



HAL
open science

Analyse comparative des différents produits satellitaires d'estimation des précipitations en Amazonie brésilienne

Florian Delahaye

► **To cite this version:**

Florian Delahaye. Analyse comparative des différents produits satellitaires d'estimation des précipitations en Amazonie brésilienne. Géographie. Université Rennes 2, 2013. Français. NNT : 2013REN20017 . tel-00824885

HAL Id: tel-00824885

<https://theses.hal.science/tel-00824885>

Submitted on 22 May 2013

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

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



THESE / UNIVERSITE RENNES 2 HAUTE-BRETAGNE
sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne

pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE EUROPEENNE DE BRETAGNE

Mention : Géographie
Ecole doctorale Sciences Humaines et Sociales

présentée par
Florian DELAHAYE

Préparée à l'Unité Mixte de recherche 6554
Université Rennes 2 Haute-Bretagne
LETG-RENNES-COSTEL UMR 6554 CNRS

Analyse comparative des différents produits satellitaires d'estimation des précipitations en Amazonie brésilienne

Thèse soutenue le 15 avril 2013
devant le jury composé de :

Yves RICHARD
Professeur à l'Université de Bourgogne / *rapporteur*
Chantal CLAUD
Directeur de recherche au LMD, Palaiseau / *rapporteur*

Catherine MERING
Professeur à l'Université de Paris 7 / *examineur*
Audrey MARTINI
Maître de Conférences à l'Université de Versailles Saint-Quentin / *examineur*

Luiz Augusto TOLEDO MACHADO
Professeur à l'Institut National des Recherches Spatiales (Brésil) /
Co-directeur de thèse

Vincent DUBREUIL
Professeur à l'Université de Rennes 2 / *Directeur de thèse*





SOUS LE SCEAU DE L'UNIVERSITE EUROPEENNE DE BRETAGNE

Université Rennes 2 Haute-Bretagne
Ecole Doctorale - Sciences Humaines et Sociales

Laboratoire LETG-RENNES-COSTEL
UMR 6554, IFR 90 OSUR

Discipline : **GEOGRAPHIE**

Analyse comparative des différents produits satellitaires
d'estimation des précipitations en Amazonie brésilienne

Thèse de Doctorat
présentée par **Florian DELAHAYE**

Directeurs de thèse :
Vincent DUBREUIL (LETG-RENNES-COSTEL)
Luiz Augusto Toledo MACHADO (CPTEC-INPE)

soutenue le 15 avril 2013

Membres du jury :

Yves Richard	Professeur à l'Université de Bourgogne / <i>rapporteur</i>
Chantal Claud	Directeur de recherche au LMD, Palaiseau / <i>rapporteur</i>
Catherine Mering	Professeur à l'Université de Paris 7 / <i>examineur</i>
Audrey Martini	Maître de Conférences à l'Université de Versailles Saint- Quentin / <i>examineur</i>
Luiz A. T. Machado	Professeur à l'INPE / <i>Co-directeur de thèse</i>
Vincent Dubreuil	Professeur à l'Université de Rennes 2 / <i>Directeur de thèse</i>

Remerciements

Cette thèse a été pour moi une expérience forte entrecoupée de moments difficiles et de démotivation et au contraire de périodes d'apprentissage et de découvertes inoubliables. Durant ce parcours, de nombreuses personnes de divers horizons géographiques et socioprofessionnels ont pu m'appuyer, me soutenir et même me changer les idées quand cela était nécessaire. Environ la moitié de cette thèse s'est déroulée au Brésil, pays d'où l'on ne ressort pas inchangé et pour lequel je garderai désormais des attaches à vie. Je tiens donc à remercier toutes les personnes qui, à un moment ou à un autre de cette thèse, ont pu m'aider et m'encourager afin de mener à bien mes travaux de recherche.

En toute logique, je remercie premièrement mon directeur de thèse, Vincent Dubreuil, qui depuis 2008 en master, m'a lancé dans cette aventure brésilienne. Sa rigueur et son expérience professionnelles ainsi que sa sincérité personnelle m'ont permis de progresser tout au long de ce cursus universitaire. J'ai notamment pu apprécier sa confiance et sa liberté à l'égard de certains de mes choix personnels et professionnels parfois pris de manière non concertés. Vincent a été un parfait directeur qui a su répondre à mes attentes et à mes besoins aux moments opportuns tout au long de mes travaux.

J'ai aussi le plaisir d'avoir été encadré par un chercheur à la renommée internationale, Luiz Augusto Toledo Machado. Je le remercie pour m'avoir permis d'intégrer l'équipe de DSA au sein de l'INPE, centre de recherche en pleine dynamique. Lors de mes premières réunions de travail, notamment lors de la campagne CHUVA à Alcantara en 2010, je ne vous cache pas que je me demandais bien comment j'allais pouvoir m'intercaler dans un monde de météorologues et de physiciens de l'atmosphère étant donnée ma formation initiale en télédétection appliquée à l'occupation des sols. C'est avec un grand savoir-faire et de nombreux conseils judicieux que Luiz a su m'orienter. Merci Luiz pour avoir été « um perfeito orientador » qui m'a permis de découvrir et de travailler dans un cadre de recherche remarquable.

A travers cette codirection, j'ai donc travaillé au sein de deux laboratoires de qualité, le laboratoire COSTEL et la DSA où de nombreux chercheurs, doctorants ou post-doctorants ainsi que des étudiants et différents agents m'ont toujours aidé dans mes tâches professionnelles et administratives.

A Cachoeira Paulista, je tiens à remercier tout particulièrement Daniel Vila qui m'a enseigné le langage IDL et ses applications en météorologie, ainsi que sa femme Claudia avec qui j'ai partagé une salle de travail durant une bonne partie de mon séjour. La rencontre avec Pierre-Emmanuel Kirstetter, de passage à l'INPE et désormais à la NOAA aura été aussi décisive pour l'approfondissement de la géostatistique. Son aide m'a été fortement précieuse dans le développement de mes recherches. Je remercie le couple Adna et Elton, Fé, Dragan, Rômulo qui auront toujours été à mes côtés. Merci aux étudiants, post-doctorants, chercheurs et personnels administratifs de l'INPE (Enrique, Weber, Simone, Fred, Thomas, Renato, Marilia et Diego, Glauber, Ramon, Felipe, Natalia, Renata, Carol, Pedro, Isabel, Carlos,

Henri, Luciana, Leonardo, Queila, Adriane, Caê, Gleem, Ricardo, Anderson, Ed, Isabelly, Roger, Marcelo, Aline, Diego, Daniela, Judir...) pour leur soutien et tous les services rendus.

A Rennes, mes remerciements vont aussi à l'ensemble de l'équipe COSTEL (Xav, Pauline, Jean, Emilie, Hervé, Vincent, Samuel, Johan, Cyril, Chloé, Julie, Etienne, Clémence, Rémi, Abdou, Olivier, Pri, Beatriz, Hervé, Cécile, Valérie, Roselyne, Sébastien, Adeline, Thomas, Max, Laurence...). En outre, les programmes DURAMAZ, CAPES-COFECUB et CHUVA et de nombreux colloques ont élargi mes connaissances et interactions enrichissantes avec notamment L. Sapucci, D. Adams, L. Durieux, J-C. Bergès, H. Téry, N. De Mello, J-M. Le Tourneau et M. Droulers.

Un très grand merci à ma femme Tatiana avec qui j'ai tout partagé, ma famille et mes amis bretons et brésiliens pour leur soutien sans faille même à des milliers de kilomètres. J'espère qu'un jour on pourra tous faire le carnaval de Rio ou fêter la victoire du Brésil ou de la France au mondial 2014!

Enfin, les différents soutiens financiers ont été indispensables à la réalisation de ma thèse de doctorat et aux différents colloques et séminaires. Le Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche, l'ambassade de la France au Brésil, Rennes Métropole, la Région Bretagne, l'Ecole doctorale SHS, le Pôle Emploi, l'Université de Haute Bretagne et enfin COSTEL m'ont ainsi aidé tout au long de cette expérience professionnelle et je leur en suis sincèrement reconnaissant.

Résumé

Les circulations atmosphériques synoptiques et locales expliquent les variabilités spatiotemporelles des précipitations en Amazonie brésilienne. Ce vaste espace géographique est caractérisé par un réseau pluviométrique peu dense et hétérogène qui limite un suivi exhaustif des pluies. La télédétection est alors l'outil préférentiel afin de pallier cette lacune spatiale. Toutefois, les estimations quantitatives des précipitations (QPE) dérivées des domaines spectraux des Infrarouges (IR) et Micro-ondes (MO), ou de techniques multi canaux souffrent d'erreurs. Les sources d'incertitudes et biais des QPE peuvent provenir de la calibration des capteurs, de l'algorithme et de l'échantillonnage des champs de pluie. Dans cette thèse, l'évaluation des algorithmes TRMM3B42(v6), CMORPH et PERSIANN s'appuie sur une base de données pluviométriques dont la fiabilité est assurée par un contrôle de qualité rigoureux. Sur la période 2003-2009, l'inter comparaison des produits satellitaires montre un faible accord (coefficient de détermination $< 0,30$) avec la base de référence en Amazonie brésilienne Légale. TRMM3B42(v6) présente la meilleure performance avec un échantillonnage correct des champs de pluie. En outre, un cas d'études montre que les erreurs des QPE par satellite sont plus importantes en milieu forestier, notamment pour le produit MO MWCAMB. Enfin, la correction des grilles satellitaires par *PDF Matching* permet de réaliser une analyse climatologique approfondie et améliorée par rapport à la base de référence.

Mots-clé: *précipitations, satellite, contrôle de qualité, occupations des sols, Amazonie brésilienne Légale*

Abstract

Synoptic and local atmospheric circulations explain the spatiotemporal variability of rainfall in the Brazilian Amazon. This wide geographical area is characterized by a sparse and heterogeneous rain gauges network, which limits an exhaustive monitoring of rainfall. Remote sensing is then the preferred tool to fill this gap space. However, quantitative precipitation estimates (QPE) derived from spectral Infrared (IR) and Microwave (MW), or multi-channel techniques suffer from errors. Sources of uncertainty and bias of QPE may come from the sensor calibration, the algorithms and sampling of rain fields. In this thesis, the evaluation of algorithms TRMM3B42(v6), CMORPH and PERSIANN relies on a rain gauges database which reliability is assured by rigorous quality control. Over the period 2003-2009, the inter comparison of satellite products show low agreement (coefficient of determination < 0.30) with reference database in the Legal Brazilian Amazon. TRMM3B42(v6) has the best performance with a correct sampling of rain fields. In addition, a case study shows that satellite QPE errors are larger in the forest, including the product MW MWCAMB. Finally, the satellite grids correction by *PDF Matching* allows a detailed and improved climatologically analysis compared with reference database.

Keywords: *precipitation, satellite, quality control, land uses, Legal Brazilian Amazon*

Resumo

Circulações atmosféricas sinóticas e locais explicam a variabilidade espaço-temporal das chuvas na Amazônia brasileira. Esta vasta área geográfica é caracterizada por uma rede pluviométrica heterogênea, o que limita um monitoramento exaustivo da chuva. O sensoriamento remoto é então a ferramenta adequada para preencher este espaço vazio. No entanto, estimativas quantitativas de precipitação (QPE) derivadas do espectro Infravermelho (IR) e Microondas (MO), ou técnicas multi-canal sofrem erros. Fontes de incerteza e de viés das QPE podem vir a partir da calibração de sensores, dos algoritmos e da amostragem de chuva. Nesta tese, a avaliação dos algoritmos TRMM3B42(v6), PERSIANN e CMORPH se baseia em um banco de dados pluviométricos cujo a confiabilidade assegurada por rigoroso controle de qualidade. Durante o período 2003-2009, a comparação dos produtos de satélite mostram baixa concordância (coeficiente de determinação $< 0,30$) com a base de referência na Amazônia brasileira Legal. TRMM3B42(v6) tem o melhor desempenho com uma amostragem correta da chuva. Além disso, um estudo de caso mostra que os erros das QPE por satélite são maiores na floresta, incluindo o produto MO MWCAMB. Finalmente, a correção das grades de satélite por *PDF Matching* permite uma análise climatológica detalhada e melhorada em relação a base de referência.

Palavras-chave: *precipitação, satélite, controle de qualidade, uso da terra, Amazônia Legal brasileira*

Liste des sigles et acronymes

AAO	Oscillation de l'Antarctique
AAS	Anticyclone de l'Atlantique Sud
ABLE-2B	Atmosphere Boundary Layer Experiment
ADW	Angular distance weighting
AIPs	Algorithm Intercomparison Projects
AMMA	African Monsoon Multidisciplinary Analysis
AMSR-E	Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS
AMSU	Advanced Microwave Sounding Unit
ANA	Agência Nacional das Aguas
ANEEL	Agence Nationale de l'Energie Electrique
AO	Oscillation de l'Arctique
APP	Aires de protection permanente
APS	Anticyclone du Pacifique Sud
ARAMIS	Application Radar à la Météorologie Infra-Synoptique
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BRAMS	Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System
CAH	Classification ascendante hiérarchique
CAMS	Climate Assessment and Monitoring System
CDF	Cumulative Distribution Function
CEMADEN	Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais
CENAD	Centro Nacional de Gerenciamento de Riscos e Desastres
CENISPAM	Centro Gestor e Operacional do Sistema de Proteção da Amazônia
CERES	Clouds and the Earth's Radiant Energy System
CHRS	Center for Hydrometeorology and Remote Sensing
CHUVA	Cloud processes of the main precipitation systems in Brazil: A contribution to cloud resolving modeling and to the GPM
CIRAD	Centre de coopération internationale en recherche agronomique pour le développement
CMCD	Centre de Mission de Collecte de Données
CMORPH	CPC MORPHING technique
CNES	Centre National d'Etudes Spatiales
COBRA-PARA	Caxiuana Observations in the Biosphere, River and Atmosphere of Pará
COSTEL	Climat et Occupation du Sol par Télédétection
CPC	Climate Prediction Center
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CREST	Coupled Routing and Excess Storage
CRU	Climatic Research Unit
DEGRAD	Dégradation forestière en Amazonie brésilienne
DETER	Detecção de áreas desflorestadas em tempo real
DMSP	Defense Meteorological Satellite Program

DSA	Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
ENSO	El Niño Southern Oscillation
EPSAT	Estimation des Précipitations par Satellite
EPSAT-SG	Estimation des précipitations par satellite - Deuxième génération
ETCCDMI	Expert Team on Climate Change Detection, Monitoring and Indices
ETM+	Enhanced Thematic Mapper Plus
ETS	Equitable Threat Score
EUMETSAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
EVI	Indice de végétation amélioré
EVS	Error Variance Separation
FAO	Food and Agriculture Organization
FAR	Ratio de fausse détection
FBI	Indice de fréquence des biais
ForTraCC	Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters
FOV	Field Of View
FRA	Global Forest Resource Assessment
GARP	Global Atmospheric Research Program
GATE	GARP Atlantic Tropical Experiment
GEO	Satellites géostationnaires
GHCN	Global Historical Climatology Network
GLC2000	Global Land Cover
GMS	Geostationary Meteorological Satellite
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GOMAS	Geostationary Observatory for Microwave Atmospheric Sounding
GPCC	Global Precipitation Climatology Center
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
GPM	Global Precipitation Measurements
GPROF	Goddard profiling algorithm
GSMaP	Global Satellite Mapping of Precipitation
HRV	High Resolution Visible
HSB	Humidity Sounder for Brazil
IASI	Interféromètre Atmosphérique de Sondage par l'Infrarouge
ICSU	International Council of Scientific Unions
IGBP-DISCover	International Geosphere-Biosphere Programme Data and Information System
INMET	Institut National de Météorologie
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
INRA	Institut de Recherche Agronomique
IPCC	Intergouvernemental Panel of Climate Change
IPWG	International Precipitation World Group
IR	Infrarouges
IRD	Institut pour la Recherche et le Développement
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
ISRO	Indian Space Research Organization

JAXA	Japan Aerospace Exploration Agency
JMA	Japan Meteorological Agency
JRC	Joint Research Center
LBA	Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia
LEO	Satellites à Low-Earth Orbit
LETG	Littoral, Environnement, Télédétection, Géomatique
LNSO	La Niña Southern Oscillation
LOOCV	Leave One Out Cross Validation
MCC	Complexes Convectifs de Mésos-échelle
MetOP-A	Meteorological Operational
MHS	Microwave Humidity Sounder
MIRS	Microwave Integrated Retrieval System
MO	Micro-ondes
MOA	Micro-ondes actives
MODIS	Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer
MOP	Micro-ondes passives
MSG	METEOSAT Seconde Generation
MSPPS	Microwave Surface and Precipitation Products System
MTG	METEOSAT Troisième Génération
MTSAT	Multi-functional Transport Satellite
NAO	Oscillation de l'Atlantique Nord
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NESDIS	National Environmental Satellite, Data, and Information Service
NEXRAD	Next-Generation Radar
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NRL	Naval Research Laboratory
NWP	Numerical Weather Prediction
OCS	Systèmes Convectifs Organisés
OMM	Organisation Météorologique Mondiale
ORE-HyBam	The Environmental Research Observatory - Geodynamical, hydrological and biogeochemical control of erosion/alteration and material transport in the Amazon basin
OS	Occupation des sols
PCDs	Plateforme de collecte de données
PDF	Probability Distribution Function
PDO	Oscillation décennale du Pacifique
PEHRPP	Program to Evaluate High Resolution Precipitation Products
PERSIANN	Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Network
PIPs	Precipitation Intercomparison Projects
POD	Probabilité de détection
PR	Precipitation Radar
PRODES	Programa de Calculo do Desflorestamento na Amazonia
PROVEG	Projeto Vegetação

QPE	Estimations quantitatives des précipitations
RADAR	Radio detection and ranging
RAMS	Regional Atmospheric Modeling System
RFE	Rainfall Estimate
RMSE	Root Mean Square Error
SCAMPR	Self-Calibrating Multivariate Precipitation Retrieval
SCM	Systèmes convectifs de méso-échelle
SEM	Space Environment Monitor
SEMA-MT	Secrétariat de l'Environnement du Mato Grosso
SENAMHI	Service National de Météorologie et d'Hydrologie de Bolivie
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible et InfraRed Imager
SMS	Synchronous Meteorological Satellite
SO	Systèmes d'observation
SST	Températures de surface océanique
TAMSAT	Tropical Applications of Meteorology using SATellite and other data
TAPEER	Tropical Amount of Precipitation with an Estimate of Errors
Tb	Température de brillance
TCI	TRMM/TMI Combined Instrument
TIROS	Television InfraRed Observation
TM	Thematic Mapper
TMPA	TRMM Multisatellite Precipitation Analysis
TOGA-COARE	Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment
TREES	Tropical Ecosystem Environment observation by Satellite
TRFIC	Tropical Rain Forest Information Center
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
USGS	U.S. Geological Survey
UsProb	the University of São Paulo probability algorithm
UTC	Coordinated Universal Time
UTM	Universal Transverse Mercator
VIRS	Visible and InfraRed Scanner
VIS	Visible
WETAMC	Wet Season Atmospheric Mesoscale Campaign
ZCAS	Zone de Convergence de l'Atlantique Sud
ZCIT	Zone de Convergence Inter Tropicale

Sommaire

Liste des sigles et acronymes	9
Sommaire	13
Introduction générale.....	15
Partie 1. Les précipitations en Amazonie brésilienne: dynamiques, et principes d'études.....	21
Introduction de la Partie 1	23
Chapitre 1. Introduction aux dynamiques atmosphériques amazoniennes	25
Chapitre 2. Les systèmes d'observation des précipitations	35
Chapitre 3. Principes d'estimation des précipitations par satellite.....	51
Chapitre 4. Analyse des erreurs d'estimation des précipitations.....	63
Synthèse de la Partie 1.....	73
Partie 2. Construction de la base de données pluviométriques de référence en Amazonie brésilienne Légale (1998-2009).....	75
Introduction de la Partie 2	77
Chapitre 5. Analyse géostatistique des données pluviométriques	79
Chapitre 6. Contrôle de qualité des données pluviométriques	93
Synthèse de la Partie 2.....	108
Partie 3. Validation et inter comparaison des produits satellitaires d'estimation des précipitations en Amazonie brésilienne Légale (2003-2009).....	109
Introduction de la Partie 3	111
Chapitre 7. Analyse statistique des erreurs des QPE par satellite	113
Chapitre 8. Construction d'un modèle d'erreur des QPE par satellite	127
Chapitre 9. Influence des surfaces terrestres sur l'erreur d'estimation des précipitations quotidiennes par satellite: cas d'études en Amazonie méridionale.....	137
Synthèse de la Partie 3.....	148
Partie 4. Apport des données satellitaires à la climatologie de l'Amazonie brésilienne Légale sur la période 2003-2009 : application au produit satellitaire CMORPH	149
Introduction de la Partie 4	151
Chapitre 10. Etudes des précipitations saisonnières et annuelles mesurées par satellite.....	153
Chapitre 11. Analyses des régimes annuels et des événements extrêmes des précipitations par satellite	167
Synthèse de la Partie 4.....	183
Conclusion générale	185
Références bibliographiques	189
Liste des figures.....	215
Liste des tableaux	221
Table des Matières.....	223

Introduction générale

Contexte de l'étude

L'Amazonie est l'une des régions du globe qui reçoit le plus de précipitations par an avec des volumes compris entre 1000 et 4000 mm.an⁻¹ (Figueiroa et Nobre, 1990). Ces extrêmes montrent qu'il existe une forte variabilité spatiale des pluies qui dépendent de circulations atmosphériques synoptiques et locales. Les perturbations générées à grande échelle principalement par le mouvement de la Zone de Convergence Inter Tropicale (ZCIT), la pénétration de fronts froids et la formation de la Zone de Convergence de l'Atlantique Sud (ZCAS) varient au cours de l'année. D'autres événements climatiques tels qu'El Niño et La Niña liés aux températures de surface de l'océan Pacifique ont des impacts sur les variabilités interannuelles des précipitations en Amazonie. L'activité convective de systèmes locaux ainsi que les interactions entre la surface et l'atmosphère sont autant d'éléments à prendre en compte pour l'analyse des volumes précipités. Les échanges entre les différentes occupations des sols (OS), en particulier la forêt amazonienne, et l'atmosphère influencent les formations nuageuses et l'activité convective.

En outre, les mesures et la détection des taux de pluie extrêmes ainsi que les durées des périodes sèches et humides sont relativement importantes afin de cartographier les secteurs les plus vulnérables. La pluie est une variable centrale à considérer dans la prévention et l'appréhension des catastrophes naturelles. Les sécheresses historiques de 2005 (Marengo *et al.*, 2008) et 2010 et les inondations exceptionnelles de 2009 et 2012 en Amazonie illustrent que cette thématique doit être étudiée de manière accrue.

L'Amazonie est un espace très vaste et la mesure des taux de pluie peut parfois relever du défi. De nombreuses régions encore peu explorées, difficilement accessibles et dépourvues de pluviomètres, ne permettent pas un suivi spatiotemporel des précipitations. La représentation des champs de pluie par l'outil de la géostatistique est peu fiable dans les régions où le réseau pluviométrique au sol est peu dense. L'apport de la télédétection est alors un atout incontournable mais de nombreuses erreurs d'estimation quantitative des précipitations (QPE) par satellite altèrent l'estimation des taux de pluie réels. Les sources d'erreur peuvent être liées à la calibration, à l'échantillonnage et à l'algorithmie (Roca *et al.*, 2010), ou en d'autres termes, aux méthodes déployées pour détecter les précipitations.

Jusqu'à ce jour et à l'heure de la mise en place de la constellation *Global Precipitation Measurements* (GPM, Adams *et al.*, 2002), une multitude de satellites météorologiques toujours plus performants a été placée en orbite. Les techniques d'estimation des précipitations utilisent principalement les domaines spectraux Infrarouges (IR) et Micro-ondes (passives, MOP et actives, MOA) des capteurs embarqués à bord des plateformes. Avant le futur lancement du radar GPM Core en 2013, la *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM, Simpson *et al.*, 1996) est le seul satellite à produire des données radar pour le suivi des précipitations dans la ceinture tropicale. De nombreuses techniques ont été développées en utilisant les estimations dérivées d'une ou plusieurs ondes électromagnétiques des

différents satellites météorologiques opérationnels. Leur évaluation est rendue difficile par une complexité croissante des algorithmes mais leur fiabilité est souvent jugée par la comparaison avec des réseaux pluviométriques au sol (pluviomètres et radar principalement). Alors, quelles méthodes d'estimation des précipitations doit-on utiliser en Amazonie et quel est leur degré d'incertitude?

Objectifs scientifiques

Cette thèse vise à caractériser les erreurs des QPE par différents produits satellitaires en Amazonie brésilienne Légale. Afin de répondre à cette problématique, quatre axes de recherche sont développés et suivent une ligne directrice cohérente :

- une introduction aux circulations atmosphériques agissant sur la région et un rappel des principes d'estimation des pluies par satellite ;
- la construction d'une base de référence à partir du réseau pluviométrique au sol ;
- la validation et l'inter comparaison statistique des produits satellitaires ;
- l'analyse climatologique des précipitations réalisée après la correction des données satellitaires.

De manière générale, chaque domaine spectral possède des avantages et des inconvénients propres pour détecter les fortes variabilités spatiotemporelles des pluies. La relation indirecte du taux de pluie avec le signal reçu pour l'IR et les MOP à basses fréquences ou encore la faible résolution temporelle des satellites à orbite basse embarquant les capteurs MO posent problème. La littérature montre que les algorithmes multicanaux (ou multi sources) ont des estimations plus proches des précipitations réelles que celles des produits mono spectraux. C'est pourquoi dans cette thèse, on utilisera la combinaison des estimations par IR et MO à travers les produits TRMM3B42(v6) (Huffman *et al.*, 2007), PERSIANN (Hsu *et al.*, 1997 ; Hsu, 1999) et CMORPH (Joyce *et al.*, 2004). La caractérisation des erreurs des QPE par satellite se déroule en deux étapes (figure 1).

La première consiste à construire une base de données de référence la plus fiable possible. Ce processus est constitué d'un contrôle de qualité des données pluviométriques au sol de 1998 à 2009 afin d'éliminer les fortes variabilités associées à des erreurs de report d'un pluviomètre à l'autre. Cette méthodologie basée sur une approche géostatistique approfondie doit assurer la fiabilité des données pluviométriques au sol finalement interpolées.

Ensuite, de 2003 à 2009, période de disponibilité commune des produits satellitaires, l'objectif est de comparer quotidiennement les QPE par satellite aux QPE de référence. Des approches statistiques quantitatives et qualitatives permettent d'analyser les biais et les incertitudes des mesures par satellite. Les organisations des champs de pluie détectés par les trois produits sont mises en évidence par l'étude de leurs structures spatiales. Sur la base des résidus obtenus, la construction d'un modèle d'erreur est envisagée afin de diminuer les erreurs des QPE par satellite.

La topographie peut être un facteur d'altération des mesures par télédétection (ex. Romilly and Gebrimichael, 2011). D'autres facteurs jouent un rôle important dans le bilan des erreurs

des QPE par satellite. Plusieurs études s'accordent sur la difficulté de détection des précipitations par MO au dessus des surfaces terrestres (Ferraro *et al.*, 2000 ; Kummerow *et al.*, 2001). L'état et l'humidité des sols sont des thématiques récentes afin de mieux appréhender les erreurs d'estimation. L'Amazonie demeure particulièrement intéressante pour ce genre d'analyses. L'étude de l'influence de l'OS sur les erreurs des QPE par satellite en Amazonie méridionale est un des objectifs de cette thèse. Les recherches peuvent ainsi apporter des évaluations importantes quant aux utilisations de la variable précipitation dans les modèles de changement climatique impliquant notamment les effets de la déforestation.

Enfin, plusieurs climatologies de l'Amazonie brésilienne ont été réalisées grâce aux réseaux pluviométriques au sol ou par satellite. Toutefois, à l'échelle du territoire étudié, les cartographies des pluies mesurées par les pluviomètres souffrent dans certains secteurs d'une grande incertitude et l'utilisation des données satellitaires dans cet exercice reste plutôt rare. L'apport de la télédétection permet de mieux appréhender la distribution spatiotemporelle des pluies sur ce vaste espace géographique. Le produit satellitaire CMORPH est retenu pour réaliser une climatologie de l'Amazonie brésilienne Légale de 2003 à 2009. Une méthodologie de correction des données satellitaires quotidiennes vise à atténuer les erreurs évaluées dans la validation statistique. Elle doit aussi améliorer l'analyse climatologique multi-scalaire allant de l'étude des précipitations annuelles aux détections des événements extrêmes.

Cadre de la thèse

Cette thèse de doctorat entre dans le cadre d'une codirection entre le laboratoire LETG-Rennes-COSTEL (Littoral, Environnement, Télédétection, Géomatique - Climat et Occupation du Sol par Télédétection) de l'Université Rennes II et la *Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais* (DSA) de l'*Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais* (INPE) à Cachoeira Paulista dans l'Etat de São Paulo. Deux séjours au Brésil de six mois et un an ont permis de se familiariser avec les techniques d'estimation des précipitations par satellite auprès de géo-statisticiens, physiciens et météorologues spécialistes de cette problématique. En outre, cette étude s'intègre dans le cadre de trois programmes de recherche :

- Le programme international CHUVA¹ (*Cloud processes of the main precipitation systems in Brazil: A contribution to cloud resolving modeling and to the GPM*) a pour objectifs d'analyser les processus internes des nuages et le suivi du cycle de vie des systèmes nuageux (notamment des nuages chauds) et d'améliorer la détection des précipitations par satellite. Ce projet est constitué de missions sur sept régions du Brésil caractérisées par des régimes de précipitations différents. La large gamme d'instruments de mesure déployée permettra de construire une base de données exhaustive pour la validation des mesures des précipitations. Le programme spatial brésilien prévoit de lancer un satellite météorologique en 2016 qui fera partie de la constellation GPM. Le responsable du projet CHUVA est Pr. Luiz A. T. Machado.

¹ <http://chuvaproject.cptec.inpe.br/>

- Le programme international USP-COFECUB, coordonné par Pr. V. Dubreuil et Pr. N. De Mello (Université de São Paulo, USP), est un projet franco-brésilien qui étudie les politiques publiques et les impacts des changements climatiques sur les espaces fragiles à l'échelle régionale et locale : l'Amazonie brésilienne est un des six secteurs d'études de ce projet bilatéral.
- Le programme national DURAMAZ², financé par l'Agence Nationale de la Recherche, vise à analyser les déterminants géographiques, démographiques et socio-économiques de la durabilité en Amazonie brésilienne. La gestion des ressources en eau sur ce territoire est un enjeu important en lien avec les trois piliers du développement durable. Ce projet est sous la responsabilité de Pr. H. Théry (USP et CREDA, CNRS, Paris). La fourniture des données pluviométriques de qualité est un préalable à l'étude de l'impact des pluies sur les communautés étudiées et la manière dont ces dernières perçoivent l'évolution de leur environnement.

² http://www.iheal.univ-paris3.fr/rubrique.php3?id_rubrique=361

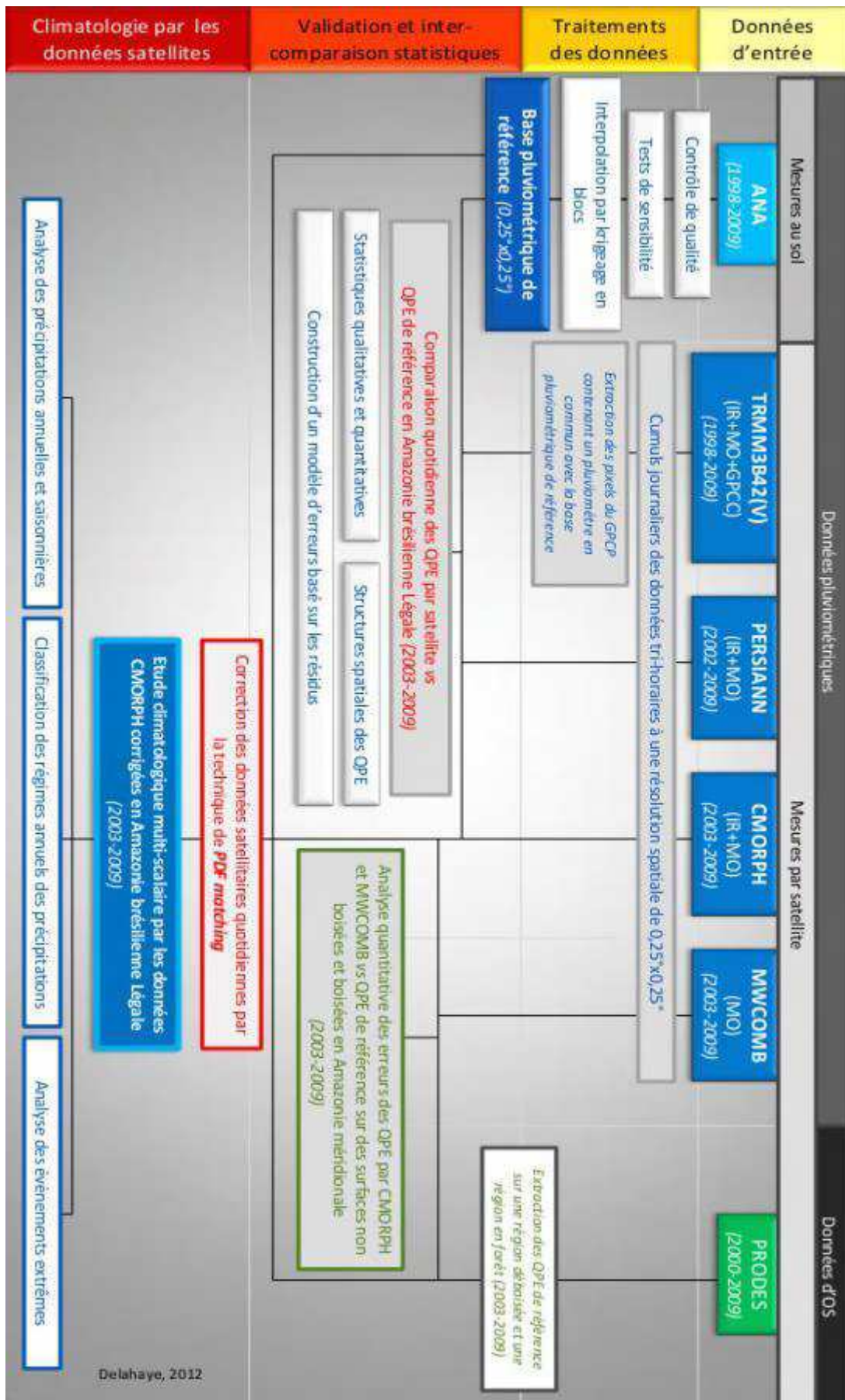


Figure 1 : Schéma récapitulatif de l'organisation de la thèse.



Photographie des participants de la campagne terrain du programme CHUVA à Alcantara (MA, Brésil) en mars 2010 (source : projet CHUVA).

Partie 1. Les précipitations en Amazonie brésilienne: dynamiques, et principes d'études

Introduction de la Partie 1

Chapitre 1. Introduction aux dynamiques atmosphériques amazoniennes

Chapitre 2. Les systèmes d'observation des précipitations

Chapitre 3. Principes d'estimation des précipitations par satellite

Chapitre 4. Analyse des erreurs d'estimation des précipitations

Synthèse de la Partie 1

Introduction de la Partie 1

A l'échelle planétaire, l'Amazonie a une influence certaine sur les cycles de l'eau et du carbone caractérisés par des interactions complexes entre les surfaces et l'atmosphère (Arvor, 2009). Les circulations atmosphériques synoptiques provoquent les variabilités spatiotemporelles des pluies sur ce vaste territoire. Le rôle de phénomènes climatiques interannuels en lien avec les températures de surface océanique (SST) doit aussi être considéré. Les interactions de ces perturbations avec des systèmes précipitants locaux sont difficiles à mesurer. A l'échelle du Brésil, le réseau d'instruments de mesure au sol (stations météorologiques, radars, etc) possède une distribution spatiale très inégale d'une région à l'autre. En plus de cette disparité spatiale, il existe une forte variabilité de l'historique des données au sol. En effet, les réseaux des instruments de mesure peuvent être d'implantation récente avec un report des données plus ou moins complet.

Afin de pallier ces différents problèmes spatiotemporels, la télédétection est un outil intéressant afin d'estimer les précipitations. Le premier avril 1960, les premières images météorologiques apparaissent avec le lancement du satellite *Television InfraRed Observation* (TIROS-1) par la *National Aeronautics and Space Administration* (NASA). Depuis cette date, à l'échelle internationale, de nombreux satellites météorologiques ont été développés avec des avancées technologiques considérables. L'archivage des données de précipitations dérivées des mesures par l'IR est réalisé depuis 1979 (Kidd *et al.*, 2009). Cependant, les données quotidiennes de qualité ne sont disponibles au maximum que depuis une dizaine d'années.

Cette partie a pour objectif d'introduire les dynamiques atmosphériques qui génèrent les variabilités spatiotemporelles des précipitations en Amazonie brésilienne. Les systèmes d'observation (SO) conventionnels et non conventionnels couvrant la zone d'études sont présentés. On répertorie l'ensemble des satellites météorologiques opérationnels et les principes généraux d'estimation des précipitations par satellite. Le chapitre 3 présente les principaux algorithmes construits à partir de différents canaux des capteurs satellitaires. Les validations et inter comparaisons de ces produits sont examinées sur de nombreuses régions du globe afin d'évaluer leur efficacité et quantifier leur erreur d'estimation. L'utilisation et les applications de ces méthodes sont analysées à l'échelle de l'Amazonie brésilienne, notamment pour la construction de modèles *Numerical Weather Prediction* (NWP).

Chapitre 1. Introduction aux dynamiques atmosphériques amazoniennes

1. Introduction

A l'échelle globale, 60% des précipitations ont lieu dans les régions tropicales. Ces dernières sont aussi les zones du globe qui reçoivent la plus forte intensité du rayonnement solaire pendant une année. Les dynamiques atmosphériques et océaniques, qui redistribuent l'excédent de l'énergie reçue dans ces régions vers les latitudes moyennes, expliquent les fortes variabilités spatiotemporelles des précipitations dans les tropiques (ex. Pagney, 1976). Certes, l'Amazonie possède un excédent énergétique net annuel proche de celui de la cuvette congolaise (entre 40 et 60 watt.m^{-2}) mais l'organisation des mécanismes pluviogènes est différente du schéma rencontré en Afrique et en Asie (Dubreuil, 2005). Les régimes des précipitations sur cette vaste région sont déterminés par l'action conjointe d'évènements climatiques d'échelles synoptiques et locales. Les interactions entre l'occupation des sols (OS) et l'atmosphère ont des effets importants sur les systèmes précipitants qui doivent être pris en compte.

Dans ce chapitre, après avoir présenté succinctement le territoire d'études, on décrit les fonctionnements des circulations atmosphériques synoptiques de large échelle. Les dynamiques atmosphériques interannuelles sont expliquées afin de mieux comprendre les variations spatiotemporelles des précipitations en Amazonie brésilienne. Les caractéristiques des systèmes convectifs, principaux systèmes nuageux précipitants agissant sur cette région (ex. Durieux, 2002 ; Laurent *et al.*, 2002 ; Machado *et al.*, 2004) sont ensuite introduites. Enfin, on se focalise sur les interactions de la forêt amazonienne avec l'atmosphère.

2. Présentation du territoire d'études

L'Amazonie brésilienne peut être définie selon deux limites géographiques : des limites naturelles et une limite administrative.

La limite naturelle est caractérisée par le réseau hydrographique du fleuve Amazone et ses affluents qui constituent le Bassin amazonien. Cet espace géographique, d'une vaste superficie de 6.312.375 km^2 , s'étend sur six pays de l'Amérique du sud : la Bolivie, le Brésil, la Colombie, l'Equateur, le Pérou et le Venezuela. De plus, Droulers (1995) évoque les frontières de l'Amazonie en relation avec l'étendue de sa forêt.

La limite administrative définit le territoire de l'Amazonie brésilienne Légale qui a été initialement mise en place en 1953 et a connu plusieurs évolutions. Ce territoire est actuellement composé de quatre Etats en Amazonie occidentale: Amazonas (AM), Acre (AC), Roraima (RR) et Rondônia (RO), et de cinq Etats en Amazonie orientale: Pará (PA), Maranhão (à l'ouest de la longitude - 44° O), Amapá (AP), Tocantins (TO) et Mato Grosso (MT) (figure 2).

Les problématiques de développement socio-économique et des projets de colonisation de l'Amazonie menés par les différents gouvernements brésiliens au pouvoir

depuis les années 1930, et leur conséquence sur l'environnement, sont largement analysées par la communauté scientifique (Droulers, 1995 ; 2001 ; 2004 ; Droulers et Le Tourneau, 2000 ; Le Tourneau, 2004 ; 2006 ; Fearnside, 1997c ; 2001 ; 2002 ; 2005a ; 2005b ; 2006 ; Théry, 1996 ; 1997 ; 2004 ; 2005 ; 2006 ; Théry et De Mello, 2005 ; Dubreuil, 2005 ; Arvor, 2009).

Dans cette thèse, toutes les analyses des précipitations sont focalisées sur l'Amazonie brésilienne Légale pour des raisons pragmatiques. En effet, le report des séries pluviométriques des différents instituts tels que l'Agence Nationale de l'Eau brésilienne³ (en portugais : *Agência Nacional das Aguas*, ANA) ou le *Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos*⁴ (CPTEC) sont répertoriées par limite administrative. En outre, l'accès aux données historiques des pays frontaliers au Brésil est relativement difficile et laborieux. Le projet *The Environmental Research Observatory - Geodynamical, hydrological and biogeochemical control of erosion/alteration and material transport in the Amazon basin* (ORE-HyBam) relève le défi de construire une grande base de données pluviométriques à l'échelle du Bassin Amazonien mais des limitations telles que l'homogénéisation des données (horaires des relevés, etc) se posent (Espinoza, 2009 ; Espinoza *et al.*, 2009). La recherche des stations et la constitution de la base de données pluviométriques sont par conséquent largement facilitées si l'on considère les limites de l'Amazonie brésilienne Légale.

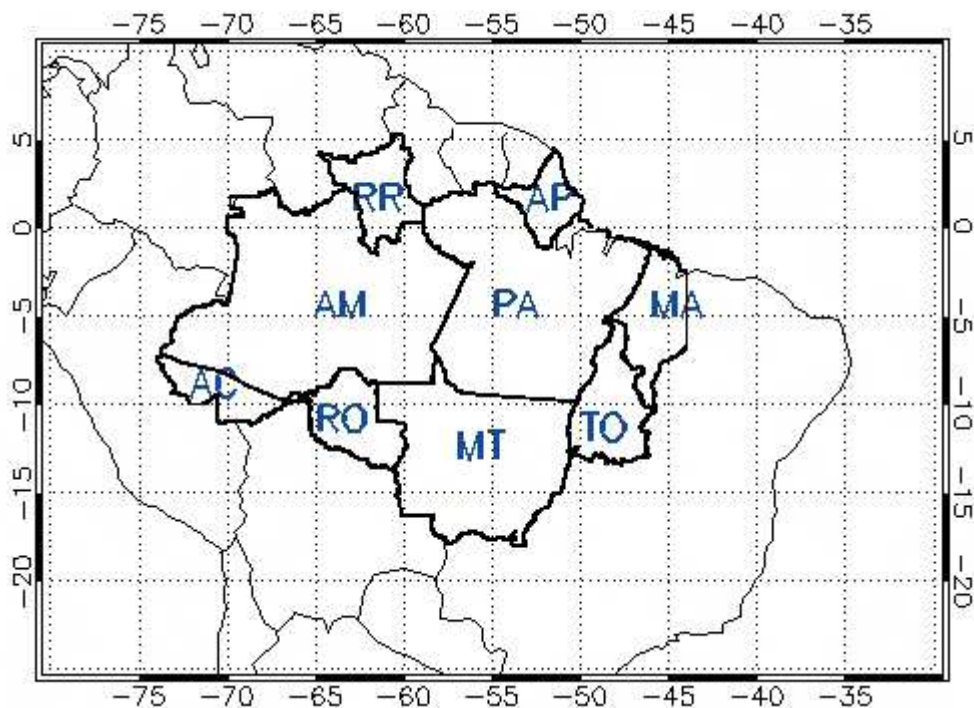


Figure 2 : Carte des Etats (UF) de l'Amazonie brésilienne Légale.

3. Les principales circulations atmosphériques de large échelle

Le rôle des circulations atmosphériques de large échelle permet d'expliquer les variabilités spatiotemporelles des précipitations en Amazonie.

³ <http://hidroweb.ana.gov.br>

⁴ <http://bancodedados.cptec.inpe.br/tabelaestacoes/faces/consultaestado.jsp>

Les cellules de Hadley, qui se forment au niveau de l'Équateur avec l'ascendance de masses d'air importante, sont les principales sources de transport d'énergie (Kodama, 1992 ; Nobre and Shukla, 1996 ; Kayano *et al.*, 1997 ; Marengo, 2004 ; Espinoza *et al.*, 2009). La branche ascendante des cellules de Hadley correspond à une zone de forte convection qui définit la ZCIT (figure 3). Dans les hautes couches de l'atmosphère, on observe une zone de divergence qui permet la redistribution de l'énergie reçue dans les zones excédentaires (latitudes équatoriales) vers les zones déficitaires (latitudes subtropicales) selon une orientation méridienne. Dans les basses couches de l'atmosphère, les alizés de Nord-Est dans l'Hémisphère Nord et ceux de Sud-Est dans l'Hémisphère Sud convergent vers l'équateur météorologique (Roucou, 1997 ; Sette, 2000 ; Durieux, 2002 ; Ronchail *et al.*, 2002). La position de la ZCIT est dépendante de la position du soleil et des SST de l'océan Atlantique et explique les variabilités saisonnières des précipitations en Amazonie. Ainsi, en été (hiver) austral, lorsque l'Atlantique Sud est plus chaud (froid) que l'Atlantique Nord, la ZCIT se déplace en latitude vers le Sud (Nord) de l'Amazonie et provoque des précipitations importantes. Cette migration est plus importante sur les continents que sur les océans caractérisés par une inertie thermique. Ainsi, en été austral, à l'interface de l'Océan Atlantique et des surfaces continentales de l'Amérique du Sud tropicales surchauffées, Sadourny (1994) montre que ce différentiel de températures crée des phénomènes de dépressions et d'ascendances alimentées par des flux d'air humide trans-équatorial venant de l'océan. Des précipitations intenses ont lieu alors jusqu'aux latitudes subtropicales ; on parle de mousson Sud-américaine (Roucou, 1997 ; Zhou and Lau, 1998).

Pendant cette même période, l'Anticyclone du Pacifique Sud (APS) migre vers le Sud et les alizés du Sud-Est sont déviés vers le Sud du Brésil à cause de l'affaiblissement de l'Anticyclone de l'Atlantique Sud (AAS) (Espinoza, 2009). La convergence d'alizés et de circulations extratropicales forment une bande d'instabilité et d'air humide, appelée ZCAS (figure 3). Cette dernière est une zone de convergence orientée selon un axe Nord-Ouest/Sud-Est, identique à celui du jet subtropical de bas niveau (*Low Level Jet*, LLJ). La dynamique de la ZCAS, visible toute l'année, est plus intense durant les printemps et été austraux. La pénétration des masses d'air atlantiques à l'intérieur du continent est favorisée par la topographie du plateau brésilien entouré au Nord par des reliefs modestes des Guyanes et séparée du Pacifique à l'Ouest par la Cordillère des Andes.

Le LLJ subtropical, actif toute l'année, est défini comme une composante de la mousson sud-américaine (Marengo *et al.*, 2004). Il est caractérisé par des flux de Nord-Ouest d'une altitude de 800 à 900 hPa (Douglas *et al.*, 1998) véhiculant des masses d'air très humides provenant de l'océan Atlantique et du Nord de l'Amazonie vers le Sud de l'Amazonie et le Bassin de la Plata (Espinoza, 2009). Enfin, Lenters and Cook (1997) montrent que la chaleur latente issue de la convection en Amazonie provoque la formation d'un système de hautes pressions à environ 200 hPa, appelé Haute de Bolivie.

Pendant l'hiver austral, la migration de la ZCIT vers le Nord entraîne les flux de mousson dans la même direction. Ces phénomènes impliquent des volumes précipités importants au Nord de l'Amazonie alors que de faibles précipitations sont observées au Sud de cette région du fait du déplacement de l'AAS sur le continent.

Les principales circulations atmosphériques de large échelle sont caractérisées par un cycle annuel moyen ; toutefois il existe d'autres mécanismes climatiques qui expliquent les variabilités interannuelles des précipitations en Amazonie brésilienne Légale.



Figure 3 : Schéma des principaux systèmes précipitants au Brésil (source : projet CHUVA, 2010).

4. Variabilités interannuelles des circulations atmosphériques

Le climat de l'Amazonie brésilienne Légale est dépendant des modifications interannuelles des conditions atmosphériques à large échelle (ex. Souza *et al.*, 2000 ; Ronchail *et al.*, 2002). Les cellules zonales permettent la redistribution de l'énergie selon un axe Est/Ouest le long de l'Equateur: les cellules de Walker du Pacifique et celle de l'Atlantique influent ainsi sur les précipitations en Amazonie. Dans ce chapitre, on décrit les phénomènes qui se développent sur l'Océan Pacifique : *El Niño Southern Oscillation* (ENSO), *La Niña Southern Oscillation* (LNSO) et sur l'Océan Atlantique : l'oscillation de l'Atlantique Nord (NAO). Ces événements climatiques sont liés aux SST, aux vents et aux pressions des moyennes et hautes couches de l'atmosphère.

Dans les conditions normales (figure 4-1), les eaux de surface du Pacifique équatorial sont plus chaudes à l'Ouest (28-29°C) à cause de la position inclinée de la thermocline (limite entre les eaux chaudes de surface et les eaux froides en profondeur). La zone de convection atmosphérique à l'Ouest, associée à de fortes précipitations, correspond à la branche ascendante de la cellule de Walker. Les vents en direction de l'Est transportent les masses d'air dans les couches supérieures de l'atmosphère jusqu'à l'Ouest de l'Amérique du Sud. Un phénomène de subsidence (descente d'air froid et sec) caractérise alors la branche descendante de la cellule zonale. Cette région est renforcée par la forte activité convective sur le continent Sud-américain qui crée une autre zone de subsidence en Atlantique.

En période ENSO (figure 4-2), la thermocline est presque horizontale. Les eaux chaudes de surfaces se déplacent vers l'Est de l'Océan Pacifique tropical où les températures peuvent être 5 à 7°C supérieures à la normale. Le phénomène El Niño est amplifié par l'affaiblissement des alizés qui s'explique par la diminution du contraste des températures de surface des eaux entre l'Est et l'Ouest. La faible action des vents provoque alors le réchauffement de l'ensemble de l'Océan Pacifique tropical. Dans ces conditions, les interactions Océan-Atmosphère mènent à un affaiblissement de la cellule de Walker. On observe la migration de cellules convectives très pluvieuses vers l'Est du Pacifique Equatorial. Ce phénomène entraîne alors une augmentation des précipitations à l'Ouest de l'Amérique du Sud et leur diminution en Amazonie.

En période LNSO (figure 4-3), la thermocline s'incline de manière plus forte vers l'Ouest Pacifique. Ainsi, la zone de convection se déplace vers l'Ouest du bassin. La région amazonienne enregistre alors des pluviométries supérieures à la normale.

Sur l'Océan Pacifique, un autre phénomène climatique a une influence certaine sur les variabilités interannuelles des précipitations en Amazonie. L'Oscillation décennale du Pacifique (PDO) (Mantua *et al.*, 1997) est caractérisée par des anomalies des SST différentes des événements ENSO et LNSO par leur localisation géographique (Chen *et al.*, 2008).

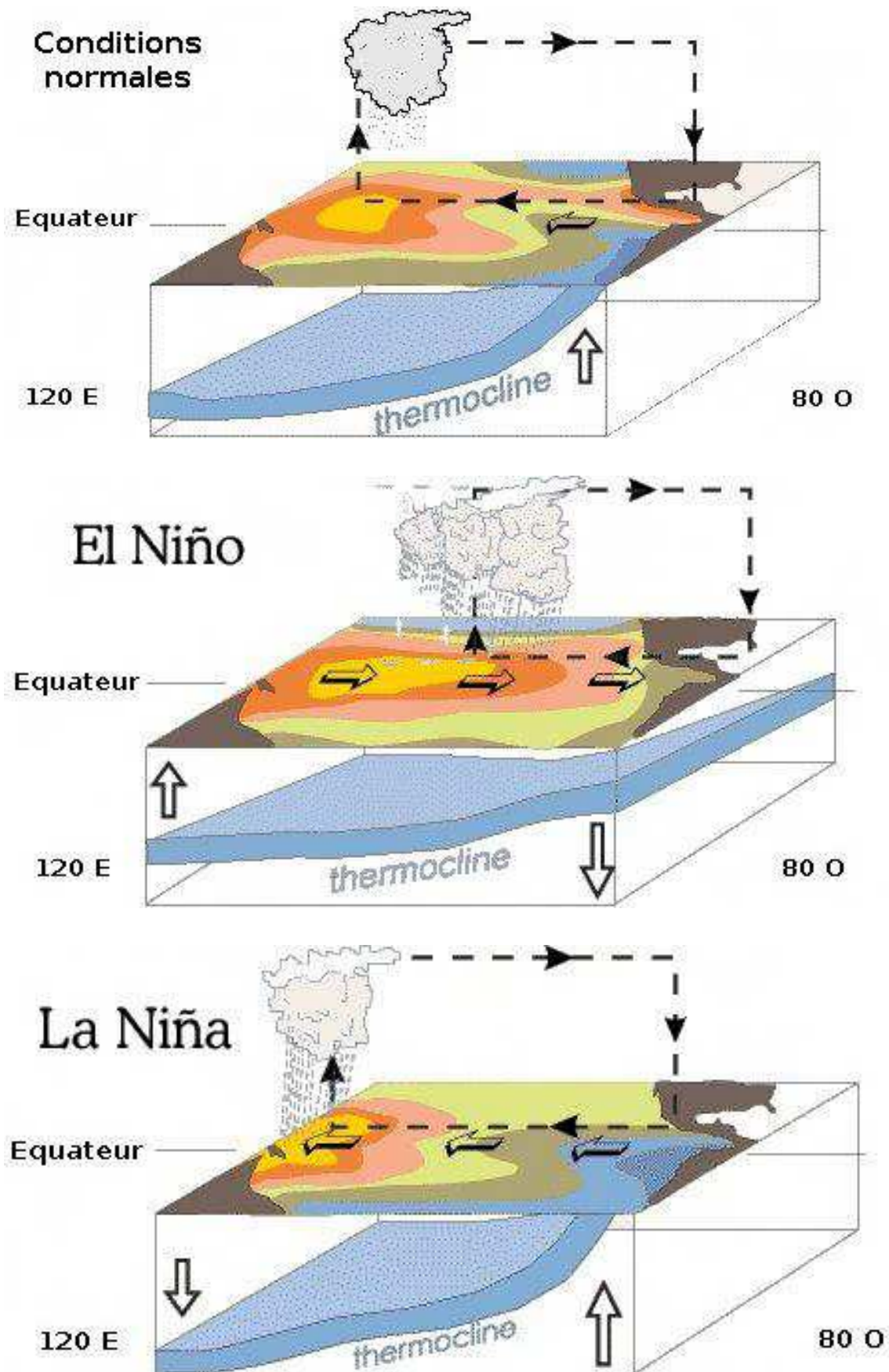


Figure 4 : Mécanismes des interactions Océan/Atmosphère (1) contribuant aux phénomènes El Niño (2) et La Niña (3) (source : sites de la NOAA et IRD).

Sur l'Océan Atlantique, la NAO est définie par deux phases d'anomalies des conditions atmosphériques et des SST. La phase positive est marquée par des basses et hautes pressions anormales respectivement en Atlantique Nord et Sud. Il en résulte une intensification des vents qui provoquent des anomalies positives des SST en Atlantique Nord et des anomalies négatives au Nord de l'Atlantique subtropical. Durant la phase négative, le schéma inverse se produit (Espinoza *et al.*, 2009).

Enfin, Il faut savoir que deux modes d'oscillation existent dans les régions polaires (Thompson and Wallace, 2000). Toutefois, l'Oscillation de l'Arctique (AO) n'a pas d'incidence directe sur l'Amazonie alors que l'Oscillation de l'Antarctique (AAO), en interaction avec la NAO agit sur les conditions atmosphériques de la côte subtropicale de l'Amérique du Sud. On retient que la phase négative de l'AAO est associée à des anomalies négatives (positives) de pression de surface sur l'Antarctique (moyennes latitudes).

En résumé, l'ENSO et un dipôle Atlantique positif (dipôle négatif) contribuent à la diminution (augmentation) des précipitations. Les températures élevées de la surface du Nord de l'océan Atlantique tropical (Costa and Foley, 1999) influencent les régimes de précipitations de l'Amazonie. Durieux (2002) souligne que ces événements ont des phénomènes d'intensités variables et que l'ENSO affecte les précipitations principalement au Nord de l'Amazonie (Garreaud *et al.*, 2008).

5. Les systèmes convectifs de méso-échelle

Les mécanismes atmosphériques d'échelle synoptique expliquent une partie des variabilités interannuelles et saisonnières des précipitations, qui sont essentiellement d'origine convective (Gamache et Houze, 1983). Selon Fiolleau (2010), il existe deux types de convection : la convection organisée et la convection locale.

La convection organisée est définie par des « *systèmes convectifs de méso-échelle qui se forment lorsque les cellules orageuses, en réponse à une instabilité convective, s'agrègent et s'organisent en un système nuageux de taille beaucoup plus importante présentant ainsi une surface pluvieuse importante* » (Fiolleau, 2010). Le Barbé et Lebel (1997) et Machado (2000) précisent que la majeure partie de la couverture totale de nuages convectifs des régions tropicales est organisée en systèmes convectifs de méso-échelle (SCM). En Amazonie, Greco *et al.* (1990), en utilisant les données issues du projet *Atmosphere Boundary Layer Experiment* (ABLE-2B) montrent que les SCM contribuent à plus de 80% des volumes précipités pendant la saison des pluies. Les SCM, d'une taille comprise entre 3.500 km² et 10.000 km², sont formés par les ascensions de masses d'air chaud et humide. Ils ont une durée de vie variant de 6h à quelques jours et sont le plus souvent organisés en lignes de grains avec un front nuageux de 700 à 1.900 km de long et une largeur de 100 à 220 km (Grego, 1994). Toutefois, de nombreux types de SCM sont relevés : les Complexes Convectifs de Méso-échelle (MCC), les Systèmes Convectifs Organisés (OCS), les systèmes convectifs en forme de V, etc. La vaste bande de nuages est constituée d'une région convective avec d'importants cumulonimbus orageux, dont l'altitude maximale est de 18 km, et des stratiformes précipitants (Houze, 1977 ; McAnelly et Cotton, 1989 ; Houze, 1993). La partie stratiforme

résulte en partie de la dissipation des cellules convectives et produit des précipitations moins fortes que dans les régions convectives. Fiolleau (2010) explique que « *la relation entre la partie convective et stratiforme d'un SCM varie au cours de son cycle de vie et est ainsi un indicateur de sa dynamique interne.* » Le cycle de vie des SCM est composé de trois phases : une phase d'initiation qui correspond au déclenchement de la convection, une phase de maturité lors de la formation d'une large région stratiforme issue de la dissipation de la région convective et une phase de dissipation caractérisée par la fin du développement de cellules convectives. Un état de l'art de l'observation des SCM par satellite est disponible dans la thèse de Fiolleau (2010).

Différentes techniques de détection et de suivi des SCM ont été développées. En Amérique du Sud, l'algorithme *Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters* (ForTraCC)⁵ est une technique opérationnelle en quasi temps réel qui permet d'obtenir l'évolution spatiotemporelle des systèmes convectifs (Machado *et al.*, 2004 ; Vila *et al.*, 2008). La détection des systèmes convectifs est réalisée à partir d'une technique par seuillage en température de brillance par l'IR. A l'échelle du Mato Grosso, Funatsu *et al.* (2012) analysent l'activité convective à partir de données MO.

Les orages cellulaires caractérisent le second type de convection. A une échelle plus fine, le cycle diurne et les conditions d'instabilité locale expliquent la formation des systèmes convectifs plus limités qui génèrent moins de 20% du total des précipitations en Amazonie (Durieux, 2002).

6. Interactions forêt-atmosphère

En Amazonie, la teneur en vapeur d'eau des systèmes convectifs peut être d'origine maritime (évaporation des océans) ou terrestre (évaporation des surfaces en eau et transpiration des forêts) (Molion, 1975). Les surfaces forestières ont un impact difficile à mesurer sur les variabilités spatiotemporelles des précipitations. Durieux (2002) explique que la forêt ombrophile favorise la convection du fait de son faible albédo, de sa forte évapotranspiration et de sa forte rugosité. Makarieva *et al.* (2009) et Sheil et Murdiyarso (2009) montrent que la forêt amazonienne est un milieu qui favorise la circulation atmosphérique des flux maritimes vers l'intérieur du continent. En outre, selon les auteurs (Eltahir et Bras, 1996 ; Molion, 1975 ; Marengo, 2005), l'évapotranspiration, qui représente 80 à 90% de l'utilisation de l'énergie radiative, est responsable de 20 à 60% des volumes précipités en Amazonie. En effet, les forêts tropicales sont très efficaces pour absorber l'eau, dont une grande partie est ensuite envoyée dans l'atmosphère sous forme de vapeur. Ainsi, de nombreux auteurs ont montré que la déforestation tropicale de l'Amazonie peut affecter les températures de surfaces des océans proches des régions considérées (Avissar et Werth, 2005 ; Feddema *et al.*, 2005 ; Neelin et Su, 2005 ; Voltaire et Royer, 2005).

Le programme *Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia* (LBA) (ex. Nepstad *et al.*, 1999 ; Nobre *et al.*, 2001 ; Laurance *et al.*, 2000 ; 2001 ; 2004) mène actuellement de nombreuses recherches sur les interactions entre l'atmosphère et la forêt amazonienne avec une approche interdisciplinaire. Dans ce cadre, Davidson *et al.* (2012)

⁵ <http://pirandira.cptec.inpe.br/fortracc/>

montrent que les gouttes de pluie contiennent du potassium émis directement des arbres et que cette molécule n'est pas issue d'une réaction chimique dans l'atmosphère. Cette observation n'est pas valable au-dessus de la savane constituée de végétation basse. Ainsi, les processus biologiques de la forêt ombrophile amazonienne jouent un rôle prépondérant sur les précipitations.

7. Conclusion

Ce chapitre a permis de présenter les principales caractéristiques des circulations atmosphériques générant les précipitations en Amazonie brésilienne Légale. Les mécanismes à large échelle sont marqués par un cycle annuel moyen. La position de la ZCIT associée aux SST du Nord de l'océan Atlantique subtropical ainsi que la ZCAS et la pénétration de fronts froids sont les principales dynamiques atmosphériques agissant sur la région. En outre, les variabilités interannuelles des circulations atmosphériques telles que l'ENSO modifient les régimes de précipitations. La majorité des systèmes précipitant sont d'origine convective. La détection et le suivi des systèmes convectifs, notamment des SCM sont déterminants pour mieux appréhender les variations spatiotemporelles des précipitations. Enfin, l'impact de la forêt amazonienne sur les pluies et ses échanges avec l'atmosphère sont décisifs mais difficiles à mesurer.

L'étude des précipitations est primordiale pour les applications climatologiques et hydrologiques, allant de l'analyse d'événements extrêmes (Espinoza *et al.*, 2011) à l'évaluation de modèles atmosphériques globaux et locaux dans un contexte de réchauffement climatique (Cook *et al.*, 2012). Cependant, les mesures des précipitations sont plus ou moins complexes et fiables selon les instruments utilisés. Le chapitre suivant est consacré à la présentation des différents systèmes d'observation mis à disposition.

Chapitre 2. Les systèmes d'observation des précipitations

1. Introduction

Les mesures des précipitations peuvent être réalisées avec différents systèmes d'observation (SO). Les deux principaux types sont les SO conventionnels et les SO depuis l'espace. Les SO conventionnels de la pluie sont les pluviomètres et les radars météorologiques. A l'échelle planétaire, l'historique, la qualité et la densité des réseaux de ces instruments de mesure sont relativement inégales d'une région à l'autre avec de réelles difficultés d'implantation dans certaines régions pour des raisons naturelles (régions désertiques, forêts denses, etc) ou économiques (régions sous-développées). Le SO spatial se développe au gré des avancées technologiques et scientifiques. Les coopérations internationales entre les différentes agences spatiales sont d'une importance cruciale afin de pouvoir suivre les précipitations de manière efficace. A l'échelle de la ceinture tropicale, la *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM, Simpson *et al.*, 1996) est un apport considérable pour la météorologie. La constellation *Global Precipitation Measurements* (GPM, Adams *et al.*, 2002) doit améliorer les mesures des pluies sur cette zone grâce, notamment à la mise en orbite d'un radar météorologique au sein du satellite 'leader' GPM-CORE.

