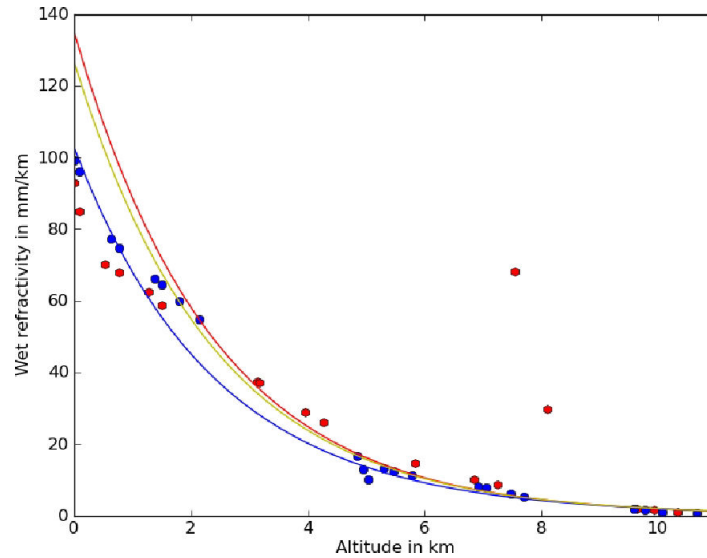


FIGURE 8.4 – Comparison between two radiosoundings and the tomography results. Red dots : radiosounding done at 00 :00h UTC, showing a very strong inversion layer at 7 km altitude. Red line : corresponding tomography, that overestimates the wet refractivity in the lower troposphere to compensate for the inversion layer. Blue dots : radiosounding done at 24 :00h UTC, with no inversion layer present. In this case, the algorithm is able to recover the wet refractivity structure, as we are complying with the physical assumption of low departure from the *a priori* decaying exponential (yellow line). The radiosounding at 12 :00h UTC is similar to the radiosounding at 00 :00h UTC and not shown for clarity reasons.

8.2.5 Conclusion

We showed that, even in the case of a single GNSS receiver, we can go beyond the modeling of the wet delay by the usual mapping functions. There is no "magic" in the algorithm : only two basic assumptions : (i) we are looking for refractivity perturbations that are small with respect to an exponential decay of the refractivity with altitude, (ii) the refractivity perturbations are correlated from ray to ray with respect to their line-of-sight and temporal separations. We plan in the near future to do extensive tests of the algorithm through comparisons with tomography of the wet refractivity by GNSS with crossing-rays ([Flores *et al.* 2000]) and Raman Lidar ([Wandinger 2005, Whiteman *et al.* 1992].) It is also clear that the algorithm will beneficiate of large constellations of GNSS satellites (GPS, GLONASS, Beidou...) that will reduce the volume averaging. We plan also to take into account the bending of the rays at low elevations by following the work of [Marini 1972].)

8.2.6 Acknowledgements

This research has been funded by the "Centre National d'Etudes Spatiales", under continuous grants covering the years 2011-2013 ("Décision d'Aide à la Recherche".) The PhD grant of J. Serafini was funded by the French ministry of Research (MENRT.) SWD residuals were computed by A. Fadil during his post-doc internship in the Geodesy Observatory of Tahiti. We also thank Victoire Laurent from Météo-France for help with the radiosoundings.

Conclusions et perspectives

Le fil directeur de ma thèse a été l'étude de la vapeur d'eau atmosphérique en Polynésie française. J'ai abordé ce sujet de recherche à travers plusieurs facettes, de la caractérisation spatio-temporelle à la mesure à partir des données GPS.

La première partie est relative à la caractérisation spatio-temporelle. La Polynésie française et plus spécifiquement Tahiti ont un contexte météorologique complexe régi par la ZCPS à grande échelle et la topographie à l'échelle orographique. Les îles sont régulièrement soumises à de fortes pluies (jusqu'à 8000 mm/an dans certaines régions), surtout pendant la saison des pluies (de novembre à avril), générant chaque année des changements géomorphologiques importants et des dégâts matériels. Cependant, les moteurs de la convection sont encore mal identifiés en région tropicale océanique et notamment dans le Pacifique Sud, ceci étant principalement dû à un manque de données. Ainsi, pour mieux comprendre les mécanismes sous-jacents complexes menant à des précipitations sur une large gamme d'échelles de temps (de l'heure à la saison), dans le Chap. (2) nous avons analysé huit années de données (2001-2008) provenant de cinq sources : un radiomètre, des radiosondages, un GPS, les réanalyses Era-Interim et deux pluviomètres, tous situés à proximité ou à l'intérieur de la vallée Matatia (l'une des vallées située au Nord de l'île de Tahiti).

Au cours de cette étude, nous avons décomposé la distribution statistique des *IWV* en deux distributions distinctes associées aux saisons sèche et humide. L'évolution temporelle des *IWV* pendant la saison sèche est caractérisée par une distribution log-normale, alors que l'évolution temporelle des *IWV* pendant la saison des pluies est caractérisée par une distribution log-normale inverse. La bimodalité de la distribution statistique illustre les processus dynamiques impliqués dans le climat de Tahiti. La relation entre l'humidité absolue, les *IWV* et les précipitations est également visible à l'échelle diurne.

Dans le Chap. (3), à partir des radiosondages effectués toutes les 12hr entre 2003 et 2011 sur Tahiti, nous avons étudié la variabilité verticale de la vapeur d'eau au-dessus de l'île de Tahiti. Nous avons présenté notamment les profils verticaux moyens de densité de vapeur d'eau et d'humidité relative associés au régime d'alizés et ceux associés à la présence de convection profonde. Ceci nous a permis de dégager un modèle simple capable d'identifier la présence dans ce cas d'une diminution marquée de vapeur d'eau sur le profil vertical ainsi que son altitude et son épaisseur. Cette diminution peut généralement être associée à une zone d'inversion (entrave

à la convection profonde). Ainsi, une forte amplitude de cette diminution est représentative du découplage entre la couche limite et la troposphère libre lorsque le régime d'alizés prédomine. Cette amplitude peut donc être utilisée comme indice pour caractériser le degré de stabilité de la troposphère au-dessus de Tahiti, bien qu'elle soit insuffisante pour quantifier le taux de précipitation journalière. Une des façons d'améliorer la précision serait d'accroître le nombre de radiosondages.

Les *IWV*, ainsi que l'indice décrit précédemment vont pouvoir être utilisés, en compléments d'autres informations (comme par exemple, les variations de température) dans des modèles de prévision de phénomènes spécifiques comme par exemple l'activité électrique au sein des nuages. Cette étude est actuellement en cours et les résultats préliminaires ont été présentés à la Conférence Internationale sur l'électricité atmosphérique. L'acte correspondant de cette conférence est présenté en annexe (F).

La seconde partie est relative à la tomographie GPS en Polynésie française. Le modèle décrit dans le Chap. (3) a également été utilisé comme composante verticale du modèle tomographique dont l'objectif est d'estimer la répartition en 4D de la densité de vapeur d'eau au dessus d'un récepteur GPS uniquement à partir des observations *SIWV* de ce seul récepteur. La méthode et l'implémentation sont présentées dans le Chap. (4).

La tomographie mono-GPS ainsi qu'une tomographie multi-GPS (LOFTT-K, [Champollion *et al.* 2005]) ont pu être appliquées à Tahiti pendant la campagne du mois de juin 2011 présentée par le Chap. (5). Cette étude a permis de mettre en évidence des déplacements horizontaux de vapeur d'eau des terres vers la mer au lever du jour (probablement associés à la brise de mer) et inversement, des mouvements horizontaux de vapeur d'eau dirigés en direction des terres au coucher du soleil (probablement associés à la brise de terre). La campagne de mesure de juin 2011 nous a également permis d'évaluer et de comparer les différentes méthodes tomographiques avec les RS et les observables issus de l'analyse GPS. Au vu de ces premiers résultats, les deux méthodes tomographiques estiment des variations verticales de densité de vapeur d'eau proches de celles observées par les RS. Une des limitations de la tomographie multi-GPS à Tahiti est qu'elle ne peut pas fournir une estimation des variations horizontales, contrairement à la tomographie mono-GPS. Les variations horizontales estimées par la tomographie mono-GPS sont globalement en accord avec les tendances décrites par les gradients GPS.

Bien que la validation de la méthode tomographique mono-GPS ne soit pas clairement établie par cette étude qualitative, par manque d'observations *in situ*, celle-ci s'avère particulièrement adaptée pour observer les variations de densité de vapeur d'eau à l'échelle orographique d'une vallée et donc pour les îles polynésiennes. Elle permet également de combler simultanément les deux lacunes de l'analyse GPS et des RS qui sont le manque de résolution verticale pour l'analyse GPS et le manque de résolution temporelle pour les RS.

De plus, l'augmentation de la constellation de satellites GNSS (actuellement composée des réseaux GPS et GLONASS) grâce à l'introduction de nouveaux

réseaux (Galileo et Beidou) améliorera la résolution de la méthode tomographique mono-GPS.

D'autre part, nous avons vu que la mauvaise modélisation des *SWD* (qui affectent à la fois les mesures Doppler et de distance déduites de la propagation des ondes radios) est l'une des principales sources d'erreur dégradant la précision des observations GPS (et plus largement des observations GNSS et des autres instruments géodésiques comme par exemple le VLBI). Afin de pallier cette imprécision nous avons proposé dans le Chap. (8) une nouvelle fonction de projection déduite des résultats de la tomographie mono-GPS.

Nous prévoyons dans un avenir proche d'appliquer les méthodes tomographiques décrites précédemment dans d'autres régions insulaires océaniques, comme Taïwan, l'île de la Réunion et Hawaï afin de pouvoir comparer les résultats obtenus avec d'autres outils permettant de reconstruire la répartition de vapeur d'eau, comme par exemple le Lidar ou la tomographie multi-GPS (validée ou en cours de validation dans ces régions).

Si ces méthodes sont validées elles pourront alors être appliquées à l'ensemble de la Polynésie française (et toute autre zone insulaire océanique tropicale) et être intégrées dans des modèles météorologiques tels que le modèle WRF (Weather Research Forecasting, [Done *et al.* 2004]) déjà expérimenté sur Tahiti et Moorea ([LeDreff 2013]) pour mieux comprendre les phénomènes météorologiques à l'échelle orographique (comme par exemple les brises de mer et les brises de terre) ou les phénomènes plus étendus comme les dépressions tropicales ou les cyclones tropicaux (notés TC) qui frappent régulièrement les îles polynésiennes en saison humide. Les données marégraphiques et GPS apportent déjà des éléments de compréhension sur la structure de ces phénomènes comme l'illustre le Chap. (6).

Dans une troisième partie dédiée à des études complémentaires faites durant ma thèse, nous avons analysé les données météorologiques, GPS et marégraphiques enregistrées par le marégraphe de Tubuai lors du passage du TC Oli qui a touché Tubuai le 5 Février 2010 (provoquant d'importantes pertes économiques estimées à 11 millions de dollars). A partir des données GPS, nous avons estimé le contenu intégré en vapeur d'eau à l'aplomb de la station. Nous avons également développé un modèle estimant la marée de tempête induite par un TC adapté à la bathymétrie des petites îles volcaniques. A partir de ce modèle, nous avons généré une carte de prévision des zones inondées sur l'île de Tubuai qui est en accord avec les mesures de hauteur d'eau faites sur le terrain.

Dans cette partie, j'ai également abordé la modélisation des tsunamis affectant la Polynésie française. Un réseau de 11 stations GPS collocalisées en partie (6 stations) avec le réseau marégraphique a été installé sur l'ensemble de la Polynésie française. Le réseau marégraphique initié par le centre de mesure du niveau de la mer de l'université de Hawaï et le centre d'alerte aux tsunamis du Pacifique

est actuellement développé et géré en collaboration par la NOAA, le LDG, le SHOM et l'OGT. Bien que ce réseau ait pour vocation première l'observation du niveau de la mer sur le long terme, il est utile à la protection des populations dans une vaste région océanique comme la Polynésie française car il permet de contraindre par ses données la réponse (tsunamis) du bassin océanique aux tremblements de terre affectant les fosses océaniques qui le bordent ou le parcourent.

Lors du tremblement de terre de Tohoku du 11 Mars 2011, des vagues de 4.5 mètres ont pu être enregistrées à Nuku Hiva dans l'archipel des Marquises. Le Chap. (7), sous forme d'article, fait le bilan des observations marégraphiques acquises par l'ensemble du réseau pendant le passage du tsunami en Polynésie française. Cet article détaille la procédure utilisée pour isoler les variations induites par le tsunami sur le signal de marées océaniques.

Toutefois, le réseau marégraphique en Polynésie française est encore jeune, et des séries temporelles plus longues doivent être acquises pour obtenir des modèles de marées précis. Dans un avenir proche, nous prévoyons d'assimiler des données marégraphiques dans les modèles de propagation de tsunami comme le modèle MOST (Method of Splitting Tsunami) développé par la NOAA pour mieux modéliser le passage de ces ondes en Polynésie française.

Quatrième partie

Annexes

La détermination du contenu intégré en vapeur d'eau à partir de données GPS

Sommaire

A.1 Introduction générale à la mesure GPS	192
A.1.1 Le principe général	192
A.1.2 Les erreurs d'orbite :	194
A.1.3 Les erreurs d'horloges et la méthode des doubles différences .	194
A.1.4 L'influence de l'ionosphère :	196
A.2 Les paramètres troposphériques	197
A.2.1 Les délais obliques	197
A.2.2 Les fonctions de projection	201
A.2.3 Les gradients horizontaux	204
A.2.4 L'analyse des résidus	205
A.2.5 Le délai zénithal total et l'incertitude associée	207
A.3 La reconstruction du contenu intégré en vapeur d'eau . . .	208
A.3.1 Les délais humides	210
A.3.2 Les contenus intégrés en vapeur d'eau	212
A.4 Le traitement GPS en Polynésie française	218
A.4.1 Le logiciel de positionnement ponctuel précis : GIPSY-OASIS II	219
A.4.2 Le logiciel de positionnement différentiel : GAMIT/GLOBK .	220
A.4.3 Les modules de GAMIT	221
A.4.4 La section de contrôle	223
A.4.5 Les données estimées par GAMIT	224

La présence de vapeur d'eau dans l'atmosphère a longtemps été considérée comme une source d'imprécision sur le positionnement GPS et plusieurs techniques ont été développées pour quantifier son influence sur la mesure afin de la corriger ([Bock *et al.* 2001, Herring 1986]). Cependant, l'amélioration de ces techniques a conduit à une application nouvelle du GPS : la mesure de la vapeur d'eau. En effet, lors de la détermination de la position d'une station GPS au sol, l'erreur de positionnement induite par la présence de vapeur d'eau dans l'atmosphère peut être identifiée avec une grande précision. Elle peut ensuite

permettre d'estimer le contenu en vapeur d'eau présent au dessus de la station GPS avec une précision comparable aux autres instruments météorologiques ([Niell *et al.* 2001, Teke *et al.* 2011, Serafini *et al.* 2012]).

Ainsi le système GPS n'est plus seulement utilisé pour obtenir un positionnement d'une grande précision mais aussi comme outil météorologique. Après avoir fait l'état de l'art du traitement GPS, nous présentons dans cette annexe l'analyse de traitement GPS utilisée en Polynésie française et les différents paramètres troposphériques obtenus. Ces différents paramètres vont nous permettre de reconstruire le contenu intégré en vapeur d'eau oblique (noté *SIWV* pour Slant Integrated Water Vapor) qui correspond à la quantité totale de vapeur d'eau présente entre la station et le satellite. Ce *SIWV* et son incertitude sont les principales informations introduites dans le modèle de tomographie. C'est pour cette raison que nous présentons les différentes étapes de la reconstruction des *SIWV* et l'influence de ces étapes sur son incertitude à la fin de l'annexe.

A.1 Introduction générale à la mesure GPS

A.1.1 Le principe général

L'analyse GPS consiste à traiter les informations fournies par le signal électromagnétique émis par l'un des 32 satellites GPS en orbite autour de la Terre et reçu par la station au sol. Ce signal électromagnétique est émis sur deux fréquences porteuses *L1* (1575,42 MHz) et *L2* (1227,60 MHz).



FIGURE A.1 – Constellation des satellites GPS avec 6 orbites circulaires inclinées de 55° par rapport au plan de l'équateur, et décalées en longitude de 60° .

La station et le satellite sont tous deux munis d'une horloge et génèrent simultanément le même signal (Fig. (A.2)). Ainsi, lorsque le signal A émis par le satellite est capté par la station, il est comparé au signal B généré par celle-ci. Le signal A a

parcouru la distance entre le satellite et la station avant d'être capté par celle-ci. Il sera donc "décalé" par rapport au signal B d'un temps t correspondant au temps de trajet du signal. Connaissant la vitesse de l'onde, si l'on arrive à mesurer ce temps de décalage, on peut alors en déduire la distance entre le satellite et la station. Si cette distance est mesurée simultanément pour trois satellites dont les positions sont connues, on peut déduire la position de la station. Notons qu'en pratique, un quatrième satellite est nécessaire afin de synchroniser les horloges des satellites et celle du récepteur.

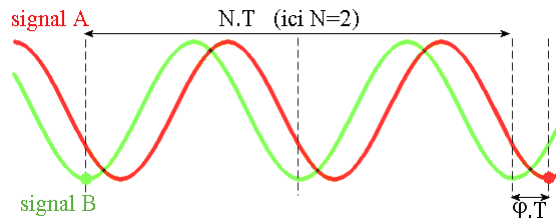


FIGURE A.2 – Schéma du décalage entre le signal A émis par le satellite (en rouge) et le signal B généré par la station (en vert), T étant la période, N le nombre entier d'onde et φ_0 le déphasage.

Or, nous ne mesurons pas directement ce temps de décalage t mais plutôt le déphasage φ_0 entre les deux signaux. A l'instant de la première mesure, nous pouvons alors exprimer le temps de décalage t tel que :

$$t = T.(N + \varphi_0) \tag{A.1}$$

T est la période du signal, N le nombre entier d'ondes séparant les deux signaux A et B. Il est aussi appelé ambiguïté. φ_0 est le déphasage mesuré entre ces deux signaux.

Chaque récepteur dispose d'un "compteur de tours" qui comptabilise le nombre de cycles entiers de la phase écoulés depuis l'instant de première mesure τ_0 . Tant qu'il n'y a pas d'interruption dans la réception du signal, le récepteur mesure à chaque instant $\tau_n > \tau_0$, en plus du déphasage, le nombre de cycles entiers de la phase écoulés depuis la première mesure, notée $\nu(\tau_n)$. A l'instant τ_n , le temps de décalage $t(\tau_n)$ s'exprime alors sous la forme :

$$t(\tau_n) = T.(N + \nu(\tau_n) + \varphi_0(\tau_n)) \tag{A.2}$$

A chaque instant, le récepteur peut alors fournir la somme du déphasage et du nombre de cycles entiers de la phase écoulés depuis la première mesure. Cette somme est communément appelée mesure de phase et est notée φ :

$$\varphi(\tau_n) = \nu(\tau_n) + \varphi_0(\tau_n) \tag{A.3}$$

La seule grandeur fournie par le récepteur étant cette mesure de phase, il est plus intéressant, à partir de l'éq. (A.2) d'exprimer cette expression sous la forme :

$$\varphi = \frac{t}{T} - N \quad (\text{A.4})$$

Il nous faudra donc déterminer les ambiguïtés N pour connaître le temps t (qui nous donne la distance parcourue).

Les ambiguïtés ne sont pas le seul paramètre dont il faut s'affranchir pour obtenir un positionnement précis. En effet, trois autres sources majeures d'imprécisions viennent s'ajouter à la mesure : les erreurs d'horloges, les erreurs d'orbite et l'influence de l'atmosphère. L'expression de la mesure de phase devient alors :

$$\varphi = \frac{t}{T} - N + \frac{\Delta_{tropo}}{T} + \frac{\Delta_{iono}}{T} + \Delta O + \Delta H \quad (\text{A.5})$$

Où Δ_{tropo} et Δ_{iono} représentent les retards provoqués par la troposphère et l'ionosphère. ΔO est le terme d'erreurs d'orbites et ΔH le terme d'erreurs d'horloges.

A.1.2 Les erreurs d'orbite :

Les orbites des satellites sont délivrées par l'IGS avec différents délais de mise à disposition (produits ultra-rapide, rapide et précis : <http://igscb.jpl.nasa.gov/components/prods.html>). Cependant, plus le délai de livraison est rapide, moins l'IGS a eu de mesures à disposition pour en déduire l'orbite et l'incertitude associée et donc plus grande. Par exemple, la solution la plus précise pour les orbites des satellites (2.5 cm) est transmise treize jours après le jour de la mesure. Inversement, les orbites ultra-rapides ont une précision de 5 cm mais elles sont disponibles 3hr après le passage du satellite (Tab. (A.1)).

Les orbites des satellites sont également disponibles en temps quasi-réel (avec un délai de 2hr) avant d'être corrigées par l'IGS. Ces orbites sont d'abord calculées par la station de contrôle principale puis transmises aux satellites et enfin radiodiffusées dans le message de navigation sous la forme de 12 paramètres orbitaux. Elles ont une précision de 160 cm.

Pour avoir des paramètres troposphériques les plus précis possibles nous n'utiliserons que les orbites précises. Pour un traitement en double différence, la précision des orbites est directement liée à la longueur de la ligne de base (environ 1 mm sur une ligne de base de 500 km), et peut atteindre 5 mm sur un traitement de positionnement ponctuel précis ([Zumberge *et al.* 1997]).

A.1.3 Les erreurs d'horloges et la méthode des doubles différences

La précision de la mesure GPS est directement liée à la synchronisation des horloges des satellites et de la station. Or, en pratique il est impossible de parfaitement les synchroniser. De plus, si le satellite est équipé d'une horloge atomique, la station

Produit	Précision orbite	Résolution	Délai de livraison
Radiodiffusé	~100 cm	~2 hr	temps réel
Ultra-rapide	~5 cm	15 min	3 hr
Rapide	<2.5 cm	5 min	17 hr
Précis	<2.5 cm	5 min	13 jr

TABLE A.1 – Produits IGS : Précisions et délais des orbites. Sources IGS : <http://igscb.jpl.nasa.gov/components/prods.html>

ne dispose en général que d'une horloge à quartz avec une précision comprise entre 0,1 à 1 microseconde.

Un décalage des horloges embarquées est estimé par l'IGS. Il est également disponible dans le message de navigation radiodiffusé par le satellite. Ces corrections sont transmises sous forme de polynôme du second degré et sont valables pour une durée de 2 h avec une précision de 7 nano-secondes.

Cependant, grâce à l'observation simultanée de plusieurs satellites, ce décalage peut être estimé en positionnement ponctuel précis avec un impact sur la position relativement faible (<1 mm, [Seeber 1993]).

Dans le cadre d'un positionnement relatif, ce décalage peut être éliminé avec la méthode des doubles différences. Cette méthode nécessite deux satellites A et B et deux stations 1 et 2 (Fig. (A.3)).

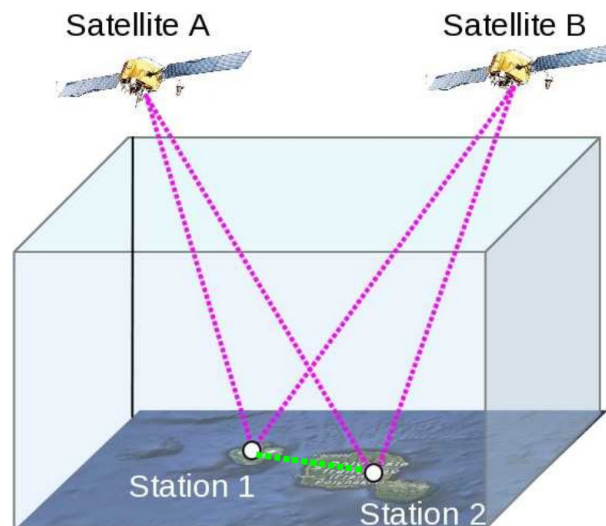


FIGURE A.3 – Géométrie d'un réseau de deux satellites et deux stations au sol utilisée pour la méthode des doubles différences. La ligne de base entre les deux stations est représentée par la ligne verte.

On détermine la mesure de phase à un instant donné pour chaque couple satellite-station, soit φ_{A1} , φ_{A2} , φ_{B1} et φ_{B2} , puis on effectue la double différence $\Delta\varphi_{A,B,1,2}$ de ces quatre mesures de phase, soit :

$$\Delta\varphi_{A,B,1,2} = \varphi_{A1} - \varphi_{A2} + (\varphi_{B1} - \varphi_{B2}) \quad (\text{A.6})$$

Les erreurs d'horloges s'annulent alors entre elles et l'équation devient :

$$\Delta\varphi_{A,B,1,2} = \frac{t_{A1} - t_{A2} - t_{B1} + t_{B2}}{T} + (N_{A1} + N_{A2} + N_{B1} + N_{B2}) + \frac{\Delta_{tropo}}{T} + \frac{\Delta_{iono}}{T} + \Delta O \quad (\text{A.7})$$

t_{ij} et N_{ij} représentent respectivement les temps de décalage et les ambiguïtés associées au satellite i et à la station j .

Cette méthode permet d'éliminer les erreurs liées aux horloges mais en contrepartie on ne peut déterminer la position d'une station qu'en fonction d'une autre. Ainsi, les positions estimées de nos stations seront des positions relatives (lignes de base, d'où le nom de positionnement relatif). Si l'on souhaite connaître les positions absolues des stations il faut alors fixer ces positions à un référentiel terrestre de référence : le référentiel ITRF (International Terrestrial Reference Frame, ([Altamimi *et al.* 2007]) et exprimer les orbites des satellites dans ce même référentiel.

A.1.4 L'influence de l'ionosphère :

Lors de son trajet satellite-station, l'onde électromagnétique traverse l'atmosphère. Sa vitesse de phase diminue donc par rapport à celle qu'aurait cette onde dans le vide. Le signal électromagnétique va être plus particulièrement ralenti par deux couches atmosphériques : l'ionosphère (située entre 80 km et 800 km) et la troposphère (située entre 0 km et 16 km).

Le retard induit par l'ionosphère dépend de la fréquence du signal (l'ionosphère étant un milieu dispersif) et du contenu total en électron (noté TEC pour Total Electron Content) intégré le long du trajet. [Hoffman *et al.* 2001] montrent qu'il varie de 1 m à 100 m principalement en raison de l'activité solaire. Pour les récepteurs bi-fréquence, l'approche envisagée pour corriger l'effet ionosphérique sur les signaux GPS, est d'utiliser le caractère dispersif de l'ionosphère. En effet, en première approximation, le retard ionosphérique pour les mesures de phase GPS est donné par :

$$\Delta_{iono} = -\frac{a_{iono}}{f^2} \cdot TEC \quad (\text{A.8})$$

Où f est la fréquence de la porteuse. [Hoffman *et al.* 2001] estiment le coefficient $a_{iono}=40.3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-2}$. Une combinaison linéaire des observations sur $L1$ et $L2$ (appelée ionosphere-free) permet alors de déterminer le contenu total en électron TEC . [Hernández-Pajares *et al.* 2007] montrent alors que, sauf en cas de problèmes particuliers (orages géomagnétiques, scintillations, stations polaires et équatoriales), l'impact résiduel sur la mesure GPS est submillimétrique.

A.2 Les paramètres troposphériques

Le dernier paramètre ayant une influence sur la mesure GPS est la troposphère par le biais des variations de sa réfractivité. Nous présentons ici les différentes méthodes développées pour quantifier l'influence de cette réfractivité et les paramètres troposphériques qui en découlent.

A.2.1 Les délais obliques

Le retard troposphérique représente le retard du signal GPS induit par la troposphère comparé à la propagation dans le vide. Le principe de Fermat décrit la forme du trajet d'un rayon électromagnétique et s'énonce ainsi : une onde électromagnétique se propage d'un point à un autre sur des trajectoires dans un milieu isotrope telles que le temps de trajet soit minimal. Ce retard dépend donc de la direction de cette trajectoire. Par la suite, nous appellerons ce retard le délai troposphérique oblique (noté STD pour Slant Tropospheric Delay). Ce STD est défini comme l'intégrale de la réfractivité $N(l)$ de la troposphère le long du chemin L entre l'antenne GPS au sol et le satellite GPS :

$$STD = \int_0^L 10^{-6} N(l) dl \quad (\text{A.9})$$

A un instant donné, la position des satellites "vus" par une station GPS est définie par un angle d'élévation (noté el , il représente l'angle entre le plan horizontal et la ligne de vue du satellite) et un angle d'azimut (noté az , il représente l'angle dans le plan horizontal entre la direction du satellite et le Nord géographique) (Fig. (A.4)). Cela implique que le signal émis par le satellite ne traverse pas toujours la même épaisseur de troposphère avant d'être capté par la station au sol. En effet un signal provenant d'un satellite proche de l'horizon traversera une grande épaisseur de troposphère (88 km pour une élévation de 10°) et inversement un signal provenant d'un satellite au zénith traversera une plus faible épaisseur de troposphère (16 km).

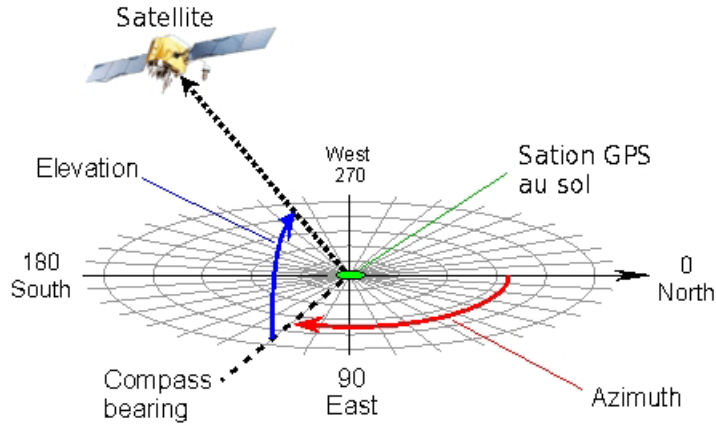


FIGURE A.4 – Elévation et azimut de la ligne-de-vue entre le satellite et la station au sol.

De plus la vapeur d'eau n'est pas répartie uniformément dans la troposphère. Les concentrations sont beaucoup plus importantes aux basses altitudes. Or, la réfractivité dans l'air est étroitement liée à sa concentration en vapeur d'eau. Ainsi, en plus de ralentir le signal, l'hétérogénéité de la vapeur d'eau troposphérique a pour effet de "courber" ce signal. Comme nous le montrent [Elgered 1993], l'allongement du temps de propagation lié à ce recourbement du rai (le délai géométrique) est typiquement de 3 cm pour une élévation de 10° et de 10 cm pour une élévation de 5° . Comme les délais totaux correspondant à ces élévations sont respectivement de 13 m et de 23 m au minimum, le délai géométrique est généralement négligé et la trajectoire est supposée rectiligne.

[Thayer 1974] montre que si l'on considère l'air comme un gaz parfait, la réfractivité peut être exprimée en fonction de la pression partielle de l'air "sec" P_d , de la température T et de la pression partielle de vapeur d'eau P_w :

$$N = k_1 \frac{P_d}{T} Z_d^{-1} + k_2 \frac{P_w}{T} Z_w^{-1} + k_3 \frac{P_w}{T^2} Z_w^{-1} \quad (\text{A.10})$$

Où $Z_d^{-1} = 1.00027$ et $Z_w^{-1} = 1.00201$ sont respectivement les modules inverses de compressibilité de l'air sec et humide.

k_1 , k_2 et k_3 sont les constantes de réfractivité atmosphérique. La précision de ces coefficients est un point crucial pour la compréhension de l'influence de la troposphère sur le signal en télédétection. En conséquence, de nombreuses études traitent de ce sujet. [Bevis *et al.* 1994] ont comparé plusieurs de ces études. Les Tab. (A.2) et (A.3) récapitulent cette comparaison. Plusieurs auteurs comme [Davis *et al.* 1985] utilisent les valeurs théoriques de [Thayer 1974] (Tab. (A.3)). Toutefois, comme [Elgered *et al.* 1991] et [Bevis *et al.* 1994], nous choisissons $k_1 = 77.64 \pm 0.08 \text{ K.mbar}^{-1}$ défini expérimentalement par [Boudouris 1963] et $k_3 = (3.739 \pm 0.012) \cdot 10^5 \text{ K}^2 \cdot \text{hPa}^{-1}$ et $k_2' = 22.1 \pm 2.2 \text{ K.hPa}^{-1}$. Ces valeurs sont

N°	Références	k_1 (K.mb ⁻¹)	Incertitude) (K.mb ⁻¹)
1	Barrel (1951)	77.54	0.03
2	Watson, Rao et Ramaswamy (1934)	77.6	
3	Hector et Woernley (1946)	76.38	0.13
4	Crain (1948)	77.1	
5	Lyons, Birnbaum et Kryder (1948)	77.73	0.13
6	Philips (1950)	80.6	
7	Birnbaum, Kryder et Lyons (1951)	77.57	0.19
8	Essen et Froome (1951)	77.636	0.027
9	Gozzini (1951)	77.95	0.40
10	Ziemann (1952)	77.57	0.27
11	Hugues et Armstrong (1952)	76.65	0.54
12	Gabriel (1952)	77.54	0.03
13	Essen (1953)	77.639	0.027
14	Jasinski et Berry (1954)	77.67	0.05
15	Froome (1955)	77.504	0.030
16	Saito (1955)	77.33	0.32
17	Battaglia, Boudouris et Gozzini (1957)	77.60	0.08
18	Boudouris (1958)	77.60	0.08
19	Newell et Baird (1965)	77.631	0.013
20	Wingfield et Zieman (1970)	78.113	0.124

TABLE A.2 – Détermination expérimentale de la constante de réfraction k_1 compilée par Hasegawa et Stokesbury. L'incertitude est représentée par l'écart-type sur le résultat expérimental. Les références pour les déterminations individuelles peuvent être trouvées dans [Boudouris 1963], [Hasegawa & Stokesberry 1975] ou [Bevis *et al.* 1994].

moins précises mais elles ont l'avantage d'être indépendantes de l'hypothèse que la réfractivité d'air sec est dépendante de la fréquence.

Les termes d'incompressibilité de l'éq. (A.10) représentent le comportement de l'air sec et de l'air humide. Ce comportement est décrit par les équations d'état de ces deux constituants. L'équation d'état d'un gaz i est définie comme

$$P_i = Z_i \rho_i R_i T \quad (\text{A.11})$$

L'indice i représente soit l'air sec ($i = h$) soit l'air humide ($i = w$). R_i et ρ_i sont respectivement la constante spécifique et la densité massique du constituant

Références	k_1		k_2		k_3	
	Valeur (K.mb ⁻¹)	Erreur (K.mb ⁻¹)	Valeur (K.mb ⁻¹)	Erreur (K.mb ⁻¹)	Valeur (10 ⁵ .K ² .mb ⁻¹)	Erreur (10 ⁵ .K ² .mb ⁻¹)
Smith et Weintraub (1953)	77.607	0.013	71.6	8.5	3.747	0.031
Thayer (1974)	77.604	0.014	64.79	0.08	3.776	0.004
Hasagawa et stokesbury (1975)	77.600	0.032	69.40	0.15	3.701	0.003
Bevis <i>et al.</i> (1994)	77.60	0.05	70.4	2.2	3.739	0.012

TABLE A.3 – Valeurs et incertitudes (écart-types) des constantes de réfractions atmosphériques k_1 , k_2 et k_3 adoptées par les précédents auteurs ([Bevis *et al.* 1994]).

i. [Davis *et al.* 1985] utilisent cette équation pour transposer le produit $\frac{P_i}{T} Z_i^{-1}$ par $R_i \rho_i$ dans dans l'éq. (A.10). Ils obtiennent alors :

$$N = k_1 R_d \rho_d + k_2 R_w \rho_w + \frac{k_3}{T} R_w \rho_w \quad (\text{A.12})$$

Pour que le premier terme ne dépende que de la densité totale $\rho = \rho_d + \rho_w$ et non du rapport (variable) entre la pression partielle "sèche" et "humide", on introduit la constante $k'_2 = k_2 - k_1 \frac{R_d}{R_w}$ dans l'éq. (A.12), l'expression de N devient

$$N = k_1 R_d \rho + k'_2 R_w \rho_w + \frac{k_3}{T} R_w \rho_w \quad (\text{A.13})$$

$$N = k_1 R_d \rho + \left(k'_2 + \frac{k_3}{T} \right) R_w \rho_w \quad (\text{A.14})$$

$$N = N_d + N_w \quad (\text{A.15})$$

Avec

$$N_d = k_1 R_d \rho \quad (\text{A.16})$$

et

$$N_w = \left(k'_2 + \frac{k_3}{T} \right) R_w \rho_w \quad (\text{A.17})$$

N_d et N_w représentent respectivement la réfractivité "sèche" et la réfractivité "humide". Nous introduisons cette nouvelle expression de N dans l'éq. (A.9). L'expression du STD devient

$$STD = SHD + SWD \quad (\text{A.18})$$

Avec

$$SHD = \int_0^L 10^{-6} N_d dl \quad (\text{A.19})$$

et

$$SWD = \int_0^L 10^{-6} N_w dl \quad (\text{A.20})$$

SHD et SWD représentent respectivement le délai hydrostatique oblique (Slant Hydrostatic Delay) et le délai humide oblique (Slant Wet Delay).

Toutefois, pour réduire le nombre de paramètres à résoudre lors du traitement d'une part ; et pour avoir des observations comparables d'autre part ; la plupart des logiciels de recherche expriment les délais obliques (SHD et SWD) en fonction des délais zénithaux correspondants : le délai hydrostatique zénithal (noté ZHD pour Zenithal Hydrostatic Delay) et le délai humide zénithal (noté ZWD pour Zenithal Wet Delay). Ces délais obliques sont définis comme étant la projection des délais zénithaux sur la ligne-de-vue du satellite.

$$SHD = m_h(el) \cdot ZHD \quad (\text{A.21})$$

$$SWD = m_w(el) \cdot \left(ZWD + \frac{1}{\tan(el)} \cdot (G_{NS} \cdot \cos(az) + G_{EO} \cdot \sin(az)) \right) \quad (\text{A.22})$$

Où m_h et m_w représentent respectivement les fonctions de projection "sèche" et "humide" et G_{NS} et G_{EO} représentent respectivement les gradients horizontaux Nord-Sud et Est-Ouest [Bar-Sever *et al.* 1998]. Chacun de ces termes est détaillé dans les paragraphes suivants.

A.2.2 Les fonctions de projection

Les fonctions de projection représentent le coefficient de proportionnalité entre les délais obliques et leur projection au zénith. La fonction de projection des délais hydrostatiques est notée m_h et celle des délais humides est notée m_w . Ces coefficients évoluent uniquement en fonction de l'élévation. Si l'on néglige la courbure de l'atmosphère et que l'on fait l'hypothèse que l'atmosphère est stratifiée horizontalement au-dessus de la surface terrestre, cette dépendance en élévation du retard troposphérique se résume alors à l'allongement du trajet optique. Cet allongement peut s'exprimer sous la forme simple de $1/\sin(el)$. Cette formulation n'est valable que pour des élévations proches du zénith où les hypothèses précédentes sont applicables.

[Marini 1972] propose une forme plus générale de ces fonctions de projection qui tient compte de la courbure et de l'effet dispersif de l'atmosphère. Ainsi, elles peuvent être appliquées aux basses élévations :

$$m(el) = \frac{1}{\sin(el) + \frac{a}{\sin(el) + \frac{b}{\sin(el) + \frac{c}{\sin(el) + \dots}}} \quad (\text{A.23})$$

Les coefficients a , b , c , ... sont déterminés empiriquement et diffèrent suivant le type de délai (hydrostatique ou humide). Toutefois cette expression présente un défaut majeur : sa valeur ne tend pas vers 1 lorsque l'élévation s'approche du zénith. [Herring 1992] propose alors une forme normalisée de l'équation précédente :

$$m(el) = \frac{1 + \frac{a}{1 + \frac{b}{1+c}}}{\sin(el) + \frac{a}{\sin(el) + \frac{b}{\sin(el)+c}}} \quad (\text{A.24})$$

Les fonctions de projection ont fait l'objet de plusieurs études ([Marini 1972, Chao 1974, Lanyi 1984, Davis *et al.* 1985, Ifadis 1986, Herring 1992]) et un grand nombre de fonctions de projection existent. Dans ce manuscrit, nous introduisons uniquement les plus utilisées. Pour un bilan plus exhaustif, le lecteur pourra se référer aux travaux de [Mendes 1999] et [Kleijer *et al.* 2004]. La plupart des fonctions de projections utilisées actuellement s'appuient sur l'éq. (A.24) à laquelle est ajoutée éventuellement un coefficient de correction. La principale différence réside dans la détermination des coefficients a , b et c .

Fonction de Niell (NMF) : Les fonctions de [Niell 1996] ont été déterminées à partir d'un grand nombre de radiosondages afin de prendre en compte les variations temporelles et géographiques du délai troposphérique. L'objectif de Niell était d'inclure les variations spatiales (dûes aux changements de latitude) et les variations temporelles (saisonnnières et journalières) dans l'estimation des coefficients a , b et c secs et humides.

Vienna Mapping Function (VMF1) : La VMF1 a été développée par [Boehm & Schuh 2004]. L'estimation de ses coefficients se base sur les coefficients de la NMF (inclinaison du rai à 3°) couplés avec les analyses météorologiques du modèle global ECMWF. Initialement, elle était fournie sur une grille globale de résolution $2.5^\circ \times 2^\circ$, mais les données récentes peuvent atteindre une résolution de 0.25° .