Ce chapitre a pour objectif d'introduire les caractéristiques des différents SO des précipitations de manière générale. On s'intéresse particulièrement aux différents outils de mesure disponible à l'échelle de l'Amazonie brésilienne Légale.

2. Instruments de mesure

Dans cette section, on présentera aussi les radiomètres afin de mieux appréhender la partie décrivant les satellites météorologiques.

2.1. Les pluviomètres

Le premier réseau international de mesures pluviométriques date du XVII^e siècle en Europe (New *et al.*, 2001). L'installation de dix stations, qui a fonctionné de 1654 à 1667 est l'œuvre de Ferdinand II, grand Duc de Toscane (Rochas and Javelle, 1993). De nos jours, le réseau international de plus de 20.000 pluviomètres, reconnu par l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) selon des paramètres précis, possède une distribution spatiale très hétérogène. Seules quelques régions du monde telles que l'Europe et l'Amérique du Nord sont densément équipées sur les continents. Sur les océans, on compte quelques centaines de stations disposées sur des îles et des bouées. Les reports des données pluviométriques cumulées mensuellement à l'échelle planétaire sont archivés dans différents centres. On peut citer le *Global Historical Climatology Network* (GHCN, Peterson and Vose, 1997), le *Climate Assessment and Monitoring System* (CAMS), le *Global Precipitation Climatology Center* (GPCC, Rudolf *et al.*, 2010) et le *Climatic Research Unit* (CRU, New *et al.*, 2000).

Au Brésil, le réseau pluviométrique est géré principalement par les organismes suivants : l'Institut National de Météorologie (INMET), l'ANA et l'Agence Nationale de l'Energie Electrique (ANEEL). A l'échelle du pays, on observe une très forte densité des stations sur la côte Est du pays, en particulier dans les Etats les plus urbanisés tels que Rio de Janeiro et São Paulo. En Amazonie, la densité du réseau est faible avec une installation récente. Ronchail *et al.* (2002) montrent notamment que le développement du réseau pluviométrique est dépendant des voies de communication terrestres et fluviales. L'ancienneté des séries pluviométriques est fortement liée au développement des projets de colonisation et à l'avancée du front pionnier. Ainsi, dans la partie méridionale de l'Amazonie, Sette (2000) et Dubreuil *et al.* (2000) déplorent une lacune importante de données climatologiques. Dans le cadre du programme ORE-HyBAM, une base de données de plus de 700 pluviomètres a pu être reconstituée à l'échelle du Bassin Amazonien avec les coopérations de l'Institut pour la Recherche et le Développement (IRD), de l'ANEEL, de l'ANA et du Service National de Météorologie et d'Hydrologie de Bolivie (SENAMHI) (Espinoza *et al.*, 2009).

Au milieu des années 2000, un système automatisé, la plateforme de collecte de données (PCDs), est implémenté par le CPTEC/INPE. Il met à disposition des données météorologiques, hydrologiques et environnementales destinées à différents usages (agronomie, climatologie...) sur le territoire brésilien (figure 5). En 2011, on recense 381 stations d'observations pluviométriques en Amazonie brésilienne Légale mais avec des séries temporelles très lacunaires. Le système est constitué de plateformes de collectes de données localisées sur tout le territoire brésilien, des satellites SCD1, SCD2 et Cbers-2 et des bases de réception de Cuiabá (MT), d'Alcantara (MA) et du centre de mission de collecte de données (São Paulo). Les plateformes au sol sont configurées pour envoyer des données utiles d'environ 32 bytes toutes les 200 s. Les satellites reçoivent les données sur deux bandes de fréquences UHF autour de 401,62 MHz et 401,65 MHz. Ensuite, les signaux reçus sont transmis vers les bases d'Alcantara et de Cuiabá dans la bande S (2267,52 MHz) et aussi dans l'UHF (462,5 MHz) pour Cbers-2. Les satellites SCD1 et SCD2 sont placés en orbite à une altitude d'environ 750 km avec une inclinaison d'environ 25° par rapport au plan de l'équateur. Chaque satellite effectue 14 orbites par jour, dont huit sont visibles depuis la base de réception principale de Cuiabá. Afin de tenir compte des périodes sans couverture de l'un ou de l'autre des satellites, il existe un déphasage en ascension droite du plan orbital de SCD2 de 180° par rapport au plan orbital SCD1. Enfin, le satellite Cbers-2, placé en orbite polaire, effectue 3 ou 4 passages par jour captés par la base principale. Les données reçues par les bases de Cuiabá et d'Alcantara sont ensuite transmises au Centre de Mission de Collecte de Données (CMCD) à Cachoeira Paulista. Après traitement, le CMCD met à disposition ces données dans un délai de 30 min après réception.



Figure 5 : Cartographie du réseau des stations météorologiques de la plateforme de collecte de données (PCDs) développée par l'INPE.

De manière générale, les observations pluviométriques sont standardisées, au moins dans un pays donné, afin de pouvoir utiliser ces données de manière uniforme. Ainsi, plusieurs normes doivent être respectées par les gérants des réseaux tels que le type de matériel utilisé. En climatologie, on normalise les séries temporelles sur trente ans. Cependant, la fiabilité de ces données est remise en cause par des facteurs qui ne sont pas toujours reportés dans les métadonnées. En France, Dubreuil (2005) souligne que les instruments de mesure ne sont pas adaptés lors d'événements extrêmes (exemple d'un orage à Nîmes en 1988). En outre, des changements d'appareils de mesure, de lieu d'installation ou encore des conditions naturelles et/ou humaines environnantes (végétation, bâti, intrusion

d'insectes, etc) peuvent altérer la continuité des séries d'observations pluviométriques. Sur une vaste étendue comme l'Amazonie brésilienne couvrant plusieurs bandes *Universal Transverse Mercator* (UTM), on peut s'interroger sur l'uniformité des horaires de relevés des volumes précipités depuis le début de la mise en place des réseaux.

Il est alors important de réaliser un contrôle de qualité des observations pluviométriques au préalable d'études climatologiques.

2.2. Les radars météorologiques

Les radars, acronymes de *radio detection and ranging*, envoient des ondes électromagnétiques à intervalles de temps réguliers dans un faisceau de faible ouverture à partir d'un émetteur. L'énergie émise est rétro diffusée par l'objet du volume échantillonné et captée par un récepteur. On parle de télédétection active. Le temps écoulé entre les signaux émis et reçus permet de connaître la distance de l'objet du volume échantillonné. La direction de ce dernier est obtenue à partir de l'orientation du radar. Les radars météorologiques utilisent des capteurs allant de 1 à 100 GHz avec des bandes délimitées pour chaque instrument. La fréquence du capteur détermine les propriétés des hydrométéores observées.

En télédétection optique, il existe trois types de diffusions atmosphériques : la diffusion de la géométrie optique, la diffusion de Mie et la diffusion de Rayleigh.

La diffusion de la géométrie optique a lieu quand le diamètre D de la particule est largement plus grand que la longueur d'onde λ .

On définit la diffusion de Mie lorsque que la longueur d'onde λ est plus petite (voire quasi-égale) que le diamètre D de la particule. En 1908, Mie théorise la diffusion d'une onde plane sur une sphère homogène. L'énergie reçue E_R de l'onde électromagnétique rétro diffusée est proportionnelle à la réflectivité F des particules et hydrométéores contenus dans l'atmosphère et les nuages. Cette relation s'exprime :

$$E_R = CK^2 \cdot \frac{F}{d^2} \quad (1)$$

Avec, C une constante radar dépendante des paramètres d'émission et de réception du radar, K le coefficient d'atténuation et d la distance entre l'objet du volume échantillonné et le radar.

Lorsque le diamètre D de la particule est beaucoup plus petite que la longueur d'onde λ ($D < \lambda/16$) (Doviak et Zrnich, 1984), on parle de diffusion de Rayleigh. D'après ces théories, il est alors évident que la détection du volume de la particule de l'objet échantillonné et l'atténuation du signal reçu sont dépendantes de la fréquence du radar utilisée.

Certains radars ont la capacité de déterminer la vitesse de l'objet détecté, définie comme la vitesse Doppler. On décrit la mesure de la vitesse Doppler ci-après ; Soit ν la fréquence du radar, on considère l'objet détecté à une distance d , alors la phase de l'onde ϕ reçue après rétro diffusion s'exprime:

$$\phi = \nu + \frac{2\pi}{\lambda} \cdot 2d = \nu + \frac{4\pi d}{\lambda} \quad (2)$$

Ensuite, on inclue un mouvement de l'objet détecté dans la direction de visée, ϕ varie entre l'intervalle de temps t entre deux ondes émises dt en fonction de dd , soit:

$$\frac{d\phi}{dt} = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot \frac{dd}{dt} \quad (3)$$

Avec, dd/dt la vitesse radiale v_R , projection de la vitesse réelle sur l'axe de visée et $d\phi/dt$ est la variation de la fréquence angulaire $\Delta\omega$;
ce qui équivaut donc à :

$$v_R = \frac{\lambda\Delta\omega}{4\pi} \quad (4)$$

A partir de cette vitesse Doppler, on peut mieux appréhender les différents mécanismes dynamiques de l'atmosphère. L'observation de la vitesse des particules constitue un paramètre important pour le suivi des cellules convectives et des précipitations.

Les radars météorologiques sont des systèmes d'observation de la pluie par télédétection très performants mais ils demandent un investissement financier et un savoir-faire importants notamment pour la calibration de l'appareil. A l'échelle mondiale, la distribution spatiale des réseaux de radars est très inégale. On peut citer le réseau *Next-Generation Radar* (NEXRAD) aux Etats-Unis ou le réseau Application Radar à la Météorologie Infra-Synoptique (ARAMIS) en France (Parent du Châtelet, 2003). En 2011, vingt-quatre radars météorologiques couvrent la totalité du territoire français, ce qui équivaut à une densité d'un radar pour $4,35 \cdot 10^5$ km² (<http://www.meteo-france.com>). Au Brésil, on relève vingt-deux radars météorologiques opérationnels dont dix sont localisés en Amazonie. Sur ce territoire, différents projets de recherche tels que les programmes CHUVA-GPM envisagent de mettre à disposition des données.

2.3. Les radiomètres

Les radiomètres captent l'intensité du rayonnement solaire ou tellurique (télédétection passive). Ces instruments permettent de mesurer la luminance L et la température de brillance T_b d'un objet, c'est-à-dire la température que devrait avoir un corps noir pour produire une luminance égale à celle du corps naturel considéré, pour une même longueur d'onde. Les radiomètres mesurent des informations qui permettent de réaliser une classification des nuages (ex. *International Satellite Cloud Climatology Project*, ISCCP). Il est possible de discriminer les nuages fins à très épais et aussi les nuages fins chauds. Les radiomètres imageurs donnent des informations plus étendues sur la température, l'opacité optique, la pression au sommet des nuages et l'épaisseur optique des nuages. Enfin, cet instrument de mesure ne donne aucune indication sur la structure verticale des nuages. Dans le cadre du

projet CHUVA-GPM, le radiomètre ADMIRARI est installé lors de la campagne d'Alcantara (2010) (figure 6). Il est composé de trois capteurs situés dans le domaine des hyperfréquences. Les canaux sont respectivement 10,6 GHz, 20,0 GHz et 36,5 GHz. Chaque capteur possède deux polarisations H et V. Un radar avec une bande de 24 GHz complète cet instrument. Les mesures de cet appareil sont mises à disposition et permettent de valider les estimations des précipitations par satellite.



Figure 6 : Photographie du radiomètre ADMIRARI utilisé lors de la campagne CHUVA-GPM à Alcantara (MA) en 2010.

Enfin, les radiomètres sont des instruments essentiels embarqués sur les satellites météorologiques, notamment pour la mesure des précipitations dans les MO.

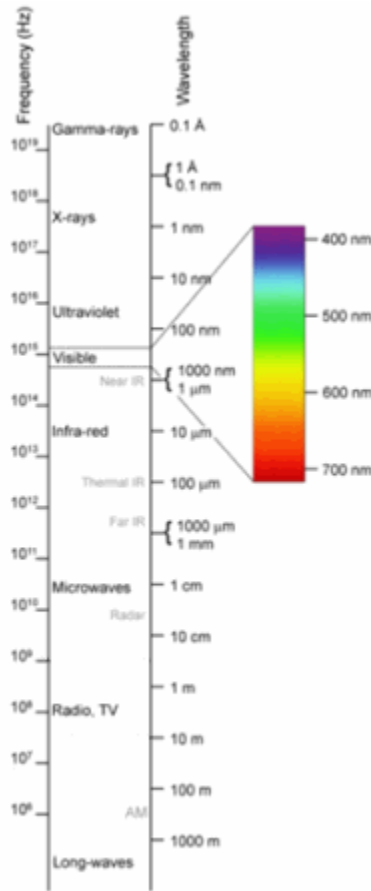
3. Les satellites météorologiques

Le système d'observation des précipitations par satellite est caractérisé par une résolution spatiale, une résolution temporelle et le domaine spectral de la mesure de l'instrument embarqué. Ces caractéristiques dépendent du capteur, de l'altitude et de l'orbite de la plateforme. Dans ce travail, on définit le système d'observation satellitaire par la combinaison 'Satellite/Capteur' (exemple : TRMM/TMI). Chaque capteur enregistre les signaux dans des bandes électromagnétiques données (figure 7) qui permettent de détecter différentes propriétés des précipitations et des nuages.

On peut diviser les satellites météorologiques opérationnels en deux catégories : les satellites géostationnaires (GEO) et les satellites à *Low-Earth Orbit* (LEO), qui incluent les satellites à orbite polaire (Kidd *et al.*, 2009). La figure 8 présente le réseau mondial des satellites météorologiques opérationnels en 2011.

Chapitre 2. Les systèmes d'observation des précipitations

On informe sur l'inclusion des données de chaque satellite dans la construction des algorithmes TRMM3B42, PERSIANN et CMORPH présentés dans le chapitre 3.



Louis E. Keener - Coastal Carolina University

Figure 7 : Schéma du spectre des ondes électromagnétiques (source : L.E. Kleiner, Coastal Carolina University).

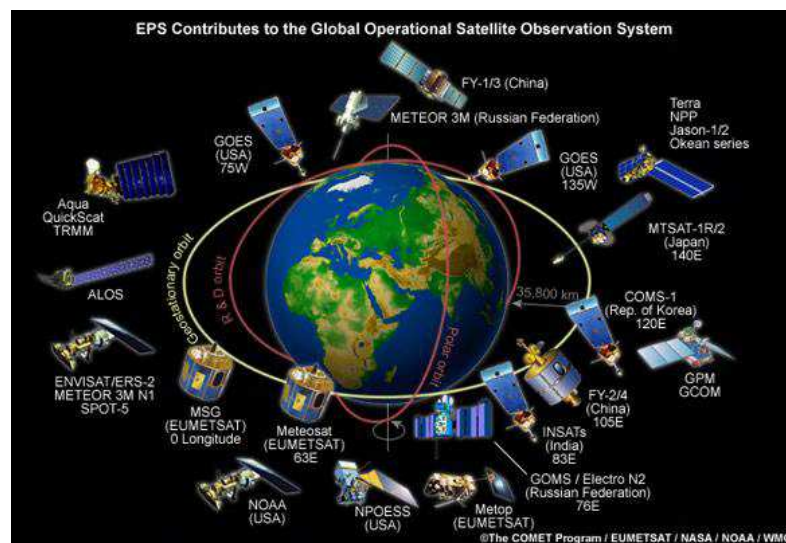


Figure 8 : Réseau mondial des satellites météorologiques opérationnels (source : EUMETSAT).

3.1. Les satellites géostationnaires

Les satellites GEO sont placés en orbite dans le plan équatorial de la Terre à une altitude de 35.786 km. Leur vitesse angulaire est identique à celle de la rotation du globe terrestre. Ainsi, par rapport à un point sur la Terre, ces satellites apparaissent fixes. Ces différentes caractéristiques leur permettent d'avoir un *Field Of View* (FOV) important et toujours identique de la surface terrestre. Cependant, les zones polaires n'apparaissent pas dans leur FOV. Le tableau 1 montre les localisations des satellites GEO au-dessus de l'équateur et les zones géographiques couvertes. Les satellites en *back-up* ne sont pas répertoriés. Les canaux des capteurs sont positionnés dans les longueurs d'onde du visible (VIS) et des IR.

Tableau 1 : Satellites météorologiques géostationnaires opérationnels (Novembre 2011).

<i>Satellites</i>	<i>Opérateurs</i>	<i>Positions</i>	<i>Lancements</i>	<i>Zones couvertes</i>
GOES-12 (E)	NOAA (US)	60° W	23/07/2001	Atlantique Ouest,
GOES-13 (E)	NOAA (US)	75° W	24/05/2006	108° W – 36° W
GOES-11 (W)	US	135° W	03/05/2000	Pacifique Est, 180° W – 108° W
Meteosat-9 (MSG2)	EUMETSAT	0 ° E/W	21/12/2005	Atlantique Est, 36° E – 36° W
Meteosat-7	EUMETSAT	57,5° E	02/09/1997	Océan Indien,
Kalpana-1	India	74° E	12/09/2002	36° E – 108° E
INSAT-3A	India	93,5° E	10/04/2003	
FY-2D	CMA (Chine)	86,5° E	15/11/2006	
FY-2E	CMA (Chine)	105° E	23/12/2008	
MTSAT-2	JMA (Japon)	145° E	18/02/2006	Pacifique Ouest,
MTSAT-1R	JMA (Japon)	140° E	26/02/2005	108° E – 180°E

Les caractéristiques des satellites opérationnels METEOSAT, *Multi-functional Transport Satellite* (MTSAT) et *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES) sont décrits ci-après.

a) METEOSAT

La première génération des satellites météorologiques METEOSAT, mission pour l'observation de l'atmosphère terrestre développée par l'*European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites* (EUMETSAT), est composée de sept satellites. Le premier a été lancé en novembre 1977 et le dernier METEOSAT-7, actuellement opérationnel, le 6 février 1997. METEOSAT Seconde Génération (MSG) est le plus récent de la série METEOSAT et METEOSAT Troisième Génération (MTG) est en cours de

réalisation. MSG1 (ou METEOSAT-8) a été lancé en 2002, MSG2 en 2005⁶. Les satellites plus récents sont caractérisés par une amélioration technologique significative par rapport aux premières générations. Le radiomètre *Spinning Enhanced Visible et InfraRed Imager* (SEVIRI) possède des résolutions temporelles et spatiales respectivement de 15 min et de 3 km. Le canal du visible *High Resolution Visible* (HRV) fournit des images de 1 km de résolution. Le radiomètre est composé de 12 canaux, présentés dans le tableau 2.

Tableau 2 : Caractéristiques des canaux du capteur SEVIRI des satellites géostationnaires MSG.

Numéro du canal	Nom du canal	Longueurs d'ondes (en μm)
C1	VIS 0,6	0,56 - 0,71
C2	VIS 0,8	0,74 - 0,88
C3	NIR 1,6	1,5 - 1,78
C4	IR 3,9	3,48 - 4,36
C5	WV 6,2	5,35 - 7,15
C6	WV 7,3	6,85 - 7,85
C7	IR 8,7	8,3 - 9,1
C8	IR 9,7	9,38 - 9,94
C9	IR 10,8	9,8 - 11,8
C10	IR 12	11 - 13
C11	IR 13,4	12,4 - 14,4
C12	HRV	0,5 - 0,9

Les algorithmes multi sources TRMM3B42(v6) et CMORPH, utilisés dans cette thèse, ingèrent les données IR de METEOSAT-5 et METEOSAT-7 alors que PERSIANN prend en compte les données IR de METEOSAT-6 et METEOSAT-7.

b) MTSAT

La série des satellites géostationnaires de la série MTSAT, développée par la *Japan Meteorological Agency* (JMA), est consécutive à la série *Geostationary Meteorological Satellite* (GMS), satellites lancés de 1977 à 1994. Le radiomètre imageur embarqué sur les satellites MTSAT-1R et MTSAT-2⁷, respectivement opérationnels de 2005 à 2010 et à partir de 2010, possède cinq canaux référencés dans le tableau 3.

Au nadir, les résolutions spatiales du canal du visible et des canaux dans l'IR sont respectivement de 1 et 4 km. La résolution temporelle est de 30 min.

Les trois algorithmes multi sources, évoqués précédemment, utilisent les données IR des satellites GMS.

⁶ <http://www.eumetsat.int/ossi/webpages/about.html>

⁷ <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/satellite>

Tableau 3 : Caractéristiques du capteur des satellites MTSAT.

Nom du canal	Longueurs d'ondes (en μm)
Visible	0,55 – 0,80
IR1	10,3 – 11,3
IR2	11,5 – 12,5
IR3	6,5 – 7,5
IR4	3,5 – 4,0

c) GOES

La série des satellites météorologiques GOES (tableau 4), débutée en 1974 par le lancement du *Synchronous Meteorological Satellite* (SMS-1), est développée par la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). Les trois satellites, actuellement opérationnels⁸ (novembre 2011), embarquent trois types de capteurs :

- un radiomètre imageur dont les canaux sont présentés dans le tableau.
- un sondeur à 19 canaux permettant de mesurer différentes variables climatiques tels que les profils atmosphériques en température et humidité, la concentration d'ozone, etc.
- un *Space Environment Monitor* (SEM) constitué d'un capteur de rayons X, de magnétomètres et de capteur de particules.

Tableau 4 : Caractéristiques du radiomètre imageur des satellites GOES.

Numéro du canal	Longueurs d'ondes (en μm)		
	<i>GOES-11</i>	<i>GOES-12</i>	<i>GOES-13, GOES-14*, GOES-15*</i>
C1	0,55 – 0,75	0,55 – 0,75	0,52 – 0,71
C2	3,80 – 4,00	3,80 – 4,00	3,73 – 4,07
C3	6,50 – 7,00	13,00 – 13,70	13,00 – 13,70
C4	10,20 – 11,20	10,20 – 11,20	10,20 – 11,20
C5	11,50 – 12,50	5,80 – 7,30	5,80 – 7,30

La résolution spatiale du canal du visible est de 1 km, et de 4 km pour les canaux C2, C4 et C5. La résolution du canal C3 passe de 8 km à 4 km pour les satellites GOES de troisième génération*. Les résolutions temporelles de l'ensemble de ces satellites est de 30 min. Enfin, GOES-14 est en orbite depuis juin 2009 mais à ce jour, il est en phase de test.

Les données IR des satellites GOES-W et GOES-E sont incluses dans les trois algorithmes étudiés.

En résumé, la 'ceinture' des satellites géostationnaires météorologiques permet un suivi global des masses nuageuses du globe terrestre. Cette détection est réalisée en flux continu grâce à leur haute résolution temporelle. Cependant, les canaux des instruments embarqués sont limités au VIS et aux IR. Ainsi, l'apport des données issues des satellites LEO avec

⁸ <http://www.oso.noaa.gov/goesstatus>

notamment des mesures dans les MO, sont complémentaires. Les caractéristiques des différents satellites LEO sont décrites ci-après.

3.2. Les satellites à orbite basse (ou à défilements)

La plupart des satellites LEO sont placés en orbite quasi-polaire et héliosynchrone (le plan de l'orbite suit le déplacement apparent du Soleil autour de la Terre), avec une inclinaison d'environ 99°, à une altitude entre 800 et 900 km. Pour une altitude de 850 km, leur période de révolution est de 102 min ; soit 14 révolutions par jour. Les satellites LEO croisent ainsi l'équateur toujours à la même heure locale solaire à chaque orbite (tableau 5). Ils ont environ deux cycles orbitaux par jour, un ascendant du Sud au Nord (A) et un descendant (D). Cependant, une même surface peut être observée avec une plus grande fréquence grâce aux capteurs orientables embarqués.

Tableau 5 : Caractéristiques des satellites météorologiques opérationnels LEO (Novembre 2011).

<i>Période</i>	<i>Satellites</i>	<i>Opérateurs</i>	<i>Lancements</i>	<i>Croisements de l'équateur</i>	<i>Altitude</i>
local 'early morning'	FY-1D	CMA (Chine)	15/05/2002	6h50(D)	866 km
05h – 07h	NOAA-15	NOAA (US)	13/05/1998	4h46(D)	807 km
17h – 19h	DMSP-F17	NOAA (US)	04/11/2007	17h31(A)	850 km
local AM	DMSP-F18	NOAA (US)	18/10/2009	8h00(D)	833 km
07h – 12h	FY-3A	CMA (Chine)	27/05/2008	10h00(D)	836 km
19h – 24h	MetOP-A	EUMETSAT	19/10/2006	21h30(A)	817 km
	NOAA-17	NOAA (US)	24/06/2002	9h22(D)	810 km
	DMSP-F15	NOAA (US)	12/12/1999	19h37(A)	850 km
	DMSP-F16	NOAA (US)	18/10/2003	20h04(A)	850 km
	METEOR-M N1	ROSHYDRO-MET	17/09/2009	9h30(D)	835 km
local PM	NOAA-16	NOAA (US)	21/09/2000	17h57(A)	849 km
12h – 17h	NOAA-18	NOAA (US)	20/05/2005	13h45(A)	854 km
00h – 05h	NOAA-19	NOAA (US)	06/02/2009	13h51(A)	870 km

Les satellites NOAA, *Defense Meteorological Satellite Program* (DMSP) et *Meteorological Operational* (MetOP-A) sont décrits ci-dessous.

a) NOAA

La NOAA a développé une série de satellites à défilement à orbite polaire depuis 1978. Le déphasage des satellites NOAA opérationnels permet l'observation d'une même portion de la Terre quatre fois par jour toutes les six heures environ⁹. Le radiomètre à balayage *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) possède une fauchée large d'environ 2.800 km. Les canaux de l'AVHRR sont présentés dans le tableau 6.

⁹ <http://www.osdpd.noaa.gov/ml/ppp/navpage.html>

Tableau 6 : Canaux du radiomètre AVHRR des satellites NOAA.

<i>Canaux</i>	<i>Longueurs d'ondes (en μm)</i>
VIS 0,6	0,58 – 0,68
VIS 0,8	0,72 – 1,00
IR 1,6	1,58 – 1,64
IR 3,9	3,55 – 3,93
IR 10,8	10,30 – 11,30
IR 12	11,50 – 12,50

D'autres instruments sont embarqués sur les plateformes NOAA : un sondeur IR (HIRS), des sondeurs MOP (*Advanced Microwave Sounding Unit*, AMSU, *Microwave Humidity Sounder*, MHS) et un radiomètre ultraviolet. Enfin, le statut des satellites NOAA peut être suivi au lien suivant : <http://www.oso.noaa.gov/oesstatus/>.

Les données IR de NOAA sont utilisées dans TRMM3B42(v6) et PERSIANN. TRMM3B42(v6) et CMORPH sont construits à partir des données MOP enregistrées par les capteurs AMSU.

b) DMSP

Les satellites DMSP ont une orbite quasi-polaire héliosynchrone de 101 min à une altitude de 830 km au-dessus de la surface terrestre. Un cycle orbital complet est d'une demi-journée et grâce au déphasage des satellites, une couverture globale d'une portion de la Terre est disponible toutes les six heures. Les instruments embarqués par les plateformes sont un capteur VIS et IR (OLS) d'une fauchée de 3.000 km, un imageur MO (SSM/I) et des sondeurs (T1, T2). Les capteurs d'environnement spatial (J4, M, IES) détectent les densités, vitesses et dérives de plasma. Plus d'informations sur les capteurs sont disponibles à <http://www.ngdc.noaa.gov/dmsp/sensors.html>

Les données MOP du capteur SSM/I sont intégrées dans la construction des algorithmes CMORPH et TRMM3B42(v6).

c) MetOP

Le satellite européen MetOP-A est opérationnel depuis le 15 mai 2007. Il complète le système NOAA. Onze instruments sont embarqués sur la plateforme et huit capteurs sont utilisés dans le domaine de la météorologie. Le radiomètre imageur AVHRR commun à ceux des capteurs NOAA. L'*Interféromètre Atmosphérique de Sondage par l'Infrarouge* (IASI) a pour objectif de réaliser des sondages météorologiques de grande précision. Il détecte aussi la chimie de l'atmosphère telle que les gaz traces (ozone, monoxyde de carbone, méthane, etc). L'IASI possède plus de 8.000 canaux.

3.3. Les satellites 'Recherche et développement'

Plusieurs missions de satellites 'Recherche et développement' (R&D) sont dédiés à la météorologie (tableau 7).

Tableau 7 : Satellites 'Research and Development' opérationnels.

<i>Satellites</i>	<i>Opérateurs</i>	<i>Lancements</i>	<i>Orbites</i>	<i>Altitudes</i>
TRMM	JAXA/NASA	27/11/1997	non-héliosynchrone	402 km
AQUA	NASA	04/05/2002	héliosynchrone	705 km
CloudSAT	NASA/CSA	28/04/2006	héliosynchrone	705 km
Megha-Tropiques	CNES/ISRO	12/10/2011		865 km

a) TRMM

Le premier satellite dédié aux mesures des précipitations est issu de la TRMM (Simpson *et al.*, 1996). Ce satellite, lancé en 1997, marque une avancée considérable dans l'estimation des précipitations par satellite grâce aux instruments VIS, IR, MO passif et MO actif embarqués¹⁰. Ainsi, le capteur *Visible and InfraRed Scanner* (VIRS) permet le suivi des radiations de la Terre dans les bandes spectrales de 0,63 à 12 micromètres. Le satellite TRMM possède un imageur MOP (TMI) possédant cinq canaux (10,7 ; 19,4 ; 21,3 ; 37 ; 85,5 Ghz). Cet imageur est quasi-identique au SSM/I des satellites DMSP à l'exception de l'addition du canal 10,7 Ghz afin de détecter les pluies à forte intensité caractéristiques des tropiques. Le *Precipitation Radar* (PR) est, à ce jour, l'unique radar embarqué sur un satellite météorologique. Cet instrument est capable de détecter de manière fiable les taux de précipitations inférieures à 0,7 mm.h⁻¹. Ces mesures permettent d'estimer l'intensité, la distribution et le type de précipitations, ainsi que la détection des orages et la taille des cristaux de glace. Enfin, son orbite non-héliosynchrone permet de suivre un cycle diurne complet. Le capteur *Clouds and the Earth's Radiant Energy System* (CERES) est obsolète depuis mars 2000.

Les données MOP du TRMM/TMI et MOA du TRMM/PR sont utilisées dans les trois algorithmes multi sources.

b) AQUA

Le satellite AQUA a pour objectif de collecter des données sur le cycle de l'eau de la Terre et des mesures océaniques et atmosphériques. Il embarque cinq instruments opérationnels, étant donné que le sondeur *Humidity Sounder for Brazil* (HSB), développé par l'INPE est obsolète¹¹. Le radiomètre MO *Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS* (AMSR-E) mesure les températures de brillance à 6,925 ; 10,65 ; 18,7 ; 23,8 ; 36,5 et 89,0 Ghz. Le capteur MOP (AMSU-A) permet d'enregistrer la température et l'humidité

¹⁰ http://trmm.gsfc.nasa.gov/overview_dir/instrumentfacts.html

¹¹ <http://aqua.nasa.gov/about/instruments.php>

atmosphérique. Le *Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS), identique au capteur du satellite TERRA, possède trente-six canaux dans le VIS et IR.

Les données MOP du capteur AMSR-E sont incluses dans la construction des algorithmes CMORPH et TRMM3B42(v6).

c) La constellation GPM

Une synthèse rapide des capteurs présentés ci-dessus montre que les radiomètres MO sont embarqués seulement sur les satellites à défilements qui ont des résolutions temporelles faibles. Les initiatives de la mission GPM a pour objectif d'améliorer la résolution temporelle des mesures par MO (Adams *et al.*, 2002). La taille de l'antenne des radiomètres nécessaire pour la mesure des précipitations aux basses fréquences (détection de l'émission et absorption des gouttelettes d'eau) ne permet pas son installation sur les satellites géostationnaires. Sur ces plateformes, plusieurs antennes dédiées à la détection des pluies dans le domaine des longueurs d'ondes sub-millimétriques sont à l'étude. On peut citer l'exemple du projet *Geostationary Observatory for Microwave Atmospheric Sounding* (GOMAS) (Bizzari *et al.*, 2007). La formation d'une constellation de satellites à orbite basse est alors une solution afin d'améliorer la densité d'observations des précipitations dans les MO.

La constellation GPM (Hou *et al.*, 2011) est constituée de plusieurs satellites existants et en projet et du satellite américano-japonais 'leader' GPM-CORE. Cette plateforme embarque le radiomètre GPM *Microwave Imager* (Newell *et al.*, 2007) et un radar bi-fréquences.

Le satellite Megha-Tropiques, développé par le Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) et l'*Indian Space Research Organization* (ISRO), fait partie de cette constellation. Il a été lancé le 12 octobre 2011 sur une orbite à 867 km d'altitude. L'inclinaison de 20° par rapport à l'équateur permet de 3 à 6 passages quotidiens aux mêmes coordonnées géographiques de la bande comprise entre 25° N et 25° S. La charge utile est composée de quatre instruments : un radiomètre imageur MO (MADRAS) à cinq fréquences (18 ; 23 ; 37 ; 89 et 157 GHz), un sondeur MO (SAPHIR) à six canaux proches de 183 GHz, un radiomètre (SCARAB) à quatre canaux dans le VIS et IR, un instrument de radio-occultations GPS (GPS-ROS). La résolution temporelle et les caractéristiques des mesures par MADRAS/Megha-Tropiques permettent d'étudier les activités convectives (Roca *et al.*, 2011). Ainsi, Fiolleau and Roca (2011a) montrent que l'échantillonnage des mesures rapprochées dans le temps favorise l'examen du cycle diurne des systèmes convectifs.

Finalement, Chambon (2011) présente une simulation de la constellation GPM dans les Tropiques. Il démontre que la densité d'observations par MO permet de se rapprocher de la période d'auto-corrélation caractéristique des pluies. En moyenne, l'obtention d'une mesure par MO toutes les 3h en un lieu donné améliore le suivi des précipitations. Cependant, si on projette l'évolution du nombre de capteurs MO de 2009 à 2021 (figure 9), on observe que la densité du réseau atteint son maximum avec dix capteurs en 2015.

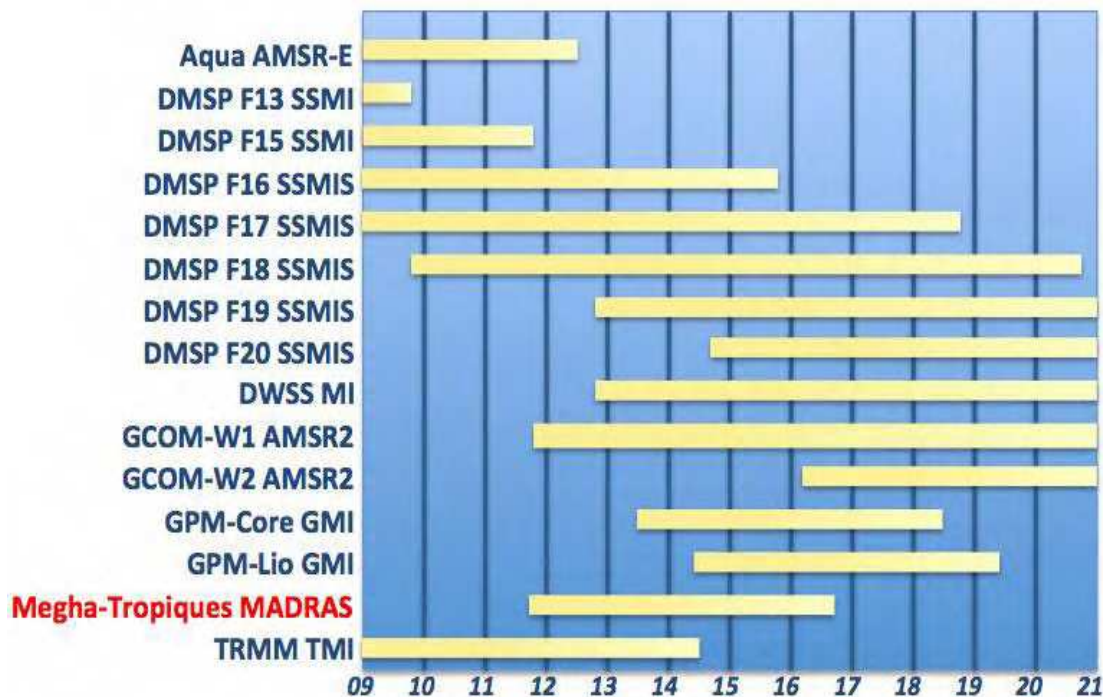


Figure 9 : Durées de vie des satellites embarquant des radiomètres à micro-ondes passives à scan conique (D'après Hou *et al.*, 2011 ; Huffman *et al.*, 2010).

4. Conclusion

A l'échelle planétaire, les réseaux pluviométriques au sol ont une distribution spatiale et un historique des reports relativement hétérogènes d'une région à l'autre du globe. En Amazonie brésilienne Légale, les SO conventionnels des précipitations sont quantitativement faibles, on compte ainsi dix radars météorologiques.

Les SO depuis l'espace permettent alors d'envisager un suivi des précipitations avec une bonne couverture spatiale du territoire étudié. Toutefois, à travers leur grande diversité, chaque satellite météorologique possède des résolutions spatiotemporelles propres en lien avec ces caractéristiques orbitales. Ces dernières influencent aussi les propriétés électromagnétiques des canaux. La constellation GPM permettra d'améliorer les techniques d'estimation des précipitations avec en particulier le lancement d'un radar et une résolution temporelle des capteurs MO améliorée.

Le chapitre suivant vise à décliner les différents principes d'estimation des précipitations dérivés des différentes bandes spectrales des satellites météorologiques présentés précédemment.

Chapitre 3. Principes d'estimation des précipitations par satellite

1. Introduction

Débuté en 1967, le *Global Atmospheric Research Program* (GARP), mené par l'Organisation Mondiale de la Météorologie (MMO) et l'*International Council of Scientific Unions* (ICSU) a pour objectifs de mieux appréhender les circulations atmosphériques et d'améliorer les techniques d'estimation des précipitations. En 1974, lors du *GARP Atlantic Tropical Experiment* (GATE), les premières mesures des précipitations dérivées des capteurs des satellites météorologiques sont évaluées. En météorologie spatiale, suivant la fréquence du capteur, on peut déterminer le contenu en eau liquide des nuages (domaine spectral du visible), l'altitude des nuages (imageur IR), la teneur en vapeur d'eau, eau liquide et glace dans le nuage (MO). Ces données d'entrée dans les techniques d'estimations des précipitations peuvent être utilisées séparément ou combinées. Dans ce dernier cas, on parle de techniques d'estimations des précipitations multi sources. De nombreux algorithmes sont répertoriés dans Kidder et Haar (1995), Levizzani *et al.* (2007), Kidd *et al.* (2009) et Kidd and Huffman (2011).

On présente ici les différentes méthodes d'estimation des précipitations dérivées du visible et des IR et ensuite des MOP. Pour chaque domaine spectral, on se focalise sur les techniques couvrant la ceinture tropicale. Enfin, on décrit les produits satellitaires multi sources utilisés dans cette thèse pour le suivi des précipitations en Amazonie brésilienne.

2. Méthodes issues des données du visible et de l' Infra Rouge

Les domaines du VIS et de l'IR ont des longueurs d'onde en μm comprises respectivement entre $[0,38 ; 0,78]$ et entre $[0,78 ; 1000]$. La détection des nuages dans le domaine spectral du VIS par satellite est identique à l'observation par l'œil humain. Ainsi, les sommets des masses nuageuses apparaissent plus brillants que les surfaces terrestres à cause de la réflexion des rayonnements solaires. Cette brillance dépend de l'épaisseur des nuages ; une relation entre les nuages épais et les surfaces précipitant est établie. Les canaux VIS permettent aussi de déterminer le type de nuages. Un sommet de nuages rugueux est caractéristique des nuages à forte ascendance alors que les nuages à sommets lisses définissent les stratus. Le Proche Infra Rouge (PIR) apporte des informations sur la taille et la phase solide ou liquide des particules des sommets des nuages. Il fournit aussi des éléments sur les aérosols. L'inconvénient des détections par le VIS et le PIR est la dépendance aux rayonnements solaires.

L'estimation des précipitations par IR est basée sur les mesures de température au sommet des nuages, fournies nuit et jour. On retient le fait que plus le sommet des nuages est froid et plus les taux des précipitations sont importants. Cependant, cette relation entre la température des sommets des nuages et taux de précipitations varie selon les régimes climatiques et les systèmes pluvieux. Entre 5 et 8 micromètres, les canaux de vapeur d'eau

mesurent la vapeur d'eau à mi-atmosphère et enregistrent les traceurs pour observer les vents atmosphériques. Les canaux de l'IR thermique permettent de réduire les effets atmosphériques pour les mesures des températures de surfaces terrestres et des sommets des nuages. Ces bandes spectrales sont également utilisées pour étudier l'instabilité atmosphérique.

Le *Goes Precipitation Index* (GPI) décrit par Arkin and Meisner (1987) est une des méthodes d'estimation des précipitations dérivées de l'IR la plus connue. La procédure d'estimation est obtenue en multipliant la surface couverte par les nuages à sommets froids par la période et le taux de précipitations. Les surfaces couvertes par les nuages à sommets froids sont déterminées par le pourcentage des pixels de la grille satellitaire avec une température de brillance (T_b) dans l'IR inférieure au seuil de 235 K. Elles sont moyennées pendant la période d'observation (heure). La constante de précipitations est de 3 mm.h^{-1} . La valeur du seuil de la T_b , la taille de la grille et la valeur de la constante du taux de précipitations ont été évaluées lors du GATE (Arkin, 1979). La précipitation P cumulée s'exprime :

$$P (\text{mm}) = F \times T \times 3 \text{ mm.h}^{-1} \quad (5)$$

Où F est la fraction des pixels de la grille satellitaire avec $T_b < 235 \text{ K}$ et T est l'intervalle de temps entre deux observations (en heure).

Le GPI est un produit largement implémenté dans les centres météorologiques.

L'étude des estimations des précipitations par satellite en Afrique connaît des évolutions depuis de nombreuses années. Le groupe *Tropical Applications of Meteorology using SATellite and other data* (TAMSAT) de l'Université de Reading au Royaume-Uni (Chadwick *et al.*, 1986) développe un produit à l'aide des données IR thermique de METEOSAT. Cette méthode utilise des durées de nuages à sommets froids cumulées (en anglais : *Cold-Cloud-Duration*, CCD) sur une période donnée en supposant une relation linéaire entre les taux de précipitations et la détection des pixels de la grille satellitaire supérieurs à un seuil de température donné. Les CCD sont ensuite calibrées par les coefficients de régression linéaire avec les données pluviométriques historiques cumulées au sol (Grimes *et al.*, 1999). La FAO a diffusé cette technique d'estimation des précipitations de manière systématique (Snijders, 1990). De nombreuses limitations de cet algorithme amènent des équipes du Centre de coopération internationale en recherche agronomique pour le développement (CIRAD) et de l'Institut de Recherche Agronomique (INRA) (Negret *et al.*, 1988) à considérer des données telles que la température au sol afin d'améliorer les résultats d'estimation. L'équipe Orstom de Lannion (Carn *et al.*, 1989) améliore ces recherches en y intégrant la température de l'air. Toutefois, de nombreuses erreurs d'estimation persistent et face à un manque de données au sol en Afrique de l'Ouest, on assiste à la formation du réseau de recherche Estimation des Précipitations par Satellite (EPSAT) (Cadet et Guillot, 1991). Lahuec et Guillot (1994) décrivent les principaux intérêts des satellites météorologiques pour une meilleure compréhension des climatologies régionales et les difficultés d'estimations par satellite.

Le lancement des satellites TRMM et METEOSAT ouvre de nouvelles perspectives de développement algorithmique avec le développement d'une technique régionale l'EPSAT-SG (Estimation des précipitations par satellite - Deuxième génération). L'EPSAT-SG, développé par le Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) (Bergès *et al.*, 2010), associe une probabilité de précipitations et une intensité pluviométrique potentielle pour l'estimation des précipitations. Les probabilités des précipitations sont obtenues par l'utilisation des données SEVIRI (IR) et du produit radar de TRMM (PR) dans un réseau neuronal. Ces données de sortie sont alors combinées avec les données au sol du produit GPCP-1dd pour générer les intensités des précipitations.

L'hydro-estimateur est une autre technique dérivée de l'IR. Il intègre les caractéristiques et les structures des précipitations en Amérique du Sud, adapté de la méthode développée au *National Environmental Satellite, Data, and Information Service* (NESDIS) (Vincente *et al.*, 1998 ; 2001). Cette dernière est construite sur une relation exponentielle empirique entre la Tb mesurée au sommet des nuages à partir des données IR du satellite GOES (en 2012, GOES-12 – canal 4). Le taux de précipitation mesuré en temps réel est ajusté en incluant des paramètres tels que l'orographie, l'humidité relative, le niveau d'équilibre convectif pour les systèmes chauds d'altitude (Scofield, 1987 ; 2001). L'hydro estimateur est adapté aux conditions et structures spatiales de précipitations en Amérique du Sud. Ce produit est implémenté depuis 2004 à la DSA de l'INPE (figure 10).

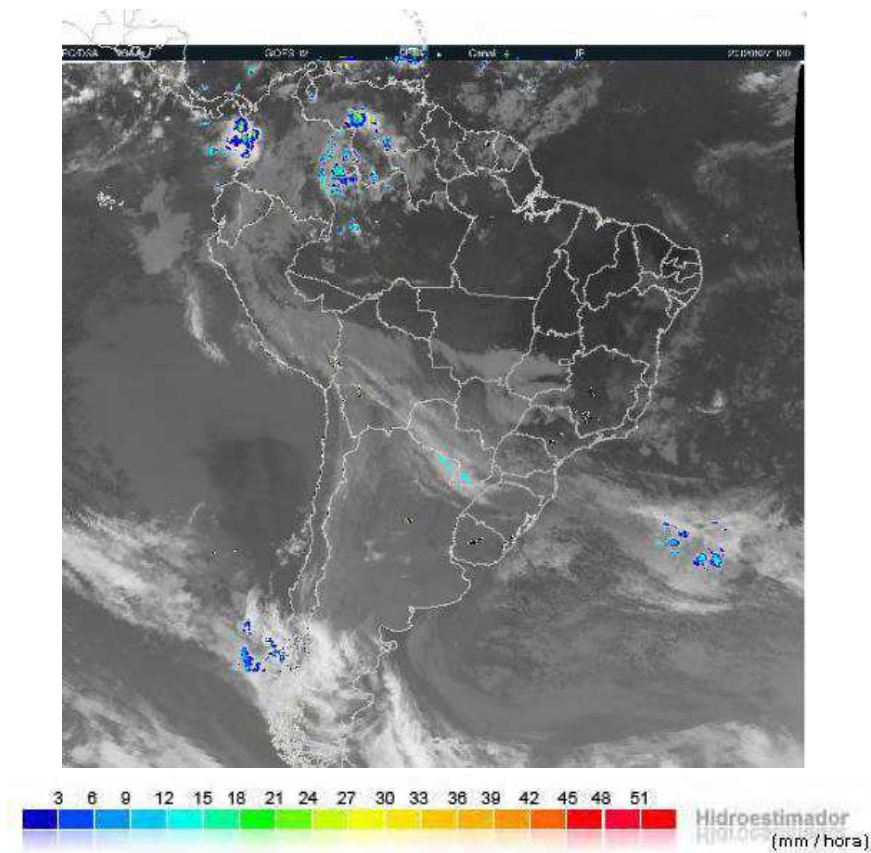


Figure 10 : Estimation des précipitations par l'hydro-estimateur en Amérique du Sud le 27 août 2011 à 11h30 (GMT) (source : http://sigma.cptec inpe.br/prec_sat/).

En résumé, les mesures issues des canaux du VIS et de l'IR présentent l'avantage d'avoir une bonne fréquence temporelle. Cependant, l'inconvénient est que la relation entre la température des sommets des nuages et les taux de précipitations est indirecte. Ainsi, des nuages fins d'altitude tels que les cirrus peuvent apparaître comme nuages précipitant alors que des nuages bas précipitant (nuages chauds) comme les cumulus (Cu) ne sont pas détectés (Kidd *et al.*, 2009) (figure 11).

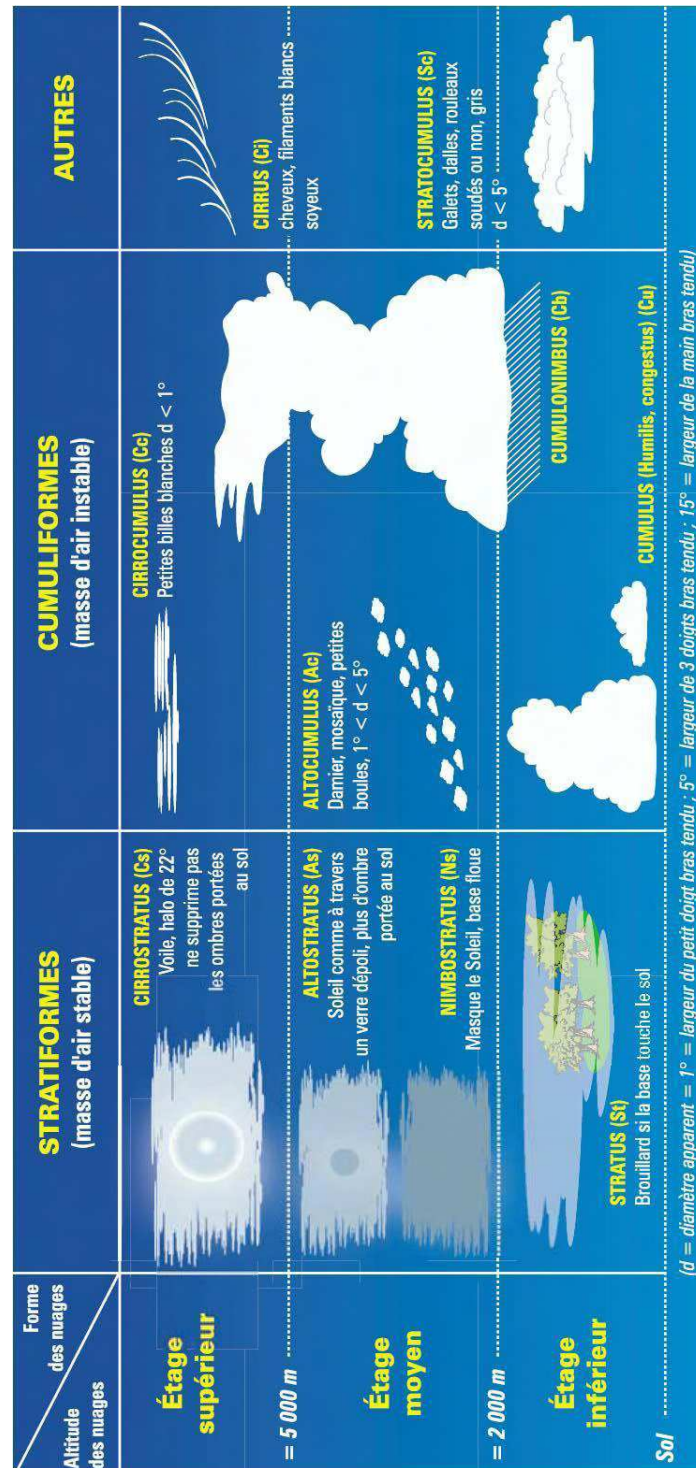


Figure 11 : Illustration de la répartition des différents types des nuages précipitants et non précipitants dans l'atmosphère.

3. Méthodes issues des Micro-ondes passives

Le domaine des MO (ou hyperfréquences) possède des fréquences comprises entre [1 ; 300 GHz], ce qui équivaut aux longueurs d'ondes entre [30 cm ; 1 mm]. Dans ce domaine spectral, l'atmosphère gazeuse est caractérisée par une absorption résonante. Ainsi, la vapeur d'eau absorbe les rayonnements incidents aux fréquences de 22 GHz et 183 GHz et l'oxygène dans la gamme de [50 ; 70 GHz] et à 118 GHz. En clair, pour la détection des précipitations, la radiométrie passive a lieu dans les 'fenêtres atmosphériques'.

Les interactions entre les rayonnements et les nuages et les précipitations sont marquées par l'absorption non résonante et la diffusion des hydrométéores, définie par la théorie De Mie. Lorsque la taille des particules (aérosols, gouttelettes d'eau et cristaux de glace) est de l'ordre de grandeur ou plus grande que la longueur d'onde du rayonnement, la diffusion de Mie se produit. Elle est inversement proportionnelle à la longueur d'onde du rayonnement incident. En résumé, en présence des précipitations, l'absorption par les gouttes d'eau est importante aux basses fréquences [19 et 36,5 GHz], alors qu'on observe la diffusion par les cristaux de glace aux fréquences élevées (86 GHz).

Les mesures des précipitations par MOP sont basées sur la loi de Planck qui décrit la distribution du rayonnement électromagnétique d'un corps noir en fonction de la longueur d'ondes à une température donnée. Dans ce domaine spectral, la variable enregistrée par le capteur est la valeur intégrée de toute la colonne de l'atmosphère (si le nuage n'est pas épais ni de corps noir) ; les absorptions par les gaz atmosphériques, les émissions et réflexions des surfaces terrestres sont alors incluses dans cette valeur (Kidd and Levizzani, 2011). Il existe alors une distinction entre les mesures des précipitations par MOP sur les surfaces terrestres et les surfaces en eau (océans, lacs, etc).

En ciel clair, la température de brillance T_b de la surface et son émissivité, qui dépend du type de surface, sont mesurées. Les surfaces en eau sont caractérisées par une énergie émise dans les MO environ deux fois plus faibles que celle spécifiée par la loi de Planck ; ce qui signifie que la température de ces surfaces apparaît deux fois moins importantes que leur température réelle. L'émissivité des surfaces en eau est comprise entre [0,3 ; 0,7] selon l'état de surface (rugosité, etc), la fréquence de polarisation et l'angle de visée. Les surfaces terrestres sont caractérisées par une radiation émise variable d'une surface à l'autre et plus forte que les surfaces en eau dans les MOP. L'énergie émise par les surfaces terrestres équivaut globalement à 90% de leur température réelle. Leur émissivité est comprise entre [0,9 ; 1,0] en fonction de l'humidité, du type et de la rugosité du sol. Par conséquent, le radiomètre enregistre des T_b froides sur les surfaces en eau et des T_b chaudes sur les surfaces terrestres.

Lorsqu'il y a des nuages et des précipitations, on a vu que les hydrométéores précipitant présentent la principale source d'atténuation atmosphérique par leur absorption et diffusion des rayonnements. Les gouttes de pluie, source d'absorption, émettent une température égale à leur température réelle. Ainsi, les radiomètres MOP enregistrent une scène où les surfaces précipitantes sont 'plus chaudes' que les océans. Pour les surfaces terrestres, il apparaît plus difficile de détecter les surfaces précipitantes par un manque de

contraste sur la scène enregistrée par le capteur. Le signal reçu par l'absorption des gouttes a un lien direct avec la mesure du volume d'eau. Dans les hautes fréquences des MOP, on observe une forte dispersion dans toutes les directions des particules de glace (associées à la formation des gouttes de pluie) au sommet des nuages. Seule une partie du rayonnement diffusé par la couche supérieure de la glace est enregistrée par le capteur. La réduction du signal capté permet ainsi de discriminer les surfaces terrestres 'plus chaudes' et les surfaces précipitant plus froides. Ainsi, la détection des surfaces précipitantes est possible sur tous les types de surfaces. Toutefois, comme le coefficient de diffusion est variable, le lien entre les taux de pluie et le signal de diffusion est indirect et difficilement quantifiable.

Dans le domaine spectral des MOP, on observe les phénomènes d'absorption pour les basses fréquences (18,7 et 36,5 GHz) et de diffusion pour les hautes fréquences (85-89 GHz). A 85-89 GHz, la diminution de la T_b à cause de la diffusion des cristaux de glace signifie une augmentation des taux de pluie. L'interaction entre le signal reçu par le radiomètre et les volumes précipités est indirecte mais la mesure est possible sur tous les types de surfaces. Pour les basses fréquences, la mesure des taux de précipitations est proportionnelle au signal capté mais la détection des surfaces précipitant est difficile sur les surfaces terrestres. A 18,7 GHz, la T_b atteint une saturation pour les forts taux de pluie. A 36,5 GHz, on observe une diminution des T_b pour les forts taux de pluie car en plus de l'absorption par les gouttes, il existe une diffusion par la glace.

En conclusion, les mesures des précipitations par MOP permettent d'étudier les processus internes aux nuages. Cependant, les faibles résolutions spatiales et temporelles de ces capteurs sont problématiques. En effet, les capteurs MOP sont embarqués sur les satellites LEO et permettent donc au maximum deux enregistrements par jour pour une même situation géographique. La résolution spatiale des mesures par MOP apporte en outre une incertitude liée notamment à l'effet « beam filling ». Le « beam filling » est défini par un *field of view* (FOV) du pixel MOP partiellement rempli et par une discontinuité verticale de la pluie dans le FOV du pixel. Ainsi, Kummerow *et al.* (1998) montrent que pour une T_b mesurée de 180 K à 10 GHz, le taux de précipitations moyen intégré va de 8 mm.h⁻¹ à 30 mm.h⁻¹ (figure 12). Afin de diminuer cet effet, on peut combiner les mesures des différents canaux MOP d'un même radiomètre. Toutefois, la résolution spatiale du pixel diminue avec l'augmentation des fréquences à cause de la taille de l'antenne des radiomètres pour tous les capteurs. Pour une même fréquence, la taille du pixel varie d'un radiomètre à l'autre. Chambon (2011) précise alors que « *pour un pixel micro-ondes donné, l'estimation de taux de pluie multi spectrale est issue d'intégrations spatiales de différents champs de vue. La résolution spatiale d'une estimation de taux de pluie dérivé de T_b micro-ondes n'est pas déterminée précisément ; cette résolution est intermédiaire à celle des canaux du système d'observation utilisé.* »

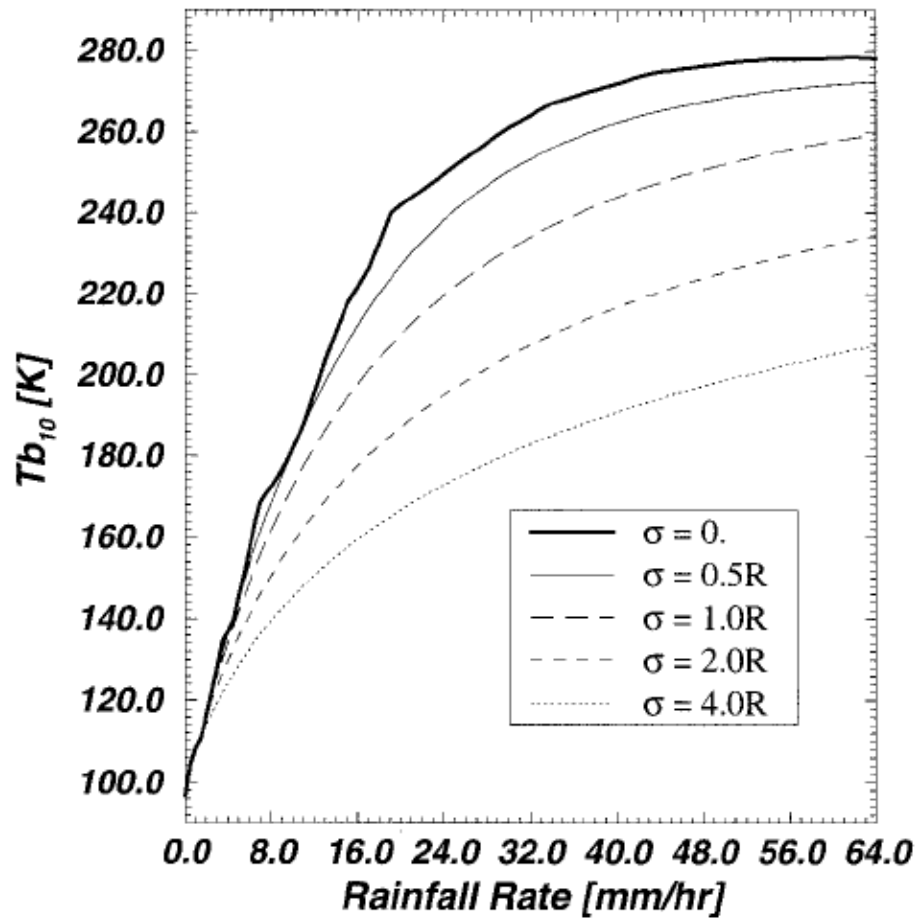


Figure 12 : Taux de précipitations moyen intégrés et dérivés des Températures de brillance Tb pour différents champs de vue du pixel MO (Kummerow *et al.*, 2008).

Les techniques d'estimations des précipitations dérivées des observations MO peuvent être globalement divisées en deux catégories (Kidd *et al.*, 1998) : les techniques empiriques qui calibrent les observations MO avec des données de surface (ex. Grody, 1991 ; Adler *et al.*, 1994 ; Ferraro *et al.*, 1998 ; Biscaro et Morales, 2008) et des techniques physiques (ex. Mugnai and Smith, 1988 ; Evans *et al.*, 1995 ; Kummerow *et al.*, 2001 ; Viltard *et al.*, 2006). Ces dernières utilisent une base de données de calculs de transfert radiatif basés sur des profils atmosphériques (observés ou modélisés), qui sont comparés avec des observations de Tb . Plus le nombre de canaux utilisés est important et plus il y a de chances de trouver un profil précis d'hydrométéores dans la base de données caractéristiques de différents systèmes précipitants. Parmi les méthodes physiques, le *Goddard profiling algorithm* (GPROF) (Kummerow *et al.*, 2001) restitue les profils de structure verticale des précipitations par une approche bayésienne afin de comparer les Tb observés aux Tb simulés par un modèle de transfert radiatif d'Eddigton (Kummerow, 1993). Ce modèle utilise en entrée des profils d'hydrométéores dérivés de modèles de détection de nuages. Les profils d'hydrométéores du GPROF (produit TRMM2A12) sont notamment utilisés pour détecter les pluies dans l'algorithme EPSAT-SG. L'algorithme BRAIN (Viltard *et al.*, 2006) est dérivé de l'algorithme GPROF. BRAIN est basé sur une base de données observée à la fois par le radiomètre TMI et par le radar PR du satellite TRMM. Cette technique a évolué et a été implémentée pour la mission Megha-Tropiques (Viltard *et al.*, 2011) afin d'intégrer les

données MO dérivées du radiomètre MADRAS. Une description du produit BRAIN est accessible dans la thèse de Chambon (2011).

Ensuite, la technique statistique *the University of São Paulo probability algorithm* (UsProb, Biscaro et Morales, 2008) utilise les données du TRMM/TMI afin d'estimer les précipitations sur le Bassin amazonien. Cet algorithme est basé sur une relation empirique entre les mesures coïncidentes des taux de pluie de surface et les Tb de 85 GHz observées par le radar PR et le TMI embarqués par TRMM. Les auteurs considèrent que l'algorithme a des résultats compatibles avec les systèmes observés sur la région d'études. Une évaluation de la méthode est réalisée lors de la campagne de terrain TRMM-LBA en 1999.

Enfin, plusieurs autres produits MO ont été développés. Ainsi, on peut citer par exemple le TRMM3B40(RT) implémenté par la NASA, le *Microwave Integrated Retrieval System* (MIRS, Boukabara *et al.*, 2007)¹² et le *Microwave Surface and Precipitation Products System* (MSPPS, Ferraro *et al.*, 2005) par NESDIS.

4. Les produits satellitaires multi sources

Les produits satellitaires multi sources utilisent les données IR et MO combinées des différents satellites météorologiques opérationnels. De nombreux algorithmes ont été construits par les différents centres météorologiques. Cependant, la mise à disposition et la fiabilité des données sont relativement variables d'un produit à l'autre. Ici, on présente les produits satellitaires utilisés dans la partie 3 de cette thèse. Les algorithmes TRMM3B42, PERSIANN et CMORPH couvrent l'ensemble de la ceinture tropicale puisque les données TRMM sont incluses dans les produits.

4.1. TRMM3B42

L'algorithme TRMM-3B42, développé par la NASA, est un produit d'estimation des précipitations issu de la mission TRMM. Il combine des données satellites et des données au sol sur le schéma du TRMM *Multisatellite Precipitation Analysis* (TMPA). Huffman *et al.* (2007) décrivent la construction de TRMM-3B42. Dans un premier temps, l'algorithme GPROF (Kummerow *et al.*, 2001) est utilisé pour l'estimation des précipitations intégrant les données MO des satellites LEO TRMM/TMI, AQUA/AMSR-E, DMSP/SSMI et AMSU-B. Ces estimations sont calibrées à partir des paramètres mensuels du TRMM/TMI *Combined Instrument* (TCI) et adaptées à une grille de résolution de 0,25° x 0,25°. Ces données d'estimations MO calibrées sont fusionnées avec les données IR issues des satellites GOES-W, GOES-E, GMS, METEOSAT-5 et METEOSAT-7 et NOAA-12. Puis, les estimations des précipitations fusionnées IR/MO sont intégrées dans une grille pour chaque observation. Enfin, les mesures des données au sol du GPCC sont incluses dans la procédure. A la différence du produit TRMM3B42(version recherche, v), le TRMM3B42(*Real Time*, RT)¹³ n'inclue pas les données au sol du GPCC.

¹² <http://mirs.nesdis.noaa.gov/algorithm.php>

¹³ <ftp://trmmopen.gsfc.nasa.gov/pub/merged/>

Les données en sortie de l'algorithme TRMM3B42(v) ont une résolution temporelle de 3 heures avec des valeurs de taux de précipitations en mm.h^{-1} . La zone géographique couverte s'étend de la latitude 50° N à 50° S pour une grille de résolution spatiale de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ (figure 13). Les données du produit sont disponibles depuis le 1^{er} janvier 1998 jusqu'à présent.

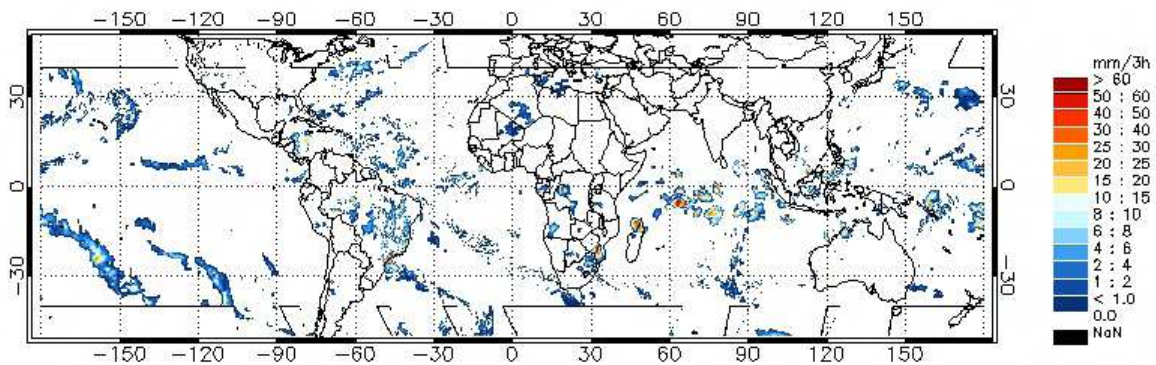


Figure 13 : Taux des précipitations en mm.3h^{-1} estimés par le produit TRMM3B42(v6) le 1^{er} janvier 2000 à 0h30 (UTC)
(source :http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/precipitation/documentation/TRMM_README/TRMM_3B42_readme.shtml).

4.2. PERSIANN

Le développement de l'algorithme *Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Network* (PERSIANN) par le *Center for Hydrometeorology and Remote Sensing* (CHRS) a connu plusieurs évolutions (Hsu *et al.*, 1997 ; Hsu, 1999). L'algorithme est basé sur une procédure de classification utilisant un réseau neuronal artificiel. Les données en entrée de cette fonction sont les T_b mesurées à partir des canaux IR ($10,2 - 11,2 \mu\text{m}$) des images satellites géostationnaires GOES-8, GOES-9/10, GOES-12, GMS-5, METEOSAT-6 et METEOSAT-7 fournies par la NOAA (Janowiack *et al.*, 2000). Le produit TMI 2 A12 mesurant le taux de précipitations instantanées issus des données TRMM (Kummerow *et al.*, 2000) est utilisé dans la phase d'apprentissage du réseau neuronal. Les taux de précipitations mesurés toutes les 30 minutes sont agrégés aux précipitations cumulées de 3 (et 6) heures (unité : mm.3h^{-1}). Les données de sortie ont une résolution spatiale de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ (figure 14) et une résolution temporelle de 3 (et 6) heures. La zone géographique couverte par l'algorithme s'étend de la latitude 50° N à 50° S et le produit est disponible depuis le 2 mars 2000 jusqu'à présent.

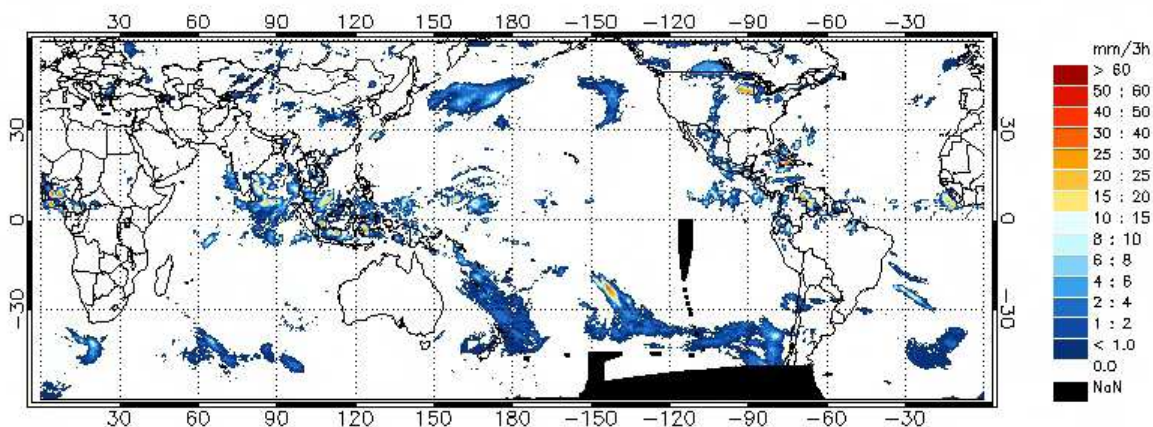


Figure 14 : Taux des précipitations en $\text{mm}\cdot\text{3h}^{-1}$ estimés par le produit PERSIANN le 153^e jour de l'an 2000 à 3h (UTC) (source : <http://chrs.web.uci.edu/persiann/data.html>).

4.3. CMORPH

La CPC MORPHING technique (CMORPH) a été développée au *Climate Prediction Center* (CPC) de la NOAA (Joyce *et al.*, 2004). Le produit satellitaire CMORPH utilise des estimations de précipitations qui ont été dérivées à partir d'observations satellitaires MO. Les données IR, issues des satellites géostationnaires, sont utilisées en tant que vecteur de propagation des caractéristiques des précipitations mesurées par MO pendant les périodes où ces données ne sont pas disponibles à un endroit donné. A ce jour, les estimations des précipitations proviennent des capteurs MO passives à bord du DMSP 13, 14 & 15 (SSM/I), la NOAA-15, 16, 17 & 18 (AMSU-B), et AMSR-E à bord de l'AQUA de la NASA et TMI embarqué sur la plateforme TRMM. Ces estimations sont générées par les algorithmes de Ferraro (1997) pour SSM/I, Ferraro *et al.* (2000) pour AMSU-B et Kummerow *et al.* (2001) pour TMI. Cette technique n'est pas un algorithme mais une technique qui combine les estimations des précipitations dérivées des MO issues des algorithmes citées précédemment. Ainsi, cette combinaison des différentes sources satellitaires MO, sans l'apport de l'IR, définit le produit **MWCOMB** qui sera utilisé dans le chapitre 9.

Les produits CMORPH et MWCOMB sont disponibles depuis le 3 décembre 2002 à différentes résolutions spatiales et temporelles avec une couverture globale de 60° N à 60° S (figure 15).

D'autres produits tels que le NRLblend¹⁴, développé par la *Naval Research Laboratory* (NRL), le *Global Satellite Mapping of Precipitation* (GSMaP)¹⁵ par la *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA) et le *Self-Calibrating Multivariate Precipitation Retrieval* (SCAMPR) par le NESDIS sont utilisés dans les travaux de l'*International Precipitation World Group* (IPWG). Enfin, plus récemment, Chambon *et al.* (2012b) ont développé l'algorithme *Tropical Amount of Precipitation with an Estimate of ERRors* (TAPEER) qui consiste à fusionner les taux de pluie instantanés dérivés des MOP par l'algorithme BRAIN (Viltard *et al.*, 2006) avec l'imagerie IR pour élaborer des cumuls de pluie. Cette méthodologie conduit à la formation d'un produit satellitaire appelé TAPEER-

¹⁴ <http://www.nrlmry.navy.mil/sat-bin/rain.cgi>

¹⁵ <http://sharaku.eorc.jaxa.jp/GSMaP/>

BRAIN. Ce produit est disponible quotidiennement à une résolution spatiale de $1^\circ \times 1^\circ$ sur la ceinture tropicale. Il sera utilisé de manière opérationnelle pour la mission Megha-Tropiques.

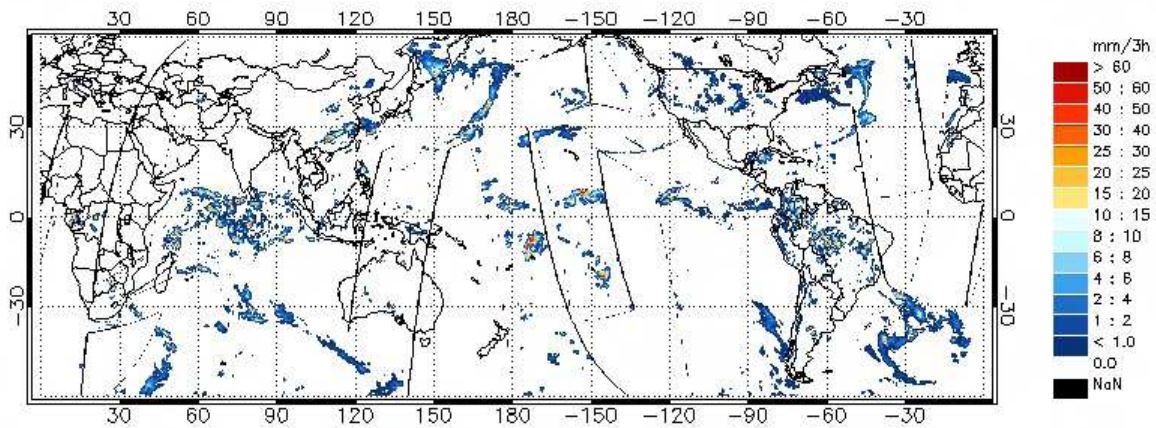


Figure 15 : Taux des précipitations en mm.3h⁻¹ estimés par le produit CMORPH le 18 décembre 2002 à 12h00 (UTC) (source : http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/janowiak/cmorph_description.html).

5. Conclusion

Compte tenu de sa couverture quasi-globale, la télédétection est un outil essentiel pour cartographier et évaluer la variabilité des précipitations en Amazonie. Toutefois, la conversion des mesures par satellite en estimation quantitative des précipitations (QPE, *Quantitative Precipitation Estimation*) pose de nombreux défis. Les canaux des différents capteurs des satellites météorologiques GEO et LEO -par extension les données de stations au sol et radar- sont combinés afin d'améliorer la détection et l'estimation des précipitations. Les produits profitent ainsi des avantages des mesures par l'IR et des MO qui ont respectivement une bonne résolution temporelle et une relation plus directe avec les taux de pluie. Mais, l'analyse des erreurs des estimations devient plus difficile face à la complexité des algorithmes multi sources. Différentes sources d'erreurs d'estimation par satellite subsistent, notamment celles liées à l'algorithmie et à l'échantillonnage des pluies difficiles à caractériser. Chambon (2011) note que l'objectif opérationnel des algorithmes est le plus souvent la diminution des erreurs d'estimation et non leur caractérisation. Les fiabilités des algorithmes sont évaluées à différentes échelles spatiotemporelles. Le chapitre suivant consiste à définir le bilan des erreurs d'estimation quantitative des précipitations.

Chapitre 4. Analyse des erreurs d'estimation des précipitations

1. Introduction

Les estimations quantitatives des précipitations (QPE) par les différents systèmes d'observation (SO) évoqués précédemment souffrent d'erreurs qui peuvent être liées à l'outil utilisé ou à la méthodologie de représentation des champs de pluie. La caractérisation de ces erreurs est primordiale afin d'améliorer les SO et/ou les techniques d'estimation des précipitations. Les SO conventionnels sont associés à une plus grande fiabilité des mesures des pluies. Toutefois, la précision de l'échantillonnage des champs de pluie est fortement liée à la distribution géographique des instruments de mesure. Les erreurs des QPE par satellite sont plus complexes à analyser. Afin de qualifier et quantifier ces dernières, de nombreuses études s'appuient sur des QPE de référence.

Dans ce chapitre, après avoir défini les QPE, on s'intéresse aux techniques déployées afin de représenter les champs de pluie mesurée par les pluviomètres. Ensuite, les erreurs des QPE par satellite sont analysées. Enfin, de nombreuses études de validation et d'inter-comparaison des QPE par satellite et des QPE de référence sont présentées à différentes échelles spatio-temporelles.

2. Définition des estimations quantitatives des précipitations

Par définition, les QPE considèrent le volume d'eau précipitée et l'erreur d'estimation pour une région et une période donnée (QPE/QPF, *Quantitative Precipitation Forecasting*, 2010). L'erreur quadratique d'une erreur de QPE est constituée d'un biais et d'une imprécision ou écart-type. Le biais d'un ensemble de QPE peut être forte et son imprécision faible et inversement (Chambon, 2011). Prenons l'exemple d'une mesure pluviométrique cible P de 15 mm à la longitude -50° et latitude 0° . La figure 16-a) représente un ensemble de QPE avec un faible biais par rapport à la valeur cible mais une imprécision importante. En clair, les valeurs estimées sont quantitativement proches de la valeur cible mais leur imprécision spatiale est grande. La figure 16-b) montre un ensemble de QPE avec un biais important et une faible imprécision. On observe ainsi des mesures de l'ordre de 5 mm, quantitativement éloignées de la valeur réelle égale à 15 mm mais leur imprécision est faible car les estimations sont spatialement regroupées.

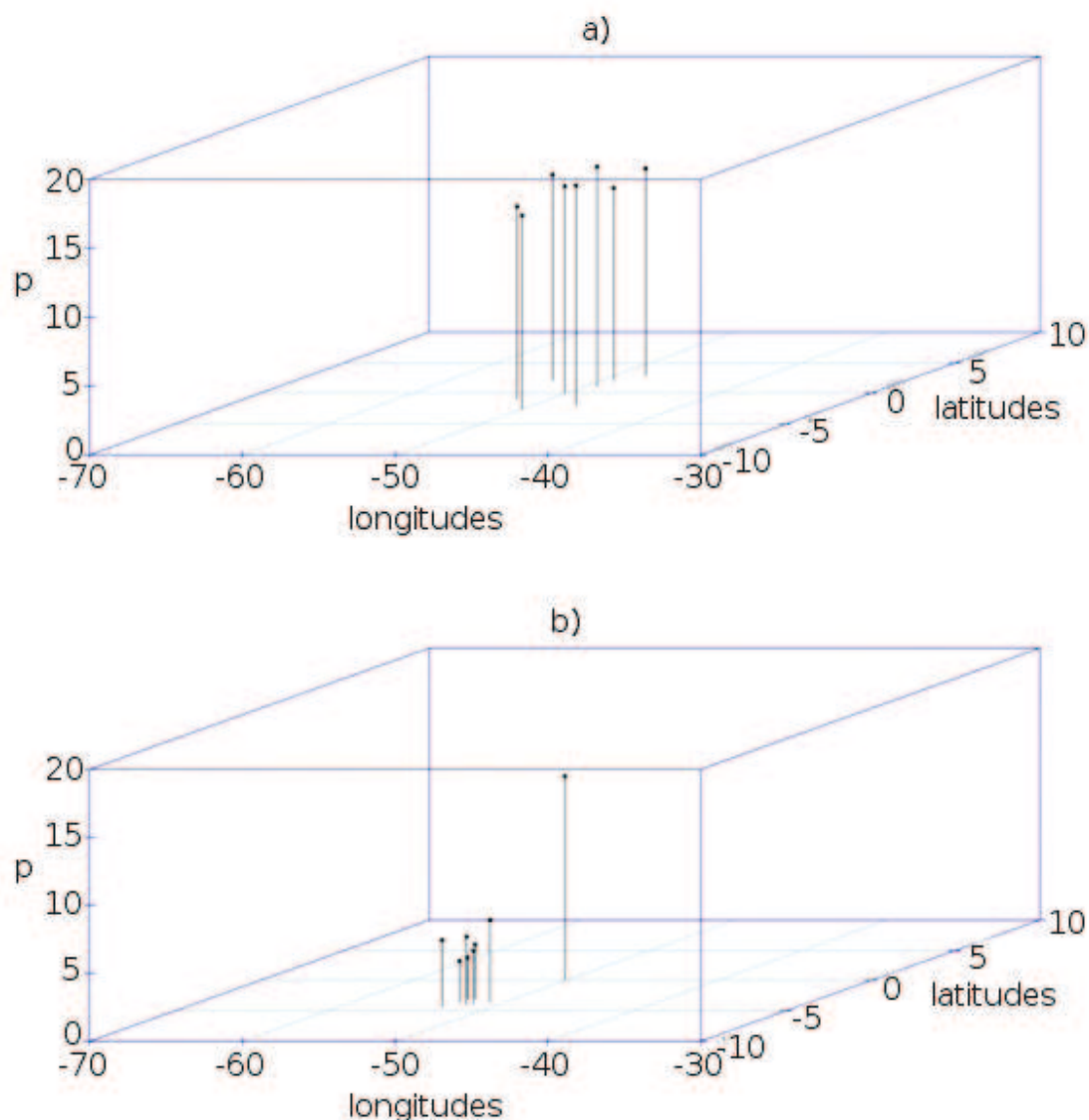


Figure 16 : Schémas représentant les incertitudes et les biais d'un ensemble de QPE par rapport à une donnée de référence : a) Illustration d'une QPE avec un biais faible et une incertitude importante et vice-versa pour b).

Les QPE peuvent être réalisées à partir de mesures par satellite ou par des mesures au sol qui servent principalement de QPE de référence.

3. Les QPE de référence

Les QPE de référence peuvent être des mesures de précipitations par satellite, radar ou des pluviomètres. Ici, on se focalise sur les QPE par les pluviomètres qui fournissent généralement des mesures ponctuelles fiables des précipitations, mais souffrent d'une faible couverture spatiale. De nombreuses méthodes d'interpolation existent afin d'estimer quantitativement les précipitations. L'objectif de cette section n'est pas d'évaluer la meilleure technique d'interpolation pour les données utilisées. Plusieurs études comparatives publiées, menées à différentes échelles spatiotemporelles, analysent largement ce sujet (ex. Ali *et al.*,

2005a ; Vishel *et al.*, 2011). On présente les différentes techniques d'interpolation utilisées pour la cartographie des précipitations.

Ainsi, l'adaptation sphérique de la méthode de Shepard (1968) est choisie pour ses meilleurs résultats par Willmott *et al.* (1985) afin d'interpoler des données de précipitations de long terme issues de plus de 24.000 stations météorologiques. A partir de ces résultats, le GPCC construit un produit global mensuel d'environ 7.000 observations continentales qualitativement contrôlées et interpolées par la méthode de Shepard (Rudolf *et al.*, 1994). L'interpolation optimale (OI) de Gandin (1965) est une méthode d'interpolation tenant compte de la structure de dépendance spatiale des données. Les études de l'ingénieur minier Krige (1951) développent les fondements de cette méthode. Ainsi, la terminologie de krigeage, proposée par Matheron (1962), est la plus connue. Bussières et Hogg (1989) comparent quatre techniques (Barnes, 1964 ; Cressman, 1959 ; Shepard, 1968 et l'OI de Gandin, 1965) pour les données quotidiennes à l'échelle du Canada. L'OI est l'algorithme retenu par ces auteurs ainsi que par Chen *et al.* (2002) à partir d'une analyse des données de précipitations pentadaires et mensuelles sur les continents.

Le CPC de la NOAA a élaboré un produit global de précipitations journalières compilées à partir d'une base de stations pluviométriques importante (*CPC Unified Gauge-Based Analysis of Global Daily Precipitation*). Un contrôle de qualité des données est basé sur la construction d'un indice probabiliste de risque à partir d'une dizaine de critères globaux (Chen *et al.*, 2008, noté b). Les données de précipitations sont représentées par l'OI d'analyse objective (Gandin, 1965) sur une grille régulière de résolution spatiale longitude latitude de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Cette méthode est choisie à partir d'une analyse comparative des méthodes d'interpolation des données pluviométriques (Chen *et al.*, 2008, noté a). Cette grille est centrée aux longitude et latitude ($0,25^\circ \text{ E} ; 89,75^\circ \text{ S}$). Elle est construite d'Ouest en Est dans un premier temps puis du Sud au Nord. On dispose du nombre de pluviomètres par cellule de la grille. Les développeurs du produit apportent trois limites. Par sa globalité, le cumul quotidien des données pluviométriques se termine à différents horaires selon la localisation géographique des prélèvements. La qualité de l'analyse est déterminée par la densité du réseau des points de prélèvements. En effet, toute interpolation de données ponctuelles entraîne des erreurs systématiques. Les données en Afrique tropicale, avec une inter distance moyenne de 500 km, et en Antarctique sont rares. Les données de précipitations journalières globales du CPC existent depuis 1979 jusqu'à présent. La première version du produit a fonctionné du 1^{er} janvier 1979 à 2005 et la version II de 2005 à ce jour. Les versions I et II compilent respectivement les données de 30.000 et d'environ 17.000 pluviomètres à ce jour. Vila *et al.* (2007) valident les produits satellitaires d'estimation des précipitations à partir de la base de données CPC.

D'autres méthodes objectives sont utilisées pour l'interpolation des données de précipitation telle que la version modifiée de l'algorithme de la distance angulaire pondérée de Shepard (*angular distance weighting*, ADW) (News *et al.*, 2000). Cet algorithme est par extension modifié afin de représenter les précipitations extrêmes (Alexander *et al.*, 2006). Une étude approfondie des différentes techniques de krigeage est réalisée par Ali *et al.* (2005a et b) dans le cadre du programme *African Monsoon Multidisciplinary Analysis* (AMMA). Vischel

et al. (2012) développent une méthode d'interpolation stochastique qui combine un modèle géostatistique de simulation conditionnée et une interpolation par krigeage lagrangien (Vischel *et al.*, 2009). Cette technique améliore la représentation des intensités élevées des précipitations qui sont altérées et atténuées par les méthodes d'interpolation classique inter comparées en Afrique de l'Ouest (Vischel *et al.*, 2011) (figure 17). Cependant, cette technique ne permet pas de considérer l'erreur de variance affectée à chaque pixel.

En effet, de nombreux travaux montrent qu'il est important de vérifier la marge d'erreur associée aux QPE de référence (Bowler, 2006 ; Candille and Talagrand, 2008 ; Ghelli and Santos, 2010). Ainsi, Bell et Kundu (2003) montrent que la variance totale issue des incertitudes des QPE par satellite et des QPE de référence est supérieure à 100% pour toutes les échelles spatiotemporelles présentées (Chambon 2011). Diverses techniques ont permis de minimiser les erreurs de QPE de référence afin de diminuer les incertitudes des estimations de cumuls (Morrissey and Wang, 1995 ; Ciach and Krajewski, 1999a ; b ; Bell and Kundu, 2003 ; Ali *et al.*, 2005b). Les estimations des précipitations sont alors spatialisées grâce à des méthodes de krigeage en bloc (Journel and Huijbregts, 1978). Cette technique sera utilisée afin de construire la base de référence dans la partie 2.

En résumé, étant donnée la variété des sources d'erreurs potentielles dans les estimations des précipitations par satellite, une solution pratique consiste à évaluer les QPE par satellite par une base de données de référence externes et indépendantes provenant des réseaux pluviométriques *in-situ*. L'évaluation des erreurs de QPE par les stations et de QPE par satellite est une tâche complexe et elle est généralement laissée de côté par les auteurs dans des exercices d'inter comparaison (ex. Ebert, 2007). Bien que l'estimation des précipitations par des stations soit généralement soumise à une erreur de mesure très faible (ex. Ciach et Krajewski, 1999) en raison de la nature directe de cette mesure, les estimations pluviométriques peuvent être affectées par l'erreur instrumentale. En raison de la nature ponctuelle des mesures, l'erreur d'échantillonnage lors du calcul de la moyenne des précipitations sur une surface donnée ne peut pas être négligée. Ce problème peut être surmonté par le calcul des estimations des précipitations par les pluviomètres en utilisant des techniques géostatistiques (Kirstetter *et al.*, 2012 ; Roca *et al.*, 2010). Toutefois, cela requiert que le réseau pluviométrique échantillonne correctement la structure spatiale des précipitations, ce qui peut être mis à défaut par quelques stations erronées (Kirstetter *et al.*, 2010). Afin de comparer les QPE par satellite sur la zone d'étude, nous devons donc utiliser des techniques de contrôle de qualité avant d'interpoler des données pluviométriques du réseau pour estimer les valeurs de référence de manière fiable.

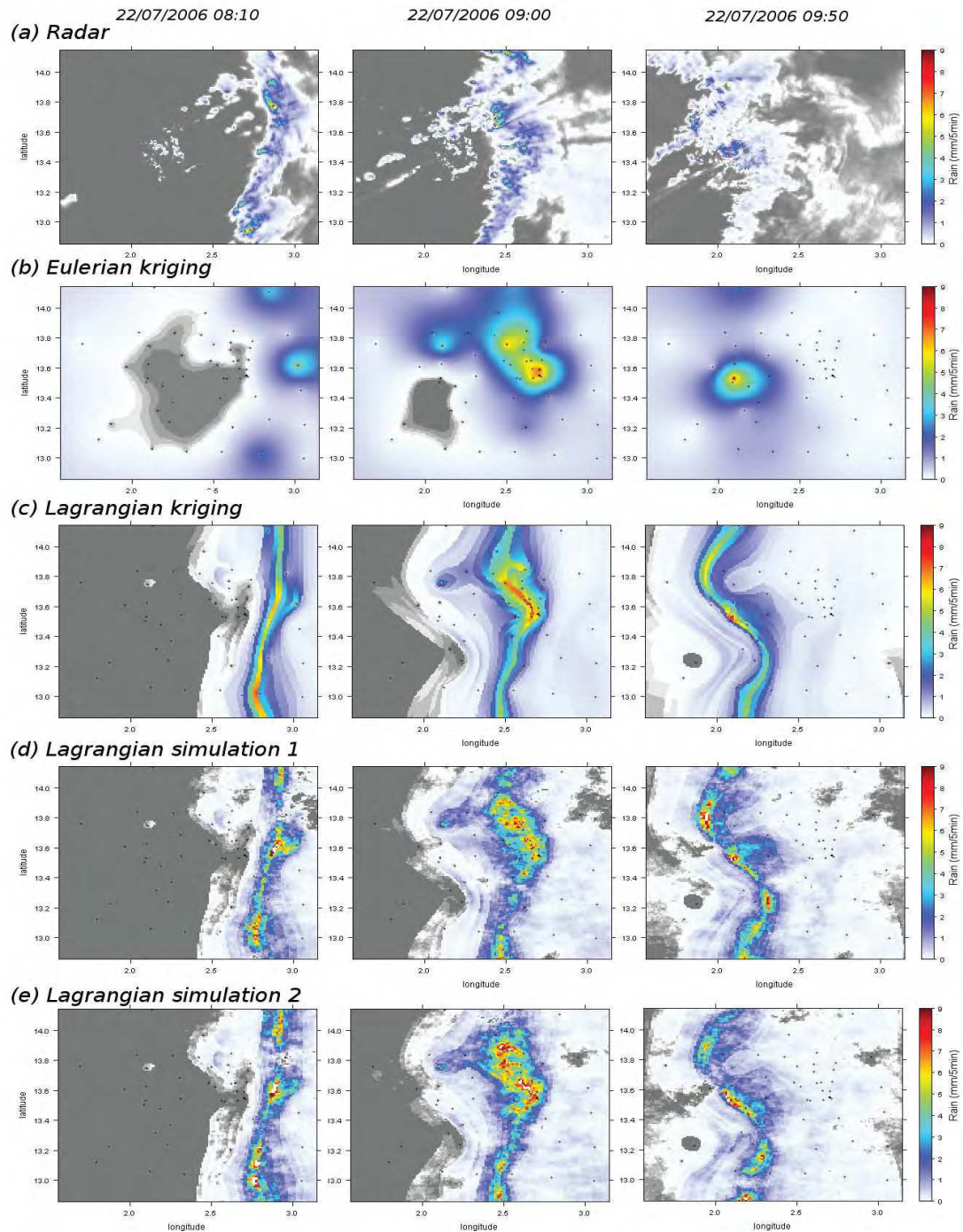


Figure 17 : Comparaisons des techniques de krigeage statistico-dynamique avec les techniques de krigeage classiques et les données radars de l'événement du 22 juillet 2006 sur le réseau AMMA-CATCH Niger (Vischel *et al.*, 2011).

4. Les QPE par satellite

Comme souligné par le *Program to Evaluate High Resolution Precipitation Products* (PEHRPP, Arkin *et al.*, 2005 ; Turk *et al.*, 2008) mené par l'IPWG, la caractérisation de la structure d'erreur des produits satellitaires est reconnue comme un enjeu majeur pour l'utilité des estimations. Elle est nécessaire pour l'analyse du climat (Stephens et Kummerow, 2007) et plus spécifiquement sur les surfaces terrestres pour la modélisation hydrologique des risques

naturels et la gestion des ressources en eau (Grimes et Diop, 2003 ; Lebel *et al.*, 2009). Cependant, les erreurs des QPE ne sont pas toujours considérées (Kirstetter *et al.*, 2008 ; Arkin *et al.*, 2010) et remettent en cause la fiabilité des résultats issus des modèles utilisés. Ainsi, les travaux de Lau and Wu (2007) qui montrent l'augmentation globale des faibles cumuls de pluie peuvent être critiqués par des taux d'erreurs très importants dans cette gamme de taux précipités (Bell et al., 2001). D'un autre côté, les recommandations issues d'études successives (Nijssen and Lettenmaier, 2004 ; Hong *et al.*, 2006 ; Moradkhani and Meskele, 2010) pour l'utilisation des barres d'erreur des QPE par satellite (Chambon, 2011) sont prises en compte dans les prévisions de crues à l'échelle globale. Dans les régions à faible couverture spatiale des instruments de mesures au sol (radars), les données d'entrées du TMPA sont utilisées dans le modèle hydrologique du *Coupled Routing and Excess Storage* (CREST) (Wang *et al.*, 2011). L'écart-type d'un ensemble de réalisations du champ de pluie définit alors l'erreur des QPE par satellite utilisé dans ce modèle.

Le bilan des erreurs des QPE par satellite est marqué par le manque de connaissance au sujet de la précipitation moyenne vraie pour les domaines spatiaux considérés. On compare des estimations de précipitations instantanées $R(A)$ avec des précipitations de référence $R_{ref}(A)$ pour un domaine spatial A afin de caractériser la précision des QPE par satellite. L'accumulation des précipitations moyennées vraies sur le domaine, notées $R_{true}(A)$, s'écrit :

$$R_{true}(A) = \frac{1}{A} \iint R(\underline{x}) d\underline{x} \quad (6)$$

Où \underline{x} est le vecteur de localisation. La précipitation de référence $R_{ref}(A)$ est un proxy de $R_{true}(A)$. Les produits finaux des données satellites sont grillés en champs de précipitation. Les QPE par satellite peuvent alors s'écrire :

$$R(A) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N R(a_i) \quad (7)$$

Où a_i représente un pixel satellite et N est le nombre de pixels couvrant le domaine étudié.

Les données de référence $R_{ref}(A)$ utilisées pour évaluer les estimations satellites doivent être comparées spatialement avec la précipitation vraie correspondante sur le même domaine A . Roca *et al.* (2010) apportent des explications sur l'erreur entre l'estimation $R_{ref}(A) - R_{true}(A)$.

L'erreur peut provenir de la calibration des capteurs embarqués, de l'algorithmie et de l'échantillonnage des QPE par satellite. En supposant que ces erreurs sont indépendantes (hypothèse dite EVS pour *Error Variance Separation*, Ciach and Krajewski, 1999a ; Krajewski *et al.*, 2000 ; Gebremichael *et al.*, 2003), la variance de l'erreur des QPE par satellite, notée S^2 , permet d'obtenir une information sur la distribution des erreurs des estimations. S^2 peut être définie par la somme des écarts des erreurs quadratiques moyens :

$$S^2 = S^2_{\text{algorithmie}} + S^2_{\text{calibration}} + S^2_{\text{échantillonnage}} \quad (8)$$

Chaque terme de cette équation peut être alors étudié afin de mieux appréhender le bilan des erreurs des QPE par satellite. Chambon (2011) définit deux classes de modélisations des erreurs : (i) des modèles paramétriques et (ii) non paramétriques.

(i) Les modèles paramétriques utilisent l'outil de la géostatistique et dont les paramètres s'appuient sur des mesures expérimentales (ex. Grimes, 2009a). La modélisation paramétrique de la covariance des champs de pluie permet d'analyser les erreurs d'échantillonnage et d'algorithmie (Bellerby and Sun, 2005 ; Teo and Grimes, 2007). En outre, le modèle Laughlin and Bell est largement appliqué afin de décrire l'erreur d'échantillonnage (Laughlin, 1981 ; Steiner, 1996 ; Steiner *et al.*, 2003 ; Gebremichael and Krajewski, 2004 ; Iida *et al.*, 2005 ; Hong *et al.*, 2006). Il montre des erreurs d'estimations des taux de pluie très fortes pour les faibles volumes précipités (erreurs de 100% pour des taux $> 0,1 \text{ mm.h}^{-1}$ mesurés par disdromètre et inférieures à 50% pour des taux $< 4,0 \text{ mm.h}^{-1}$).

(ii) Les modèles non paramétriques sont basés sur des techniques empiriques. Ils ne prennent pas en compte les erreurs des distributions à priori. Gebremichael *et al.* (2011) analysent l'erreur de l'algorithme CMORPH (produit satellitaire à haute résolution) aux Etats-Unis sur 25 unités de surface de $2,25^\circ \times 2,25^\circ$ lorsque l'estimation par satellite est nulle. Le modèle développé produit la distribution des valeurs réelles pour une estimation des précipitations par satellite donnée. Les valeurs réelles sont issues des données des pluviomètres ajustées par les données radar. Les auteurs soulignent que ce modèle est reproductible à d'autres régions du monde ce qui doit être nuancé par la nécessité d'une base de données de validation exhaustive et de qualité.

Plusieurs techniques d'estimation des précipitations par satellite ont donc été développées. On estime les volumes d'eau précipités à partir des mesures satellitaires puis on les compare avec une base de référence pour caractériser les biais et les erreurs. De nombreuses études de validation des produits satellitaires ont été menées à différentes échelles spatiotemporelles.

5. Revue des validations et d'inter comparaisons des produits satellitaires

Dans les années 1990's, les *Precipitation Intercomparison Projects* (PIPs, Dodge and Goodman, 1994 ; Barrett *et al.*, 1994 ; Kniveton *et al.*, 1994 ; Smith *et al.*, 1998 ; Adler *et al.*, 2001) et *Algorithm Intercomparison Projects* (AIPs, Ebert *et al.*, 1996 ; Arkin and Xie, 1994 ; Ebert and Manton, 1998) ont eu pour objectif d'évaluer les mesures de précipitations par l'IR et le MO. Ebert et Manthou (1998) comparent plus de cinquante algorithmes construits avec des données IR et MO dans le cadre du programme *Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment* (TOGA-COARE) sur l'océan Pacifique équatorial. Globalement, en se basant sur des données radar, les résultats montrent de meilleurs résultats de validations instantanées pour les données MO que pour les données IR. Les algorithmes combinant les deux domaines d'ondes électromagnétiques sont les plus

performants. Ensuite, l'apport des données TRMM permet d'envisager le développement de nombreux algorithmes. L'IPWG¹⁶ met en place une validation journalière des produits satellites opérationnels en quasi temps-réel à partir de base de données au sol de qualité aux Etats-Unis, en Australie, en Europe de l'Ouest (figure 18), en Amérique du Sud et au Japon (Ebert *et al.*, 2007).

Cette analyse à large échelle entre dans le cadre du PEHRPP (Arkin *et al.*, 2005 ; Turk *et al.*, 2008). De manière générale, les produits les plus couramment analysés sont CMORPH (Joyce *et al.*, 2004), TMPA (Huffman *et al.*, 2007), NRLblend (Turk and Miller, 2005), PERSIANN (Hsu *et al.*, 1997 ; Hsu, 1999) et GSMaP (Kubota *et al.*, 2007).

A l'échelle globale, Sappiano and Arkin (2009) évaluent ces algorithmes avec les données *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP). Sur la ceinture tropicale, Chambon *et al.* (2012) montre que les erreurs des pluies mesurées par le TAPEER-BRAIN sont dues principalement aux erreurs d'échantillonnage et algorithmiques du produit BRAIN sur les taux de pluie moyenne (2-10 mm.h⁻¹).

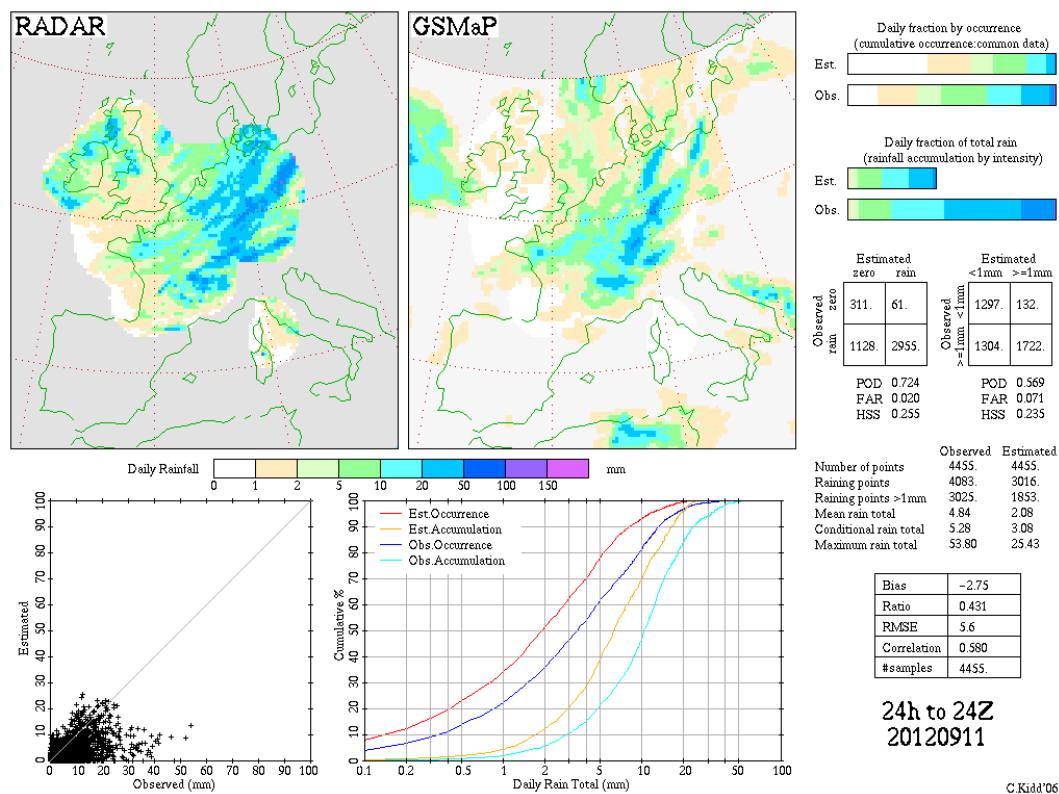


Figure 18 : Validation statistique quotidienne de l'algorithme GSMaP avec les données radars en Europe de l'Ouest le 11 septembre 2012.

Sur le continent africain, à la suite de la formation du groupe EPSAT, Yves *et al.* (1996) valident les produits TAMSAT-Reading et EPSAT-Lannion avec le réseau de pluviomètres installés au Niger pendant les saisons des pluies de 1990-1994. Cette validation est réalisée en variant l'échelle du pixel de la grille satellitaire (5 x 5, 50 x 50 et 100 x 100

¹⁶ <http://cawcr.gov.au/projects/SatRainVal/validation-intercomparison.html>

km²). Cette étude montre de meilleurs accords entre les produits satellitaires et les données au sol pour les échelles plus large. Au Sahel, Jobard *et al.* (2010) réalisent une inter comparaison statistique de dix produits satellites afin d'évaluer le produit EPSAT-SG (Bergès *et al.*, 2010) dans le cadre du programme AMMA. Roca *et al.* (2010) développent une nouvelle approche géostatistique afin d'évaluer les structures spatio-temporelles des algorithmes TMPA, GSMaP et EPSAT-SG à différentes échelles temporelles. Les points forts de cette étude sont un bon accord entre les données au sol et les produits satellitaires, avec des meilleurs résultats avec l'intégration temporelle. Le produit TRMM3B42 (version recherche) présente un meilleur accord avec les données au sol ; les auteurs expliquent ces résultats par l'inclusion des données mensuelles du GPCC. Sur cette même zone, Pierre *et al.* (2010) réalisent une validation des algorithmes *Rainfall Estimate* (RFE, Herman *et al.*, 1997), TMPA et CMORPH afin de construire un modèle de végétation. En 2011, Romilly et Gebremichael (2011) montrent que de 2003 à 2007, les erreurs d'estimation des précipitations en Ethiopie varient selon la topographie et les régimes de précipitations. PERSIANN possède des erreurs plus importantes que les produits CMORPH et TRMM3B42(RT). Enfin, Kirstetter *et al.* (2012) proposent un modèle d'erreur des QPE restituées par la méthode BRAIN-TMI (Viltard *et al.*, 2006) en Afrique de l'Ouest.

En Asie, on peut citer les travaux de Xie *et al.* (2007) et de Kubota *et al.* (2009) et aux Etats-Unis, les validations de Zeweldi and Gebremichael (2008), de Tian *et al.* (2009), de Gebremichael (2011).

Enfin, en Amérique du sud, Negri *et al.* (2000) réalisent une climatologie de 10 ans avec les estimations des précipitations mensuelles par l'algorithme GPROF. L'ajustement de l'algorithme par des données au sol permet d'obtenir une corrélation de 0,84 avec une base pluviométrique mensuelle indépendante.

Vila *et al.* (2009) développent un algorithme Cosh en utilisant les données du TMPA et les données au sol mises à disposition par CPTEC. Ce produit montre de meilleurs résultats que le produit TRMM3B42(v6). A l'échelle du Brésil, Franchito *et al.* (2009) évaluent les estimations saisonnières du produit TRMM-PR (radar). La corrélation moyenne entre le produit et les données pluviométriques au sol est très élevée (0,99) sur la majorité des cinq régions brésiliennes étudiées. Tufa *et al.* (2010) réalisent une inter comparaison sur le territoire colombien et concluent que CMORPH et GSMaP-MVK+ présentent les meilleurs résultats sur cette zone d'études.

En résumé, la majorité des études de validations des produits satellitaires compare les pixels de la grille satellite avec les pixels de la base de données interpolées comportant au moins un point de prélèvement. En effet, il existe certaines limites à l'utilisation des mesures ponctuelles des stations au sol afin d'évaluer les estimations des précipitations par satellite (Habib *et al.*, 2004). Etant donné la forte variabilité spatiotemporelle des précipitations, Ciach and Krajewski (1999) montrent que les comparaisons statistiques entre les deux valeurs aux résolutions spatiales différentes sont 'bruitées', notamment pour les courtes périodes de cumul. Cependant, la représentation spatiale des mesures de précipitations augmente avec l'intégration temporelle.

6. Conclusion

Ce chapitre a montré que la réalisation d'un bilan d'erreurs des QPE par satellite est une tâche difficile. Les études de validation indiquent que cet objectif est recherché en comparant les QPE par satellite aux QPE de référence. Ces dernières sont dans la majorité des cas issues des pluviomètres ou des radars météorologiques. Ici, on s'est attaché à relever les différentes techniques d'interpolation des données de précipitations au sol. Il existe une multitude de méthodes de représentation des champs de pluie mais toutes sont caractérisées par des erreurs de quantification et d'échantillonnage de cette variable. De plus, plusieurs produits pluviométriques d'échelle globale existent mais la quantification des erreurs des QPE de référence n'est pas mise à disposition. En clair, on ne peut pas connaître l'erreur associée à chaque pixel de la grille de référence qui peut être forte pour les pixels où il n'existe pas d'observation. Or, cette évaluation est relativement importante afin de mieux caractériser les biais et les incertitudes des QPE par satellite.

Enfin, on observe que seuls quelques travaux de validation s'assurent de la fiabilité des données pluviométriques de référence. C'est la raison pour laquelle, la partie 2 est entièrement consacrée à la construction d'une base pluviométrique fiable en Amazonie brésilienne Légale.

Synthèse de la Partie 1

Cette première partie a introduit les circulations atmosphériques générant les précipitations en Amazonie brésilienne Légale. Les principales dynamiques à large échelle sont la ZCIT et la ZCAS qui présentent un cycle annuel moyen mais également une certaine variabilité spatiotemporelle. Ainsi, la position de la ZCIT dépend de l'intensité du rayonnement solaire qui modifie les SST. La ZCIT migre vers le sud avec le réchauffement des SST de l'Atlantique Nord en été austral. Cette position provoque alors une augmentation des pluies sur une grande partie de l'Amazonie. Durant cette période, son action est couplée à celle de la ZCAS qui est organisée selon un gradient Sud-Est/Nord-Ouest. La variabilité interannuelle des circulations océano-atmosphériques telles qu'el Niño et la Niña joue un rôle prépondérant sur les variations spatiotemporelles des précipitations. L'activité convective, dont la forme principale est le SCM, est le principal facteur des pluies en Amazonie. L'organisation et le type de systèmes convectifs varient selon les secteurs du territoire d'études, et notamment l'occupation des sols (OS). Le rôle de la forêt amazonienne est ainsi reconnu pour favoriser le développement des cellules convectives. Les pluies sont donc le résultat complexe de nombreuses interactions entre les surfaces océaniques et terrestres et l'atmosphère.

En Amazonie brésilienne Légale, la mesure des précipitations est en outre un véritable défi. Le réseau pluviométrique au sol étant lacunaire, l'objectif est d'utiliser les données satellitaires disponibles. Les techniques de QPE par satellite utilisent les données IR et MO séparément ou combinées. L'évolution technologique des capteurs embarqués sur les satellites météorologiques permettent d'obtenir des QPE plus précises mais des inconvénients propres à chaque domaine spectral persistent. Ainsi, la relation directe entre les mesures par les MOP à hautes fréquences et l'intensité des précipitations est entachée par des mesures à faible répétitivité temporelle. En effet, les capteurs MO sont embarqués sur les satellites LEO. A l'inverse, les capteurs IR sont principalement embarqués sur les satellites GEO qui possèdent une bonne résolution temporelle toutefois on note une relation indirecte entre l'IR et l'intensité des pluies. Le lancement de la constellation GPM permettra d'envisager une amélioration significative des QPE par satellite, en particulier sur la ceinture tropicale.

Dans l'attente de ces données, on note que les meilleurs résultats de QPE par satellite sont obtenus à partir de techniques multicanaux, c'est pourquoi on décide d'utiliser les produits CMORPH, PERSIANN et TRMM3B42(v6) dans cette thèse. Afin d'évaluer les erreurs des QPE par satellite, la plupart des travaux de validation s'appuie sur une base de référence composée de pluviomètres. La partie suivante consiste en la construction d'une base de données pluviométriques fiable en Amazonie brésilienne Légale sur la période 1998-2009.



Photographie de la mise en place d'instruments de mesure des précipitations lors de la campagne CHUVA à Alcantara (MA, Brésil) (source : CHUVA).

Partie 2. Construction de la base de données pluviométriques de référence en Amazonie brésilienne Légale (1998-2009)

Introduction de la Partie 2

Chapitre 5. Analyse géostatistique des données pluviométriques

Chapitre 6. Contrôle de qualité des données pluviométriques

Synthèse de la Partie 2

Introduction de la Partie 2

Dans cette partie, l'objectif est de construire une base de données pluviométriques quotidiennes de référence en Amazonie brésilienne Légale au cours de la période 1998-2009. Plusieurs produits de précipitations reconnus résultant d'un protocole de contrôle de qualité (QC) des observations au sol sont disponibles dans la littérature (ex. produit du GPCC). Dans ce travail, on compare les observations des stations avec les données voisines à l'aide de plusieurs techniques de géostatistique. On part de l'hypothèse qu'une forte variabilité d'une station par rapport aux observations voisines est associée à une donnée pluviométrique 'suspicieuse'.

Après la présentation du réseau pluviométrique dans la section 2, la construction de la base de données pluviométriques peut se résumer en trois étapes:

Le chapitre 5 consiste à contrôler qualitativement les données des précipitations des pluviomètres retenus sur la région par une approche géostatistique. On cherche une fonction mathématique qui permette de détacher une distance pour laquelle la variabilité des données pluviométriques atteint un palier. Dans ce rayon d'influence (buffer), des paramètres climatologiques et statistiques affectés à une station cible sont comparés au voisinage. Un indice de variabilité (VI) est alors défini pour chaque station. Selon la distribution du VI appliqué annuellement, on élimine les données pluviométriques avec une très forte variabilité par rapport aux indicateurs voisins qui sont associées à des données erronées. Schématiquement, on peut illustrer le contrôle de qualité (QC) par une suite de procédures présentées dans la figure 19.

Le chapitre 6 est composé de trois tests de sensibilité du jeu de données pluviométriques contrôlées et interpolées. On vérifie l'évolution des paramètres du variogramme après le QC. La technique du *Leave One Out Cross Validation* (LOOCV) est utilisée afin de repérer si les valeurs pluviométriques prédites de la base de données 'nettoyées' ont une meilleure corrélation avec les valeurs observées après le QC. L'erreur de krigeage des données contrôlées est alors analysée.

Enfin, on évalue la cohérence d'une base de données à partir d'une analyse climatologique des régimes pluviométriques annuels en Amazonie brésilienne Légale.

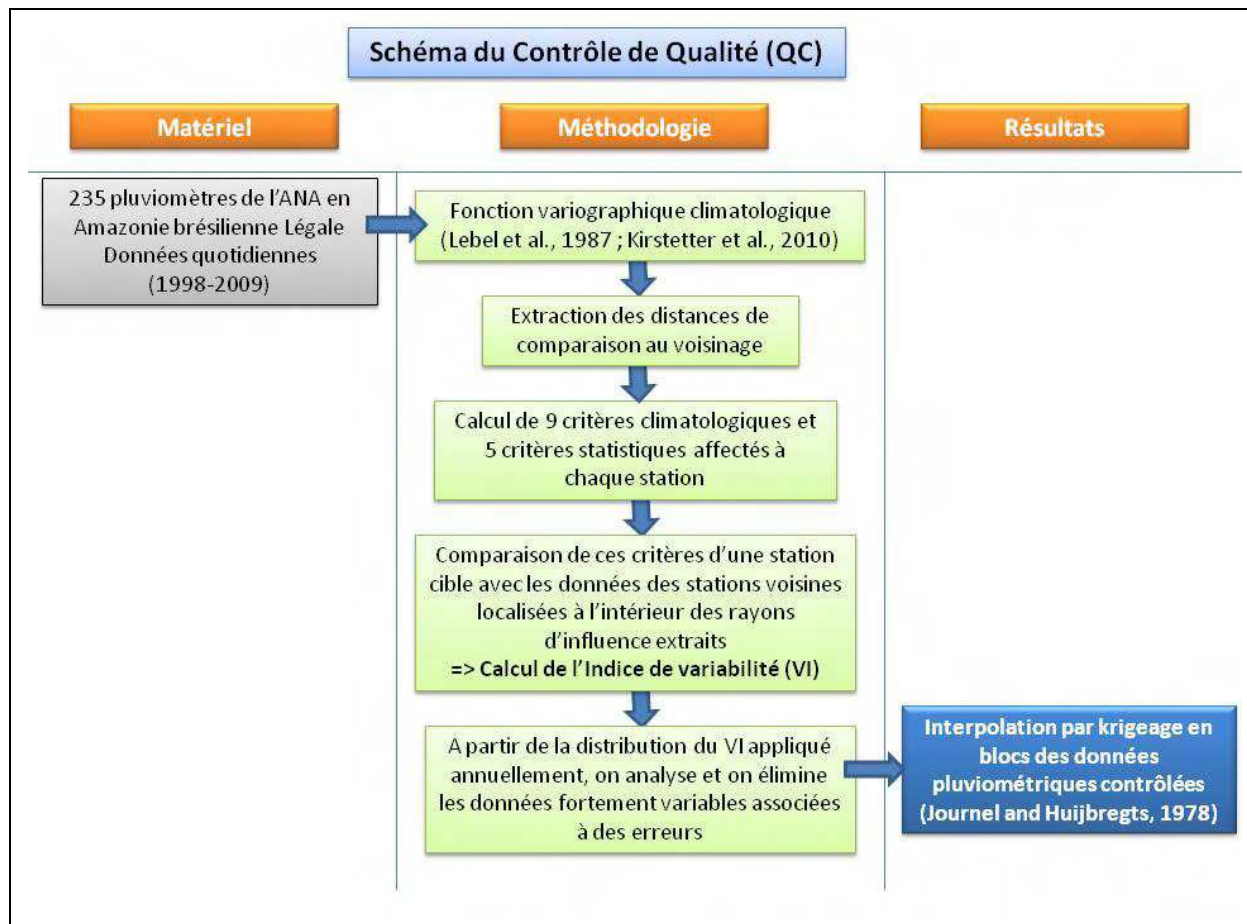


Figure 19 : Schéma du contrôle de qualité des données pluviométriques en Amazonie brésilienne Légale sur la période 1998-2009.

Chapitre 5. Analyse géostatistique des données pluviométriques

1. Introduction

L'agrégation et la vérification de données pluviométriques de résolution temporelle fine sont des tâches lourdes qui demandent beaucoup de ressources informatiques. Toutefois, ce travail est primordial pour chercher à diminuer le maximum d'incertitudes associées à des erreurs des reports pluviométriques. On organise les données au sol à partir de l'année 1998, début de la mise à disposition du produit satellitaire *TRMM Multisatellite Precipitation Analysis* (TMPA), jusqu'à 2009 inclus. Plusieurs traitements basiques sont nécessaires pour s'affranchir d'erreurs évidentes des reports des volumes précipités quotidiens. L'objectif de ce chapitre est la présentation d'une méthodologie innovatrice dont la finalité est de garantir la fiabilité de la base de données de référence. Cette technique fait appel à plusieurs outils de géostatistique.

Ce chapitre est construit en deux étapes. Dans un premier temps, on décrit les caractéristiques des données pluviométriques retenues. Ensuite, la méthodologie mise en place pour la construction de la base de référence est détaillée.

2. Présentation des données pluviométriques

Dans cette étude, les données journalières *in-situ* proviennent de l'ANA, relevées à 11h *Coordinated Universal Time* (UTC). Le réseau utilisé est constitué de 235 pluviomètres sur la période 1998-2009. La figure 20 montre une distribution spatiale hétérogène des pluviomètres retenus. La base de données possède une densité moyenne d'une station par environ 21.000 km².

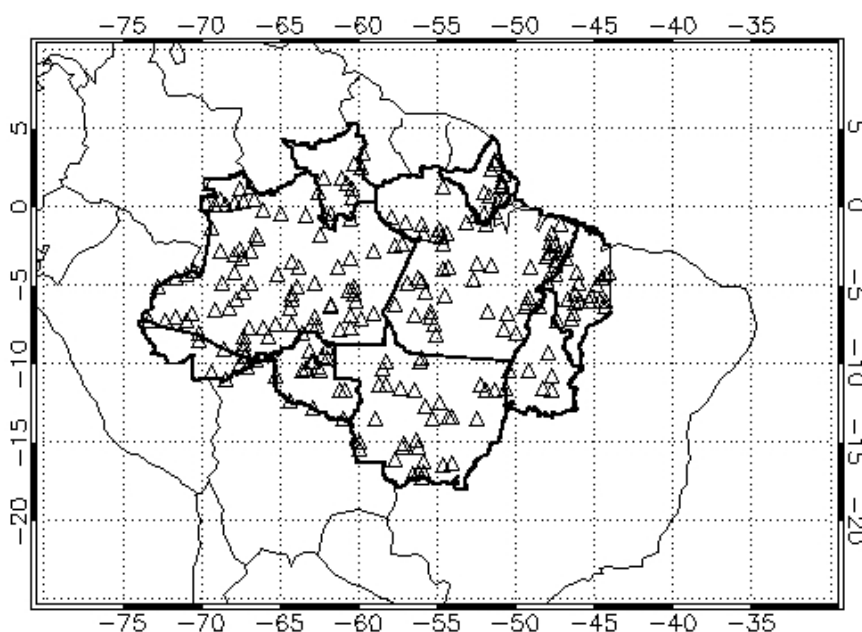


Figure 20 : Réseau des stations météorologiques de l'ANA utilisées disponibles à l'échelle quotidienne en Amazonie brésilienne Légale.

La qualité des données pluviométriques de l'ANA doit être contrôlée car le report des données provenant des différentes stations peut-être altéré par une erreur humaine ou technique. Des valeurs manquantes et absurdes sont des problèmes récurrents qui altèrent un bon suivi de la variabilité spatiotemporelle des précipitations et la fiabilité de la validation des produits satellitaires. Pendant les 4.383 jours d'études, la base de référence a une disponibilité globale de 96,50% des données (figure 21). Sur l'ensemble du jeu de données, 98,72% et 92,34% des pluviomètres ont une disponibilité journalière supérieure respectivement à 80% et 90%. Il n'existe pas de facteur de répartition territoriale quant aux lacunes des séries temporelles prises en compte dans cette étude. A l'échelle mensuelle, si une observation journalière donnée est manquante, l'observation mensuelle correspondante est définie comme donnée manquante. On note alors une disponibilité mensuelle globale de 95,52% des données de précipitations.

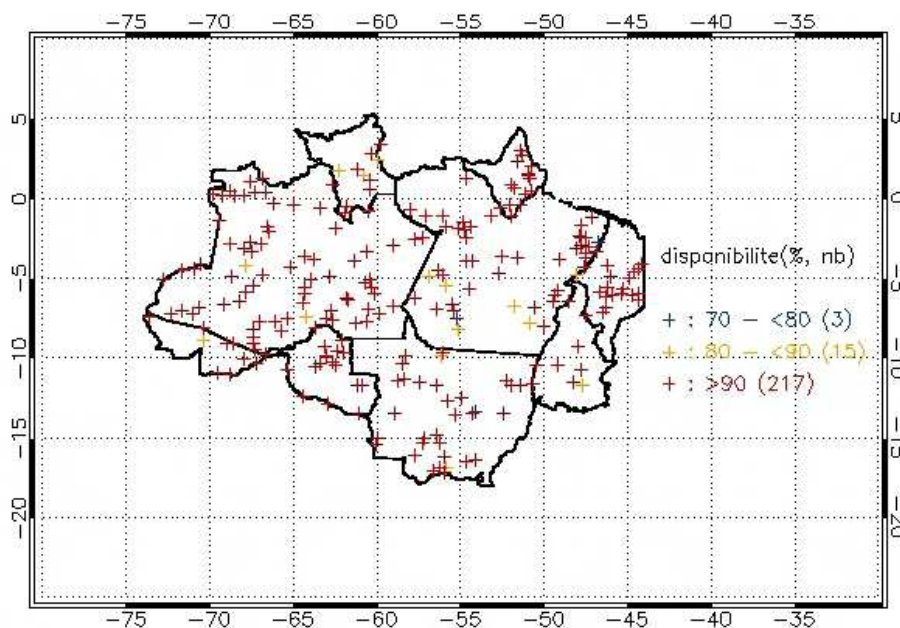


Figure 21 : Disponibilité quotidienne des données pluviométriques sur la période 1998-2009.

Il existe différentes méthodologies pour vérifier la cohérence des données pluviométriques. Des tests statistiques, le recours à l'historique des séries temporelles, la comparaison d'une station cible aux plus proches voisines peuvent être réalisés afin de détecter des valeurs de précipitations erronées. Cependant, les critères globaux utilisés par différents centres (ex. CPC ; *Expert Team on Climate Change Detection, Monitoring and Indices*, ETCCDMI ; GPCC) ne sont pas adaptés au regard de la climatologie du site d'études. Ainsi, Chen *et al.* (2008), construisent un indicateur probabiliste de risque basé sur l'historique des données, la comparaison aux données des stations voisines, aux produits satellitaires et modèles climatologiques. Le contrôle vise à analyser les reports des valeurs nulles et des volumes précipités importants. Le CPC utilise une distance arbitraire du buffer de 300 km afin de comparer les valeurs d'une station cible aux stations voisines. Ici, on préfère prendre en compte une donnée régionale issue d'une fonction mathématique afin d'optimiser la comparaison au voisinage. Le GPCC vérifie l'homogénéité des champs de pluie à l'échelle mensuelle. Or, on considère que la densité du réseau est suffisante pour

laisser apparaître une structure spatiale des précipitations à l'échelle journalière. L'ETCCDMI construit de nombreux indicateurs, qui à la base servent à analyser les événements climatiques extrêmes (Alexander *et al.*, 2006). Viney and Bates (2004) notent l'importance de vérifier les données de précipitations à partir des tendances issues des données cumulées. Le GPCC vérifie l'homogénéité des champs de précipitations à l'échelle mensuelle (Schneider, 1993 ; Rudolf *et al.*, 1994).

Le QC proposé dans cette étude adapte les différents tests précités. Cependant, les mesures satellitaires n'entrent pas dans le QC car l'objectif est la validation de ces produits à partir de la base de référence contrôlée. On identifie les stations qui possèdent des différences anormales de taux de précipitations avec les données voisines. La distance maximale pour la comparaison est optimisée au réseau des pluviomètres en utilisant les outils de la géostatistique.

3. Prétraitements des données pluviométriques

Plusieurs vérifications sont réalisées sur les données pluviométriques avant de lancer l'analyse géostatistique.

1. Comme évoquée précédemment, de nombreuses séries pluviométriques sont lacunaires et le traitement des valeurs de précipitations manquantes est alors problématique. Dans notre étude, ces données ne sont pas ajustées. On pourrait réaliser un ajustement en prenant en compte les données des stations voisines. Toutefois, ce procédé introduirait une erreur systématique qui n'est pas souhaitable lors de la validation statistique des produits satellitaires. Les données manquantes sont alors notées 'no-data' (NaN).
2. Chaque volume précipité non nul intervenant après une phase de données manquantes est enregistré comme valeur manquante (Haylock *et al.*, 2006). En effet, ces observations peuvent être le cumul de précipitations de toutes les observations manquantes antérieures.
3. Les coordonnées des pluviomètres fournies par l'ANA sont en degré décimal. Afin de calculer des distances non biaisées entre les stations, il est important de transformer les coordonnées des données en coordonnées UTM (figure). En effet, les coordonnées en degré décimal sont des mesures d'angle se basant sur la forme sphérique de la Terre, tandis que les coordonnées UTM sont obtenues en projetant la surface sphérique du globe sur un plan. La projection UTM est définie à partir d'un point de référence localisé différemment selon l'hémisphère. Pour l'hémisphère Sud, le point d'origine est situé sur le parallèle à 10.000 km de l'Equateur et à 500 km à l'Ouest du méridien central de la zone UTM donnée. Pour l'hémisphère Nord, l'origine est prise sur l'Equateur et également à 500 km du méridien central de la zone considérée. Chaque bande UTM correspond à 6° dans le sens des méridiens. L'Amazonie brésilienne Légale est découpée en cinq bandes UTM (de 18 à 23 d'Ouest en Est) et le Nord de la région est localisé dans l'Hémisphère Nord. On transforme les coordonnées des stations des degrés

décimaux en coordonnées UTM, ce qui nous permet de calculer les distances euclidiennes entre chaque paire des stations.

4. Méthodologie de l'analyse géostatistique des données pluviométriques

4.1. Corrélation spatio-temporelle

Afin d'appliquer le QC, on suppose que les mesures des précipitations d'une station donnée R sont corrélées avec les données voisines. Les corrélations de Pearson entre les stations sont calculées pour l'ensemble des séries temporelles :

$$cor = \frac{cov(R(\underline{x},t),R(\underline{x}',t))}{\sigma(R(\underline{x},t))\sigma(R(\underline{x}',t))} \quad (10)$$

Où \underline{X} est le vecteur de localisation, t le temps, COV la covariance entre les séries temporelles des stations localisées en \underline{X} et \underline{X}' , et σ est l'écart-type.