Global Mapping Function (GMF) : La GMF a également été développée par [Boehm *et al.* 2006]. Ils utilisent encore une fois les données de surface du modèle global ECMWF. L'estimation des coefficients tient également compte des variations spatiales et temporelles, mais contrairement aux fonctions précédentes elle intègre la dissymétrie entre l'hémisphère Nord et l'hémisphère Sud.

[Boehm *et al.* 2006] ont réalisé une comparaison entre plusieurs fonctions de projection (NMF, GMF, VMF1 et l'Isobaric Mapping Function (notée IMF)) et des données de radiosondage. La Fig. (A.5) présente la dispersion verticale de ces comparaisons obtenue pour une élévation de 5° minimum. Nous remarquons que les écarts sont plus importants sur les fonctions de projection hydrostatiques et que les différences pour les fonctions de projection humides sont plus grandes à l'équateur. Nous constatons également que la fonction de projection qui présente la moins forte dispersion est la VMF1. Nous avons donc fait le choix d'utiliser cette fonction de projection lors des différents traitements GPS effectués au cours de cette étude.

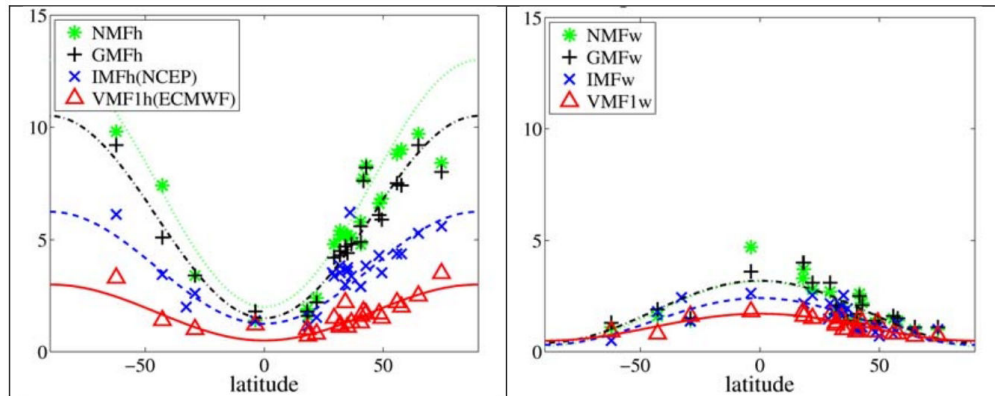


FIGURE A.5 – Variation en fonction la latitude des écarts-types (en mm) issus de la comparaisons entre les radiosondages de 1992 et les fonctions de projection hydrostatiques (figure de gauche) et humides (figure de droite). La VMF1 a le plus petit écart-type. ([Niell *et al.* 2005, Boehm *et al.* 2006]).

La Fig. (A.6) présente l'évolution de la VMF1 humide en fonction de l'élévation à la date du 1^{er} Janvier 2013. Cette fonction de projection va jouer un rôle important dans la détermination de l'incertitude des *SIWV* puisqu'elle représente le facteur de propagation d'incertitude entre les *ZWD* et les *SWD* (éléments centraux de la reconstruction des *SIWV*).

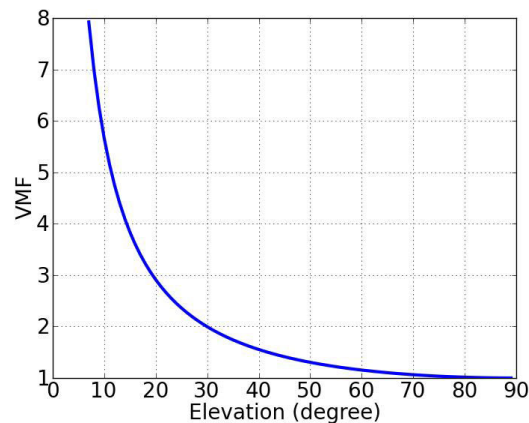


FIGURE A.6 – Evolution de la VMF humide en fonction des élévations comprises entre 7° et 90° à la date du 1^{er} Janvier 2013 aux coordonnées de la station THTI (située sur le toit de l'OGT).

A.2.3 Les gradients horizontaux

Nous savons que la troposphère n'est pas homogène horizontalement. Pour prendre en compte cette dissymétrie horizontale de la troposphère, il faut introduire de nouveaux paramètres : les gradients horizontaux. Ces gradients horizontaux représentent une estimation au premier ordre (linéaire) de l'hétérogénéité de l'humidité troposphérique. En effet, plutôt que de considérer la stratification de la troposphère, en couches planes horizontales (hypothèse hydrostatique), on considère que ces couches peuvent être inclinées toujours avec une épaisseur et une densité linéairement variable (Fig. (A.7)). Autrement dit, les gradients horizontaux représentent les variations linéaires azimutales de la réfractivité au-dessus de la station GPS.

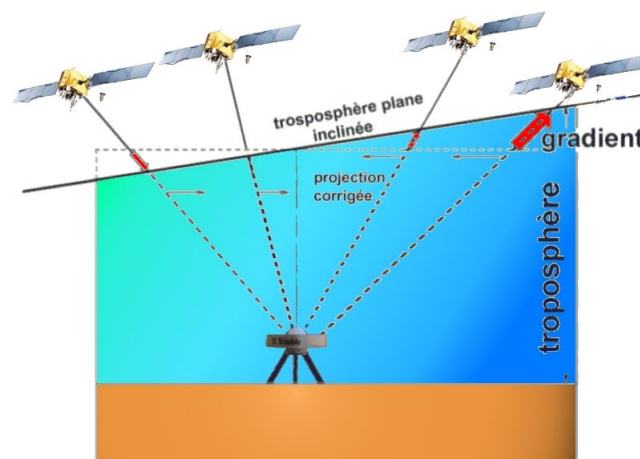


FIGURE A.7 – Représentation schématique des gradients horizontaux associés au ZTD issus du traitement GPS. Le dégradé de couleur représente les variations latérales de vapeur d'eau.

Ces variations azimutales de la troposphère sont estimées en comparant les délais entre chaque station et chaque satellite à un instant donné projetés sur les azimuts Nord-Sud et Est-Ouest.

Comme pour les ZTD , nous pouvons séparer les gradients horizontaux en une contribution sèche et une contribution humide. Mais comme les concentrations relatives des gaz secs sont quasiment constantes, les gradients horizontaux secs sont principalement les variations latérales de densité dues à des variations de pression. Comme le montre [Champollion *et al.* 2005], pour des conditions atmosphériques normales, les gradients horizontaux secs sont très faibles. En effet, ils sont généralement liés aux variations à grande longueur d'onde de la pression. Ils peuvent donc être négligés.

Les gradients horizontaux troposphériques se réduisent alors aux gradients horizontaux humides. Ils traduisent la différence des SWD en direction de deux satellites

aux azimuts opposés et à la même élévation. Ces gradients horizontaux sont causés par des variations azimutales d'humidité. Comme les délais, les gradients horizontaux sont exprimés en mètres. La valeur moyenne des gradients horizontaux est de 0.03 m pour une élévation de 10° et ils excèdent rarement 0.1 m.

A.2.4 L'analyse des résidus

A.2.4.1 Les résidus totaux

Bien que les paramètres troposphériques GPS illustrent bien l'état de la troposphère à l'aplomb de la station et permettent de dégager la tendance générale de l'anisotropie de la répartition de la vapeur d'eau, les variations plus fines de celle-ci ne peuvent être observées. En effet, l'hétérogénéité de la vapeur d'eau dans l'atmosphère n'est pas linéaire et ne peut pas être estimée avec précision uniquement avec les gradients horizontaux. La répartition de la vapeur d'eau peut avoir de fortes discontinuités verticales (convection) et horizontales (front, dry line). Ces variations constituent (avec d'autres sources d'imprécision) la différence entre les observations (notées STD_{obs}) et les estimations (notées STD_{est}). Cette différence est appelée résidus (res) et son expression est

$$res = STD_{obs} - STD_{est} \quad (A.25)$$

Lors du traitement GPS, les paramètres troposphériques sont estimés par moindres carrés. Cela implique que la moyenne des résidus est nulle et que leur dispersion est faible. En pratique, pour des conditions atmosphériques classiques, les résidus oscillent autour de zéro et leur dispersion est inférieure à 10 mm. Toutefois, lors de passages de systèmes convectifs, la dispersion est plus importante (> 20 mm). Les phénomènes à l'origine de cette dispersion sont encore mal définis. On suppose que les principales causes sont :

- La modification des caractéristiques du radôme en présence de pluie ([Herring & Shimada 1999]).
- La forte hétérogénéité de la vapeur d'eau sous un orage ([Houlié *et al.* 2005]).
- La présence d'hydrométéores ([Solheim *et al.* 1999, Champollion *et al.* 2005, Brenot 2006]).

La prise en compte des résidus dans les études météorologiques ne dégrade donc pas leur précision et à même plutôt tendance à l'améliorer.

A.2.4.2 Les résidus corrigés

Toutefois, l'état de la troposphère n'est pas la seule source d'imprécision des délais obliques. En effet, les résidus regroupent aussi les erreurs d'estimation des différents paramètres décrits précédemment (les dérives d'horloges, les variations de la position dues aux marées, la surcharge océanique ou atmosphérique, etc) et les paramètres qui n'ont pas pu être estimés tels que les multitrajets et les variations du centre de phase de l'antenne.

[Elósegui *et al.* 1995] montrent que la composante la plus importante des résidus (autre que la vapeur d'eau) est le retard induit par les réflexions multiples du signal sur l'environnement autour de l'antenne (radôme, mur, sol, arbre, etc) avant qu'il soit intercepté par celle-ci. Ces réflexions multiples sont appelées les multitrajets.

Les variations du centre de phase de l'antenne sont également une composante importante des résidus. La mesure des coordonnées de la station GPS ne s'effectue pas au centre physique de l'antenne mais au centre de phase. Cependant ce centre de phase varie en fonction de l'orientation de la ligne-de-vue du satellite visé d'une part et des caractéristiques de l'antenne d'autre part.

Toutefois, ces deux sources de bruit ne varient pas au cours du temps, contrairement aux contributions physiques de l'atmosphère qui ont normalement une moyenne temporelle nulle. En effet pour deux passages d'un satellite à la même position, les multitrajets et la variation du centre de phase induiront un retard équivalent. Si l'on possède une série temporelle de mesure suffisamment longue (supérieure à une semaine), une manière de s'affranchir de ces deux sources de bruit est de déterminer la moyenne temporelle des résidus à différentes élévations et différents azimuts et d'établir ainsi une "carte" de correction des résidus (notée *corr*) (Fig. (A.8)) ([Braun *et al.* 2001, Shoji *et al.* 2004]). On définit alors les résidus corrigés (notés *res_{corr}*) comme

$$res_{corr} = res - corr \tag{A.26}$$

Nous utiliserons ces résidus corrigés lors de la reconstruction des *SIWV*.

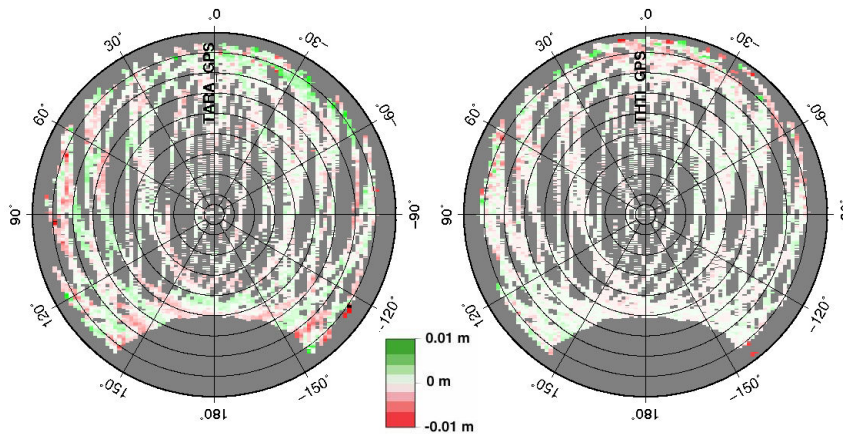


FIGURE A.8 – "Carte" de correction des résidus moyens pendant le mois de Juin 2011 pour la station TARA (station située chez un particulier au Sud de l'île à Taravao) à gauche et THTI. Le Nord est en haut et l'horizon sur les bords du disque. On observe clairement des oscillations dans la carte des résidus de THTI probablement dues à des réflexions multiples sur le sol. Le signal moyen des résidus est beaucoup plus faible à TARA, installée sur un pilier.

A.2.5 Le délai zénithal total et l'incertitude associée

Plutôt que de fournir séparément les ZHD et les ZWD , les logiciels de traitement GPS fournissent généralement la somme des deux qui représente le délai zénithal total (noté ZTD). Ainsi le traitement de mesure GPS permet d'obtenir les ZTD , les gradients horizontaux et les incertitudes associées, ainsi que les résidus. Ces incertitudes sont issues de la matrice de variance/covariance résultant de l'inversion par moindres carrés (voir annexe (C)). L'ensemble des incertitudes est donc calculé simultanément avec les différents paramètres troposphériques et de positionnement lors de cette inversion et tient donc compte de l'ensemble des incertitudes associées aux différents coefficients intervenant dans le calcul des délais obliques tel que les fonctions de projection. La Fig. (A.9) présente un exemple de séries temporelles de ZTD et de l'incertitude relative associée pour le mois de Janvier 2012 et la Fig. (A.10) représente l'histogramme des erreurs associées à ces ZTD . On observe que l'incertitude relative moyenne est de 5.23 mm et que la distribution de cette incertitude relative a une faible dispersion avec un écart-type de 1.08 mm. Par la suite, nous fixerons l'incertitude des ZTD (notée ΔZTD) à 7.4 mm (soit la moyenne à laquelle nous ajoutons deux fois l'écart-type, ce qui englobe 95% des incertitudes relatives estimées).

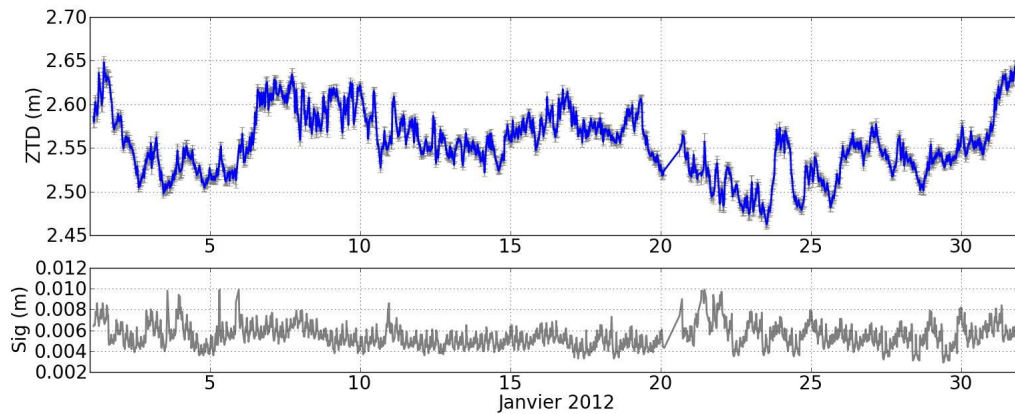


FIGURE A.9 – Séries temporelles des ZTD et de l'erreur associée estimés par GAMIT au dessus de la station THPTI pour le mois de Janvier 2012.

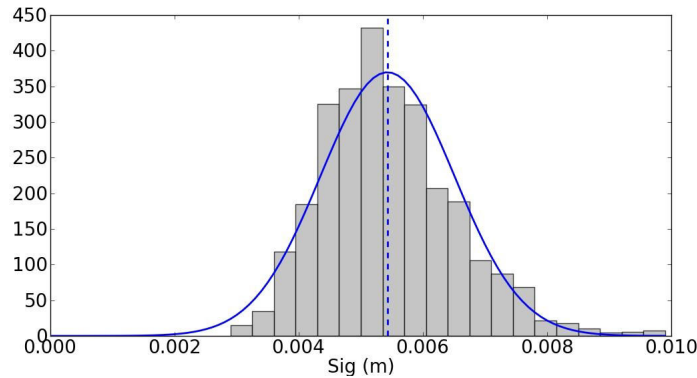


FIGURE A.10 – Histogramme des erreurs associées au ZTD estimés par GAMIT au dessus de la station THTI pour le mois de Janvier 2012. La moyenne est de 5.23 mm et l'écart-type est égale à 1.08 mm.

Exprimer les STD en fonction des trois paramètres troposphériques (le ZTD et les deux gradients horizontaux) présente plusieurs avantages. Initialement, le récepteur de la station GPS mesure en moyenne sept observations (une par satellite) toutes les 30s. Sur une période de 1hr cela représente 840 observations. Chacune de ces observations dépend de l'épaisseur de troposphère traversée par le signal (donc de l'élévation et de l'azimut de la ligne de vue) et de sa concentration en vapeur d'eau.

Lors du traitement, seuls le ZTD et les gradients horizontaux sont estimés respectivement toutes les 15 minutes et toutes les heures. A partir de ces trois paramètres les STD peuvent être reconstruits dans toutes les directions. Comme nous disposons d'observations échantillonnées à 30s, les paramètres troposphériques sont interpolés linéairement entre deux estimations au même échantillonnage. Ainsi pour 1hr de traitement, au lieu d'estimer 840 STD , seuls 6 paramètres sont nécessaires : 4 ZTD et 2 gradients horizontaux par heure.

Déterminer les délais zénithaux plutôt que les délais obliques présente un second avantage. Projeter les délais obliques aux zénith les rend indépendants de l'élévation et de l'azimut. On obtient ainsi un paramètre "normalisé" et comparable temporellement. Autrement dit les délais zénithaux ne dépendent plus que de l'atmosphère observée et peuvent être utilisés pour suivre et quantifier son évolution.

A.3 La reconstruction du contenu intégré en vapeur d'eau

Dans cette partie nous décrivons la méthode de reconstruction du $SIWV$ à partir des paramètres troposphériques fournis par le GPS. Ces paramètres étant entachés d'erreurs nous montrons également comment celles-ci se propagent au cours de la

reconstruction et finalement quel impact elles auront sur la précision du *SIWV*. Cela implique trois grandes étapes :

- Isoler la composante humide de ces paramètres.
- Projeter ces paramètres sur la ligne-de-vue des satellites et y ajouter les résidus corrigés.
- Convertir le délai humide oblique obtenu en contenu intégré en vapeur d'eau.

Propagation des erreurs : Avant de poursuivre, nous explicitons la définition de l'erreur associée aux mesures et la méthode de propagation de celle-ci choisies pour cette étude. Sur un grand nombre de mesures d'une grandeur physique, si cette grandeur physique subit l'influence d'un nombre important de facteurs indépendants et si l'influence de chaque facteur pris séparément est petite, alors la distribution de cette grandeur est une distribution gaussienne. Le résultat de la mesure sera alors la moyenne empirique (notée m) des résultats :

$$m = \bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (\text{A.27})$$

le carré de l'écart type σ^2 de la gaussienne peut s'évaluer avec la variance empirique corrigée

$$\sigma^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - m)^2 \quad (\text{A.28})$$

L'erreur due à la dispersion statistique est alors estimée par

$$\Delta x = k \cdot \sigma \quad (\text{A.29})$$

k étant une constante dépendant du niveau de confiance, c'est-à-dire de l'erreur admissible. Nous choisissons $k = 3$, ce qui correspond à un intervalle de confiance de 99,73%. Autrement dit 99,73% des valeurs X_i sont comprises entre $m - \Delta x$ et $m + \Delta x$ et 0,27% seront hors de cet intervalle.

Pour déterminer la propagation de cette erreur nous utilisons la méthode aux dérivées partielles : soit Y une fonction des n variables aléatoires X_i entachées d'erreurs statistiques :

$$Y = F(X_1, X_2 \dots X_i \dots X_n) \quad (\text{A.30})$$

Si les erreurs sur les différentes variables sont indépendantes les unes des autres, l'erreur Δ_y , sur la fonction Y , se calculera selon la loi de propagation des erreurs :

$$\Delta Y = \sqrt{\sum_{i=1}^n \left(\frac{\delta Y}{\delta X_i} \right)^2 \cdot \Delta X_i^2} \quad (\text{A.31})$$

L'erreur est proportionnelle à l'écart-type, cette formulation est donc également valable pour les écarts-types.

A.3.1 Les délais humides

A.3.1.1 La soustraction de la composante hydrostatique du délai total

Comme nous l'avons indiqué précédemment, le ZTD peut être décomposé en deux délais : le ZHD induit par des effets de pression et le ZWD directement lié aux variations de la concentration en vapeur d'eau. Pour avoir l'information spécifique à la vapeur d'eau contenu dans les ZTD (fournis par le traitement de la mesure GPS) il faut donc tout d'abord modéliser et soustraire les ZHD . Pour ce faire nous utilisons la méthode décrite par [Saastamoinen 1972] qui se base sur la définition de la réfractivité "sèche" N_d :

$$N_d = k_1 R_d \rho \quad (\text{A.32})$$

Rappelons que le ZHD est un cas particulier du SHD . En effet le ZHD est égal au SHD porté par une ligne-de-vue dont l'élévation est égale à 90° . Ainsi, comme le SHD , le ZHD est défini comme l'intégrale de la réfractivité "sèche" le long de la ligne-de-vue qui, dans ce cas précis, est orientée au zénith de la station. En introduisant la définition de la réfractivité sèche (éq. (A.32)), son expression devient :

$$ZHD = 10^{-6} k_1 R_d \int_0^H \rho(z) dz \quad (\text{A.33})$$

Où H représente la hauteur de la tropopause ($H = 16$ km en moyenne à Tahiti). z représente l'altitude. [Saastamoinen 1972] introduit alors l'accélération due à la gravité au centre de masse (notée g_m) de la colonne d'air au dessus de la station car l'intégrale de $\rho(z)$ intervient également dans sa définition :

$$g_m = \frac{\int_0^\infty \rho(z) g(z) dz}{\int_0^\infty \rho(z) dz} \quad (\text{A.34})$$

En supposant que l'équilibre hydrostatique est satisfait (et donc que $dP = -\rho(z)g(z) dz$) expression des ZHD devient

$$ZHD = -\frac{10^{-6} k_1 R_d}{g_m} \int_{P_0}^0 dP \quad (\text{A.35})$$

$$ZHD = \frac{10^{-6} k_1 R_d}{g_m} . P_0 \quad (\text{A.36})$$

$$ZHD = k_p . P_0 \quad (\text{A.37})$$

Avec :

$$k_p = \frac{10^{-6} k_1 R_d}{g_m} \quad (\text{A.38})$$

Où P_0 représente la pression atmosphérique à l'altitude de la station. [Saastamoinen 1972] propose une expression approchée au premier ordre de

g_m et l'incertitude Δg_m qui en découle. Cette expression est explicitée par [Davis *et al.* 1985] sous la forme

$$g_m = g_m^0 \cdot (1 - b_1 \cdot \cos(2 \cdot lat) - b_2 \cdot z_0) \pm 0.001 \text{ m.s}^{-2} \quad (\text{A.39})$$

Où lat et z_0 sont respectivement la latitude et l'altitude de la station, $g_m^0 = 9.784 \text{ m.s}^{-2}$, $b_1 = 0.00266$ et $b_2 = 0.00028 \text{ km}^{-1}$. L'expression de k_p devient

$$k_p = \frac{a_1}{1 - b_1 \cdot \cos(2 \cdot lat) - b_2 \cdot z_0} \quad (\text{A.40})$$

Où $a_1 = \frac{10^{-6} k_1 R_d}{g_m^0}$. Par définition, la constante spécifique de l'air sec $R_d = R/M_d$, où R est la constante universelle des gaz parfaits ($R = 8314.34 \pm 0.35 \text{ J.kmol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, ([Weast 1974]) et M_d est la masse molaire moyenne de l'air sec ($M_d = 28.9644 \pm 0.0014 \text{ kg.kmol}^{-1}$). Ainsi, on obtient $R_d = 287.053 \pm 0.018 \text{ J.kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ et donc $a_1 = 0.0022779 \pm 0.0000024 \text{ m.hPa}^{-1}$. L'incertitude de k_p (notée Δk_p) dépend des incertitudes de k_1 , g_m et R_d (notées respectivement Δk_1 , Δg_m et ΔR_d). Sa formulation est donc :

$$\Delta k_p = k_p \cdot \sqrt{\left(\frac{\Delta k_1}{k_1}\right)^2 + \left(\frac{\Delta g_m}{g_m}\right)^2 + \left(\frac{\Delta R_d}{R_d}\right)^2} = 2.4 \cdot 10^{-6} \text{ m.hPa}^{-1} \quad (\text{A.41})$$

A.3.1.2 Le délai humide zénithal

Maintenant que nous pouvons exprimer le ZHD à partir de la pression au sol, il suffit de le soustraire au ZTD pour obtenir le ZWD :

$$ZWD = ZTD - k_p \cdot P_0 \quad (\text{A.42})$$

L'expression de son incertitude (notée ΔZWD) est alors :

$$\Delta ZWD = \sqrt{\Delta ZTD^2 + k_p^2 \cdot P_0^2 \left[\left(\frac{\Delta k_p}{k_p}\right)^2 + \left(\frac{\Delta P_0}{P_0}\right)^2 \right]} \quad (\text{A.43})$$

Les données de pression généralement utilisées lors du traitement en Polynésie sont soit fournies par Météo-France avec une incertitude de 0.5 hPa ([Leroy 2010]), soit par un capteur équivalent situé sur le toit de l'OGT (Observatoire de Géodésie de Tahiti). Ainsi, pour une valeur moyenne de $P_0 = 1012.7 \text{ hPa}$, -17.25° de latitude, $\Delta ZTD = 7.4 \text{ mm}$ et une valeur moyenne de $ZHD \sim 2.8 \text{ m}$, nous trouvons $\Delta ZWD = 7.9 \text{ mm}$.

A.3.1.3 Le délai humide oblique

La composante humide du délai ayant été estimée au zénith de la station celle-ci va pouvoir être projetée sur la ligne-de-vue des différents satellites présents à chaque mesure. Cette projection est finalement le SWD auquel nous ajouterons les résidus corrigés décrits précédemment. Elle représente le SWD "réellement" observé. Son expression est donc la somme des éq. (A.22) et (A.26) :

$$SWD = m_w(el) \cdot \left(ZWD + \frac{1}{\tan(el)} \cdot (G_{NS} \cdot \cos(az) + G_{EO} \cdot \sin(az)) \right) + res_{corr} \quad (A.44)$$

Nous rappelons que m_w représente la fonction de projection humide, G_{NS} et G_{EO} sont respectivement les gradients Nord-Sud et Est-Ouest et res_{corr} sont les résidus corrigés. L'incertitude des gradients horizontaux étant nettement inférieure à celle des ZWD et les incertitudes des résidus et de la fonction de projection étant incluses dans celle des ZWD lors du processus d'inversion par moindres carrés du traitement de mesure GPS, nous considérons l'incertitude associée au SWD comme étant l'incertitude des ZWD projetée sur la ligne-de-vue du satellite. Son expression est donc :

$$\Delta SWD = m_w(el) \cdot \Delta ZWD \quad (A.45)$$

Ainsi pour une élévation de 15° , l'incertitude associée aux SWD sera de 30.5 mm.

L'ajout des résidus corrigés aux SWD est un élément crucial de la reconstruction. En effet, les variations au second ordre de la vapeur d'eau atmosphérique que nous cherchons à reconstruire par la méthode tomographique sont incluses dans les résidus. Toutefois les éléments utilisés pour la reconstruction des SWD_{obs} n'ont pas le même échantillonnage. En effet, L'échantillonnage des ZTD et des données de pression et généralement de 15 min. Nous pouvons donc déterminer les ZWD avec le même échantillonnage. L'échantillonnage des gradients horizontaux est de 1hr et les résidus sont présents pour chaque observation, soit toutes les 30s. Pour reconstruire le délai humide réellement observé lors de la mesure nous devons interpoler linéairement les ZWD et les gradients horizontaux à chaque date d'observation avant de les projeter sur la ligne-de-vue du satellite.

A.3.2 Les contenus intégrés en vapeur d'eau

L'une des principales grandeurs météorologiques que nous cherchons à étudier est le contenu en vapeur d'eau intégré le long de la ligne-de-vue du satellite (noté $SIWV$). Celui-ci représente l'intégrale de la densité massique d'eau (notée ρ_w présente dans l'air le long du trajet optique L :

$$SIWV = \int_0^L \rho_w(l) dl \quad (A.46)$$

Or, comme nous l'avons vu précédemment (éq. (A.17)) ρ_w est liée à la réfractivité "humide" N_w et donc au SWD . Le SWD étant maintenant connu, nous allons établir la relation le liant au $SIWV$.

A.3.2.1 La réfractivité "humide"

De la même manière que la réfractivité "sèche" N_h a pu être reliée à la densité massique de l'air ρ lors de la détermination des ZHD , on peut relier la réfractivité "humide" N_w à la densité massique de la vapeur d'eau grâce à l'éq. (A.17) :

$$N_w = \left(k'_2 + \frac{k_3}{T} \right) R_w \rho_w \tag{A.47}$$

Comme le montre l'éq. (A.20), le SWD est l'intégrale de la réfractivité le long la ligne-de-vue du satellite. Ainsi, en intégrant cette expression de N_w , on peut redéfinir le SWD en fonction des variables d'état de la vapeur (P_w , T et ρ_w). Pour cela, à partir de l'équation d'état de la vapeur d'eau (éq. (A.11)), nous remplaçons le produit $R_w \rho_w$ par le terme $Z_w^{-1} \frac{P_w}{T}$ et nous obtenons :

$$SWD = k'_2 R_w \int_0^L \rho_w(l) dl + k_3 Z_w^{-1} \int_0^L \frac{P_w(l)}{T^2(l)} dl \tag{A.48}$$

Pour simplifier le second terme, [Davis *et al.* 1985] introduisent la définition de la température moyenne pondérée par la pression partielle de vapeur d'eau, dont la définition est

$$T_m = \frac{\int_0^\infty P_w(z)/T(z) dz}{\int_0^\infty P_w(z)/T^2(z) dz} \tag{A.49}$$

Lors du traitement et de l'analyse des données GPS utilisées pour les différentes études présentées dans cette thèse, nous n'avons conservé que les mesures GPS pour des satellites vus avec une élévation supérieure à 7°. Cela implique que l'atmosphère n'est sondée que dans un rayon de 120 km. Dans un tel rayon, l'atmosphère peut être considérée en équilibre hydrostatique, la définition de T_m peut alors être généralisée non plus uniquement à l'intégration au zénith mais pour toutes les lignes-de-vue avec une élévation supérieure à 7°. Ainsi en introduisant cette nouvelle définition de T_m dans l'éq. (A.48) nous obtenons

$$SWD = k'_2 R_w \int_0^L \rho_w(l) dl + \frac{k_3 Z_w^{-1}}{T_m} \int_0^L \frac{P_w(l)}{T(l)} dl \tag{A.50}$$

$$SWD = 10^{-6} k'_2 R_w \int_0^L \rho_w(l) dl + 10^{-6} \frac{k_3 R_w}{T_m} \int_0^L \rho_w(l) dl \tag{A.51}$$

$$SWD = 10^{-6} R_w \left(k'_2 + \frac{k_3}{T_m} \right) \int_0^L \rho_w(l) dl \tag{A.52}$$

A.3.2.2 Le coefficient Π

Nous voyons apparaître dans l'éq. (A.52), la définition des $SIWV$. Ainsi, on obtient la relation recherchée entre les $SIWV$ et les SWD :

$$SIWV = \Pi.SWD \quad (A.53)$$

Avec

$$\Pi = \frac{10^6}{R_w \left(k_2' + \frac{k_3}{T_m} \right)} \quad (A.54)$$

Π représente donc le facteur de proportionnalité entre le $SIWV$ et le SWD . Ce coefficient a fait l'objet de nombreuses études ([Askne & Nordius 1987, Bevis *et al.* 1992, Bevis *et al.* 1994, Hogg *et al.* 1981, Schueler *et al.* 2001]) La Fig. (A.11) présente son évolution pour différentes valeurs de $T_m \in [240, 300] K$.

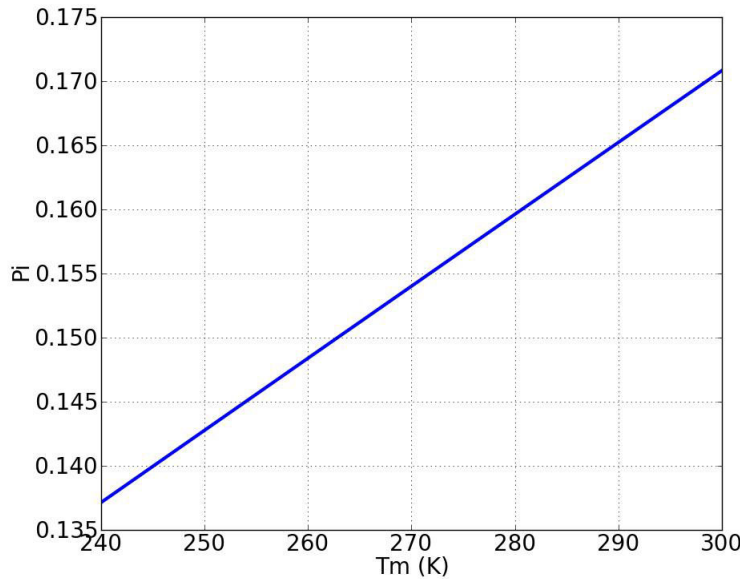


FIGURE A.11 – Le rapport $\frac{SIWV}{SWD}$ est appelé Π . Celui-ci varie linéairement avec la température T_m .

Nous définissons l'expression de l'erreur relative associée à Π à partir de l'éq. (A.54). Son expression est

$$\frac{\Delta_{\Pi}}{\Pi} = \frac{\Pi R_w}{10^6} \sqrt{\frac{\sigma_{k_3}^2}{T_m^2} + \sigma_{k_2'} + k_3^2 \frac{\sigma_T^2}{T_m^4}} \quad (A.55)$$

Le coefficient k_2' est très inférieur au terme $\frac{k_3}{T_m^2}$. [Bevis *et al.* 1994] montrent qu'en négligeant ce terme dans l'expression de Π , la formulation de l'incertitude peut alors se réduire à

$$\frac{\Delta\Pi}{\Pi} = \sqrt{\frac{\sigma_{k_3}^2}{k_3^2} + \frac{T_m^2 \sigma_{k_2'}^2}{k_3^2} + \frac{\sigma_T^2}{T_m^2}} \quad (\text{A.56})$$

Dans cette équation le terme $\frac{\sigma_T^2}{T_m^2}$ est dominant par rapport aux termes $\frac{\sigma_{k_3}^2}{k_3^2}$ et $\frac{T_m^2 \sigma_{k_2'}^2}{k_3^2}$. [Bevis *et al.* 1994] montrent alors que si l'erreur relative sur $T_m > 1\%$ alors l'erreur relative sur Π se réduit à l'erreur relative de T_m (Fig. (A.12)) tel que :

$$\Delta\Pi = \Pi \cdot \frac{\Delta T_m}{T_m} \quad (\text{A.57})$$

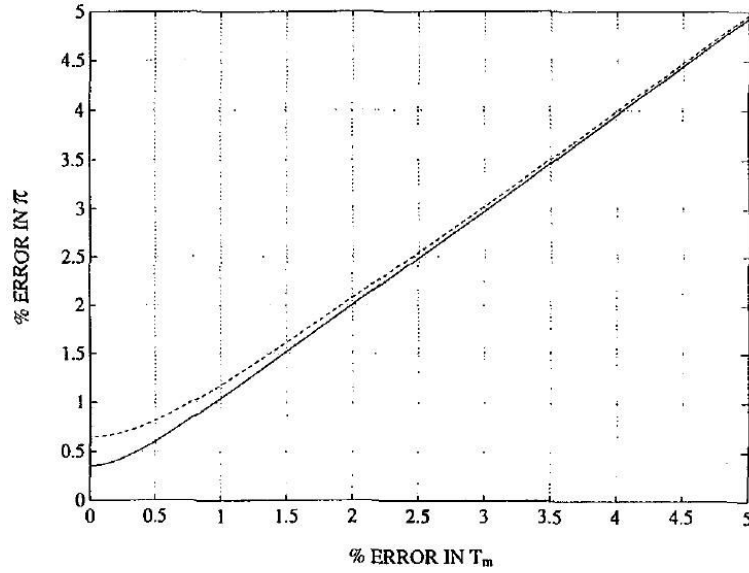


FIGURE A.12 – Evolution de l'erreur relative du paramètre Π en fonction de l'erreur relative de la température moyenne ([Bevis *et al.* 1994]).

A.3.2.3 La température moyenne atmosphérique

En se basant sur une analyse à l'échelle mondiale du modèle numérique global du Centre National pour la Prediction Environmental (NCEP, NOAA), [Schueler *et al.* 2001] proposent deux modèles (i), (ii) basés sur l'estimation de la T_m sur une grille globale de $1^\circ \times 1^\circ$, en fonction de :

- (i) la température au sol T_0 sur la même grille.
- (ii) du jour de l'année (noté *day* pour day of year).

Cette étude montre que l'approche (i) n'est pas précise sur certaines zones océaniques et que l'approche (ii) a un mauvais ajustement sur les régions continentales au nord. Une méthode appropriée pour remédier à ces lacunes est de combiner les approches (i) et (ii) dans un modèle mixte tel que

$$T_m = \bar{T}_m + \tilde{T}_m \cos\left(2\pi \cdot \frac{doy - doy_w}{365.25}\right) + \alpha_{mod} T_0 \quad (\text{A.58})$$

où doy_w est un jour de l'année de référence appelé jour de "l'hiver au maximum". Il correspond au jour de l'année 211 de l'hémisphère sud. \bar{T}_m est le biais systématique entre T_m et T_0 . \tilde{T}_m est l'amplitude de variation de température et α_{mod} est le facteur de proportionnalité entre les T_m sans composante journalière et T_0 . Les coefficients de conversion spécifiques au site pour calculer T_m ont également été calculés par [Schueler *et al.* 2001] pour un grand nombre de stations IGS, EUREF (pour European Geodetic Reference Network [Bruyninx 2004]) et GREF (pour German Geodetic Reference Network, [Becker *et al.* 1998]), parmi lesquelles figure Tahiti. Pour cette station, les coefficients estimés sont $\bar{T}_m = 65.2$ K, $\tilde{T}_m = 1.4$ K et $\alpha_{mod} = 0.739$ avec un écart-type de $\sigma_{T_m} = 1.7$ K.

Nous pouvons alors exprimer Π uniquement en fonction de la température au sol T_0 , avec une précision inférieure à 10^{-3} (déduite de l'éq. (A.57)). L'erreur relative sur la détermination des $SIWV$ à partir des observations GPS s'exprime donc de la manière suivante :

$$\frac{\sigma_{SIWV}}{SIWV} = \sqrt{\left(\frac{\sigma_{SWD}}{SWD}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_{\Pi}}{\Pi}\right)^2} = 4\% \quad (\text{A.59})$$

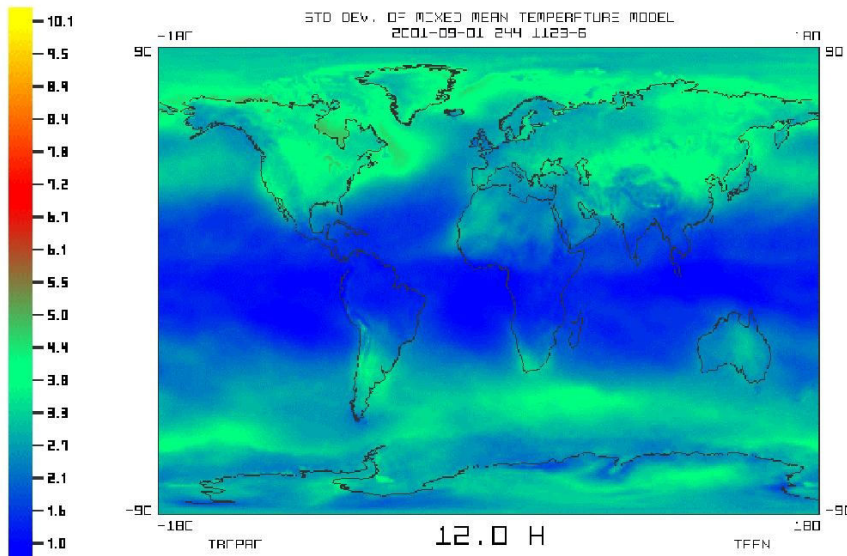


FIGURE A.13 – Écart-type du model mixte combinant la périodicité saisonnière de la température moyenne et la corrélation linéaire avec la température au sol (°C) ([Schueler *et al.* 2001]).

A.3.2.4 Le contenu intégré en vapeur d'eau zénithal

Encore une fois nous pouvons définir un cas particulier du $SIWV$: celui au zénith de la station GPS. Ce délai se nomme seulement le IWV (pour Integrated

Water Vapor) et peut être directement déduit du ZWD tel que :

$$I WV = \Pi . ZWD \quad (\text{A.60})$$

Pour une valeur moyenne de $I WV$ égale à 45 kg.m^2 , l'erreur absolue associée est

$$\sigma_{I WV} = I WV \sqrt{\left(\frac{\sigma_{ZWD}}{ZWD}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_{\Pi}}{\Pi}\right)^2} = 1.8 \text{ kg.m}^2 \quad (\text{A.61})$$

Cette grandeur étant indépendante de l'élévation, elle est donc représentative de la vapeur d'eau à l'aplomb de la station comprise dans la même épaisseur d'atmosphère (entre le sol et la tropopause). Elle est habituellement utilisée par la communauté scientifique pour suivre l'évolution de la vapeur d'eau au cours du temps. Nous utiliserons cette grandeur pour la caractérisation de la météorologie polynésienne dans le Chap. (2).