Les figures 22 et 23 montrent à gauche le nuage de points des corrélations entre les paires des points en fonction de l'inter distance h pour les périodes de cumul de $T=1$ jour, $T=5$ jours, $T=10$ jours, $T=15$ jours et $T=30$ jours. La moyenne des corrélations des paires de points dans un intervalle d'inter distances de 10 km est représentée sur une fenêtre spatiale de 500 km à droite des figures. Cette dernière information est synthétisée en variant la période de cumul des données T de un à trente jours sur la période 1998-2009 sur la figure 24. On observe une décorrélation classique en fonction des inter distances (ex. Xie *et al.*, 2007 ; Buarque *et al.*, 2010) qui est élevée pour les premiers kilomètres. Les corrélations quotidiennes ($T=1$ jour) de la période d'étude sont relativement faibles dans la gamme de -0,1 à 0,4, reflétant la forte variabilité spatiale des précipitations. Logiquement, les corrélations augmentent avec la période de cumul des données (ex. Onibon *et al.*, 2004). Il faut noter aussi que l'amplitude entre les corrélations minimales et maximales croît sensiblement avec l'intégration temporelle. Cette observation est illustrée par un nuage de points plus dispersé, un inter quantile et un écart entre la moyenne et la médiane des incréments des corrélations plus importants. Enfin, les valeurs des différences entre les corrélations moyennes de deux périodes consécutives de cumul diminuent avec l'augmentation de T . Cela signifie que la variabilité des corrélations moyennes a tendance à se stabiliser avec les données pluviométriques cumulées. Afin de construire l'indice de variabilité décrit dans la section, on retient les cinq périodes de cumul citées précédemment.

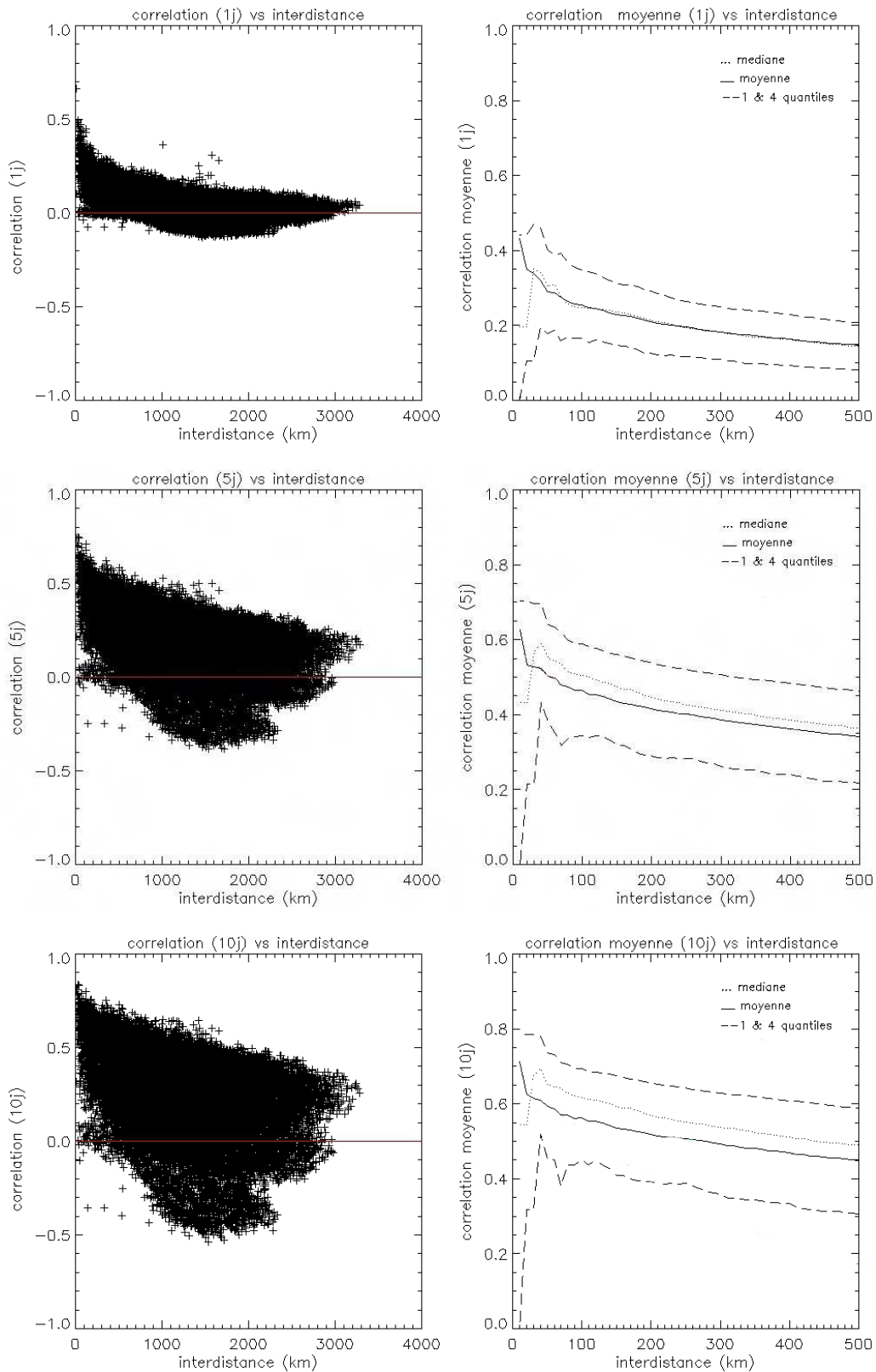


Figure 22 : Nuages des points des corrélations des séries temporelles en fonction des distances entre les pluviomètres (à gauche) ; Incréments des corrélations calculés sur une inter-distance de 10 km (à droite) pour les périodes de cumuls de T=1 jour, T=5 jours, T=10 jours.

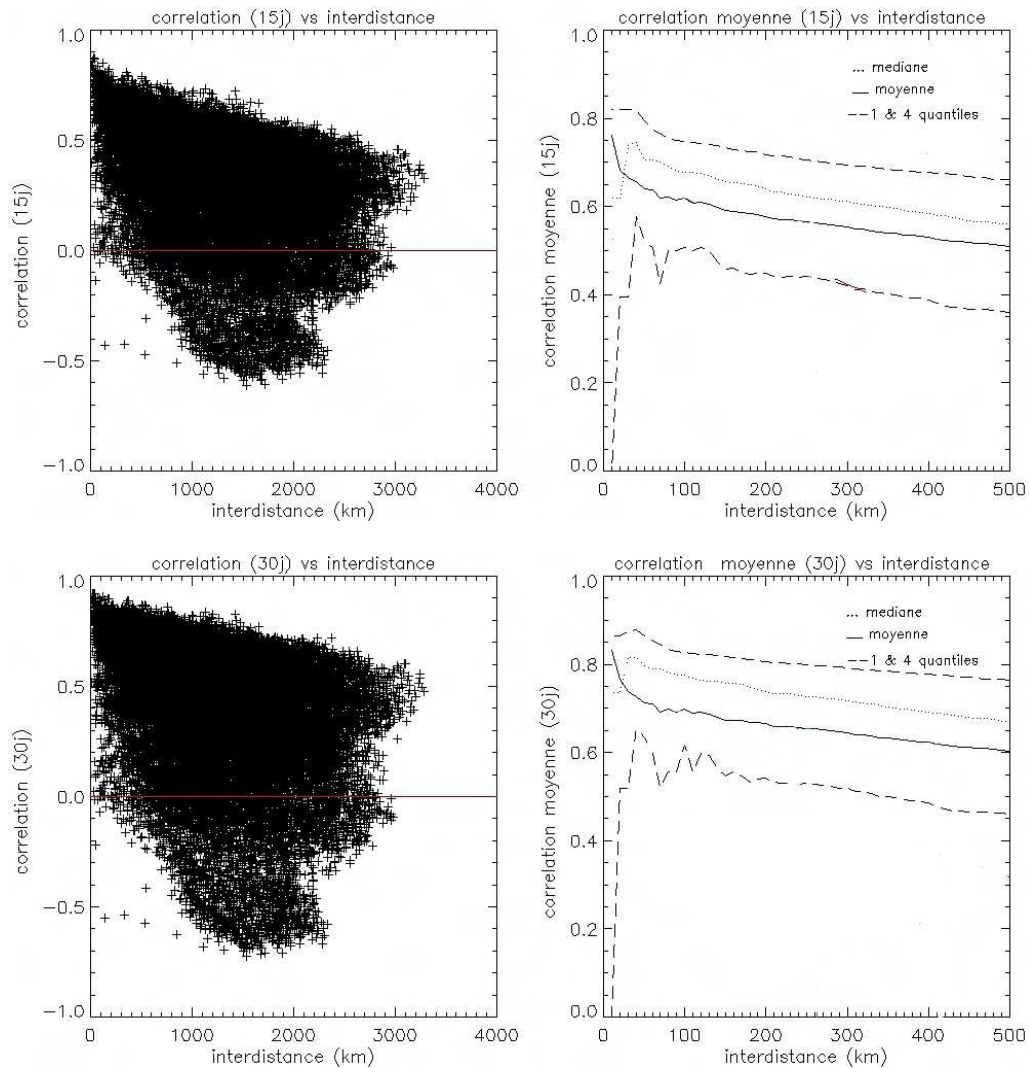


Figure 23 : Nuages des points des corrélations des séries temporelles en fonction des distances entre les pluviomètres (à gauche) ; Incréments des corrélations calculés sur une inter-distance de 10 km (à droite) pour les périodes de cumuls de $T = 15$ jours et $T=30$ jours.

On s'intéresse particulièrement aux séries temporelles pluviométriques dont les corrélations sont relativement faibles aux courtes inter-distances, et qui persistent avec l'intégration temporelle. Cette faible corrélation au voisinage peut être associée à des données pluviométriques erronées. L'approche variographique permet de quantifier et de traiter plus spécifiquement la problématique de variabilité des données. De plus, cette phase analytique est préliminaire à l'interpolation par krigeage des données.

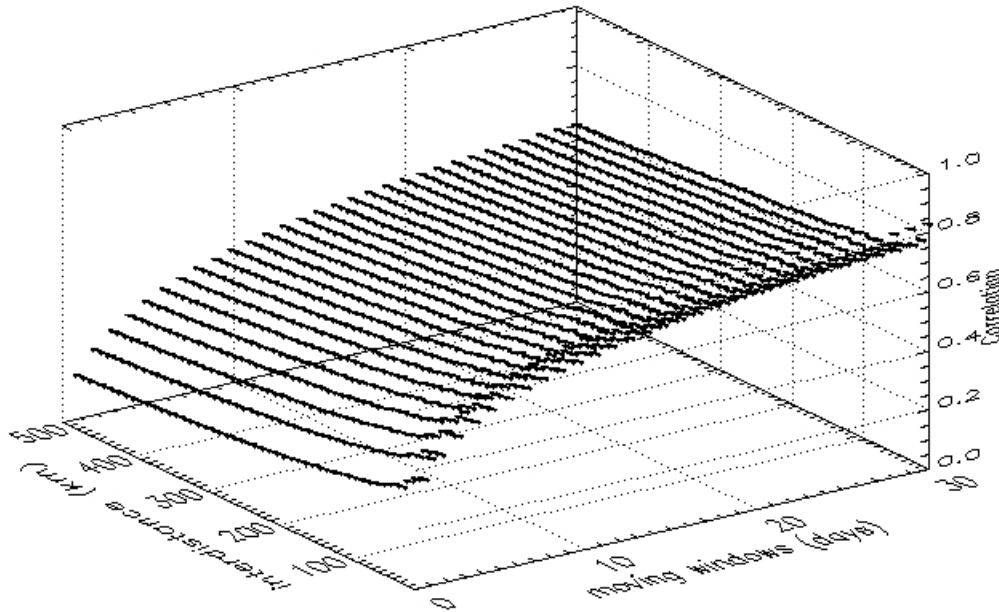


Figure 24 : Distance de décorrélation des points de prélèvements en fonction des périodes de cumul des données.

4.2. L'approche variographique

La géostatistique (Matheron, 1965) fournit des outils pratiques pour décrire les propriétés structurelles des phénomènes naturels et pour résoudre les problèmes d'estimation. Dans cette section, on utilise seulement la partie des géostatistiques qui considère l'identification de la structure. Soit le champ de précipitations $R(\underline{x}, t)$ un résultat d'une fonction aléatoire, la technique du krigeage nous permet d'utiliser une fonction de structure basée sur le variogramme $\gamma(h)$ (Journel and Huijbregts, 1978), pour décrire la corrélation spatiale du champ de précipitations. Le variogramme (Eq. 11) est défini comme la semi-espérance des incréments quadratiques entre les mesures des précipitations en fonction de l'inter-distance h entre les points de l'observation:

$$\gamma_T(h) = \frac{1}{2} E(R(\underline{x}, T) - R(\underline{x} + h, T))^2 \quad (11)$$

Le variogramme expérimental peut être inféré en remplaçant les mesures spatiales des espérances par la moyenne arithmétique. Un modèle standard est dérivé du variogramme moyen empirique. Parmi les possibilités des modèles classiques, on choisit le modèle exponentiel qui s'exprime (Eq. 12):

$$\gamma(h) = C_0 - (C - C_0)[1 - \exp(-h/d)] \quad (12)$$

Où les trois paramètres sont le nugget (pépité) (C_0), le sill (C) et le range du variogramme (d). Le nugget peut être utilisé pour décrire une possible discontinuité du variogramme à

l'origine qui peut être due à (i) la faible densité du réseau d'observations aux fines échelles et/ou (ii) des erreurs de mesure. Dans le cas de multi-réalisations (ex. successions de cumul quotidien de champs de pluie), il est pragmatique de prendre en compte l'information issue de toutes les réalisations afin d'inférer un variogramme unique et plus robuste, en supposant que les champs ont des caractéristiques statistiques similaires excepté pour un facteur constant. Dans cette étude, on utilisera l'approche proposée par Lebel *et al.* (1987) basée sur un variogramme normalisé élaboré en ajustant chaque incrément au carré par la variance du champs (Kirstetter *et al.*, 2010).

Par la caractérisation de la décorrélation des mesures pluviométriques en fonction de l'inter distance h , le variogramme est utilisé pour identifier la distance du rayon d'influence pour le QC. Avant l'analyse du contrôle de qualité, le variogramme climatologique calculé pour les données pluviométriques sur la période 1998-2009 montre un range de 630 km (figure 25). Le nugget de la courbe de tendance est élevé ; cet indicateur est associé à des erreurs de mesure qui doivent être détectées par la suite. Cette observation est appuyée par les valeurs du variogramme empirique calculées aux faibles inter-distances. Ces dernières sont fortes et présentent une discontinuité importante par rapport à celles aux grandes inter-distances.

Le contrôle de qualité cible les stations qui ont des mesures en important désaccord avec les stations voisines. Dans cette étude, on teste la sensibilité du contrôle de qualité pour différentes distances de comparaison au voisinage. Trois distances sont retenues, correspondantes à 85, 90 et 95% du sill du variogramme: 190, 360 et 630 km.

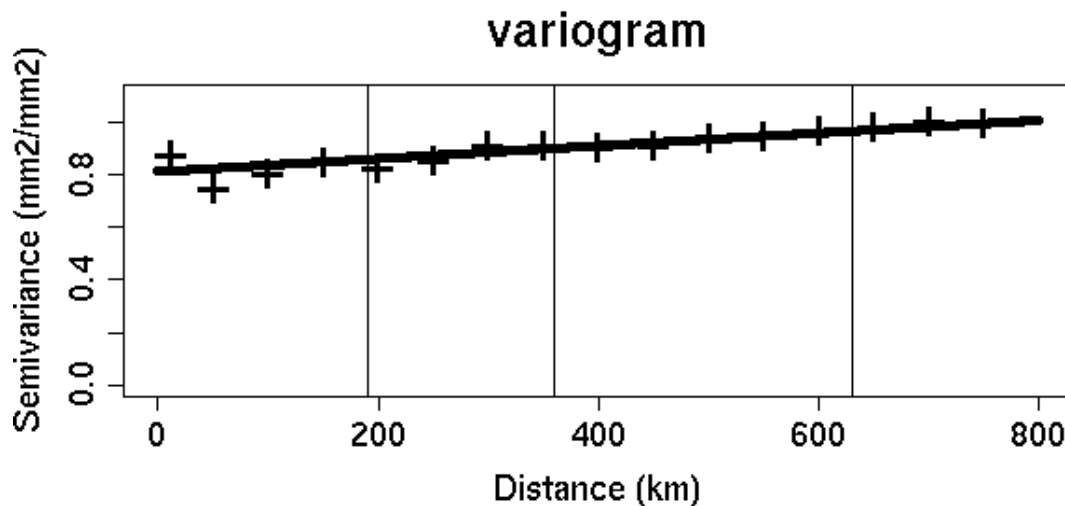


Figure 25 : Variogramme climatologique de données de précipitations au sol brutes.

4.3. Les indicateurs climatologiques

Plusieurs auteurs ont développé des critères statistiques afin d'observer les changements et les tendances climatiques aux échelles régionales (Klein Tank *et al.*, 2002 ; 2003) ou globales (ex. Frich *et al.*, 2002 ; Alexander *et al.*, 2006). Par exemple, l'ETCCDMI a construit 27 indices basés sur les fréquences des températures et des précipitations, l'intensité et la durée des événements climatiques. Dans cette étude, on a choisi d'adapter neuf indicateurs climatologiques construits sur la période 1998-2009 :

- (1) 4 indicateurs décrivent les occurrences de périodes humides et sèches afin de vérifier les reports de valeurs nulles 'suspicieuses'. Chaque période sèche (humide) est caractérisée par le nombre de jours consécutifs secs (humides). Pour chaque station, le maximum DMAX (WMAX) et la moyenne DMEAN (WMIN) des périodes sèches (humides) sont calculés.
- (2) 4 indicateurs donnent un aperçu de la distribution des intensités de précipitations en quantifiant la proportion de jours pluvieux avec des volumes précipités supérieurs à 4 seuils: 1 mm, 10 mm, 20 mm et 50 mm. Ils sont respectivement notés NB1P, NB10P, NB20P et NB50P.
- (3) le dernier indicateur est la précipitation moyenne cumulée sur une fenêtre glissante de 5 jours, notée AVG5.

On note que les valeurs manquantes ne sont pas incluses dans les statistiques.

4.4. Indice de variabilité

Pour une station donnée, chaque corrélation à différentes périodes de cumuls (voir section 4.2) et chaque indicateur climatologique I est comparé à la valeur moyenne correspondante des stations voisines. La différence normalisée (ND) entre la valeur de la station et la valeur moyenne dérivée du voisinage A s'exprime pour l'indice climatologique (Eq. 13):

$$ND_i(\underline{x}) = \frac{I(\underline{x}) - \bar{I}(\underline{x} + h \in A)}{I(\underline{x}) + \bar{I}(\underline{x} + h \in A)} \quad (13)$$

Et pour la corrélation à une période de cumul donné T (Eq. 14):

$$ND_{cor}(\underline{x}) = \frac{\overline{cor}(R(\underline{x}, T), R(\underline{x} + h \in A, T)) - \overline{cor}(R(\underline{x} + h \in A, T), R(\underline{x} + h \in A, T))}{\overline{cor}(R(\underline{x}, T), R(\underline{x} + h \in A, T)) + \overline{cor}(R(\underline{x} + h \in A, T), R(\underline{x} + h \in A, T))} \quad (14)$$

Une ND positive (négative) signifie que la station cible a des valeurs supérieures (inférieures) aux valeurs moyennes issues des stations proches. Une ND proche de 0 indique une uniformité entre la station et ses voisines. Les différences normalisées permettent de comparer les variabilités des précipitations entre les stations.

Finalement, tous les indices (tableau 8) sont résumés dans un indicateur appelé indice de variabilité V :

$$VI(\underline{x}) = \frac{\sum ND_I(\underline{x}) + \sum ND_{COR}(\underline{x})}{N_{NDs}} \quad (14)$$

où N_{NDs} est le nombre des indices.

Tableau 8 : Les quatorze différences normalisées NDs utilisées pour construire l'indice de variabilité.

N°	Différences Normalisées	Comparaisons des critères d'une station cible avec les stations appartenant à (d)
1	NDAVG5	moyenne des précipitations pentadaires cumulées
2	NDDMAX	période maximale de jour consécutif sans précipitation
3	NDDMEAN	période moyenne de jour consécutif sans précipitation
4	NDWMAX	période maximale de jour consécutif avec précipitation
5	NDWMEAN	période moyenne de jour consécutif avec précipitation
6	NDNB1P	pourcentage des jours pluvieux > 1 mm
7	NDNB10P	pourcentage des jours pluvieux > 10 mm
8	NDNB20P	pourcentage des jours pluvieux > 20 mm
9	NDNB50P	pourcentage des jours pluvieux > 50 mm
10	NDC1	corrélation moyenne pour une période de 1 jour
11	NDC5	corrélation moyenne pour une période de 5 jours cumulés
12	NDC10	corrélation moyenne pour une période de 10 jours cumulés
13	NDC15	corrélation moyenne pour une période de 15 jours cumulés
14	NDC30	corrélation moyenne pour une période de 30 jours cumulés

5. Représentativité de la méthode à d'autres échelles spatiales

Plusieurs facteurs peuvent provoquer une forte variabilité spatiale des précipitations aux échelles fines : (i) la topographie et (ii) l'occupation des sols (OS) principalement.

(i) L'algorithme présenté ci-après ne prend pas en considération les variations spatiales des pluies liées à la topographie pour deux raisons. D'une part, la topographie de l'Amazonie brésilienne Légale est un plateau avec peu de dénivellation dans son ensemble, des gradients limités à cause de grandes ondulations (Droulers, 1995 ; Théry, 2005) et une altitude qui dépasse très rarement les 500 m. A l'intérieur du buffer d'inter comparaison des données de précipitations, l'effet orographique peut causer une discontinuité dans le signal climatique (Rudolf *et al.*, 1994). Etant donné le manque de méta données des pluviomètres, les altitudes sont extraites du produit GTOPO30 de l'*US Geological Survey* avec une résolution spatiale d'environ 1 km (pour plus d'informations : <http://eros.usgs.gov/>) (figure 26). L'altitude entre chaque paire des pluviomètres s'étend de 1 à 514 mètres pour une moyenne de 141,07 mètres au-dessus du niveau de la mer (figure 27). Dans les courtes inter-distances, la différence en altitude entre deux stations est relativement faible ; leur moyenne pour les ranges de 190 km, de 360 km et de 630 km sont respectivement de 61,25 m, 71,35 m et 79,24 m. Ainsi, ces données d'altitudes faibles ne sont pas prises en compte dans l'étude de variabilité des précipitations.

(ii) La problématique de l'influence de l'OS sur les précipitations est très complexe à appréhender et est largement discutée, notamment dans le cadre de la déforestation amazonienne et du réchauffement climatique global (ex. Dubreuil *et al.*, 2012 ; Cook *et al.*, 2012 ; programme LBA ; *Intergouvernemental Panel of Climate Change*, IPCC). L'affectation d'un pluviomètre à une OS est simple et relativement précise (partie 3). Toutefois, aux échelles spatiales utilisées pour les distances d'inter comparaison, quantifier l'effet d'une OS sur la variabilité des précipitations entre deux pluviomètres est hasardeux. Prenons par exemple deux paires de stations [A, B] et [C, D] : A se situe en forêt, B et C sont en savane et D en milieu urbain. Comment évaluer et uniformiser l'impact de la rupture des OS sur la variabilité des précipitations entre chaque station des deux paires ? Et ce, sur une période d'études relativement courte ? Certaines stations ont vu leur environnement (urbanisation, déforestation, mise en culture) changer sur les douze ans d'études. Enfin, techniquement, associer cette variable dont son impact n'est pas clairement identifié et surtout quantifié avec des données climatologiques statistiquement vérifiées à l'intérieur d'un indice pose des problèmes évidents de pondération de chaque indicateur. Plusieurs travaux utilisant des modèles de déforestation montrent des résultats divergents aux réalités observées par l'IPCC. Ainsi, certains auteurs (ex. McGuffie *et al.*, 1995 ; Costa et Foley, 2000 ; Avissar et Werth, 2005) montrent, qu'en plus de la diminution de transpiration par des surfaces forestières moins importantes, la baisse de la convergence de l'humidité atmosphérique provoquerait une diminution des précipitations.

Toutefois, l'IPCC note que « *les précipitations et la convergence de l'humidité croissantes en Amazonie durant les dernières décennies contrastent avec ces travaux (cités précédemment), cela suggère que la déforestation n'est pas le principal facteur des changements observés.* » En outre, Saad *et al.* (2010) ont simulé les effets méso-échelle de la déforestation amazonienne sur la couche limite de l'atmosphère avec le modèle brésilien *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System* (BRAMS) dans la région de la BR-163. Ils ont constaté que la superficie et la forme (en ce qui concerne l'incidence du vent) de la déforestation et de l'état d'humidité du sol modifient l'état de l'atmosphère à l'échelle de plusieurs semaines. Par conséquent, ces facteurs de l'OS jouent un rôle sur la température de et les précipitations. En clair, la quantification de la variabilité des précipitations due à une OS reste incertaine et difficile à évaluer dans l'espace et dans le temps avec l'implication de nombreux facteurs interagissant ensemble. En conclusion, face à toutes ces incertitudes, l'implémentation de l'OS dans la comparaison des données pluviométriques d'une station à l'autre n'est pas réalisée dans le VI.

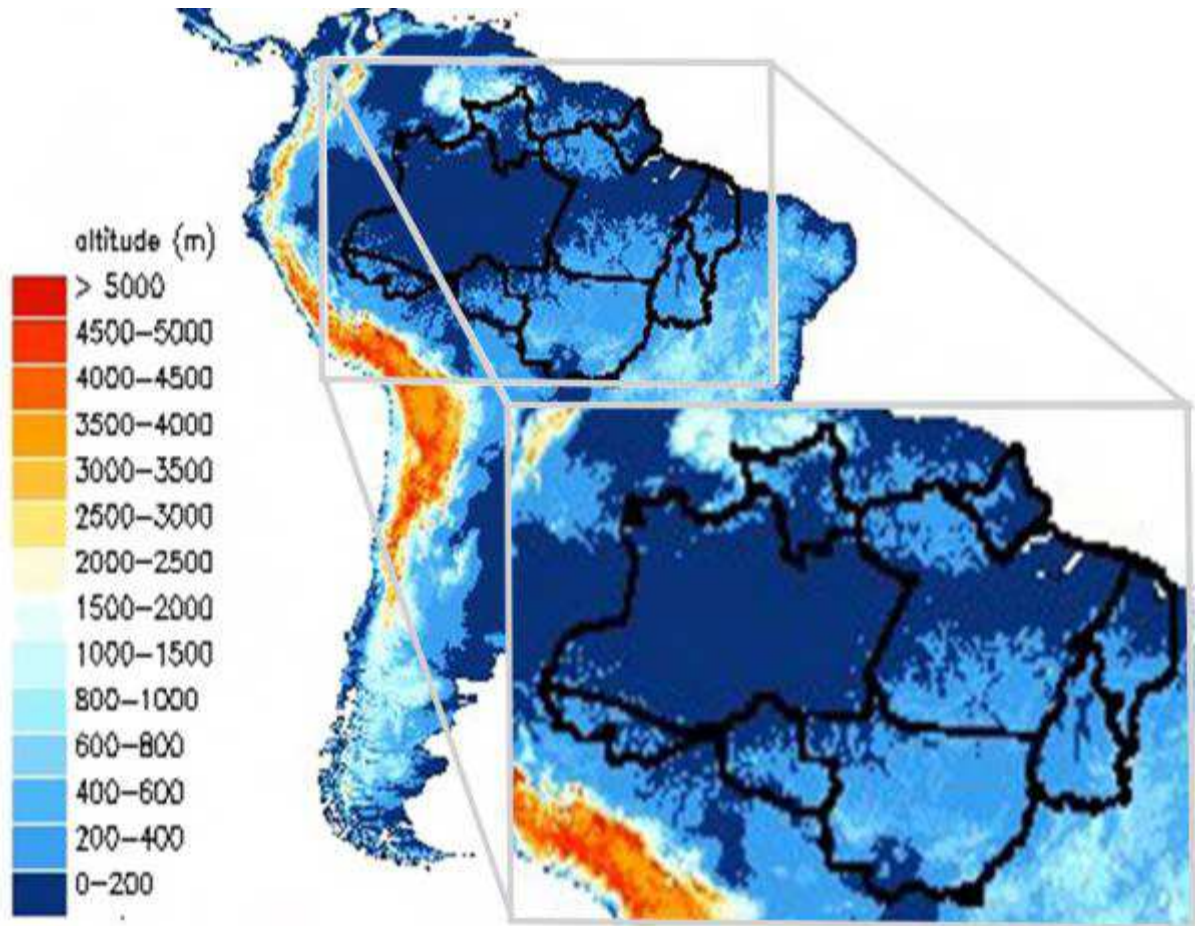


Figure 26 : Altitude de l'Amérique du Sud extraites du produit GTOPO30 avec une résolution spatiale de 1 km.

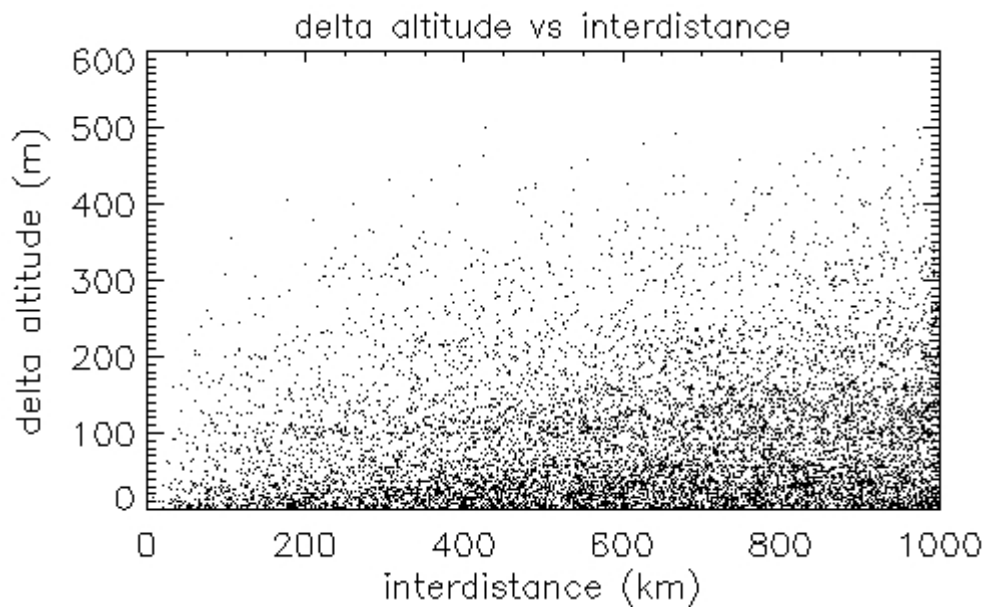


Figure 27 : Représentation des altitudes entre chaque paire des 235 pluviomètres utilisés.

6. Conclusion

Les séries temporelles des 235 pluviomètres fournies par l'ANA sont organisées sur la période 1998-2009. Après des prétraitements classiques, les corrélations entre les données augmentent en fonction de l'intégration temporelle et diminuent avec l'augmentation de la distance entre les pluviomètres. Ces observations montrent une relative cohérence du jeu de données mais les fortes variabilités des précipitations, notamment aux courtes inter-distances peuvent être associées à des erreurs de reports. L'approche variographique appuie ce constat avec une pépite relativement importante.

Afin de détecter les erreurs potentielles des données de précipitations, on doit implémenter une méthodologie basée sur la comparaison au voisinage de critères statistiques et climatologiques calculés pour chaque pluviomètre. Avant d'appliquer les techniques géostatistiques dans le chapitre suivant, on s'est intéressé aux possibles impacts de l'orographie et de l'OS sur la variabilité des précipitations. D'après les critères évoqués précédemment, on décide de négliger les effets de ces éléments sur le territoire d'études.

Chapitre 6. Contrôle de qualité des données pluviométriques

1. Introduction

A l'échelle internationale, la vérification de l'homogénéité et de la cohérence des données pluviométriques est réalisée dans de nombreux centres météorologiques (ex. GPCC, Rudolf *et al.*, 1994). Dans ce chapitre, on applique un contrôle de qualité des séries temporelles en Amazonie brésilienne Légale, puis on vérifie la cohérence de la base de référence sur la période 1998-2009.

A partir des techniques décrites au chapitre précédent, la construction de l'indice de variabilité doit permettre d'observer les données pluviométriques erronées. Les critères du VI apportent les motifs de 'suspensions' des données détectées. Une étude de cas illustre le procédé d'élimination des erreurs de reports. Ensuite, la fiabilité de la base de données interpolées issue de ce contrôle est jugée à travers différents tests géostatistiques. Enfin, une analyse climatologique est réalisée afin de vérifier la fiabilité du jeu de données contrôlées et 'nettoyées'.

2. L'indice de variabilité: sensibilité au voisinage

La figure 28 montre la distribution des valeurs du VI sur la période 1998-2009 calculées pour la population représentative du range 360 km comme défini dans la section 4.3. La figure 29 présente les boxplots des 14 ND et de l'indice de variabilité pour le cas représentatif du range de 360 km.

La distribution du VI (figure 28) montre une concentration forte entre -0,10 et 0,10 (plus des trois-quarts des valeurs du VI) et le sommet de la courbe des VI est proche de 0. La plupart des stations présentent des indicateurs climatologiques et des corrélations proches des stations voisines. Les stations suspicieuses ont des VI relativement distants de 0. Le tableau 9 présente l'échantillonnage des VI avec un intervalle de 0,05. On observe davantage de VI négatifs. Les valeurs faibles des corrélations avec les stations voisines et la sous-estimation des taux de pluie extrêmes sont les principaux facteurs explicatifs des valeurs négatives des VI (figure 29). Ces résultats sont corroborés par les travaux du GPCC: Rudolf *et al.* (1994) rapportent que des erreurs systématiques des mesures par les pluviomètres sont causées par la sous-estimation des volumes réels précipités. Ceci est attribué aux effets de vent et d'évaporation (ex. Sevruk, 1982).

Tableau 9 : Fréquences cumulées de l'indice de variabilité en fonction des trois distances (d).

(d) \ occurrences du VI(%)	-0,20	-0,15	-0,10	-0,05	0,00	0,05	0,10	0,15	0,20
190	6,17	8,97	14,15	26,66	50,46	74,86	90,10	94,79	95,92
360	5,78	8,83	14,96	27,13	51,10	79,18	94,47	98,97	99,15
630	5,53	8,97	15,85	27,91	50,67	78,04	93,97	98,37	99,08

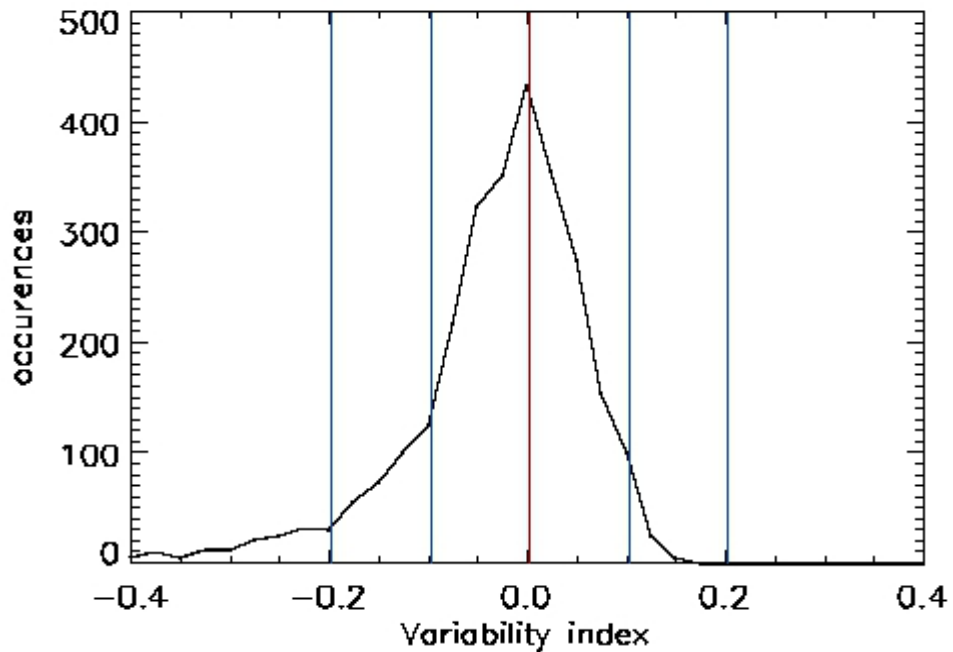


Figure 28 : Distribution de l'indice de variabilité appliqué au range (d) de 360 km représentatif des ranges de 190 et 630 km.

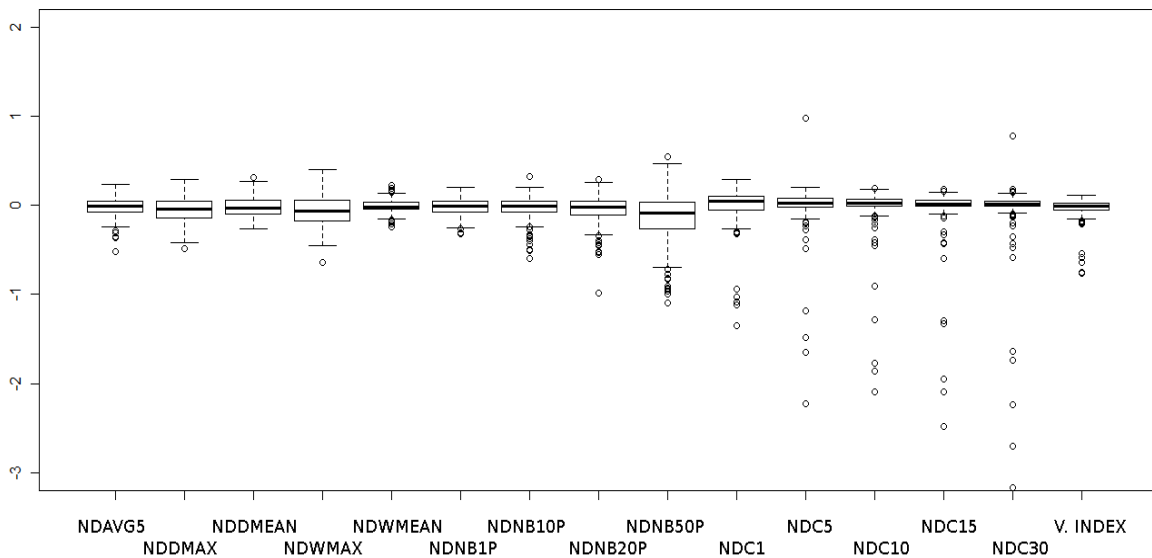


Figure 29 : Boxplots des 14 ND et indice de variabilité sur la période d'études pour (d) = 360 km.

Les indices NDMAX, NDWMAX et NDNB50P présentent des interquartiles et différences entre les valeurs minimales et maximales importants. Ces différences quantitatives sont expliquées par les fortes variabilités spatiotemporelles des indicateurs pris en compte. Une valeur du NDNB50P négative signifie une absence de report de précipitations intenses sur la période étudiée. Une valeur NDWMAX positive indique une période sans précipitation sensiblement plus longue que les périodes sèches des stations voisines. Les NDAVG5, NDWMEAN, NDDMEAN et NDNB1P possèdent des interquartiles plus faibles.

Les indicateurs affectés sont caractérisés par une continuité spatiotemporelle. En résumé, la médiane proche de 0, le faible interquartile et le faible écart entre les premier et dernier déciles du VI permettent de dire que la quasi-totalité des stations pluviométriques sont de bonne qualité. On peut cependant envisager d'étudier les différents ND pour chaque station.

La figure 30 montre la distribution spatiale du VI en Amazonie brésilienne légale, interpolé sur une grille régulière de 0,25° x 0,25° pour le range représentatif de 360 km. La cartographie présente quatre régions caractérisées par des VI distants de 0. Le tableau répertorie six pluviomètres avec des données "suspicieuses" sélectionnées à partir d'un VI absolu supérieur à 0,15 pour les trois ranges. Ces stations sont principalement situées dans l'Etat de l'Amazonas où l'accès aux données peut être plus difficile.

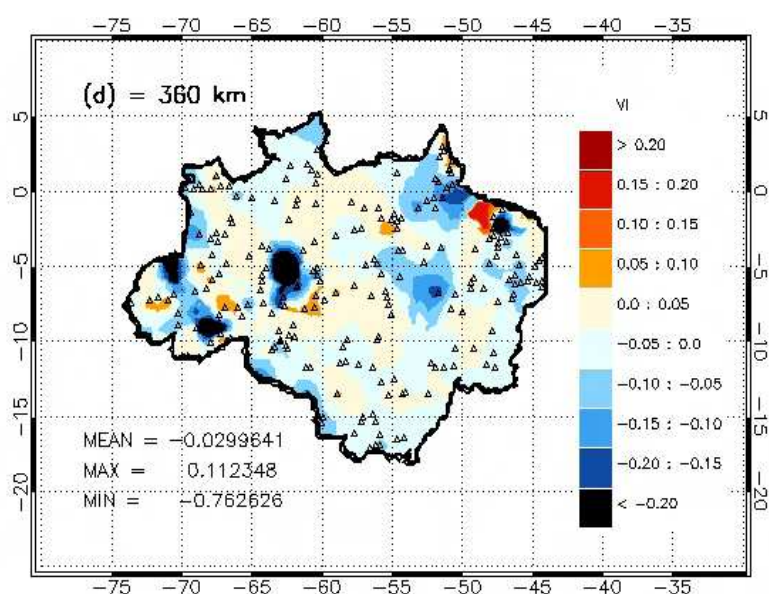


Figure 30 : Cartographie des VI des 235 pluviomètres en Amazonie brésilienne légale sur la période 1998-2009 pour le rayon d'influence de 360 km.

Tableau 10 : Pluviomètres avec des données "suspicieuses" détectées par l'indice de variabilité.

Nom	Etat	Commune	lon	lat	VI190	VI360	VI630	Dispo. Quotid.	Dispo. mensuelle	Alt (m)
Florian Peixoto	AM	Boca do Acre	-67,39	-9,06	-1,04	-0,76	-0,93	92,49%	92,36%	125
Seringal da Caridade	AM	Boca do Acre	-68,57	-9,03	8,77	-0,53	-0,25	91,74%	91,67%	124
Humaita	AM	Humaita	-63,02	-7,50	-0,19	-0,21	-0,21	97,88%	97,22%	62
Monte Alegre	AM	Nova Aripuana	-60,37	-5,58	-0,18	-0,18	-0,20	99,93%	99,31%	42
Beaba	AM	Tapaua	-62,86	-4,85	-0,51	-0,58	-0,66	99,59%	97,92%	45
Faz. S. Raimundo	PA	Ipixuna do Para	-47,52	-2,42	-0,75	-0,75	-1,05	99,41%	99,31%	84

3. Etude de cas: la station 'Beaba' (Tapaua Amazonas)

Cette station est localisée à la latitude 4,85° S et longitude 62,87° O dans la commune de Tapaua dans l'Etat de l'Amazonas. Le nombre de stations voisines est de 3, 21 et 60 dans un voisinage défini respectivement par les ranges 190, 360 et 630 km. Les valeurs correspondantes des VI sont faibles comparées à la moyenne des données voisines (figure 31): -0,5153, -0,5846 et -0,6627. La figure 31 montre les 14 ND et le VI de la station calculé en 1998. Les ND indiquent des corrélations inférieures aux moyennes des corrélations calculées pour les stations voisines. En outre, cette station présente un NDDMEAN (3) élevé et des faibles NDWMEAN (4) et NDNB50P (9). En fait, une recherche plus approfondie montre qu'en 1998, les périodes humides (sèches) pour cette station durent en moyenne 2,5 et 1,7 jours respectivement, alors que les valeurs moyennes sont de 3,2 et 1,4 jours pour les stations voisines (distance inférieure à 190 km). En outre, la proportion de jours avec un volume précipité supérieur à 50 mm est de 0,27% contre 1,7% pour le voisinage. Les précipitations pentadaires moyennes cumulées (NDAVG5 (1)) sont de 18,4 pour cette station contre 25,8 mm pour le voisinage. Toutes ces informations indiquent que la station Beaba sous-estime les précipitations en termes d'occurrences et de quantification. Finalement, la figure 32 montre que les précipitations mensuelles de la station cible sont sensiblement inférieures à la moyenne des précipitations mensuelles des stations voisines.

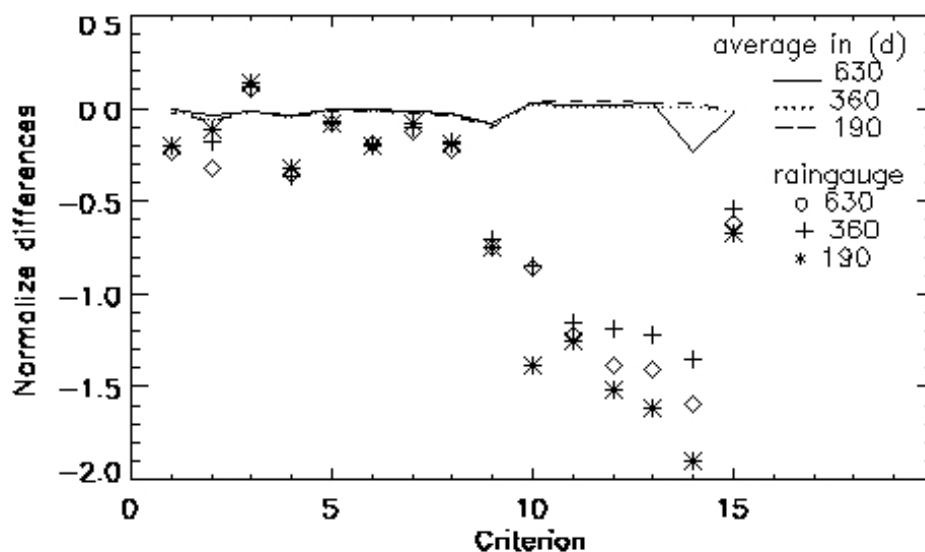


Figure 31 : Quatorze ND et l'indice de variabilité pour la station avec les moyennes des ND et de l'indice de variabilité (15) pour toutes les stations en 1998. Le numéro de chaque critère est fourni dans le tableau.

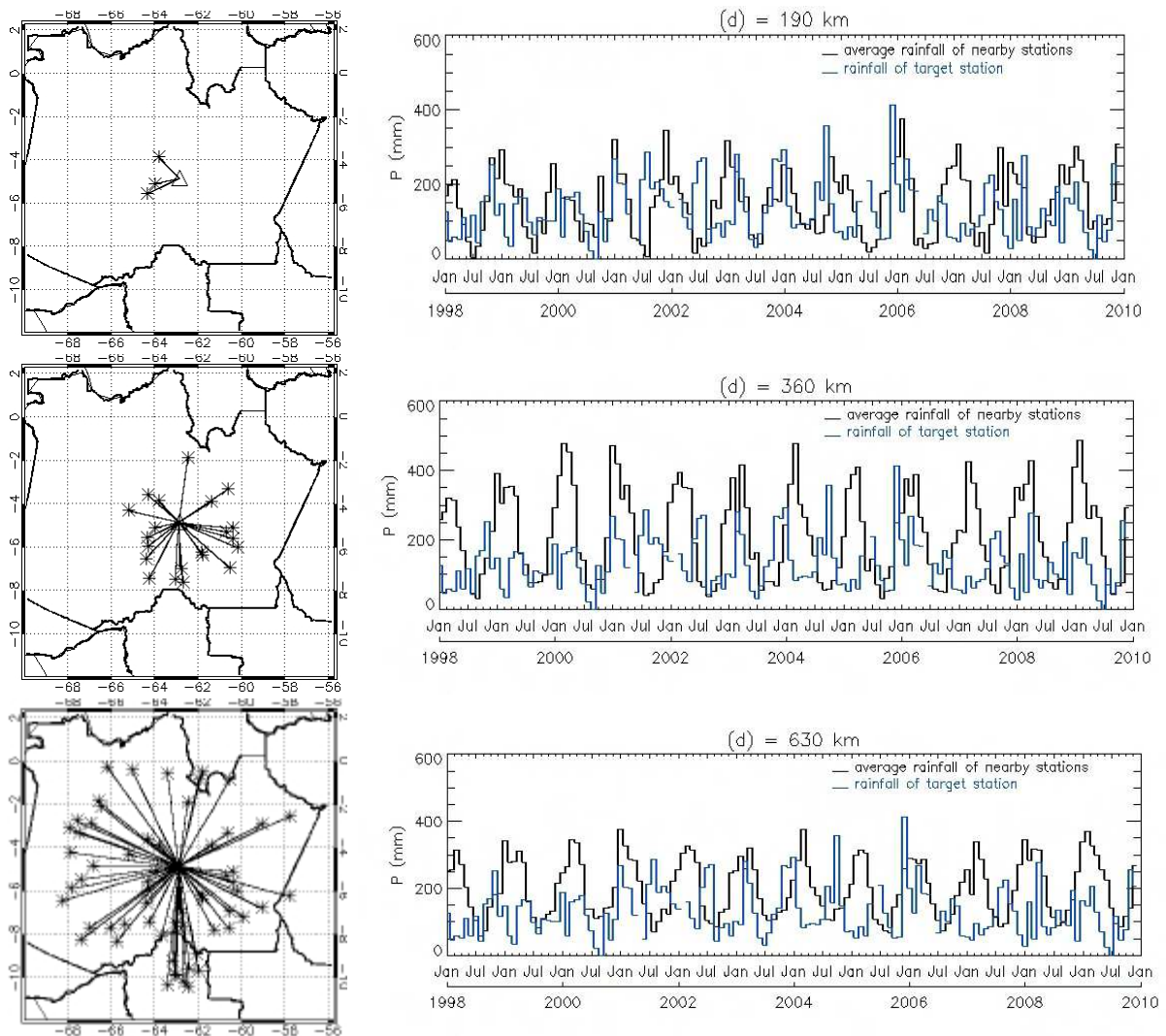


Figure 32 : Comparisons des précipitations mensuelles de la station 'Beaba' (AM) avec la moyenne des précipitations des stations voisines localisées pour les trois distances (d).

En outre, aucun contraste topographique n'est en mesure d'expliquer cette variabilité comme le montre le tableau ci-dessous ; l'altitude de la station analysée est de 45 m.

Tableau 11 : Différences des altitudes entre la station Beaba et les stations voisines en fonction du rayon d'influence considéré.

Différence des altitudes des stations voisines (m)	Distance de comparaison (km)		
	190	360	630
Différence d'altitude moyenne	3,00	8,62	35,93
Différence d'altitude maximale	17,00	54,00	230,00

On considère donc que les données de cette station sont trop différentes de celles des stations voisines sans raison apparente évidente et on choisira donc d'éliminer cette station de la base de données.

4. Consistance de la base de données

4.1. Contrôle et échantillonnage des données

Deux approches complémentaires sont utilisées pour isoler les données qualifiées de ‘suspicieuses’:

(i) La première consiste à éliminer les données de précipitations dont les incréments quadratiques E du variogramme sont supérieurs au 95^e percentile de chaque classe d’inter-distances, notamment dans les courtes inter-distances. Cette technique est utilisée par Kirstetter *et al.* (2010) pour le contrôle de qualité de données pluviométriques dans les Cévennes, au sud-est de la France (figure 33).

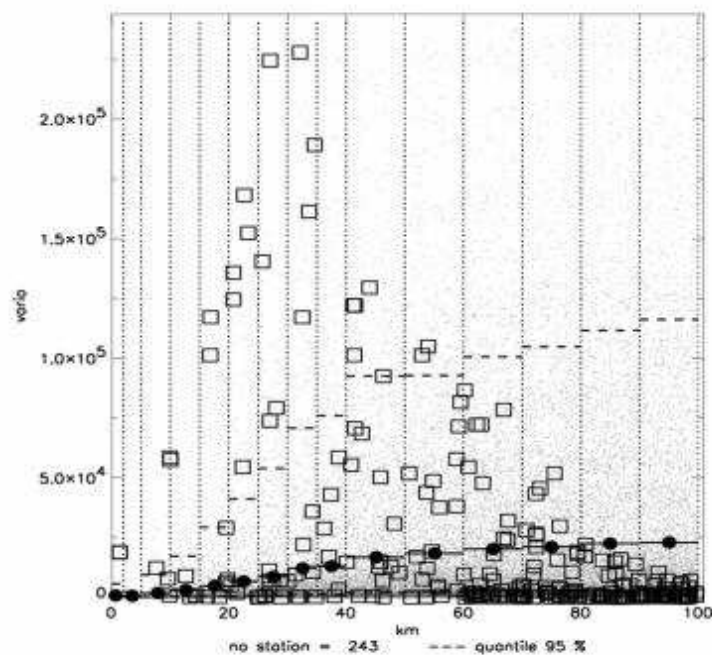


Figure 33 : Illustration de la technique de contrôle de qualité d’une station pluviométrique dans les Cévennes: variogramme moyen (points noirs), modèle sphérique ajusté (trait plein) et 95e percentile (traits horizontaux en pointillés) des incréments quadratiques (Kirstetter *et al.*, 2010).

(ii) Pour chaque année d’études, on considère les stations caractérisées par des valeurs de VI absolues supérieures à un seuil donné. Cela conduit à une série de stations suspicieuses qui sont analysées dans une seconde étape. Cette procédure est répétée pour les trois ranges définis dans la section 4.2.

La disponibilité des bases de données pluviométriques retenues après le contrôle de qualité dépend fortement de la sévérité du QC, qui est assez subjective. Un seuil plus restrictif appliqué aux valeurs absolues du VI conduira à une analyse plus critique et à éliminer plus de stations. La figure 34 montre la disponibilité des bases de données retenues en fonction du seuil des valeurs de l’indice de variabilité utilisés.

Ainsi, on observe une disponibilité proche de 50 % pour les bases de données avec des valeurs du VI appartenant à $[-0,05 ; 0,05]$. Un équilibre doit donc être trouvé entre la fiabilité et la représentativité spatiales et climatologiques de l'ensemble des données retenues. Ces points sont discutés dans les sections suivantes.

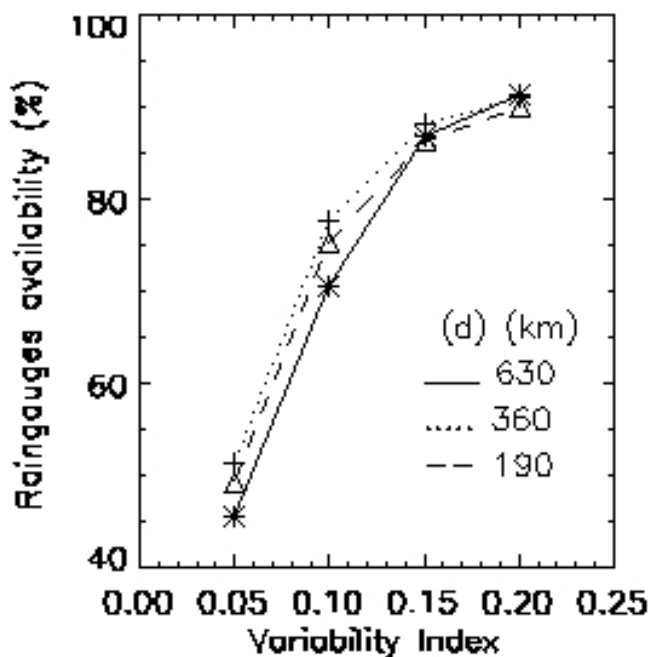


Figure 34 : Disponibilité des bases de données (en %) après les contrôles de qualité.

4.2. Validation

La cohérence améliorée de la base de données qualitativement contrôlée est évaluée avec le variogramme, qui fournit des indications sur l'échantillonnage de la structure spatiale des précipitations par le réseau des stations. Après l'analyse du contrôle de qualité, la fonction variographique peut être ré-estimée. La fonction est évaluée en ajustant le modèle exponentiel (Eq. 12) au variogramme expérimental. Le tableau 12 fournit les valeurs obtenues pour le range et le nugget du modèle ainsi que des évaluations qualitatives de l'ajustement en fonction des différents contrôles de qualité opérés. On peut noter qu'un ajustement du modèle au variogramme empirique est seulement cohérent après un contrôle de qualité plutôt sévère. En outre, le nugget diminue généralement avec une sévérité croissante du contrôle de qualité (liée à des valeurs inférieures pour les seuils du VI), indiquant un meilleur échantillonnage du champ de pluie et une influence atténuée des erreurs de mesure. A titre d'exemple, pour une comparaison avec le voisinage effectuée jusqu'à 630 km, la pépite diminue, passant de 0,82 pour le seuil du VI de 0,20 à 0,68 pour un seuil de VI de 0,05. Les nuggets obtenus à partir de la comparaison avec le voisinage effectuée jusqu'à 190 km sont meilleures que les pépites obtenues avec la comparaison jusqu'à 630 km. Les portées des modèles ajustés pour les comparaisons jusqu'à 630 km sont significativement plus élevés (> 400 km) que les portées pour les comparaisons jusqu'à 190 km (< 355 km). Cela indique que la distance de

décorrélation est plus grande, ce qui peut amener à un effet de lissage lors de l'intégration d'un grand nombre de stations dans la comparaison au détriment de la représentativité locale de la donnée pluviométrique.

Tableau 12 : Paramètres du variogramme des bases de données avant et après l'application de l'indice de variabilité à différents seuils et range de distance.

Base de données		analyse variographique		
(d)	VI	nugget	range(km)	commentaire
-	Données brutes	0,81	-	fit absurde
190	[-0,05 ; 0,05]	0,64 (63 %)	354	fit absurde
	[-0,10 ; 0,10]	0,65 (64 %)	327	fit correct
	[-0,15 ; 0,15]	0,82	-	fit absurde
	[-0,20 ; 0,20]	0,82	-	fit absurde
360	[-0,05 ; 0,05]	0,75	-	fit absurde
	[-0,10 ; 0,10]	0,75	-	fit absurde
	[-0,15 ; 0,15]	0,82	-	fit absurde
	[-0,20 ; 0,20]	0,82	-	fit absurde
630	[-0,05 ; 0,05]	0,68 (65 %)	403	fit correct
	[-0,10 ; 0,10]	0,67 (65 %)	453	fit correct
	[-0,15 ; 0,15]	0,77	-	fit absurde
	[-0,20 ; 0,20]	0,82	-	fit absurde

On choisit donc les modèles de variogrammes obtenus à partir de la comparaison avec le voisinage effectuée jusqu'à 190 km. La figure 35 montre le variogramme climatologique de la base de données obtenue avec un QC basé sur l'analyse critique des stations dont les valeurs du VI sont en dehors de [-0,05 ; 0,05] pour une distance de comparaison au voisinage de 190 km. La valeur du variogramme empirique calculée à courte inter-distance est plus faible et ne présente plus de discontinuité avec les valeurs des autres variogrammes. La réduction de l'effet pépité du variogramme ne garantit pas que toutes les mesures pluviométriques erronées ont été identifiées et éliminées. Éliminer les cas les plus évidents est cependant une condition nécessaire et très importante pour améliorer la cohérence des données pluviométriques de référence.

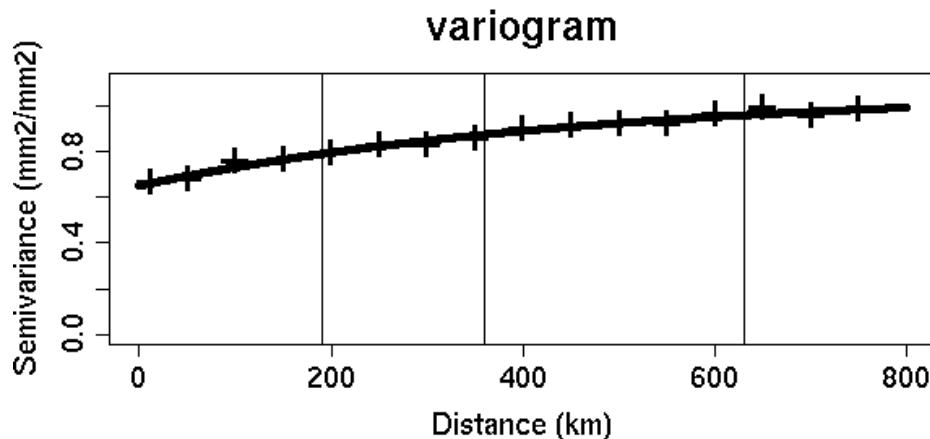


Figure 35 : Variogramme climatologique de la base de données “nettoyées”.

La technique du LOOCV, méthode de validation croisée, peut être utilisée après le krigeage des données de précipitations au sol. Ici, la technique d’interpolation utilisée est le krigeage ordinaire en bloc (Journel and Huijbregts, 1978). Le LOOCV consiste à retirer, une par une, la mesure d’une station météorologique du jeu de données et prendre en compte la valeur du point interpolé. Le procédé est réalisé d’un point à l’autre (Burrough and McDonnell, 1998 ; Bivand *et al.*, 2008). Pour toutes les mesures, on obtient les résidus de la validation croisée, définis par la différence entre la prédiction *PRED* et l’observation *OBS*. Un résidu important signifie alors que la valeur observée d’une station cible est relativement lointaine des données voisines. Cette forte variabilité peut être interprétée comme une erreur de mesure. Dans un premier temps, le LOOCV est utilisé à partir de la base brute pour évaluer l’efficacité du VI à détecter des données ‘suspicieuses’. Ainsi, on compare un échantillon de quatorze stations sur la période 1998-2009 : six stations affectées d’un VI éloigné de 0 et huit stations avec un VI proche de 0 pour toutes les distances *d*.

Les nuages de points 36-a) et 36-b) des valeurs prédites en fonction des valeurs observées montrent une relation inexistante pour les stations aux données « suspicieuses ». Pour les stations affectées d’un VI proche de 0, la corrélation entre les valeurs prédites et les valeurs observées s’élèvent à 0,4110. Avec ce petit échantillon de données, on observe que le VI détecte correctement les valeurs des précipitations très variables par rapport aux données voisines. Ensuite, on réitère cette technique afin de comparer les relations entre les valeurs prédites et les valeurs observées de la base de données brute et de la base de données avec VI appartenant à $[-0,05 ; 0,05]$ pour le range de 190 km. Ce test est réalisé sur les cinq cents premiers jours de l’étude. Les nuages de points 36-c) et 36-d) présentent une meilleure corrélation entre *PRED* et *OBS* pour la base contrôlée de 0,3840 contre 0,2569 pour la base brute. En résumé, les résultats du LOOCV sont en accord avec ceux des VI. Il existe ainsi une corrélation plus importante entre les valeurs de précipitations prédites et les valeurs observées pour les stations aux données pluviométriques proches des données voisines.

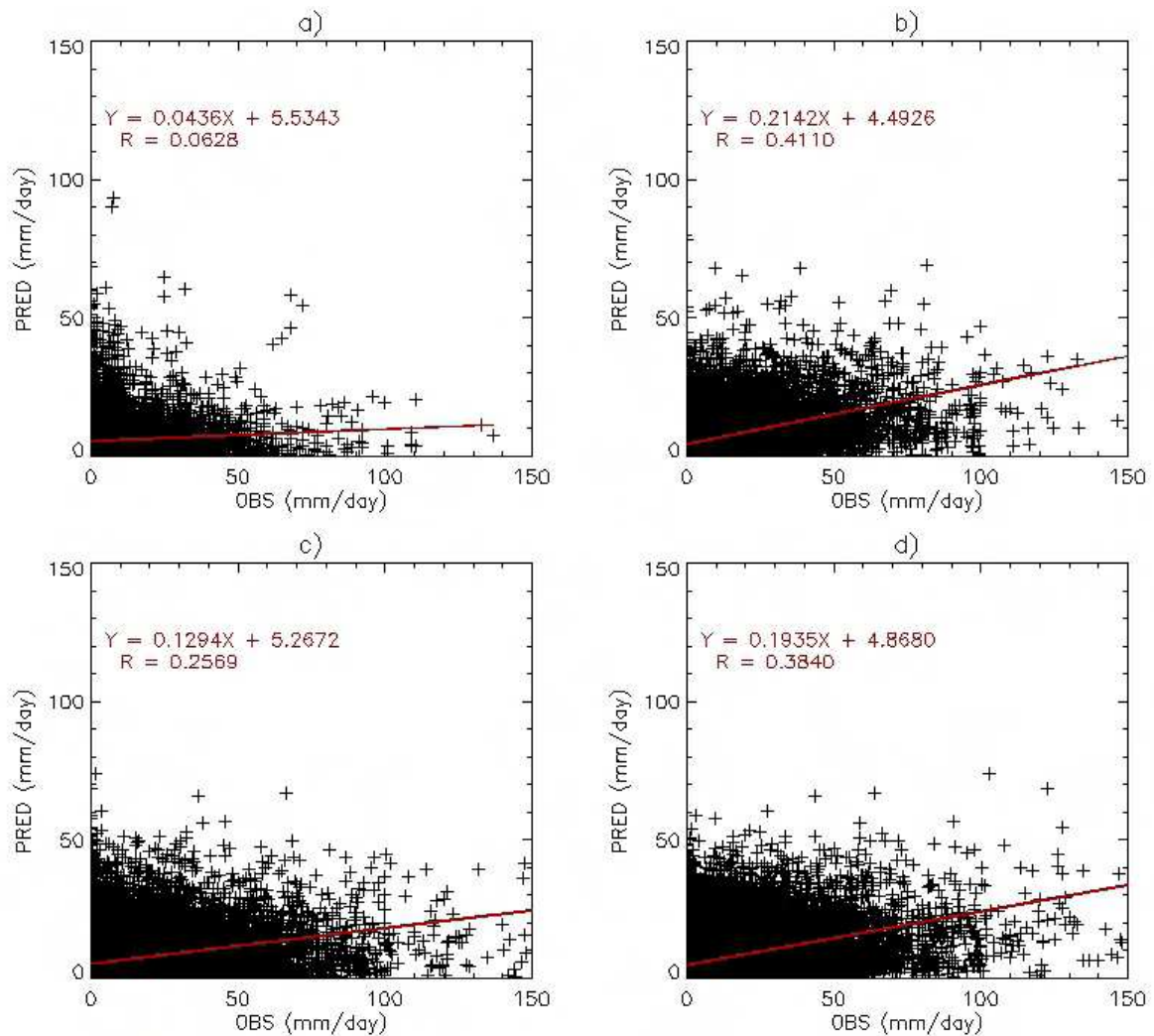


Figure 36 : Comparaisons des valeurs de précipitations quotidiennes prédites par krigeage en blocs vs valeurs observées a) pour six stations affectées d'un VI éloigné de 0 ; b) pour huit stations affectées d'un VI proche de 0 sur la période 1998-2009 à partir de la base brute ; c) pour la base de données brute et d) pour la base de données « nettoyées » avec VI appartenant à [-0,05 ; 0,05] pour (d) = 190 km sur les 500 premiers jours de l'étude.

L'analyse critique des bases de données des pluviomètres augmente donc la fiabilité et la représentativité des blocs krigés des valeurs pluviométriques qui constituent la référence pour les estimations satellitaires.

L'objectif de cette étude est de proposer une référence pour évaluer l'estimation des précipitations par satellite. On évalue l'impact du QC sur la qualité de référence. L'estimateur d'interpolation linéaire du krigeage en bloc (Journel et Huijbregts, 1978) est utilisé pour évaluer les précipitations de référence et l'erreur d'échantillonnage associée sur des domaines de $0,25^\circ$ (correspondant à la résolution de la grille de produits utilisés dans cette thèse) à partir des observations des stations. En pondérant les pluviomètres individuellement, l'estimateur de krigeage est sans biais et la variance d'estimation est minimisée (Lebel et Amani, 1999). Une description détaillée de la technique de krigeage en bloc peut être trouvée dans Kirstetter *et al.* (2010) et Lebel et Amani (1999). Le krigeage fait usage du variogramme normalisé (Lebel *et al.*, 1987). La variance d'estimation du krigeage donne une évaluation quantitative de la qualité de l'estimation. Elle dépend du variogramme et de la position

relative des pluviomètres sur le domaine d'estimation. Comme on utilise des variogrammes normalisés, l'estimation de la variance est exprimée en proportion de la variance du champ (voir Kirstetter *et al.*, 2010 pour plus de détails). La figure 37 montre les distributions de l'écart-type d'estimation (racine carrée de la variance d'estimation) pour les pixels contenant au moins une station avant et après l'analyse de contrôle de qualité. L'estimation des valeurs d'écart-type est plus faible après l'élimination des valeurs erronées dans la base de données. L'analyse critique de la base de données pluviométriques augmente donc la fiabilité et la représentativité des valeurs de précipitations des blocs krigés qui constituent la référence pour les estimations par satellite.

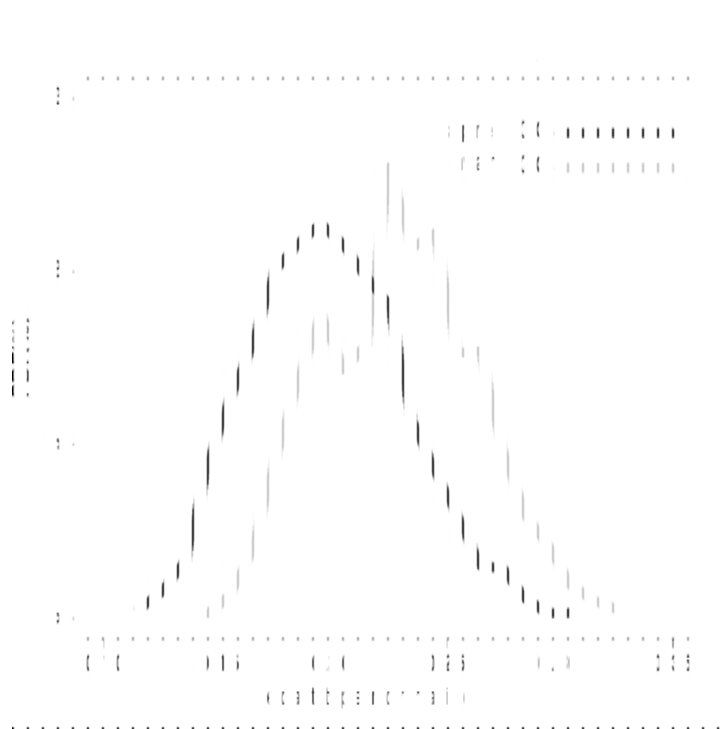


Figure 37 : Distributions de l'écart-type des estimations des valeurs des précipitations krigées en bloc avant (gris) et après (noir) le contrôle de qualité.

5. Analyse climatologique de la base de données au sol contrôlée

Après avoir réalisé les tests de sensibilité liés à la fonction variographique et au LOOCV, on doit s'assurer que l'élimination de données de précipitations 'suspicieuses' n'affecte pas la représentativité de la base de données retenue. A partir des travaux d'Espinoza *et al.* (2009), on construit une classification des régimes annuels. Un indice P des précipitations mensuelles est calculé sur la période 1998-2009 à partir de la base de données contrôlées qualitativement (Eq. 15):

$$P = \frac{(P_m - P_{avg})}{\sigma} \quad (15)$$

Avec P_m les données de précipitations mensuelles d'une station donnée, P_{avg} la moyenne des précipitations du même mois calculée pour toutes les stations et σ l'écart-type de la population.

P permet de classer les pluviomètres en fonction de leur cycle annuel, indépendamment du volume précipité.

La classification ascendante hiérarchique (CAH) permet de déterminer le nombre de classes optimales correspondant aux différents régimes de précipitations. On calcule la distance euclidienne entre chaque donnée de P. Puis, la technique du plus loin voisin est utilisée pour lier les classes. Le dendrogramme de la base de données contrôlée montre un nombre optimal de six classes (figure 38).

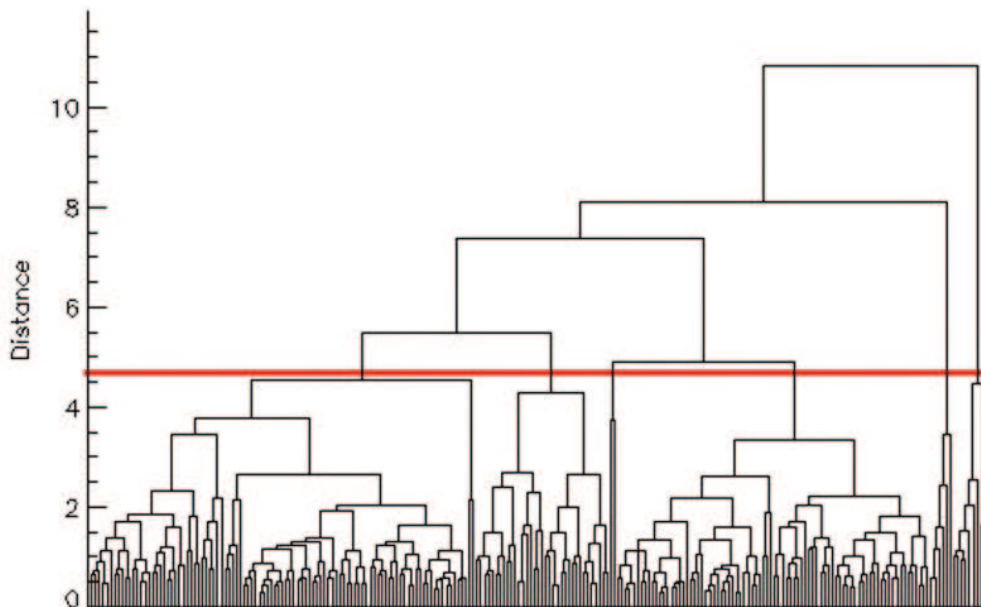


Figure 38 : Dendrogramme de l'indice P construit à partir de 222 pluviomètres contrôlés en Amazonie brésilienne Légale sur la période 1998-2009.

La classification KMEANS des régimes de précipitations s'appuie sur des itérations successives (25, 15 et 10) permettant de décroître l'inertie intra classe et d'augmenter l'inertie interclasse. Cette méthode permet d'obtenir plusieurs classifications et d'identifier les stations appartenant à la même classe selon les itérations. Ainsi, on prend en compte les régimes des précipitations des stations reportées dans les mêmes classes pour toutes les itérations.

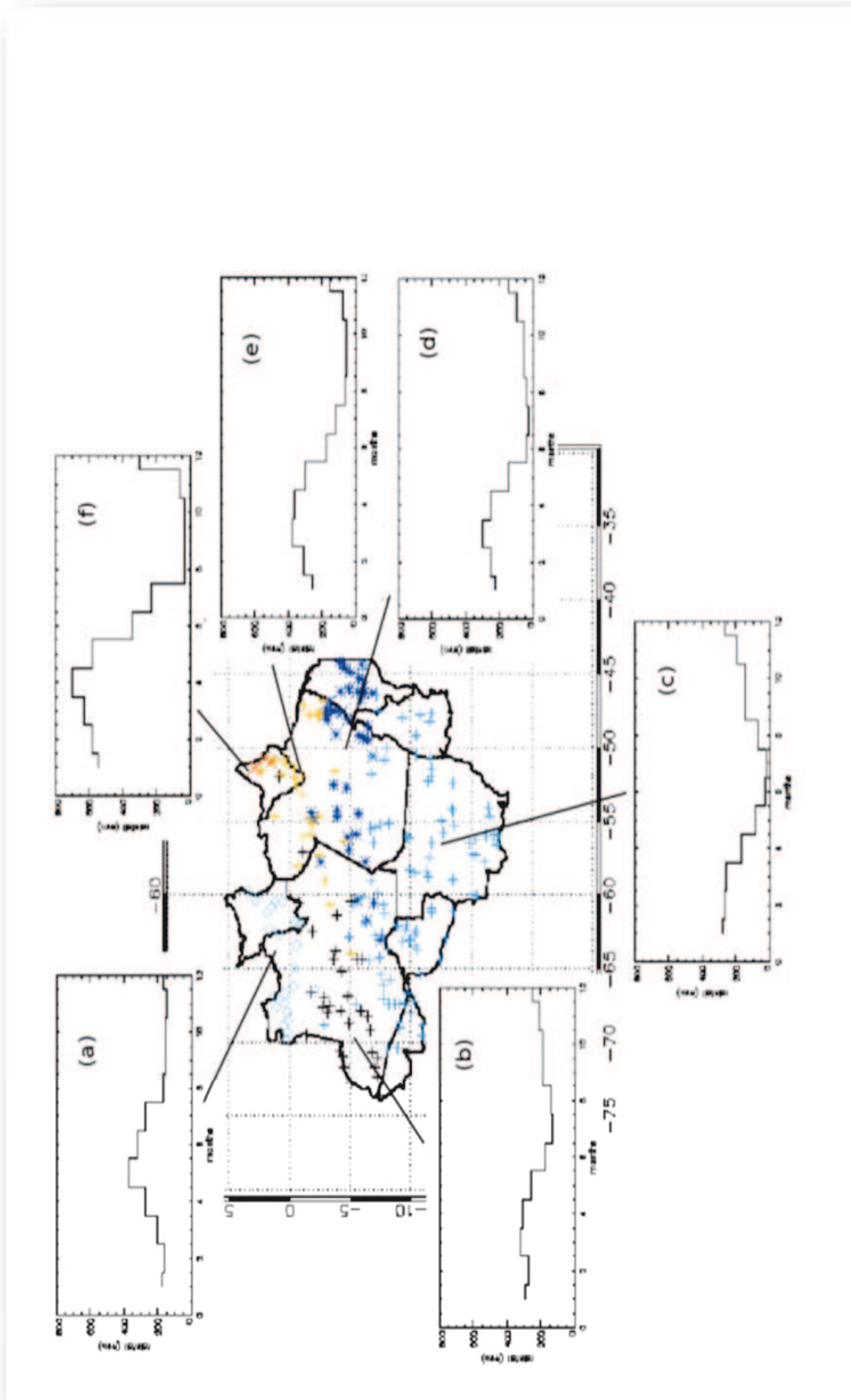


Figure 39 : Régimes annuels de la base de données “nettoyées” après une CAH et classification KMeans en Amazonie brésilienne Légale sur la période 1998-2009. Les graphiques représentent les précipitations mensuelles de chaque classe sur la carte.

Les volumes annuels moyens des précipitations augmentent le long d'un gradient de Centre-Sud vers le Nord de l'Amazonie brésilienne Légale (figure 39) : d'environ 1.500 mm.an⁻¹ au Sud jusqu'à plus de 3.000 mm.an⁻¹ au Nord de la région. Cette opposition Nord / Sud se reflète dans la structure des régimes de précipitations annuelles. Les hauteurs de précipitations maximums pendant l'été austral (Décembre-Janvier-Février) caractérisent le régime tropical austral dans le Sud (Figure 39.c), ce qui contraste avec le régime tropical boréal dans le Nord-Ouest (figure 39.a). L'inverse est vrai en hiver (Juin-Juillet-Août). Dans la partie Sud, le réchauffement des surfaces terrestres et le début de la mousson Sud-américaine (SAMS) (par exemple, Marengo *et al.*, 2004) provoquent la saison des pluies. Dans le Nord-Ouest, les températures chaudes des surfaces terrestres, de l'Atlantique tropical et l'Océan Pacifique orientale contribuent aux précipitations pendant la période de JJA. Dans le Nord-Est de l'Amazonie brésilienne Légale, on observe que plus de 70% des précipitations se produit durant la première moitié de l'année. La durée ainsi que les volumes en jeu lors de l'automne (Mars-Avril-Mai) et de l'hiver augmentent du Sud au Nord (Figures 39.d à f). On peut aussi observer des hauteurs de précipitations de plus de 500 mm.mois⁻¹ au cours de la période MAM dans le Nord de l'Amapá. Les régimes "tropicaux maritimes" sont déterminés par la position de la ZCIT et le réchauffement de l'Atlantique équatorial (Fu *et al.*, 1999 ; Fu *et al.*, 2001). La saison sèche est due au déplacement vers le Nord de la ZCIT. La partie Nord-Est de la région amazonienne montre la quasi-absence de saison sèche. Dans le Nord-Ouest, on distingue deux types de régimes annuels. Un régime unimodal, près de l'équateur (figure 39.a) montre un pic de précipitations à la fin de l'été austral. Un régime bimodal, plus au sud, se caractérise par une période de baisse de la pluviométrie entre les deux équinoxes (Figure 39.b). Machado *et al.* (2004) ont également montré que la couverture nuageuse présente des variations de faible amplitude et deux maxima en Avril et Octobre.

Cette classification des régimes annuels est compatible avec les études antérieures (Horel *et al.*, 1989 ; Fish *et al.*, 1998 ; Nobre *et al.*, 1991 ; Marengo, 1992 ; Zhou et Lau, 2001 ; Ronchail *et al.*, 2002 ; Espinoza *et al.*, 2009). Cette analyse climatologique montre la consistance de la base de données au sol résultant du contrôle de qualité des pluviomètres.

6. Conclusion

L'indice de variabilité nous a permis de détecter les pluviomètres dont les données sont caractérisées par de fortes variabilités par rapport au voisinage en fonction de trois distances de comparaison. Les distributions du VI montrent globalement une variabilité faible qui peut être associée à une bonne cohérence du jeu de données. Toutefois, on s'est intéressé aux critères statistiques et climatologiques calculés pour les séries pluviométriques 'suspicieuses' afin de mieux considérer les problèmes potentiels. Ainsi, un cas d'études a permis de montrer les incohérences des reports pluviométriques associés aux critères du VI en comparaison aux données pluviométriques des stations voisines.

Après cette analyse et l'élimination des données jugées erronées, les tests de sensibilité montrent une amélioration de la cohérence de la base de données contrôlées et interpolées. Ainsi, les paramètres variographiques ainsi que la validation croisée témoignent d'une diminution de la variabilité des données pluviométriques, notamment aux courtes inter-

distances, après le contrôle de qualité. Ces tests montrent que la distance de comparaison au voisinage doit être la plus faible possible afin d'améliorer la détection des données 'suspicieuses'. Enfin, l'analyse climatologique par la classification des régimes de précipitations annuelles met en évidence l'efficacité de la démarche déployée dans ce chapitre. La fiabilité de la base des données pluviométriques est donc assurée. Cette opération nous permet d'envisager la validation et inter comparaison des produits satellitaires dans la partie 3. On retient les valeurs des blocs krigés après le contrôle de qualité des données avec un VI égal à 0,05. Ce choix rigoureux est justifié pour deux raisons :

- Certes, la disponibilité de la base de données est inférieure à 50% mais l'analyse climatologique ne montre pas de dégradation du signal climatique
- La validation statistique des produits satellitaires est réalisée par la comparaison des pixels de la grille satellitaire avec les blocs krigés. Or, le nombre d'évènements comparable est important (supérieur à 270.000).

Synthèse de la Partie 2

Le contrôle de qualité des données de précipitations journalières au sol est basé sur une approche géostatistique approfondie. L'hypothèse de départ veut que les données des stations météorologiques voisines aient des valeurs plus proches entre elles que les données des stations lointaines. Afin de comparer ces données entre elles, une approche variographique est utilisée pour déterminer les rayons du buffer correspondant à 95, 90 et 85% du sill du variogramme climatologique A l'intérieur de ces buffers de rayon de 190, 360 et 630 km, neuf indicateurs climatologiques et cinq indicateurs statistiques définissant l'indice de variabilité (VI) sont calculés pour une station cible et comparés avec les moyennes des VI des stations voisines.

Plusieurs points forts de l'application du VI peuvent être mis en évidence :

- Tout d'abord, le VI est utilisé pour observer la qualité globale de la base de données et localiser les stations avec des données 'suspicieuses'.
- Ensuite, les indicateurs sont utilisés pour vérifier les anomalies climatiques des reports de chaque station en les comparant avec les stations voisines. L'accent est mis sur les valeurs nulles des précipitations et les volumes précipités importants.
- Un test de sensibilité sur le VI montre que le contrôle de qualité réduit considérablement l'impact des erreurs de mesure de la base de données pluviométriques. Ce test met également en évidence l'importance du choix d'une distance de comparaison appropriée: après le contrôle de qualité, le réseau fournit un échantillonnage amélioré de la variabilité des précipitations lors de l'application du VI avec la distance de comparaison la plus faible.
- Une vérification par la technique du *Leave-One-Out Cross Validation* confirme l'efficacité du contrôle de qualité dans la détection des pluviomètres en désaccord avec les stations voisines.
- Une analyse climatologique d'une base de données contrôlée qualitativement fournit des données détaillées sur les régimes de précipitations annuelles en Amazonie brésilienne Légale. La classification des régimes est compatible avec des études précédentes, ce qui confirme la cohérence de la nouvelle base de données des précipitations au sol.

Cette approche de contrôle de qualité pourrait être appliquée à d'autres régions du monde. Toutefois, il convient de souligner que le VI basé sur le contrôle de qualité dépend fortement de la densité du réseau des pluviomètres. Bien que des tests de sensibilité mettent en évidence l'importance d'une utilisation d'un rayon de comparaison aussi petit que possible, un équilibre doit être trouvé par rapport à la disponibilité des stations voisines pour la robustesse statistique du VI.

Nous avons l'intention d'utiliser les données au sol krigées en bloc d'une résolution spatiale de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ comme QPE de référence afin d'évaluer les produits satellitaires sur l'Amazonie brésilienne Légale. La validation des produits satellitaires TRMM3B42(v6), CMORPH et PERSIANN est réalisée à partir d'approches statistiques qualitatives et quantitatives.



Photographie d'une antenne de réception d'images satellites à la DSA/INPE (source : S. Delahaye, 2012).

Partie 3. Validation et inter comparaison des produits satellitaires d'estimation des précipitations en Amazonie brésilienne Légale (2003-2009)

Introduction de la Partie 3

Chapitre 7. Analyse statistique des erreurs des QPE par satellite

Chapitre 8. Construction d'un modèle d'erreur des QPE par satellite

Chapitre 9. Influence des surfaces terrestres sur l'erreur d'estimation des précipitations quotidiennes par satellite: cas d'études en Amazonie méridionale.

Synthèse de la Partie 3

Introduction de la Partie 3

Grâce à sa couverture spatiale globale, la télédétection par satellite est incontournable pour le suivi des précipitations en Amazonie brésilienne. Avant d'analyser l'apport climatologique des produits satellitaires sur le territoire d'étude (partie 4), il est nécessaire de quantifier au préalable les erreurs des estimations quantitatives des précipitations (QPE) par satellite. A partir des résultats d'inter comparaison de différents produits satellitaires, on a choisi d'analyser trois produits multicanaux : CMORPH, PERSIANN et TRMM3B42(v6). De nombreuses études, évoquées précédemment, comparent les produits satellitaires avec les données pluviométriques au sol mais il est rare que les erreurs de la base de référence soient prises en compte (ex. Jobard *et al.*, 2011). Or, en géographie, Corgne (2005) montre l'importance de la considération de l'incertitude et de l'imprécision dans les processus de modélisation spatiale. En théorie, il existe deux types d'approche modélisatrice : une approche non approximative (i) et une approche approximative (ii).

(i) L'approche non approximative comprend les modèles 'durs' regroupant les modèles empiriques, mécanistes et systémiques.

(ii) L'approche approximative prend en compte le flou, l'incertitude et l'imprécision dans les processus de modélisation (ex. Bachmann and Allgöwer, 2002 ; Goovaerts, 2002).

Dans la partie 2, après s'être assuré de la fiabilité de la base de données pluviométriques au sol, on a élaboré une référence à partir de ces mesures à laquelle est associée une incertitude. Dans cette partie, la validation statistique quotidienne est réalisée sur une période de disponibilité des trois produits de 2003 à 2009. L'opération de validation suit une approche statistique basée sur la comparaison de deux séries de variables définies par la pluie de référence au sol et les estimations par satellite.

Le chapitre 7 est construit sur une approche non approximative qui ne prend pas en compte les incertitudes de la base de référence. Des approches qualitatives et quantitatives (similaires aux travaux d'Ebert, 2007 ; Roca *et al.*, 2010) permettent de juger et d'évaluer la performance des trois produits satellitaires. Les structures spatiales des champs de pluie des QPE satellite sont analysées à partir des variogrammes.

Ces résultats de comparaison sont à relativiser avec l'incertitude sur la pluie de référence. Une valeur est inexploitable si son incertitude est notablement plus grande que le résidu satellite correspondant. Ainsi, le chapitre 8 met en place une approche approximative. On cherche à construire un modèle d'erreur basé sur l'analyse des résidus entre les QPE par satellite et les pluies de référence fiables (Kirstetter *et al.*, 2012).

Enfin, l'introduction aux principes d'estimation des précipitations par satellite nous a montré que le signal émis par les sols peut être une source d'erreur. L'Amazonie brésilienne Légale par sa diversité d'occupation des sols (OS) est propice à cette approche scientifique. Ainsi, on s'intéresse à l'influence de l'OS sur les QPE par satellite par un cas d'étude en Amazonie méridionale. On compare le produit CMORPH et le produit Micro-ondes MWCOMB sur un milieu forestier et un milieu déforesté.

Chapitre 7. Analyse statistique des erreurs des QPE par satellite

1. Introduction

Les programmes successifs d'inter comparaisons des produits satellitaires permettent de quantifier les erreurs des estimations quantitatives des précipitations (QPE) sur différentes régions du monde. A ce jour, les travaux de l'*International Precipitation Working Group* (IPWG) permettent d'évaluer les différents algorithmes opérationnels en quasi-temps réel. Dans ce chapitre, on réalise les validations quotidiennes des produits satellitaires TRMM3B42(v6), CMORPH et PERSIANN en Amazonie brésilienne Légale sur la période 2003-2009. La période d'analyse est une durée relativement conséquente à l'égard de la date de mise à disposition des produits CMORPH et PERSIANN (année 2002). La résolution spatiale de notre base de données de référence est identique à celle des grilles satellitaires ($0,25^\circ \times 0,25^\circ$); ce qui n'est pas le cas des travaux menés par l'IPWG à l'échelle de l'Amérique du Sud ($0,5^\circ \times 0,5^\circ$) ou encore par Buarque *et al.* (2011) (comparaison ponctuelle) à l'échelle du Bassin Amazonien. Enfin, la méthode de construction de la base de référence est unique avec un contrôle de qualité des données rigoureux.

Ici, l'analyse des erreurs des QPE s'appuie sur une méthodologie statistique classique (ex. Laurent *et al.*, 1998 ; Ebert, 2007 ; Jobard *et al.*, 2011). Après avoir prétraité les données satellitaires, des critères statistiques quantitatifs et qualitatifs sont calculés afin de comparer les données satellitaires avec les données au sol. Enfin, les échantillonnages des pluies par les trois produits sont analysés.

2. Prétraitements des produits satellitaires

La validation des trois produits satellitaires utilisés nécessite de cumuler quotidiennement à priori les grilles satellitaires afin de pouvoir les comparer de manière automatique avec la référence au sol. En outre, on doit s'assurer de l'indépendance entre ces deux variables, notamment pour le produit TMPA.

2.1. Cumul quotidien des données satellitaires

Comme présentés dans le chapitre 4, les trois produits satellitaires ont une disponibilité tri-horaire. On a vu aussi que les données pluviométriques ANA sont relevées à 11h UTC à un jour J. Cette source d'information est vérifiée auprès des services techniques de l'ANA. La correspondance des cumuls quotidiens des produits satellitaires n'est pas exacte, ce qui implique une erreur évidente dans la validation statistique. L'algorithme TRMM3B42(version recherche) produit des taux précipitant à 0h30, 3h30... jusqu'à 21h30. Pour la comparaison, on élabore la grille satellitaire accumulant les données de 12h30 (J-1) à 9h30 (J). Les produits CMORPH et PERSIANN sont également mis à disposition sur des périodes de 3 heures et accumulés de 12h (J-1) à 9h (J). Cette correspondance horaire des

données à l'échelle journalière est sensible pour des espaces géographiques de grande étendue car elle demande un ajustement par rapport aux différents fuseaux horaires.

2.2. Elimination des données du GPCC incluses dans l'algorithme TRMM3B42 (version recherche)

L'algorithme TRMM3B42(version recherche) inclue les données mensuelles des pluviomètres interpolées par le GPCC sur le même schéma que le produit GPCP One-Degree-Daily¹⁷. Le GPCC met à disposition le produit à différentes résolutions spatiales: 0,50°, 1,0° et 2,5°. La grille du produit du GPCC a une couverture globale des latitudes -90° à 90° et des longitudes -180° à 180°. La plupart des travaux de validation de ce produit satellitaire est réalisée avec une base de référence constituée de pluviomètres (ex. travaux de l'IPWG ; Ebert, 2007 ; Vila *et al.*, 2009 ; Roca *et al.*, 2010 ; Chambon *et al.*, 2012). Assurer l'objectivité de la validation et caractériser correctement le produit satellite imposent l'usage de pluviomètres indépendants à son élaboration. Or, la problématique de la redondance des pluviomètres de la base de référence avec ceux du GPCC est souvent ignorée (ex. Buarque *et al.*, 2011). Afin d'éviter ce problème, de nombreux auteurs s'orientent vers le produit TRMM3B42(RT) (ex. Vila *et al.*, 2009) qui n'inclue pas les données du GPCC. Dans cette étude, on s'assure de l'indépendance des données pluviométriques de la base de référence vis-à-vis du TRMM3B42(v6) en éliminant les stations redondantes. Toutefois, l'externalité de la base de référence ne signifie pas qu'il n'y a pas d'influence des données du GPCC. En effet, la calibration des données IR et MO est réalisée par la grille qui contient les données du GPCC interpolées. En clair, les prédictions mensuelles des valeurs interpolées du GPCC auront certes plus d'incertitudes que les valeurs des pixels de la référence mais elles minimisent les erreurs des QPE par satellite.

Le GPCC met à disposition le nombre des stations pluviométriques par pixel localisé en son centre. Les stations de notre base de référence ANA sont projetées à une résolution de 0,5° sur une grille identique à celle du GPCC. Pour chaque mois des 12 années de la période d'étude les stations ANA associées aux centres des pixels qui possèdent au minimum une station GPCC sont éliminées. Certes, la validation du produit TMPA est réalisée à une résolution spatiale de 0,25°. Cela peut alors impliquer l'élimination de stations seules à cette résolution alors que cette même station peut se retrouver dans un pixel identique à une autre station pour une échelle inférieure. Mais, le GPCC ne propose pas de produit à la résolution spatiale recherchée. La figure 40 montre le nombre de pixels communs à la base de référence et au produit du GPCC sur la période 1998-2009. Ici, la base de référence est issue du contrôle de qualité avec un VI égal à 0,05. Le nombre total de stations ANA est de 222. D'après ce graphique, on observe qu'il existe peu de pixels en commun entre les données du GPCC et la base de référence. Sur la période de validation, on relève en moyenne quatorze pixels communs qui ne sont donc pas considérés dans la validation de TRMM3B42(v6). On note que le nombre de pixels en commun diminuent fortement au cours de l'année 1999 mais aucune explication relative à cette observation ne peut être avancée.

¹⁷ <http://trmm.gsfc.nasa.gov/3b42.html>

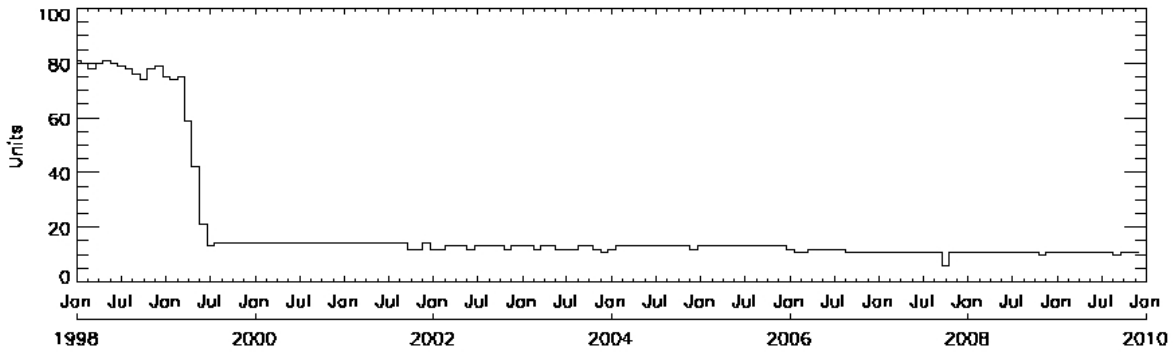


Figure 40 : Nombre des pixels communs entre la base de référence (ici : 222 stations) et les données du GPCP à une résolution spatiale de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$.

Les cumuls journaliers ainsi que la vérification de l'indépendance des produits satellitaires avec la base de référence constituent les principaux prétraitements nécessaires à la validation statistique.

3. Validation statistique

3.1. Critères statistiques

La validation statistique des estimations des précipitations peut se résumer en quatre méthodologies : (i) par comparaison visuelle des variables (ii) par comparaison quantitatives et (iii) qualitatives (Stanski *et al.*, 1989) et (iv) par comparaison des structures spatiales des champs de précipitations.

(i) La validation visuelle est basée sur le jugement de l'analyste afin de discriminer les erreurs d'estimations. On peut ainsi comparer les séries temporelles, les distributions cumulées (*Cumulative Distribution Function*, CDF) ou les distributions de probabilités (*Probability Distribution Function*, PDF) des observations au sol et des estimations par satellite (Hirsch *et al.*, 1993). La CDF fournit une information statistique sur la distribution des taux de pluie ainsi que sur la sensibilité globale des produits en fonction des taux précipités.

(ii) Plusieurs auteurs ont construit des critères statistiques pour la vérification des QPE par satellite (Lettenmaier and Wood, 1993 ; Laurent *et al.*, 1998 ; Ebert, 2007 ; Jobard *et al.*, 2011). Dans cette étude, la corrélation de Pearson R, le biais (Eq. 16), le *Root Mean Square Error* (RMSE) (Eq. 17), le coefficient de détermination R^2 (Eq. 18) et l'indice SKILL (ou indice de Nash) (Eq. 19) sont utilisés :

$$BIAIS = \frac{\sum_{i=1}^n (EST_{sat_i} - OBS_{ref_i})}{n} \quad (16)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (EST_{sat_i} - OBS_{ref_i})^2}{n}} \quad (17)$$

$$R^2 = \frac{[\sum_{i=1}^n (EST_{sat_i} - \overline{EST_{sat}}) \cdot (OBS_{ref_i} - \overline{OBS_{ref}})]^2}{\sum_{i=1}^n (EST_{sat_i} - \overline{EST_{sat}})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (OBS_{ref_i} - \overline{OBS_{ref}})^2} \quad (18)$$

$$SKILL = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (EST_{sat_i} - OBS_{ref_i})^2}{\sum_{i=1}^n (\overline{OBS_{ref}} - OBS_{ref_i})^2} \quad (19)$$

Le biais, la différence entre la moyenne des estimations par satellite et des observations au sol, indique si le produit satellitaire surestime ou sous-estime en moyenne les taux de précipitations. Le RMSE est une règle de notation quadratique qui mesure l'ampleur moyenne de l'erreur. Cet indice donne plus de poids aux erreurs importantes. Le coefficient de détermination R^2 est le carré du coefficient de corrélation. Il juge de la qualité de la régression linéaire. Entre 0 et 1, cet indicateur mesure l'association entre les données estimées et observées. Le Skill est égal au pourcentage de la variance des résidus non expliqué. Il mesure la distance relative entre les estimations du produit satellitaire et les observations. Si Skill = 1, alors l'estimation est parfaite, si Skill ≤ 0 , alors la différence entre la moyenne des valeurs estimées au carré et des valeurs de référence est égale ou supérieure à la variance des valeurs observées (Jobard *et al.*, 2011).

(iii) Murphy and Winckler (1987) ont développé une approche qualitative afin de décrire si un événement pluvieux a lieu ou pas. Une table de contingence (tableau 13) est construite (Brown *et al.*, 1997) afin d'informer sur la fiabilité des données de référence et sur l'influence de la sensibilité des produits satellitaires pour la détection de l'occurrence des précipitations.

Tableau 13 : Table de contingence des estimations par satellite vs les estimations observées au sol.

Table de contingence		Estimations par satellite EST_{sat}	
		Jour de pluie	jour sans pluie
Référence OBS_{ref}	Jour de pluie	Hits	False Alarm
	Jour sans pluie	Misses	Correct Negatives

A partir de cette table de contingence, quatre indicateurs statistiques (Su et al., 2008 ; WMO/TD-No. 1485, 2008) évaluent la performance des mesures des précipitations par satellite. L'indice de fréquence des biais (FBI) (Eq. 20), la probabilité de détection (POD) (Eq. 21), le ratio de fausse détection (FAR) (Eq. 22) et l'*Equitable Threat Score* (ETS) (Eq. 23) s'écrivent :

$$FBI = \frac{Hits + Misses}{Hits + FalseAlarm} \quad (20) ;$$

$$POD = \frac{Hits}{Hits + FalseAlarm} \quad (21) ;$$

$$FAR = \frac{Misses}{Hits + Misses} \quad (22) ;$$

$$ETS = \frac{Hits - E}{Hits + Misses + FalseAlarm - E} \quad (23)$$

$$\text{Avec, } E = \frac{(Hits + Misses).(Hits + FalseAlarm)}{n} ;$$

Le FBI est le ratio entre le nombre de jours pluvieux détectés par satellite et les occurrences mesurées par les stations météorologiques. La valeur du FBI est comprise entre 0 et $+\infty$ (si FBI =1 alors l'estimation est idéale). La POD indique le pourcentage de détection correcte d'évènements pluvieux. La POD est comprise entre 0 (pas de détection) et 1 (détection parfaite). Le FAR est la proportion d'évènements pluvieux détectés par satellite alors que la station au sol n'enregistre pas de précipitation. Un FAR égal à 0 équivaut à une estimation parfaite par le produit satellitaire. L'ETS est le nombre d'estimation par satellite d'évènements pluvieux corrects ajusté par une possibilité E qui est déterminée par l'hypothèse que les estimations sont totalement indépendantes des observations, et que les estimations s'harmonisent avec les observations par hasard. L'ETS possède un intervalle de -1/3 à 1. Si le score est négatif alors l'estimation est dite 'non qualifiée'.

(iv) Les structures spatiales des champs de précipitations des produits satellitaires sont comparées avec celles du produit de référence. L'analyse variographique, décrite dans la partie 2, permet de représenter la variabilité des QPE par satellite en fonction de la distance entre les centres des pixels communs avec les blocs krigés de la base de référence (ex. Kirstetter *et al.*, 2012).

3.2. Statistiques des bases de données pluviométriques sur la période 2003-2009.

L'évaluation des produits satellitaires est effectuée sur la période 2003-2009 (tableau 24). Sur les 270.197 évènements retenus, les moyennes des précipitations des quatre produits sont proches de 6 mm.jour^{-1} (valeurs nulles exclues). TRMM3B42(v6) se démarque des autres

produits par sa moyenne comparativement proche de la référence. Ces résultats peuvent s'expliquer par l'intégration des données du GPCC. Les deux produits CMORPH et PERSIANN surestiment sensiblement les précipitations. Tous les produits sous-estiment l'occurrence des pluies par rapport à la base, ce qui témoigne de la difficulté à détecter les précipitations de faible intensité par satellite. Le pourcentage d'évènements supérieurs à 0 mm.jour⁻¹ est variable d'un produit à l'autre, allant d'une proportion égale à environ 65% pour CMORPH à 50% pour TRMM3B42(v6). Cette variabilité se retrouve dans l'amplitude des précipitations avec des écarts-types moyens relativement différents et plus faibles pour la base de données de référence. On peut penser que le défaut de détection par satellite est compensé par des cumuls de précipitations plus importants. Un effet de lissage des valeurs pluviométriques par krigeage en blocs est le principal facteur de ces critères statistiques pour le produit de référence. Cet effet est notable aussi pour les valeurs maximales où les trois produits satellitaires enregistrent des précipitations supérieures à 200 mm.j⁻¹.

Tableau 14 : Critères statistiques des QPE par satellite et des QPE de référence sur la période 2003-2009.

Critères statistiques	Référence	CMORPH	PERSIANN	TRMM3B42
Moyenne des précipitations (en mm)	5,77	6,37	6,46	5,89
Maximum des précipitations (en mm)	177,82	254,43	211,25	281,28
Pourcentage d'évènements avec précipitations > 0 mm (en %)	66,09	63,55	55,86	50,10
Moyenne des précipitations > 0 mm (en mm)	6,85	7,53	7,62	6,97
Ecart-type moyen (en mm)	8,85	12,50	11,09	11,93

Nombre d'évènements communs: 270.197

4. Résultats statistiques de la validation des produits satellitaires

4.1. Distribution des erreurs des QPE par satellite

Les moyennes quotidiennes des précipitations des 222 pixels de la base de référence et des trois produits satellitaires sont calculées sur les sept années de la période d'études. La figure 41 montre que les QPE par satellite ont un profil temporel relativement proche de celui de la base de référence. On observe logiquement des précipitations plus importantes durant la saison des pluies en Amazonie. Les différences absolues entre les moyennes des QPE par satellite et la référence sont caractérisées par une distribution temporelle équivalente (figure 42). Cela signifie que les produits satellitaires ont des problèmes de quantification plus importants pour les taux de pluie plus élevés : les erreurs de QPE par satellite dépendent du cumul journalier de pluie. Le produit PERSIANN enregistre les plus grandes erreurs

d'estimation avec une surestimation forte en 2007. Cette information est confirmée par les nuages de points qui présentent une surestimation globale des précipitations, tout particulièrement pour les taux pluvieux de référence de faible intensité (figure 43).

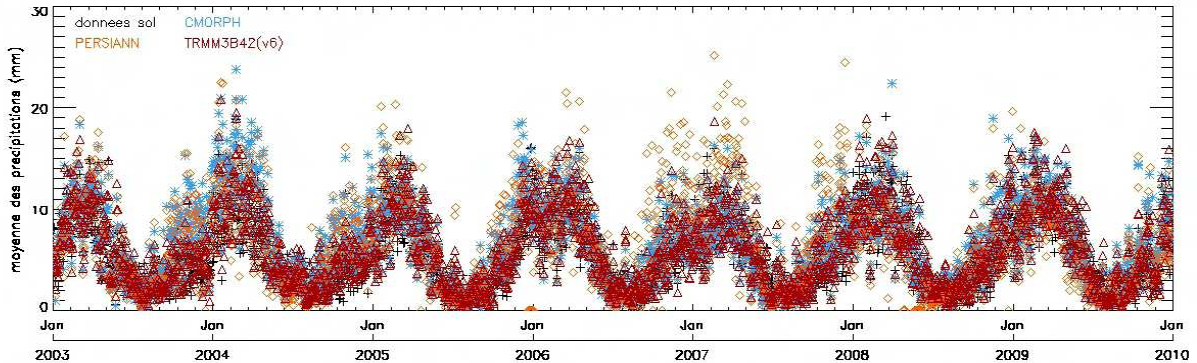


Figure 41 : Distributions temporelles des moyennes des QPE par satellite et QPE de référence sur la période 2003-2009.

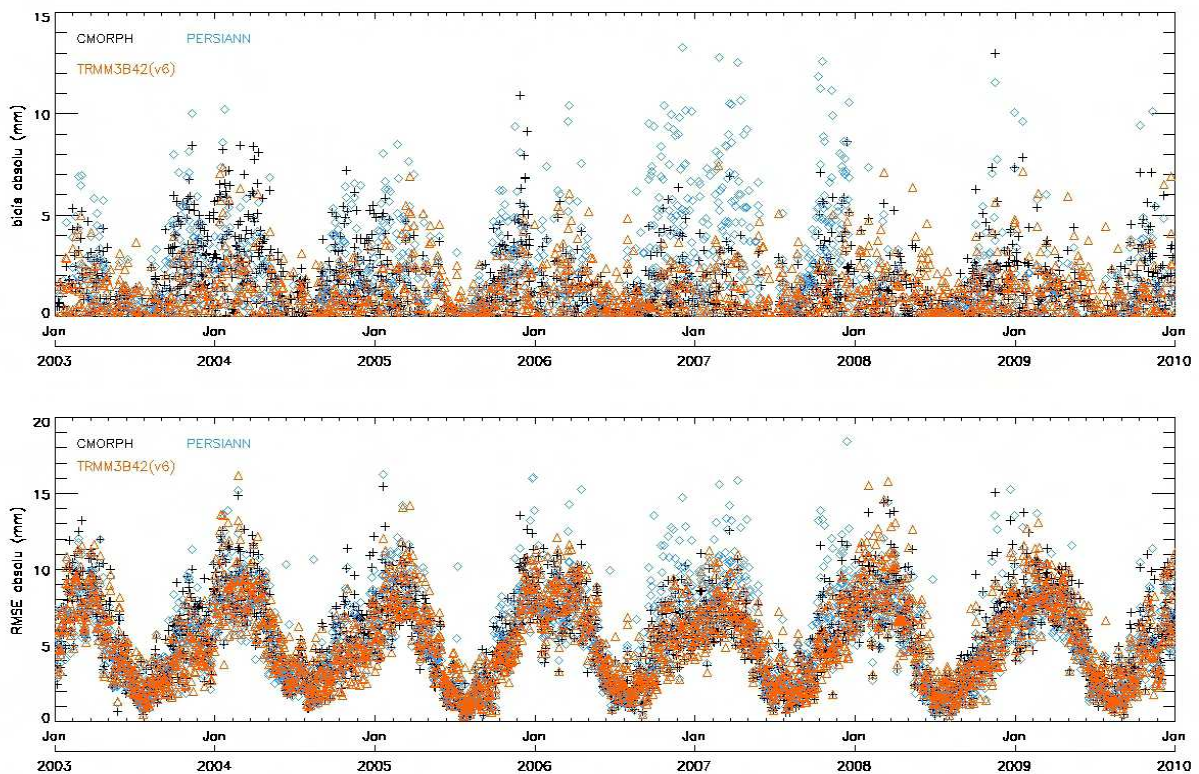


Figure 42 : Distributions temporelles des biais et des RMSE absolus entre les QPE par satellite et les QPE de référence sur la période 2003-2009.

Le produit de référence ne possède que quelques hauteurs quotidiennes précipitées supérieures à 100 mm.jour^{-1} ; ce qui peut être expliqué par un effet de lissage dû au krigeage. TRMM3B42(v6) et CMORPH détectent des précipitations fortes dans cette gamme de valeurs alors que PERSIANN possède un nuage de points plus concentrés avec des valeurs majoritairement inférieures à 100 mm.jour^{-1} . La CDF, illustrée sur la figure 44, montre un décalage entre les QPE par satellite et les QPE de référence. On note plus de détection

d'évènements pluvieux entre 0 et 5 mm.jour⁻¹ pour les produits satellitaires. Au-dessus de ce dernier seuil, le produit de référence enregistre plus d'évènements pluvieux.

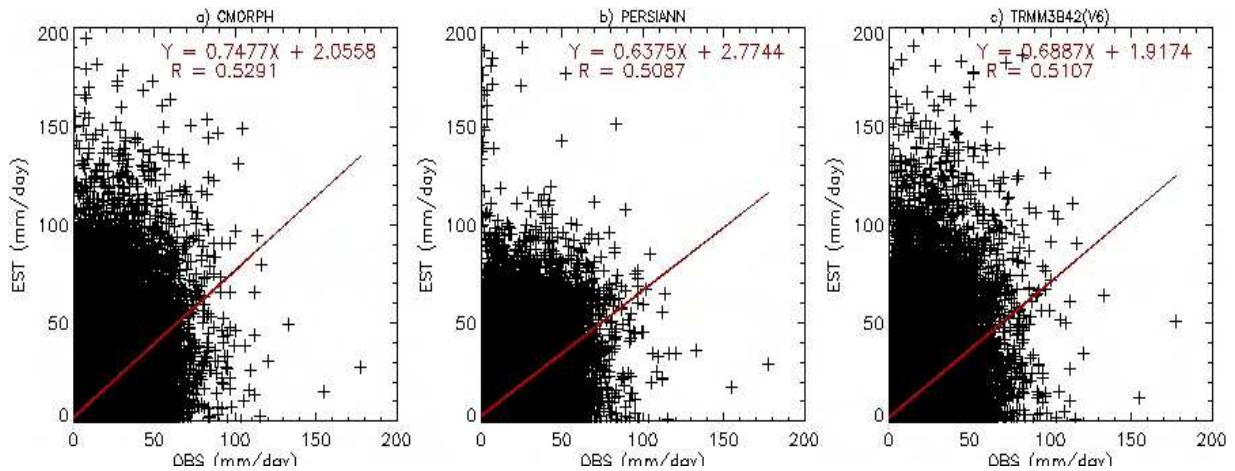


Figure 43 : Comparaisons des QPE par satellite (a) CMORPH ; b) PERSIANN et c) TRMM3B42(v6) vs QPE de référence sur la période 2003-2009.

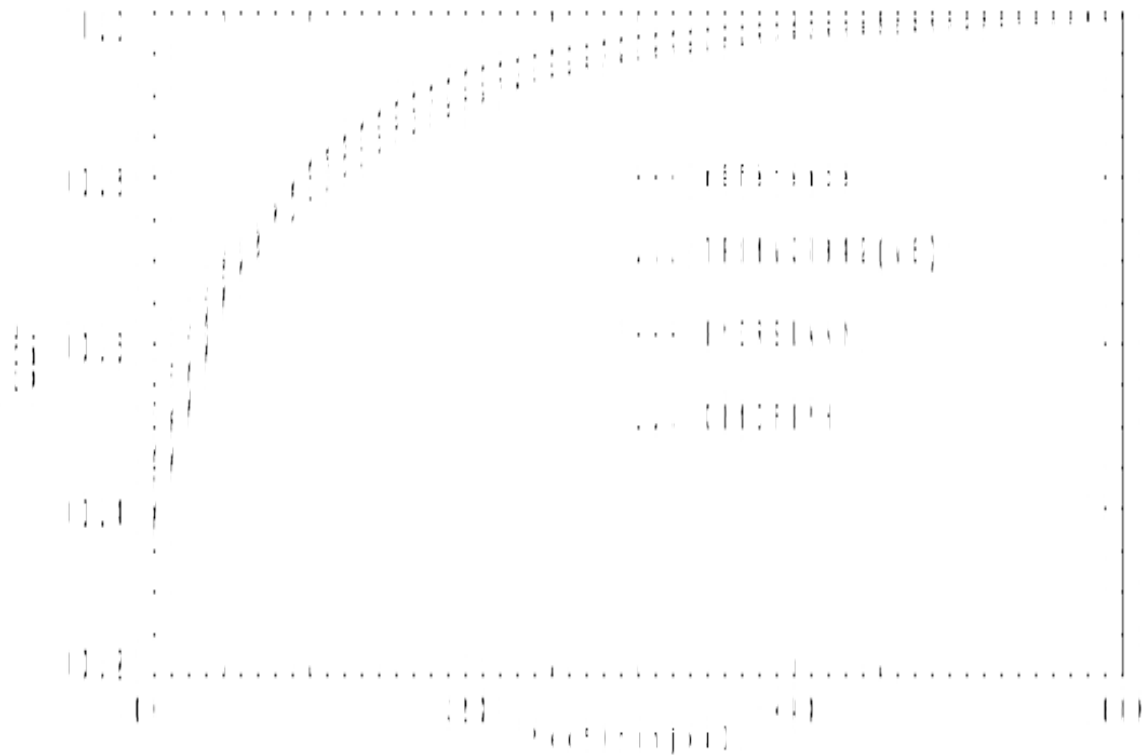


Figure 44 : Distributions cumulées des QPE par satellite et des QPE de référence sur la période 2003-2009.

4.2. Erreurs quantitatives des QPE par satellite

Sur la période 2003-2009, les performances des trois produits satellitaires retenus sont proches, avec quelques nuances à apporter (tableau 15). Ces résultats sont en accord avec des études précédentes sur l'Amazonie brésilienne Légale. Ainsi, les travaux menés sur

l'Amérique du Sud de l'IPWG pour une validation en quasi temps réel et de Vila *et al.* (2009) montrent une surestimation des précipitations mesurées au sol pour les produits CMORPH et TMPA. Ces surestimations se retrouvent dans les biais et RMSE absolus qui restent relativement faibles sur la période. Ainsi, les biais moyens absolus sont inférieurs à 1 mm.jour⁻¹ avec un indicateur quasi-nul pour TRMM3B42(v6). Ce dernier bon indicateur est appuyé par des biais et RMSE relatifs égaux respectivement à 0,58% et 5,72%. Ici encore, ces résultats plaident en faveur d'une influence positive des données du GPCC afin de minimiser les erreurs de quantification des taux de pluie.

Tableau 15 : Résultats statistiques quantitatifs de la comparaison des QPE par satellite vs QPE de référence en Amazonie brésilienne Légale sur la période 2003-2009.

Statistiques	CMORPH	PERSIANN	TRMM3B42
Corrélation	0,529	0,508	0,510
Biais absolu (mm)	0,598	0,680	0,120
Biais relatif (%)	0,693	0,961	0,585
RMSE absolu (mm)	10,862	10,097	10,627
RMSE relatif (%)	6,255	6,474	5,720
Coeff. détermination	0,280	0,258	0,260
Skill score index	-0,506	-0,301	-0,441

Ces résultats corrects sont toutefois à nuancer avec une corrélation relativement faible entre les QPE par satellite et la référence. Les corrélations et les coefficients de détermination des trois produits sont proches de 0,50 et 0,28 respectivement. Les corrélations relativement faibles sont décroissantes en fonction des taux de pluie de référence. Pour un seuil de 20 mm.jour⁻¹, cet indicateur chute ainsi en dessous de 0,25 pour les trois produits satellitaires. CMORPH montre cependant systématiquement de meilleures performances (figure 45). On peut interpréter ce résultat par la technique d'estimation du produit qui utilise un vecteur de propagation qui permet de mieux détecter les pluies par IR et ainsi d'avoir un meilleur accord avec le produit de référence que TRMM3B42(v6) et PERSIANN.

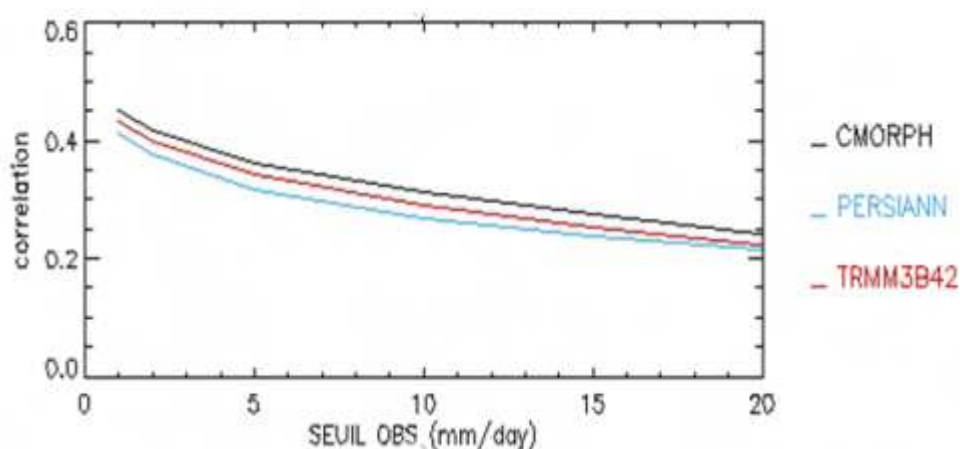


Figure 45 : Evolution des corrélations entre les QPE par satellite et les QPE de référence en fonction des taux de pluie de référence.

Enfin, l'indice de Nash est globalement négatif ; ce qui signifie que la moyenne des précipitations au sol est un meilleur prédicateur que les algorithmes. En clair, la variance des résidus définis par les différences entre les QPE par satellite et les QPE par référence est plus grande que la variance de la base de données de référence.

4.3. Erreurs qualitatives des QPE par satellite

La fréquence des biais est inférieure à 1 pour les trois produits avec un score relativement correct proche de 0,70 (tableau 16). La probabilité de détection des précipitations par CMORPH et PERSIANN de 71% est supérieure à celle du TRMM3B42(v6) égale à 65%. De plus, on observe des fausses détections très faibles pour les trois produits de l'ordre de 5%, ce qui signifie qu'une estimation sur 20 est détectée par l'algorithme satellitaire alors que dans le même temps, le pluviomètre n'enregistre pas de précipitation. Les ETS sont positifs mais le nombre d'évènements correctement ajustés est faible pour les trois produits.

Tableau 16 : Résultats statistiques qualitatifs de la comparaison des QPE par satellite vs les QPE de référence.

Statistiques	CMORPH	PERSIANN	TRMM3B42
FBI	0,705	0,711	0,653
POD	0,673	0,673	0,625
FAR	0,046	0,053	0,042
ETS	0,305	0,296	0,269

FBI : Fréquence des biais ; POD : Probabilité de détection ; FAR : Ratio de fausse alarme ;
ETS : l'Equitable Threat Score;

D'après la figure 46, on observe que les POD, FAR et ETS se dégradent sensiblement en fonction des taux de précipitations de référence. Ainsi, la probabilité de détecter des évènements de 20 mm.jour⁻¹ par satellite lorsque le taux de pluie de référence est aussi de 20 mm.jour⁻¹ chute à moins de 50% pour les trois produits. Pour ce même seuil, le FAR augmente à plus de 60 %. Ces résultats sont proches des travaux de Vila *et al.* (2009).

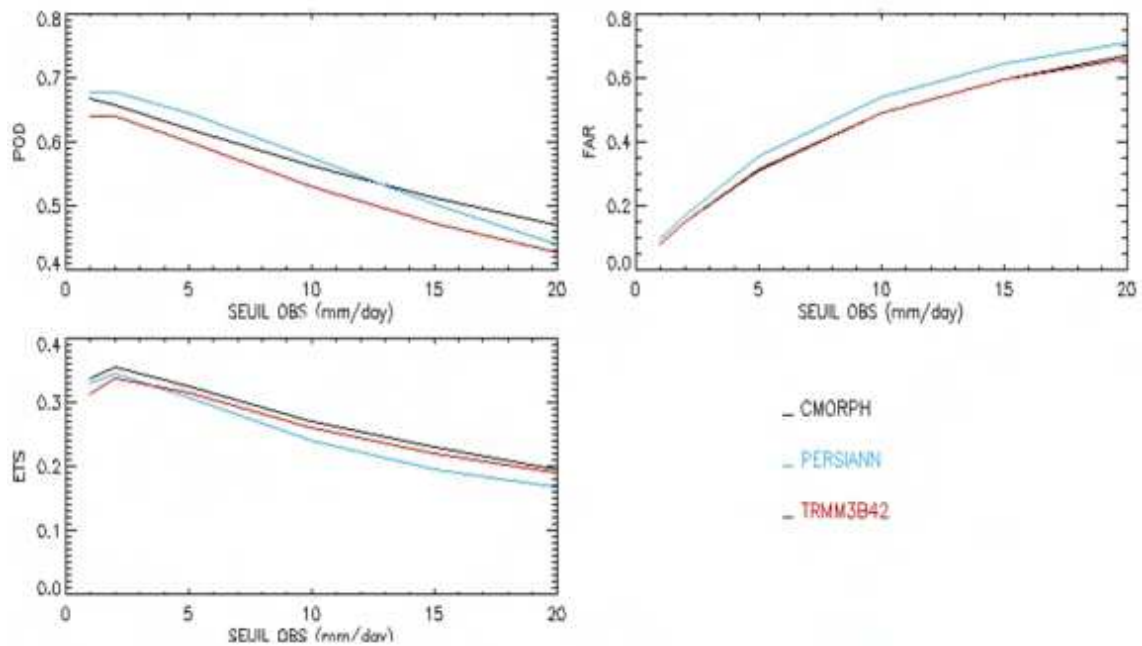


Figure 46 : Evolutions des POD, FAR et ETS des produits satellitaires en fonction des taux de pluie de référence.

4.4. Structures spatiales des QPE par satellite

Les structures spatiales des QPE par satellite et des QPE de référence présentent une anisotropie (figures 47-50). Les champs de pluie détectés par les différents produits sont plus organisés selon une direction. Les modèles exponentiels sont retenus pour les quatre produits. Les paramètres des variogrammes sont répertoriés dans le tableau 17 ci-après :

Tableau 17 : Paramètres des variogrammes des trois produits satellitaires sur la période 2003-2009.

Paramètres du variogramme	Référence	CMORPH	PERSIANN	TRMM3B42
Direction principale (°)	90	90	90	90
Pépites (%)	25	45	45	50
Palier (%)	75	55	55	50
Portée de la direction principale (km)	230	120	120	90
Portée de la direction secondaire (km)	200	100	110	80

Plusieurs commentaires peuvent être apportés :

- Les quatre produits ont une direction principale d'anisotropie de 90° indiquant des gradients Nord/Sud dans les pluies journalières. Ces résultats sont cohérents avec la classification des régimes annuels de précipitations cartographiés à partir des données pluviométriques au sol. La partie septentrionale de l'Amazonie possède des taux de précipitations plus importants avec une plus grande discontinuité que la partie méridionale.

- Les pépites des variogrammes sont plus significatives pour les produits satellitaires comparées au produit de référence. Il y a donc plus de désorganisation des champs satellite à fine échelle qui peut être due à du bruit dans le processus d'estimation ou à une variabilité dans les champs de précipitation qui n'est pas résolue à l'échelle des produits satellite. La pépité de la référence peut aussi être limitée par effet de lissage du krigeage.
- Les portées des variogrammes des satellites sont plus faibles que la portée de la référence. Les champs de précipitations par satellite sont moins organisés à méso-échelle que ceux de la référence.
- Les produits satellites ont des paramètres variographiques équivalents, avec moins d'organisation pour TRMM3B42(v6).

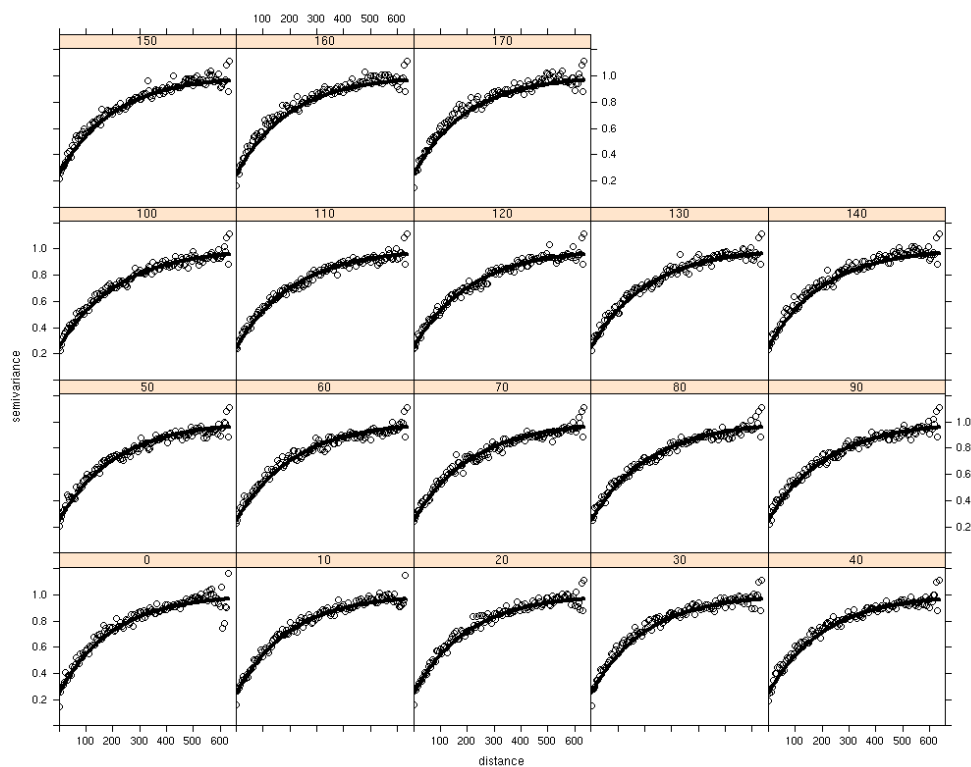


Figure 47 : Structures spatiales des QPE de référence en fonction de l'angle d'anisotropie (en haut des graphiques en fond beige) sur la période 2003-2009.