A.3.2.5 Le bilan de la reconstruction du contenu intégré en vapeur d'eau

Les $SI WV$ ne sont pas produits directement à partir du traitement des mesures GPS, leur estimation nécessite la connaissance d'autres variables météorologiques telles que la pression et la température au sol. Un modèle basé uniquement sur la pression au sol nous permet de reconstruire les ZHD qui, une fois soustraits aux STD GPS, nous permettent d'obtenir les ZWD .

Ces ZWD sont associés aux gradients G_{NS} et G_{EO} et projetés sur la ligne-de-vue de chaque satellite via une fonction de projection. Nous rajoutons alors les résidus des observations GPS et nous obtenons les $SI WV$.

Ceux-ci sont proportionnels aux $SI WV$ via un coefficient Π . Ce coefficient Π peut également être déduit d'un paramètre au sol, la température.

On peut également faire le produit des Π et des ZWD pour obtenir les $I WV$. Ce paramètre est utilisé habituellement pour caractériser les variations de la vapeur d'eau atmosphérique.

Nous observons que l'erreur relative associée à la mesure GPS de vapeur d'eau est étroitement liée à des paramètres caractéristiques du climat polynésien tels que la température ou la pression. Cette erreur relative ne peut pas être généralisée d'une zone d'étude à une autre. Cependant, la détermination de l'erreur relative d'une variable météorologique telle que la vapeur d'eau est indispensable pour valider les conclusions issues de la comparaison de celle-ci avec d'autres paramètres météorologiques tels que la pluviométrie ou la présence de systèmes orageux conduisant à la formation d'éclairs (voir Chap. (2) et annexe (F)).

La détermination de cette erreur relative est aussi nécessaire pour une bonne paramétrisation de la tomographie décrite dans le Chap. (4). En effet, l'une des contraintes imposées aux modèle tomographique (via la matrice de variance/covariance des observations d'entrée) est la corrélation entre deux $SI WV$

observés. Nous observons dans le Chap. (4), que cette corrélation est directement liée à l'incertitude de chaque observation.

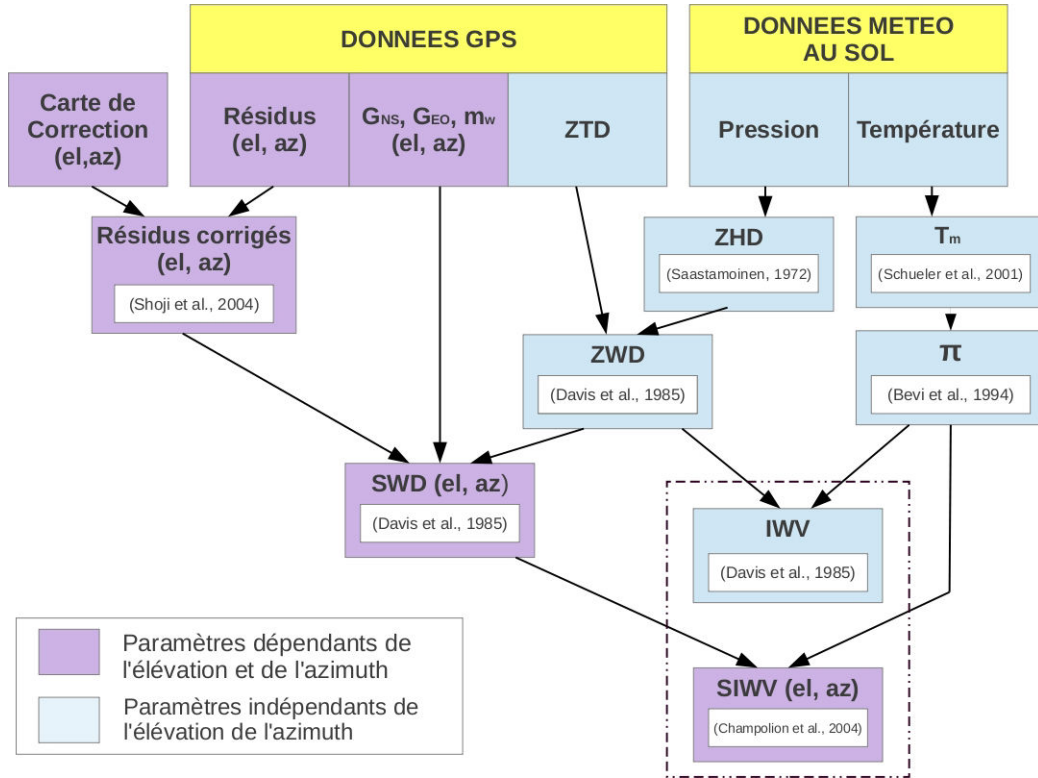


FIGURE A.14 – Organigramme de la reconstruction des contenus en vapeur d'eau intégrés au zénith (bleu) et sur la ligne-de-vue (violet).

A.4 Le traitement GPS en Polynésie française

Comme nous l'avons dit en introduction, l'OGT est impliqué dans la gestion d'un réseau de stations GPS comprenant douze stations permanentes en Polynésie française dont quatre uniquement sur Tahiti. L'installation du réseau de stations GPS a été faite en collaboration avec le SHOM. De plus, au cours de cette thèse une campagne de mesures a été effectuée en Juin 2011 pendant laquelle, 6 stations ont été utilisées provisoirement.

Afin d'exploiter l'ensemble de ces données GPS, l'un des objectifs de cette thèse était de mettre en place une chaîne de traitement GPS opérationnelle. La mise en place de la chaîne de traitement GPS a été initiée par A. Fadil qui a effectué un post-doctorat de deux ans (2008-2010) à l'OGT. Au cours de ce post-doctorat une étude comparative a été effectuée entre les trois principaux logiciels de traitement GPS

(GAMIT/GLOBK, GIPSY-OASIS II et Bernese [Dach *et al.* 2009]) et les radiosondages effectués deux fois par jour au centre de Météo-France ([Fadil *et al.* 2009]). La Fig. (A.15) présente les séries temporelles obtenues à partir des trois logiciels.

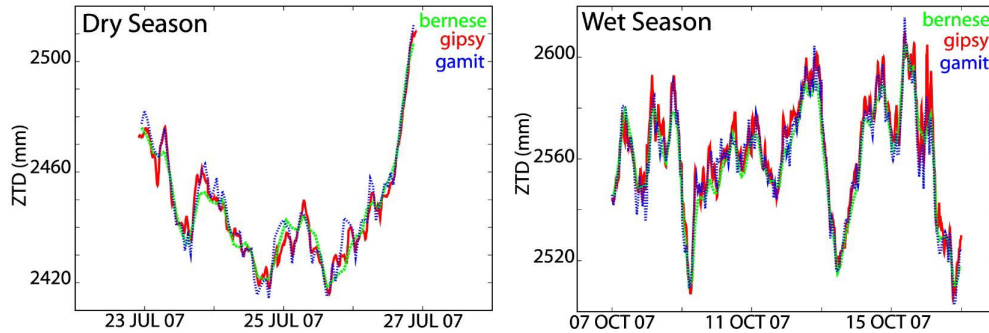


FIGURE A.15 – Estimations des ZTD par les logiciels GIPSY (5 min), GAMIT (15 min) et Bernese (2 heures) pendant les saisons sèche (figure de gauche) et humide (figure de droite). La solution Bernese a été calculée par le centre d’analyse CODE (<ftp://ftp.unibe.ch/aiub/CODE>) ([Fadil *et al.* 2009]).

Pour cette étude, les paramètres troposphériques ont été estimés à l’OGT par deux de ces logiciels : GAMIT/GLOBK et GIPSY-OASIS II. Les paramètres troposphériques produits par le logiciel Bernese ont été calculés par le centre d’analyse CODE (<ftp://ftp.unibe.ch/aiub/CODE>). On constate que ces trois logiciels fournissent des paramètres troposphériques très proches.

Bien que des produits GIPSY-OASIS II ont été utilisés au cours de la thèse (car ils permettent d’obtenir des données avec un échantillonnage de 5 min), je n’ai pas directement manipulé ce logiciel. En effet, le logiciel que j’ai appris à utiliser et dont je me suis servi dans le cadre de l’étude tomographique est le logiciel GAMIT/GLOBK. Nous avons fait le choix d’utiliser GAMIT/GLOBK car, pour une précision comparable sur les paramètres troposphériques, les modules de GAMIT/GLOBK sont accessibles et modifiables ce qui permet une plus grande flexibilité dans le paramétrage. Dans cette partie nous introduisons le principe général des deux logiciels utilisés à l’OGT en approfondissant quelques spécificités du logiciel GAMIT/GLOBK.

A.4.1 Le logiciel de positionnement ponctuel précis : GIPSY-OASIS II

Le logiciel GIPSY OASIS II calcule une solution GPS pour une station donnée en utilisant des corrections d’horloge et des orbites précises des satellites ainsi que les paramètres de position du pôle de la rotation terrestre qui sont déterminés par des centres d’analyse GPS à partir du réseau global de l’IGS. Cette méthode est

appelée méthode de positionnement ponctuel précis (noté PPP pour Precise Point Positioning). Les seuls paramètres nécessitant d'être estimés sont les paramètres propres à la station (erreur d'horloge, position, troposphère). Ainsi, les stations sont traitées indépendamment les unes des autres, ce qui diminue de manière significative le temps de calcul et rend la méthode PPP particulièrement adaptée au traitement des grands réseaux de stations GPS. En effet, contrairement au traitement différentiel en réseau où le temps de calcul augmente de manière géométrique avec le nombre de stations, le temps de calcul du traitement en PPP augmente seulement linéairement. Toutefois, la précision des résultats est fortement liée à la précision des orbites et est généralement inférieure à celle obtenue pour un traitement différentiel avec une répétabilité de l'ordre de 10 mm sur la composante verticale et de 7 mm sur la composante horizontale [Zumberge *et al.* 1997].

A.4.2 Le logiciel de positionnement différentiel : GAMIT/GLOBK

Le logiciel GAMIT (Global positioning system At Massachusetts Institute of Technology) est un logiciel mis au point par le MIT ([Herring *et al.* 2006]). Il utilise la méthode de positionnement différentiel décrite précédemment. Ainsi, l'analyse des données ne permet pas de retrouver la position absolue de la station, mais les lignes de base entre chaque station du réseau. En conséquence, pour connaître les positions des stations du réseau polynésien il est nécessaire de constituer un réseau comprenant des stations dans un périmètre plus grand. Dans notre cas nous choisissons la zone Pacifique. Ce réseau doit comprendre plus de 14 stations pour obtenir une répétabilité acceptable. De plus, les stations choisies doivent fournir des données fiables accessibles et gratuites via internet. Un réseau mondial de stations fiables et disponibles sur les 15 dernières années a été répertorié par [Fadil *et al.* 2011]. Ce réseau inclut des stations appartenant à des réseaux internationaux tels que les réseaux de la NASA (pour National Aeronautics and Space Administration), SOPAC (pour Scripps Orbit and Permanent Array Center) et de l'IGS. Nous avons choisi dix-sept stations appartenant à ce réseau dont dix appartiennent au réseau IGS. Le Tab. (A.4.2) et la Fig. (A.16) présentent les coordonnées des stations choisies.

Les stations IGS ont des positions connues précisément dans le référentiel ITRF (International Terrestrial Reference Frame, ([Altamimi *et al.* 2007])). Elles vont permettre de fixer les positions de l'ensemble du réseau à ce référentiel. Ce processus est effectué par le logiciel GLOBK. Pour cela, GLOBK utilise un filtre de Kalman. Le filtre de Kalman est un filtre de traitement du signal. L'une de ses utilisations est la détermination d'informations telles que la position ou la vitesse d'un objet à partir d'une série d'observations relatives à sa position qui incluent les erreurs de mesure. Ce filtre est un estimateur récursif. Cela signifie que pour estimer l'état courant, seuls l'état précédent et les mesures actuelles sont nécessaires. Ce filtre nécessite donc deux variables : l'estimation de l'état à l'instant donné et la matrice de variance/covariance de l'erreur (une mesure de la précision de l'état estimé).

Le positionnement relatif est le mode de positionnement précis le plus utilisé. La répétabilité sur les composantes horizontales est de l'ordre de 4 mm et de 8 mm

sur la composante verticale. Le traitement GPS relatif permet aussi de déterminer précisément les orbites des satellites GPS ainsi que les paramètres de rotation terrestre.

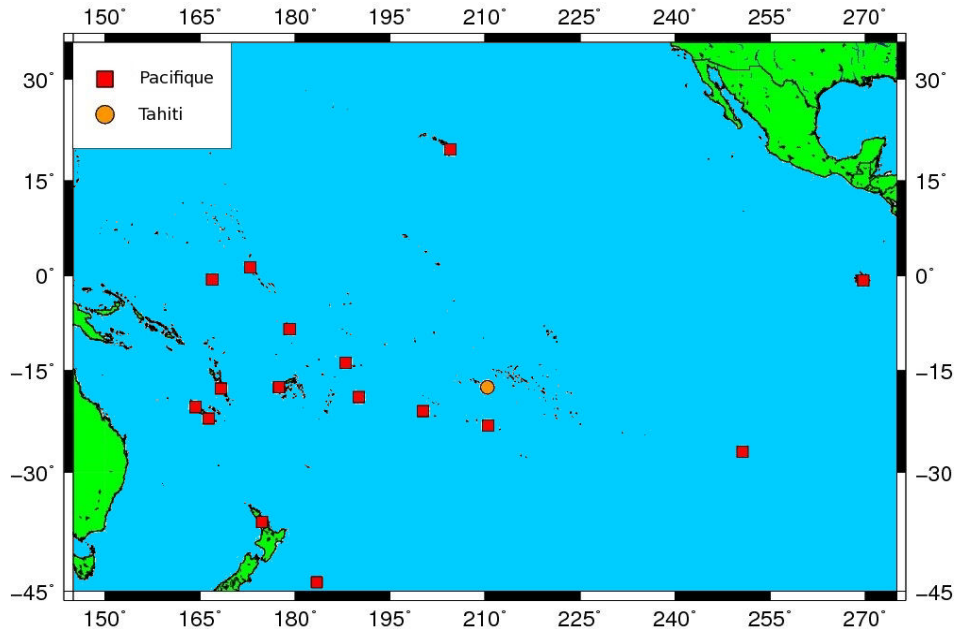


FIGURE A.16 – Positions géographiques des stations appartenant au réseau Pacifique utilisées pour le positionnement différentiel. L'ensemble des stations du réseau tahitien sont représentées par le rond orange.

A.4.3 Les modules de GAMIT

Une étape préliminaire à GAMIT est la conversion des données GPS brutes (format binaire propre à chaque type de récepteur). Les données brutes de mesure de phase doivent être converties en format RINEX (Receiver Independent Exchange Format, [Gurtner & Estey 2006]) qui est le format standard utilisé en analyse GPS. Une fois cette conversion faite, les fichiers peuvent alors être traités par les différents logiciels d'analyse GPS. Nous avons fait cette conversion avec le logiciel Translation, Editing and Quality (noté TEQC [Estey & Meertens 1999]). Ce logiciel présente l'avantage de répertorier la majorité des récepteurs utilisés. De plus, il permet également une vérification des fichiers de données.

Le logiciel GAMIT est constitué d'un ensemble de modules de traitement GPS. La méthode utilisée pour déterminer les différents paramètres est la minimisation par moindres carrés de la différence entre l'estimation théorique et la mesure des paramètres. Pour cela, il utilise quatre modules principaux : MAKEX, MODEL,

**Annexe A. La détermination du contenu intégré en vapeur d'eau à
222 partir de données GPS**

n°	sites	Réseau	latitude	longitude
1	AUCK	SOPAC/IGS	-36.603	174.834
2	CHAT	SOPAC	-43.956	183.434
3	CKIS	SOPAC	-21.201	200.199
4	FALE	SOPAC/IGS	-13.832	188.000
5	GLPS	SOPAC/IGS	-0.743	269.696
6	ISPA	SOPAC/IGS	-27.125	250.656
7	KIRI	SOPAC	1.355	172.923
8	KOUC	SOPAC/IGS	-20.559	164.287
9	LAUT	SOPAC	-17.609	177.447
10	MKEA	SOPAC/IGS	19.801	204.544
11	NAUR	SOPAC	-0.552	166.926
12	NIUM	SOPAC/IGS	-19.077	190.073
13	NRMD	SOPAC/IGS	-22.270	166.410
14	TUVA	SOPAC	-8.525	179.197
15	VANU	SOPAC	-17.744	168.315
16	TUBU	OGT	-23.342	210.524
17	FAA1	OGT/SOPAC/IGS	-17.555	210.386
18	PAPE	OGT	-17.533	210.427
19	MOOR	OGT	-17.490	210.174
20	TARA	OGT	-17.740	210.710
21	THTI	OGT/SOPAC/IGS	-17.577	210.394
23	IRDG	OGT	-17.525	210.463
24	URBA	Urbanisme	-17.543	210.428
25	VOTA	OGT	-17.756	210.483
26	MARA	OGT	-17.606	210.462

TABLE A.4 – Coordonnées approchées des stations appartenant au réseau Pacifique utilisées pour le positionnement différentiel.

AUTOCLEAN et SOLVE et une section de contrôle où sont répertoriés les différents paramètres *a priori*.

MAKEX est un module qui réécrit les fichiers RINEX en format GAMIT. Une fois ce formatage fait ces fichiers vont être utilisés par le module MODEL. Ce module a pour fonction de créer le modèle théorique à partir des paramètres *a priori* et de calculer la différence entre celui-ci et les données mesurées. Cette différence va être traitée par le module AUTOCLEAN. Celui-ci détermine à partir de critères statistiques, la validité de chaque donnée et élimine ou corrige celles qu'il considère aberrantes. Enfin SOLVE est le module qui minimise, grâce à la méthode des moindres carrés, la différence entre le modèle et la mesure. Pour cela, il ajuste les coordonnées, les paramètres troposphériques et les ambiguïtés, qui sont les paramètres libres du modèle.

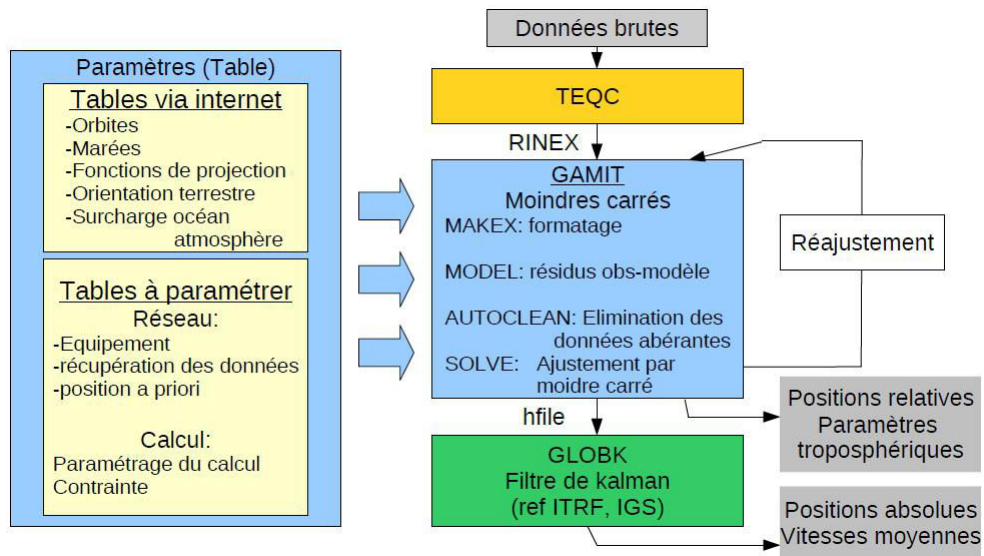


FIGURE A.17 – Organigramme des logiciels utilisés lors de l’analyse GPS : TEQC, GAMIT et GLOBK.

A.4.4 La section de contrôle

Cette section de contrôle est divisée en trois parties : les tables de paramètres standards, les tables propres à notre réseau de stations et les tables de paramétrage du calcul.

- Les tables des paramètres standards sont indépendantes du réseau étudié et peuvent être rapatriées via internet. Ces tables sont principalement les paramètres d’orbite, de marée, d’orientation de la Terre, de surcharge océanique et atmosphérique et les fonctions de projection.
- Les tables propres à notre réseau sont directement liées aux caractéristiques des stations étudiées et c’est à nous de les paramétrer. Une de ces tables concerne le matériel tel que les hauteurs d’antenne ou les récepteurs utilisés, ou encore les dates où les stations ont été opérationnelles. Une autre contient les positions *a priori* de chaque station. Ces positions *a priori* sont nécessaires à l’estimation théorique des différents paramètres. Elles seront recalculées par GAMIT pour être ajustées précisément.
- La table des paramètres du calcul permet de déterminer, entre autres, l’intervalle de temps entre le calcul de deux *ZTD*, le nombre de gradients horizontaux associés et si le modèle sera avec ou sans contrainte sur les positions et les vitesses.

A.4.5 Les données estimées par GAMIT

A.4.5.1 L'échantillonnage et la méthode de la fenêtre glissante

Une fois que nous avons rapatrié les données de chaque station et les différentes tables des paramètres standards et que nous avons paramétré GAMIT, celui-ci génère plusieurs fichiers contenant les différents paramètres troposphériques : En effet, on estime un ZTD toute les 15 min et les gradients Nord-Sud et Est-Ouest associés toutes les heures avec des sessions d'enregistrement de 6hr. Toutefois [Foster *et al.* 2005] ont montré que les paramètres troposphériques au centre de la série temporelle estimés par GAMIT sont d'avantage en accord avec les paramètres mesurés par d'autres instruments telles que les radiosondes, que ceux en début et en fin de session. Nous avons donc choisi d'appliquer la méthode de "fenêtre glissante". Cette méthode consiste à programmer une session supplémentaire de 6hr décalée de 3hr à cheval sur deux sessions, puis à ne garder que les paramètres troposphériques centraux de ses trois sessions. Les paramètres en début et fin de session sont éliminés. Comme les sessions se chevauchent, on obtient ainsi une série temporelle continue. Par exemple, les trois premières sessions programmées seront celles de 0hr-6hr, 3hr-9hr et 6hr-12hr. Les paramètres conservés pour ces sessions sont respectivement ceux de 1hr30-4hr30, 4hr30-7hr30 et 7hr30-10hr30.

A.4.5.2 Les fichiers de sortie

Toutes ces informations sont stockées dans différents fichiers, nous listons ici ceux qui sont nécessaire à la reconstruction des $SIWV$.

Les ofiles : Ils contiennent les paramètres troposphériques avec un échantillonnage de 15 min pour les ZTD et de 1hr pour les gradients horizontaux, les sessions sont de 6hr.

Les zfiles : Ils contiennent entre autre, l'époque, l'élévation, l'azimut et le numéro du satellite pour chaque satellite vu par la station, ainsi que la fonction de projection correspondante à chaque élévation. L'échantillonnage est de 30 secondes, les satellites sont numérotés de 1 à 32 et les sessions sont de 6hr.

Les dphfiles : Il existe un fichier par satellite (donc 32). Ils contiennent les résidus de phase pour chaque donnée recueillie, pour le satellite concerné. L'échantillonnage est de 30 secondes. Les sessions sont au maximum de 6hr, toutefois le fichier ne comprend que les époques où le satellite est visible par la station.

La stabilité verticale et les phénomènes convectifs

B.1 La stabilité verticale

À une échelle aérologique on peut considérer l'atmosphère comme stratifiée, chaque couche étant caractérisée par sa température, sa pression et la quantité d'eau qu'elle contient. Toutefois, cette répartition verticale n'est pas statique et une masse d'air peut subir une accélération verticale. La présence de cette accélération verticale est une caractéristique thermodynamique importante de la masse d'air car elle définit la stabilité de celle-ci.

Une masse d'air peut être déplacée à un niveau supérieur en altitude (et donc un niveau de pression plus faible). Ce déplacement est appelé forçage. Il existe différentes sources de forçage (orographique, convectif, ou dû à la convergence des vents). La stabilité d'une parcelle d'air repose alors sur sa capacité à retourner ou non à son état d'équilibre à la suite de ce forçage. Autrement dit une couche atmosphérique est stable lorsqu'elle ne provoque pas de mouvements verticaux.

On peut caractériser les mouvements ascendants et subsidents (qui résultent des cas d'instabilité et de stabilité d'une masse d'air) par un critère de flottabilité. Ce critère repose sur le principe d'Archimède. La force résultante qui s'exerce sur une masse d'air est égale à la différence de poids entre cette masse d'air et une masse d'air environnante de volume équivalent. Ainsi, lorsque les forces induites par le poids de la masse d'air et la poussée d'Archimède sont égales et opposées, la masse d'air est dite en équilibre hydrostatique.

Toutefois, lorsqu'une masse d'air est plus froide (et donc plus lourde) qu'une masse d'air environnante, la force de flottabilité va induire une accélération conduisant à un mouvement dirigé vers le bas. Dans ce cas, le gradient thermique vertical de la parcelle d'air est plus petit que le gradient adiabatique. La parcelle tend à retourner vers son niveau initial avant forçage.

Dans le cas contraire, la force de flottabilité confère à une masse d'air plus chaude (et donc plus légère) une accélération induisant un mouvement dirigé vers le haut. Le gradient thermique vertical de la parcelle d'air est plus grand que le gradient adiabatique. La parcelle peut alors continuer son ascension.

Lorsqu'une masse d'air humide subit une ascension verticale, il est possible qu'elle arrive à saturation (humidité relative à 100%). La vapeur d'eau se condense et implique la formation de nuages. Ce changement d'état entraîne une libération de chaleur latente ce qui a pour conséquence de diminuer la température de la

parcelle d'air. Toutefois, la présence de nuages, n'implique pas forcément des précipitations. En effet, la capacité précipitante des nuages dépend de la croissance des gouttelettes nuageuses. Il faut que cette croissance soit suffisante pour que les gouttelettes ne s'évaporent pas totalement avant d'atteindre le sol. Il existe de nombreux mécanismes pouvant expliquer la croissance des particules d'eau liquide. Les fortes précipitations sont généralement associées à des nuages qui résultent d'une instabilité convective et qui ont en un fort développement vertical (cumulus et cumulonimbus).

B.2 Les phénomènes convectifs

L'ensemble des processus qui résultent de l'instabilité d'une parcelle d'air donne lieu à des phénomènes convectifs. La principale cause de la convection thermique est le flux de chaleur solaire. Cette convection thermique qui déclenche l'ascendance des particules dans une atmosphère instable peut provoquer la saturation de l'air et donner naissance à des cellules convectives. Dans le cas où les processus de convection s'étendent à toute la hauteur de la troposphère, la convection est dite profonde.

Plusieurs indices ont été développés pour prévoir le degré d'instabilité des masses d'air à partir des mesures de radiosondage. En effet les radiosondages permettent de suivre l'évolution de la température et de la température de rosée en fonction de la pression (directement liée à l'altitude). La température rosée est représentative de la quantité de vapeur d'eau présente dans la parcelle d'air et permet donc de déduire le degré de saturation de cette parcelle. Deux indices déduits de ces deux courbes sont couramment utilisés : la CAPE (Convective Available Potential Energy) et la CIN (Convective Inhibition). La CAPE permet d'estimer le potentiel convectif de l'atmosphère en un lieu donné par le biais de la vitesse verticale maximale que peut atteindre une particule d'air du fait de sa flottabilité. La CIN correspond à l'énergie qui est nécessaire pour empêcher une parcelle d'air d'atteindre le niveau de convection libre.

Même si la vapeur d'eau joue un rôle majeur dans la formation des cellules orageuses et des précipitations, on comprend que la relation entre cette vapeur d'eau et ces phénomènes n'est pas directe et que de nombreux autres facteurs interviennent. Le degré de relation entre ces phénomènes et la vapeur d'eau est discuté dans le Chap. (2).

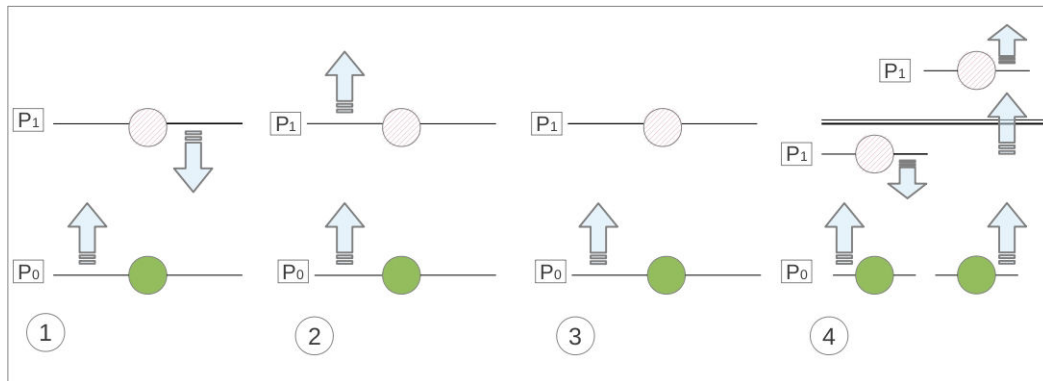


FIGURE B.1 – Evolution possible d'une particule aérolologique, supposée initialement à l'équilibre au niveau P_0 et amenée à un niveau de pression P_1 . Si elle tend à revenir à sa position initiale, elle est alors en stabilité absolue (schéma 1). Si au contraire, elle s'éloigne encore plus de sa position initiale, elle est en instabilité absolue (schéma 2). Si elle reste au niveau où on l'a amenée, elle est en équilibre indifférent (schéma 3). Enfin, si il y a stabilité pour de petits déplacements verticaux mais instabilité pour des perturbations suffisamment importantes alors la particule est en instabilité sélective (schéma 4).

Le problème inverse

Sommaire

C.1	Le principe général	229
C.2	Le modes de résolution	231
C.2.1	La classification des méthodes de résolution par moindres carrés	231
C.2.2	La méthode des moindres carrés amortis	235
C.2.3	La méthode des moindres carrés pondérés amortis	236
C.3	La pseudo-inversion	238
C.3.1	Les matrices inverses et pseudo-inverses	238
C.3.2	La décomposition en valeurs singulières	239
C.3.3	La matrice pseudo-inverse coupée	240

Cette annexe introduit de manière non-exhaustive les différents concepts et approches de la méthode de résolution des problèmes inverses nécessaires à la compréhension du sujet de cette thèse. Elle ne présente pas toutes les spécificités de cette méthode mais seulement celles implémentées dans le modèle tomographique. Pour des explications plus approfondies et complètes, le lecteur pourra se référer à [Golub & Reinsch 1970].

C.1 Le principe général

La résolution d'un problème inverse consiste à déterminer des causes connaissant des effets. Ainsi, ce problème est l'inverse de celui appelé problème direct (ou prédictif), cherchant à déduire les effets, les causes étant connues. Cette définition montre que nous sommes plus habitués à étudier des problèmes directs. Ceci est dû au fait qu'il est possible de donner un contenu mathématique à la phrase "les mêmes causes produisent les mêmes effets", autrement dit, qu'il est raisonnable d'exiger que le problème direct soit "bien posé". Par contre, l'inverse n'est pas forcément vrai : les mêmes effets peuvent provenir de causes différentes. Les problèmes inverses peuvent donc avoir plusieurs solutions, et il est nécessaire de disposer d'informations supplémentaires pour les discriminer entre elles.

La prédiction de l'état futur d'un système physique, connaissant son état actuel, est l'exemple type du problème direct. On peut envisager divers problèmes inverses : par exemple, reconstituer l'état passé du système connaissant son état actuel (si ce système est irréversible), ou la détermination de paramètres du système, connaissant

une partie de son évolution. Ce dernier problème est celui de l'identification de paramètres.

Le succès dans la résolution d'un problème inverse repose en général sur une bonne connaissance du problème direct et donc sur des éléments spécifiques à ce problème (dans notre cas la météorologie polynésienne). Il existe quelques techniques qui possèdent un domaine d'applicabilité étendu comme par exemple la méthode des moindres carrés. Celle-ci consiste en la reformulation d'un problème inverse sous la forme de la minimisation du carré des erreurs entre les mesures réelles et les "mesures synthétiques" (c'est-à-dire la solution du problème direct).

Prenons par exemple le cas de la température atmosphérique T qui diminue de manière linéaire en fonction de l'altitude z . Nous avons alors une équation du type $T(z) = \alpha z + \beta$ (α étant un coefficient négatif généralement proche de -6.5 K/km). Si nous connaissons les variables α et β , nous pouvons estimer la température à n'importe quelle altitude. C'est un exemple de théorie prédictive. Si maintenant nous avons les valeurs de température à certaines altitudes, le problème inverse sera de déterminer les paramètres α et β . Cet exemple montre que les problèmes inverses sont plus difficiles à résoudre que les problèmes directs car il faut déterminer les paramètres α et β de manière à minimiser l'écart avec les valeurs réelles.

La base d'un problème inverse est bien entendue d'analyser les données en présence afin de bien poser le problème. Celui-ci se décompose de la manière suivante. Nous avons N mesures d'un paramètre quelconque composant un vecteur \underline{b} : les données. Nous avons également M coefficients à estimer constituant un vecteur \underline{x} : les paramètres du modèle à estimer (noté par la suite paramètres). Le postulat est donc qu'il existe un lien entre nos données et les paramètres. Cette relation est appelée modèle. Les données et les paramètres peuvent être liés par plusieurs équations sous la forme :

$$\begin{aligned} \alpha z_1 + \beta &= T_1 \\ \alpha z_2 + \beta &= T_2 \\ &\vdots \\ \alpha z_N + \beta &= T_N \end{aligned} \tag{C.1}$$

Ces équations sont linéaires et peuvent donc être écrites sous forme matricielle :

$$\underline{A} * \underline{x} = \underline{b} \tag{C.2}$$

La matrice \underline{A} représente le modèle liant le vecteur données \underline{b} et le vecteur paramètres \underline{x} . Pour l'exemple de la température atmosphérique, ces matrices sont :

$$\underline{A} = \begin{bmatrix} z_1 & 1 \\ z_2 & 1 \\ \vdots & \vdots \\ z_N & 1 \end{bmatrix}; \quad \underline{x} = \begin{bmatrix} \alpha \\ \beta \end{bmatrix}; \quad \underline{b} = \begin{bmatrix} T_1 \\ T_2 \\ \vdots \\ T_N \end{bmatrix} \tag{C.3}$$

Une des manières pour résoudre le problème inverse $\underline{A} * \underline{x} = \underline{b}$ est basée sur

les mesures de distance ou longueur des paramètres à estimer \underline{x}^{est} et des données prédites \underline{b}^{pre} tel que :

$$\underline{A} * \underline{x}^{est} = \underline{b}^{pre} \quad (\text{C.4})$$

C.2 Le modes de résolution

C.2.1 La classification des méthodes de résolution par moindres carrés

La méthode la plus directe et connue pour résoudre ce type de problèmes inverses est la méthode des moindres carrés. Cette méthode tente d'ajuster au mieux les paramètres de telle manière que les données prédites \underline{b}^{pre} soient aussi proches que possible des données observées \underline{b}^{obs} suivant une fonction de coût quadratique.

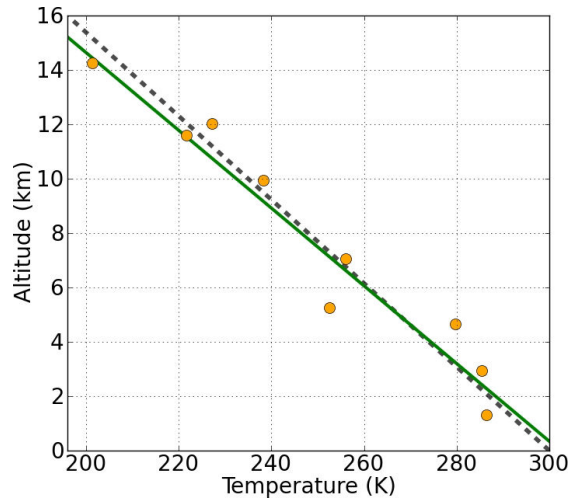


FIGURE C.1 – Exemple de résolution par moindres carrés, pour le cas de la température atmosphérique T qui diminue de manière linéaire en fonction de l'altitude z ($T(z) = \alpha z + \beta$). Les points oranges représentent les observations, la ligne verte représente la meilleure estimation au sens des moindres carrés du profil vertical de la température et la ligne en pointillés représente le profil attendu ($\beta = -6.5$ K/km et $T_0 = 300$ K).

Dans le cas de l'exemple de la température atmosphérique, la Fig. (C.1) présente les observations de la température pour différentes altitudes (points oranges). Dans cet exemple l'objectif est de trouver la droite qui caractérise au mieux (au sens des moindres carrés) le nuage de points. Ainsi, pour chacun des b_i^{obs} observés (éléments du vecteur \underline{b}^{obs} , dans l'exemple de la température, cela correspond aux différentes valeurs de la température mesurée), nous avons une valeur b_i^{pre} qui lui correspond. Nous pouvons donc définir une erreur de prédiction sous la forme $e_i = b_i^{obs} - b_i^{pre}$. La "meilleure" droite sera celle qui conduira à une erreur globale minimum définie

comme étant la somme des erreurs individuelles des distances point-droite projetées sur l'axe des ordonnées au carré, soit :

$$E = \sum_{i=1}^N e_i^2 = \sum_{i=1}^N (b_i^{obs} - b_i^{pre})^2 \quad (C.5)$$

Sous forme matricielle, en introduisant l'éq. (C.4) nous obtenons

$$E = (\underline{A} * \underline{x}^{est} - \underline{b}^{obs})^T (\underline{A} * \underline{x}^{est} - \underline{b}^{obs}) \quad (C.6)$$

Pour trouver le minimum de E , il suffit de déterminer les valeurs de \underline{x}^{est} pour lesquelles la dérivée de E , notée $dE/d\underline{x}$ s'annule :

$$dE/d\underline{x} = 0 \quad (C.7)$$

$$d \left[(\underline{A} * \underline{x}^{est} - \underline{b}^{obs})^T (\underline{A} * \underline{x}^{est} - \underline{b}^{obs}) \right] / d\underline{x} = 0 \quad (C.8)$$

$$d \left[(\underline{x}^{est T} * \underline{A} - \underline{b}^{obs T}) (\underline{A} * \underline{x}^{est} - \underline{b}^{obs}) \right] / d\underline{x} = 0 \quad (C.9)$$

$$d \left[\underline{x}^{est T} * \underline{A}^T \underline{A} * \underline{x}^{est} - 2\underline{b}^{obs T} * \underline{A} * \underline{x}^{est} \right] / d\underline{x} = 0 \quad (C.10)$$

$$2\underline{x}^{est T} * \underline{A}^T \underline{A} - 2\underline{b}^{obs T} * \underline{A} = 0 \quad (C.11)$$

$$\underline{A}^T \underline{A} * \underline{x}^{est} = \underline{A}^T * \underline{b}^{obs} \quad (C.12)$$

$$\underline{x}^{est} = (\underline{A}^T \underline{A})^{-1} \underline{A}^T * \underline{b}^{obs} \quad (C.13)$$

Cette expression est la solution au problème inverse $\underline{A} * \underline{x} = \underline{b}$ au sens des moindres carrés.

Toutefois, certains problèmes inverses nécessitent une approche différente car la méthode précédente ne peut être appliquée. En effet, celle-ci prend en considération le postulat suivant : il existe une seule solution qui est la meilleure au sens des moindres carrés. Mais si nous avons un problème qui possède une infinité de "meilleures" solutions, il ne sera pas possible de distinguer la bonne. Reprenons l'exemple de la température atmosphérique dans le cas extrême où nous ne disposons que d'une seule observation T_0 à l'altitude z_0 . Dans ce cas, il existe une infinité de droites passant par ce point et il nous est impossible de distinguer laquelle est la "meilleure" au sens des moindres carrés. La matrice \underline{A} se réduit alors à $\begin{bmatrix} 1 & z_0 \end{bmatrix}$ et la matrice $(\underline{A}^T \underline{A})$ apparaissant dans l'éq. (C.13) avant inversion est de la forme

$$\underline{A}^T \underline{A} = \begin{bmatrix} 1 \\ z_0 \end{bmatrix} * \begin{bmatrix} 1 & z_0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & z_0 \\ z_0 & z_0 \end{bmatrix} \quad (C.14)$$

Cette matrice est inversible uniquement si son déterminant est non nul, or $\det(\underline{A}^T \underline{A}) = 0$. Cela implique que le problème n'a pas de solution. La question de savoir si l'équation $\underline{A} * \underline{x} = \underline{b}$ nous fournit assez d'informations pour trouver d'une manière unique les paramètres du modèle, sert comme élément de base à diverses classifications de problèmes inverses.

En effet, la classification tient compte des deux quantités estimables dans l'équation $\underline{A} * \underline{x} = \underline{b}$. Nous avons les données \underline{b} représentant N équations. Et nous avons les paramètres \underline{x} représentant M inconnues à estimer. Nous sommes donc en présence d'un système de N équations à M inconnues.

- Si $N > M$, nous avons plus d'équations que d'inconnues. Le système est donc surdéterminé et il est possible dans ces conditions de trouver une solution unique qui soit la meilleure au sens des moindres carrés. Le cas de la droite minimisant un nuage de points en est un bon exemple.
- Si $N = M$, nous sommes en présence d'un système déterminé. Il existe exactement autant d'équations que d'inconnues. Il y a donc seulement une solution possible.
- Si $N < M$, nous avons plus d'inconnues que d'équations. Le problème est complètement indéterminé. Dans ce cas, une infinité de solutions existent et une résolution par moindres carrés ne devient possible que s'il on rajoute des contraintes *a priori* ou de l'information en supplément. Il faut donc adapter la méthode pour résoudre ce genre de problème. Le cas de la droite passant par un seul point est un exemple de ce type de problème.

Il existe un autre catégorie de problème inverse : les problèmes mixtes qui sont à la fois déterminés (ou surdéterminés) et sous-déterminés. Reprenons encore une fois l'exemple de la température atmosphérique. Cette fois-ci nous disposons de trois mesures. Donc $N = 3$ et $M = 2$. $N > M$, le problème est surdéterminé. Toutefois si toutes les mesures sont effectuées à la même altitude z_0 , nous concevons qu'il est impossible de déterminer comment T varie avec l'altitude. Dans un tel cas les matrices \underline{A} et $(\underline{A}^T \underline{A})$ sont de la forme :

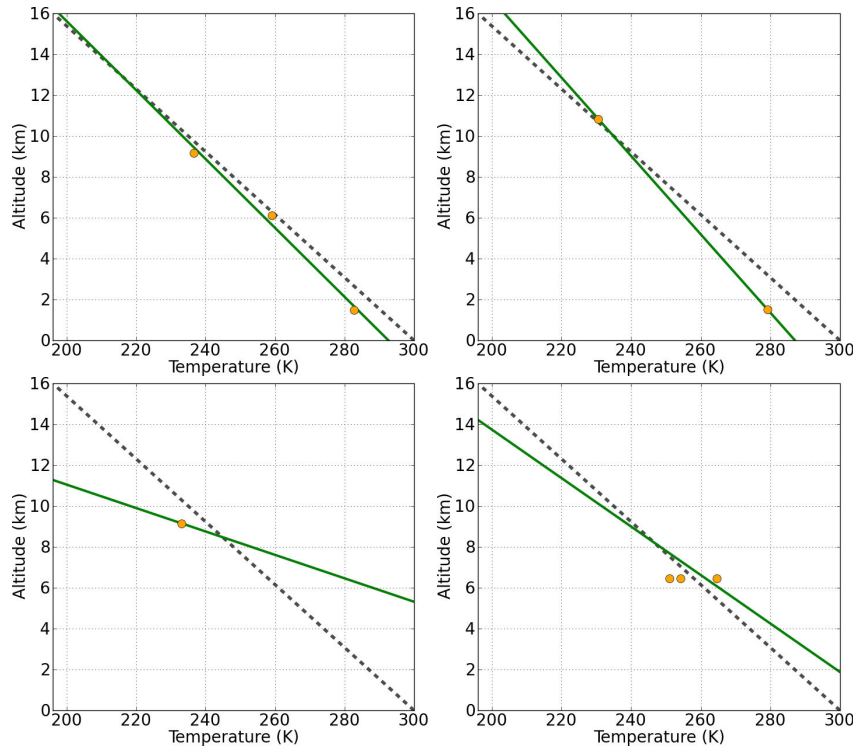


FIGURE C.2 – Classification des problèmes inverses. Le graphique en haut à gauche illustre un problème surdéterminé : $N > M$. Il est possible de trouver une solution unique qui soit la meilleure au sens des moindres carrés. Le graphique en haut à droite illustre un problème déterminé : $N = M$. Il y a seulement une solution possible. Le graphique en bas à gauche illustre un problème indéterminé : $N < M$. une infinité de solutions existent et une résolution par moindres carrés devient impossible. Enfin, le graphique en bas à droite illustre un problème mixte qui est à la fois surdéterminé et sous-déterminés.

$$\underline{A} = \begin{bmatrix} 1 & z_0 \\ 1 & z_0 \\ 1 & z_0 \end{bmatrix}; \quad (\underline{A}^T \underline{A}) = \begin{bmatrix} 1 & 3z_0 \\ 3z_0 & 3z_0^2 \end{bmatrix} \quad (\text{C.15})$$

Encore une fois, cette matrice est inversible uniquement si son déterminant est non nul mais $\det(\underline{A}^T \underline{A}) = 0$. Le problème n'a donc pas de solution, comme dans le cas précédent.

L'ensemble des différents problèmes présentés précédemment sont illustrés par la Fig. (C.2).

On comprend qu'il faut avoir bien approfondi le problème et s'assurer qu'il est bien posé avant de choisir la méthode de résolution car le fait que $N > M$ ne signifie pas toujours qu'il y a une solution. Tout dépend de la structure des données dans les matrices qui doivent être inversées.

C.2.2 La méthode des moindres carrés amortis

Une solution possible pour résoudre un problème inverse mixte est de ne pas seulement minimiser la longueur E liée au données mais aussi une longueur L liée aux paramètres. Une nouvelle longueur K à minimiser est alors définie

$$K = E + c_\alpha^2 L \quad (\text{C.16})$$

Avec

$$E = \underline{e}^T * \underline{e} \quad \text{et} \quad L = \underline{x}^{estT} * \underline{x}^{est} \quad (\text{C.17})$$

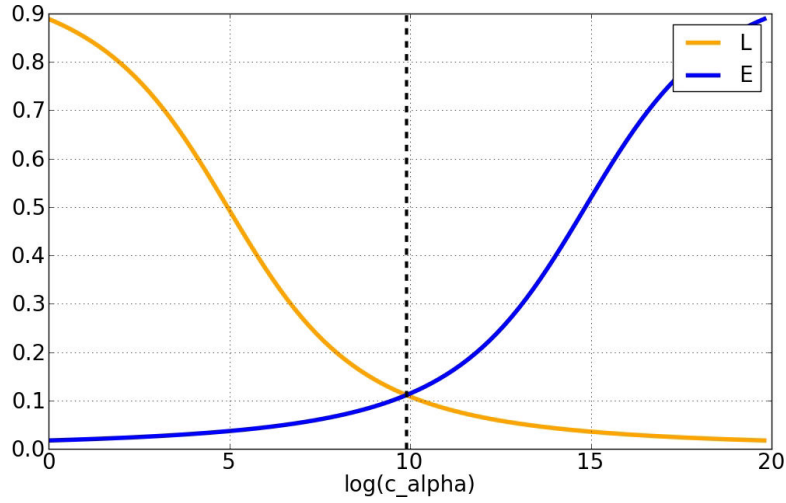
Comme dans le cas précédent, pour estimer le vecteur \underline{x}^{est} qui minimise K , nous posons la dérivée $dK/d\underline{x} = 0$ et nous obtenons

$$\underline{x}^{est} = (\underline{A}^T \underline{A} + c_\alpha \underline{I})^{-1} \underline{A}^T * \underline{b}^{obs} \quad (\text{C.18})$$

Avec \underline{I} la matrice identité. Cette méthode est appelée méthode des moindres carrés amortis et permet de trouver une solution au problèmes inverses mixtes.

Le facteur de pondération c_α détermine l'importance donnée à l'erreur de prédiction. Si c_α est suffisamment grand, cette équation va minimiser la partie sous-déterminée de la solution. Toutefois, il minimisera aussi la partie surdéterminée du problème. En conclusion, la solution ne minimisera pas l'erreur de prédiction E et ne sera pas un bon estimateur des paramètres du modèle.

Inversement, si c_α est égale à 0, l'erreur de prédiction E sera minimisée mais aucune information *a priori* ne sera fournie pour résoudre la partie sous déterminée des paramètres du modèle. Il faut donc trouver un compromis entre un c_α grand et un c_α égal à 0. Ce choix n'est pas évident et il n'existe pas de méthode simple pour définir ce coefficient. Une méthode possible est de déterminer E et L pour différentes valeurs de c_α . Comme nous l'avons expliqué précédemment, lorsque c_α tend vers de grandes valeurs, L tend vers 0 et E tend vers de grandes valeurs. A l'inverse, lorsque c_α tend vers 0, L est élevé et E tend vers 0. Ainsi les courbes de E et L ont un point d'intersection. Nous choisirons la valeur de c_α correspondant à ce point d'intersection comme meilleur compromis de c_α . La Fig. (C.3) présente un schéma de l'évolution de E et L en fonction de c_α .

FIGURE C.3 – Schéma de l'évolution de E et L en fonction de c_α .

C.2.3 La méthode des moindres carrés pondérés amortis

C.2.3.1 La pondération des paramètres :

Dans d'autres cas, il n'est pas possible d'utiliser la longueur L comme paramètre de minimisation. En effet, si nous considérons un problème inverse avec deux paramètres différents à trouver, nous ne pouvons pas additionner ces quantités. Dans ce cas, on peut faire appel à une matrice de pondération notée \underline{C}_x^{-1} . On pose alors :

$$L = \underline{x}^{estT} * \underline{C}_x^{-1} * \underline{x}^{est} \quad (C.19)$$

Toutefois, cette matrice ne suffit pas toujours à résoudre ce type de problème. On peut alors également faire appel à une valeur *a priori* de l'information pour résoudre les équations. On modifie donc l'équation de L de la manière suivante :

$$L = (\underline{x}^{est} - \underline{x}_0)^T * \underline{C}_x^{-1} * (\underline{x}^{est} - \underline{x}_0) \quad (C.20)$$

La quantité $(\underline{x}^{est} - \underline{x}_0)$ est la distance par rapport à la valeur *a priori*. Une fois les calculs de minimisation effectués, nous arrivons à

$$\underline{x}^{est} = \underline{x}_0 + \left(\underline{A}^T \underline{A} + c_\alpha \underline{C}_x^{-1} \right)^{-1} * \underline{A}^T * \left(\underline{b}^{obs} - \underline{A} * \underline{x}_0 \right) \quad (C.21)$$

Cette méthode est celle de la distance minimum pondérée.

C.2.3.2 La pondération des observations :

Nous pouvons également utiliser cette méthode de pondération mais cette fois-ci appliquée à la norme E . Cette technique a l'avantage de fixer une pondération sur les erreurs. On pose

$$E = \underline{e}^T * \underline{C_b}^{-1} * \underline{e} \quad (\text{C.22})$$

D'après la littérature traitant des problèmes inverses en général, une bonne matrice de pondération est l'inverse de la matrice de variance/covariance des erreurs (d'où les notations $\underline{C_x}^{-1}$ et $\underline{C_b}^{-1}$). Cette pondération suffit généralement à résoudre les problèmes surdéterminés. Elle a l'avantage par rapport à une solution par moindres carrés classique de pouvoir donner plus ou moins de poids aux erreurs sur les données.

Reprenons l'exemple de la température atmosphérique dans le cas où nous disposons d'un nuage de points, nous pouvons grâce à cette matrice donner un poids très faible à un point se trouvant très loin du nuage et donner un poids important à un point se situant au centre du nuage où la droite devrait passer (voir Fig. (C.4).

La méthode des moindres carrés pondérés amortis utilise donc la minimisation de l'ensemble des longueurs précédemment définies comme :

$$Q = E + c_\alpha^2 L \quad (\text{C.23})$$

Avec

$$E = \underline{e}^T * \underline{C_b}^{-1} * \underline{e} \quad \text{et} \quad L = (\underline{x}^{est} - \underline{x}_0)^T * \underline{C_x}^{-1} * (\underline{x}^{est} - \underline{x}_0) \quad (\text{C.24})$$

La solution minimisant cette équation est de la forme :

$$\underline{x}^{est} = \underline{x}_0 + \left(\underline{A}^T \underline{C_b}^{-1} \underline{A} + c_\alpha \underline{C_x}^{-1} \right)^{-1} \underline{A}^T \underline{C_b}^{-1} * (\underline{b}^{obs} - \underline{A} * \underline{x}_0) \quad (\text{C.25})$$

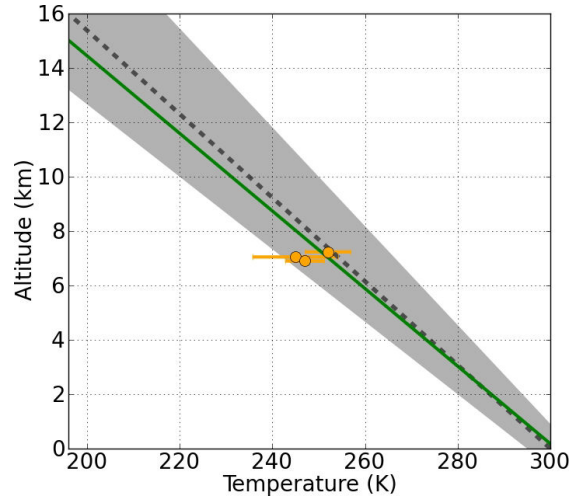


FIGURE C.4 – Illustration de la résolution par moindres carrés pondérés amortis pour l'exemple de la température atmosphérique T qui décroît de manière linéaire en fonction de l'altitude z ($T(z) = \alpha z + \beta$). Les points oranges représentent les observations et les segments oranges représentent la pondération des erreurs d'observations. La ligne en pointillés représente le profil *a priori* attendu ($\alpha = -6.5$ K/km et $T_0 = 300$ K) et la surface grise la pondération sur les erreurs des paramètres. Enfin la ligne verte représente la meilleure estimation au sens des moindres carrés pondérés amortis du profil vertical de la température.

C.3 La pseudo-inversion

Nous avons vu que pour un problème surdéterminé et entaché d'erreurs, il n'existe aucun vecteur \underline{x} qui satisfait parfaitement toutes les équations du système. Cependant, il est possible de trouver une solution de \underline{x}^{est} qui satisfait au mieux (au sens des moindres carrés) ces équations. L'estimation de cette solution nécessite une inversion de la matrice $\left(\underline{A}^T \underline{C}_b^{-1} \underline{A} + c_\alpha \underline{C}_x^{-1}\right)$. Comme le font remarquer [Golub & Reinsch 1970], dans certains cas cette inversion peut induire des erreurs numériques ou n'est tout simplement pas possible. Pour éviter de tels problèmes, il est préférable d'utiliser la pseudo-inversion, plutôt que l'inversion simple.

C.3.1 Les matrices inverses et pseudo-inverses

Redéfinissons tout d'abord le principe d'inversibilité d'une matrice. Soit \underline{A} une matrice réelle carrée d'ordre N , si son déterminant est non nul \underline{A} est inversible, c'est-à-dire qu'il existe une matrice réelle carrée d'ordre N notée \underline{A}^{-1} telle que :

$$\underline{A}\underline{A}^{-1} = \underline{A}^{-1}\underline{A} = \underline{I} \quad (\text{C.26})$$

Par contre, si le déterminant de \underline{A} est nul ou si \underline{A} est rectangulaire, alors il n'existe pas de matrice inverse et la matrice \underline{A} sera nommée matrice singulière.

Dans ce cas, comme l'expliquent [Golub & Van Loan 1996], pour toute matrice $\underline{A} \in \mathbb{R}^{M \times N}$ il existe une matrice nommée pseudo-inverse de \underline{A} , notée \underline{A}^+ , qui satisfait aux quatre conditions de Moore-Penrose :

- $\underline{A}\underline{A}^+$ laisse \underline{A} invariant à gauche : $\underline{A}\underline{A}^+\underline{A} = \underline{A}$;
- $\underline{A}^+\underline{A}$ laisse \underline{A}^+ invariant à droite : $\underline{A}^+\underline{A}\underline{A}^+ = \underline{A}^+$;
- $\underline{A}\underline{A}^+$ est symétrique : $\underline{A}\underline{A}^+ = (\underline{A}\underline{A}^+)^T$;
- $\underline{A}^+\underline{A}$ est symétrique : $(\underline{A}^+\underline{A})^T = \underline{A}^+\underline{A}$.

Cette matrice pseudo-inverse a la propriété d'être égale à l'inverse de \underline{A} lorsque celle-ci est carrée d'ordre N et non singulière.

C.3.2 La décomposition en valeurs singulières

Les valeurs singulières, notées λ_i , d'une matrice rectangulaire réelle $\underline{A} \in \mathbb{R}^{M \times N}$ sont les racines carrées non négatives des valeurs propres de la matrice $\underline{A}^T \underline{A}$. Ces racines, toujours positives ou nulles seront classées par ordre décroissant ([Golub & Reinsch 1970]). Le nombre de valeurs singulières supérieures à zéro correspond au rang de la matrice \underline{A} . Notons que si toutes les valeurs singulières sont supérieures à zéro ($\text{rang}(\underline{A}) = N$) alors \underline{A} sera inversible.

$$\left. \begin{array}{l} \underline{A} \in \mathbb{R}^{M \times N} \\ \text{rang}(\underline{A}) = r \\ p = \min \{M, N\} \end{array} \right\} \lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \dots \geq \lambda_r > \lambda_{r+1} = \lambda_{r+2} = \dots = \lambda_p = 0 \quad (\text{C.27})$$

Il est possible de déterminer la matrice pseudo-inverse \underline{A}^+ à partir de la décomposition en valeurs singulières de la matrice \underline{A} . En effet, soit $\underline{A} \in \mathbb{R}^{M \times N}$ une matrice, il existe des matrices orthogonales $\underline{U} \in \mathbb{R}^{M \times M}$ et $\underline{V} \in \mathbb{R}^{N \times N}$ telles que ([Golub & Van Loan 1996]) :

$$\underline{U}^T \underline{A} \underline{V} = \underline{\Lambda} = \begin{bmatrix} \lambda_1 & 0 & \dots & \dots & 0 \\ 0 & \lambda_2 & \ddots & 0 & \vdots \\ \vdots & \ddots & \ddots & \ddots & \vdots \\ \vdots & 0 & \ddots & \lambda_{p-1} & 0 \\ 0 & \dots & \dots & 0 & \lambda_p \end{bmatrix}; \quad p = \min \{M, N\} \quad (\text{C.28})$$

Nous avons alors la décomposition en valeurs singulières (notée SVD) de \underline{A} :

$$\underline{A} = \underline{U} \underline{\Lambda} \underline{V}^T \quad (\text{C.29})$$

Une façon d'obtenir la matrice pseudo-inverse de \underline{A} est de calculer sa décomposition en valeurs singulières, puis de former la matrice diagonale $\underline{\Lambda}^+$ en prenant comme éléments diagonaux les inverses des λ_i lorsque ceux-ci sont non nuls (les éléments nuls de la diagonale de $\underline{\Lambda}$ sont inchangés dans $\underline{\Lambda}^+$). Son expression est :

$$\underline{x}'^+ = \begin{bmatrix} \frac{1}{\lambda_1} & 0 & \dots & \dots & \dots & \dots & 0 \\ 0 & \frac{1}{\lambda_2} & \ddots & & & & \vdots \\ \vdots & \ddots & \ddots & \ddots & 0 & & \vdots \\ \vdots & & \ddots & \frac{1}{\lambda_r} & \ddots & & \vdots \\ \vdots & & 0 & \ddots & 0 & \ddots & \vdots \\ \vdots & & & & & \ddots & \ddots & 0 \\ 0 & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & 0 & 0 \end{bmatrix} \quad (\text{C.30})$$

Il est alors possible via la formule suivante de reconstruire la matrice pseudo-inverse :

$$\underline{A}^+ = \underline{V}\underline{\Lambda}^+\underline{U}^T \quad (\text{C.31})$$

C.3.3 La matrice pseudo-inverse coupée

Avec cette nouvelle définition de la matrice \underline{A} le problème inverse initial s'écrit alors :

$$\underline{U}\underline{\Lambda}\underline{V}^T * \underline{x} = \underline{b} \quad (\text{C.32})$$

et la solution de moindre norme devient :

$$\underline{x}^+ = \underline{V}\underline{\Lambda}^+\underline{U}^T * \underline{b} \quad (\text{C.33})$$

$$\underline{V}^T * \underline{x}^+ = \underline{\Lambda}^+\underline{U}^T * \underline{b} \quad (\text{C.34})$$

$$\underline{x}'^+ = \underline{\Lambda}^+ * \underline{b}' \quad (\text{C.35})$$

avec :

$$\underline{x}'^+ = \underline{V}^T * \underline{x}^+; \quad \underline{b}' = \underline{U}^T * \underline{b} \quad (\text{C.36})$$

En décomposant l'écriture matricielle de l'éq. (C.35) nous obtenons :

$$\underline{x}'^+ = \begin{bmatrix} \frac{1}{\lambda_1} & 0 & \dots & \dots & \dots & \dots & 0 \\ 0 & \frac{1}{\lambda_2} & \ddots & & & & \vdots \\ \vdots & \ddots & \ddots & \ddots & 0 & & \vdots \\ \vdots & & \ddots & \frac{1}{\lambda_r} & \ddots & & \vdots \\ \vdots & & 0 & \ddots & 0 & \ddots & \vdots \\ \vdots & & & & & \ddots & \ddots & 0 \\ 0 & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & 0 & 0 \end{bmatrix} * \begin{bmatrix} b'_1 \\ b'_2 \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ b'_M \end{bmatrix} \quad (\text{C.37})$$

De cette écriture nous pouvons tirer plusieurs conclusions :

- Seules certaines combinaisons linéaires des b'_i (éléments de $\underline{U}^T * \underline{b}$) apportent "de l'information".
- Seules certaines combinaisons linéaires des x'_i (éléments de $\underline{V}^T * \underline{x}^+$) sont significatives. Si $\lambda_i \ll 1$ la contribution de la composante $\frac{b'_i}{\lambda_i}$ dans la solution x_i va être énorme.

Les spectres des λ_i obtenus pour des cas réels ont en général une forme caractéristique présentée par la Fig. (C.5) (pour $\underline{A} \in \mathbb{R}^{M \times N}$; $M \gg N$).

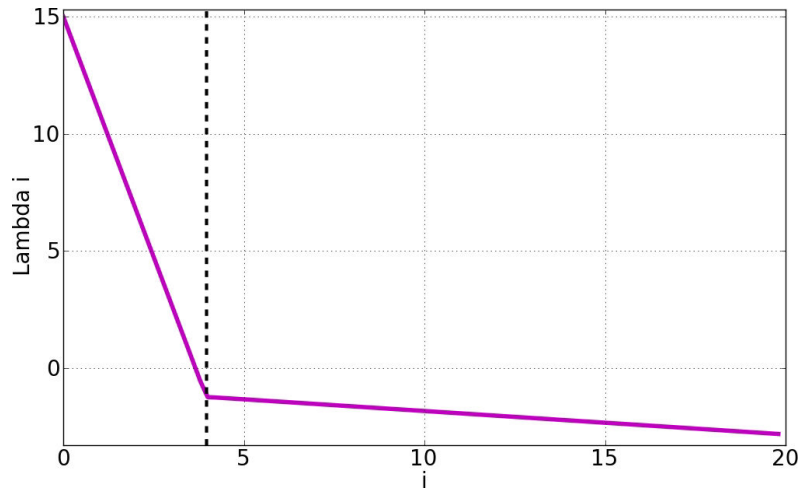


FIGURE C.5 – Forme caractéristique du spectre des λ_i généralement observé pour des cas réels.

Ce phénomène provient en général du fait que les entrées $a_{i,j}$ (éléments de la matrice \underline{A}) varient sur plusieurs ordres de grandeur. On comprend alors l'intérêt qu'il y a à normaliser le processus de moindres carrés en introduisant les matrices de variance/covariance \underline{C}_b et \underline{C}_x . Les λ_i très faibles obtenus correspondent en général à des erreurs d'arrondi ou de troncature de la machine et n'ont pas de signification physique mais leur influence sur la solution peut être énorme à travers les $\frac{b'_i}{\lambda_i}$. Afin d'obtenir une solution "physique", ou pour le moins de tenir compte de l'arithmétique finie de la machine, il faut "couper" les valeurs singulières λ_i trop faibles en les remplaçant par des zéros à partir d'un certain seuil qu'il nous faut choisir. Leur contribution qui était $\frac{b'_i}{\lambda_i}$ devient alors nulle par définition de la matrice pseudo-inverse. On note alors \underline{A}_c^+ la matrice pseudo-inverse coupée de la matrice \underline{A} . Ainsi le nouveau système à résoudre s'écrit $\underline{x}_c^+ = \underline{A}_c^+ * \underline{b}$.

De manière évidente la longueur $L_c = \underline{x}_c^{+T} \underline{x}_c^+ < \underline{x}^{+T} \underline{x}^+$, mais la solution obtenue ne minimise plus la longueur $E_c = (\underline{A} * \underline{x}_c^+ - b^{obs})^T (\underline{A} * \underline{x}_c^+ - b^{obs})$. De la même manière que pour la détermination du coefficient c_α^2 , on peut regarder simultanément l'évolution des longueurs L_c et E_c en fonction de la valeur seuil. Si les \underline{x} et \underline{b} ont été correctement normalisés, le nombre seuil de valeurs singulières retenu correspond au point de croisement des deux courbes (voir Fig. (C.6)).

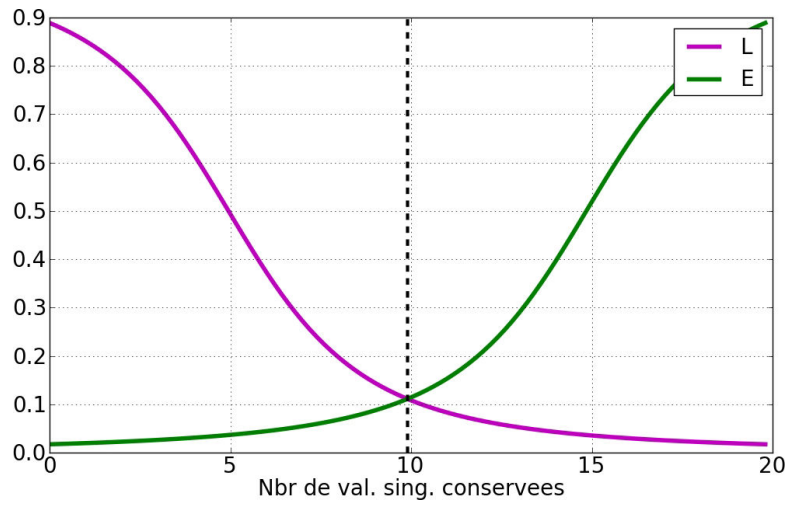


FIGURE C.6 – Schéma de l'évolution de E et L en fonction du nombre de valeurs singulières λ_i conservées.

La turbulence atmosphérique en Polynésie française

Sommaire

D.1 La théorie de la turbulence de Kolmogorov	243
D.2 Les fluctuations horizontales	248
D.3 Les fluctuations verticales	250
D.4 Les fluctuations temporelles	257

D.1 La théorie de la turbulence de Kolmogorov

De nombreuses études traitent de la turbulence atmosphérique ([Kolmogorov 1941, Tatarskii 1971, Monin & Obukhov 1954, Treuhaft & Lanyi 1987, Titov & Schuh 2000, Nilsson & Gradinarsky 2006, Nilsson *et al.* 2009, Nilsson & Haas 2010]). La plupart de ces études cherchent à expliquer les fluctuations du champ de vitesse des vents et son influence sur la télédétection.

Il a été observé que la vitesse des vents longitudinaux associée à l'atmosphère turbulente fluctue de façon aléatoire autour de sa valeur moyenne. Autrement dit, le champ de vitesse des vents prend la nature d'un champ aléatoire ou stochastique. Ainsi, ce champ de vitesse peut être représenté par une variable aléatoire en tout point de l'espace et du temps. Une approche statistique a été développée au fil des ans décrivant à la fois la turbulence atmosphérique et ses divers effets sur les systèmes optiques et infrarouges.

Pour modéliser cette turbulence, il est nécessaire de faire l'hypothèse qu'il existe différentes échelles d'étude ayant chacune des caractéristiques d'homogénéité et d'isotropie statistique qui leurs sont spécifiques. En général, l'homogénéité statistique d'un champ de vitesse aléatoire impose que la valeur moyenne de ce champ soit constante. De plus, la corrélation entre les fluctuations aléatoires de deux points d'observation est indépendante de la position des observations choisies. Enfin cette corrélation ne doit dépendre que de la distance vectorielle qui les sépare. Autrement dit, si les fluctuations aléatoires sont isotropiques, alors la corrélation entre ces deux points ne dépend que de la distance séparant ces deux points. Pour décrire l'évolution de la corrélation d'une variable météorologique $f(\mathbf{r})$ (\mathbf{r} est le vecteur spatiale)

ayant un comportement turbulent, le paramètre statistique couramment utilisé est la fonction de structure (notée D_f). Son expression pour deux mesures de la variable f aux vecteurs positions \mathbf{r} et $\mathbf{r} + \mathbf{R}$ (\mathbf{R} étant la distance séparant les deux mesures) est :

$$D_f(\mathbf{r}, \mathbf{R}) = \langle (f(\mathbf{r} + \mathbf{R}) - f(\mathbf{r}))^2 \rangle \quad (\text{D.1})$$

où les symboles brackets représentent la moyenne de l'ensemble.

D'autres paramètres statistiques tels la moyenne $m_f(\mathbf{r})$, la variance $\sigma_f^2(\mathbf{r})$, la covariance $cov_f(\mathbf{r}, \mathbf{r} + \mathbf{R})$ et le coefficient de corrélation linéaire $R_f(\mathbf{r})$ permettent de caractériser les fluctuations de la variable $f(\mathbf{r})$. Leurs définitions sont :

$$m_f(\mathbf{r}) = \langle f(\mathbf{r}) \rangle \quad (\text{D.2})$$

$$\sigma_f^2(\mathbf{r}) = \langle f(\mathbf{r})^2 - m_f^2(\mathbf{r}) \rangle \quad (\text{D.3})$$

$$\begin{aligned} cov_f(\mathbf{r}, \mathbf{r} + \mathbf{R}) &= \langle (f(\mathbf{r}) - m_f(\mathbf{r})) \cdot (f(\mathbf{r} + \mathbf{R}) - m_f(\mathbf{r} + \mathbf{R})) \rangle \\ &= \langle f(\mathbf{r}) \cdot f(\mathbf{r} + \mathbf{R}) \rangle - m_f(\mathbf{r}) \cdot m_f(\mathbf{r} + \mathbf{R}) \end{aligned} \quad (\text{D.4})$$

$$R_f = \frac{cov_f(\mathbf{r}, \mathbf{r} + \mathbf{R})}{\sigma_f(\mathbf{r}) \cdot \sigma_f(\mathbf{r} + \mathbf{R})} \quad (\text{D.5})$$

Ces différents paramètres sont liés à la fonction de structure par la relation :

$$D_f(\mathbf{r}, \mathbf{R}) = (m_f(\mathbf{r}) - m_f(\mathbf{r} + \mathbf{R}))^2 + \sigma_f^2(\mathbf{r}) + \sigma_f^2(\mathbf{r} + \mathbf{R}) - 2 \cdot cov_f(\mathbf{r}, \mathbf{r} + \mathbf{R}) \quad (\text{D.6})$$

L'atmosphère a deux états distincts de mouvement : laminaire et turbulent. Le mélange ne se produit pas dans un écoulement laminaire. Par contre lors d'un écoulement turbulent un mélange dynamique se crée et génère des écoulements aléatoires de plus petites échelles appelés tourbillons turbulents.

L'évolution entre l'écoulement laminaire et l'écoulement turbulent peut être caractérisée par le nombre de Reynolds (noté Re). Le nombre de Reynolds est défini comme :

$$Re = \frac{V \cdot l}{\nu} \quad (\text{D.7})$$

où V et l sont respectivement la vitesse et la dimension de l'écoulement, et ν est la viscosité cinématique. La transition entre l'écoulement laminaire et l'écoulement turbulent a lieu pour un nombre de Reynolds critique $Re_c \sim 10^5$. La théorie de la turbulence de Kolmogorov est basée sur l'hypothèse que les structures de petite échelle sont statistiquement homogènes, isotropes, et indépendantes des structures

de grande échelle. La source d'énergie à grande échelle est alors soit due au cisaillement des vents soit à la convection. Lorsque la vitesse des vents est suffisamment élevée pour que Re_c soit dépassé, de grandes masses d'air instables sont créées.

Les masses d'air instables, sous l'influence des forces d'inertie se divisent en plus petits tourbillons pour former un ensemble de tourbillons de différentes tailles. Cela permet de transférer de l'énergie d'une échelle macroscopique L_0 (échelle externe de la turbulence) à une échelle microscopique l_0 (échelle interne de la turbulence).

L'ensemble des tourbillons ont donc des tailles comprises dans l'intervalle $[l_0; L_0]$. Cet intervalle est appelé intervalle inertiel. Lorsque l'on se situe à des échelles inférieures à l_0 , l'énergie restante dans le mouvement du fluide est dissipée sous forme de chaleur. Une représentation schématique de cette descente en cascade d'énergie est représentée sur la Fig. (D.1).

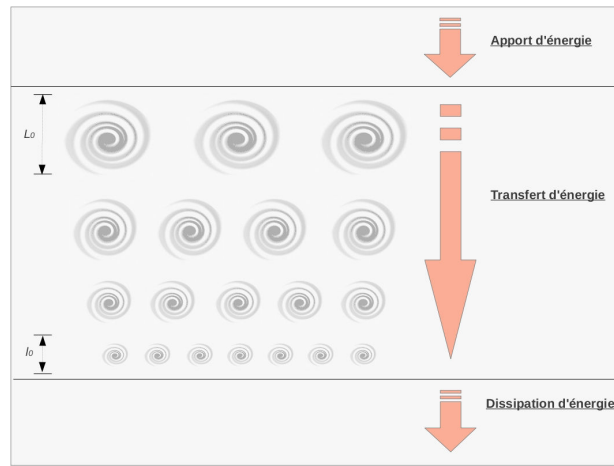


FIGURE D.1 – Schema du modèle de cascade d'énergie illustrant les processus turbulents.

Pour une turbulence stationnaire bien développée la quantité d'énergie cinétique turbulente par unité de masse et par unité de temps produite doit être égale à la quantité d'énergie par unité de temps et unité de masse dissipée en chaleur. Cette quantité d'énergie représente le taux de dissipation d'énergie (noté ε). [Kolmogorov 1941] suppose que la vitesse caractéristique V d'un tourbillon est indépendante du débit global de l'air et ne dépend que de la taille du tourbillon et de ε . À partir d'une analyse dimensionnelle, nous pouvons alors voir que V doit être proportionnelle à $(\varepsilon.l)^{1/3}$. Cela implique que la fonction de structure pour les fluctuations de vitesse turbulente entre deux points \mathbf{r} et $\mathbf{r} + \mathbf{R}$ est de la forme :

$$D_V(\mathbf{r}, \mathbf{R}) = \langle (V(\mathbf{r} + \mathbf{R}) - V(\mathbf{r}))^2 \rangle = C_V^2 \cdot (\varepsilon \cdot \|\mathbf{R}\|)^{\frac{2}{3}} \quad (\text{D.8})$$

où C_V est une constante adimensionnée spécifique au champ de vitesse des vents. Les variations de vitesse provoquées par la turbulence vont provoquer un mélange de l'air à l'intérieur de l'intervalle inertiel. Cela va induire des gradients de grande échelle de plusieurs variables météorologiques telles que la température, l'humidité

ou encore la réfractivité. Afin de compenser ces gradients, des fluctuations à petite échelle de ces différentes variables sont alors créées. On peut montrer (e.g. [Tatarskii 1971]) que la fonction de structure de ces fluctuations sera également proportionnelle à $\|\mathbf{R}\|^{2/3}$ (ceci est vrai pour tous les champs scalaires qui n'affectent pas la dynamique de la turbulence et ne disparaissent pas avec des réactions chimiques par exemple). Ici nous nous intéresserons plus particulièrement aux variations de la réfractivité noté N . La fonction de structure de ses fluctuations est :

$$D_N(\mathbf{r}, \mathbf{R}) = \langle (N(\mathbf{r} + \mathbf{R}) - N(\mathbf{r}))^2 \rangle = C_N^2 \cdot \|\mathbf{R}\|^{2/3} \quad (\text{D.9})$$

où C_N est appelée la constante de structure de la réfractivité. Elle a pour unité $[\text{m}^{-1/3}]$. Pour des échelles plus petites que l_0 , c'est à dire dans l'intervalle de dissipation, les fluctuations deviennent également plus petites. La fonction de structure décrivant ces fluctuations lorsque $\|\mathbf{R}\| \ll l_0$ est ([Tatarskii 1971, Ishimaru 1978]) :

$$D_N(\mathbf{r}, \mathbf{R}) = \langle (N(\mathbf{r} + \mathbf{R}) - N(\mathbf{r}))^2 \rangle = C_N^2 \cdot l_0^{2/3} \left(\frac{\|\mathbf{R}\|}{l_0} \right)^2 \quad (\text{D.10})$$

qui tend vers zéro plus rapidement que l'éq. (D.9) lorsque $\|\mathbf{R}\|$ tend vers zéro.

Dans certaines situations, il est plus pratique d'avoir une description spectrale des fluctuations turbulentes. Le spectre spatial des fluctuations de N est alors ([Ishimaru 1978]) :

$$\Phi(\kappa) = \frac{1}{2\pi^2 \cdot \kappa} \int_0^\infty \text{cov}_N[(\mathbf{r}), (\mathbf{r} + \mathbf{R})] \cdot \|\mathbf{R}\| \cdot \sin(\kappa \cdot \|\mathbf{R}\|) d(\|\mathbf{R}\|) \quad (\text{D.11})$$

Si on ne considère que les fluctuations turbulentes de l'intervalle inertiel décrites par l'éq. (D.9), nous obtenons :

$$\Phi_0(\kappa) = \left(\frac{\Gamma(8/3)}{4\pi^2} \sin\left(\frac{\pi}{3}\right) \right) \cdot C_N^2 \cdot \kappa^{-11/3} \approx 0.033 C_N^2 \cdot \kappa^{-11/3} \quad (\text{D.12})$$

où Γ est la fonction gamma. Toutefois, un spectre qui décrit à la fois les fluctuations turbulentes de l'intervalle inertiel (décrit par l'éq. (D.9)) et de l'intervalle de dissipation (décrit par l'éq. (D.10)) existe ([Tatarskii 1971, Ishimaru 1978]) :

$$\Phi_1(\kappa) = 0.033 C_N^2 \cdot \kappa^{-11/3} \cdot e^{-\frac{\kappa^2}{\kappa_m^2}} \quad (\text{D.13})$$

où $\kappa_m \sim 5.91/l_0$.

À des échelles supérieures à L_0 , c'est à dire dans l'intervalle d'apport énergétique, le comportement des fluctuations turbulentes est encore mal compris. Ceci est dû au fait qu'à de telles échelles, la turbulence devient anisotrope, les tourbillons turbulents ont alors tendance à être beaucoup plus grand dans le sens horizontal que dans le sens vertical. Nous ferons l'hypothèse que les fluctuations turbulentes à des échelles proches de L_0 peuvent encore être décrites par l'éq. (D.10), au moins pour

les fluctuations horizontales (e.g. [Treuhaft & Lanyi 1987]). Un spectre pouvant être utilisé pour n'importe quelle échelle a été suggéré par [Ishimaru 1978] :

$$\Phi_2(\kappa) = 0.033 C_N^2 \left(\kappa^2 + \left(\frac{2\pi}{L_0} \right)^2 \right)^{-\frac{11}{6}} . e^{-\frac{\kappa^2}{\kappa_m^2}} \quad (\text{D.14})$$

Ce spectre décrit relativement bien les variations à des échelles inférieures à L_0 , mais ce n'est probablement pas le cas pour des échelles très supérieures à L_0 . Toutefois, il peut être utile dans la situation où les distances et donc les variations, deviennent légèrement plus grandes que L_0 . Les spectres Φ_0 et Φ_2 décrivant le spectre de la réfractivité sont illustrées par la Fig. (D.2). Le spectre Φ_1 est similaire au spectre Φ_2 pour les petites valeurs de κ et est similaire au spectre Φ_0 pour les grandes valeurs de κ . On remarque des comportements différents entre les spectres dans l'intervalle de dissipation et dans l'intervalle d'apport énergétique.

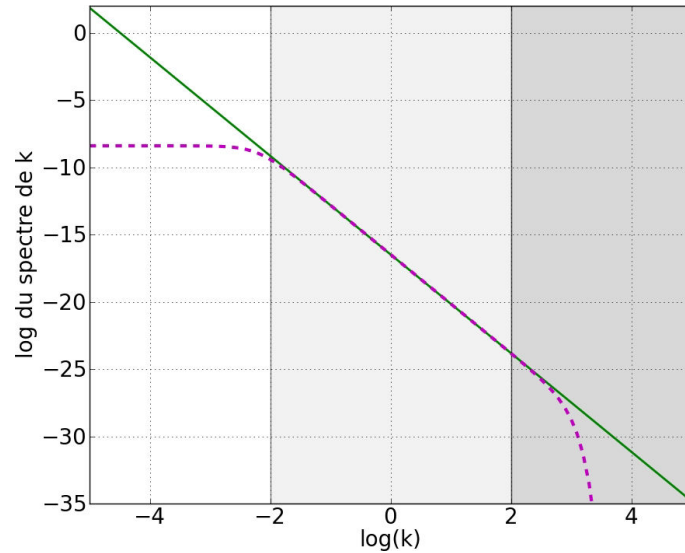


FIGURE D.2 – Evolution des spectres Φ_0 (trait plein) et Φ_2 (trait hachuré) de la réfractivité en fonction de κ . Les valeurs des paramètres utilisés pour tracer ces spectres sont : $C_N^2 = 10^{-14} \text{ m}^{-2/3}$, $l_0 = 1 \text{ cm}$ et $L_0 = 100 \text{ m}$.