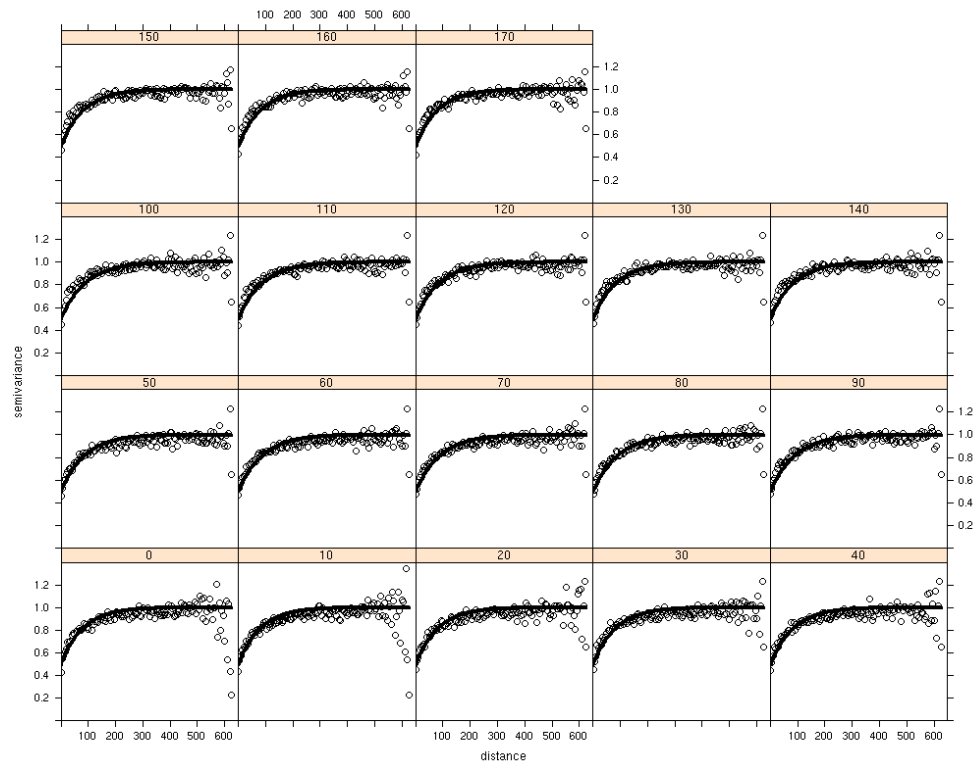


Figure 48 : Structures spatiales des QPE par TRMM3B42(v6) en fonction de l'angle d'anisotropie sur la période 2003-2009.

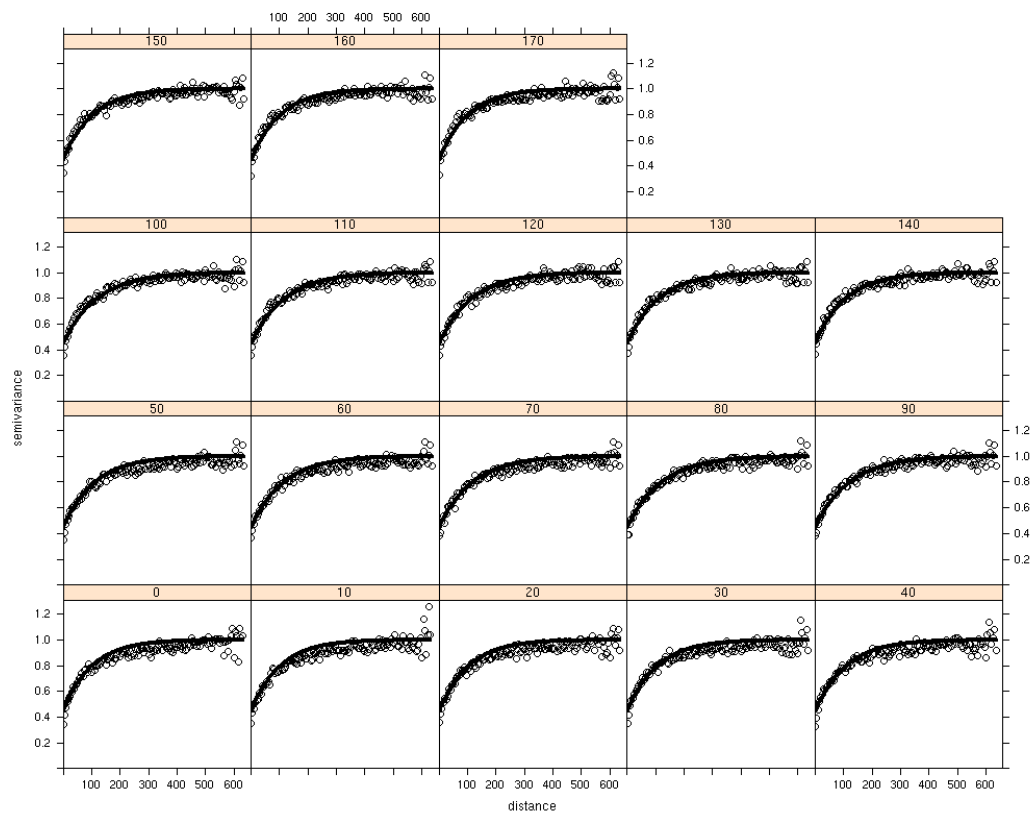


Figure 49 : Structures spatiales des QPE par CMORPH en fonction de l'angle d'anisotropie sur la période 2003-2009.

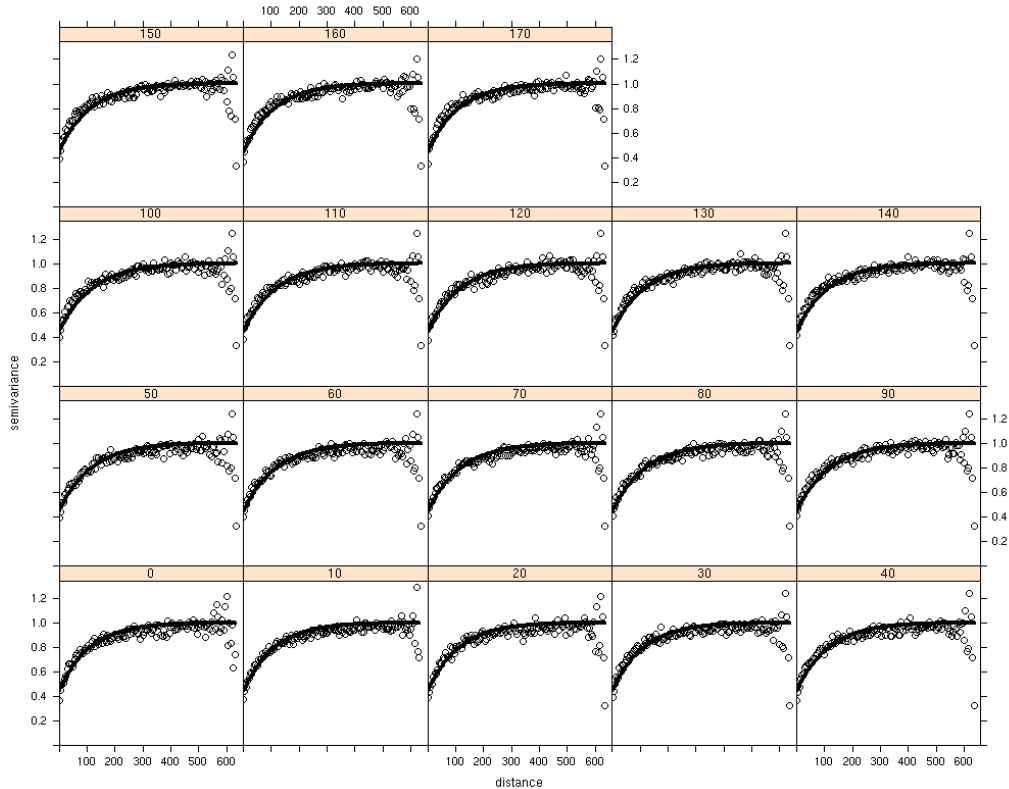


Figure 50 : Structures spatiales des QPE par PERSIANN en fonction de l'angle d'anisotropie sur la période 2003-2009.

5. Conclusion

Les validations et inter comparaisons des produits TRMM3B42(v6), PERSIANN et CMORPH ont été réalisées en Amazonie brésilienne Légale sur la période 2003-2009. Les comparaisons des QPE par satellite avec les QPE de référence montrent une surestimation moyenne plutôt faible des précipitations journalières. Toutefois, on relève des désaccords relativement importants des QPE par satellite avec les QPE de référence. Ainsi, on observe une dégradation des corrélations avec l'augmentation des intensités des pluies ; ce qui montre que les algorithmes quantifient difficilement les intensités élevées des pluies.

Ce constat est identique en ce qui concerne l'approche qualitative au vu des courbes des POD, FAR, FBI et ETS.

Enfin, les structures spatiales des produits satellitaires montrent des échantillonnages des champs de pluie selon un gradient Nord-Sud, qui peuvent s'expliquer par le gradient des intensités de précipitations caractéristiques du territoire étudié.

De manière générale, l'algorithme TRMM3B42(v6) présente de meilleurs résultats que les deux autres produits avec une moins bonne performance pour PERSIANN. On peut donc penser que l'implémentation du produit du GPCC a pour conséquence la diminution des erreurs des QPE (Roca *et al.*, 2010).

Chapitre 8. Construction d'un modèle d'erreur des QPE par satellite

1. Introduction

Les résultats statistiques ont montré que les produits satellitaires détectent assez bien (env. 65%) les occurrences de précipitations. Cependant, il existe de réels désaccords quantitatifs entre les QPE par satellite et les QPE de référence, notamment pour les taux de pluie plus élevés. Ces erreurs doivent donc être analysées à partir d'un modèle d'erreur.

La section précédente a permis de quantifier l'accord entre les mesures des précipitations par satellite et la référence dérivée des pluviomètres. En complément de ces critères classiques, caractériser la structure de l'erreur d'estimation quantitative de pluie par satellite est reconnue comme un enjeu capital pour l'utilisation de ces données (ex. Roca *et al.*, 2010 ; Kirstetter *et al.*, 2012). Par exemple, il importe d'assortir chaque estimation d'une barre d'erreur réaliste afin d'être en mesure d'en analyser la propagation dans un système de modélisation hydrologique. L'objectif est d'équiper les estimations par satellite de caractéristiques simples, décrivant les différences systématiques et aléatoires entre les estimations par satellite et les pluies de référence correspondante.

Pour cela nous considérons les résidus entre la pluie de référence et l'estimation par satellite. En raison de leur nature stochastique, nous traitons ces résidus comme une variable aléatoire. Le modèle proposé vise donc à décrire une erreur aléatoire au moyen de fonctions de densité de probabilité. L'objectif dans cette section est donc de :

- quantifier les incertitudes sur la pluie satellite associées aux valeurs estimées (d'où un conditionnement par la pluie de référence) ;
- décrire les structures spatiales des résidus
- cartographier les résidus.

2. Méthodologie

De par sa nature empirique, ce modèle d'erreur est très spécifique au contexte d'étude et au produit satellite considéré. Nous caractérisons le type de distribution statistique que suivent les résidus satellite en fonction de l'intensité de pluie de référence (distribution conditionnelle). Il s'agit donc en fait d'établir une famille de distributions de probabilité conditionnelle $f(R / R_{ref})$ construites avec les précipitations de référence (R_{ref}) et les estimations par satellite (R). Nous séparons les incertitudes associées aux estimations par satellite en une part d'erreur systématique et une part d'erreur aléatoire (Yang *et al.*, 2006 ; Kirstetter *et al.*, 2012).

Les résidus sont définis comme la différence : $\varepsilon = (R - R_{ref})$. Uniquement les paires avec R_{ref} et R tous deux positifs sont considérées dans ces calculs, afin d'évaluer les capacités des produits à quantifier les précipitations quand il pleut. Dans l'étude préliminaire,

des résidus R_{ref} sont considérés comme l'unique variable conditionnant les écarts entre estimations par satellite et de référence.

3. Analyse des résidus satellite

Les figures 51-53 suivantes montrent les distributions conditionnelles de résidus pour les trois produits satellitaires en fonction de la pluie de référence. Pour chaque figure, la courbe épaisse noire représente la médiane conditionnelle des résidus, la zone en gris foncé représente l'inter quantile 25-75%, la zone en gris clair représente l'inter quantile 10-90% et les courbes fines représentent les quantiles conditionnels 1% et 99%.

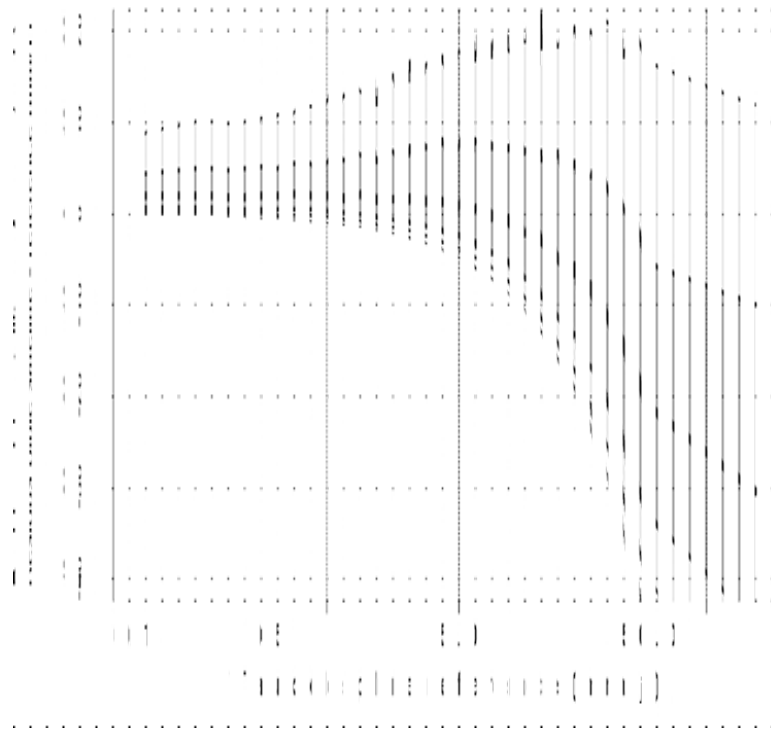


Figure 51 : Distribution conditionnelle des résidus TRMM3B42(v6) en fonction de la pluie de référence sur la période 2003-2009.

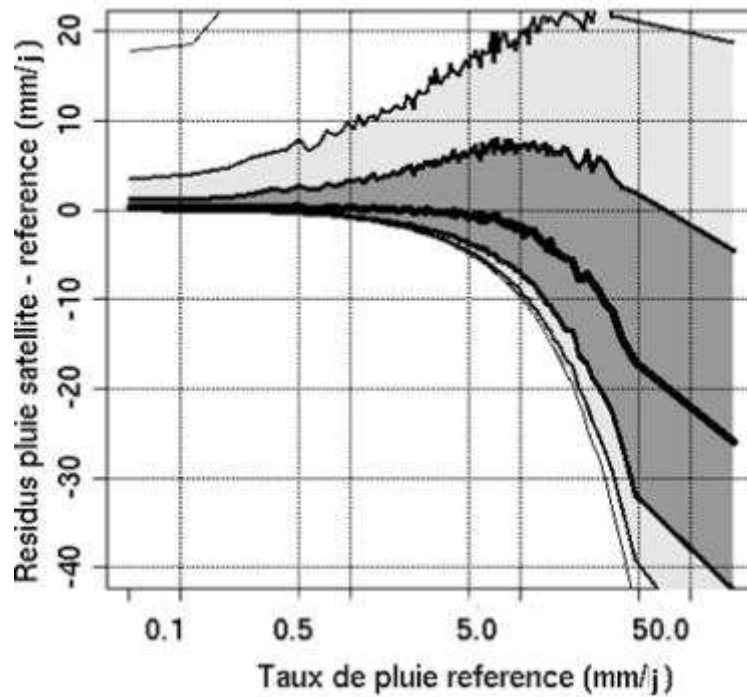


Figure 52 : Distribution conditionnelle des résidus CMORPH en fonction de la pluie de référence sur la période 2003-2009.

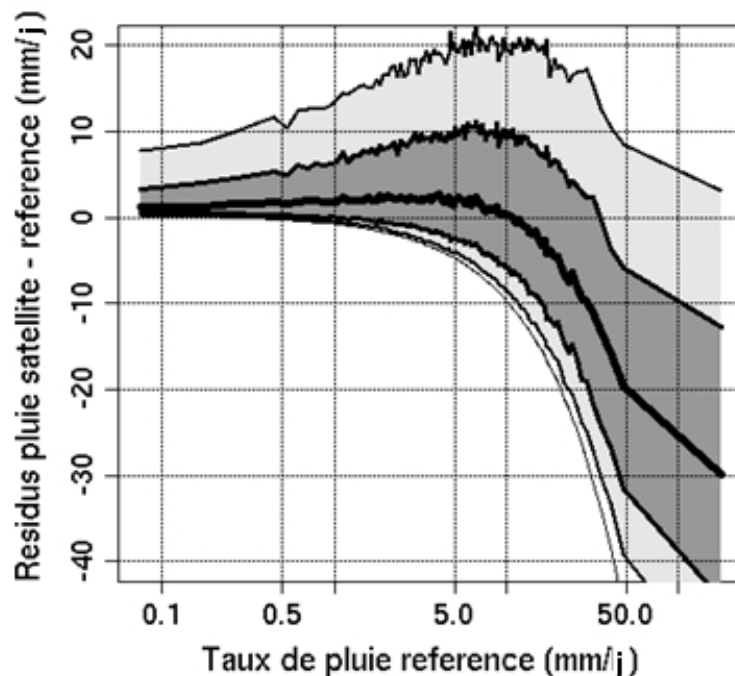


Figure 53 : Distribution conditionnelle des résidus PERSIANN en fonction de la pluie de référence sur la période 2003-2009.

Comme on peut le constater sur les graphiques, les distributions conditionnelles de résidus sont asymétriques. Dans ce cas, la médiane est préférable à la moyenne pour décrire

la composante systématique des résidus. Le biais systématique (biais conditionnel) est donc décrit par la médiane conditionnelle de ces distributions. Pour une raison similaire nous considérons l'inter quantile (10-90%) pour décrire la part aléatoire d'erreur.

La figure 54 montre les biais conditionnels pour les trois produits satellite évalués.

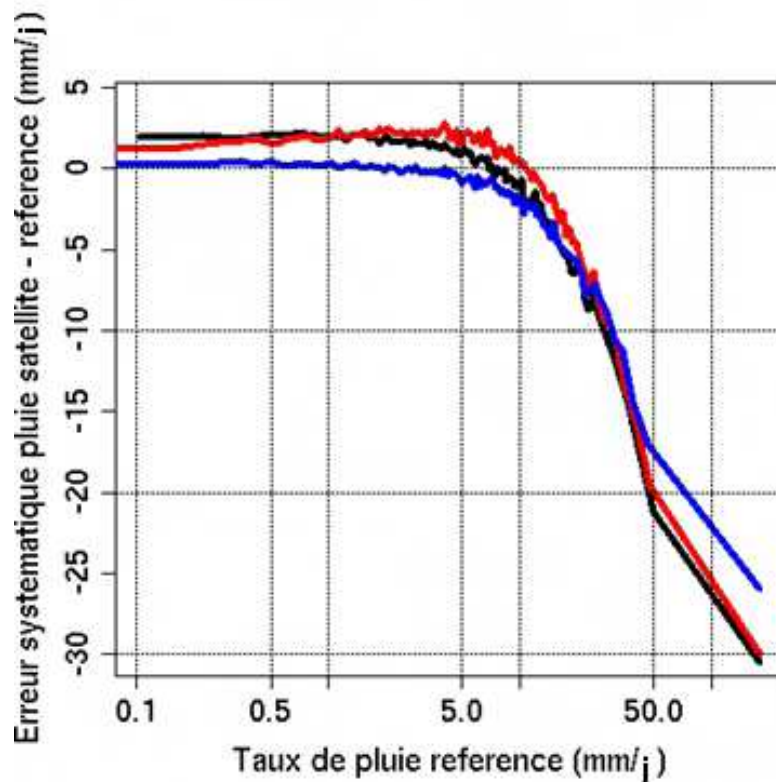


Figure 54 : Biais conditionnels entre les QPE satellite (TRMM3B42(v6) est en noir, PERSIANN en rouge et CMORPH en bleu) et les QPE de référence.

- les biais conditionnels sont positifs (surestimation par le produit satellitaire) pour les taux de pluie faibles à moyens de 0 à 5 $\text{mm}\cdot\text{jour}^{-1}$ environ, et négatifs (sous-estimation) pour les taux de pluie plus forts. Cela corrobore les études similaires sur les estimations de pluie par satellite défilant (Kirstetter *et al.*, 2012a,b) qui sont ingérées dans les produits étudiés ici. On peut suspecter une propagation de ces erreurs des produits de niveau 2 vers les produits de niveau 3 (Chambon *et al.*, 2012). Le biais global calculé dans la section résulte d'une compensation entre surestimation et sous-estimation pour différentes gammes d'intensité.

- CMORPH est le produit qui montre souvent le moins de biais conditionnel par rapport aux deux autres produits satellitaires.

La part aléatoire d'erreur augmente avec le taux de pluie (figure 55). Pour un taux de référence compris entre 0 et 10 $\text{mm}\cdot\text{jour}^{-1}$, l'erreur aléatoire passe d'environ de 5 à 30 $\text{mm}\cdot\text{jour}^{-1}$. Elle représente une part significative d'erreur, ce qui suggère que d'autres facteurs que R_{ref} pourraient être considérés pour évaluer l'erreur d'estimation par satellite. En dessous d'un taux de pluie de référence égal à 10 $\text{mm}\cdot\text{jour}^{-1}$, le produit CMORPH présente le moins

d'écart avec les QPE de référence alors qu'au-dessus de ce seuil, la performance du CMORPH est équivalente au produit TRMM3B42(v6).

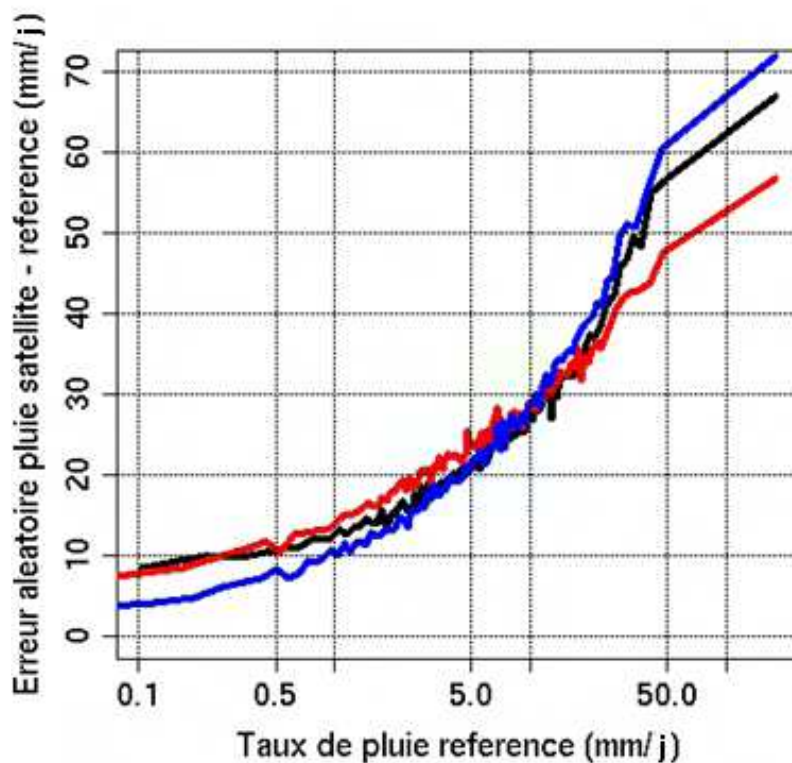


Figure 55 : Erreurs aléatoires entre les QPE par satellite (TRMM3B42(v6) est en noir, PERSIANN en rouge et CMORPH en bleu) et les QPE de référence.

4. Analyse de la structure spatiale des résidus satellite

L'anisotropie des résidus présente des caractéristiques similaires (orientation de l'axe principal d'anisotropie, coefficient d'anisotropie) à celles de la référence ou du satellite (figures 56-58). Ce résultat est relativement intéressant car il confirme que les erreurs des QPE par satellite sont dépendantes des taux de précipitations. Le tableau 18 regroupe les paramètres des variogrammes des résidus satellite :

Tableau 18 : Paramètres variographiques des résidus satellite sur la période 2003-2009.

Paramètres du variogramme	Résidus		
	CMORPH	PERSIANN	TRMM3B42
Direction principale (°)	90	90	90
Pépites (%)	65	55	75
Palier (%)	35	45	25
Portée de la direction principale (km)	50	80	40
Portée de la direction secondaire (km)	40	70	30

Les pépites des variogrammes des résidus sont plus élevées que les pépites de la référence et du satellite. Idéalement, un produit satellitaire parfait par rapport à la référence produirait des résidus complètement désorganisés et des variogrammes purement pépitiqes (grande discontinuité à toutes les inter-distances). On peut donc dire que les produits satellitaires échantillonnent les champs de pluie de manière correcte mais peuvent être améliorés par rapport à la référence (les résidus restent corrélés dans l'espace). De ce point de vue, TRMM3B42(v6) présente les meilleures performances.

En outre, les portées des variogrammes des résidus sont plus faibles que les pépites de la référence et du satellite. Idéalement un produit satellite parfait par rapport à la référence produirait une portée nulle ou infinie. De ce point de vue, TRMM3B42(v6) présente encore les meilleures performances et PERSIANN les moins bonnes. Ce résultat est identique aux travaux de Roca *et al.* (2010) en Afrique de l'Ouest ; les auteurs supposent que la correction des données pluviométriques du GPCC a sans doute un impact certain sur les résultats rencontrés. Même si l'externalité de la base de référence a été assurée, l'intégration du produit du GPCC conserve donc une influence certaine sur les résultats.

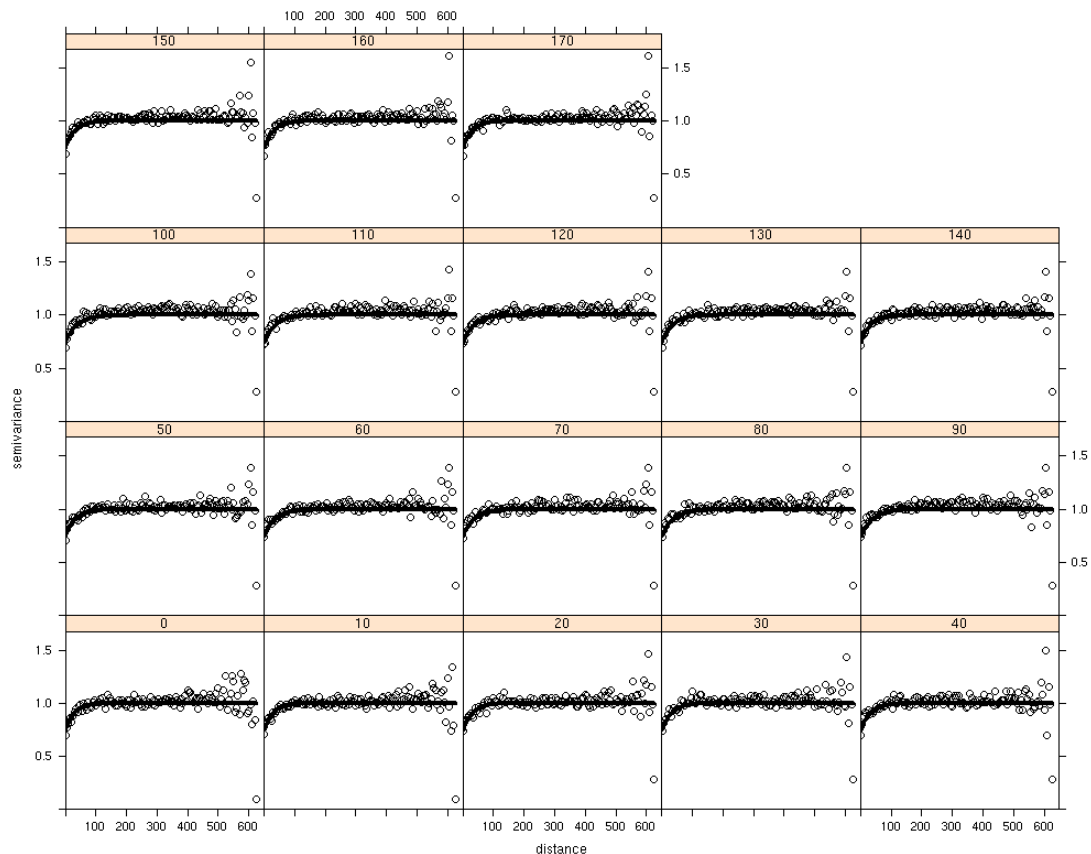


Figure 56 : Structures spatiales des résidus TRMM3B42(v6) en fonction de l'angle d'anisotropie sur la période 2003-2009.

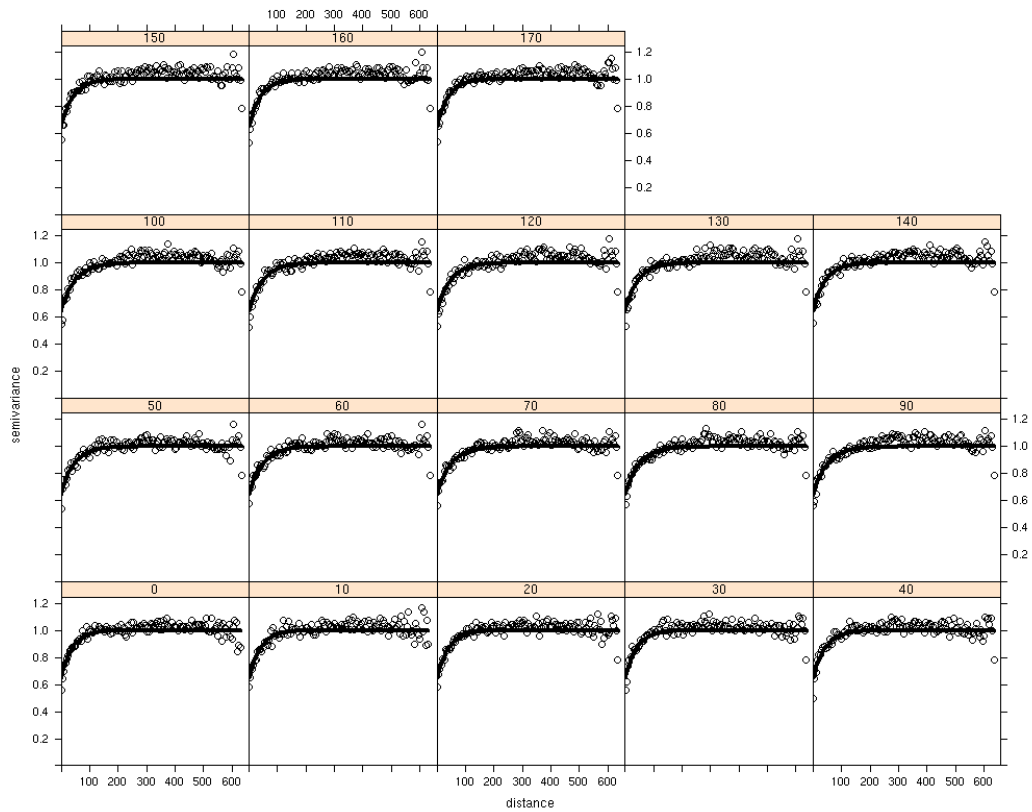


Figure 57 : Structures spatiales des résidus CMORPH en fonction de l'angle d'anisotropie sur la période 2003-2009.

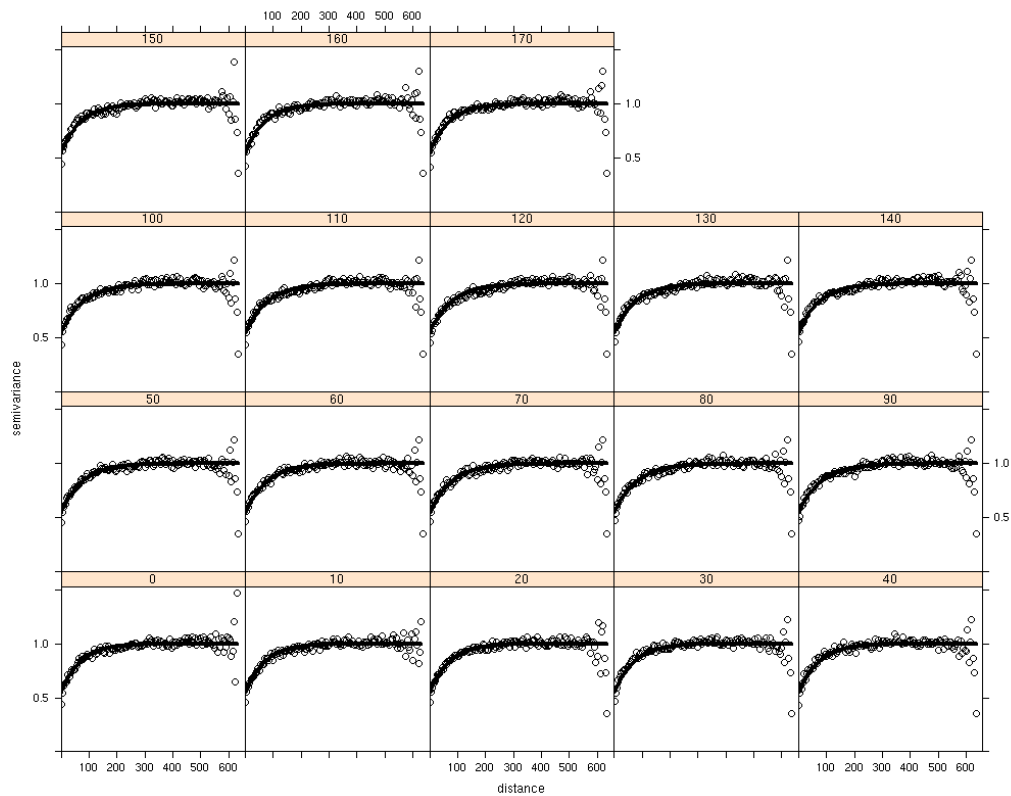


Figure 58 : Structures spatiales des résidus PERSIAN en fonction de l'angle d'anisotropie sur la période 2003-2009.

4. Distribution spatiale des résidus satellites

On se focalise maintenant sur la distribution spatiale des biais mesurés en Amazonie brésilienne Légale (figures 59-61). De manière générale, les trois produits satellitaires sous-estiment les précipitations au Nord de l'Amazonie, alors qu'ils les surestiment sur le reste du territoire étudié. Cependant, on peut de nouveau discriminer les produits CMORPH et PERSIANN par rapport au produit TMPA. En effet, On observe que les biais du TRMM3B42(v6) sont globalement plus faibles sur tout le territoire d'études s'échelonnant principalement de -1 à 1 mm.jour⁻¹. CMORPH et PERSIANN possèdent des résidus plus marqués. Ainsi, ils enregistrent des biais négatifs inférieurs à -2 mm.jour⁻¹ dans l'Etat de l'Amapá. Les sous-estimations sont aussi plus fortes au Nord-Ouest du Pará et dans le Roraima.

Ce gradient Nord/Sud peut être soumis à trois hypothèses :

- La première, déjà évoquée lors du chapitre précédent, est que les résidus dépendent de l'intensité des précipitations.

- Les sous-estimations au Nord de l'Amazonie s'expliquent par la présence de nuages précipitants appelés « nuages chauds » de type maritime (Roberts *et al.*, 2001) dont les précipitations ne sont pas détectées correctement par satellite. En effet, ces nuages de type cumulus sont associés à des sommets des nuages bas et des contenus en cristaux de glace faibles (Rickenbach *et al.*, 2002). Cela est d'ailleurs l'un des axes de recherche du programme CHUVA, avec notamment deux expérimentations spécifiques à ce sujet à Alcantara dans l'Etat de Maranhão et à Fortaleza dans l'Etat du Ceará.

- Au Sud de l'Amazonie, l'une des causes avancée à la surestimation des précipitations par satellite est l'occupation des sols. On observe en effet des biais plus importants supérieurs à 2 mm.jour⁻¹ à l'Ouest de l'Amazonie où la forêt est prédominante. Une étude de cas est proposée dans le chapitre 9.

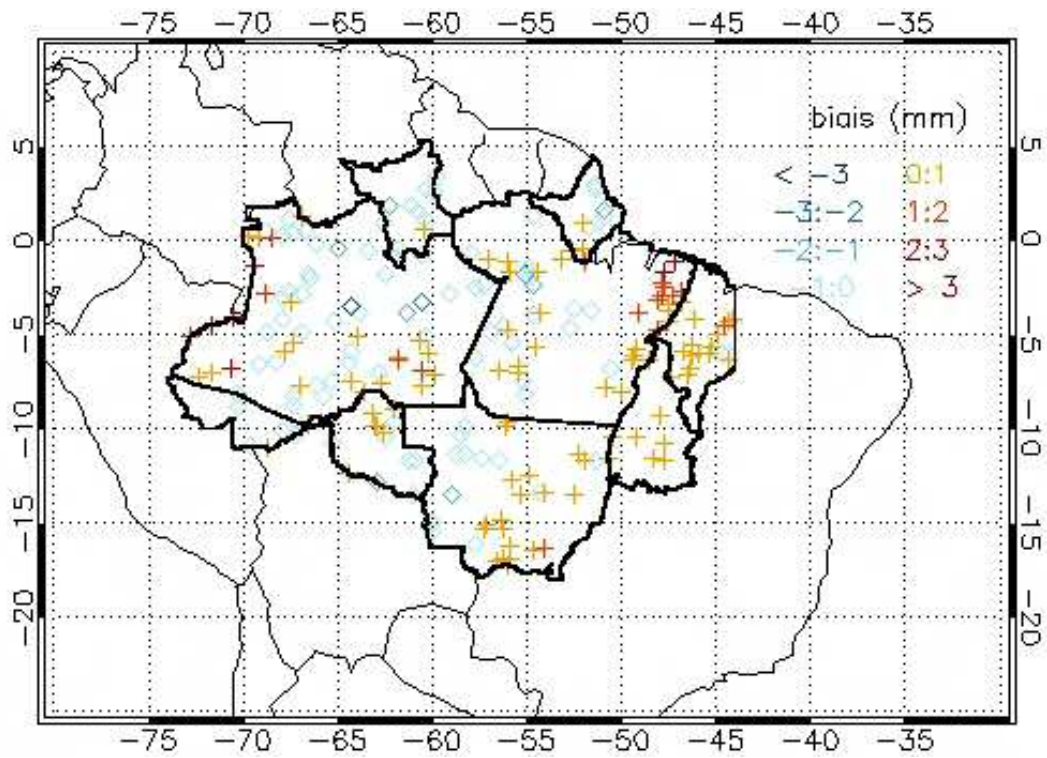


Figure 59 : Distribution spatiale des résidus TRMM3B42(v6) en Amazonie brésilienne Légale.

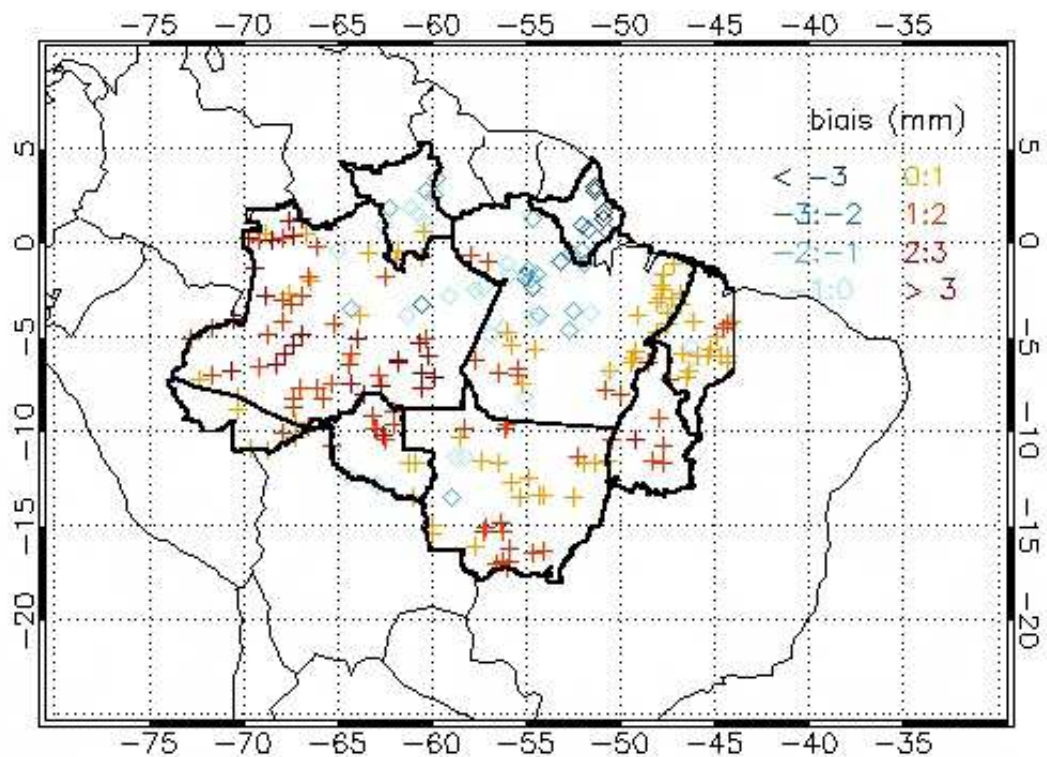


Figure 60 : Distribution spatiale des résidus CMORPH en Amazonie brésilienne Légale.

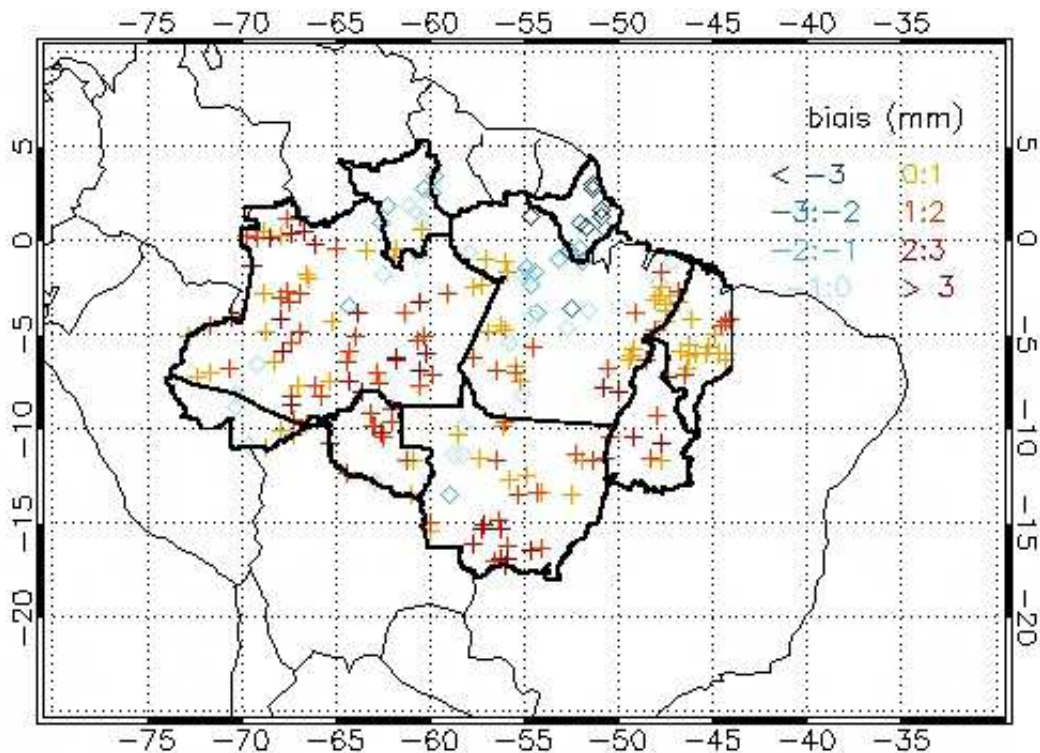


Figure 61 : Distribution spatiale des résidus PERSIANN en Amazonie brésilienne Légale.

5. Conclusion

La construction du modèle d'erreur est basée sur l'analyse des résidus issus de la comparaison entre les estimations quantitatives des précipitations (QPE) par satellite et les QPE de référence.

Dans un premier temps, le modèle a consisté en l'étude des erreurs systématiques et aléatoires en fonction des intensités des QPE par les trois produits. Les erreurs systématiques des QPE par satellite sont légèrement positives jusqu'à un seuil de pluie estimée de 5 mm.jour^{-1} , puis elles deviennent de plus en plus négatives. Les erreurs aléatoires croissent avec l'augmentation des intensités des QPE par satellite. Ainsi, on observe que l'incertitude des QPE par satellite est relativement importante pour les forts taux de pluie. CMORPH est caractérisé par des erreurs systématiques et aléatoires résiduelles moins importantes que les deux autres produits pour les faibles taux de pluies estimés.

Ensuite, l'analyse des structures spatiales des résidus satellite montre une organisation de l'erreur selon un gradient Nord-Sud (anisotropie de 90°). Le produit TRMM3B42(v6) présente de meilleurs résultats que CMORPH et PERSIANN en terme d'échantillonnage des résidus avec une pépite plus importante. Ces informations sont confirmées par les distributions spatiales des résidus. Ainsi, on observe des sous-estimations des pluies au Nord de l'Amazonie brésilienne Légale et une surestimation au Sud de la région pour les trois produits avec des résidus plus faibles pour TRMM3B42(v6). On peut supposer que cette distribution résulte de plusieurs facteurs : la différence d'intensité des pluies, des systèmes nuageux variés d'une région à l'autre et l'occupation des sols (OS), en particulier avec le rôle de la forêt amazonienne. L'étude des erreurs des QPE par satellite en fonction de l'OS fait donc l'objet du chapitre suivant.

Chapitre 9. Influence des surfaces terrestres sur l'erreur d'estimation des précipitations quotidiennes par satellite: cas d'études en Amazonie méridionale

1. Introduction

L'observation des changements d'occupation des sols peut être réalisée avec une précision significative à l'aide de capteurs de moyenne à haute résolution spatiale. En ce qui concerne les estimations quantitatives des précipitations (QPE) par satellite, les hydrométéores précipitants présentent la principale source d'atténuation atmosphérique dans le domaine spectral des Micro-ondes (MO). La variable enregistrée par le capteur est la valeur intégrée de toute la colonne de l'atmosphère; les absorptions par les gaz atmosphériques, les émissions et réflexions des surfaces terrestres sont incluses dans cette valeur (Kidd *et al.*, 2009). Les surfaces terrestres sont caractérisées par une radiation émise variable d'une surface à l'autre et plus forte que les surfaces en eau dans les MO. Il apparaît alors plus difficile de détecter les surfaces précipitantes par un manque de contraste sur la scène enregistrée par le capteur.

L'objectif de ce chapitre est de quantifier les erreurs d'estimation des précipitations par satellite sur deux surfaces terrestres aux propriétés physiques différentes : une surface forestière et une surface déforestée en Amazonie méridionale. Pour cela, on utilise deux produits satellitaires présentés dans le chapitre 3 : le produit multi sources CMORPH et le produit MO MWCMB.

2. Occupation des sols en Amazonie brésilienne

2.1. Contexte de l'étude

Le suivi de l'occupation des sols en Amazonie brésilienne présente des enjeux politiques, socio-économiques et environnementaux. Le territoire d'études est caractérisé par une déforestation croissante qui pourrait atteindre la superficie du territoire français sur ces dix dernières années. Cette évolution est mise en relation avec la conversion de la forêt en surfaces agricoles (pâturages, cultures du soja, etc) (ex. Arvor, 2009). Les principaux secteurs concernés par la déforestation sont les régions Est et Sud de l'Amazonie qui définissent l'Arc de déforestation (ex. Durieux, 2002). Le Mato Grosso a ainsi enregistré les plus forts taux de déforestation dans les années 2000 en lien avec une croissance de l'Agro-business dans cet Etat. De manière générale, la proximité avec les voies de communication favorisent l'avancée de la déforestation et du front pionnier (Dubreuil, 2005).

En 2012, avec *Rio+20* « en toile de fond », le Code Forestier brésilien, discuté à l'assemblée nationale, est un bon exemple de la relation entre ces différents enjeux. A travers ce code législatif, un point relativement controversé est la diminution des aires de protection permanente (APP) le long des cours d'eau d'Amazonie. Le pouvoir décisionnel brésilien régit ainsi le devenir des écosystèmes en permettant l'augmentation des surfaces agricoles et la

diminution des surfaces forestières jusque-là plus ou moins bien conservées. De manière générale, les politiques publiques, orientées par les puissants lobbys écologiques, agronomiques et forestiers, sont les principaux vecteurs de préservation des milieux forestiers ou au contraire de l'accélération de la déforestation (ex. Le Tourneau, 2004). D'un point de vue réglementaire ou/et environnemental, la représentation la plus précise possible de l'OS est nécessaire afin de réaliser un état des lieux et prendre des décisions. La cartographie de l'OS pose des questions d'instrumentation et de résolution spatiale. Au Brésil, dans le cadre du projet Radambrasil lancé en 1970, la couverture du territoire à une échelle fine de (1 : 2 500 000) est réalisée à partir de données radar aéroporté puis plus tard par des données satellites. Depuis les années 2000, plusieurs programmes de recherche se sont focalisés sur la réalisation de cartographie de l'OS à l'échelle mondiale, incluant ainsi le territoire d'études. On peut citer le *Global Land Cover (GLC2000)* (Hansen et Reed, 2000 ; Bartholomé et Belward, 2005) ou encore l'*International Geosphere-Biosphere Programme Data and Information System (IGBP-DISCOVER 1)* mené par l'*U.S. Geological Survey (USGS)* (Loveland et al., 2000). Les programmes *Tropical Ecosystem Environment observation by Satellite (TREES)* dirigé par le *Joint Research Center (JRC)* (Achard et al., 2001 ; 2002) et *Global Forest Resource Assessment (FRA)* de la FAO (2007) se focalisent tout particulièrement sur les forêts de la ceinture tropicale. L'apport de la télédétection est indispensable afin de caractériser ces grandes surfaces terrestres dont les couverts végétaux. Plusieurs capteurs de basses à hautes résolutions spatiales sont utilisés afin de caractériser l'OS. De la même manière que pour les capteurs des satellites météorologiques, la résolution spatiale des instruments embarqués est inverse à leur résolution temporelle. La combinaison des données satellitaires permet alors de profiter des avantages des différents types de capteurs (Justice et al., 2000 ; Mayaux et al., 2005). Les données à basse résolution spatiale sont issues des satellites NOAA/AVHRR et SPOT-VEGETATION. Les données MODIS, LANDSAT et CBERS (satellite sino-brésilien lancé en 1999) ont une moyenne et haute résolution spatiale, avec respectivement une cellule de la grille égale à 250 m, 30 m et 20 m.

Dans cette étude, on cherche des pluviomètres dont l'environnement au sol a été stable de 2003 à 2009 : c'est-à-dire avec aucune détection de changements des sols qu'ils soient classés en forêt ou en surfaces déforestées. En effet, les calculs statistiques sont moyennés sur une période donnée et doivent permettre de juger de l'impact d'un type d'OS sur les erreurs des QPE. Or, si l'OS sur laquelle est situé un pluviomètre retenu a subi une évolution durant la période d'analyse, les résultats n'auraient alors aucune signification scientifique. On doit se servir de produit qui permette d'observer l'évolution régulière de l'OS en Amazonie brésilienne. A cette échelle régionale, l'utilisation des capteurs à moyenne et haute résolution est préférée afin de réaliser une cartographie plus précise. Historiquement, la disponibilité des données LANDSAT dès les années 1970 a permis au *Tropical Rain Forest Information Center (TRFIC)* de l'Université du Michigan et à l'INPE (Shimabukuro et al., 2005 ; Hansen et al., 2008) de réaliser un suivi de la déforestation. Cependant, ces études ne sont pas automatisées du fait de la faible résolution temporelle des données. A l'aide des capteurs Landsat *Thematic Mapper (TM)* et *Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+)*, l'institution brésilienne lance le *Programa de Calculo do Desflorestamento na Amazonia (PRODES)* en 1988. PRODES est un grand projet national de surveillance des forêts par télédétection et

permet de réaliser un état des lieux annuel de l'OS en Amazonie brésilienne Légale. A partir de 1997, Shimabukuro *et al.* (1998) proposent une méthodologie afin d'automatiser le processus d'assimilation des données satellites et de cartographie de l'OS.

La résolution spatiale du PRODES est à ce jour la plus fine en rapport avec la couverture de la région étudiée. Cependant, on doit souligner que sa disponibilité annuelle n'est pas suffisante pour des objectifs opérationnels dont la surveillance en quasi-temps réel des déboisements illégaux. L'apport du capteur MODIS embarqué sur la plateforme TERRA lancée en 1999 est alors un outil intéressant pour répondre à cette problématique temporelle. Il enregistre des scènes de résolution moyenne (250 m) avec une forte répétitivité temporelle (de 1 à 2 jours). Ces données quotidiennes, qualitativement validées par Morton *et al.* (2005), sont combinées et forment ainsi le produit *Detecção de áreas desflorestadas em tempo real* (DETER) (Shimabukuro *et al.*, 2005) disponible toutes les deux semaines. Arvor (2009) souligne que le projet DETER, dans le cadre du PRODES, « a pour objectif de permettre l'intervention rapide sur le terrain d'organismes gouvernementaux (IBAMA) pour contrôler la légalité des ouvertures de forêt effectuées » grâce à sa forte résolution temporelle. Une version intermédiaire du DETER est née suite à une étude critique du Secrétariat de l'Environnement du Mato Grosso (SEMA-MT) qui a jugé que le produit était fortement biaisé. Hansen *et al.* (2008) ont donc mis en place un outil mensuel généré par la combinaison des grilles MODIS avec une cellule de la grille de 500 m.

En résumé, ces cartographies du suivi de la déforestation sont discutables et leur fiabilité dépend de la thématique de recherche. Ainsi, l'une des principales critiques est que les produits de l'INPE ne prennent pas en considération les états intermédiaires aux surfaces déforestées et aux surfaces forestières ; c'est-à-dire les zones de forêt dégradée et celles où la végétation est en régénération (Fearnside et Guimarães, 1996 ; Cardille et Foley, 2003 ; Lucas *et al.*, 2002 ; Morton *et al.*, 2005 ; Jepson, 2005 ; Hansen *et al.*, 2008). Il est alors évident que pour des études de séquestration de carbone, la non prise en compte de la végétation en résilience pose problème (Fearnside et Guimarães, 1996 ; DeFries *et al.*, 2002 ; Shimabukuro *et al.*, 2005 ; Arvor, 2009). Afin de résoudre ce problème, des produits ont été développés comme le système pour la cartographie de la dégradation forestière en Amazonie brésilienne¹⁸ (DEGRAD) qui est obtenu à partir du produit DETER.

2.2. Produit d'occupation des sols PRODES

Pour notre problématique, on utilise le produit PRODES qui permet de constater la continuité de l'état annuel des milieux (en forêt ou déforesté) sur lesquels les pluviomètres sont installés depuis 2003. Cette méthode de représentation cartographique et d'estimation annuelle de la déforestation en Amazonie est basée sur l'interprétation d'environ 230 scènes.an⁻¹ issues des capteurs TM des satellites U.S. Landsat (figure 62). Cette combinaison d'images permet de détecter l'évolution des zones déforestées par coupe à blanc (stade final

¹⁸ <http://www.obt.inpe.br/degrad/>

de la déforestation) (figure 63) et supérieures à 6,25 ha relative à une date donnée (Câmara *et al.*, 2006).

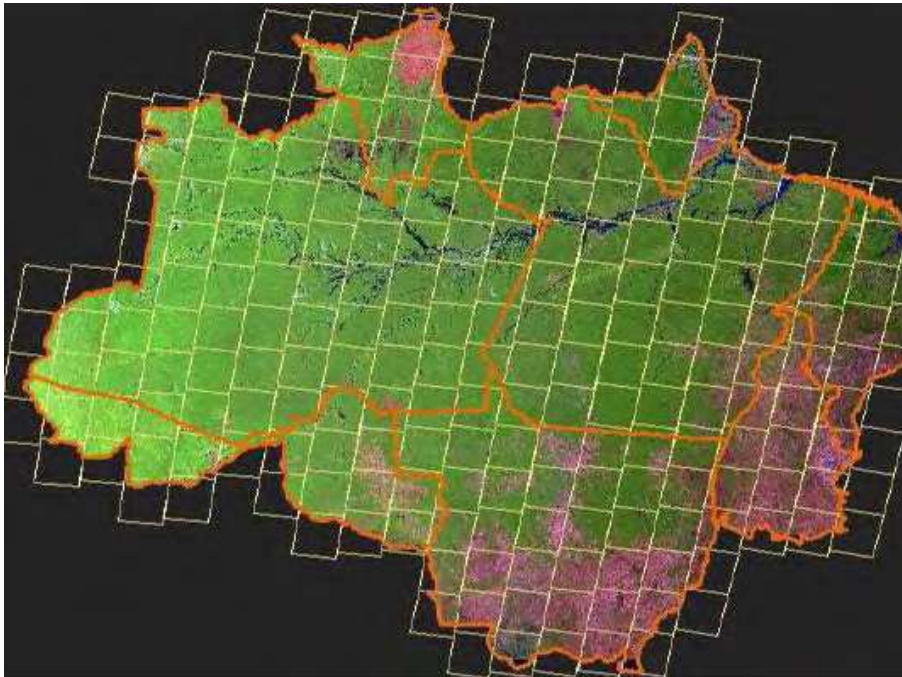


Figure 62 : Découpage des scènes satellites du capteur Landsat en Amazonie brésilienne Légale (source : PRODES, 2010).

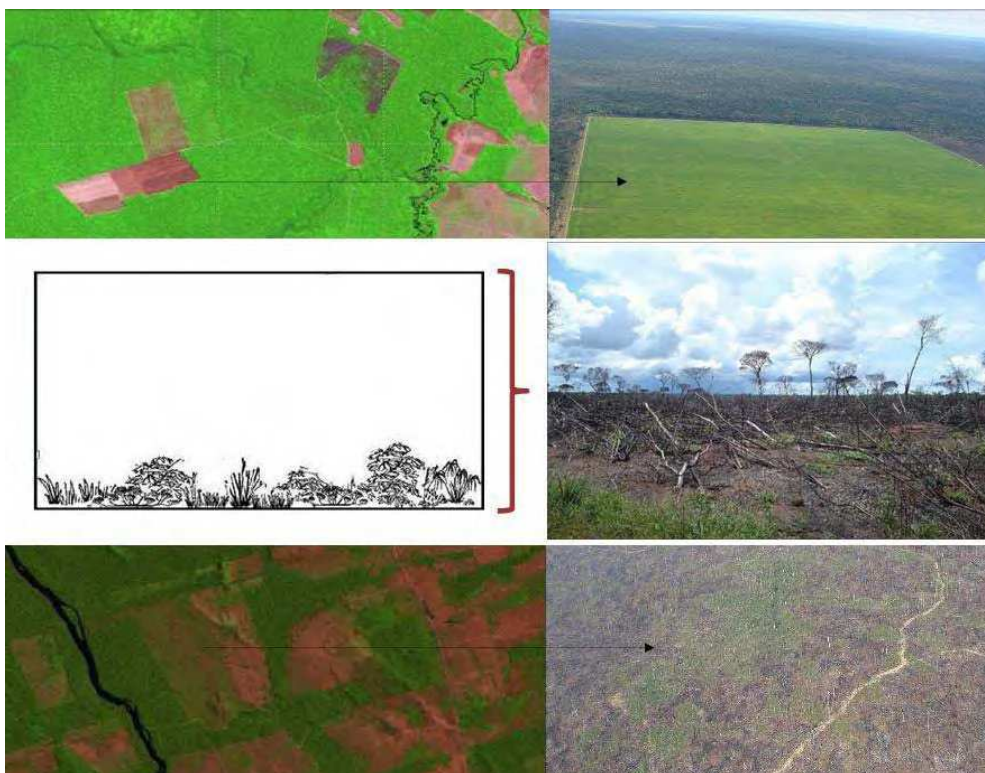


Figure 63 : Schéma adapté de Barlow e Peres (2008) et PRODES (2008) représentant les coupes à blanc des forêts reconnues par le produit PRODES.

Une seule date de chaque image est sélectionnée entre les mois de juillet et septembre. Ces mois plus secs permettent de diminuer la forte proportion nuageuse sur les données optiques en Amazonie. Cette source majeure d'incertitude dans le calcul des taux annuels de la déforestation est variable selon les espaces de la forêt amazonienne considérée. Selon Asner (2001), dans certaines régions, la probabilité d'obtenir des données d'un système de télédétection optique sans couverture nuageuse est inférieure à 10% pour presque toute l'année (figure 64). L'apport de données CBERS, ainsi que des images de référence orthorectifiée MrSID permet de limiter ces bruits pour les données de sortie du PRODES. Ce produit sert aussi de donnée d'entrée dans le modèle de végétation utilisé pour des études météorologiques et climatiques par le CPTEC dans le cadre du projet *Projeto Vegetação* (PROVEG)¹⁹ (Sestini *et al.*, 2002). Plus d'informations sur le produit PRODES Digital sont référencées sur www.dpi.inpe.br/prodesdigital/.

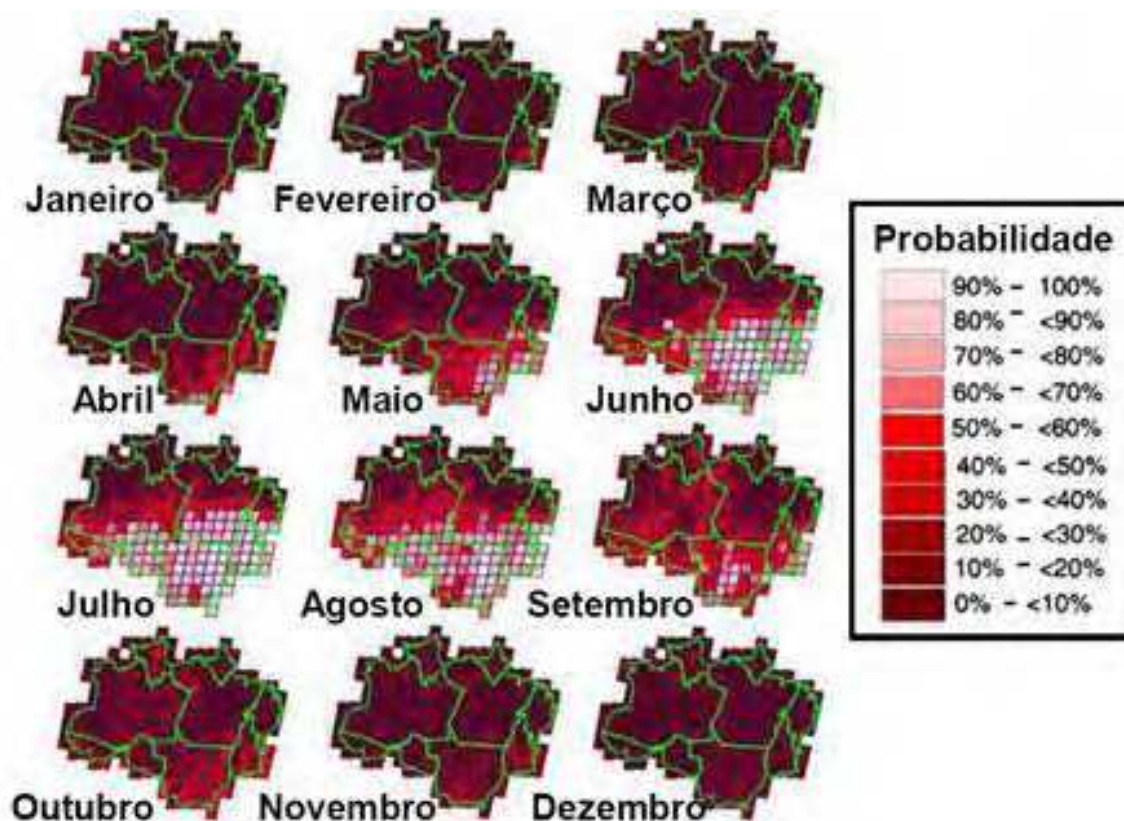


Figure 64 : Probabilités mensuelles d'obtention de scènes Landsat TM avec au maximum 30% de couverture nuageuse (Asner, 2001).

Dans cette étude, on classe les zones déforestées avant 1997 et sur la période 2000-2009 (figure 65). On observe l'Arc de déforestation (ex. Durieux, 2002) qui s'étend du Nord-Est de l'Amazonie brésilienne Légale (Etat du Tocantins et Est du Pará) vers le Sud de cette région (Etats du Mato Grosso et Rondônia). Le front pionnier (ex. Dubreuil, 2005) est caractérisé par une avancée importante (en jaune et rouge sur la carte) le long des axes de communications tels que la transamazonienne qui traverse le Pará.