[Treuhaft & Lanyi 1987] modifient l'éq. (D.9) pour décrire aussi les fluctuations turbulentes de la réfractivité à des échelles supérieures à L_0 :

$$D_N(\mathbf{r}, \mathbf{R}) = C_N^2 \frac{\|\mathbf{R}\|^{\frac{2}{3}}}{1 + \left(\frac{\|\mathbf{R}\|}{L} \right)^{\frac{2}{3}}} \quad (\text{D.15})$$

Où L est appelée longueur de saturation. L'introduction de cette longueur de saturation permet de faire converger la fonction de structure vers une valeur finie ($C_N^2 L^{2/3}$) lorsque que les distances sont très grandes ($\|\mathbf{R}\| \gg L$). [Treuhaft & Lanyi 1987] montrent que L ne peut être inférieure à 1400 km. Ils estiment celle-ci proche de 3000 km.

Avant de continuer, rappelons que cette thèse s'intéresse aux variations de la densité de la vapeur d'eau plutôt qu'aux variations de la réfractivité. Cependant comme nous l'avons vu précédemment (voir Chap. (A)) ces deux grandeurs sont liées par un facteur de proportionnalité noté Π que nous considérons constant. Ainsi, par la suite nous étudions les fluctuations de cette densité de vapeur d'eau qui sont considérées proportionnelles à celles de la réfractivité. Sa fonction de structure est :

$$D_\rho(\mathbf{r}, \mathbf{R}) = \Pi.D_N(\mathbf{r}, \mathbf{R}) = C_\rho^2 \frac{\|\mathbf{R}\|^{\frac{2}{3}}}{1 + \left(\frac{\|\mathbf{R}\|}{L}\right)^{\frac{2}{3}}} \quad (\text{D.16})$$

où $C_\rho = \Pi.C_N$ est la constante de structure de la vapeur d'eau.

D.2 Les fluctuations horizontales

Les radiosondages ne sont effectués qu'en un point de l'île et ne permettent pas de quantifier les variations horizontales de la densité de vapeur d'eau. Toutefois une campagne de mesures GPS a été effectuée au mois de Juin 2011. Le réseau développé pour cette campagne comportait 10 stations GPS réparties sur Tahiti et Moorea, dont sept situées à une altitude proche du niveau de la mer. La Fig. (D.3) présente la localisation des station GPS sur les deux îles. La mise en place de ce réseau est plus amplement détaillée dans le Chap. (5).

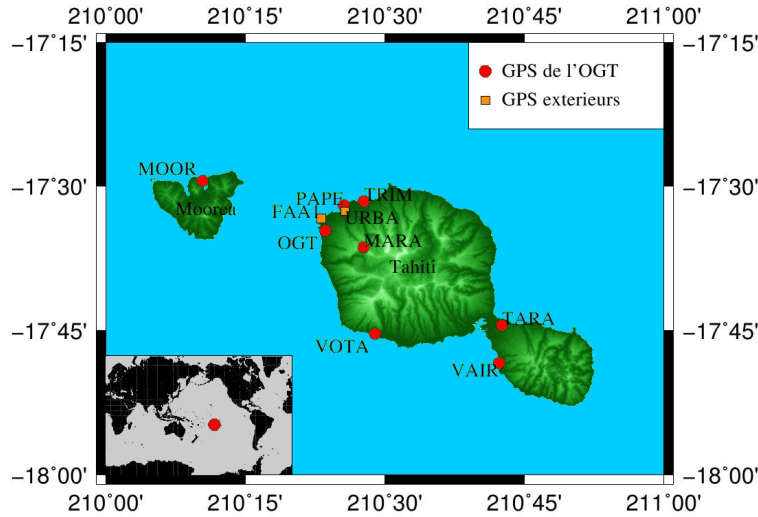


FIGURE D.3 – Localisation des stations GPS installées sur Tahiti et Moorea pendant la campagne de Juin 2011.

Comme nous l'avons vu dans l'annexe (A), il est possible d'estimer avec précision le contenu intégré en vapeur d'eau (noté IWV) à l'aplomb de chaque station. Ce contenu en vapeur d'eau est défini comme étant l'intégrale de la densité de vapeur d'eau ρ . Cela implique que la fonction de structure $D_{IWV}(\mathbf{r}, \mathbf{R})$

de l' IWV peut être définie comme l'intégrale de la fonction de structure $D_\rho(\mathbf{r}, \mathbf{R})$ de ρ . [Treuhft & Lanyi 1987] montrent que cette fonction de structure s'exprime de la même manière que la fonction de structure de ρ pour des échelles supérieures à 5.6 km. Ainsi son expression est

$$D_{IWV}(\mathbf{r}, \mathbf{R}) = C_{IWV}^2 \frac{\|\mathbf{R}\|^{\frac{2}{3}}}{1 + \left(\frac{\|\mathbf{R}\|}{L}\right)^{\frac{2}{3}}} \quad (\text{D.17})$$

Où C_{IWV} est la constante spécifique à l' IWV . La longueur de saturation L est donc commune aux deux fonctions de structure.

Si l'on considère que la moyenne et la variance des IWV sont invariants en fonction de la position, il est alors possible de déterminer les autres paramètres statistiques à partir de l'éq. (D.6) qui ce réduit alors à :

$$D_{IWV}(\mathbf{r}, \mathbf{R}) = 2\sigma_{IWV}^2 - 2cov_{IWV}(\mathbf{r}, \mathbf{r} + \mathbf{R}) \quad (\text{D.18})$$

En effet, lorsque $\|\mathbf{R}\|$ tend vers l'infini, $D_{IWV}(\mathbf{r}, \infty) = C_{IWV}^2.L^{2/3}$ et $cov_{IWV}(\mathbf{r}, \mathbf{r} + \mathbf{R}) = 0$ (car deux mesures d' IWV sont totalement décorréliées lorsque la distance qui les sépare est infinie). A partir de l'éq. (D.18) on peut alors déterminer la variance σ_{IWV}^2 et le coefficient de corrélation linéaire R_{IWV} :

$$\sigma_{IWV}^2 = \frac{C_{IWV}^2.L^{2/3}}{2} \quad (\text{D.19})$$

$$R_{IWV} = \frac{2\sigma_{IWV}^2 - D_{IWV}}{2\sigma_{IWV}^2} = 1 - \frac{\|\mathbf{R}\|^{\frac{2}{3}}}{L^{\frac{2}{3}} + \|\mathbf{R}\|^{\frac{2}{3}}} \quad (\text{D.20})$$

Pour déterminer L nous utiliserons le coefficient de corrélation linéaire car celui-ci a l'avantage d'être indépendant de la constante C_{IWV} . Ce coefficient de corrélation a été mesuré pour chaque couple de stations. La Fig. (D.4) présente l'évolution de celui-ci en fonction de la distance séparant chaque couple. Par régression nous obtenons $L = 1702$ km.

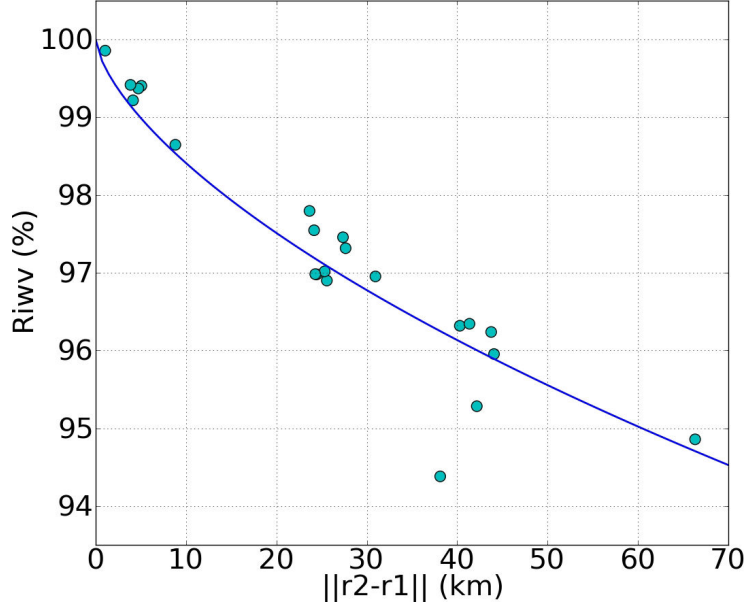


FIGURE D.4 – Evolution du coefficient de corrélation linéaire R_{IWV} en fonction de la distance $\|r_2 - r_1\|$. La courbe représente la régression obtenue avec le modèle décrit par l'éq. (D.20).

Indirectement cette étude peut nous permettre de caractériser la fonction de structure de ρ . En effet, L est liée à la constante C_ρ présente dans l'éq. (D.16). Pour établir ce lien nous utilisons de nouveau le comportement des différents paramètres statistiques de ρ lorsque $\|\mathbf{R}\|$ tend vers l'infini. On considère que la moyenne m_ρ et la variance σ_ρ^2 sont isotropes horizontalement. Autrement dit, qu'elles ne varient qu'avec l'altitude. Ainsi, comme précédemment, pour une altitude constante $h_0 = h_1 = h_2$ nous obtenons :

$$D_\rho(\mathbf{r}, \mathbf{R}) = 2\sigma_\rho^2(h_0) - 2cov_\rho(\mathbf{r}, \mathbf{r} + \mathbf{R}) \quad (\text{D.21})$$

Nous pouvons alors établir la relation entre la variance et la longueur de saturation L :

$$C_\rho^2(h_0) = \frac{2\sigma_\rho^2(h_0)}{L^{\frac{2}{3}}} \quad (\text{D.22})$$

D.3 Les fluctuations verticales

Toutefois, l'éq. (D.16) impose toujours les mêmes variations dans les deux directions verticale et horizontale, alors qu'il est probable que les variations verticales soient plus grandes que les variations horizontales pour des distances supérieures à L_0 . [Gradinarsky 2002] propose alors une expression modifiée de l'éq. (D.23) :

$$D_N(\mathbf{r}, \mathbf{R}) = C_N^2 \frac{\left(\|\mathbf{R}\|^2 + (C_0 - 1) \cdot (h_2 - h_1)^2 \right)^{\frac{1}{3}}}{1 + \left(\frac{\|\mathbf{R}\|^2 + (C_0 - 1) \cdot (h_2 - h_1)^2}{L^2} \right)^{\frac{1}{3}}} \quad (\text{D.23})$$

où C_0 est une constante et $(h_2 - h_1)$ la composante verticale de \mathbf{R} . Cependant, cette expression ne permet pas de modéliser convenablement les variations verticales de la fonction de structure reconstruite à partir des mesures de radiosondages tahitiens. Cela nous a conduit à proposer une nouvelle expression de cette fonction de structure. La démarche conduisant à cette nouvelle expression est détaillée ci-après.

Avant cela précisons que le domaine d'étude considéré dans cette thèse n'excède jamais 200 km. Autrement dit $\|\mathbf{R}\|$ est toujours très inférieur à L . Nous pouvons donc revenir à l'expression isotrope simplifiée :

$$D_\rho(\mathbf{r}, \mathbf{R}) = C_\rho^2 \cdot \|\mathbf{R}\|^{\frac{2}{3}} \quad (\text{D.24})$$

Nous considérons cette expression valide pour le domaine considéré et nous l'utiliserons par la suite pour reconstruire la fonction de structure anisotrope.

De plus, comme nous l'avons vu dans les chapitres précédents, la vapeur d'eau polynésienne n'évolue pas de la même manière en fonction de la saison. Nous choisissons donc de déterminer les fluctuations verticales de la fonction de structure pour la saison sèche (Mai-Octobre) et la saison humide (Novembre-Avril).

Comme [Nilsson & Gradinarsky 2006], à partir de l'éq. (D.6) nous définissons une fonction $\Delta_\rho(\mathbf{r}, \mathbf{R})$ afin de prendre en compte l'anisotropie de la fonction $D_\rho(\mathbf{r}, \mathbf{R})$:

$$D_\rho(\mathbf{r}, \mathbf{R}) = (m_\rho(h_1) - m_\rho(h_2))^2 + \Delta_\rho(\mathbf{r}, \mathbf{R}) \quad (\text{D.25})$$

Où la fonction $\Delta_\rho(\mathbf{r}, \mathbf{R})$ dépend de h_1 et de h_2 mais aussi de la norme euclidienne $\|h_2 - h_1\|$. Cette fonction est égale à la fonction isotrope de structure horizontale $D_\rho(\mathbf{r}(h_0), \mathbf{R}(h_0))$ décrite par l'éq. (D.21) lorsque l'altitude reste constante.

Comme nous l'avons vu précédemment, les radiosondages nous permettent de déterminer les profils verticaux de la densité de vapeur d'eau toutes les 12hr aux coordonnées du centre de Météo-France de Tahiti. On peut alors en déduire la série temporelle de la densité de vapeur à une altitude donnée pour chaque saison. Pour cette étude, nous avons utilisé les radiosondages effectués entre 2003 et 2011. Nous avons utilisé uniquement les radiosondages des mois de Juin, Juillet et Août pour caractériser la saison sèche, et ceux de Décembre, Janvier et Février pour caractériser la saison humide. A partir de ces séries temporelles, on peut alors déterminer les différents paramètres statistiques (fonction de structure, covariance, etc.) liant la densité de vapeur d'eau à une altitude h_1 et la densité vapeur d'eau à une altitude h_2 . Les radiosondages étant effectués aux mêmes coordonnées chaque 12hr ont considérera que les profils verticaux sont invariant horizontalement et donc que la distance $\|r_2 - r_1\|$ est nulle.

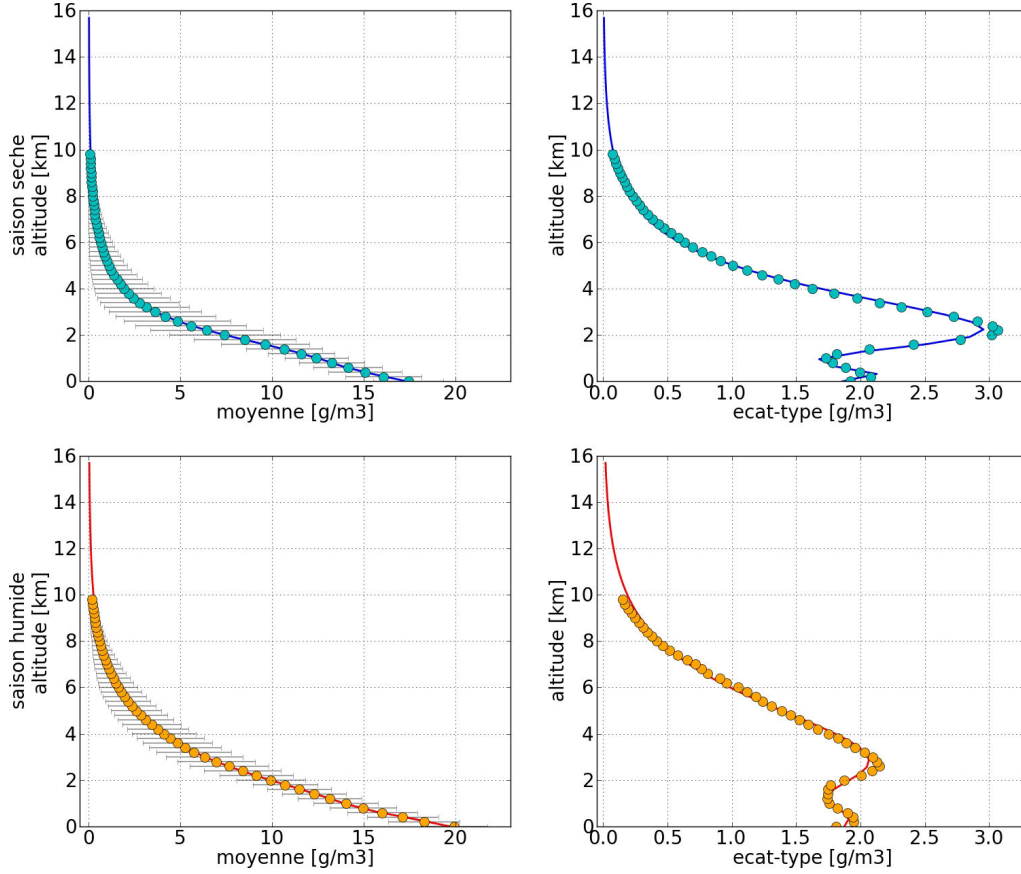


FIGURE D.5 – Profils verticaux de la moyenne et de l'écart-type de $\rho(h)$ obtenus à partir des radiosondages pour les saisons sèche et humide.

La Fig. (D.5) présente les profils verticaux de la moyenne et de l'écart-type de $\rho(h)$ obtenus à partir des radiosondages pour les saisons sèche et humide. On observe une plus forte discontinuité des profils en saison sèche qu'en saison humide. Cela est probablement dû à l'inversion des alizés plus présente en saison sèche. Celle-ci freine le mélange entre les basses couches de la troposphère et la troposphère libre qui évoluent plus indépendamment l'une de l'autre qu'en saison humide. En effet, en saison humide, la convection souvent profonde induit généralement un bon mélange entre les différentes couches atmosphériques.

La densité de vapeur d'eau et donc l'écart-type associé tendent vers 0 lorsque l'altitude augmente. De plus, les profils semblent avoir une évolution bimodale induite par l'inversion des alizés et par l'inversion de température qui peut être présente aux altitudes proches du sol. Pour reconstruire ces profils nous avons donc testé plusieurs fonctions bimodales usuelles. La fonction reconstruisant au mieux les profils en saisons sèche et humide est :

$$f_{m,\sigma}(h) = \frac{A_1}{\sqrt{2\pi}s_1} \frac{h}{H} \cdot e^{-\frac{(\ln(\frac{h}{H}) - \mu_1)^2}{2s_1^2}} + \frac{A_2}{\sqrt{2\pi}s_2} \cdot e^{-\frac{(\frac{h}{H} - \mu_2)^2}{2s_2^2}} \quad (\text{D.26})$$

saisons	paramètres	A_1 (g.m ⁻³)	s_1	μ_1	A_2 (g.m ⁻³)	s_2	μ_2	R^2
sèche	m_ρ	1.82	0.63	-1.41	6.30	0.13	-0.05	100%
	σ_ρ	1.35	0.56	-1.26	0.27	0.05	0.03	100%
humide	m_ρ	3.17	0.60	-1.21	6.39	0.12	-0.03	100%
	σ_ρ	1.04	0.50	-0.84	0.72	0.15	0.03	100%

TABLE D.1 – Coefficients A_i , s_i et μ_i intervenant dans la fonction (éq. (D.26)) de reconstruction verticale de la moyenne et de l'écart-type de la vapeur d'eau en saisons sèche et humide

Les coefficients A_i , s_i et μ_i sont listés dans le Tab. D.1.

La Fig. (D.6) présente l'évolution des fonctions $\Delta_\rho(\mathbf{r}(h_1, r_1), \mathbf{R}(h_2, r_2))$ et des fonctions de covariance $cov_\rho(\mathbf{r}(h_1, r_1), \mathbf{R}(h_2, r_2))$ de la densité de vapeur d'eau obtenues en saisons sèche et humide en fonction des altitudes h_1 et h_2 .

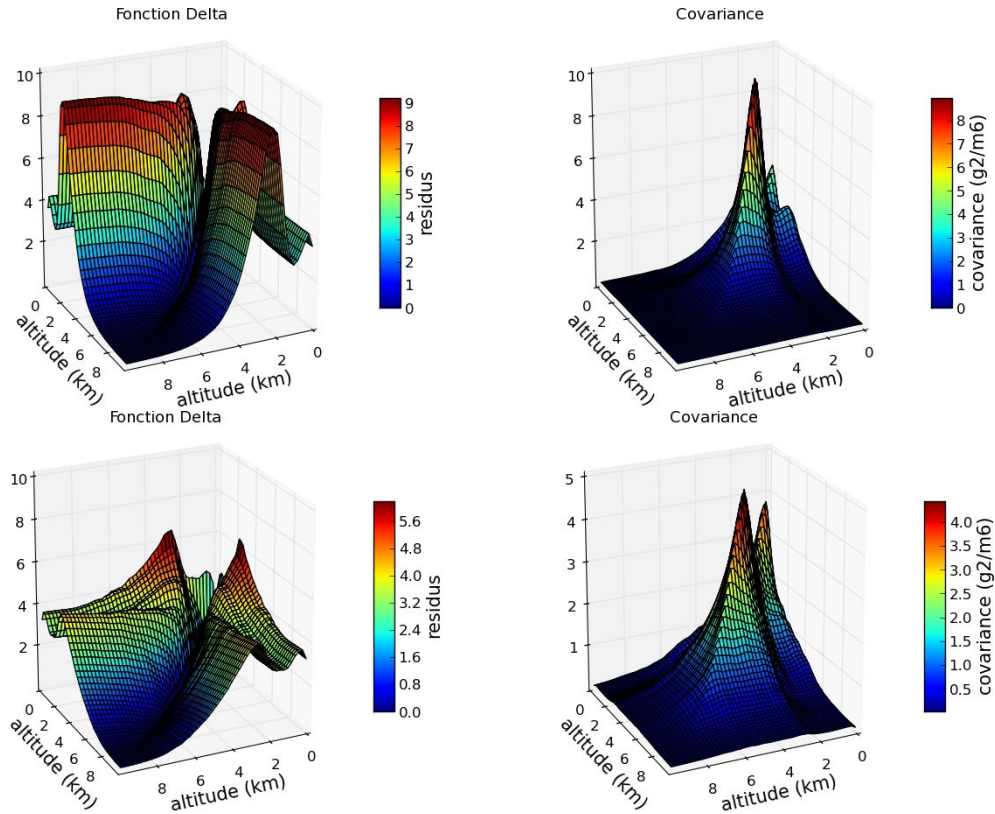


FIGURE D.6 – Evolution des fonctions $\Delta_\rho(\mathbf{r}(h_1, r_1), \mathbf{R}(h_2, r_2))$ et des fonctions de covariance $cov_\rho(\mathbf{r}(h_1, r_1), \mathbf{R}(h_2, r_2))$ de la densité de vapeur d'eau obtenues en saisons sèche (graphiques du haut) et humide (graphiques du bas) en fonction des altitudes h_1 et h_2 .

Deux conclusions importantes découlent de la figure (D.6). Tout d'abord, les fonctions Δ_ρ ne sont pas isotropes verticalement aux échelles considérées. En effet on observe que ces fonctions fluctuent plus rapidement aux très basses altitudes et aux

alentours de 4 km. Encore une fois, ceci est sans doute dû aux deux zones d'inversions qui peuvent se former à ces altitudes. Une seconde observation importante est que ces fonctions Δ_ρ ont une évolution plus complexe que celle décrite par l'éq. (D.23) qui est $\propto \|h_2 - h_1\|^{2/3}$ lorsque $\|h_2 - h_1\| \ll L$ et $\|r_2 - r_1\| = 0$.

Nous proposons alors une autre approche pour décrire ces fluctuations. On observe que la fonction cov_ρ est fortement marquée par le profil vertical de l'écart-type. Pour s'affranchir de cette perturbation anisotrope verticalement, on divise cov_ρ par le produit des écarts-types aux différentes altitudes h_1 et h_2 . On retrouve une fonction résiduelle qui semble ne plus dépendre que de la norme euclidienne $\|h_1 - h_2\|$. La Fig. (D.7) présente cette fonction résiduelle (notée Res) après l'avoir inversée et recentrée pour les saisons sèche et humide telle que :

$$Res(h_1, h_2) = 1 - \frac{cov_\rho(h_1, h_2)}{\sigma_\rho(h_1) \cdot \sigma_\rho(h_2)} \tag{D.27}$$

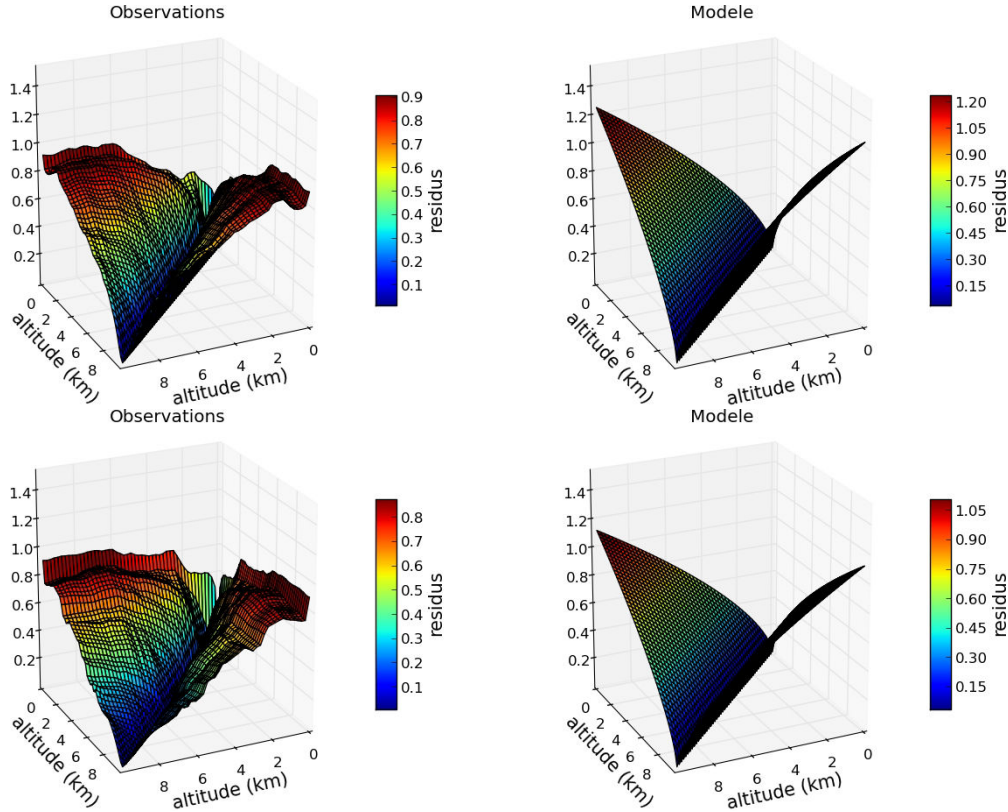


FIGURE D.7 – Evolution des fonctions $Res(h_1, h_2)$ de la densité de vapeur d'eau obtenues en saisons sèche (graphiques du haut) et humide (graphiques du bas) en fonction des altitudes h_1 et h_2 .

La Fig. (D.8) présente l'évolution de ces fonctions résiduelles uniquement en fonction du module $\|h_2 - h_1\|$. Cette évolution peut être relativement bien reconstruite par une fonction de la forme :

$$Res(h_1, h_2) = C_h^2 \cdot \|h_2 - h_1\|^{\frac{2}{3}} \quad (\text{D.28})$$

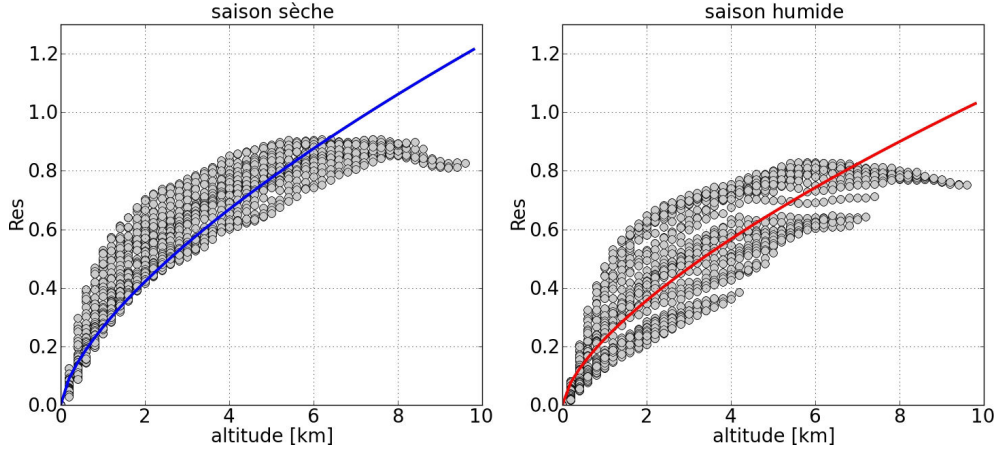


FIGURE D.8 – Evolution de fonctions résiduelles $Res(h_1, h_2)$ en fonction du module $\|h_2 - h_1\|$ en saisons sèche (graphique de gauche) et humide (graphique de droite).

Nous déterminons alors par régression les constantes C_{hs}^2 et C_{hh}^2 correspondant respectivement aux constantes verticales sèche et humide. $C_{hs}^2 = 2.65 \cdot 10^{-1}$ et $C_{hh}^2 = 2.25 \cdot 10^{-1}$. Les coefficients de corrélation linéaire obtenus pour les saisons sèches et humides sont respectivement $R_s^2 = 84\%$ et $R_h^2 = 77\%$. Comme [Nilsson & Gradinarsky 2006] nous considérons que r représente la norme euclidienne pondérée de la distance séparant deux points d'observation et qu'elle est définie comme :

$$\|\mathbf{R}\| = \sqrt{(r_2 - r_1)^2 - \frac{C_h^6}{C_\rho^6} \cdot (h_2 - h_1)^2} \quad (\text{D.29})$$

On propose alors les expressions généralisées spatialement des fonctions de Δ_ρ , cov_ρ et D_ρ :

$$cov_\rho(\mathbf{r}, \mathbf{R}) = \sigma_\rho(h_1) \cdot \sigma_\rho(h_2) \cdot \left(1 - C_\rho^2 \cdot \|\mathbf{R}\|^{\frac{2}{3}}\right) \quad (\text{D.30})$$

$$\Delta_\rho(\mathbf{r}, \mathbf{R}) = \sigma_\rho^2(h_1) + \sigma_\rho^2(h_2) - 2 \cdot \sigma_\rho(h_1) \cdot \sigma_\rho(h_2) \cdot \left(1 - C_\rho^2 \cdot \|\mathbf{R}\|^{\frac{2}{3}}\right) \quad (\text{D.31})$$

$$D_\rho(\mathbf{r}, \mathbf{R}) = (m_\rho(h_1) - m_\rho(h_2))^2 + \sigma_\rho^2(h_1) + \sigma_\rho^2(h_2) - 2 \cdot \sigma_\rho(h_1) \cdot \sigma_\rho(h_2) \cdot \left(1 - C_\rho^2 \cdot \|\mathbf{R}\|^{\frac{2}{3}}\right) \quad (\text{D.32})$$

$$D_\rho(\mathbf{r}, \mathbf{R}) = (m_\rho(h_1) - m_\rho(h_2))^2 + (\sigma_\rho(h_1) - \sigma_\rho(h_2))^2 - 2 \cdot \sigma_\rho(h_1) \cdot \sigma_\rho(h_2) \cdot C_\rho^2 \cdot \|\mathbf{R}\|^{\frac{2}{3}} \quad (\text{D.33})$$

A noter que l'on retrouve bien l'expression horizontale de la fonction de structure décrite par l'éq. (D.24) lorsque h est constant. Les Fig (D.9) et (D.10) présentent ces fonctions.

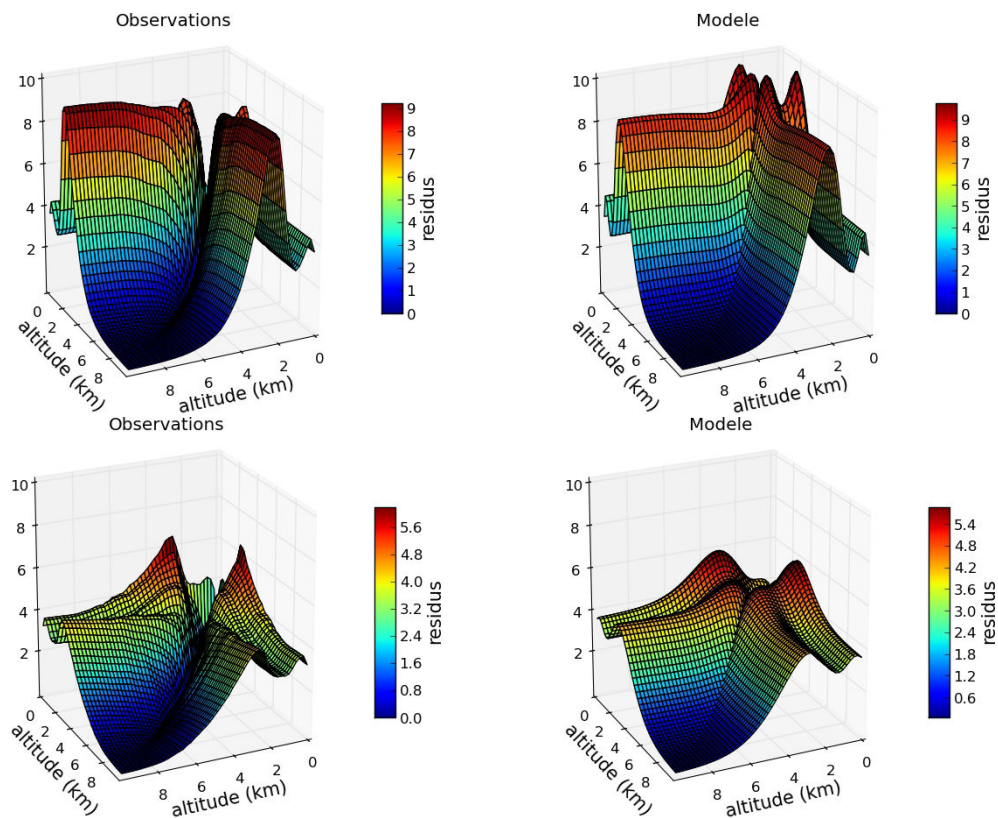


FIGURE D.9 – Evolution des fonctions $\Delta\rho(\mathbf{r}(h_1, r_1), \mathbf{R}(h_2, r_2))$ de la densité de vapeur d'eau observées à partir des radiosondages (à gauche) et modélisées (à droite) en saisons sèche (en haut) et humide (en bas) en fonction des altitudes h_1 et h_2 .

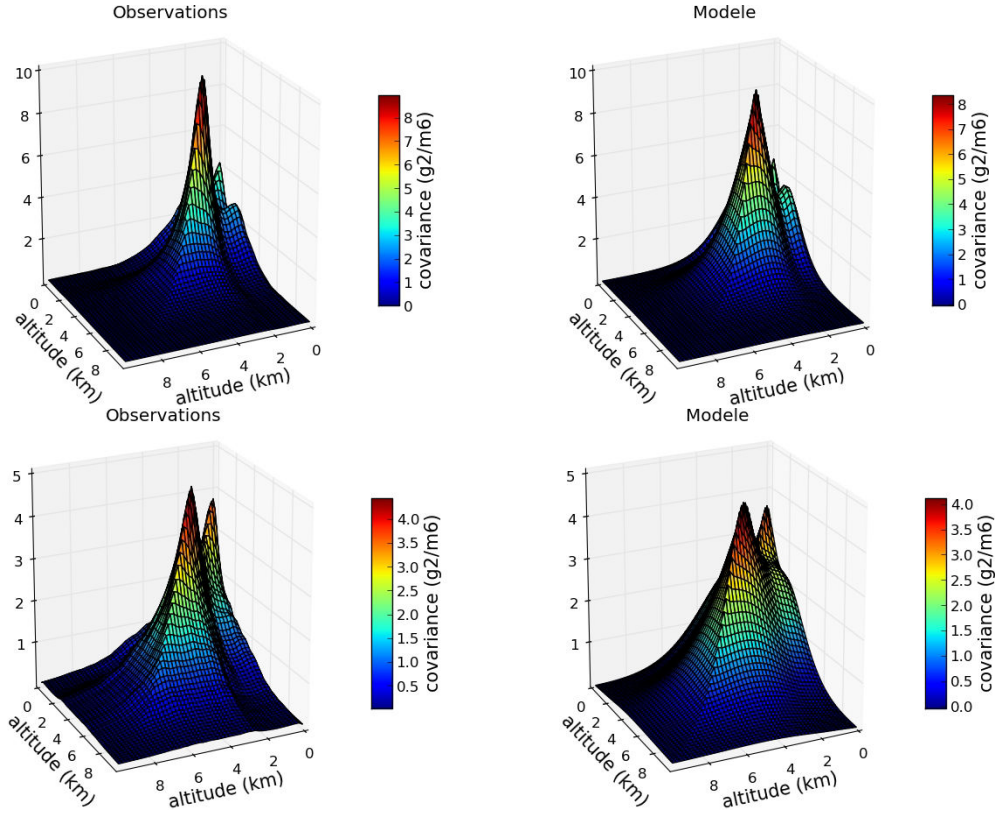


FIGURE D.10 – Evolution des fonctions de covariance $cov_{\rho}(\mathbf{r}(h_1, r_1), \mathbf{R}(h_2, r_2))$ de la densité de vapeur d'eau observées à partir des radiosondages (à gauche) et modélisées (à droite) en saisons sèche (en haut) et humide (en bas) en fonction des altitudes h_1 et h_2 .

D.4 Les fluctuations temporelles

Jusqu'ici, nous n'avons considéré que les variations spatiales. Les variations temporelles peuvent cependant être décrites par des expressions semblables, si nous supposons que les variations dans le temps sont dues à l'air qui se déplace avec le vent. C'est ce qu'on appelle l'hypothèse de flux gelé de Taylor ([Taylor 1938]). Dans cette hypothèse, nous aurons :

$$\rho(\mathbf{r}, t) = \rho(\mathbf{r} - \mathbf{V}t, 0) \quad (\text{D.34})$$

Ainsi l'expression de la norme de \mathbf{R} devient :

$$\|\mathbf{R}\| = \sqrt{(r_1 - r_2 + V(t_1 - t_2))^2 + \frac{C_h^6}{C_{\rho}^6} \cdot (h_1 - h_2)^2} \quad (\text{D.35})$$

où $\rho(\mathbf{r}, t)$ est la densité de vapeur d'eau à la position \mathbf{r} et à l'instant t , et V la vitesse du vent. Toutefois, la vitesse des vents évolue avec l'altitude. Encore une

Saisons	Mois	V_0 (m/s)	V_1 (m/s)	ω_1	φ_1	V_2 (m/s)	ω_2	φ_2	V_3 (m/s)	ω_3	φ_3	R^2	N
Humide	12-01	2.45	110.8	1.64	-1.65	107.9	1.66	-4.83	10.1	0.43	4.41	100%	2124
Sèche	06-09	3.12	278.1	-0.64	8.06	266.1	0.66	1.33	214.7	-0.01	7.89	100%	2200

TABLE D.2 – Coefficients V_i , ω_i et φ_i intervenant dans la fonction (éq. (D.36)) de reconstruction des profils verticaux de l'intensité des vents en saisons sèche et humide.

fois nous pouvons reconstruire cette évolution à partir des radiosondages. Les profils verticaux moyens des deux saisons sont représentés par la Fig. (D.11).

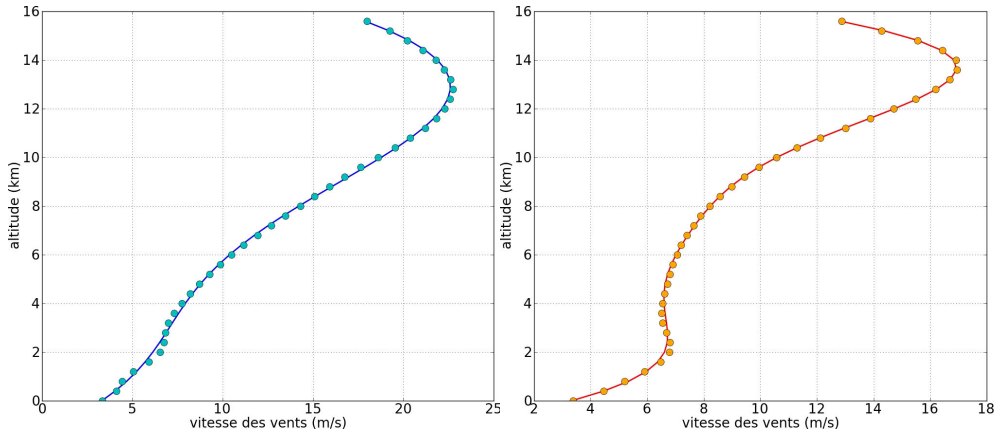


FIGURE D.11 – Profils verticaux moyens de la vitesse des vents mesurée par radiosondages en saisons sèche (à gauche) et humide (à droite).

Ces profils peuvent être modélisés par une fonction sinusoïdale de la forme :

$$V(h) = V_0 + V_1 \cdot \cos\left(2\pi\omega_1 \frac{h}{H} + \varphi_1\right) + V_2 \cdot \cos\left(2\pi\omega_2 \frac{h}{H} + \varphi_2\right) + V_3 \cdot \cos\left(2\pi\omega_3 \frac{h}{H} + \varphi_3\right) \quad (\text{D.36})$$

Les coefficients V_i , ω_i et φ_i sont listés dans le Tab. (D.2).

Dans le cas où les mesures ne varient pas spatialement ($r_1 = r_2 = r_0$ et $h_1 = h_2 = h_0$) mais uniquement dans le temps, l'éq. (D.33) se réduit alors à :

$$D_\rho(\mathbf{r}(r_0, t_1, h_0), \mathbf{R}(r_0, t_2, h_0)) = 2 \cdot \sigma_\rho^2(h_0) \cdot C_\rho \cdot (V \|t_2 - t_1\|)^{\frac{2}{3}} \quad (\text{D.37})$$

La covariance cov_ρ et le coefficient de corrélation linéaire au carré R_ρ^2 associés sont :

$$cov_\rho(\mathbf{r}(r_0, t_1, h_0), \mathbf{R}(r_0, t_2, h_0)) = \sigma_\rho^2(h_0) \cdot \left(1 - C_\rho^2 \cdot (V \|t_2 - t_1\|)^{\frac{2}{3}}\right) \quad (\text{D.38})$$

$$R_\rho^2(\mathbf{r}(r_0, t_1, h_0), \mathbf{R}(r_0, t_2, h_0)) = \left(1 - C_\rho^2 \cdot (V \|t_2 - t_1\|)^{\frac{2}{3}}\right)^2 \quad (\text{D.39})$$

Nous pouvons vérifier cette expression au moins aux coordonnées de l'OGT. En effet, les données fournies par la station météorologique située sur le toit de l'OGT, nous permettent de reconstruire la série temporelle de densité de vapeur d'eau à une altitude de 100 m avec un échantillonnage de 15min. On peut alors utiliser cette série temporelle pour calculer la cov_ρ et le coefficient R_ρ^2 à différentes heures de la journée. Les résultats obtenus sont présentés par la Fig. (D.12). On remarque que la cov_ρ varie peu en fonction de l'heure de la mesure ce qui permet de considérer l'hypothèse d'anisotropie valide. La Fig. (D.13) présente l'évolution de ces fonctions uniquement en fonction de l'intervalle de temps séparant les deux mesures. On constate que celles-ci sont relativement bien modélisées par les éq. (D.38) et (D.39). ($R_\rho^2 = 99\%$) pour $\|t_2 - t_1\| < 6\text{hr}$. Pour $\|t_2 - t_1\| \geq 6\text{h}$ nous observons que le coefficient R_ρ^2 devient nul. Nous considérons alors que deux mesures effectuées à plus de 6hr d'intervalle sont totalement décorrélées.

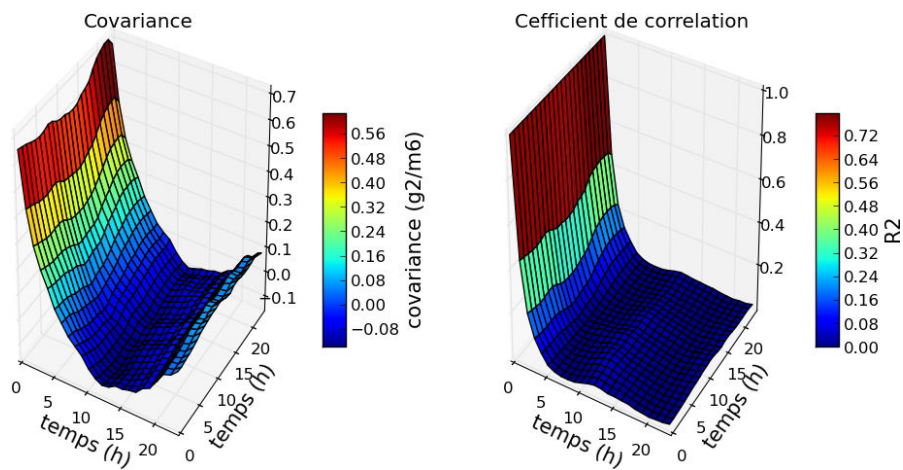


FIGURE D.12 – Evolution des fonctions de cov_ρ et du coefficient R_ρ^2 estimées aux différentes heures de la journée en fonction de l'intervalle de temps $\|t_2 - t_1\|$ séparant deux mesures.

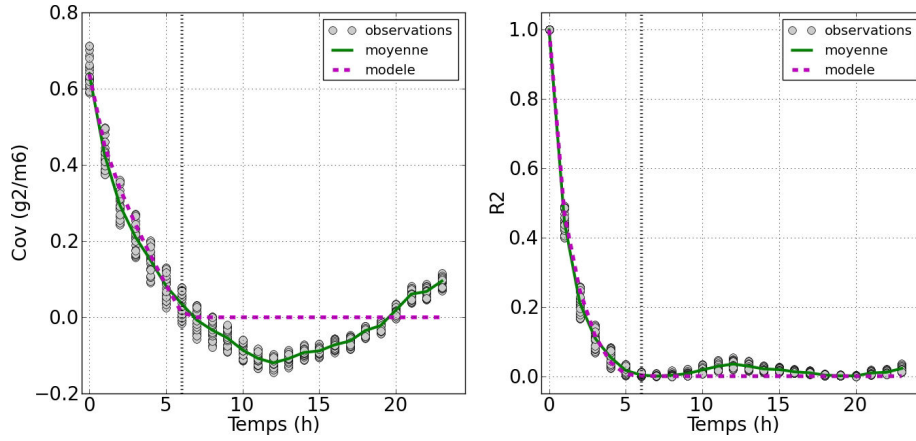


FIGURE D.13 – Evolution des fonctions de cov_ρ et du coefficient R_ρ^2 en fonction de l'intervalle de temps $\|t_2 - t_1\|$ séparant deux mesures. Les points gris représentent les observations aux différentes heures de la journée, la courbe verte représente la moyenne de ces observations et la courbe en pointillés violette représente la fonction choisie pour modéliser l'évolution de ces deux paramètres.

Nous pouvons utiliser la nouvelle définition de la norme (voir éq. (D.35)) dans l'expression de la covariance de ρ qui devient alors :

$$cov_\rho(\mathbf{r}, \mathbf{R}) = \sigma_\rho(h_1) \cdot \sigma_\rho(h_2) \cdot \left(1 - C_\rho^2 \left[(r_1 - r_2 + V(t_1 - t_2))^2 + \frac{C_h^6}{C_\rho^6} (h_1 - h_2)^2 \right]^{\frac{1}{3}} \right) \quad (\text{D.40})$$

Cette expression de la covariance sera utilisée par la suite pour contraindre le modèle tomographique, notamment sur l'ajustement des profils verticaux sur lesquels nous ne disposons d'aucune autre information pour contraindre leurs variations. Elle a donc un rôle central dans la méthode tomographique.

La relation entre les gradients GPS horizontaux et les variations horizontales de la densité de vapeur d'eau

Nous cherchons ici à établir la correspondance entre les gradients associés aux contenus intégrés en vapeur d'eau dans l'analyse GPS et les variations horizontales de la densité de vapeur d'eau (notée ρ).

Le contenu en vapeur d'eau intégré le long de la ligne-de-vue du satellite (noté $SIWV$) représente l'intégrale de ρ le long du trajet optique L (voir Fig. (E.1)) :

$$SIWV = \int_0^L \rho(r, az, z) \cdot dl \quad (E.1)$$

Lors de l'analyse GPS présentée dans le annexe (A), l'atmosphère est considérée stratiforme avec des variations horizontales linéaires en direction d'un azimut. Ainsi les $SIWV$ sont définis de la manière suivante

$$SIWV = mf(el) \left(ZIWV + \frac{1}{\tan(el)} \cdot (G_{NS} \cdot \cos(az) + G_{EW} \cdot \sin(az)) \right) \quad (E.2)$$

Où el et az sont respectivement l'élévation et l'azimut définissant la direction dans laquelle se trouve le satellite GPS. $ZIWV$ est le contenu en vapeur d'eau intégré au zénith de la station GPS. G_{NS} et G_{EW} représentent respectivement les gradients Nord-Sud et Est-Ouest induits par les variations horizontales du contenu intégré en vapeur d'eau. Enfin, $mf(el)$ représente la fonction de projection du contenu intégré en vapeur d'eau sur le trajet optique L . L'ensemble de ces grandeurs sont détaillées dans le annexe (A).

Pour pouvoir établir la relation entre les gradients estimés par l'analyse GPS et les variations horizontales de ρ , nous devons également définir ρ pour une atmosphère stratiforme avec des variations radiales linéaires suivant un azimut :

$$\rho(r, az, z) = (\rho_0 + r \cdot (g_{NS} \cdot \cos(az) + g_{EW} \cdot \sin(az))) \cdot f(z) \quad (E.3)$$

où ρ_0 représente la densité de vapeur d'eau au niveau du sol aux coordonnées de la station. g_{NS} et g_{EW} représentent respectivement les gradients Nord-Sud et

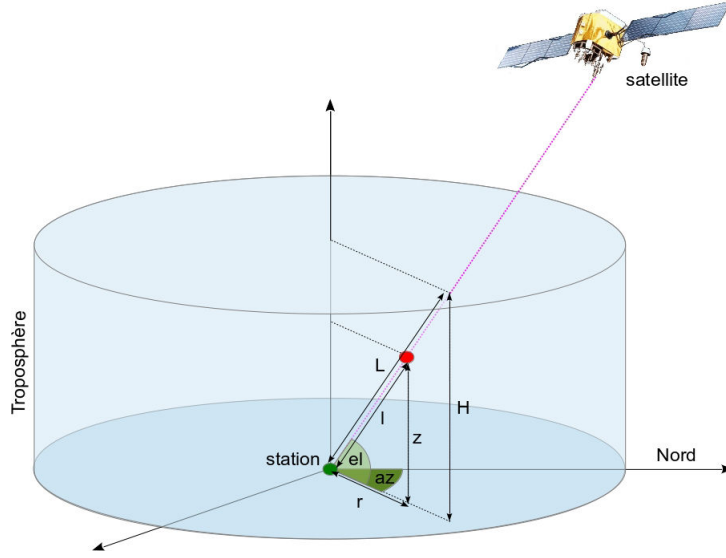


FIGURE E.1 – Coordonnées cylindriques d'un point (point rouge) sur le trajet optique (droite en pointillés violets) entre la station GPS au sol (point vert) et le satellite.

et Est-Ouest induits par les variations horizontales de ρ . Enfin $f(z)$ exprime les variations verticales de ρ .

Toutefois, les $SIWV$ sont définis suivant leur élévation. Nous effectuons alors un changement de variables grâce à la relation $r = \frac{z}{\tan(el)}$ afin de ne plus exprimer ρ en fonction de r, az, z , mais en fonction de el, az, z . L'expression de ρ devient

$$\rho(el, az, z) = \left(\rho_0 + \frac{z}{\tan(el)} \cdot (g_{NS} \cdot \cos(az) + g_{EW} \cdot \sin(az)) \right) \cdot f(z) \quad (E.4)$$

Lorsque le trajet optique du signal passe par le zénith, l'élévation $el_0 = \frac{\pi}{2}$, et $r = \frac{z}{\tan(el_0)} = 0$, ainsi l'expression de ρ au zénith se réduit à

$$\rho(el_0, az, z) = \rho_0 \cdot f(z) \quad (E.5)$$

L'expression de $ZIWV$ devient

$$ZIWV = \int_0^L \rho(el_0, az, z) \cdot dl = \int_0^L \rho_0 \cdot f(z) \cdot dl \quad (E.6)$$

Dans ce cas particulier, le trajet optique est confondu avec le zénith, $z = l$, $H = L$ et $dz = dl$. Ainsi

$$ZIWV = \rho_0 \cdot \int_0^H f(z) \cdot dz \quad (E.7)$$

Pour estimer les $ZIWV$ uniquement à partir de ρ_0 , il nous faudra déterminer l'intégrale

$$\phi_1 = \int_0^H f(z) \cdot dz \quad (\text{E.8})$$

Celui-ci dépend du choix de la fonction $f(z)$ qui sera détaillée par la suite.

Lorsque l'élévation est différente de $\frac{\pi}{2}$, le trajet optique peut être projeté au zénith via la fonction de projection mf qui dépend uniquement de l'élévation. Ainsi

$$l = mf(el) \cdot z \quad (\text{E.9})$$

De même, les différentielles dl et dz sont liées par l'expression

$$dl = mf(el) \cdot dz \quad (\text{E.10})$$

En introduisant la définition de ρ (éq. (E.4)) et le changement de différentielle décrit par l'éq. (E.10) dans l'éq. (E.1), celle-ci devient

$$SIWV = mf(el) \cdot \int_0^H \rho(el, az, z) \cdot dz \quad (\text{E.11})$$

$$SIWV = mf(el) \cdot \int_0^H \left(\rho_0 + \frac{z}{\tan(el)} \cdot (g_{NS} \cdot \cos(az) + g_{EW} \cdot \sin(az)) \right) \cdot f(z) \cdot dz \quad (\text{E.12})$$

$$SIWV = mf(el) \left(\rho_0 \int_0^H f(z) dz + \frac{1}{\tan(el)} (g_{NS} \cos(az) + g_{EW} \sin(az)) \int_0^H z f(z) dz \right) \quad (\text{E.13})$$

Nous posons

$$\phi_2 = \int_0^H z \cdot f(z) \cdot dz \quad (\text{E.14})$$

En introduisant l'éq. (E.7) dans l'éq. (E.13), celle-ci devient

$$SIWV = mf(el) \left(ZIWV + \frac{\phi_2}{\tan(el)} \cdot (g_{NS} \cdot \cos(az) + g_{EW} \cdot \sin(az)) \right) \quad (\text{E.15})$$

Nous retrouvons alors la définition des $SIWV$ (éq. (E.2)) en posant

$$G_{NS} = \phi_2 \cdot g_{NS} \quad \text{et} \quad G_{EW} = \phi_2 \cdot g_{EW} \quad (\text{E.16})$$

Nous pouvons donc utiliser les gradients estimés par l'analyse GPS pour modéliser les variations de ρ via l'éq. (E.3) comme suit :

$$\rho(r, az, z) = \left(\rho_0 + r \cdot \left(\frac{G_{NS}}{\phi_2} \cdot \cos(az) + \frac{G_{EW}}{\phi_2} \cdot \sin(az) \right) \right) \cdot f(z) \quad (\text{E.17})$$

Annexe E. La relation entre les gradients GPS horizontaux et les variations horizontales de la densité de vapeur d'eau
264

Nous avons choisi d'utiliser le modèle de [Smith 1966] qui définit l'évolution verticale du rapport de mélange atmosphérique comme une fonction puissance (voir Chap. (3)) pour décrire l'évolution verticale de la densité de vapeur d'eau $f(z)$. Ainsi, en considérant l'atmosphère en équilibre hydrostatique nous obtenons

$$f(z) = \left(1 - \frac{\alpha}{T_0} z\right)^\beta \quad (\text{E.18})$$

où $\alpha = 6.4$ K/km, $\beta = 19.78$ et T_0 est la température au niveau du sol.

Maintenant que la fonction $f(z)$ est définie nous pouvons déterminer les quantités ϕ_1 et ϕ_2 . Tout d'abord déterminons ϕ_1

$$\phi_1 = \int_0^H f(z) \cdot dz = [F_1(z)]_0^H \quad (\text{E.19})$$

où $F_1(z)$ est l'intégrale de $f(z)$. Ainsi en intégrant $f(z)$ nous obtenons

$$F_1(z) = \frac{f(z) \cdot (\alpha \cdot z - T_0)}{\alpha \cdot (\beta + 1)} \quad (\text{E.20})$$

L'éq. (E.19) devient

$$\phi_1 = \frac{\left(1 - \frac{\alpha}{T_0} H\right)^\beta \cdot (\alpha \cdot H - T_0) + T_0}{\alpha \cdot (\beta + 1)} \quad (\text{E.21})$$

Nous déterminons ensuite ϕ_2

$$\phi_2 = \int_0^H z \cdot f(z) \cdot dz = [F_2(z)]_0^H \quad (\text{E.22})$$

$F_2(z)$ est l'intégrale de $z \cdot f(z)$. Son expression est

$$F_2(z) = \frac{f(z) \cdot (\alpha \cdot z - T_0) \cdot (\alpha \cdot z(\beta + 1) + T_0)}{\alpha^2 \cdot (\beta + 1) \cdot (\beta + 2)} \quad (\text{E.23})$$

Ainsi, l'éq. (E.22) devient

$$\phi_2 = \frac{\left(1 - \frac{\alpha}{T_0} H\right)^\beta \cdot (\alpha \cdot H - T_0) \cdot (\alpha \cdot H(\beta + 1) + T_0) + T_0^2}{\alpha^2 \cdot (\beta + 1) \cdot (\beta + 2)} \quad (\text{E.24})$$

Par exemple, pour des valeurs au sol $\rho_0 = 19.3$ g/m³ et $T_0 = 300$ K les coefficients $\phi_1 = 2.26$ km et $\phi_2 = 4.85$ km. Ainsi, pour des gradients estimés par GPS $G_{NS} = 2.81$ kg/m² et $G_{EW} = -0.60$ kg/m², les gradients associés aux variations horizontales de ρ sont $g_{NS} = 0.58$ g/m³ et $g_{EW} = -0.12$ g/m³ (voir Fig. (E.2)).

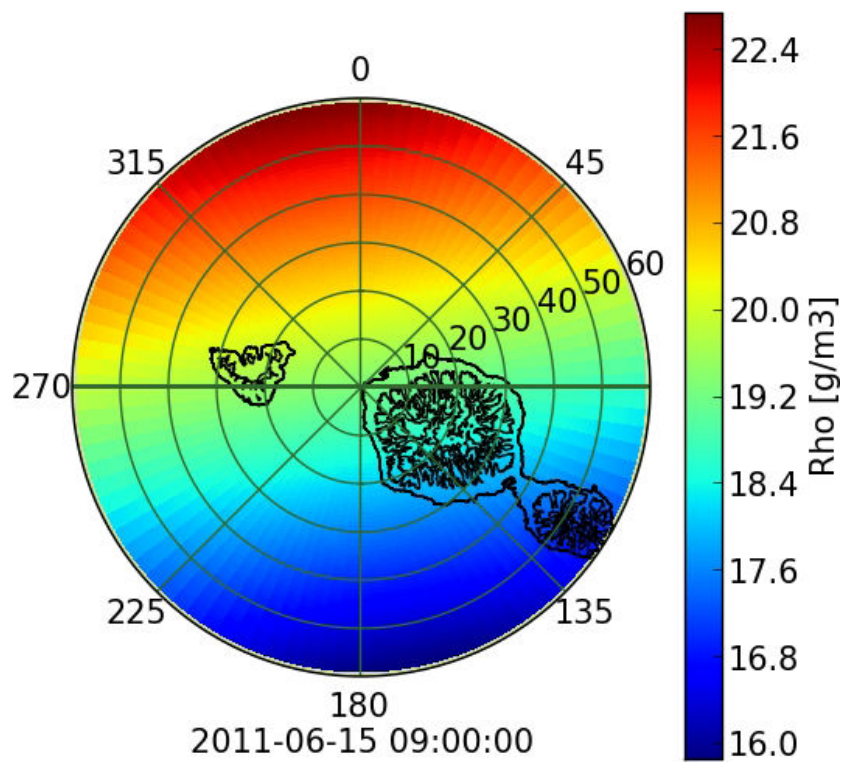


FIGURE E.2 – Exemple de répartition de ρ au niveau du sol au-dessus des îles de Tahiti et Moorea.

La corrélation entre l'activité électrique et le contenu intégré en vapeur d'eau au dessus de Tahiti

F.1 Article : Correlation between Lightning activity and Integrated Water Vapor from GPS signal in Tahiti

P. Ortega¹, A. Fadil², J. Serafini¹, J.-P. Barriot¹

¹*Geodesy Observatory of Tahiti, University of French Polynesia, 98702 Faa'a*
²*School Of Surveying, Otago University, Dunedin, New Zealand*

Published in the proceedings of the *International Commission on Atmospheric Electricity*

F.1.1 Abstract

In various previous works, the use of precipitable water (PW) deduced from the GPS signal in lightning prediction has been put in evidence at the Cape Canaveral Air Station and Kennedy Space Center. In French Polynesia, we can take advantage of the recent development of a local GPS network to learn more about the correlation between the PW time series and the lightning activity. The GPS signal analysis provides data every 5 minutes. Potential predictors deduced from those data are compared with the lightning activity. The lightning flashes are counted in the same 5-min window by means of two lightning detection networks : the LIFT and the WWLL network. As suggested in the previous works, a binary logistic regression has been applied to the time series data. The changes in PW appear to be correlated with the lightning occurrence probability. A Lightning Predictor Index could be elaborated from those predictors but, due to the large correlation between the different predictors, a special attention must be paid on the statistical analysis.

F.1.2 Introduction

Tahiti is often struck by lightning (88 thunder days per year) and even if most lightning strikes concern the ocean area, the damage caused by the high current or by the strong electromagnetic field radiations on land structures is important enough

to cause that phenomenon to be studied. For instance, the High Voltage network is seriously broken about two or three times a year leading to relatively long black outs. More than lightning protection, the lightning forecast must be developed. The weather forecast is managed by the local Meteorology Office (Regional MétéoFrance Office) and is essentially based upon global models and satellite images. No weather radar is operational in French Polynesia, and, despite a good knowledge of local meteorological effects, the forecast of lightning events is only a rough estimation.

The use of integrated precipitable water (PW) deduced from the GPS signal in lightning occurrence prediction has been put in evidence at the Cape Canaveral Air Station and Kennedy Space Center by [Mazany *et al.* 2002] and [Kehrer *et al.* 2008]. In Tahiti, three operational GPS stations are located in a limited area, close to one another and in such a way that only one station will be considered. A similar study based on the correlation between the PW time evolution and the lightning activity, LA , has been conducted around one GPS station location. The principle and the bibliography of the PW measurement deduced from GPS signals which is finely described in [Mazany *et al.* 2002] and in [Fadil *et al.* 2009], will be basically recalled in this paper.

F.1.3 GPS data

Ground-based GPS receivers are continuously receiving radio signals from ten or so GPS satellites at a time. The radio waves from GPS satellites are delayed by the atmosphere passage. That delay consists of the hydrostatic delay (induced dipole moment) and the wet delay (permanent dipole of water vapor). Continuously, the analysis of the phases of the radio waves received from the whole "visible" satellites allows a zenith total delay (ZTD), the sum of the Zenith Hydrostatic Delay (ZHD) and the Zenith Wet Delay (ZWD), to be accurately calculated. Furthermore, from the surface pressure measurement, the Saastamoinen's model ([Saastamoinen 1972]) allows the two components ZHD and ZWD to be separately calculated. Then, the ZWD can be accurately converted into the vertical integrated quantity of atmospheric precipitable water (PW), using surface pressure and some assumptions on temperature distribution. In Tahiti, the GPS data are processed using GIPSY-OASIS II in its precise point positioning (PPP) mode ([Zumberge *et al.* 1997]). The gipsy-oasis software allows the horizontal humidity gradient to be expressed along North-South and East West directions. They are deduced from the correction which must be applied to the slant GPS signal delay to take the tropospheric anisotropy into account.

As suggested by previous works ([Mazany *et al.* 2002, Kehrer *et al.* 2008]), potential predictors can be deduced from the change in PW , from a short time period in order to take into account the moisture convergence in vertical motion to longer period seeing the daily oscillation components. Those measurements will be noted $PW_h(t_i) = PW(t_i) - PW(t_i - h)$, t_i being the current time and h the period length of the change in PW in hours. The h parameter varies from 0.5h to 24h. The humidity gradients along North-South and East West directions, G_{NS} and G_{EW} , the

R=	5 km	10 km	20 km	50 km
$\Delta t_w = 1.5\text{h}$	131	659	1207	4292
$\Delta t_w = 3\text{h}$	307	1446	2346	6698
$\Delta t_w = 6\text{h}$	778	3030	4390	10450

TABLE F.1 – Lightning events detected among 24730 cases.

ground Temperature, T , and Pressure, P , measured at the GPS sites are also used for the analysis.

F.1.4 Lightning activity

Two lightning location systems have been considered. First, the WWLL Network, which consists of about 50 sensors located around the globe, detects spheric activity in the VLF band. Lightning is located by using the time of group arrival technique (TOGA) of the VLF radiation from a lightning stroke propagating in the Earth-ionosphere waveguide. The data are available on : (<http://web-flash.ess.washington.edu>).

The LIFT network (Localization of Impacts for Flashes on Tahiti) has been set up to send off warnings about thunderstorm occurrences. LIFT consists of 3 magnetic direction-finders antennae ([Ort ega 2007]). That device has been cancelled and has provided data for a relatively short time period (2004-2005).

The period of analysis ranges from February to April 2004 and corresponds to the season of maximum lightning activity over Tahiti. The GPS analysis providing $PW(t_i)$ data every 5 minutes, t_i being the current time. If the lightning activity, LA , is counted in the same 5-min window, the correlation between PW and LA is undetectable. A parameter, Δt_w , has been introduced in order to increase the chance of correlation. Δt_w is the time windows inside which the LA is calculated. That parameter lags from 1.5 to 6 hours. The potential predictors are thus compared with the occurrence of lightning between t_i and $(t_i + \Delta t_w)$. LA is reduced to a binary variable, 0 or 1. However, the ground processing operation of the GPS data, from the phase measurement to the PW calculation, requires a relatively long lag time essentially due to the GPS orbits calculations. If two months are required for definitive calculation (<http://sopac.ucsd.edu>), the processing may also be done with ultra rapid predicted GPS orbits from the IGS. These are formed by combining 2 hour orbit solutions +24 hour predictions from major IGS orbit centers. The global lag time is thus assumed to be $\Delta t_p = 75$ minutes. That is to say that the $PW(t_i)$ corresponds to a 75-minute-old measurement.

Last but not least, the radius of the area of flash counting is not trivial. That distance cannot be physically estimated and for that reason, it was first chosen as a second parameter, R . It has been ranging from 5 to 50 km. Tab. (F.1) shows the number of lightning events detected versus Δt_w and R among the 24730 cases analyzed (every 5 minutes during 3 months). Within the 5 km radius area, only 131 lightning impacts have been counted.

		experiment	
		Yes	No
criterion	Yes	a	b
	No	c	d

TABLE F.2 – Counting of different situations.

F.1.5 Analysis

The idea is to propose a model based on the values of the different potential predictors whose output is able to forecast the lightning occurrence with a confident probability. In order to evaluate the conditions for lightning occurrence from such a model and, as suggested by [Kehrer *et al.* 2008], for each configuration (Δt_w and R), the counting is classified following four situations a , b , c and d shown in Tab. (F.2). From that counting the accuracy can be evaluated by the Probability Of Detection (POD), the False Alarm Rate (FAR), and the Hit Rate (HR) defined as follows :

$$\text{POD} = \frac{a}{a+c} \quad \text{FAR} = \frac{b}{a+b} \quad \text{HR} = \frac{a+d}{a+b+c+d} \quad (\text{F.1})$$

Nevertheless, from iterative method, it is not easy to increase the efficiency of a model from those three "check" functions separately. The accuracy of the model must be evaluated with an objective criterion. The non-standard metric developed by the 45 WS ([Kehrer *et al.* 2008]), the Operational Utility Index (OUI) can be a good tool which allows the optimization of the model output. KSS being the Kuipers Skill Score, the OUI is defined as follows :

$$\text{OUI} = \frac{3\text{POD} + 2\text{KSS} - 1\text{FAR}}{6} \quad \text{with} \quad \text{KSS} = \frac{ad - bc}{(a+c)(b+d)} \quad (\text{F.2})$$

Without model (c and $d = 0$), the POD is 100% and the FAR corresponds to the probability of a non event. The KSS=0, and the OUI has a given value. Then, the use of a model will (or must) increase the KSS and OUI values. The more those values are increased, the better the model is.

It has been suggested a logistic regression might be applied to evaluate the correlations between predictors and LA since that former one is a binary function (lightning event or not). Nevertheless, as a first approach, a linear regression allows a first selection of the significant predictors and their inter-correlation. As expected, the predictors based on the PW changes are strongly correlated to one another and to the ground Pressure, Temperature and moisture. Looking at the correlation between the predictors and the LA , the $PW24$ clearly appears as the best parameter whatever the Δt_w and the R values. Then, quite far behind, comes the $PW9$ predictor. For high distances, $R = 50$ km, the gradient East-West, G_{EW} , and the Temperature, T , present relative high correlation coefficients. In Fig. (F.1) is plotted an example of correlation coefficients for the four detection radii. From that first analysis, only three predictors will be considered : $PW24$, T and G_{EW} . The negative correlation between lightning and T can be noted.

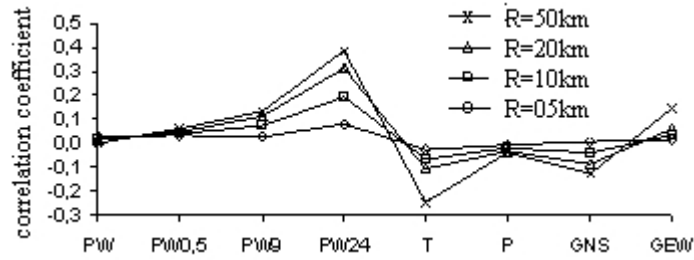


FIGURE F.1 – Correlation coefficients of the predictors $\Delta t_w = 3h$ (correlation significant when > 0.012).

A second analysis consists of the comparison of the 'event' and 'non-event' histograms for those three predictors. For instance, Fig. (F.2) compares $PW24$ and T distributions. For $PW24$ (left), and non-event case (bottom), the distribution is symmetrical to 0 with a Normal 'like' distribution. It can be noticed that for the 'event' case (Top) a double structure exists. For the Temperature (right) and the non-event cases (bottom) a diurnal effect is observed. It can be seen that the probability of lightning occurrence is reduced for high temperature and, for that case, the threshold could be a superior limit. The whole study points out that the probability of lightning occurrence (or not) is not an increasing function of the Predictors.

As a first step, from the analysis of the histograms and for different configurations (Δt_w and R), an attempt to combine several thresholds has been made. The three predictors, $PW24$, T and G_{EW} , must belong to a given range and the occurrence of lightning is predicted in the next 1.5h, 3h or 6h when the three conditions are reached. The ranges were first defined from the histogram and refined from iterative method using the OUI output to evaluate the different thresholds.

The POD has been considerably increased from 55% to 85% depending on the configuration, but the FAR never decreased below 71%, whatever the configuration, giving a value never higher than 35% to the OUI.

The same results are obtained if a threshold is a linear combination of the three parameters $PW24$, T and G_{EW} , event if the POD reaches 90%, the FAR is still greater than 75%.

At last, as suggested by [Mazany *et al.* 2002], a binary logistic regression is used. The advantage of such a regression is that the output variable is included between 0 and 1. The z_j "latent" variable is a linear combination of the predictors and the Π probability to get lightning event ($Y = 1$) in the next 1.5h, 3h or 6h for $z = z_j$ is expressed in Eq. (F.3). In any case, the probability is an increasing function of the latent variable. Unfortunately, this is the only improvement since the POD rarely exceeds 50%, the best results being obtained when $R = 50$ km and $\Delta t_w = 6h$.

$$\Pi_L [Y = 1/z = z_j] = \frac{1}{1 + e^{-z_j}} \quad \text{with} \quad z_j = \beta_0 + \beta_1.PW24 + \beta_2.T + \beta_3.G_{EW} \quad (\text{F.3})$$

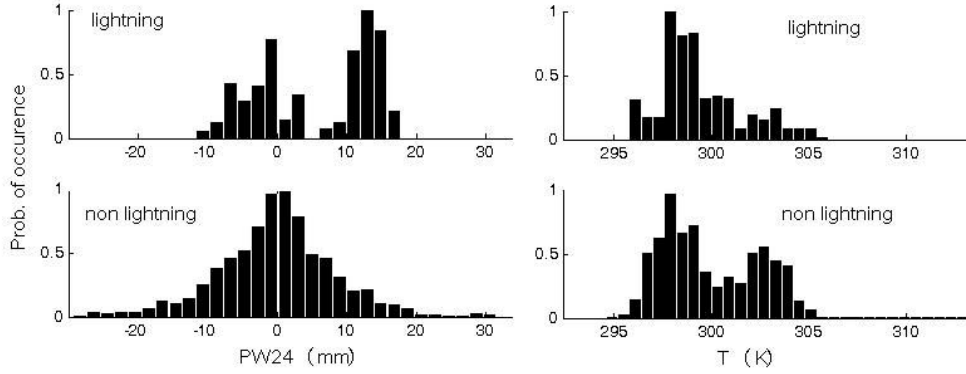


FIGURE F.2 – Example of normalized probability of occurrence (or not) for 2 predictors ($R = 10$ km, $\Delta t_w = 1.5$ h).

F.1.6 Conclusion and perspectives

The change in PW calculated over 24 hours, $PW(t_i) - PW(t_i - 24h)$, appears to be the best predictor for the lightning activity, LA , in the next 1.5, 3 or 6 hours. The current PW is weakly correlated to the LA . The evolution of the PW from one hour of the day to the next day allows the diurnal oscillation to be cut off. However, if the thunderstorm endures several days, that change is not significant any more and the correlation can be attenuated or suppressed. Also, a correlation exists between the PW horizontal gradient and the LA when the counting area is within a 50 km radius. In these circumstances, the correlation is more significant with the East-West gradient than it is for the North-South gradient. A correlation with the local orography could be examined in order to justify that difference. Furthermore, the difference in space of the PW measured from two or more GPS stations should be compared to the calculated gradient at one point.

An Index could be proposed to forecast lightning activity in the hours following the PW measurement with an acceptable probability of occurrence. Nevertheless, whatever the configuration, the FAR is too high and more variables should be required. More than moisture, the thunderstorm requires vertical instability and triggering conditions. As suggested by [Mazany *et al.* 2002], the instability can be described with one of the numerous thermodynamic indices. Nevertheless, those indices are provided twice a day in Tahiti (from radio soundings) reducing the main advantage of the GPS measurement able to provide data every 5 minutes. Furthermore, [Kehrer *et al.* 2008] have noticed that the stability index they use (K index) was the least important predictor.

At last, it must be said that the high FAR values could be partially due to the reduced efficiency of the lightning location systems used.

Liste des acronymes

A

ADCIRC	ADvanced CIRCulation Model
AERONET	AErosol RObotic NETwork
AH	Absolut Humidity
ALADIN	Aire Limitée, Adaptation dynamique, Développement InterNational
ANR	Agence Nationale de la Recherche

C

CAPE	Convective Available Potential Energy
CIN	Convective INhibition
CMF	Centre de Météo-France
CNES	Centre National d'Etudes Spatiales
COARE	Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment

D

DART	Deep-ocean Assessment and Reporting Tsunami
-------------	---

E

ECMWF	European Center for Medium range Weather Forecasts
ENSO	El Nino-Southern Oscillation
ERA	Era-Interim reanalysis
ESA	European Space Agency
EUREF	EUropean geodetic REFerence network

F

FAA1	station GPS située au CMF (Tahiti)
FAR	False Alarm Rate

G

G_{EW}, G_{NS}	Gradients East-West and North-South
GAMIT	GPS At MIT
GEGDP	Groupement d'Etude et de Gestion du Domaine Public
GEIEC	Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat
GEPASUD	GEopôle du PACifique SUD
GIPSY/OASIS	GNSS-Inferred Positioning System and Orbit Analysis Simulation
GLOBK	GLOBAl Kalman filter
GMF	Global Mapping Function
GMT	Greenwich Mean Time
GNSS	Global Navigation Satellite Systems
GOES	Geostationary Operational Environment Satellite
GOT	Geodesic Observatory of Tahiti

	GPCP	Global Precipitation Climatology Project
	GPS	Global Positioning System
	GRAF	German geodetic REFerence network
H		
	HR	Humidité Relative (Chap. 5) ou Hit Rate (annexe (F))
	HS	HydroStatique
I		
	IASI	Interferomtre Atmospherique de Sondage Infrarouge
	IGS	International GNSS Service
	IMF	Isobaric Mapping Function
	ITCZ	Inter-Tropical Convergence Zone
	ITRF	International Terrestrial Reference Frame
	IWV	Integrated Water Vapor
K		
	KSS	Kuipers Skill Score
L		
	LA	Lightning Activity
	LDG	Laboratoire De Géophysique de Pamatai
	LIDAR	LIght Detection And Ranging
	LIFT	Localization of Impacts for Flashes on Tahiti
	LOFTT-K	LOgiciel Français de Tomographie Troposphérique avec filtre de Kalman
M		
	MCS	Mesoscale Convectif System
	MENRT	Ministère de l'Education Nationale de la Recherche et de la Technologie
	MFC	Météo-France Center
	MIT	Massachusetts Institut of Technology
	MJO	Madden-Julian Oscillation
	MOST	Method Of Splitting Tsunami
N		
	NASA	National Aeronautics and Space Administration
	NCEP	National Center for Environmental Prediction
	NDMO	National Disaster risk Manager Office
	NMF	Niell Mapping Function
	NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
O		
	OGT	Observatoire de Géodesie de Tahiti
	OGTIDE	OGt-TIDE model
	OUI	Operational Utility Index
P		
	PDF	Probability Density Function
	POD	Probability Of Detection
	POT	Peak Over-Threshold sampling
	PPP	Precise Point Positioning
	PW	Precipitable Water

R		
	RINEX	Receiver INdependent EXchange format
	RMS	Root Mean Square
	RS	RadioSounding ou RadioSondage
S		
	SHD	Slant Hydrostatic Delay
	SHOM	Service Hydrographique et Océanographique de la Marine
	SIWV	Slant Integrated Water Vapor
	SO	Southern Oscillation
	SOI	Southern Oscillation Index
	SOPAC	Scripps Orbit and Permanent Array Center
	SPCZ	South Pacific Convergence Zone
	SST	Sea Surface Temperature
	STD	Slant Total Delay
	SVD	Singular Value Decomposition
	SWD	Slant Wet Delay
T		
	TARA	station GPS située à TARAvao (Tahiti)
	TC	Tropical Cyclone
	TDF	TéléDiffusion de France
	TEC	Total Electron Content
	TEQC	Translation, Editing and Quality Checking
	THTI	station GPS située à l'OGT (Tahiti)
	TOGA	Time Of Group Arrival
U		
	UNC	Université de Nouvelle Calédonie
	UPF	Université de la Polynésie Française
	USD	United States Dollar
	UTC	Universal Time Coordinated
V		
	VLBI	Very Large Baseline Interferometry
	VLF	Very Low Frequency
	VMF	Vienna Mapping Function
W		
	WRF	Weather Research Forecasting
	WVR	Water Vapor Radiometers
	WWLL	World-Wide Lightning Location
Z		
	ZCIT	Zone de Convergence Inter-Tropicale
	ZCPS	Zone de Convergence du Pacifique Sud
	ZHD	Zenith Hydrostatic Delay
	ZIWV	Zenith Integrated Water Vapor
	ZTD	Zenith Total Delay
	ZWD	Zenith Wet Delay

Articles et Communications Scientifiques

Mes différents travaux de recherche ont fait l'objet de cinq articles dans des revues à comité de lecture international, de cinq communications orales, de douze communications par affiches lors de colloques internationaux ainsi que de deux posters et de trois présentations dans le cadre des doctoriales conjointes de l'UPF et de l'UNC.

H.1 Articles

J. Serafini, J.-P. Barriot and L. Sichoix. "Meteorological record of cyclone Oli and its impact on the Island of Tubuai (French Polynesia)." **Submitted** for publication in the journal of *Pacific Science*.

J.-P. Barriot, **J. Serafini** and L. Sichoix. "Estimating the 3D Time Variable Water Vapor Contents of the Troposphere from a Single GNSS Receiver." **Submitted** for publication in the journal of *Inverse Problems*.

J. Serafini, J.-P. Barriot and L. Sichoix. "Evolution of precipitable water and precipitation over the Island of Tahiti from hourly to seasonal periods." **Accepted** for publication in the *International Journal of Remote Sensing*.

J.-P. Barriot, **J. Serafini**, L. Sichoix, D. Reymond, and O. Hyvernaud. "The tsunami of march 11, 2011 as observed by the network of tide gauges of French Polynesia." *Journal of Marine Science and Technology*, 20(6) :639-646. **2012**.

R. Fallourd, O. Harant, E. Trouvé, J.-M. Nicolas, M. Gay, A. Walpersdorf, J.-L. Mugnier, **J. Serafini**, D. Rosu, L. Bombrun, et al. "Monitoring temperate glacier displacement by multi-temporal terrasars-x images and continuous GPS measurements." *Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing, IEEE Journal of*, 4(2) :372-386. **2011**.

H.2 Proceedings

J. Serafini, J.-P. Barriot, M. Hopuare, L. Sichoix and A. Fadil. "Modeling of tropospheric integrated water vapor content using GPS, radiosonde, radiometer,

rain gauge, and surface meteorological data in a tropical region (French Polynesia)." Proceedings of the SPIE Asia-Pacific Remote Sensing, pages 852313-852313. International Society for Optics and Photonics. **2012**.

J. Serafini, L. Sichoix, J.-P. Barriot, and A. Fadil. "Correlation and causal relationship between GPS water vapor measurements and rainfall intensities in a tropical region (Tahiti-French Polynesia)." Proceedings of the SPIE Remote Sensing, pages 81770U-81770U. International Society for Optics and Photonics. **2011**.

P. Ortega, A. Fadil, **J. Serafini** and J.-P. Barriot. "Correlation between lightning activity and integrated water vapor from gps signal in tahiti." Proceedings of the International Commission on Atmospheric Electricity. **2011**.

F. Ponton, A. Walpersdorf, M. Gay, E. Trouvé, J.-L. Mugnier, N. Cotte, L. Ott, **J. Serafini**, et al. "Seasonal flow variability of a temperate glacier in the mont blanc massif observed by GPS." Proceedings of the 3rd International Colloquium-Scientific and Fundamental Aspects of the Galileo Programme. **2011**.

R. Fallourd, O. Harant, E. Trouvé, J.-M. Nicolas, F. Tupin, M. Gay, G. Vasile, L. Bombrun, A. Walpersdorf, **J. Serafini**, et al. "Monitoring temperate glaciers : combined use of multi-date terrasars-x images and continous gps measurements." In The Fifth International Workshop on the Analysis of Multi-temporal Remote Sensing Images. **2009**.