¹⁹ <http://www.proveg.cptec.inpe.br/>

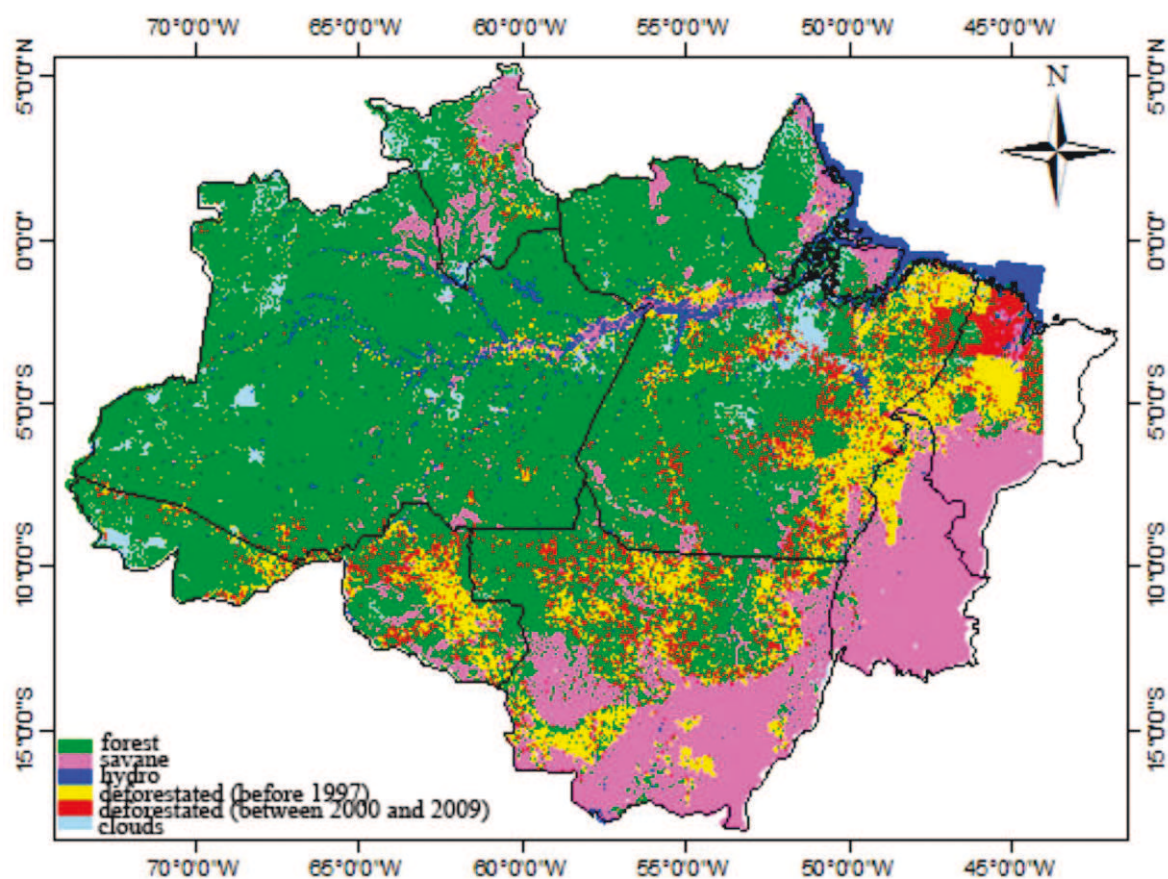


Figure 65 : Occupation des sols en Amazonie brésilienne Légende réalisée à partir des données PRODES (INPE).

3. Données de précipitations au sol

3.1. Présentation des données pluviométriques

On extrait quatorze stations météorologiques (figure 66) de la base de référence qui sont divisées en deux groupes déterminés par l'OS (figure 67). Le choix de ces régions d'études est expliqué par des précipitations annuelles proches de l'ordre de 2.000 mm.an^{-1} . Ainsi, les six stations, localisées en forêt et les huit stations situées sur un secteur déforesté, ont respectivement des précipitations annuelles moyennes de $2.340,6 \text{ mm.an}^{-1}$ et de $1.913,2 \text{ mm.an}^{-1}$.

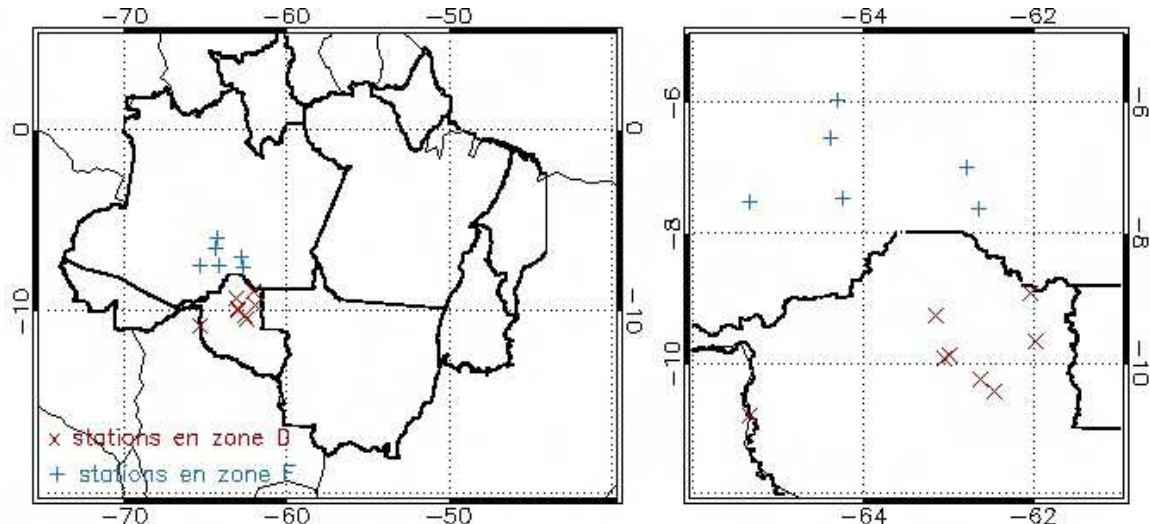


Figure 66 : Réseau des pluviomètres ANA utilisés sur la période 2003-2009 en Amazonie brésilienne Légale.

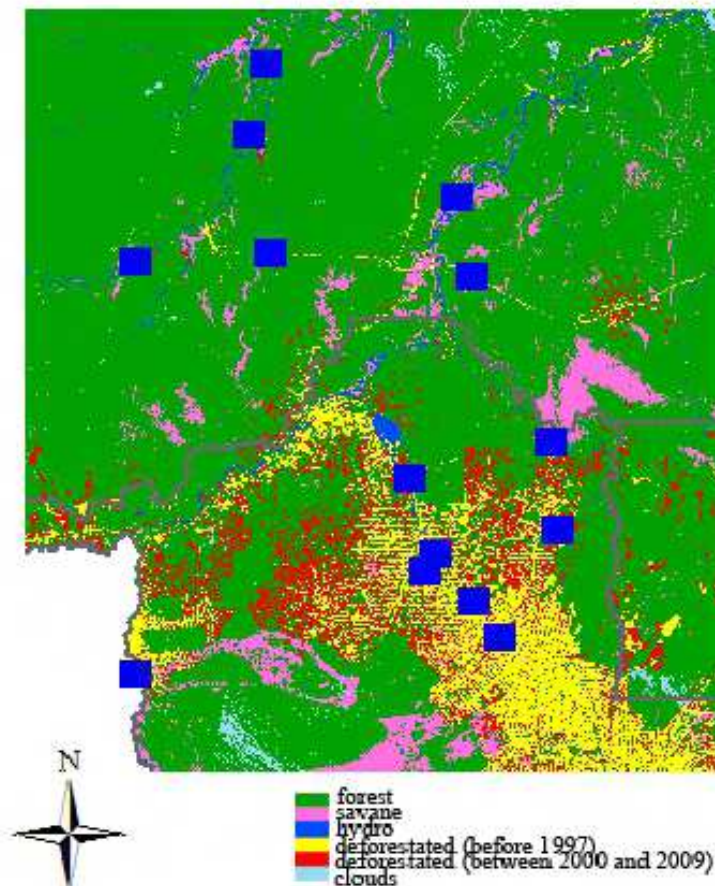


Figure 67 : Localisation des pluviomètres utilisés sur le produit PRODES.

De plus, les régimes annuels moyens sont proches avec une période plus sèche en hiver austral pour le secteur déboisé (figure 68). En effet, durant cette période, les volumes précipités sont quasi-nuls. En été austral, on observe des volumes plus importants pour le secteur déboisé avec des précipitations mensuelles proches de 350 mm alors que les

pluviomètres en milieu forestier enregistrent des précipitations inférieures à 300 mm.mois⁻¹ pendant ce trimestre. Les différences quantitatives des précipitations et des régimes annuels moyens entre les deux secteurs s’expliquent principalement par un effet zonal (ex. Espinoza *et al.*, 2009). Ainsi, on peut penser que ce différentiel entre les deux secteurs correspond au déplacement de l’activité convective de la ZCIT. Cette dernière migre vers le sud en été austral et justifie des volumes plus élevés dans le secteur déboisé. Le rôle de la forêt sur les régimes annuels des précipitations est difficile à évaluer.

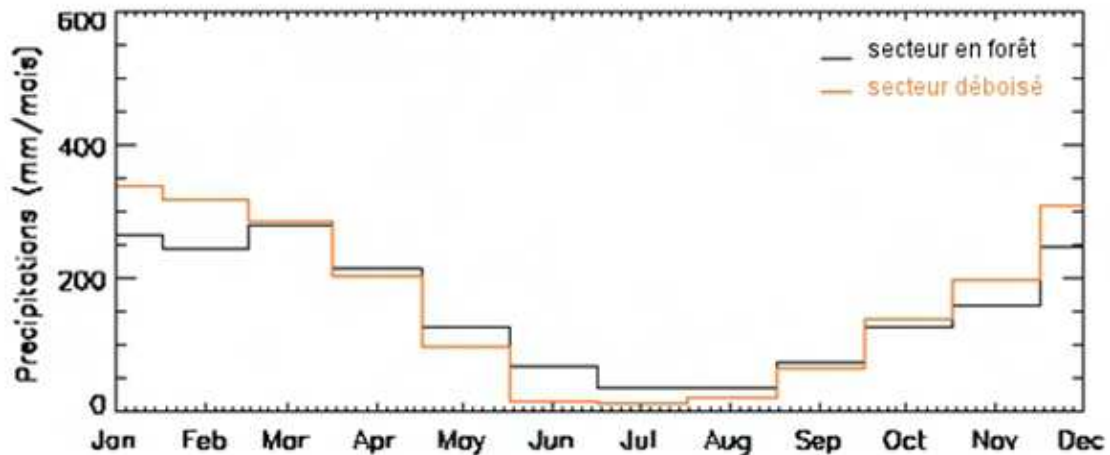


Figure 68 : Régimes annuels moyens des précipitations calculés pour les pluviomètres situés en forêt et ceux en secteur déboisé sur la période 2003-2009.

3.2. Statistiques

On utilise la même méthodologie que précédemment en se focalisant sur les statistiques quantitatives. Etant donnée la faible résolution temporelle du produit MO, on retient seulement les événements journaliers des QPE communs aux deux produits satellitaires CMOPH, MWCOMB et à la référence. Le tableau 19 montre les statistiques moyennes des données pluviométriques au sol retenues pour les deux zones étudiées sur la période 2003-2009.

Tableau 19 : Critères statistiques des données pluviométriques *in situ* retenues pour les QPE par satellite.

Critères statistiques	Zone déforestée	Zone forestière
Nombre d'évènements (en jours)	1528	1188
Moyenne des précipitations (en mm)	5,688	6,010
Pourcentage d'évènements avec précipitations > 0 mm (en %)	91,688	96,885
Moyenne des précipitations > 0 mm (en mm)	6,204	5,725
Ecart-type moyen (en mm)	9,204	8,752

On note que les données de précipitations mesurées sont en moyenne quantitativement plus élevées en région forestière mais plus intenses en milieu déforesté. Ces caractéristiques sont importantes pour mieux appréhender les QPE par satellite, notamment afin de se détacher de l'effet zonal.

4. Résultats de la validation statistique

Les résultats statistiques sont globalement comparables avec la validation quotidienne de l'IPWG en Amérique du sud. Le tableau 20 et la figure 69 montrent une surestimation des précipitations par satellite pour les deux secteurs et les deux produits. Lorsqu'on compare les résultats des deux secteurs, les biais et les RMSE absolus sont plus importants en forêt ; ce qui est logique car cette région est plus au Nord et plus pluvieuse que la région déforestée.

Cependant, si on corrige ces critères par les précipitations au sol, les biais et RMSE relatifs (calculés pour les observations > 0 mm) sont plus faibles dans la région déforestée. De plus, dans ce secteur, les deux critères sont équivalents entre les deux produits satellitaires avec des biais et RMSE relatifs respectivement de 0,60% et de 5% environ. En milieu forestier, les erreurs des QPE sont plus importantes pour les deux produits et l'écart des erreurs des QPE entre CMORPH et MWCORB est plus fort. Ce constat est appuyé par les corrélations, les coefficients de détermination et les SKILL Scores. Les coefficients de détermination montrent que les régressions linéaires entre les estimations par satellite et les observations au sol sont plus faibles en milieu forestier, notamment pour MWCORB avec une valeur de 0,176. Dans ce même secteur, les estimations sont significativement inférieures à la moyenne des valeurs de référence. Ainsi, les SKILL scores sont égaux à -1,828 et -2,898 respectivement pour CMORPH et MWCORB.

Tableau 20 : Résultats statistiques de la comparaison des estimations des précipitations par satellite vs les données *in situ* sur les surfaces terrestres étudiées.

Critères statistiques	région déforestée		région forestière	
	CMORPH	MWCORB	CMORPH	MWCORB
Corrélation	0,632	0,616	0,494	0,443
Biais absolu (mm)	0,967	0,957	2,401	2,497
Biais relatif (%)	0,664	0,615	1,407	1,722
RMSE absolu (mm)	9,368	10,398	12,513	14,690
RMSE relatif (%)	5,336	5,136	8,609	13,557
Coeff. De détermination	0,395	0,376	0,221	0,176
SKILL Score index	-0,089	-0,342	-1,828	-2,898

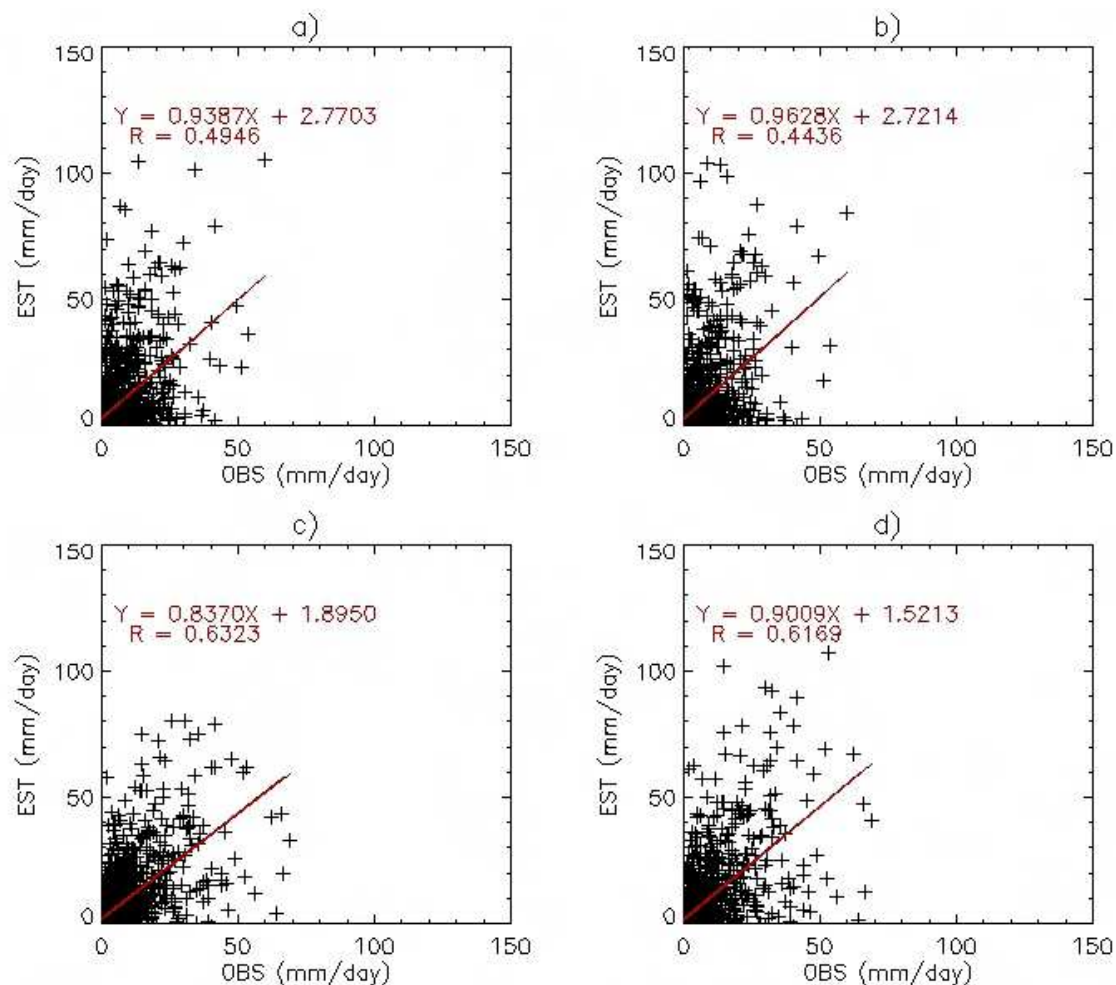


Figure 69 : QPE par satellite (a) CMORPH et b) MWCOMB) vs les observations au sol pour la région forestière et QPE par satellite (c) CMORPH et d) MWCOMB) vs les observations au sol pour la région déforestée.

5. Conclusion

Dans ce chapitre, on s'est intéressé à l'influence de l'occupation des sols (OS) sur les erreurs des estimations quantitatives des pluies par satellite. Pour cela, on a utilisé le produit PRODES afin de repérer des données pluviométriques aux caractéristiques proches sur deux OS différentes : un secteur déboisé et un secteur en forêt. Quatorze pluviomètres issus de la base de données contrôlées et interpolées dans la partie 2 servent de référence à la validation statistique des produits satellitaires sur la période 2003-2009.

Les estimations quantitatives des précipitations (QPE) par MWCOMB et CMORPH sont analysées sur les deux surfaces terrestres. Les résultats montrent des erreurs d'estimation plus importantes sur la surface forestière. Cette erreur est particulièrement importante pour les mesures par Micro-ondes (MO). Dans ce domaine spectral, le radiomètre reçoit le signal de la diffusion et de l'absorption des hydrométéores mais aussi des surfaces terrestres (Chambon, 2011). La qualité des QPE par satellite est variable selon la longueur d'ondes des capteurs MO et la teneur en humidité des surfaces terrestres mesurées.

Chapitre 9. Influence des surfaces terrestres sur l'erreur d'estimation des précipitations quotidiennes par satellite: cas d'études en Amazonie méridionale

Ce chapitre est une approche afin de montrer les enjeux des erreurs de mesure des pluies par satellite. Cette thématique est relativement importante afin de mieux comprendre les rétroactions entre la pluie et la forêt à l'échelle de l'Amazonie brésilienne.

Synthèse de la Partie 3

Cette partie a détaillé l'analyse des erreurs des estimations quantitatives des précipitations (QPE) par satellite en s'appuyant sur les données pluviométriques de la base de référence. Les analyses statistiques ont été menées sur la période 2003-2009 en Amazonie brésilienne Légale. Des approches quantitatives et qualitatives et un modèle d'erreur ont permis de mieux appréhender les performances des trois produits satellitaires retenus CMORPH, PERSIANN et TRMM3B42(v6). Les biais et les erreurs des QPE par satellite sont relativement faibles avec une meilleure performance pour le produit TRMM3B42(v6). Les accords entre les produits satellitaires et le produit de référence sont faibles avec des corrélations égales à environ 0,50. Les statistiques qualitatives révèlent d'assez bonnes capacités des produits à détecter les précipitations avec des POD d'environ 0,65 et des FAR quasi-nuls. Toutefois, la quantification et la détection des pluies par satellite se dégradent en fonction des seuils d'intensité des taux de référence. En outre, les structures spatiales des QPE par satellite s'organisent selon une anisotropie à 90° ; ce qui montre que les produits satellitaires détectent les champs de pluie selon un gradient Nord-Sud.

Le modèle d'erreur basé sur les résidus entre les QPE par satellite et les QPE de référence est caractérisé par une sous-estimation systématique des produits satellitaires jusqu'à un taux de pluie de référence égal à environ 5 mm.jour⁻¹. Au-delà de ce seuil, l'erreur systématique devient négative, et l'ensemble des produits satellitaires sous-estime les QPE de référence. L'erreur aléatoire présente une incertitude croissante des QPE par satellite en fonction de l'augmentation des taux de pluie de référence. Les structures spatiales des résidus satellites révèlent une organisation des erreurs selon un axe Nord-Sud. Les distributions spatiales des résidus satellites montrent des sous-estimations dans le Nord du Brésil et des surestimations dans le Sud de l'Amazonie brésilienne Légale. Par ces différents tests, la performance du produit TRMM3B42(v6) est globalement meilleure que les deux autres produits mais les erreurs sont minimisées par l'inclusion des données du GPCC. Le produit CMORPH présente des bonnes capacités à estimer et détecter les précipitations avec notamment une erreur systématique plus faible que les deux autres produits pour les faibles intensités du produit de référence. On s'est alors interrogé sur les surestimations relativement importantes observées notamment dans les régions forestières de l'Amazonie brésilienne Légale. L'étude de cas sur l'influence de l'occupation des sols sur les erreurs des QPE reste une approche. Cependant, on note que le produit Micro-ondes MWCMB quantifie moins bien les taux de pluie en milieu forestier qu'en milieu déboisé. De plus, le produit multicanaux CMORPH présente de meilleurs résultats, on peut donc supposer que l'estimation par Micro-ondes se dégrade en forêt.

L'analyse statistique des QPE par satellite montre des erreurs sur l'ensemble de la région d'études. Ces erreurs doivent être corrigées afin de réaliser une étude climatologique multi-temporelle. On pourra alors juger de l'apport des données satellites dans ce domaine.



Photographie des inondations à Marabá (PA, Brésil) en mai 2009 (source : REUTERS/Paulo Whitake).

Partie 4. Apport des données satellitaires à la climatologie de l'Amazonie brésilienne Légale sur la période 2003-2009 : application au produit satellitaire CMORPH

Introduction de la Partie 4

Chapitre 10. Etudes des précipitations saisonnières et annuelles mesurées par satellite

Chapitre 11. Analyses des régimes annuels et des événements extrêmes des précipitations par satellite

Synthèse de la Partie 4

Introduction de la Partie 4

Plusieurs études climatologiques ont été réalisées en Amazonie brésilienne à partir des données pluviométriques au sol (ex. Figueiroa et Nobre, 1990 ; Espinoza *et al.*, 2009) ou à partir de données satellitaires (Negri *et al.*, 2000 ; Angelis *et al.*, 2004 ; Buarque *et al.*, 2011). Cependant, dans ces dernières études, les données satellitaires sont utilisées de manière brute alors que les résultats de la validation statistique ont montré les défaillances de quantification des pluies par les produits satellitaires. Ici, on utilise une méthodologie de correction appelée *PDF matching* (ex. Chambon *et al.*, 2012) qui permet de minimiser les erreurs des estimations quantitatives des précipitations (QPE) par satellite.

Ensuite, les données satellitaires corrigées sont utilisées afin de réaliser une climatologie du territoire d'études à différentes échelles temporelles. La classification des régimes annuels des précipitations doit permettre de mieux comprendre les impacts des circulations atmosphériques synoptiques et régionales. De nombreux critères climatologiques sont utilisés pour observer les régions caractérisées par la répétition d'évènements extrêmes (évènements de sécheresse et épisodes fortement pluvieux). Les cartographies de ces critères climatologiques sont importantes pour la planification et la gestion des ressources en eau en Amazonie brésilienne.

Cette approche climatologique utilise beaucoup de ressources en calcul informatique, c'est pourquoi, on n'utilise qu'un seul des produits validés. Le choix de l'algorithme CMORPH est réalisé en fonction des bons résultats de la partie précédente. En outre, l'utilisation de ce produit pour une analyse climatologique approfondie est originale puisque ce produit n'est pas disponible à une échelle mensuelle comme le produit TRMM3B43, cumul des données du TRMM3B42(version recherche). L'algorithme CMORPH a une vocation plus opérationnelle avec une estimation des pluies en quasi temps-réel. Cependant, on précise que la méthodologie mise en œuvre ici est applicable sur l'ensemble des produits satellitaires mis à disposition.

Chapitre 10. Etudes des précipitations saisonnières et annuelles mesurées par satellite

1. Introduction

Ce chapitre vise à spatialiser les précipitations mesurées par le produit CMORPH corrigé sur la période 2003-2009 aux échelles saisonnière et annuelle. La correction des grilles satellitaires doit permettre d'améliorer la précision des volumes précipités en diminuant les erreurs des estimations quantitatives des précipitations (QPE) par satellite. Les cumuls de pluie du produit corrigé sont comparés avec ceux du produit brut afin de mieux localiser l'apport de la démarche. En outre, on met en relation les distributions spatiales des pluies avec les différentes circulations atmosphériques synoptiques et locales agissant sur la région d'études.

La première étape de cette étude consiste à présenter la méthodologie de correction des QPE par le produit CMORPH. Puis, les cartographies des précipitations annuelles et saisonnières en Amazonie brésilienne Légale sont analysées.

2. Correction des données satellitaires par *PDF matching*

La validation statistique des produits satellitaires a permis d'évaluer les erreurs d'estimation des précipitations en se référant à la base de référence (cf. partie 2). Les données pluviométriques au sol peuvent être utilisées afin de corriger ces marges d'erreur ;

- soit par l'intégration des données de référence directement dans l'algorithme comme le produit TMPA.
- soit par une correction automatique basée sur les résidus entre les estimations par satellite et les taux de précipitations mesurés au sol.

Cette dernière méthodologie est la base de la construction de l'algorithme *Cosh* développé par Vila *et al.* (2009). Les auteurs cherchent à diminuer les résidus satellites par l'addition et/ou la multiplication des biais. Ces techniques de correction sont appliquées sur le produit TRMM3B42(RT) et évaluées à différentes échelles spatiotemporelles avec une base pluviométrique de référence indépendante. La combinaison de ces schémas de correction avec le produit existant permet l'amélioration de la validation statistique en comparaison aux QPE par TRMM3B42(v6), TRMM3B42(RT) et par les deux schémas de correction non combinés au produit satellite. Cette étude appuie l'intérêt de la correction des produits satellitaires pour diminuer les erreurs des QPE.

Dans cette partie, on utilise la correction par *PDF matching* (ex. Chambon *et al.*, 2012). Le *PDF matching* consiste à modifier les données satellitaires de manière à ce que leur distribution s'accorde avec la distribution de la référence. Cela permet d'égaliser la sensibilité du produit satellitaire au cumul de pluie à la sensibilité de la référence. Toutefois, cela ne permet pas de régler les problèmes de détection de la pluie. On suppose donc que le produit satellitaire détecte correctement la pluie. Pour justifier cette hypothèse, on note que le taux

cumulé de pluie de référence non mesuré par CMORPH est négligeable et correspond à une différence faible de 7,72% (< 10%) sur la période d'études. On peut donc raisonnablement appliquer cette méthodologie.

La figure 70-a) montre les distributions des quantiles des taux de pluie mesurés par CMORPH et par la référence. Les différences des distributions des quantiles des QPE par satellite et des QPE de référence présentent une divergence croissante avec l'augmentation des quantiles des taux de pluie mesurés par CMORPH (figure 70-b). On additionne alors cette différence de distributions aux valeurs des pixels des grilles quotidiennes du produit satellitaire comprises à l'intérieur des quantiles du CMORPH correspondant. A titre d'exemple, les 99^e et 100^e quantiles des taux de pluie mesurés par CMORPH correspondent respectivement aux valeurs de 67,40 et 254,43 mm.jour⁻¹. A l'intérieur de cet intervalle, on additionne la différence entre les valeurs des quantiles de référence et du CMORPH, soit sur cet exemple un taux correctif de -20,21 mm.jour⁻¹. Cette correction est réalisée de manière automatisée sur les données quotidiennes du produit satellitaire.

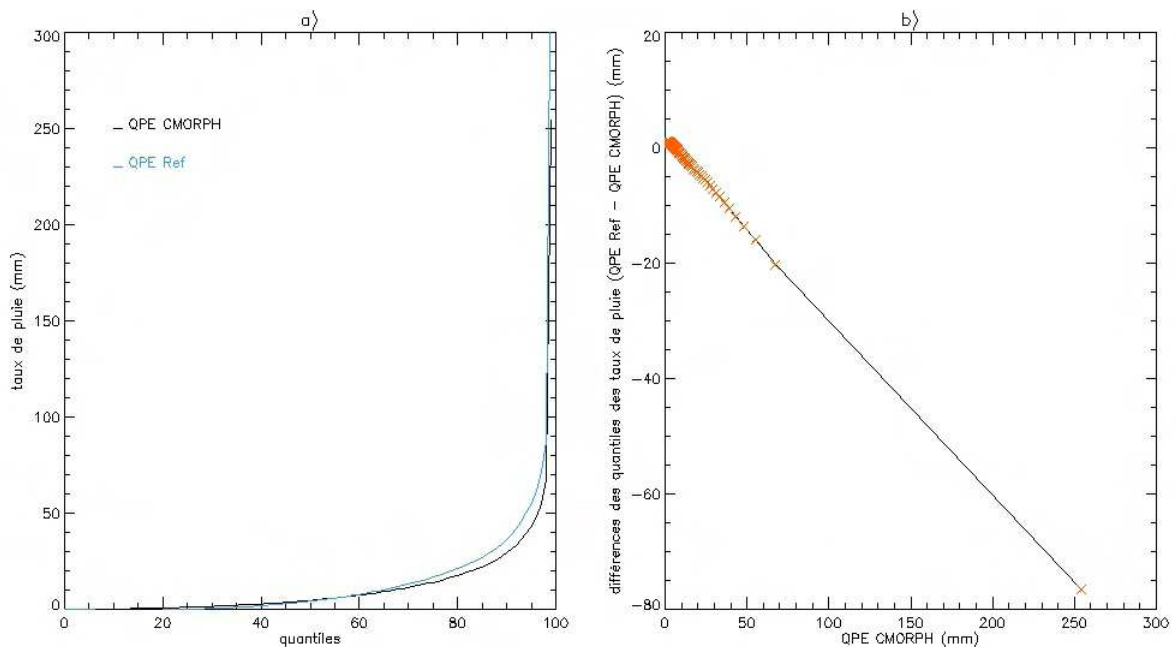


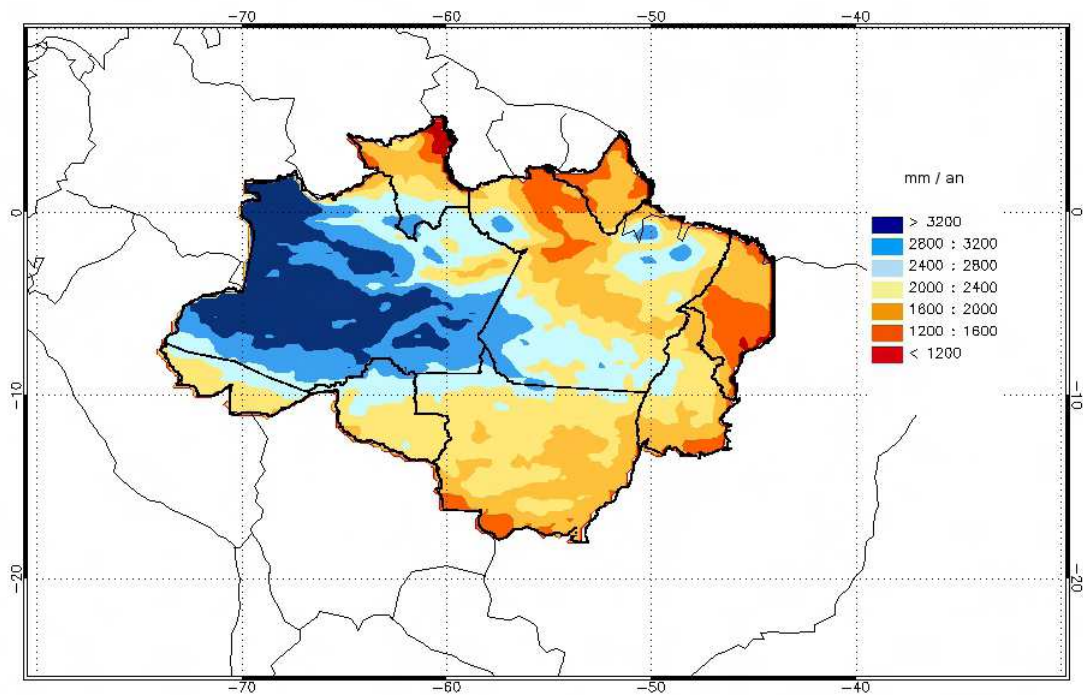
Figure 70 : a) Distributions des quantiles des QPE par satellite et des QPE de référence ; b) Différences des quantiles des taux de pluie en fonction des QPE du CMORPH (points en rouge).

3. Analyse des précipitations annuelles

Les précipitations annuelles moyennes sont extraites du cumul des grilles quotidiennes corrigées et non corrigées du produit CMORPH sur la période 2003-2009. L'agrégation temporelle annuelle montre un impact sensible de la correction sur les taux de précipitations. Ainsi, on relève une différence moyenne de 64 mm.an⁻¹ entre la grille corrigée et non corrigée avec pour cette dernière un volume de précipitation annuelle moyen de 2.412 mm. A l'échelle de l'agrégation annuelle, les régions les plus pluvieuses subissent une diminution des volumes précipités par la correction et vice-versa. Les régions les plus affectées par la correction sont le Nord-Est de l'Amazonie et l'Etat de l'Amazonas (figures 71-73).

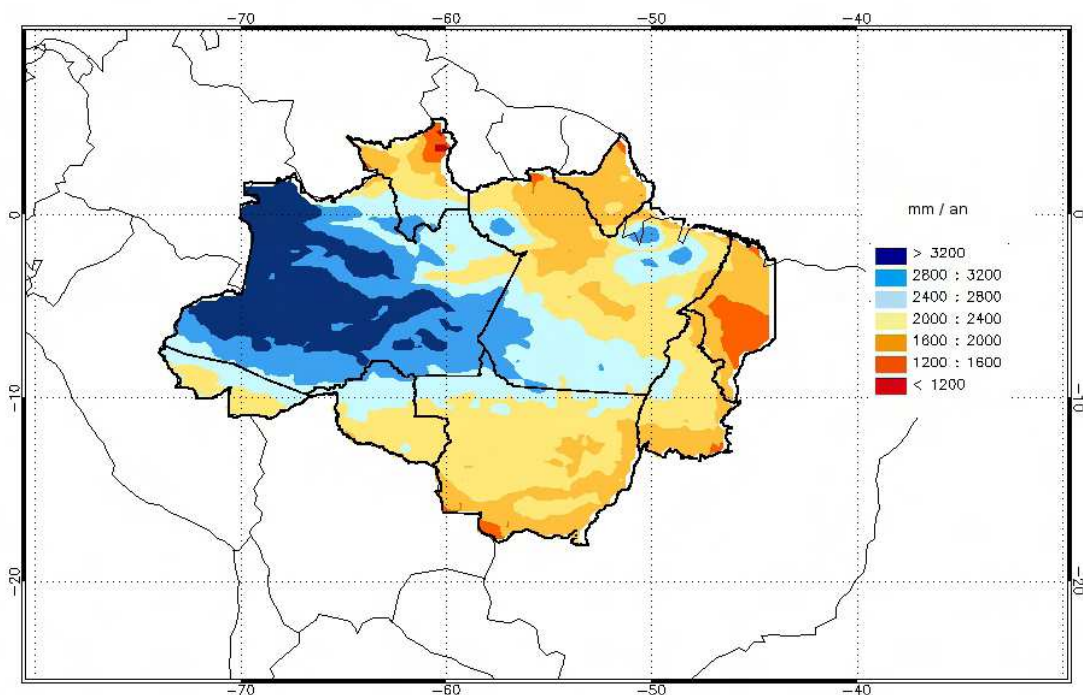
D'un point de vue climatologique, les QPE par CMORPH semblent cohérentes avec la littérature, même si on doit relativiser nos résultats calculés sur une courte période d'études. Le taux maximum de précipitations d'environ 3.500 mm.an⁻¹ relevé par Figueiroa et Nobre (1990) est largement dépassé ici avec 4.356 mm.an⁻¹ estimés par le CMORPH corrigé. Mais, ce dernier maximum est en accord avec les données ANA utilisées dans cette thèse. Le minimum enregistré dans le nord-est du Roraima paraît plus en adéquation après correction du produit satellitaire avec le taux d'environ 1.250 mm.an⁻¹ enregistré par les mêmes auteurs. Globalement, on observe un gradient Ouest-Est avec des volumes précipités passant de plus de 3.000 mm.an⁻¹ à l'ouest à moins de 1.600 mm.an⁻¹ dans l'Etat du Maranhão.

On peut comparer ces résultats aux travaux de Buarque *et al.* (2011) qui utilisent les produits TRMM3B42(v6) et CMORPH non corrigés sur la période 2003-2005 sur le Bassin amazonien. Les auteurs étudient quatre critères climatologiques dont les précipitations annuelles dans l'année afin de comparer ces deux produits aux données pluviométriques au sol. La comparaison avec les données au sol est incohérente statistiquement car les pixels des produits satellitaires sont confrontés aux données ponctuelles des pluviomètres. Tout d'abord, on note que la cartographie des précipitations par CMORPH non corrigé (figure 74-b) de ces auteurs est relativement proche de celle réalisée dans le cadre de notre étude. On observe que les précipitations annuelles mesurées par le produit TMPA (figure 74-a), plus proches des données au sol, sont sensiblement plus faibles à l'Ouest de l'Amazonie alors qu'elles sont plus fortes au Nord-est de la région avec des taux supérieurs à 2.000 mm.an⁻¹. En outre, la correction apportée met aussi en évidence le « couloir sec amazonien » décrit par Servant *et al.* (1997) et Durieux (2002). Le « couloir sec » s'étend entre le Para et Roraima le long d'un axe Nord-Ouest/Sud-est à 600 km des côtes atlantiques et est caractérisé par des faibles précipitations allant de 1.200 à 1.800 mm.an⁻¹. Durieux (2002) note que ce secteur est relativement propice aux sécheresses, renforcées par les effets du phénomène El Niño par exemple en 1998. Ces observations confortent la cohérence des corrections. Toutefois, les volumes de pluie sont relativement sous-estimés au Nord-Est, notamment dans l'Amapa par rapport aux données pluviométriques au sol utilisées dans notre étude, ce qui nous laisse penser que dans cette région, la correction est encore trop faible.



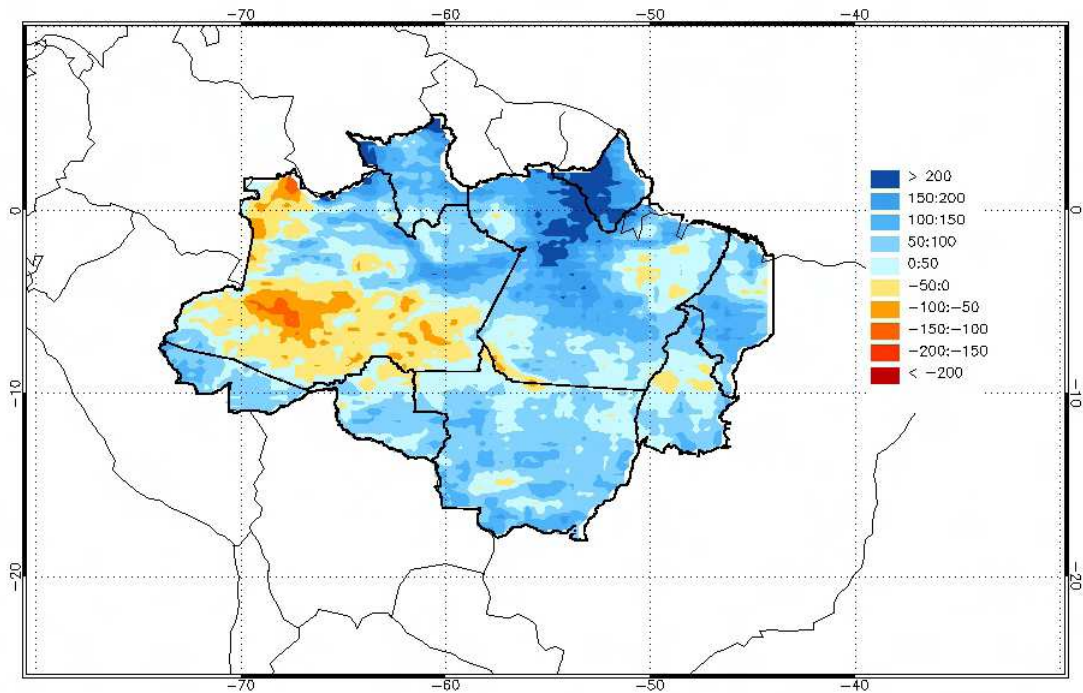
Max : 4.478 ; Moy : 2.412 ; Min : 927 (mm.an⁻¹)

Figure 71 : Précipitations annuelles moyennes estimées par le produit CMORPH non corrigé.



Max : 4.356 ; Moy : 2.476 ; Min : 1.120 (mm.an⁻¹)

Figure 72 : Précipitations annuelles moyennes estimées par le produit CMORPH corrigé.



Max : 321 ; Moy : 64 ; Min : -147 (mm.an⁻¹)

Figure 73 : Volumes de pluie annuels moyens corrigés sur la période 2003-2009 (différence entre le produit CMORPH corrigé et non corrigé).

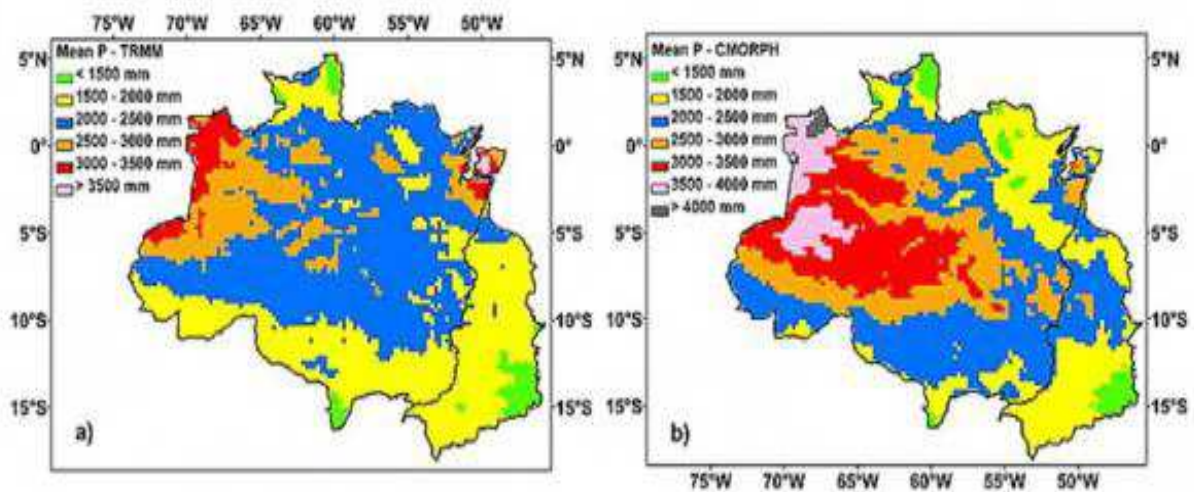


Figure 74 : Précipitations annuelles estimées par les produits satellitaires TRMM3B42(v6) a) et CMORPH (non corrigé) b) sur la période 2003-2005 en Amazonie brésilienne (Buarque et al, 2011).

4. Etude des précipitations saisonnières

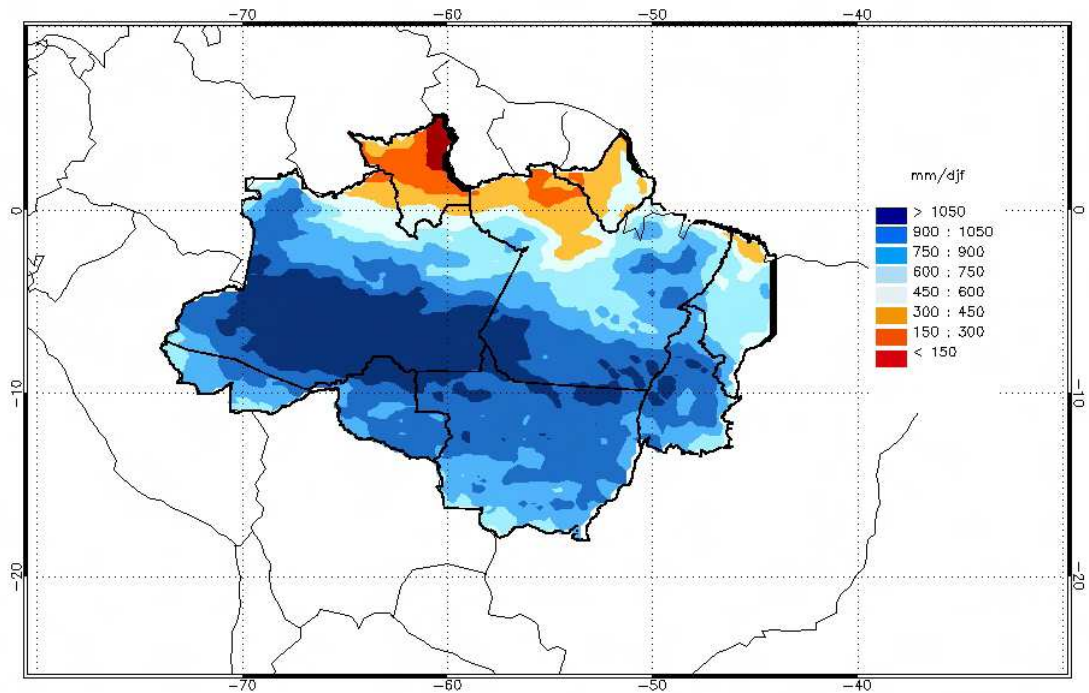
Les précipitations annuelles observées sont le résultat de fortes variabilités spatiales et saisonnières (Paiva and Clarke, 1995). Les cartographies des précipitations saisonnières estimées par le produit CMORPH montrent en général une diminution (augmentation) des précipitations les plus fortes (faibles) déjà observée pour les précipitations annuelles (figures 75-86). Ainsi, en Amazonie brésilienne Légale, les saisons les plus humides DJF et MAM, avec des taux de pluie moyens respectivement de 836 mm et de 765 mm pour le CMORPH

non corrigé, ont des corrections négatives égales à -57 mm et à -14 mm. Au contraire, les corrections positives moyennes sont observées pour les périodes JJA de 60 mm et SON de 39 mm pour des taux de pluie moyens respectifs de 210 mm et de 472 mm sur le territoire étudié. Cette opposition est aussi valable pour les extrêmes de taux de précipitations. La correction apportée est cohérente pour la représentation des variations spatiotemporelles des régimes annuels des précipitations associées aux perturbations synoptiques décrits ci-après.

Les variations spatiotemporelles des précipitations saisonnières sont liées au mouvement saisonnier du maximum de la radiance solaire, qui guide la position de la ZCIT, les circulations de la mousson et les hautes pressions subtropicales (Hastenrath, 1997). Paegle et Mo (1997) et Garreaud (2000) montrent l'importance des interactions entre les tropiques et les latitudes moyennes dans l'activité convective au Brésil. Horel *et al.* (1989) et Hastenrath (1997) décrivent le cycle annuel de l'activité convective associé aux circulations atmosphériques de la couche supérieure de la troposphère. Machado *et al.* (2004) montrent que les précipitations sont en général très bien corrélées avec la fréquence élevée des événements convectifs synoptiques organisés, notamment pendant la saison humide.

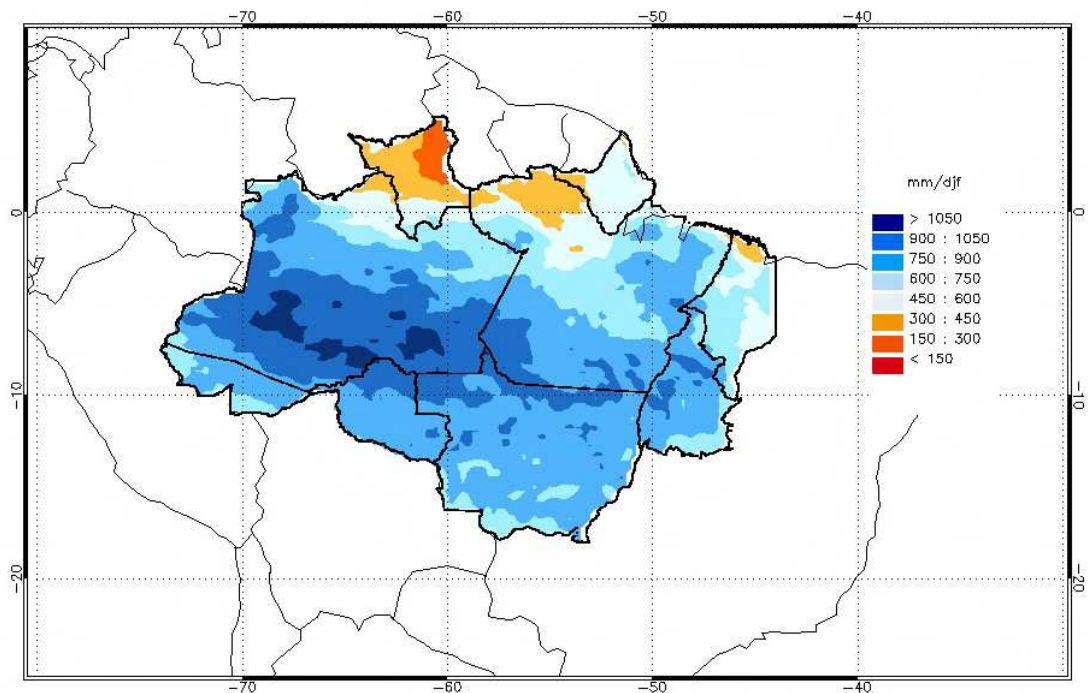
Pendant l'été austral (DJF), la partie de l'Amazonie localisée au Nord de l'Equateur possède des faibles précipitations, synonymes de saison sèche. A l'inverse, au Sud de cette limite, la saison humide est observée avec d'importants volumes précipités. Les fortes précipitations sont provoquées par la ZCIT qui migre vers le Sud. Sa position maximale au Sud est atteinte en mars puis se retire vers le Nord avec une position extrême en octobre (Angelis *et al.*, 2004). Les mouvements de la ZCIT sont parfaitement visibles sur les figures 75-76, 78-79 et 81-82. En MAM, le Sud de l'Amazonie brésilienne Légale, en particulier l'Etat du Mato Grosso, subit une diminution progressive des précipitations à l'inverse de la partie septentrionale. En JJA, cette dernière région bénéficie encore de l'effet de la ZCIT alors que la majorité du territoire étudié subit une saison sèche plus prononcée selon un gradient Nord-Sud. De septembre à novembre, l'influence de la ZCAS provoque un gradient Nord-Ouest/Sud-Est des précipitations avec des volumes de pluie plus importants au Nord-Ouest de l'Amazonie. Au Nord-Est, la saison sèche est intense avec des précipitations inférieures à 150 mm.son⁻¹ pour certaines régions.

Ces cartographies des précipitations saisonnières moyennes sur les sept années d'études ne permettent pas d'évaluer l'effet de l'évènement ENSO de 2005 qui affecte les régimes de précipitations sur toute l'Amérique du Sud. Enfin, on note que ces résultats sont conformes aux études climatologiques réalisées à partir de méthodologies différentes (Horel *et al.*, 1989 ; Figueroa et Nobre, 1990 ; Negri *et al.*, 2000 ; Ronchail *et al.*, 2002 ; Marengo *et al.*, 2004 ; Espinoza *et al.*, 2009).



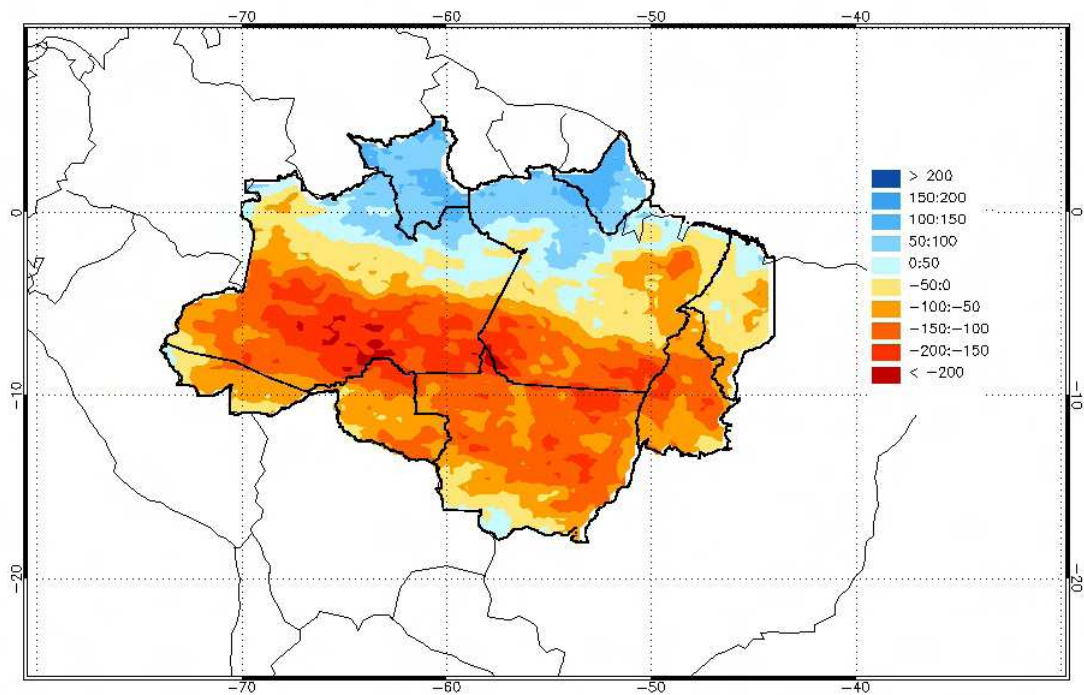
Max : 1.369 ; Moy : 836 ; Min : 69 (mm.djf⁻¹)

Figure 75 : Précipitations estimées par le produit CMORPH non corrigé pendant la saison DJF.



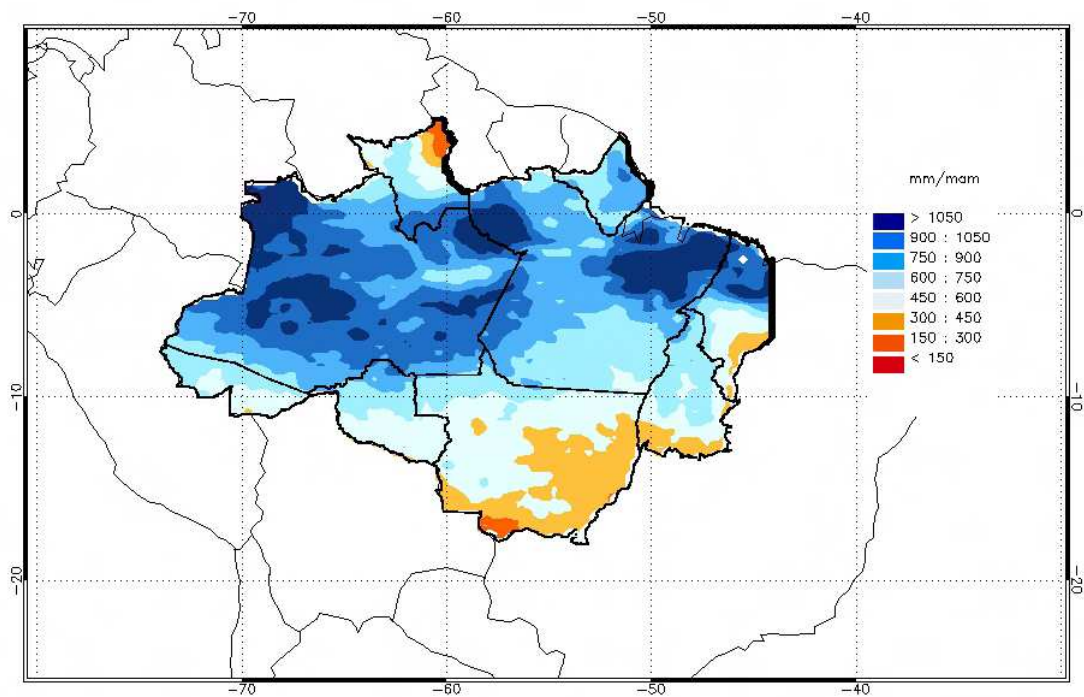
Max : 1.174 ; Moy : 780 ; Min : 156 (mm.djf⁻¹)

Figure 76 : Précipitations estimées par le produit CMORPH corrigé pendant la saison DJF.



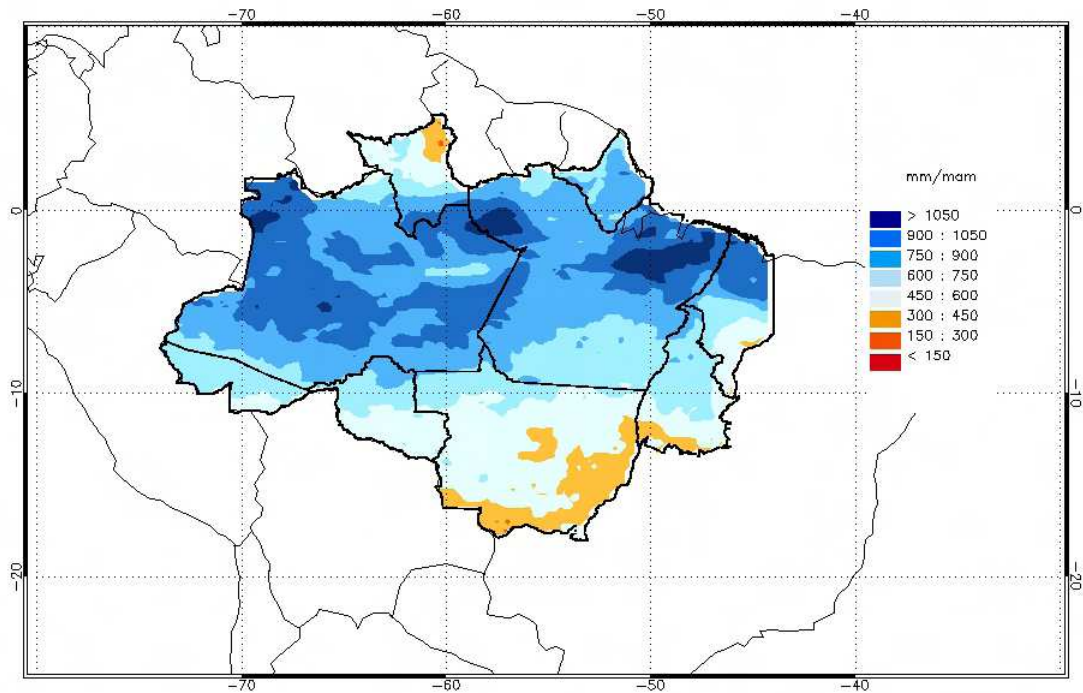
Max : 155 ; Moy : -57 ; Min : -231 (mm.djf¹)

Figure 77 : Volumes de pluies corrigées pendant la saison DJF (différence entre le produit CMORPH corrigé et non corrigé).



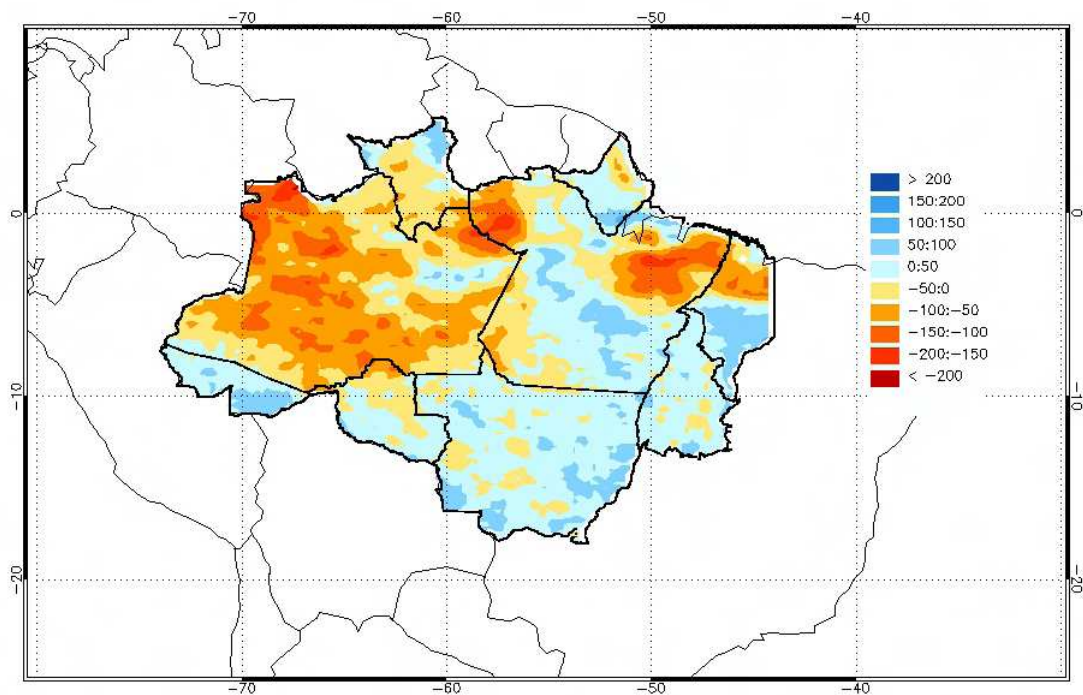
Max : 1.372 ; Moy : 765 ; Min : 225 (mm.mam⁻¹)

Figure 78: Précipitations estimées par le produit CMORPH non corrigé pendant la saison MAM.



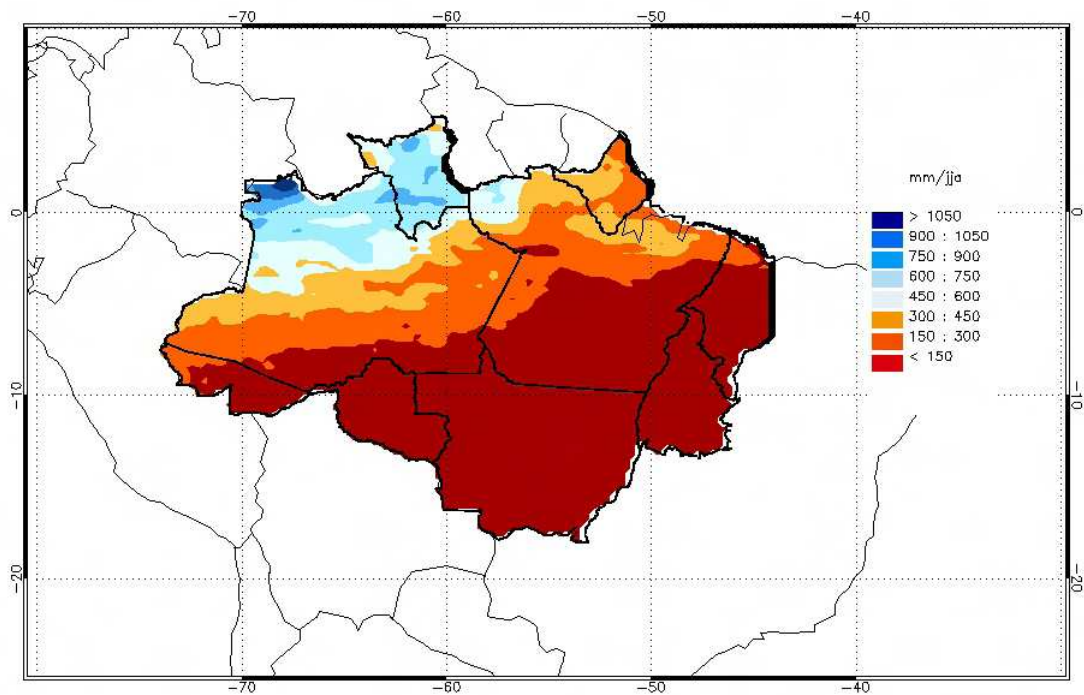
Max : 1.215 ; Moy : 750 ; Min : 287 (mm.mam⁻¹)

Figure 79 : Précipitations estimées par le produit CMORPH corrigé pendant la saison MAM.