H.3 Conférences

J. Serafini, J. Barriot, A. Fadil and L. Sichoix. "Characterization of the vertical structure of tropospheric water vapor over the Island of Tahiti." In EGU General Assembly Conference Abstracts, 2014-11083. **2014**.

J. Barriot, **J. Serafini** and L. Sichoix. "Beyond the usual mapping functions in GPS, VLBI and Deep Space tracking." In EGU General Assembly Conference Abstracts, 2014-15875. **2014**.

J. Barriot, **J. Serafini** and L. Sichoix. "Calibration of the KA band tracking of the Bepi-Colombo spacecraft (more experiment)." AGU Fall Meeting Abstracts, 1 :1743. **2013**.

J.-P. Barriot, **J. Serafini** and L. Sichoix. "Fan tomography of the tropospheric water vapor for the calibration of the ka band tracking of the bepi-colombo spacecraft (more experiment)." In 39th COSPAR Scientific Assembly, volume 39, page 100. **2012**.

F. Ponton, A. Walpersdorf, M. Gay, E. Trouvé, J.-L. Mugnier, R. Fallourd, N. Cotte, L. Ott and **J. Serafini**. "GPS and terrasar-x time series measure temperate glacier flow in the mont blanc massif (france) : the argentière glacier test site." In EGU General Assembly Conference Abstracts, volume 14, page 9525. **2012**.

J. Serafini, J. Barriot, A. Fadil and L. Sichoix. "Comparison of tropospheric integrated water vapor content by using gps, radiosonde, radiometer data and models for the tropical island of Tahiti (French Polynesia)." AGU Fall Meeting Abstracts, 1 :0153. **2011**.

J. Serafini, A. Fadil, L. Sichoix and J Barriot. "Spatial and temporal variability of the refractivity over tahiti from a coarse network of GPS stations." AGU Fall Meeting Abstracts, 1 :0229. **2010**.

J. Serafini, J.-P. Barriot and L. Sichoix. "Détermination du contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère à partir de délais de propagation affectant les signaux GPS : application à l'île de Tahiti." Doctoriales de l'Université de la Polynésie française, Papeete, ISBN 978-2-9534-5541-0. **2010**.

J.-P. Barriot, **J. Serafini** and L. Sichoix. "Calibration of atmospheric wet delays for deep space radiotracking by using water vapour GPS tomography." In 38th COSPAR Scientific Assembly, volume 38, page 825. **2010**.

J.-P. Barriot, **J. Serafini**, L. Sichoix, M. Benna, W. Kofman and A. Herique. "Imaging of the internal structure of comet 67p/churyumov-gerasimenko from radiotomography consort data (rosetta mission) through a full 3d regularized inversion of the helmholtz equations on functional spaces." In 38th COSPAR Scientific Assembly, volume 38, page 613. **2010**.

F. Ye, L. Sichoix, J. Barriot and **J. Serafini**. "The hack's law applied to young volcanic basin : the Tahiti case." AGU Fall Meeting Abstracts, 1 :1079. **2010**.

A. Fadil, J. Barriot, L. Sichoix, P. Ortega, P. Willis, and **J. Serafini**. "Evidence for a slow subsidence of the tahiti island from GPS, DORIS, GRACE, and combined satellite altimetry and tide gauge sea level records." AGU Fall Meeting Abstracts, 1 :0614. **2010**.

P. Cardin, R. Deguen and **J. Serafini**. "Formation and Deformation of the Inner Core." SEDI 2008, Kunming, Yunan, Chine. **2008**.

Bibliographie

- [Abramowitz & Stegun 1965] Milton Abramowitz et Irene A Stegun. *Chapter 6.5. Handbook of Mathematical Functions with Formulas, Graphs, and Mathematical Tables*, New York : Dover, ISBN 0-486-61272, vol. 4, 1965. (Cité en page 177.)
- [Agustí-Panareda *et al.* 2009] A. Agustí-Panareda, D. Vasiljevic, A. Beljaars, O. Bock, F. Guichard, M. Nuret, A. Garcia Mendez, E. Andersson, P. Bechtold, A. Fink *et al.* *Radiosonde humidity bias correction over the West African region for the special AMMA reanalysis at ECMWF*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 135, no. 640, pages 595–617, 2009. (Cité en page 30.)
- [Aitchison & Brown 1957] J. Aitchison et J.-A. Brown. *C : The Lognormal Distribution*, Cambridge U. Press, New York, vol. 8, 1957. (Cité en page 36.)
- [Alexandrov *et al.* 2009] M.D. Alexandrov, B. Schmid, D.D. Turner, B. Cairns, V. Oinas, A.A. Lacis, S.I. Gutman, R. Westwater, A. Smirnov et J. Eilers. *Columnar water vapor retrievals from multifilter rotating shadowband radiometer data*. Journal of Geophysical Research, vol. 114, no. D2, page D02306, 2009. (Cité en pages 22 et 26.)
- [Altamimi *et al.* 2007] Z. Altamimi, X. Collilieux, J. Legrand, B. Garayt et C. Boucher. *ITRF2005 : A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters*. Journal of Geophysical Research-Solid Earth, vol. 112, no. B9, page B09401, 2007. (Cité en pages 3, 196 et 220.)
- [Altamimi *et al.* 2011] Zuheir Altamimi, Xavier Collilieux et Laurent M tivier. *ITRF2008 : an improved solution of the international terrestrial reference frame*. Journal of Geodesy, vol. 85, no. 8, pages 457–473, 2011. (Cité en page 3.)
- [Andersson *et al.* 2005] E. Andersson, P. Bauer, A. Beljaars, F. Chevallier, E. H lm, M. Janiskov , P. K llberg, G. Kelly, P. Lopez, A. McNally *et al.* *Assimilation and modeling of the atmospheric hydrological cycle in the ECMWF forecasting system*. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 86, no. 3, pages 387–402, 2005. (Cité en page 32.)
- [As-Salek 1997] Junaid Amin As-Salek. *Negative surges in the Meghna estuary in Bangladesh*. Monthly weather review, vol. 125, no. 7, pages 1638–1648, 1997. (Cité en page 153.)
- [Askne & Nordius 1987] J. Askne et H. Nordius. *Estimation of tropospheric delay for microwaves from surface weather data*. Radio Science, vol. 22, no. 3, pages 379–386, 1987. (Cité en pages 25, 144, 148 et 214.)

- [Aureau *et al.* 2012] M. Aureau, A. Chretien, J.-P. Barriot et R. Haverkamp. *A raining simulation model for the volcanic tropical island of Tahiti*. In Hydrology and Earth Sciences in Developing World Communities II Posters, volume H21E, 2012. (Cité en pages 15, 22 et 26.)
- [Austin 1948] James M Austin. *A note on cumulus growth in a nonsaturated environment*. Journal of Meteorology, vol. 5, no. 3, pages 103–107, 1948. (Cité en page 45.)
- [Bantzer & Wallace 1996] Christian H Bantzer et John M Wallace. *Intraseasonal variability in tropical mean temperature and precipitation and their relation to the tropical 40-50 day oscillation*. Journal of the atmospheric sciences, vol. 53, no. 21, pages 3032–3045, 1996. (Cité en page 143.)
- [Bar-Sever *et al.* 1998] Yoaz E Bar-Sever, Peter M Kroger et Jorgen A Borjesson. *Estimating horizontal gradients of tropospheric path delay with a single GPS receiver*. Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012), vol. 103, no. B3, pages 5019–5035, 1998. (Cité en page 201.)
- [Barriot & Balmino 1992] JP Barriot et G Balmino. *Estimation of local planetary gravity fields using line of sight gravity data and an integral operator*. Icarus, vol. 99, no. 1, pages 202–224, 1992. (Cité en page 177.)
- [Barriot *et al.* 2010] Jean-Pierre Barriot, Jonathan Serafini et Lydie Sichoix. *Calibration of atmospheric wet delays for deep space radiotracking by using water vapour GPS tomography*. In 38th COSPAR Scientific Assembly, volume 38, page 825, 2010. (Cité en pages 171 et 173.)
- [Barriot *et al.* 2012] J.-P. Barriot, J. Serafini, L. Sichoix, D. Reymond et O. Hyvernaud. *The Tsunami of March 11, 2011 as Observed by the Network of Tide Gauges of French Polynesia*. Journal of Marine Science and Technology, vol. 20, no. 6, pages 639–646, 2012. (Cité en pages 9 et 148.)
- [Basher & Zheng 1995] RE Basher et X. Zheng. *Tropical cyclones in the southwest Pacific : Spatial patterns and relationships to Southern Oscillation and sea surface temperature*. Journal of Climate, vol. 8, no. 5, pages 1249–1260, 1995. (Cité en pages 134 et 136.)
- [Bechtold *et al.* 2008] Peter Bechtold, Martin K hler, Thomas Jung, Francisco Doblas-Reyes, Martin Leutbecher, Mark J Rodwell, Frederic Vitart et Gianpaolo Balsamo. *Advances in simulating atmospheric variability with the ECMWF model : From synoptic to decadal time-scales*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 134, no. 634, pages 1337–1351, 2008. (Cité en page 46.)
- [Becker *et al.* 1998] M Becker, P Franke, W Schlüter, H Seeger et G Weber. *Status and Performance of the German Permanent GPS Network GREF-Permanent*, 1998. (Cité en page 216.)
- [Bender *et al.* 2011] Michael Bender, Galina Dick, Maorong Ge, Zhiguo Deng, Jens Wickert, Hans-Gert Kahle, Armin Raabe et Gerd Tetzlaff. *Development*

- of a GNSS water vapour tomography system using algebraic reconstruction techniques.* Advances in Space Research, vol. 47, no. 10, pages 1704–1720, 2011. (Cité en page 174.)
- [Bergeron 1930] Tor Bergeron. *Richtlinien einer dynamischen Klimatologie.* Met. Zeit, vol. 47, no. 7, pages 246–262, 1930. (Cité en page 18.)
- [Berrisford *et al.* 2009] P. Berrisford, D. Dee, K. Fielding, M. Fuentes, P. Kallberg, S. Kobayashi, S. Uppala *et al.* *The ERA-Interim Archive.* ERA report series, vol. 1, pages 1–16, 2009. (Cité en page 26.)
- [Beucher 2010] F. Beucher. M t eorologie tropicale : des alizés au cyclone, cours et manuels num. 19, volume 1. M t eo-France, 2010. (Cité en page 153.)
- [Bevis *et al.* 1992] M. Bevis, S. Businger, T. Herring, C. Rocken, R. Anthes et R. Ware. *GPS meteorology- Remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System.* Journal of Geophysical Research, vol. 97, no. D14, pages 15787–15801, 1992. (Cité en pages 3, 75 et 214.)
- [Bevis *et al.* 1994] M. Bevis, S. Businger, T. Herring, R.A. Anthes, C. Rocken, R.H. Ware et SR Chiswell. *GPS meteorology- Mapping zenith wet delays onto precipitable water.* J. Appl. Meteor, vol. 33, pages 379–386, 1994. (Cité en pages xxiv, xxx, 25, 143, 144, 147, 148, 151, 178, 198, 199, 214 et 215.)
- [Biasutti *et al.* 2006] M Biasutti, AH Sobel et Y Kushnir. *AGCM precipitation biases in the tropical Atlantic.* Journal of climate, vol. 19, no. 6, 2006. (Cité en page 46.)
- [Blain *et al.* 1994] CA Blain, JJ Westerink et RA Luetlich Jr. *The influence of domain size on the response characteristics of a hurricane storm surge model.* Journal of Geophysical Research, vol. 99, no. C9, pages 18467–18, 1994. (Cité en page 153.)
- [Blain *et al.* 1998] CA Blain, JJ Westerink et RA Luetlich. *Grid convergence studies for the prediction of hurricane storm surge.* International Journal for Numerical Methods in Fluids, vol. 26, no. 4, pages 369–401, 1998. (Cité en page 153.)
- [Bock *et al.* 2001] O Bock, J Tarniewicz, C Thom, J Pelon et M Kasser. *Study of external path delay correction techniques for high accuracy height determination with GPS.* Physics and Chemistry of the Earth, Part A : Solid Earth and Geodesy, vol. 26, no. 3, pages 165–171, 2001. (Cité en page 191.)
- [Bock *et al.* 2014] Olivier Bock, Pascal Willis, Junhong Wang et Carl Mears. *A high-quality, homogenized, global, long-term (1993–2008) DORIS precipitable water dataset for climate monitoring and model verification.* Journal of Geophysical Research : Atmospheres, 2014. (Cité en page 3.)
- [Boehm & Schuh 2004] Johannes Boehm et Harald Schuh. *Vienna mapping functions in VLBI analyses.* Geophysical Research Letters, vol. 31, no. 1, 2004. (Cité en page 202.)

- [Boehm *et al.* 2006] Johannes Boehm, Birgit Werl et Harald Schuh. *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 : Solid Earth (1978–2012), vol. 111, no. B2, 2006. (Cité en pages xxiii, 173, 202 et 203.)
- [Bokoye *et al.* 2007] A.I. Bokoye, A. Royer, P. Cliche et N. O’Neill. *Calibration of sun radiometer-based atmospheric water vapor retrievals using GPS meteorology*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, vol. 24, no. 6, pages 964–979, 2007. (Cité en page 22.)
- [Boniface *et al.* 2009] Karen Boniface, Véronique Ducrocq, Genevi ve Jaubert, Xin Yan, Pierre Brousseau, Frédéric Masson, Cédric Champollion, Jean Ch ry, Erik Doerflinger *et al.* *Impact of high-resolution data assimilation of GPS zenith delay on Mediterranean heavy rainfall forecasting*. In Annales Geophysicae, volume 27, pages 2739–2753, 2009. (Cité en page 2.)
- [Bonvalot *et al.* 1993] J. Bonvalot, J.F. Dupon, E. Vigneron, J.C. Gay, C. Morhange, C. Ollier, G. Peugniez, B. Reitel et F. Yon-Cassat. *Atlas de la Polynésie française*. 1993. (Cité en pages xii, 23, 143 et 160.)
- [Boudouris 1963] G Boudouris. *On the index of refraction of air, the absorption and dispersion of centimeter waves by gases (Refractive index of atmospheric gases, dry air and damp air and absorption and dispersion of chloroform and ammonia vapors, using a microwave spectrometer)*. Journal of Research, vol. 67, pages 631–684, 1963. (Cité en pages xxx, 25, 147, 198 et 199.)
- [Brakenridge *et al.* 2012] GR Brakenridge, JPM Syvitski, I Overeem, SA Higgins, AJ Kettner, JA Stewart-Moore et R Westerhoff. *Global mapping of storm surges and the assessment of coastal vulnerability*. Natural Hazards, pages 1–18, 2012. (Cité en page 153.)
- [Braun *et al.* 2001] John Braun, Christian Rocken et Randolph Ware. *Validation of line-of-sight water vapor measurements with GPS*. Radio Science, vol. 36, no. 3, pages 459–472, 2001. (Cité en page 206.)
- [Brenot 2006] H. Brenot. *Potentiel de la mesure GPS sol pour l’étude des pluies intenses m diterran ennes*. 2006. (Cité en page 205.)
- [Bretherton & Wyant 1997] Christopher S Bretherton et Matthew C Wyant. *Moisture transport, lower-tropospheric stability, and decoupling of cloud-topped boundary layers*. Journal of the atmospheric sciences, vol. 54, no. 1, pages 148–167, 1997. (Cité en page 50.)
- [Bretherton *et al.* 2004] C.S. Bretherton, M.E. Peters et L.E. Back. *Relationships between water vapor path and precipitation over the tropical oceans*. Journal of climate, vol. 17, no. 7, pages 1517–1528, 2004. (Cité en pages 21, 38 et 45.)
- [Brown & Zhang 1997] Randy G Brown et Chidong Zhang. *Variability of midtropospheric moisture and its effect on cloud-top height distribution during TOGA COARE**. Journal of the atmospheric sciences, vol. 54, no. 23, pages 2760–2774, 1997. (Cité en pages 45 et 52.)

- [Bruegge *et al.* 1992] C.J. Bruegge, J.E. Conel, R.O. Green, J.S. Margolis, R.G. Holm et G. Toon. *Water vapor column abundance retrievals during FIFE*. Journal of geophysical research, vol. 97, no. D17, pages 18759–18, 1992. (Cité en page 26.)
- [Bruyninx 2004] C Bruyninx. *The EUREF Permanent Network : a multi-disciplinary network serving surveyors as well as scientists*. GeoInformatics, vol. 7, no. 5, pages 32–35, 2004. (Cité en page 216.)
- [Buck *et al.* 1981] A.L. Bucket *al.* *New equations for computing vapor pressure and enhancement factor*. Journal of Applied Meteorology, vol. 20, no. 12, pages 1527–1532, 1981. (Cité en pages 40 et 178.)
- [Byun & Bar-Sever 2009] Sung H Byun et Yoaz E Bar-Sever. *A new type of troposphere zenith path delay product of the international GNSS service*. Journal of Geodesy, vol. 83, no. 3-4, pages 1–7, 2009. (Cité en page 178.)
- [Camargo & Sobel 2005] S.J. Camargo et A.H. Sobel. *Western North Pacific tropical cyclone intensity and ENSO*. Journal of Climate, vol. 18, no. 15, pages 2996–3006, 2005. (Cité en pages 134 et 136.)
- [Camargo *et al.* 2007] Suzana J Camargo, Kerry A Emanuel et Adam H Sobel. *Use of a genesis potential index to diagnose ENSO effects on tropical cyclone genesis*. Journal of Climate, vol. 20, no. 19, pages 4819–4834, 2007. (Cité en page 134.)
- [Canterakis 1999] N Canterakis. *3D Zernike moments and Zernike affine invariants for 3D image analysis and recognition*. In In 11th Scandinavian Conf. on Image Analysis. Citeseer, 1999. (Cité en page 176.)
- [Cartwright & Melchior 1999] D.E. Cartwright et P. Melchior. *Tides : a scientific history*. Cambridge Univ Press, 1999. (Cité en pages 148 et 164.)
- [Champollion *et al.* 2005] Cédric Champollion, Frédéric Masson, M-N Bouin, Andrea Walpersdorf, Eric Doerflinger, Olivier Bock et Joel Van Baelen. *GPS water vapour tomography : preliminary results from the ESCOMPTE field experiment*. Atmospheric research, vol. 74, no. 1, pages 253–274, 2005. (Cité en pages 6, 8, 75, 76, 77, 105, 186, 204, 205, 305 et 306.)
- [Chan 1985] J.C.L. Chan. *Tropical cyclone activity in the northwest Pacific in relation to the El Nino/Southern oscillation phenomena*. Monthly Weather Review, vol. 113, no. 4, pages 599–606, 1985. (Cité en pages 134 et 136.)
- [Chan 2000] J.C.L. Chan. *Tropical cyclone activity over the western North Pacific associated with El Niño and La Niña events*. Journal of climate, vol. 13, no. 16, pages 2960–2972, 2000. (Cité en pages 134 et 136.)
- [Chan 2005] J.C.L. Chan. *Interannual and interdecadal variations of tropical cyclone activity over the western North Pacific*. Meteorology and Atmospheric Physics, vol. 89, no. 1, pages 143–152, 2005. (Cité en pages 134 et 136.)
- [Chan 2007] J.C.L. Chan. *Interannual variations of intense typhoon activity*. Tellus A, vol. 59, no. 4, pages 455–460, 2007. (Cité en pages 134 et 136.)

- [Chand & Walsh 2009] S.S. Chand et K.J.E. Walsh. *Tropical cyclone activity in the Fiji region : Spatial patterns and relationship to large-scale circulation*. Journal of Climate, vol. 22, no. 14, pages 3877–3893, 2009. (Cité en pages 134 et 136.)
- [Chao 1974] CC Chao. *The tropospheric calibration model for Mariner Mars 1971*. Thec. Rep., vol. 32-1587, pages 61–67, 1974. (Cité en page 201.)
- [Chen *et al.* 1998] T.C. Chen, S.P. Weng, N. Yamazaki et S. Kiehne. *Interannual variation in the tropical cyclone formation over the western North Pacific*. Monthly weather review, vol. 126, no. 4, pages 1080–1090, 1998. (Cité en pages 134 et 136.)
- [Chen *et al.* 2014] Shu-Ya Chen, Tae-Kwon Wee, Ying-Hwa Kuo et David H Bromwich. *An Impact Assessment of GPS Radio Occultation Data on Prediction of a Rapidly Developing Cyclone over the Southern Ocean*. Monthly Weather Review, vol. 142, no. 11, pages 4187–4206, 2014. (Cité en page 6.)
- [Chia & Ropelewski 2002] H.H. Chia et CF Ropelewski. *The interannual variability in the genesis location of tropical cyclones in the northwest Pacific*. Journal of climate, vol. 15, no. 20, pages 2934–2944, 2002. (Cité en pages 134 et 136.)
- [Cione & Uhlhorn 2003] Joseph J Cione et Eric W Uhlhorn. *Sea surface temperature variability in hurricanes : Implications with respect to intensity change*. Monthly Weather Review, vol. 131, no. 8, pages 1783–1796, 2003. (Cité en page 143.)
- [Cione *et al.* 2000] Joseph J Cione, Peter G Black et Samuel H Houston. *Surface observations in the hurricane environment*. Monthly Weather Review, vol. 128, no. 5, pages 1550–1561, 2000. (Cité en page 143.)
- [Constantin & Johnson 2008] Adrian Constantin et RS Johnson. *Propagation of very long water waves, with vorticity, over variable depth, with applications to tsunamis*. Fluid Dynamics Research, vol. 40, no. 3, pages 175–211, 2008. (Cité en page 165.)
- [Cucurull *et al.* 2004] L Cucurull, F Vandenberghe, D Barker, E Vilaclara et A Rius. *Three-dimensional variational data assimilation of ground-based GPS ZTD and meteorological observations during the 14 December 2001 storm event over the western Mediterranean sea*. Monthly Weather Review, vol. 132, no. 3, 2004. (Cité en pages 171 et 173.)
- [Dach *et al.* 2009] Rolf Dach, Elmar Brockmann, Stefan Schaer, Gerhard Beutler, Michael Meindl, Lars Prange, Heike Bock, Adrian Jäggi et Luca Ostini. *GNSS processing at CODE : status report*. Journal of Geodesy, vol. 83, no. 3-4, pages 353–365, 2009. (Cité en page 219.)
- [Dai 2006] Aiguo Dai. *Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models*. Journal of Climate, vol. 19, no. 18, 2006. (Cité en page 46.)
- [Das *et al.* 1983] PK Das, SK Dube, UC Mohanty, PC Sinha et AD Rao. *Numerical simulation of the surge generated by the June 1982 Orissa cyclone*. Mausam, vol. 34, pages 359–366, 1983. (Cité en page 153.)

- [Davis *et al.* 1985] J.L. Davis, T.A. Herring, I.I. Shapiro, A.E.E Rogers et G. Elgered. *Geodesy by radio interferometry : Effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length*. Radio Science, vol. 20, no. 6, pages 1593–1607, 1985. (Cité en pages 25, 143, 147, 198, 200, 201, 211 et 213.)
- [Dee *et al.* 2011] D.P. Dee, S.M. Uppala, A.J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M.A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer *et al.* *The ERA-Interim reanalysis : Configuration and performance of the data assimilation system*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 137, no. 656, pages 553–597, 2011. (Cité en page 26.)
- [DeMott & Rutledge 1998] Charlotte A DeMott et Steven A Rutledge. *The vertical structure of TOGA COARE convection. Part II : Modulating influences and implications for diabatic heating*. Journal of the atmospheric sciences, vol. 55, no. 17, pages 2748–2762, 1998. (Cité en page 52.)
- [Derbyshire *et al.* 2004] SH Derbyshire, I Beau, P Bechtold, J-Y Grandpeix, J-M Piriou, J-L Redelsperger et PMM Soares. *Sensitivity of moist convection to environmental humidity*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 130, no. 604, pages 3055–3079, 2004. (Cité en pages 45 et 46.)
- [Done *et al.* 2004] James Done, Christopher A Davis et Morris Weisman. *The next generation of NWP : Explicit forecasts of convection using the Weather Research and Forecasting (WRF) model*. Atmospheric Science Letters, vol. 5, no. 6, pages 110–117, 2004. (Cité en page 187.)
- [Duan *et al.* 1996] J. Duan, M. Bevis, P. Fang, Y. Bock, S. Chiswell, S. Businger, C. Rocken, F. Solheim, T. van Hove, R. Ware *et al.* *GPS meteorology : Direct estimation of the absolute value of precipitable water*. Journal of Applied Meteorology, vol. 35, no. 6, pages 830–838, 1996. (Cité en page 147.)
- [Dube *et al.* 2009] SK Dube, Indu Jain, AD Rao et TS Murty. *Storm surge modelling for the Bay of Bengal and Arabian Sea*. Natural hazards, vol. 51, no. 1, pages 3–27, 2009. (Cité en page 153.)
- [Ducrocq *et al.* 2002] Véronique Ducrocq, Didier Ricard, Jean-Philippe Lafore et Françoise Orain. *Storm-scale numerical rainfall prediction for five precipitating events over France : On the importance of the initial humidity field*. Weather and Forecasting, vol. 17, no. 6, pages 1236–1256, 2002. (Cité en page 7.)
- [Elgered *et al.* 1991] G. Elgered, J.L. Davis, T.A. Herring et I.I. Shapiro. *Geodesy by radio interferometry : Water vapor radiometry for estimation of the wet delay*. Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012), vol. 96, no. B4, pages 6541–6555, 1991. (Cité en pages 25, 147 et 198.)
- [Elgered 1993] Gunnar Elgered. *Tropospheric radio-path delay from groundbased microwave radiometry*. In Atmospheric remote sensing by microwave radiometry, volume 1, page 215, 1993. (Cité en page 198.)
- [Elliott & Gaffen 1991] William P Elliott et Dian J Gaffen. *On the utility of radiosonde humidity archives for climate studies*. Bulletin of the American

- Meteorological Society, vol. 72, no. 10, pages 1507–1520, 1991. (Cité en page 179.)
- [Elósegui *et al.* 1995] Pl Elósegui, JL Davis, RTK Jaldehag, JM Johansson, AE Niell et II Shapiro. *Geodesy using the Global Positioning System : The effects of signal scattering on estimates of site position*. Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012), vol. 100, no. B6, pages 9921–9934, 1995. (Cité en page 206.)
- [Emanuel & Nolan 2004] Kerry A Emanuel et DS Nolan. *Tropical cyclone activity and the global climate system*. In Preprints, 26th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, Miami, FL, Amer. Meteor. Soc. A, volume 10, 2004. (Cité en page 134.)
- [Emanuel *et al.* 1995] Kerry Emanuel, D Raymond, A Betts, L Bosart, C Bretherton, K Droegemeier, B Farrell, JM Fritsch, R Houze, M LeMone *et al.* *Report of the first prospectus development team of the US weather research-program to NOAA and the NSF*, 1995. (Cité en page 7.)
- [Emanuel 1986] Kerry A Emanuel. *An Air-Sea Interaction Theory for Tropical Cyclones. Part I : Steady-State Maintenance*. JOURNAL OF THE ATMOSPHERIC SCIENCES, vol. 43, no. 6, 1986. (Cité en page 146.)
- [Emanuel 1991] K.A. Emanuel. *The theory of hurricanes*. Annual Review of Fluid Mechanics, vol. 23, no. 1, pages 179–196, 1991. (Cité en page 147.)
- [Estey & Meertens 1999] L.H. Estey et C.M. Meertens. *TEQC : The multi-purpose toolkit for GPS/GLONASS data*. GPS solutions, vol. 3, no. 1, pages 42–49, 1999. (Cité en page 221.)
- [Etienne 2012] Samuel Etienne. *Marine inundation hazards in French Polynesia : geomorphic impacts of Tropical Cyclone Oli in February 2010*. Geological Society, London, Special Publications, vol. 361, no. 1, pages 21–39, 2012. (Cité en pages 140 et 155.)
- [Fadil *et al.* 2009] Abdelali Fadil, Jean-Pierre Barriot, Pascal Ortéga et Lydie Sichoix. *Seasonal Atmospheric Water Vapor Monitoring Over Tahiti Using GPS Measurements*. In Pacific Science Inter-Congress, volume 11, 2009. (Cité en pages xxiv, 177, 178, 219 et 268.)
- [Fadil *et al.* 2011] Abdelali Fadil, Lydie Sichoix, Jean-Pierre Barriot, Pascal Ortéga et Pascal Willis. *Evidence for a slow subsidence of the Tahiti Island from GPS, DORIS, and combined satellite altimetry and tide gauge sea level records*. Comptes Rendus Geoscience, vol. 343, no. 5, pages 331–341, 2011. (Cité en page 220.)
- [Falvey & Beavan 2002] Mark Falvey et John Beavan. *The Impact of GPS Precipitable Water Assimilation on Mesoscale Model Retrievals of Orographic Rainfall during SALPEX'96**. Monthly weather review, vol. 130, no. 12, pages 2874–2888, 2002. (Cité en page 7.)

- [Fang *et al.* 1999] P. Fang, Y. Bock et M. Domselaar. *Hourly updated GPS orbit prediction using sliding window approach*. In International Symposium on GPS, pages 12–22, 1999. (Cité en page 141.)
- [Flores *et al.* 2000] A Flores, G Ruffini et A Rius. *4D tropospheric tomography using GPS slant wet delays*. In Annales Geophysicae, volume 18, pages 223–234. Springer, 2000. (Cité en pages 6, 75, 174 et 182.)
- [Flores *et al.* 2001] A Flores, A Rius, J Vil -Guerau de Arellano et A Escudero. *Spatio-temporal tomography of the lower troposphere using GPS signals*. Physics and Chemistry of the Earth, Part A : Solid Earth and Geodesy, vol. 26, no. 6, pages 405–411, 2001. (Cité en pages 6 et 75.)
- [Foken 2006] Thomas Foken. *50 years of the Monin–Obukhov similarity theory*. Boundary-Layer Meteorology, vol. 119, no. 3, pages 431–447, 2006. (Cité en page 177.)
- [Folland *et al.* 2002] CK Folland, JA Renwick, MJ Salinger et AB Mullan. *Relative influences of the interdecadal Pacific oscillation and ENSO on the South Pacific convergence zone*. Geophysical Research Letters, vol. 29, no. 13, pages 21–1, 2002. (Cité en page 18.)
- [Foster *et al.* 2005] James Foster, Michael Bevis et Steven Businger. *GPS Meteorology : Sliding-Window Analysis*. Journal of Atmospheric & Oceanic Technology, vol. 22, no. 6, 2005. (Cité en page 224.)
- [Foster *et al.* 2006] J. Foster, M. Bevis et W. Raymond. *Precipitable water and the lognormal distribution*. J. Geophys. Res, vol. 111, 2006. (Cité en page 36.)
- [Fritz *et al.* 2007] H.M. Fritz, C. Blount, R. Sokoloski, J. Singleton, A. Fuggle, B.G. McAdoo, A. Moore, C. Grass et B. Tate. *Hurricane Katrina storm surge distribution and field observations on the Mississippi Barrier Islands*. Estuarine, Coastal and Shelf Science, vol. 74, no. 1, pages 12–20, 2007. (Cité en page 153.)
- [Fritz *et al.* 2008] H.M. Fritz, C. Blount, R. Sokoloski, J. Singleton, A. Fuggle, B.G. McAdoo, A. Moore, C. Grass et B. Tate. *Hurricane Katrina storm surge reconnaissance*. Journal of geotechnical and geoenvironmental engineering, vol. 134, page 644, 2008. (Cité en page 153.)
- [Gaffen & Elliott 1993] D.J. Gaffen et W.P. Elliott. *Column Water Vapor Content in Clear and Cloudy Skies*. Journal of climate, vol. 6, pages 2278–2287, 1993. (Cité en page 31.)
- [Gill & Murray 1978] Philip E Gill et Walter Murray. *Algorithms for the solution of the nonlinear least-squares problem*. SIAM Journal on Numerical Analysis, vol. 15, no. 5, pages 977–992, 1978. (Cité en page 57.)
- [Golub & Reinsch 1970] Gene H Golub et Christian Reinsch. *Singular value decomposition and least squares solutions*. Numerische Mathematik, vol. 14, no. 5, pages 403–420, 1970. (Cité en pages 229, 238 et 239.)

- [Golub & Van Loan 1996] Gene H Golub et Charles F Van Loan. *Matrix computations. 1996*. Johns Hopkins University, Press, Baltimore, MD, USA, pages 374–426, 1996. (Cité en page 239.)
- [Grabowski 2003] Wojciech W Grabowski. *MJO-like coherent structures : Sensitivity simulations using the cloud-resolving convection parameterization (CRCP)*. Journal of the Atmospheric Sciences, vol. 60, no. 6, 2003. (Cité en page 45.)
- [Grabowski 2006] Wojciech W Grabowski. *Impact of Explicit Atmosphere–Ocean Coupling on MJO-Like Coherent Structures in Idealized Aquaplanet Simulations*. Journal of the atmospheric sciences, vol. 63, no. 9, 2006. (Cité en page 46.)
- [Gradinarsky 2002] LP Gradinarsky. *Sensing atmospheric water vapor using radio waves*. Dorktorsavhandlingar-Chalmers Tekniska Hogskola, vol. 1920, 2002. (Cité en pages 6, 7, 75, 171, 173 et 250.)
- [Gray 1979] William M Gray. *Hurricanes : Their formation, structure and likely role in the tropical circulation*. Meteorology over the tropical oceans, vol. 77, pages 155–218, 1979. (Cité en page 134.)
- [Gurtner & Estey 2006] W. Gurtner et L. Estey. *RINEX–The receiver independent exchange format version 3.00*. Astronomical Institute, University of Berne, 2006. (Cité en page 221.)
- [Ha *et al.* 2003] So-Young Ha, Ying-Hwa Kuo, Yong-Run Guo et Gyu-Ho Lim. *Variational assimilation of slant-path wet delay measurements from a hypothetical ground-based GPS network. Part I : Comparison with precipitable water assimilation*. Monthly weather review, vol. 131, no. 11, pages 2635–2655, 2003. (Cité en page 7.)
- [Haan & Marel 2008] S de Haan et H Marel. *Observing three dimensional water vapour using a surface network of GPS receivers*. Atmospheric Chemistry and Physics Discussions, vol. 8, no. 5, pages 17193–17235, 2008. (Cité en page 177.)
- [Hasegawa & Stokesberry 1975] Saburo Hasegawa et Daniel P Stokesberry. *Automatic digital microwave hygrometer*. Review of Scientific Instruments, vol. 46, no. 7, pages 867–873, 1975. (Cité en pages xxx et 199.)
- [Hastings 1990] P.A. Hastings. *Southern Oscillation influences on tropical cyclone activity in the Australian/south-west Pacific region*. International journal of climatology, vol. 10, no. 3, pages 291–298, 1990. (Cité en pages 134 et 136.)
- [Hern andez-Pajares *et al.* 2007] M Hern andez-Pajares, JM Juan, J Sanz et R Or s. *Second-order ionospheric term in GPS : Implementation and impact on geodetic estimates*. Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012), vol. 112, no. B8, 2007. (Cité en page 196.)
- [Herring & Shimada 1999] T.A. Herring et S. Shimada. *Estimating Spatial Variations in Atmospheric Delays using presented at GPS’99 Tsukuba, Japan, 1999*. (Cité en page 205.)

- [Herring *et al.* 2006] T.A. Herring, R.W. King et S.C. McClusky. *Introduction to GAMIT/GLOBK 10.30*, 2006. (Cité en page 220.)
- [Herring 1986] TA Herring. *Precision of vertical position estimates from very long baseline interferometry*. Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012), vol. 91, no. B9, pages 9177–9182, 1986. (Cité en page 191.)
- [Herring 1992] TA Herring. *Modeling atmospheric delays in the analysis of space geodetic data*. Refraction of transatmospheric signals in geodesy, vol. 36, pages 157–164, 1992. (Cité en page 201.)
- [Herring 2002] TA Herring. *GLOBK : Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program, version 10.0*. Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA, 2002. (Cité en page 141.)
- [Hirahara 2000] Kazuro Hirahara. *Local GPS tropospheric tomography*. Earth, planets and space, vol. 52, no. 11, pages 935–939, 2000. (Cité en pages 6 et 75.)
- [Hoffman *et al.* 2001] B Hoffman, H Liehtenegger Wellenhof et J Collins. *GPS—Theory and Practice*, 2001. (Cité en page 196.)
- [Hogg *et al.* 1981] DC Hogg, FO Guiraud et WB Sweezy. *The short-term temporal spectrum of precipitable water vapor*. Science, vol. 213, no. 4512, pages 1112–1113, 1981. (Cité en page 214.)
- [Holben *et al.* 1998] B.N. Holben, T.F. Eck, I. Slutsker, D. Tanre, J.P. Buis, A. Setzer, E. Vermote, J.A. Reagan, Y.J. Kaufman, T. Nakajima *et al.* *AERONET—A federated instrument network and data archive for aerosol characterization*. Remote sensing of environment, vol. 66, no. 1, pages 1–16, 1998. (Cité en page 26.)
- [Holland 1980] G.J. Holland. *An analytic model of the wind and pressure profiles in hurricanes*. Monthly weather review, vol. 108, no. 8, pages 1212–1218, 1980. (Cité en page 151.)
- [Holloway & Neelin 2009] C.E. Holloway et J.D. Neelin. *Moisture vertical structure, column water vapor, and tropical deep convection*. Journal of the Atmospheric Sciences, vol. 66, no. 6, pages 1665–1683, 2009. (Cité en pages 21 et 38.)
- [Houlié *et al.* 2005] Nicolas Houlié, Pierre Briole, Alexandre Necessian et Makoto Murakami. *Sounding the plume of the 18 August 2000 eruption of Miyakejima volcano (Japan) using GPS*. Geophysical research letters, vol. 32, no. 5, 2005. (Cité en page 205.)
- [Houze 1993] Robert A Houze. *Cloud Dynamics, vol. 53 of the International Geophysics Series*, 1993. (Cité en page 48.)
- [Hudnut & King 2001] Kenneth Watkins Hudnut et Nancy E King. *Scign : New southern california gps network advances the study of earthquakes*. Southern California Earthquake Center, University of California, 2001. (Cité en page 3.)
- [Iess *et al.* 2003] L Iess, G Palmerini, P Tortora, P Persi et M Mercolin. *Error analysis for BepiColombo radio science experiment*. Final Report ESA Contract, no. 16271, 2003. (Cité en page 173.)

- [Iess 2003] L. Iess. *MPO payload definition document*, 2003. (Cité en page 173.)
- [Ifadis 1986] I Ifadis. *The atmospheric delay of radio waves : Modeling the elevation dependence on a global scale.* " Technical Report 38L, Chalmers University of Technology, Goteborg, Sweden. Tech. Report No., vol. 38L, 1986. (Cité en page 201.)
- [Irish & Resio 2010] Jennifer L Irish et Donald T Resio. *A hydrodynamics-based surge scale for hurricanes.* Ocean Engineering, vol. 37, no. 1, pages 69–81, 2010. (Cité en page 153.)
- [Irish *et al.* 2008] Jennifer L Irish, Donald T Resio et Jay J Ratcliff. *The influence of storm size on hurricane surge.* Journal of Physical Oceanography, vol. 38, no. 9, pages 2003–2013, 2008. (Cité en page 153.)
- [Ishimaru 1978] Akira Ishimaru. Wave propagation and scattering in random media, volume 2. Academic press New York, 1978. (Cité en pages 246 et 247.)
- [Johnson *et al.* 1999] Richard H Johnson, Thomas M Rickenbach, Steven A Rutledge, Paul E Ciesielski et Wayne H Schubert. *Trimodal characteristics of tropical convection.* Journal of climate, vol. 12, no. 8, 1999. (Cité en pages xiv, 47 et 48.)
- [Kehrer *et al.* 2008] Kristen Kehrer, Brian Graf et William P Roeder. *Global Positioning System (GPS) Precipitable Water in Forecasting Lightning at Spaceport Canaveral.* Weather & Forecasting, vol. 23, no. 2, 2008. (Cité en pages 268, 270 et 272.)
- [Kennedy *et al.* 2012] Andrew B Kennedy, Joannes J Westerink, Jane M Smith, Mark E Hope, Michael Hartman, Alexandros A Taflanidis, Seizo Tanaka, Hans Westerink, Kwok Fai Cheung, Tom Smith *et al.* *Tropical cyclone inundation potential on the Hawaiian Islands of Oahu and Kauai.* Ocean Modelling, 2012. (Cité en page 153.)
- [Kiehl & Trenberth 1997] JT Kiehl et Kevin E Trenberth. *Earth's annual global mean energy budget.* Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 78, no. 2, pages 197–208, 1997. (Cité en page 1.)
- [Kiladis *et al.* 1989] George N Kiladis, Hans Von Storch et Harryvan Loon. *Origin of the South Pacific convergence zone.* Journal of Climate, vol. 2, no. 10, pages 1185–1195, 1989. (Cité en page 19.)
- [King & Bock 2000] RW King et Y. Bock. *Documentation for the GAMIT GPS software analysis version 9.9.* Mass. Inst. of Technol., Cambridge, 2000. (Cité en page 141.)
- [Kleijer *et al.* 2004] Frank Kleijer, P Elosegui et JL Davis. *Characterizing atmospheric turbulence with GPS.* In AMS Conference, 2004. (Cité en page 201.)
- [Kloesel & Albrecht 1989] Kevin A Kloesel et Bruce A Albrecht. *Low-level inversions over the tropical Pacific-Thermodynamic structure of the boundary layer and the above-inversion moisture structure.* Monthly weather review, vol. 117, no. 1, pages 87–101, 1989. (Cité en page 49.)

- [Kolmogorov 1941] Andrey Nikolaevich Kolmogorov. *The local structure of turbulence in incompressible viscous fluid for very large Reynolds numbers*. In Dokl. Akad. Nauk SSSR, volume 30, pages 299–303, 1941. (Cité en pages 95, 99, 243 et 245.)
- [Kuleshov *et al.* 2008] Y. Kuleshov, L. Qi, R. Fawcett et D. Jones. *On tropical cyclone activity in the Southern Hemisphere : trends and the ENSO connection*. Geophysical Research Letters, vol. 35, no. 14, page L14S08, 2008. (Cité en pages 134 et 136.)
- [Kuo *et al.* 1996] YH Kuo, X Zou et Y_R Guo. *Variational assimilation of precipitable water using a nonhydrostatic mesoscale adjoint model. Part I : Moisture retrieval and sensitivity experiments*. Monthly Weather Review, vol. 124, no. 1, pages 122–147, 1996. (Cité en page 7.)
- [Lannuzel 2011] S. Lannuzel. *Réseau de marégraphes dans le Pacifique*. Hydrographic annales, vol. 771, pages 4–13, 2011. (Cité en pages 139, 141, 157, 163 et 168.)
- [Lanyi 1984] G Lanyi. *Tropospheric delay effects in radio interferometry*. TDA Prog. Rep. 42-78, vol. April, pages 152–159, 1984. (Cité en page 201.)
- [Lanzante & Gahrs 2000] J.R. Lanzante et G.E. Gahrs. *The "clear-sky bias" of TOVS upper-tropospheric humidity*. Journal of climate, vol. 13, no. 22, pages 4034–4041, 2000. (Cité en page 31.)
- [LeDreff 2013] Jean-Baptiste LeDreff. *Potentiel éolien et solaire à Tahiti : analyse des effets combinés du relief et du lagon sur la variabilité du vent à l'échelle locale par simulation numérique*. PhD thesis, Université de la Polynésie française, 2013. (Cité en page 187.)
- [Leroy 2010] M. Leroy. *Classification de performance maintenue*, volume 37. Météo-France, 2010. (Cité en pages 24, 141 et 211.)
- [Lin *et al.* 2012] Leke Lin, Zhenwei Zhao, Qinglin Zhu et Yerong Zhang. *Profiling tropospheric refractivity in real time, based on a relevance vector machine and single ground-based GPS receiver*. International Journal of Remote Sensing, vol. 33, no. 13, pages 4044–4058, 2012. (Cité en page 6.)
- [Lintner & Neelin 2008] Benjamin R Lintner et J David Neelin. *Eastern margin variability of the South Pacific convergence zone*. Geophysical Research Letters, vol. 35, no. 16, 2008. (Cité en page 46.)
- [Liou & Huang 2000] Yuei-An Liou et Cheng-Yung Huang. *GPS observations of PW during the passage of a typhoon*. Earth Planets and Space, vol. 52, no. 10, pages 709–712, 2000. (Cité en pages 147 et 151.)
- [Liou *et al.* 2001] Yuei-An Liou, Yu-Tun Teng, Teresa Van Hove et James C Liljegen. *Comparison of precipitable water observations in the near tropics by GPS, microwave radiometer, and radiosondes*. Journal of applied meteorology, vol. 40, no. 1, pages 5–15, 2001. (Cité en page 179.)

- [Lowry *et al.* 2002] Anthony R Lowry, Chris Rocken, Sergey V Sokolovskiy et Kenneth D Anderson. *Vertical profiling of atmospheric refractivity from ground-based GPS*. Radio Science, vol. 37, no. 3, pages 13–1, 2002. (Cité en page 178.)
- [MacDonald *et al.* 2002] Alexander E MacDonald, Yuanfu Xie et Randolph H Ware. *Diagnosis of three-dimensional water vapor using a GPS network*. Monthly weather review, vol. 130, no. 2, pages 386–397, 2002. (Cité en pages 6 et 75.)
- [Madden & Julian 1971] R.A. Madden et P.R. Julian. *Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific*. Journal of the Atmospheric Sciences, vol. 28, no. 5, pages 702–708, 1971. (Cité en page 35.)
- [Mapes & Zuidema 1996] Brain E Mapes et Paquita Zuidema. *Radiative-dynamical consequences of dry tongues in the tropical troposphere*. Journal of the atmospheric sciences, vol. 53, no. 4, pages 620–638, 1996. (Cité en page 52.)
- [Marini 1972] John W Marini. *Correction of satellite tracking data for an arbitrary tropospheric profile*. Radio Science, vol. 7, no. 2, pages 223–231, 1972. (Cité en pages 182 et 201.)
- [Mathar 2009] RJ Mathar. *Zernike basis to cartesian transformations*. Serbian Astronomical Journal, no. 179, pages 107–120, 2009. (Cité en page 176.)
- [Mazany *et al.* 2002] Robert A Mazany, Steven Businger, Seth I Gutman et William Roeder. *A lightning prediction index that utilizes GPS integrated precipitable water vapor*. Weather & Forecasting, vol. 17, no. 5, 2002. (Cité en pages 268, 271 et 272.)
- [Meehl 1987] G.A. Meehl. *The annual cycle and interannual variability in the tropical Pacific and Indian Ocean regions*. Monthly Weather Review, vol. 115, no. 1, pages 27–50, 1987. (Cité en pages 134 et 136.)
- [Mendes & Langley 1994] VB Mendes et RB Langley. *A comprehensive analysis of mapping functions used in modeling tropospheric propagation delay in space geodetic data*. In Cannon, ME, G. Lachapelle (Hg.) : Proc. of the Inter. Symp. on Kinematic Systems in Geodesy, Geomatics and Navigation (KIS 94), Banff, pages 87–98, 1994. (Cité en pages 171 et 173.)
- [Mendes *et al.* 2000] VB Mendes, G Prates, L Santos et RB Langley. *An Evaluation of the Accuracy of Models for the Determination of the Weighted Mean Temperature of the Atmosphere*. In Proceedings of ION National Technical Meeting, Anaheim, California, USA, pages 433–438, 2000. (Cité en pages 143, 144 et 151.)
- [Mendes 1999] V Mendes. *Modeling the neutral-atmospheric propagation delay in radiometric space techniques*. Brunswick : University of New Brunswick, 1999. (Cité en page 201.)
- [Menke 1989] William Menke. *Geophysical data analysis : discrete inverse theory*, volume 45. Academic press, New York, 1989. (Cité en page 177.)
- [Miloshevich *et al.* 2006] L.M Miloshevich, H. V mel, D.N. Whiteman, B.M. Lesht, F.J. Schmidlin et F. Russo. *Absolute accuracy of water vapor measurements*

- from six operational radiosonde types launched during AWEX-G and implications for AIRS validation.* Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012), vol. 111, no. D9, 2006. (Cité en page 25.)
- [Monin & Obukhov 1954] AS Monin et AMf Obukhov. *Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere.* Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR, vol. 151, pages 163–187, 1954. (Cité en page 243.)
- [Muller *et al.* 2009] C.J. Muller, L.E. Back, P.A. O’Gorman et K.A. Emanuel. *A model for the relationship between tropical precipitation and column water vapor.* Geophysical Research Letters, vol. 36, no. 16, page L16804, 2009. (Cité en page 33.)
- [Nash *et al.* 2005] J. Nash, R. Smout, T. Oakley, B. Pathack et S. Kurnosenko. *WMO Intercomparison of High Quality Radiosonde Systems Vacoas, Mauritius, 2-25 February 2005.* WMO Report. Available from CIMO, 2005. (Cité en pages 29 et 30.)
- [Nayak & Tummala 2011] Shailesh R Nayak et Srinivasa Kumar Tummala. *Tsunami watch and warning centers.* In Encyclopedia of solid earth geophysics, pages 1498–1505. Springer, 2011. (Cité en page 163.)
- [Neale *et al.* 2008] Richard B Neale, Jadwiga H Richter et Markus Jochum. *The impact of convection on ENSO : From a delayed oscillator to a series of events.* Journal of climate, vol. 21, no. 22, 2008. (Cité en page 46.)
- [Neelin *et al.* 2003] JD Neelin, C Chou et H Su. *Tropical drought regions in global warming and El Niño teleconnections.* Geophysical Research Letters, vol. 30, no. 24, 2003. (Cité en page 46.)
- [Neelin *et al.* 2006] JD Neelin, M Munnich, H Su, JE Meyerson et CE Holloway. *Tropical drying trends in global warming models and observations.* Proceedings of the National Academy of Sciences, vol. 103, no. 16, pages 6110–6115, 2006. (Cité en page 46.)
- [Neelin *et al.* 2009] J.D. Neelin, O. Peters et K. Hales. *The transition to strong convection.* Journal of the Atmospheric Sciences, vol. 66, no. 8, pages 2367–2384, 2009. (Cité en pages 21, 38 et 39.)
- [Neggers *et al.* 2007] Roel AJ Neggers, J David Neelin et Bjorn Stevens. *Impact mechanisms of shallow cumulus convection on tropical climate dynamics.* Journal of climate, vol. 20, no. 11, 2007. (Cité en page 52.)
- [Nicholls 1984] S Nicholls. *The dynamics of stratocumulus : Aircraft observations and comparisons with a mixed layer model.* Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 110, no. 466, pages 783–820, 1984. (Cité en page 50.)
- [Niell *et al.* 2001] AE Niell, AJ Coster, FS Solheim, VB Mendes, PC Toor, RB Langley et CA Upham. *Comparison of measurements of atmospheric wet delay by radiosonde, water vapor radiometer, GPS, and VLBI.* Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, vol. 18, no. 6, pages 830–850, 2001. (Cité en page 192.)

- [Niell *et al.* 2005] Arthur Niell, Alan Whitney, Bill Petrachenko, Wolfgang Schlüter, Nancy Vandenberg, Hayo Hase, Yasuhiro Koyama, Chopo Ma, Harald Schuh et Gino Tuccari. *VLBI2010 : Current and future requirements for geodetic VLBI systems*. International VLBI Service for Geodesy and Astrometry, pages 13–40, 2005. (Cité en pages xxiii et 203.)
- [Niell 1996] AE Niell. *Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths*. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* (1978–2012), vol. 101, no. B1, pages 3227–3246, 1996. (Cité en page 202.)
- [Nikulin 1973] MS Nikulin. *Chi-squared test for normality*. In *Proceedings of the International Vilnius Conference on Probability Theory and Mathematical Statistics*, volume 2, pages 119–122, 1973. (Cité en page 36.)
- [Nilsson & Gradinarsky 2006] Tobias Nilsson et Lubomir Gradinarsky. *Water vapor tomography using GPS phase observations : simulation results*. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, vol. 44, no. 10, pages 2927–2941, 2006. (Cité en pages 177, 243, 251 et 255.)
- [Nilsson & Haas 2010] Tobias Nilsson et Rüdiger Haas. *Impact of atmospheric turbulence on geodetic very long baseline interferometry*. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* (1978–2012), vol. 115, no. B3, 2010. (Cité en page 243.)
- [Nilsson *et al.* 2009] Tobias Nilsson, James L Davis et Emma M Hill. *Using ground-based GPS to characterize atmospheric turbulence*. *Geophysical Research Letters*, vol. 36, no. 16, 2009. (Cité en page 243.)
- [Noguchi *et al.* 2004] Wataru Noguchi, Takayuki Yoshihara, Toshitaka Tsuda et Kazuro Hirahara. *Time-height distribution of water vapor derived by moving cell tomography during Tsukuba GPS campaigns*. vol. 82, no. 1B, pages 561–568, 2004. (Cité en pages 6 et 75.)
- [Numaguti *et al.* 1995] Atusi Numaguti, Riko Okil, Kozo Nakamura, Kazuhisa Tsuboki, Nobuhiko Misawa, Tomio Asai et Yasu-Masa Kodama. *4-5-Day-Period Variation and Low-Level Dry Air Observed*. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, vol. 73, no. 2B, pages 267–290, 1995. (Cité en page 52.)
- [Ortége 2007] Pascal Ortége. *A three magnetic direction finder network for a local warning device*. *Journal of Lightning Research*, vol. 2, pages 18–27, 2007. (Cité en page 269.)
- [Parsons *et al.* 2000] David B Parsons, Jean-Luc Redelsperger et Kunio Yoneyama. *The evolution of the tropical western Pacific atmosphere-ocean system following the arrival of a dry intrusion*. *Quarterly Journal Of The Royal Meteorological Society*, vol. 126, no. 563, pages 517–548, 2000. (Cité en pages 45 et 52.)
- [Peixoto & Oort 1996] J.P. Peixoto et A.H. Oort. *The climatology of relative humidity in the atmosphere*. *Journal of climate*, vol. 9, no. 12, pages 3443–3463, 1996. (Cité en page 40.)

- [Peng & Stark 1987] Hui Peng et Hener Stark. *Direct Fourier reconstruction in fan-beam tomography*. Medical Imaging, IEEE Transactions on, vol. 6, no. 3, pages 209–219, 1987. (Cité en page 174.)
- [Peters & Neelin 2006] O. Peters et J.D. Neelin. *Critical phenomena in atmospheric precipitation*. Nature Physics, vol. 2, no. 6, pages 393–396, 2006. (Cité en page 21.)
- [Poyneer *et al.* 2009] Lisa Poyneer, Marcos van Dam et Jean-Pierre Véran. *Experimental verification of the frozen flow atmospheric turbulence assumption with use of astronomical adaptive optics telemetry*. JOSA A, vol. 26, no. 4, pages 833–846, 2009. (Cité en page 177.)
- [Proudman 1953] Joseph Proudman. *Dynamical oceanography*, volume 409. Methuen London, 1953. (Cité en pages 136 et 149.)
- [Pugh 1996] David T Pugh. *Tides, surges and mean sea-level* (reprinted with corrections). John Wiley & Sons Ltd, 1996. (Cité en pages 136 et 149.)
- [Ramsay *et al.* 2008] H.A. Ramsay, L.M. Leslie, P.J. Lamb, M.B. Richman et M. Leplastrier. *Interannual variability of tropical cyclones in the Australian region : Role of large-scale environment*. Journal of Climate, vol. 21, no. 5, pages 1083–1103, 2008. (Cité en pages 134 et 136.)
- [Rasmusson & Carpenter 1982] E.M. Rasmusson et T.H. Carpenter. *Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño*. Mon. Wea. Rev, vol. 110, no. 5, pages 354–384, 1982. (Cité en page 35.)
- [Revell & Goulter 1986] C.G. Revell et S.W. Goulter. *South Pacific tropical cyclones and the Southern Oscillation*. Mon. Weath. Rev, vol. 114, no. 6, pages 1138–1145, 1986. (Cité en pages 134 et 136.)
- [Revercomb *et al.* 2003] H.E. Revercomb, D.D. Turner, D.C. Tobin, R.O. Knuteson, W.F. Feltz, J. Barnard, J. Bosenberg, S. Clough, D. Cook, R. Ferraree *et al.* *The ARM program's water vapor intensive observation periods*. Bull. Amer. Meteor. Soc, vol. 84, pages 217–236, 2003. (Cité en page 22.)
- [Reverdy 2008] Mathieu Reverdy. *Estimation des paramètres atmosphériques par GPS : analyse de la variabilité spatio-temporelle de la vapeur d'eau*. PhD thesis, Université Blaise Pascal-Clermont-Ferrand II, 2008. (Cité en pages 6, 75 et 81.)
- [Rohm 2012] Witold Rohm. *The precision of humidity in GNSS tomography*. Atmospheric Research, vol. 107, pages 69–75, 2012. (Cité en pages 6 et 75.)
- [Rosbjerg *et al.* 1992] D. Rosbjerg, H. Madsen et P.F. Rasmussen. *Prediction in partial duration series with generalized Pareto-distributed exceedances*. Water Resources Research, vol. 28, no. 11, pages 3001–3010, 1992. (Cité en page 38.)
- [Rosenthal 1970] S.L. Rosenthal. *A circularly symmetric primitive equation model of tropical cyclone development containing an explicit water vapor cycle*. Monthly Weather Review, vol. 98, no. 9, pages 643–663, 1970. (Cité en page 147.)

- [Ross & Rosenfeld 1997] R.J. Ross et S. Rosenfeld. *Estimating mean weighted temperature of the atmosphere for Global Positioning System applications*. Journal of Geophysical Research-All Series-, vol. 102, pages 21–21, 1997. (Cité en page 147.)
- [Royer *et al.* 1998] J-F Royer, F Chauvin, B Timbal, P Araspin et D Grimal. *A GCM study of the impact of greenhouse gas increase on the frequency of occurrence of tropical cyclones*. Climatic Change, vol. 38, no. 3, pages 307–343, 1998. (Cité en page 134.)
- [Rozsa & Horvath 2013] Szabolcs Rozsa et Tivadar Horvath. *First results of the tomographic reconstruction of atmospheric water vapour using GNSS observations in Hungary*. In EGU General Assembly Conference Abstracts, volume 15, page 8948, 2013. (Cité en pages 6 et 75.)
- [Saastamoinen 1972] J. Saastamoinen. *Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in n-f satellites*. Geophys. Monogr. AGtJ, vol. 15, pages 2–47, 1972. (Cité en pages 25, 147, 210 et 268.)
- [Sagiya *et al.* 2000] T Sagiya, S Miyazaki et T Tada. *Continuous GPS Array and Present-day Crustal Deformation of Japan*. Pure and Applied Geophysics, vol. 157, no. 11, pages 2303–2322, 2000. (Cité en page 3.)
- [Sandu 2008] Irina Sandu. *Impact de l’aérosol sur le cycle de vie des nuages de couche limite*. PhD thesis, Université Paul Sabatier-Toulouse III, 2008. (Cité en page 50.)
- [Sapucci *et al.* 2007] L.F. Sapucci, L.A.T. Machado, J.F.G. Monico et A. Plana-Fattori. *Intercomparison of integrated water vapor estimates from multisensors in the Amazonian region*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, vol. 24, no. 11, pages 1880–1894, 2007. (Cité en page 22.)
- [Schmid *et al.* 2001] B. Schmid, J.J. Michalsky, D.W. Slater, J.C. Barnard, R.N. Halthore, J.C. Liljegren, B.N. Holben, T.F. Eck, J.M. Livingston, P.B. Russellet *al.* *Comparison of columnar water-vapor measurements from solar transmittance methods*. Applied Optics, vol. 40, no. 12, pages 1886–1896, 2001. (Cité en page 26.)
- [Schön & Brunner 2008] Steffen Schön et Fritz K Brunner. *Atmospheric turbulence theory applied to GPS carrier-phase data*. Journal of Geodesy, vol. 82, no. 1, pages 47–57, 2008. (Cité en page 177.)
- [Schroeder 2007] S.R. Schroeder. *Using sensitive variables to validate and complete global historical radiosonde metadata-Toward computing atmospheric climate trends adjusted for instrument changes*. In Preprints, 14th Symp. on Meteorological Observation and Instrumentation, San Antonio, TX, Amer. Meteor. Soc., JP1, volume 2, 2007. (Cité en page 25.)
- [Schueler *et al.* 2001] Torben Schueler, Andrea P sfay, Guenter W Hein et Robert Biberger. *A global analysis of the mean atmospheric temperature for GPS water vapor estimation*. In Proceedings of ION-GPS, pages 2476–2489, 2001. (Cité en pages xxiv, 143, 144, 146, 147, 151, 214, 215 et 216.)

- [Schuh 2000] Harald Schuh. *Short periods in earth rotation seen in VLBI data analysed by the least-squares collocation method*. IERS Technical Note 28, page 33, 2000. (Cité en pages xvii et 83.)
- [Seeber 1993] Gunter Seeber. *Satellite Geodesy : Foundations, Methods, and Applications*, Walter de Gruyter, Berlin, New York, 1993. (Cité en page 195.)
- [Seidel *et al.* 2011] D.J. Seidel, B. Sun, M. Pettey et A. Reale. *Global radiosonde balloon drift statistics*. Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012), vol. 116, no. D7, 2011. (Cité en pages 25 et 29.)
- [Serafini *et al.* 2011] J. Serafini, L. Sichoix, J.-P. Barriot et A. Fadil. *Correlation and causal relationship between GPS water vapor measurements and rainfall intensities in a tropical region (Tahiti-French Polynesia)*. In Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers (SPIE) Conference Series, volume 8177, page 27, 2011. (Cité en pages 21 et 173.)
- [Serafini *et al.* 2012] Jonathan Serafini, Jean-Pierre Barriot, Marania Hopuare, Lydie Sichoix et Abdelali Fadil. *Modeling of tropospheric integrated water vapor content using GPS, radiosonde, radiometer, rain gauge, and surface meteorological data in a tropical region (French Polynesia)*. In SPIE Asia-Pacific Remote Sensing, pages 852313–852313. International Society for Optics and Photonics, 2012. (Cité en pages 179 et 192.)
- [Shangguan *et al.* 2013] M Shangguan, M Bender, M Ramatschi, G Dick, J Wickert, A Raabe et R Galas. *GPS tomography : validation of reconstructed 3-D humidity fields with radiosonde profiles*. Annales Geophysicae (09927689), vol. 31, no. 9, 2013. (Cité en pages 6 et 75.)
- [Sherwood *et al.* 2004] Steven C Sherwood, Patrick Minnis et Matthew McGill. *Deep convective cloud-top heights and their thermodynamic control during CRYSTAL-FACE*. Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012), vol. 109, no. D20, 2004. (Cité en page 45.)
- [Sherwood 1999] Steven C Sherwood. *Convective precursors and predictability in the tropical western Pacific*. Monthly weather review, vol. 127, no. 12, 1999. (Cité en page 45.)
- [Shoji *et al.* 2004] Yoshinori Shoji, Hajime Nakamura, Tetsuya Iwabuchi, Kazumasa Aonashi, Hiromu Seko, Kenji Mishima, Akihiko Itagaki, Ryuichi Ichikawa et Ryu Ohtani. *Tsukuba GPS dense net campaign observation : Improvement in GPS analysis of slant path delay by stacking one-way postfit phase residuals*. Journal-Meteorological Society of Japan Series 2, vol. 82, no. 1B, pages 301–314, 2004. (Cité en page 206.)
- [SHOM 2012] SHOM. Notice d’utilisation de shomar/marmonde : logiciel de prédiction des marées. Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, 2011–2012. (Cité en page 164.)
- [Siripong 2011] A. Siripong. The three tragedies of japan on 11 march 2011 and the consequences. National Taiwan Ocean University, Keelung, Taiwan, 2011. (Cité en page 159.)

- [Smith & Weintraub 1953] Ernest K Smith et Stanley Weintraub. *The constants in the equation for atmospheric refractive index at radio frequencies*. Proceedings of the IRE, vol. 41, no. 8, pages 1035–1037, 1953. (Cité en page 178.)
- [Smith 1966] William L Smith. *Note on the relationship between total precipitable water and surface dew point*. Journal of Applied Meteorology, vol. 5, no. 5, pages 726–727, 1966. (Cité en pages xxix, 55, 144 et 264.)
- [Sobel & Neelin 2006] Adam H Sobel et J David Neelin. *The boundary layer contribution to intertropical convergence zones in the quasi-equilibrium tropical circulation model framework*. Theoretical and Computational Fluid Dynamics, vol. 20, no. 5-6, pages 323–350, 2006. (Cité en page 52.)
- [Solheim *et al.* 1999] Fredrick S Solheim, Jothiram Vivekanandan, Randolph H Ware et Christian Rocken. *Propagation delays induced in GPS signals by dry air, water vapor, hydrometeors, and other particulates*. Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012), vol. 104, no. D8, pages 9663–9670, 1999. (Cité en page 205.)
- [Song *et al.* 2006] Shuli Song, Wenyao Zhu, Jincai Ding et Junhuan Peng. *3D water-vapor tomography with Shanghai GPS network to improve forecasted moisture field*. Chinese Science Bulletin, vol. 51, no. 5, pages 607–614, 2006. (Cité en pages 171, 173 et 174.)
- [Starr Malkus 1954] Joanne Starr Malkus. *Some results of a trade-cumulus cloud investigation*. Journal of Meteorology, vol. 11, no. 3, pages 220–237, 1954. (Cité en page 45.)
- [Stern & Nolan 2012] Daniel P Stern et David S Nolan. *On the height of the warm core in tropical cyclones*. Journal of the Atmospheric Sciences, vol. 69, no. 5, pages 1657–1680, 2012. (Cité en pages 144 et 146.)
- [Stevens 2005] Bjorn Stevens. *Atmospheric moist convection*. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., vol. 33, pages 605–643, 2005. (Cité en page 173.)
- [Sun & Lindzen 1993] De-Zheng Sun et Richard S Lindzen. *Distribution of tropical tropospheric water vapor*. Journal of the atmospheric sciences, vol. 50, no. 12, pages 1643–1660, 1993. (Cité en page 49.)
- [Synolakis *et al.* 2008] CE Synolakis, EN Bernard, VV Titov, U K anođlu et FI Gonzalez. *Validation and verification of tsunami numerical models*. Pure and Applied Geophysics, vol. 165, no. 11-12, pages 2197–2228, 2008. (Cité en page 169.)
- [Takahashi & Battisti 2007] Ken Takahashi et David S Battisti. *Processes controlling the mean tropical Pacific precipitation pattern. Part II : The SPCZ and the southeast Pacific dry zone*. Journal of Climate, vol. 20, no. 23, pages 5696–5706, 2007. (Cité en page 19.)
- [Tatarskii 1971] Valerian Ilitch Tatarskii. *The effects of the turbulent atmosphere on wave propagation*. 1971. (Cité en pages 243 et 246.)

- [Taylor 1938] Geoffrey Ingram Taylor. *The spectrum of turbulence*. Proceedings of the Royal Society of London. Series A-Mathematical and Physical Sciences, vol. 164, no. 919, pages 476–490, 1938. (Cité en page 257.)
- [Teke *et al.* 2011] Kamil Teke, Johannes Böhm, Tobias Nilsson, Harald Schuh, Peter Steigenberger, Rolf Dach, Robert Heinkelmann, Pascal Willis, Rüdiger Haas, Susana García-Espada *et al.* *Multi-technique comparison of troposphere zenith delays and gradients during CONT08*. Journal of Geodesy, vol. 85, no. 7, pages 395–413, 2011. (Cité en page 192.)
- [Thayer 1974] Gordon D Thayer. *An improved equation for the radio refractive index of air*. Radio Science, vol. 9, no. 10, pages 803–807, 1974. (Cité en page 198.)
- [Thompson & Cardone 1996] Edward F Thompson et Vincent J Cardone. *Practical modeling of hurricane surface wind fields*. Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, vol. 122, no. 4, pages 195–205, 1996. (Cité en page 151.)
- [Titov & Gonzalez 1997] VV Titov et FI Gonzalez. Implementation and testing of the method of splitting tsunami (most) model. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, Environmental Research Laboratories, Pacific Marine Environmental Laboratory, 1997. (Cité en page 169.)
- [Titov & Schuh 2000] Oleg Titov et Harald Schuh. *Short periods in Earth rotation seen in VLBI data analysed by the least-squares collocation method*. IERS Technical Note, vol. 28, pages 33–41, 2000. (Cité en page 243.)
- [Tompkins 2001] Adrian M Tompkins. *Organization of tropical convection in low vertical wind shears : The role of water vapor*. Journal of the atmospheric sciences, vol. 58, no. 6, pages 529–545, 2001. (Cité en page 45.)
- [Torres-Freyermuth *et al.* 2012] A Torres-Freyermuth, I Mariño-Tapia, C Coronado, P Salles, G Medellín, A Pedrozo-Acuña, R Silva, J Candela et R Iglesias-Prieto. *Wave-induced extreme water levels in the Puerto Morelos fringing reef lagoon*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci, vol. 12, pages 3765–3773, 2012. (Cité en page 153.)
- [Trenberth & Shea 1987] K. Trenberth et D. Shea. *On the evolution of the Southern Oscillation*. Monthly Weather Review, vol. 115, no. 12, pages 3–078, 1987. (Cité en pages 134 et 136.)
- [Treuhaft & Lanyi 1987] RN Treuhaft et GE Lanyi. *The effect of the dynamic wet troposphere on radio interferometric measurements*. Radio Science, vol. 22, no. 2, pages 251–265, 1987. (Cité en pages 243, 247 et 249.)
- [Troller *et al.* 2002] M Troller, B Bürki, M Cocard, A Geiger et H-G Kahle. *3-D refractivity field from GPS double difference tomography*. Geophysical research letters, vol. 29, no. 24, pages 2–1, 2002. (Cité en page 75.)

- [Troup 1965] AJ Troup. *The southern oscillation*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 91, no. 390, pages 490–506, 1965. (Cité en pages 134 et 136.)
- [Uppala *et al.* 2005] S.M. Uppala, P.W. K llberg, A.J. Simmons, U. Andrae, V. Bechtold, M. Fiorino, J.K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G.A. Kelly *et al.* *The ERA-40 re-analysis*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 131, no. 612, pages 2961–3012, 2005. (Cité en pages 26 et 32.)
- [Van Baelen *et al.* 2005] J. Van Baelen, J.P. Aubagnac et A. Dabas. *Comparison of near-real time estimates of integrated water vapor derived with GPS, radiosondes, and microwave radiometer*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, vol. 22, no. 2, pages 201–210, 2005. (Cité en page 22.)
- [Vickery *et al.* 2000] PJ Vickery, PF Skerlj, AC Steckley et LA Twisdale. *Hurricane wind field model for use in hurricane simulations*. Journal of Structural Engineering, vol. 126, no. 10, pages 1203–1221, 2000. (Cité en page 151.)
- [Vincent *et al.* 2009] C. Vincent, A. Soruco, D. Six et E. Le Meur. *Glacier thickening and decay analysis from 50 years of glaciological observations performed on Glacier d’Argentiere, Mont Blanc area, France*. Annals of Glaciology, vol. 50, no. 50, pages 73–79, 2009. (Cité en pages 133 et 134.)
- [Vincent *et al.* 2011] E.M. Vincent, M. Lengaigne, C.E. Menkes, N.C. Jourdain, P. Marchesiello et G. Madec. *Interannual variability of the South Pacific Convergence Zone and implications for tropical cyclone genesis*. Climate dynamics, vol. 36, no. 9, pages 1881–1896, 2011. (Cité en page 136.)
- [Vincent 1994] Dayton G Vincent. *The South Pacific convergence zone (SPCZ) : A review*. Monthly Weather Review, vol. 122, no. 9, pages 1949–1970, 1994. (Cité en page 19.)
- [V mel *et al.* 2007] H. V mel, H. Selkirk, L. Miloshevich, J. Valverde-Canossa, J. Vald s, E. Kyr , R. Kivi, W. Stolz, G. Peng et JA Diaz. *Radiation dry bias of the Vaisala RS92 humidity sensor*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, vol. 24, no. 6, pages 953–963, 2007. (Cité en page 30.)
- [Von Ficker 1936] H Von Ficker. *Die Passatinversion, Veroffentl. d. Meteorol. Inst. d. Univ. Berlin, I*, no. 4, 1936. (Cité en page 49.)
- [Wandinger 2005] Ulla Wandinger. *Raman lidar*. Springer, 2005. (Cité en page 182.)
- [Wang *et al.* 2007] J. Wang, L. Zhang, A. Dai, T. Van Hove et J. Van Baelen. *A near-global, 2-hourly data set of atmospheric precipitable water from ground-based GPS measurements*. Journal of geophysical research, vol. 112, no. D11, page D11107, 2007. (Cité en pages 22 et 30.)
- [Ward 2011] Steven N Ward. *Tsunami*. In Encyclopedia of Solid Earth Geophysics, pages 1473–1493. Springer, 2011. (Cité en page 159.)
- [Watson *et al.* 2001] RT Watson, DL Albritton et T Barker. *Changements climatiques 2001 : Rapport de synth se, résumé à l’intention des d cideurs*. Rapport, GIEC, Septembre 2001, pages : 1, vol. 37, 2001. (Cité en page 1.)

- [Weast 1974] R.C. Weast. *Handbook of Chemistry and Physics 55th*, 1974. (Cité en pages 25 et 211.)
- [Weaver & Slinn 2004] R.J. Weaver et Donald N. Slinn. *Effect of wave forcing on storm surge*. In Coastal engineering conference, volume 29, page 1532. World Scientific, 2004. (Cité en page 153.)
- [Webb & Zumberge 1993] F.H. Webb et J.F. Zumberge. *An introduction to the GIPSY/OASIS-II*, JPL Publ. D-11088, Jet Propul. Lab., Pasadena, Cal, 1993. (Cité en pages 24 et 178.)
- [Weisberg & Zheng 2006] R.H. Weisberg et L. Zheng. *A simulation of the Hurricane Charley storm surge and its breach of North Captiva Island*. Florida Scientist, vol. 69, page 152, 2006. (Cité en page 153.)
- [Wheelon 2001] Albert D. Wheelon. *Electromagnetic scintillation. Vol. 1 : Geometrical optics*. Electromagnetic scintillation. Vol. 1 : Geometrical optics, by AD Wheelon. Cambridge, UK : Cambridge University Press, 2001, vol. 1, 2001. (Cité en page 177.)
- [Whiteman *et al.* 1992] DN Whiteman, SH Melfi et RA Ferrare. *Raman lidar system for the measurement of water vapor and aerosols in the Earth's atmosphere*. Applied Optics, vol. 31, no. 16, pages 3068–3082, 1992. (Cité en page 182.)
- [Whiteman *et al.* 2001] DN Whiteman, KD Evans, B. Demoz, D. Starr, EW Eloranta, D. Tobin, W. Feltz, GJ Jedlovec, SI Gutman, GK Schwemmer *et al.* *Raman lidar measurements of water vapor and cirrus clouds during the passage of hurricane Bonnie*. Journal of geophysical research, vol. 106, pages 5211–5225, 2001. (Cité en page 147.)
- [Wickert *et al.* 2001] Jens Wickert, Christoph Reigber, Georg Beyerle, Rolf König, Christian Marquardt, Torsten Schmidt, Ludwig Grunwaldt, Roman Galas, Thomas K. Meehan, William G. Melbourne *et al.* *Atmosphere sounding by GPS radio occultation : First results from CHAMP*. Geophysical Research Letters, vol. 28, no. 17, pages 3263–3266, 2001. (Cité en page 6.)
- [Wilks 2006] Daniel S. Wilks. *Statistical Methods in the atmospheric sciences second edition*. International Geophysics Series, vol. 91, 2006. (Cité en page 31.)
- [Willett *et al.* 2007] K.M. Willett, N.P. Gillett, P.D. Jones et P.W. Thorne. *Attribution of observed surface humidity changes to human influence*. Nature, vol. 449, no. 7163, pages 710–712, 2007. (Cité en page 40.)
- [Wotling *et al.* 2000] G. Wotling, C. Bouvier, J. Danloux et J.M. Fritsch. *Regionalization of extreme precipitation distribution using the principal components of the topographical environment*. Journal of hydrology, vol. 233, no. 1-4, pages 86–101, 2000. (Cité en pages 37 et 38.)
- [Yuan *et al.* 1993] Lester L. Yuan, Richard A. Anthes, Randolph H. Ware, Christian Rocken, William D. Bonner, Michael G. Bevis et Steven Businger. *Sensing climate change using the global positioning system*. Journal of Geophysical Research, vol. 98, no. D8, pages 14925–14, 1993. (Cité en page 7.)

- [Zernov & Lundborg 1993] Nikolay Zernov et Bengt Lundborg. The statistical theory of wave propagation and hf propagation in the ionosphere with local inhomogeneities. Institutet för rymdfysik, 1993. (Cité en page 176.)
- [Zhang & Wang 2006] Guang J Zhang et Houjun Wang. *Toward mitigating the double ITCZ problem in NCAR CCSM3*. Geophysical research letters, vol. 33, no. 6, 2006. (Cité en page 46.)
- [Zhang *et al.* 2003] C. Zhang, B.E. Mapes et B.J. Soden. *Bimodality in tropical water vapour*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 129, no. 594, pages 2847–2866, 2003. (Cité en page 36.)
- [Zhang *et al.* 2008] Y. Zhang, S.A. Klein, C. Liu, B. Tian, R.T. Marchand, J.M. Haynes, R.B. McCoy, Y. Zhang et T.P. Ackerman. *On the diurnal cycle of deep convection, high-level cloud, and upper troposphere water vapor in the Multiscale Modeling Framework*. Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012), vol. 113, no. D16, 2008. (Cité en page 21.)
- [Zumberge *et al.* 1997] JF Zumberge, MB Heflin, DC Jefferson, MM Watkins et FH Webb. *Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks*. Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012), vol. 102, no. B3, pages 5005–5017, 1997. (Cité en pages 178, 194, 220 et 268.)

Résumé : L'objectif initial de cette thèse était de développer une nouvelle méthode tomographique capable de restituer le champ spatio-temporel de vapeur d'eau troposphérique uniquement en fonction des observations d'une seule station GPS. Cette méthode est particulièrement adaptée aux îles polynésiennes où l'implantation d'un réseau dense de stations GPS est quasiment impossible. Cependant, pour développer une telle méthode, une bonne compréhension de la météorologie locale et plus spécifiquement des variations à court terme de la vapeur d'eau troposphérique est indispensable. Or, ces variations sont encore mal identifiées en région tropicale océanique et notamment dans le Pacifique Sud, ceci étant principalement dû à un manque de données.

Ce constat a motivé une étude préalable cherchant à caractériser les fluctuations de la vapeur d'eau au-dessus de Tahiti et leurs relations avec les précipitations à différentes échelles temporelles (de l'échelle horaire à l'échelle saisonnière). Il a également motivé une seconde étude cherchant à caractériser la structure verticale de la vapeur d'eau à partir des radiosondages des dix dernières années effectués par Météo-France deux fois par jour afin de fournir un modèle simple pouvant s'adapter à tous types de structure atmosphérique. Un indice caractérisant la stabilité de l'atmosphère a été déduit de ce modèle.

La seconde partie de la thèse présente la méthode tomographique que j'ai développée. Pour reconstruire la répartition verticale de la vapeur d'eau, cette méthode s'appuie sur le modèle de structure verticale présenté ci-dessus. Pour reconstruire la répartition horizontale, nous utilisons une décomposition en polynômes de Zernike. Enfin, nous utilisons une décomposition spectrale pour modéliser les variations temporelles. Avec cette méthode tomographique, la densité de vapeur d'eau varie à différentes échelles prédéfinies spatiales et temporelles. Les variations associées aux différentes échelles sont alors ajustées (au sens des moindres carrés) afin de reconstruire au mieux les observations de délais humides GPS. Afin de comparer notre modèle tomographique avec une méthode existante (LOFTT-K, [Champollion *et al.* 2005]) ainsi qu'avec les radiosondages, nous avons effectué une campagne de mesure GPS pendant le mois de Juin 2011 regroupant un réseau de 10 stations. Les résultats obtenus avec la méthode tomographique mono-GPS sont satisfaisants.

Enfin, les stations GPS permanentes installées en Polynésie française sont en partie colocalisées avec des stations marégraphiques. Ces stations nous ont permis d'observer pendant ma thèse deux phénomènes géophysiques extrêmes : le cyclone Oli qui a frappé les îles polynésiennes et notamment l'île de Tubuai le 5 Février 2010 et le tsunami du 11 Mars 2011 succédant au tremblement de Terre qui a eu lieu proche des côtes Japonaises à Tohoku. Nous avons exploité ces observations GPS et marégraphiques afin de caractériser ces deux phénomènes.

Mots clés : Vapeur d'eau, GPS, Tomographie, Polynésie française

Characterization of water vapor in French Polynesia and tomography mono-GPS

Abstract : The initial goal of this thesis was to develop a new tomographic method capable of restoring the spatio-temporal field of tropospheric water vapor using uniquely, the observations of a single GPS. This method is a good fit for Polynesian islands where the implementation of a GPS network is almost impossible. In order to develop such a method, a good knowledge about local meteorology is required, specifically short-term variations of tropospheric water vapor. However, these variations are misidentified in tropical oceanic regions, especially in the southern Pacific, which is mainly due to lack of data.

This observation lead to the development of a preliminary study to characterize water vapor fluctuations above Tahiti and their relationship with precipitations at different temporal scales (from hours to seasons). Another study has emerged for the same reasons, looking for the characterization of the vertical structure of water vapor from radiosondes of the last 10 years made by Meteo-France twice a day in order to deliver a simple model that could be adapted to all types of atmospheric structures. An index, characterizing the stability of the atmosphere was derived from this model.

The second part of the thesis presents the tomographic methodology I developed. To reconstruct the vertical distribution of water vapor, this method relies on the above-mentioned vertical structure model. To reconstruct the horizontal distribution, we use a decomposition to Zernike polynomials. We use a spectral decomposition to model temporal variations. With this tomographic method, the density of water vapor varies at different predefined spatial and temporal scales. Variations associated to different scales are adjusted (using the method of least squares) in order to reconstruct observations of GPS humid delays. To compare our tomographic model with an existing one (LOFTT-K, [Champollion *et al.* 2005]) and radiosondes, we made a GPS measurement campaign during June 2011 regrouping a network of 10 stations. Results of the mono-GPS tomographic method are satisfying.

Finally, permanent GPS stations installed in French Polynesia are collocated with tomography stations. These stations allowed us to observe two extreme geophysical phenomena : the Oli cyclone that hit Polynesian islands, notably the island of Tubuai on the 5th of February 2010 and the tsunami of the 11th of March 2011 succeeding the earthquake that hit near the shores of Tohoku, Japan. We exploited these GPS and tomographic observations in order to characterize both phenomena.

Keywords : Water vapor, GPS, Tomography, French Polynesia