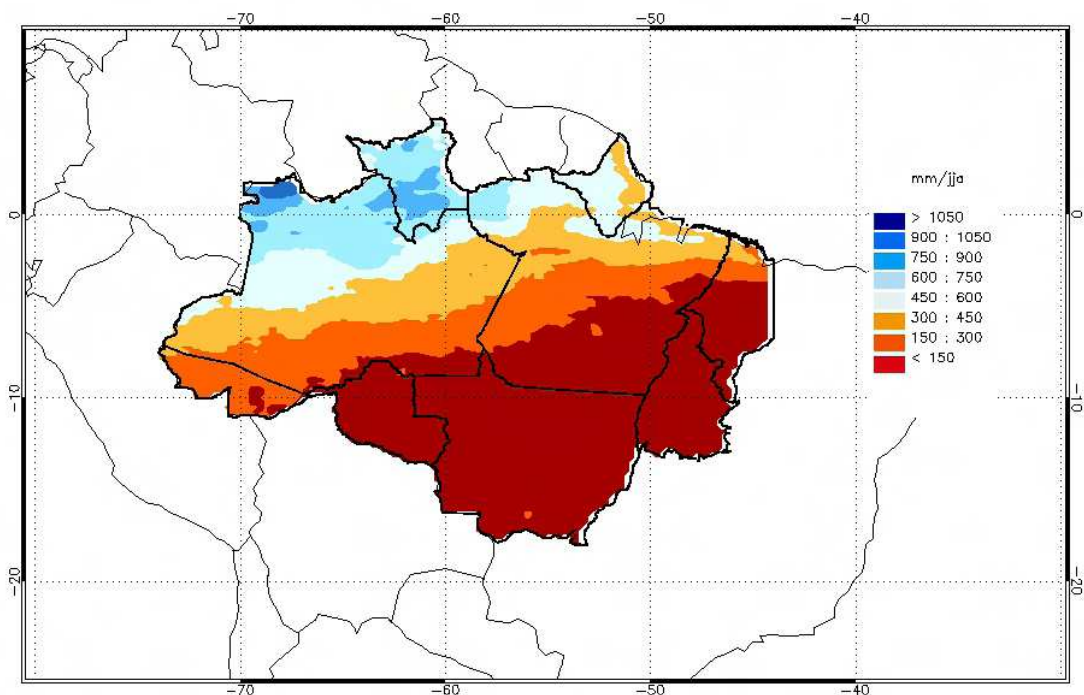
Max : 117 ; Moy : -14 ; Min : -206 (mm.mam⁻¹)

Figure 80 : Volumes de pluies corrigées pendant la saison MAM (différence entre le produit CMORPH corrigé et non corrigé).



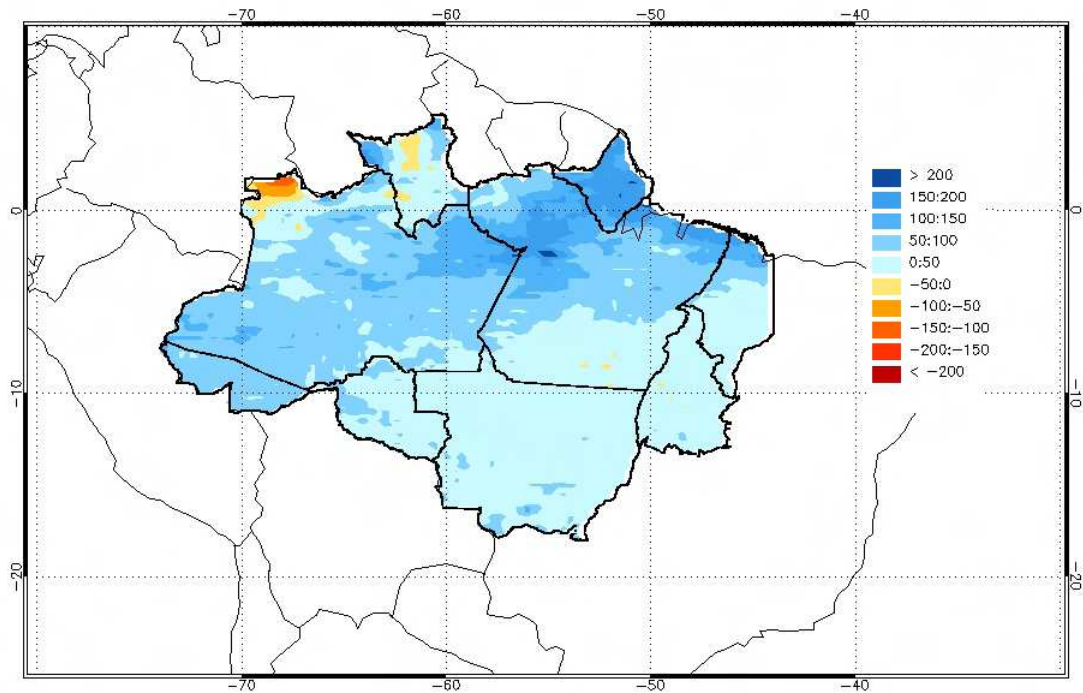
Max : 1.191 ; Moy : 210 ; Min : 3 (mm.jja⁻¹)

Figure 81 : Précipitations estimées par le produit CMORPH non corrigé pendant la saison JJA.



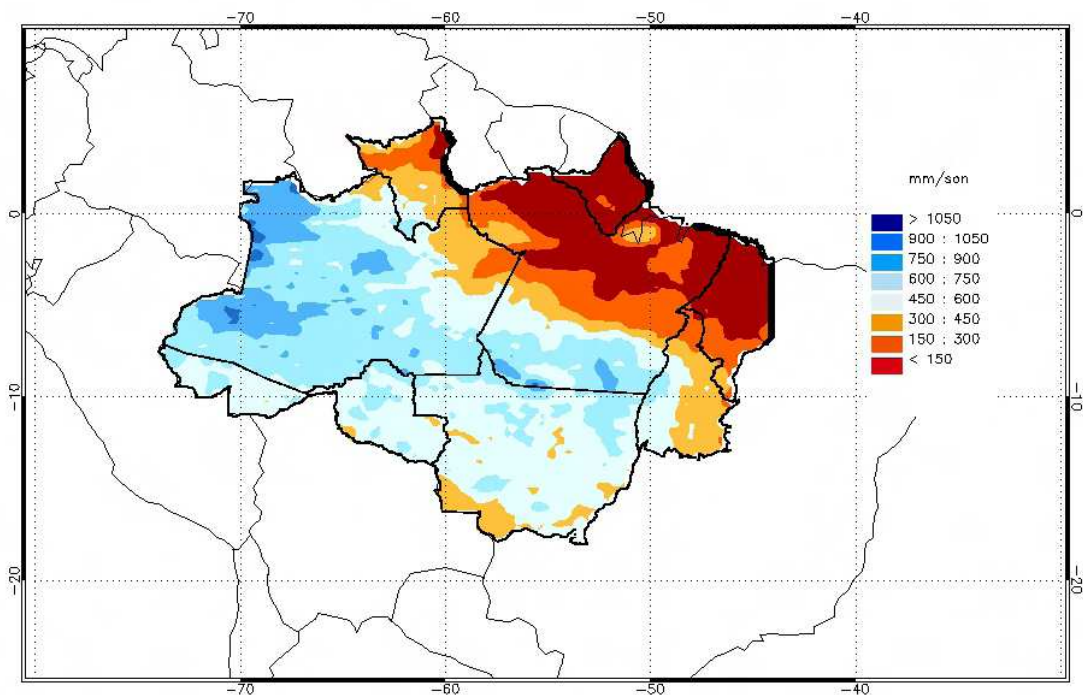
Max : 1.058 ; Moy : 271 ; Min : 14 (mm.jja⁻¹)

Figure 82 : Précipitations estimées par le produit CMORPH corrigé pendant la saison JJA.



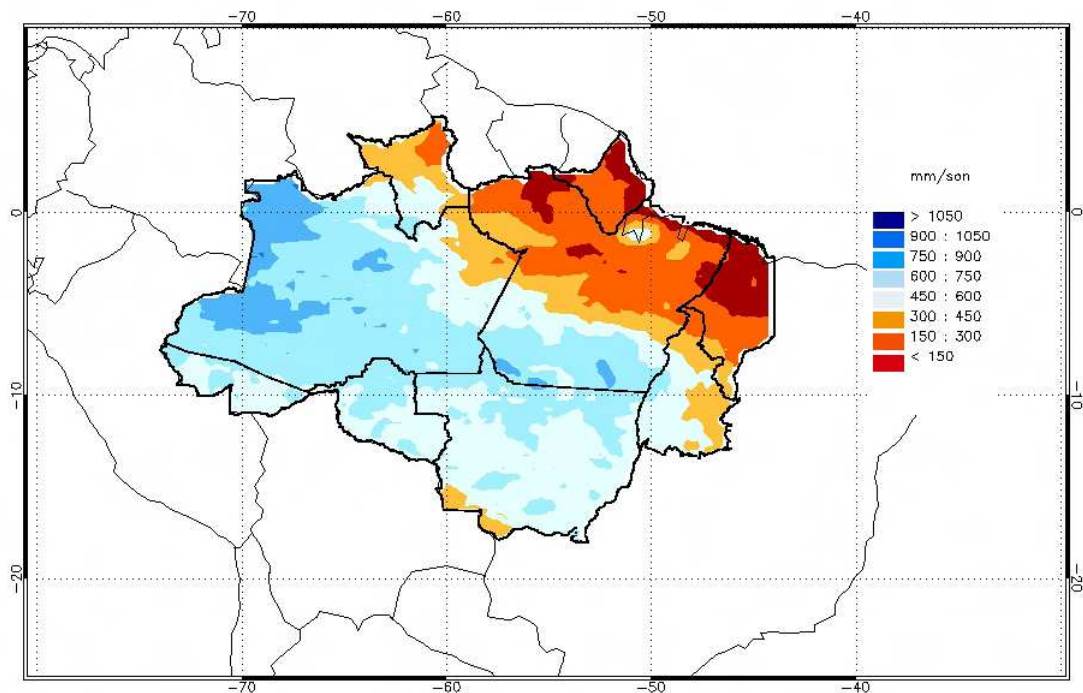
Max : 239 ; Moy : 60 ; Min : -134 (mm.jja⁻¹)

Figure 83 : Volumes de pluies corrigées pendant la saison JJA (différence entre le produit CMORPH corrigé et non corrigé).



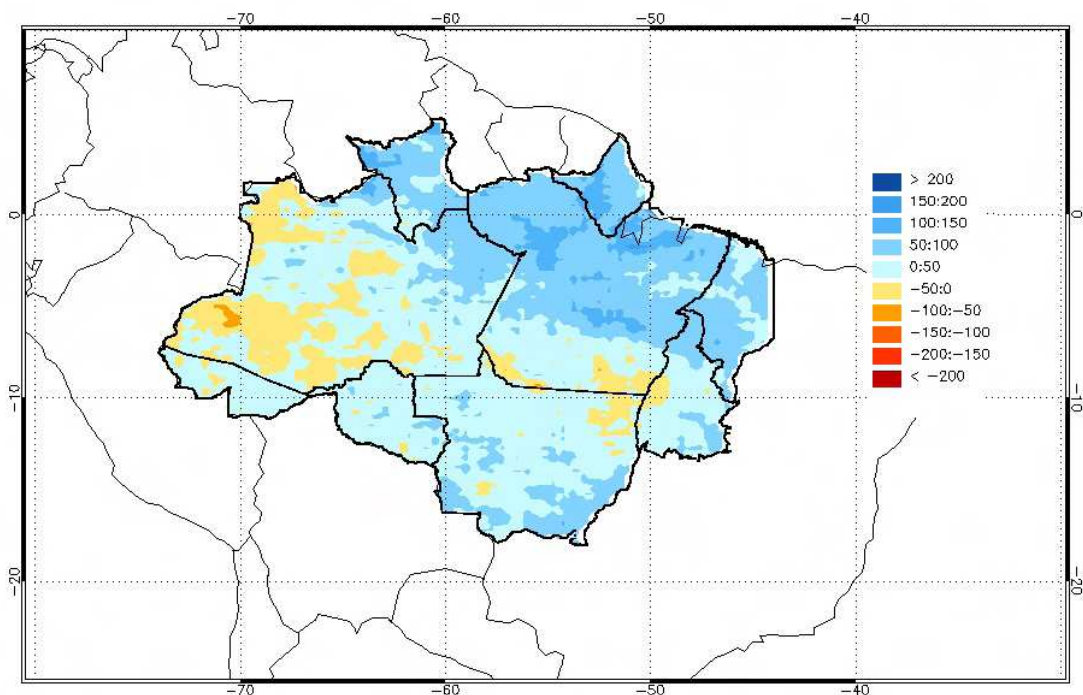
Max : 990 ; Moy : 472 ; Min : 1 (mm.son⁻¹)

Figure 84 : Précipitations estimées par le produit CMORPH corrigé pendant la saison SON.



Max : 928 ; Moy : 511 ; Min : 31 (mm.son⁻¹)

Figure 85 : Précipitations estimées par le produit CMORPH corrigé pendant la saison SON.



Max : 196 ; Moy : 39 ; Min : -79 (mm.son⁻¹)

Figure 86 : Volumes de pluies corrigées pendant la saison SON (différence entre le produit CMORPH corrigé et non corrigé).

5. Conclusion

Ce chapitre a présenté l'apport des données satellitaires pour la réalisation d'une climatologie des précipitations annuelles et saisonnières en Amazonie brésilienne Légale sur la période 2003-2009. Certes, sept années d'études sont loin des trente années caractérisant une normale climatique mais cette étude a le mérite d'apporter une précision encourageante sur la spatialisation des pluies dans la région d'études. Par ailleurs, la correction des grilles satellitaires par le *PDF matching* est justifiée par la diminution des erreurs des estimations quantitatives des précipitations par le produit CMORPH. Les corrections correspondent à la diminution (augmentation) des volumes des précipitations dans les régions marquées par une surestimation (sous-estimation) des pluies. Il est important de noter que le cumul des données quotidiennes aux deux échelles utilisées retranscrit correctement les caractéristiques du schéma de correction.

D'un point de vue de l'étude climatologique, la cartographie des précipitations annuelles montre globalement un gradient Est/Ouest avec des volumes supérieurs à 3.000 mm.an⁻¹ dans l'Etat de l'Amazonas. A l'échelle saisonnière, l'analyse montre l'impact des circulations atmosphériques de grande échelle. Ainsi, l'évolution de la position de la ZCIT s'ajoute au rôle de la ZCAS, dont l'activité est plus intense en printemps et été austral pour expliquer les variabilités spatiotemporelles des pluies sur le territoire d'études. Toutefois, l'impact de phénomènes climatiques interannuels est impossible à juger à ces échelles temporelles. De plus, il est difficile de synthétiser sur une cartographie les caractéristiques des précipitations par secteur. La considération des zones à risque sensible aux fortes précipitations est en outre un enjeu important. C'est pourquoi, le chapitre suivant est consacré à la classification des régimes annuels des précipitations ainsi qu'à l'étude des événements extrêmes en Amazonie brésilienne Légale.

Chapitre 11. Analyses des régimes annuels et des événements extrêmes des précipitations par satellite

1. Introduction

Après avoir analysé les précipitations annuelles et saisonnières, ce chapitre a pour objectif d'étudier les pluies mesurées par satellite à des échelles temporelles plus fines en Amazonie brésilienne Légale. Il s'organise autour de deux échelles temporelles : l'échelle des régimes annuels des pluies et l'échelle journalière associée aux événements extrêmes.

Dans le chapitre 6, on a réalisé une classification des régimes annuels à partir des données pluviométriques contrôlées. Ces données ponctuelles sont marquées par une discontinuité spatiale de l'information. L'apport de la télédétection doit permettre de surmonter cet inconvénient. Le premier objectif de ce chapitre est alors de cartographier les régimes annuels à partir des données satellitaires en Amazonie brésilienne Légale. La spatialisation des régimes doit être justifiée par les variabilités spatiotemporelles des circulations atmosphériques.

Le deuxième aspect de ce chapitre est l'étude des événements pluvieux extrêmes mesurés sur la période 2003-2009. Cette analyse est relativement importante afin d'observer les secteurs les plus exposés aux périodes avec et sans pluie. Elle intervient dans un contexte de répétition d'événements climatiques sévères en lien avec les précipitations.

2. Classification des régimes annuels des précipitations

2.1. Méthodologie

Les régimes annuels des précipitations sont classés sur l'ensemble de l'Amazonie brésilienne Légale avec l'aide des données satellitaires sur la période d'études. La méthodologie déployée sur les données pluviométriques au sol est utilisée ici en considérant tous les pixels appartenant au territoire analysé. Les paramètres de l'équation (15) sont adaptés à cette étude. L'indice P des précipitations mensuelles est calculé sur la période 2003-

2009 à partir des données CMORPH corrigées et non corrigées. P_m correspond aux données de précipitations mensuelles d'un pixel donné, P_{avg} est la moyenne des précipitations du même mois calculée pour tous les pixels de la grille et σ est l'écart-type de la population.

Ensuite, on réalise la classification ascendante hiérarchique (CAH), qui on le rappelle, permet de déterminer le nombre de classes optimales correspondant aux différents régimes de précipitations. On calcule la distance euclidienne entre chaque donnée de P et la technique du plus loin voisin est utilisée pour lier les classes. Les dendrogrammes des indices des précipitations mensuelles P avant et après correction du CMORPH ont une organisation très différente (figure 87). En effet, pour le produit corrigé, le premier nœud du dendrogramme permet la discrimination de deux classes dont une classe largement prédominante à une

distance de 6. Le schéma de cette CAH est très proche de celui rencontré avec les données de la base de référence. On décide de dégager onze classes des CAH pour les deux produits.

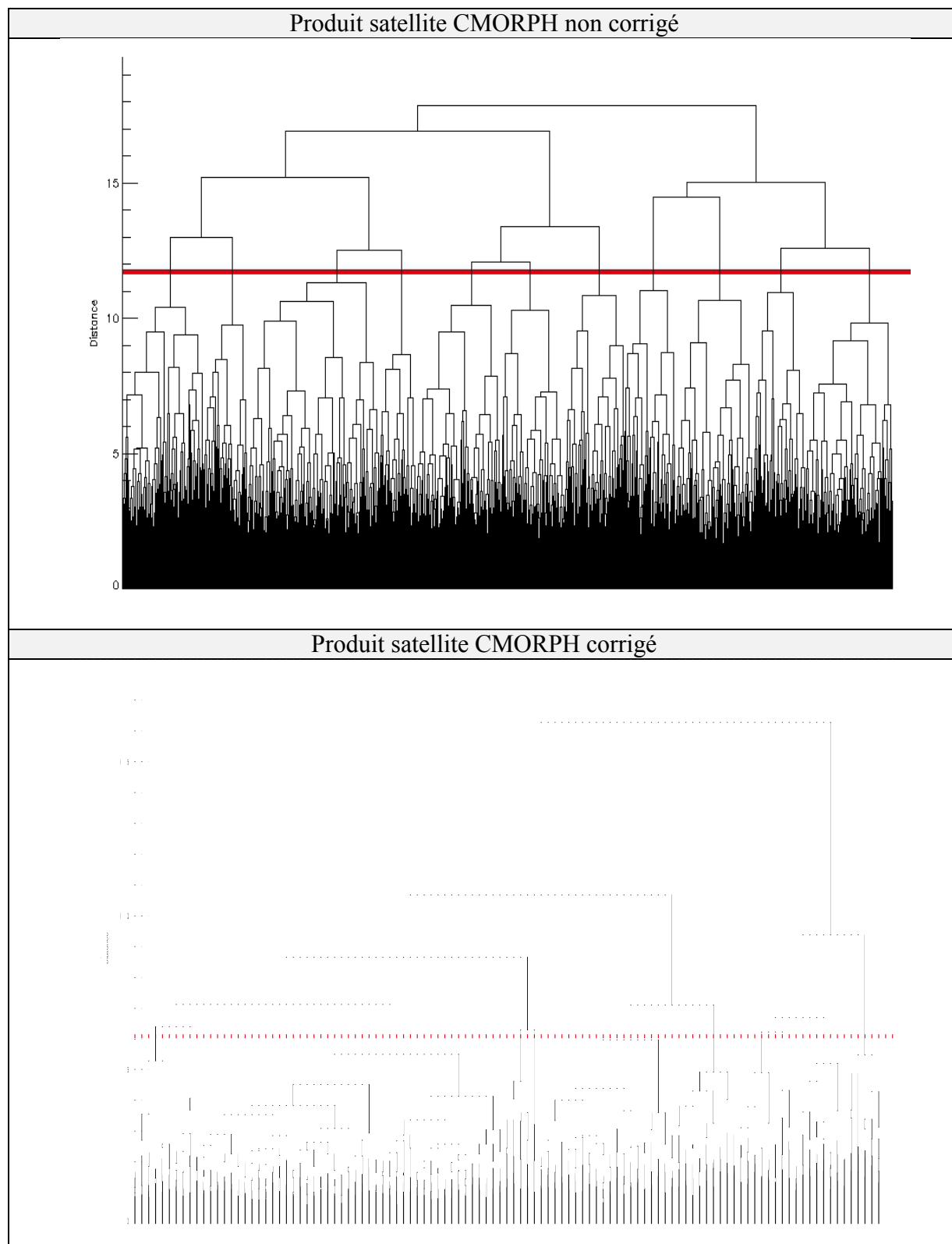


Figure 87 : Dendrogrammes des indices P construits à partir des produits CMORPH corrigé et non corrigé sur la période 2003-2009.

2.2. Analyse climatologique des régimes annuels des précipitations

La classification KMEANS des régimes de précipitations permet d'identifier les pixels affectés aux onze classes qui correspondent aux onze régimes de précipitations annuelles différents (figures 88 et 89). La comparaison avec la classification de la partie 2 peut nous aider à mieux appréhender les résultats obtenus ici et de commenter à la fois l'apport des données satellitaires (i) et l'apport de la correction de ces données (ii).

- (i) L'utilisation des produits satellitaires permet une classification plus détaillée des régimes des précipitations annuelles avec onze classes différentes contre six pour les centaines de pluviomètres utilisés dans cette étude. De plus, il permet de délimiter géographiquement ces régimes de manière plus détaillée.
- (ii) La correction du produit CMORPH permet une classification plus en rapport avec celle des données au sol. La limite de la classe 11 (en rouge foncé) du produit corrigé est plus méridionale que la classe 10 comme celles des classes (b) et (d) des données ANA. Les régimes des précipitations annuelles corrigées estimées par le CMORPH ne souffrent pas de discontinuité spatiale intra-classe comme observée sur la figure. Toutefois, on peut noter que les volumes des régimes détectés par le CMORPH non corrigé sont globalement cohérents.

Considérons d'un point de vue climatologique la classification du produit CMORPH corrigé. L'Amazonie brésilienne Légale est séparée en deux blocs selon un gradient Nord-Sud avec dans la partie méridionale une classe unique (classe 8) – comme observé dans la partie 2 - et dans la partie septentrionale, neuf types de régimes annuels des précipitations.

La partie Sud est caractérisée par l'alternance d'une saison humide et d'une saison sèche de juin à septembre. Cette dernière coïncide avec le retrait total de la ZCIT, déjà évoqué précédemment, et le début de la saison des pluies s'explique par la pénétration de fronts froids et par la formation de la ZCAS due à l'affaiblissement de l'AAS qui provoque la déviation des alizés du Sud-Est vers le Sud du Brésil.

Entre les deux blocs, la classe 11 fait figure de transition entre un régime unimodal de la classe 8 et bimodal de la classe 7. La limite septentrionale de cette classe est relativement intéressante car elle suit le cours du fleuve Amazone. Alors, l'Amazone peut-elle être définie comme une région de transition climatique à méso-échelle? Plusieurs études sur les interactions des surfaces et les dynamiques atmosphériques étayent cette observation à fine échelle. Ainsi, la combinaison de vents verticaux et de convection humide permettent la formation d'un phénomène appelé « Cloud streets » (Etling and Brown, 1993 ; Weckwerth *et al.*, 1997) définis par une ligne de cumulus en Amazonie (figure 90).



Figure 88 : Classification des régimes annuels des précipitations du produit CMORPH non corrigé sur la période 2003-2009.

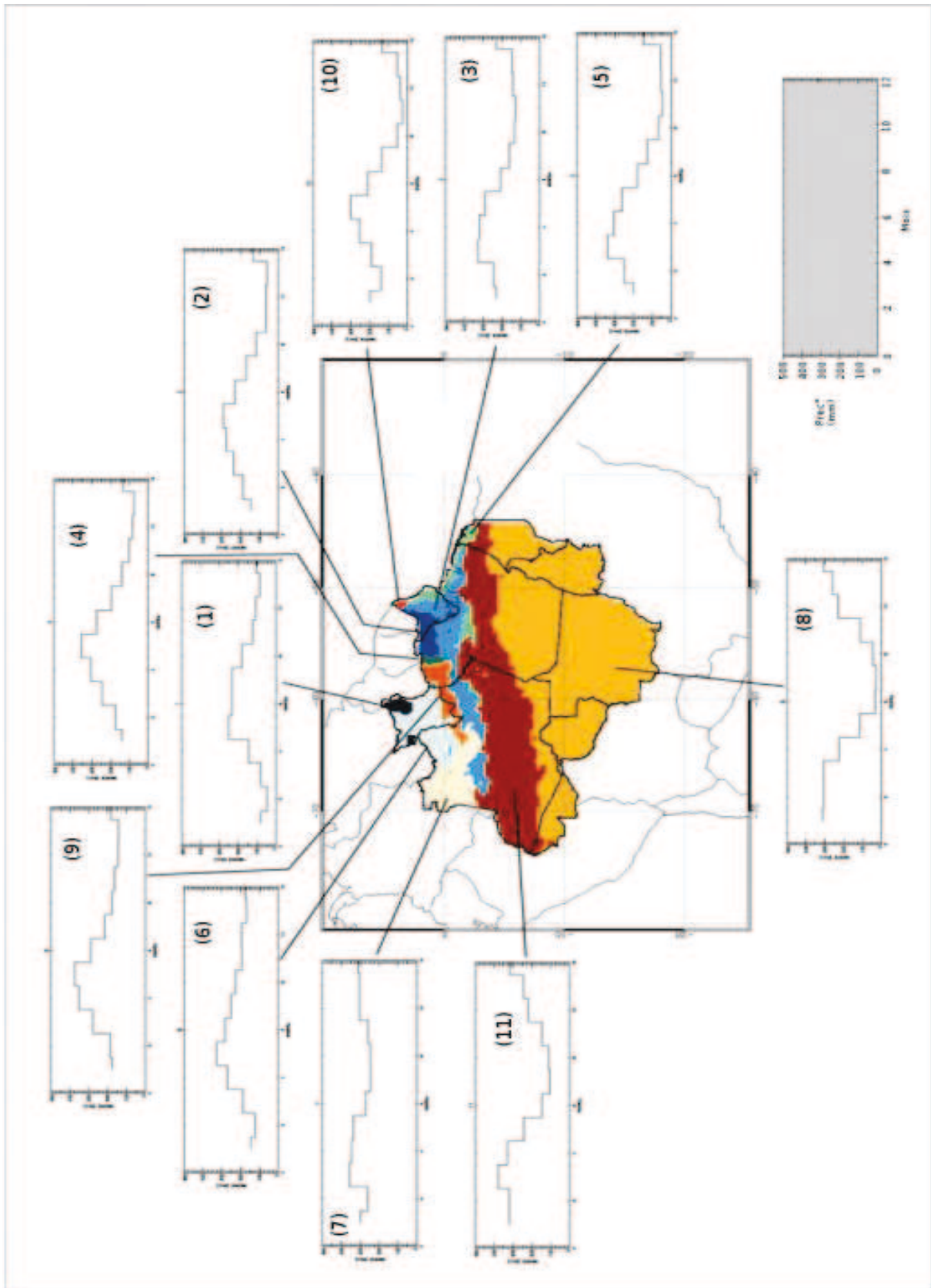


Figure 89 : Classification des régimes annuels des précipitations du produit CMORPH corrigé sur la période 2003-2009.

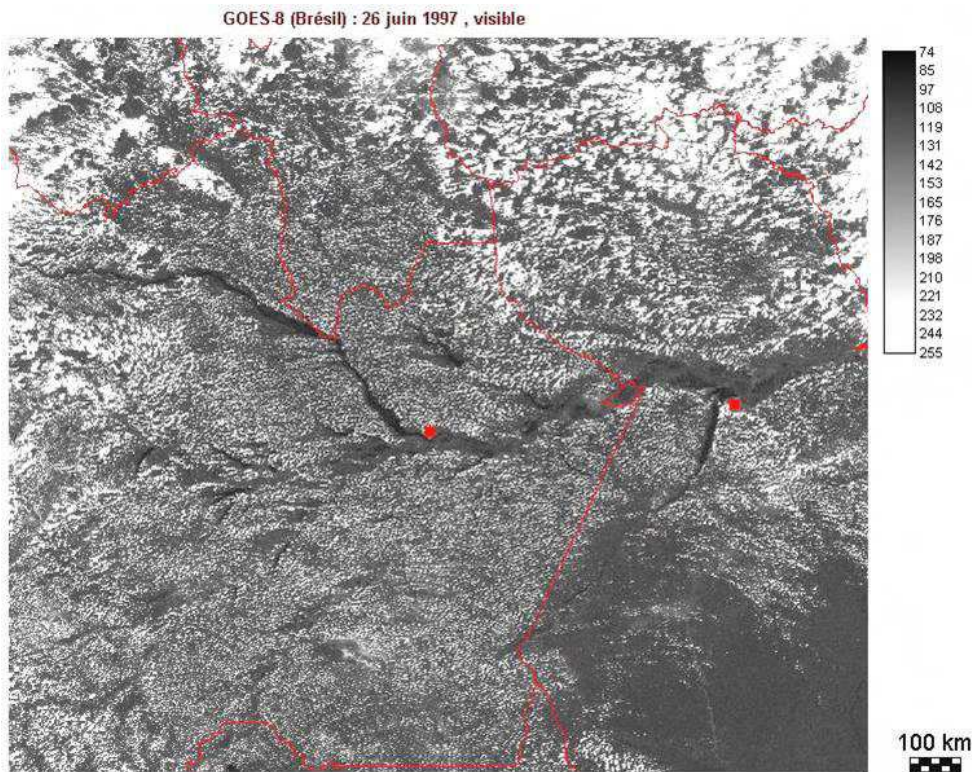


Figure 90 : Illustration du rôle de l'Amazone sur la couverture nuageuse à partir d'une image GOES-8 datée du 26 juin 1997.

La subsidence associée à des circulations locales au niveau des surfaces en eau plus froides diminuent la formation nuageuse (Silva Dias *et al.*, 2004). Cette observation est vérifiée à l'Ouest de la rivière Xingu et au Nord de l'Amazone lors de la campagne *Caxiuana Observations in the Biosphere, River and Atmosphere of Pará* (COBRA-PARA). A partir des mesures de cette campagne et du modèle *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS), Ramos Da Silva *et al.* (2011) montrent que le fleuve provoque « l'ancrage » d'une formation nuageuse quasi-stationnaire à l'interface forêt/fleuve. L'impact des surfaces en eau sur la formation nuageuse et donc sur les précipitations existe mais son influence à méso-échelle par exemple par la séparation de régimes de précipitations montrés ici restent à approfondir. En effet, la limite de la classe n'est-elle pas plutôt la conséquence de la position médiane de la ZCIT ? Il faut donc rester prudent sur le rôle de l'Amazone vis-à-vis la séparation des régimes de précipitations.

Au Nord de l'Amazone, la classification des régimes est beaucoup plus précise par rapport à celle réalisée à l'aide des pluviomètres. On observe un gradient Ouest-Est avec le passage progressif d'Ouest en Est d'un régime bimodal caractérisé par des taux de précipitations annuels élevés vers un régime unimodal avec une saison sèche lors de la seconde moitié de l'année. Le Nord-Ouest de l'Amazonie (classe 6) demeure sous l'influence constante de deux perturbations atmosphériques synoptiques générant des précipitations tout au long de l'année (Fisch and Nobre, 1998). Ainsi, l'action de la ZCIT de décembre à août est relayée par l'arrivée de la ZCAS vers le mois de septembre. Physiquement, cela se traduit par un plus grand nombre d'évènements convectifs organisés dans cette région (Machado *et al.*, 2004).

Pour les autres classes, les précipitations des mois de septembre à décembre illustrent la présence ou l'absence de la ZCAS. Durant cette période, les classes 6 et 9 (avec une discontinuité de la classe 3) sont situées en bordure de la zone d'influence synoptique et possèdent des précipitations mensuelles d'environ 200 mm. Dans le Nord-Est, l'absence de circulation atmosphérique organisée instaure des mois relativement secs (2, 4 et 10). Les pluies des premiers mois de l'année montrent l'influence de la migration de la ZCIT avec un pic des précipitations en mai à environ 300 mm pour la quasi-totalité des classes. Cependant, on observe un pic des précipitations plus prématuré en mars pour les classes 3 et 5. Machado *et al.* (2004) expliquent que cette région est sous l'influence d'activité convective plus locale marquée par l'effet des brises de mer. Les lignes de grains qui prennent leur origine près des côtes se propagent ensuite en Amazonie centrale (Cohen *et al.*, 1995) comme le montrent les classes 3 et 5. Enfin, le Nord du Roraima (classe 1) est marqué par des précipitations quasi-nulles de janvier à mars avec un total de précipitation relativement faible à moins de 1.200 mm.an⁻¹.

Les modes de variabilité interannuelle sont difficiles à discriminer sur ces cartographies. Toutefois, leur impact sur les régimes annuels est important avec par exemple une diminution des précipitations lors de l'ENSO de 2005.

En résumé, de décembre à août, la position de la ZCIT est un facteur déterminant pour la séparation des régimes annuels de précipitations par un gradient Nord-Sud en Amazonie brésilienne Légale. Le gradient Est-Ouest des régimes au Nord de l'Amazonie est lié à la présence de la ZCAS et explique principalement leur diversité dans cette région. Ces circulations atmosphériques synoptiques impactent la continuité et la durée des périodes de précipitations et jouent un rôle majeur dans la gestion des ressources en eau.

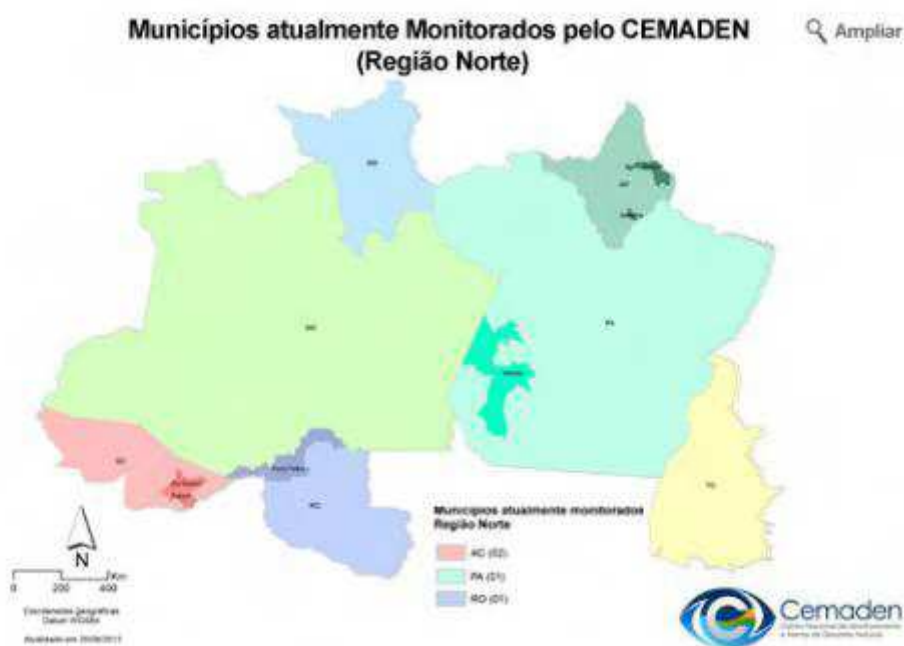
3. Les événements extrêmes des précipitations

3.1. Contexte de l'étude

Le suivi des événements extrêmes liés aux précipitations est relativement important pour des problématiques environnementales et d'aménagement du territoire. Ces événements sont définis d'une part par des volumes de pluie fortement élevés pouvant alors entraîner des crues et des inondations et d'autre part, des périodes de sécheresse dont l'impact sur l'agriculture et les communautés riveraines (Drapeau *et al.*, 2011) est préjudiciable. Ces dernières années en Amazonie, la répétition d'événements extrêmes tels que les sécheresses de 2005 et 2010 est préoccupante et de nombreux scientifiques (ex. Saleska *et al.*, 2007 ; Marengo, 2008 ; Coelho *et al.*, 2012) cherchent à en comprendre l'origine et évaluer les impacts environnementaux. Au Brésil, la prévention des catastrophes naturelles (glissement de terrain, inondations, etc) est primordiale puisque ces dernières provoquent la mort de nombreux individus et des dégâts matériels considérables. L'organisme fédéral dédié à cette tâche est le *Centro Nacional de Gerenciamento de Riscos e Desastres* (CENAD)²⁰, créé en 2005, du Ministère de l'Intégration Nationale et coordonné par le Secrétariat National de la

²⁰ <http://www.integracao.gov.br/defesa-civil/cenad/apresentacao>

Défense Civil. Le CENAD regroupe les informations de différentes institutions du gouvernement fédéral associées aux prévisions du temps et des températures, aux zones géologiques à risques, à la surveillance des mouvements tectoniques, aux contrôles des feux et incendies de forêt par exemple. Ce centre a donc pour objectif de prévenir les potentiels désastres naturels et d’alerter les forces d’intervention civile au niveau local afin d’intervenir sur les régions vulnérables. Parmi les institutions partenaires du CENAD, en lien avec cette étude, on retient notamment l’IBAMA, le *Centro Gestor e Operacional do Sistema de Proteção da Amazônia* (CENISPAM), l’INMET, l’ANA, le CPTEC/INPE et le *Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais* (CEMADEN lié au Ministère des Sciences, des Technologies et de l’Innovation, <http://www.cemaden.gov.br/>). Ce dernier, basé à l’INPE dans l’Etat de São Paulo, est mis en place la fin de l’année 2011 par le gouvernement de Dilma Rousseff. Il surveille des zones sensibles définies par des données hydrologiques et géologiques et couplées avec des prévisions météorologiques en temps réel. En octobre 2012, 201 communes brésiliennes sont surveillées à l’échelle du pays. En Amazonie brésilienne Légale, les territoires suivis sont relativement peu nombreux et distribués de manière très hétérogène. Ainsi, on note que les Etats de l’Amazonas, du Mato Grosso, du Roraima et du Tocantins ne sont pas encore considérés à ce jour (figure 91).



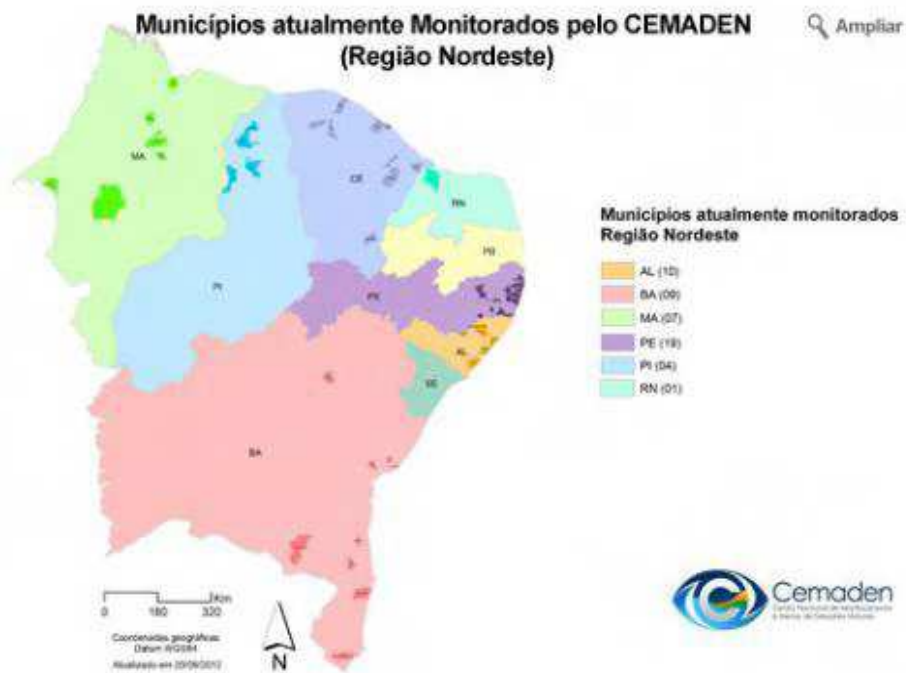


Figure 91 : Cartographie des communes du Nord du Brésil considérée vulnérable aux aléas climatiques et surveillées par le CEMADEN.

3.2. Analyse des évènements extrêmes des précipitations

Les courtes séries temporelles des produits satellitaires ne permettent pas de calculer des normales de précipitations mais leur couverture spatiale est un atout remarquable afin de mieux diagnostiquer les fréquences et intensités des pluies en Amazonie. A une résolution spatiale de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, le produit satellitaire utilisé offre une précision relativement correcte pour le suivi des évènements. Ainsi, on analyse des indicateurs statistiques sur les 6.591 pixels extraits des grilles pendant les 2.557 jours d'études en s'appuyant sur les critères des évènements extrêmes définis par l'ETCCDMI (Alexander *et al.*, 2006). L'intérêt se porte sur la durée de période pluvieuse et non pluvieuse qui peut générer respectivement des inondations et des sécheresses sur les territoires concernés. En outre, on analyse globalement les fréquences et les intensités des évènements pluvieux. Ainsi, pour illustrer cette étude, deux seuils d'intensité des pluies sont relevés afin de mieux considérer les régions à plus fort risque : on considère les pluies fortes supérieures à 20 et très élevées supérieures à 50 mm.jour^{-1} .

De 2003 à 2009, les fréquences des évènements pluvieux (pluie $> 1 \text{ mm.jour}^{-1}$) mesurées par satellite sont plus importantes après correction du produit CMORPH (figure 92). A l'échelle de l'Amazonie brésilienne Légale, le produit CMORPH corrigé estime qu'en moyenne, il pleut environ six jours sur dix contre cinq jours sur dix avant correction sur la période étudiée. La distribution spatiale de la fréquence des évènements pluvieux est en accord avec l'intensité des taux de pluie annuelle. Ainsi, les pourcentages d'évènements pluvieux les plus élevés (au-dessus de 80%) se situent au Nord-Ouest de l'Amazonas alors que les plus faibles sont localisés (environ 40%) au Sud-Est de l'Amazonie brésilienne

Légale, en particulier dans le Tocantins et le Maranhão. On note que le Nord-Est (Nord du Pará et Amazonas) du territoire est caractérisé par une fréquence d'évènements pluvieux importants alors que les taux de précipitations annuels sont relativement faibles. L'effet des fronts de brise de mer et d'une activité convective plus localisée peut expliquer cette observation.

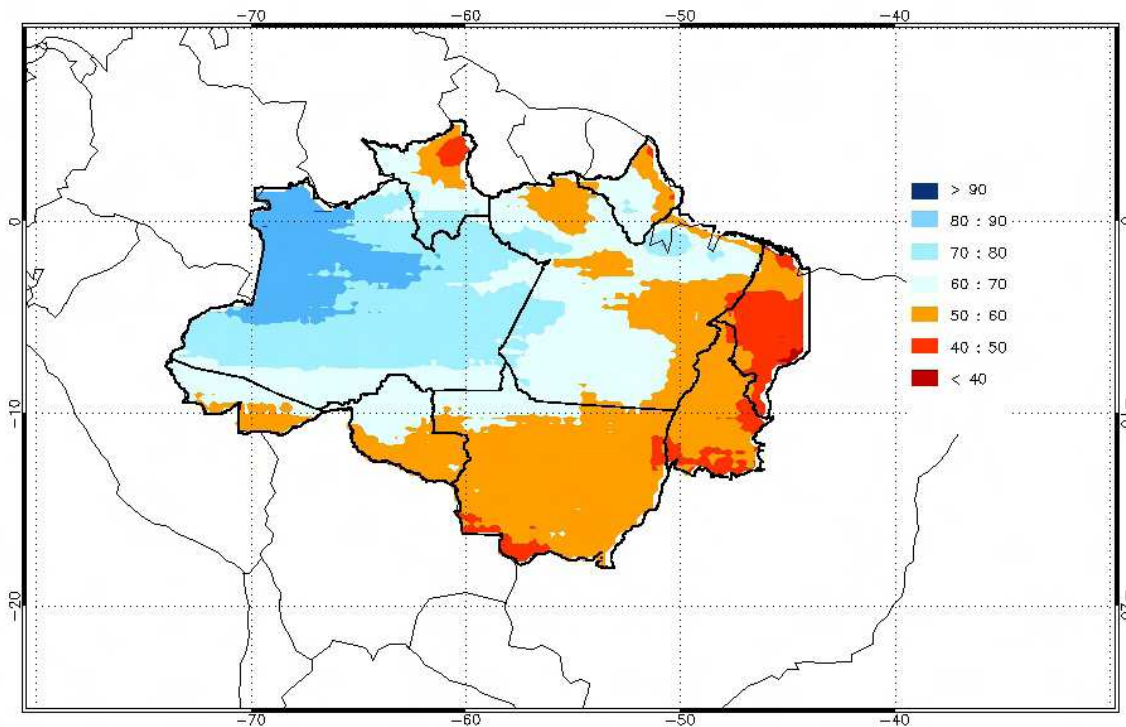


Figure 92 : Nombre de jours par an (en %) avec un volume supérieur à 1 mm.jour⁻¹ détecté par le produit CMORPH corrigé sur la période 2003-2009.

L'étude de la durée des périodes sèches et humides montre que la correction n'a pas d'impact majeur sur les résultats. En effet, comme les précipitations nulles estimées par le produit CMORPH ne sont pas modifiées, on trouve des indices de moyennes et de maximums de jours consécutifs avec pluie égaux. Sur les sept années d'études, on a en moyenne 3,25 jours de pluie consécutifs en Amazonie, avec des extrêmes allant de 1,6 jours jusqu'à 11,8 jours. En se focalisant maintenant sur la durée maximale de période humide (figure 93), on s'aperçoit que certaines régions ont subi des évènements assez longs -non détectés par la fréquence des évènements pluvieux- qui peuvent provoquer des inondations. C'est notamment le cas du Nord du Maranhão et de la partie Nord du Mato Grosso avec des périodes de pluie sans discontinuité qui peuvent dépasser les quatre mois. En moyenne, la période maximale de période humide enregistrée s'élève à 78 jours consécutifs d'évènements pluvieux avec un maximum de 201 jours dans l'Amazonas. A part quelques exceptions signalées, la distribution spatiale des maximums de jours pluvieux consécutifs est similaire avec celle des périodes sèches maximales (figure 94). Cette dernière montre que les secteurs les plus touchés par des risques de pénurie en eau sont localisés dans le Sud-Est de l'Amazonie. On observe que durant la saison sèche, l'Est du Mato Grosso et le Sud du Tocantins ont enregistré une période maximale sans évènements pluvieux de plus de 100 jours. Les périodes sèches maximales

enregistrées sur la période d'études durent en moyenne 45 jours après correction du CMORPH contre 50 avant le traitement. En moyenne, l'Amazonie connaît une durée de jours consécutifs sans pluie de 1,6 jour (1,7 jour avant correction) avec un maximum de 2,7 jours (contre 2,9 jours avant correction).

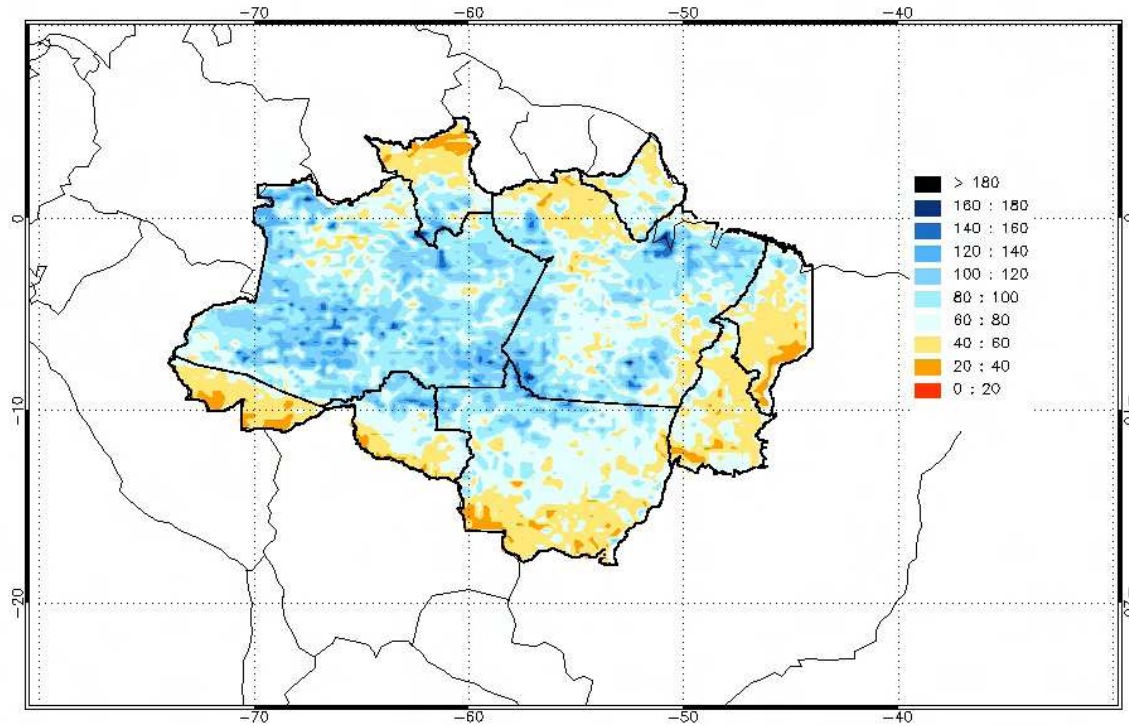


Figure 93 : Nombre maximal de jours pluvieux consécutifs (supérieurs à 0,1 mm.jour⁻¹) détectés par le produit CMORPH corrigé sur la période 2003-2009.

Les distributions spatiales des fréquences des évènements pluvieux et les durées des périodes humides et sèches sont relativement cohérentes avec celles des volumes de pluie annuelle et des régimes annuels de précipitations. Ainsi, on observe un contraste entre le Nord et la partie méridionale (Sud et Sud-Est) de l'Amazonie, plus sujette aux sécheresses. Les Etats du Maranhão, du Tocantins et la moitié Sud du Mato Grosso sont particulièrement affectés par des périodes relativement longues sans précipitation de 2003 à 2009.

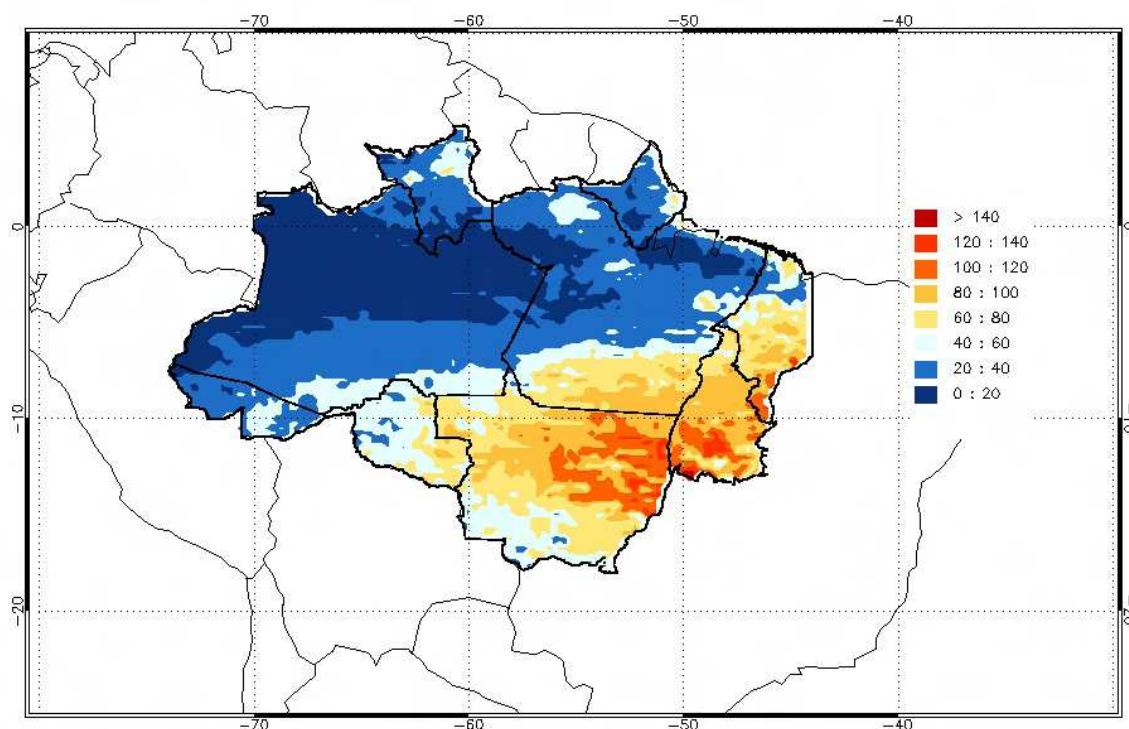


Figure 94 : Nombre maximal de jours non pluvieux consécutifs détectés par le produit CMORPH corrigé sur la période 2003-2009.

Ces limites climatiques correspondent aussi aux limites de l'Arc de déforestation décrit par Durieux (2002). On a vu que la déforestation est plus forte au Sud et à l'Est de l'Amazonie pour des raisons de « proximité géographique ». Ainsi, la relation des fréquences et durées des événements pluvieux avec l'OS pose question. A partir de données satellitaires collectées de 1984 à 1993, Durieux et al. (2003) montrent que la déforestation augmente la saisonnalité de la couverture nuageuse. Ainsi, pendant la saison sèche, l'activité convective diminue la nuit et le matin sur les secteurs déboisés. Cette analyse et nos résultats laissent supposer que la déforestation est synonyme de risque de période sèche plus prononcée dans les régions déboisées d'autant plus qu'il existerait un renforcement des conditions extrêmes par des processus biologiques. En effet, l'augmentation du rayonnement solaire pendant les périodes sèches peuvent stimuler la croissance des forêts tropicales par une augmentation de l'activité photosynthétique (Graham *et al.*, 2003 ; Saleska *et al.*, 2003 ; Wrigt *et al.*, 1999), mais une période sèche trop longue peut provoquer la fermeture des stomates et même la mortalité des arbres par un stress hydrique important (Nepstad *et al.*, 2004 ; Brando *et al.*, 2008). Brando *et al.* (2010) précisent que les seuils à partir desquels la sécheresse commence à réduire la productivité ne sont pas bien connus. A partir de données climatiques (eau disponible pour les plantes et déficit de vapeur d'eau dans l'air) et de photosynthèse des forêts (indice de végétation amélioré, EVI), les auteurs obtiennent des résultats contrastés sur les couverts végétaux clairsemés (par exemple, les pâturages, les forêts secondaires, savane). En forêt dense, les résultats montrent que les arbres sont mieux protégés contre la sécheresse, notamment grâce à un système racinaire plus profond (Nepstad *et al.*, 1994 ; Goetz *et al.*, 1999).

On se focalise maintenant sur les intensités quotidiennes de pluie. La correction du produit CMORPH diminue sensiblement le pourcentage des évènements précipitant élevés ; les intensités de pluie supérieures à 20 mm.jour⁻¹ sont observées en moyenne sept fois tous les 100 jours après correction contre dix fois avant correction sur la période d'étude. De 2003 à 2009, on enregistre en moyenne des pourcentages de taux de pluie supérieurs à 50 mm.jour⁻¹ de 0,6 % contre 1,6 % avant correction du CMORPH. Les figures 95 et 96 montrent les distributions spatiales des évènements précipitants intenses (> 20 mm.jour⁻¹) et très intenses (> 50 mm.jour⁻¹) après correction. On retrouve une fréquence d'évènements extrêmes dans les régions où l'activité convective est importante et la plus organisée. La relation entre la distribution spatiale des évènements intenses avec les occurrences des SCM a été réalisée lors de la campagne *Wet Season Atmospheric Mesoscale Campaign* (WETAMC/LBA) à partir de deux mois de données correspondant à la saison humide (Durieux, 2002). Deux régions de fortes occurrences des SCM ont été relevées et peuvent aussi être observées dans notre étude. La région des lignes de grains s'étend de l'Océan Atlantique jusqu'au Tocantins. Son activité est favorisée par la ZCIT et les brises de mer. Le Centre amazonien (Amazonas) est caractérisé par des occurrences des SCM élevées dont leurs durées de vie sont les plus longues sur le territoire d'études. En outre, deux autres régions avec des occurrences importantes des évènements extrêmes et des SCM sont marquées par des particularités orographiques. L'extrême Nord-Ouest de l'Amazonas est situé entre le Sud du plateau colombien et le Sud du plateau des Guyanes. On y observe plus de 30 jours de très fortes précipitations et plus de 300 jours de fortes pluies. La seconde est une région située dans le Mato Grosso limitée au Nord par les reliefs de la Chapada dos Parecis et au Sud par le Pantanal.

A l'opposé de ces occurrences élevées de volumes précipités élevés, le « couloir sec », caractérisé par une activité convective plus faible, est mis en évidence avec 80 à 160 et 0 à 10 reports de volumes supérieurs respectivement à 20 et 50 mm.jour⁻¹ sur la région. L'Amapá et le Nord du Roraima, marqués par un régime tropical boréal n'enregistrent que très peu d'évènements extrêmes du fait d'une activité convective plus localisée et moins intense.

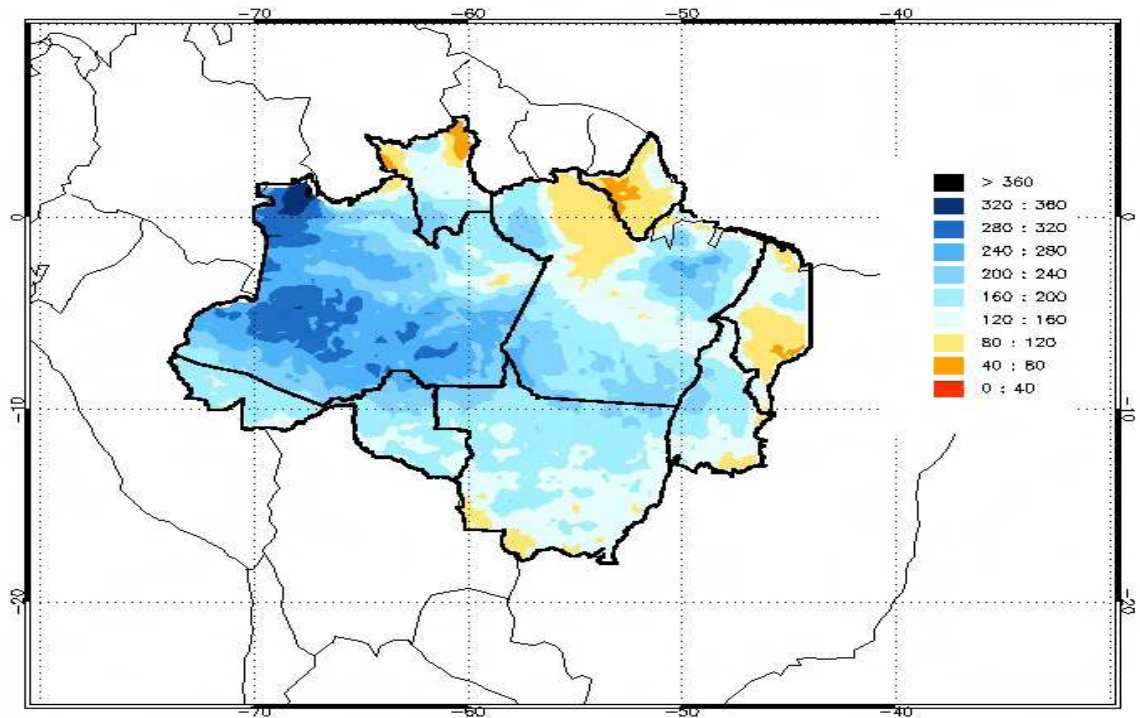


Figure 95 : Nombre d'évènements extrêmement pluvieux (taux de pluie $> 20 \text{ mm.jour}^{-1}$) détectés par le produit CMORPH corrigé sur la période 2003-2009.

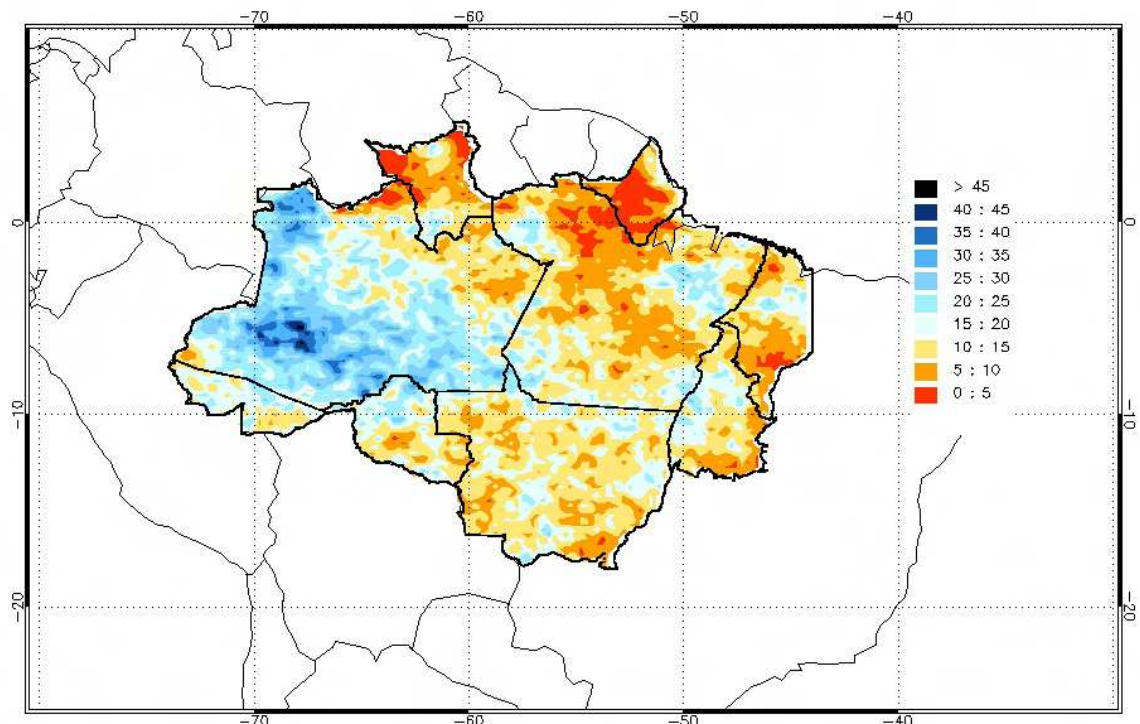


Figure 96 : Nombre d'évènements extrêmement pluvieux (taux de pluie $> 50 \text{ mm.jour}^{-1}$) détectés par le produit CMORPH corrigé sur la période 2003-2009.

Trois régions caractérisées par de nombreux évènements intenses et par des régimes annuels différents au Nord et au Sud de l'Amazonas puis au Nord-Est du Pará sont comparées (figure 97). Pour le premier cas d'étude marqué par un régime annuel bimodal, la distribution

temporelle des pluies intenses est liée à l'intensité de l'activité convective mais reste relativement aléatoire à fine échelle et demeure donc plus difficile à prévoir. Les deux autres régions caractérisées par des régimes annuels alternant une saison sèche et une saison humide à des périodes de l'année différentes. Les taux de pluie intenses ont lieu quasi-systématiquement pendant la saison humide, ce qui paraît logique mais ce qui montre aussi que l'activité convective doit être bien installée pour observer une répétition des évènements intenses (Machado *et al.*, 2004).

Ces résultats sont en accord avec les travaux de De Souza *et al.* (2005 ; 2012). A partir des estimations par TRMM de 1998 à 2012 dans le Nord-Est du Brésil, les auteurs montrent que les évènements extrêmes ont lieu principalement pendant la saison MAM. L'impact d'El Niño Pacifique et du gradient Nord Atlantique diminue la fréquence des précipitations fortes ; ce qui peut être vérifié lors de l'épisode 2005 pour le Pará dans notre cas ici. Cette observation rejoint les propos de Durieux (2002) sur l'impact important de ce phénomène sur les précipitations dans le secteur du « couloir sec ».

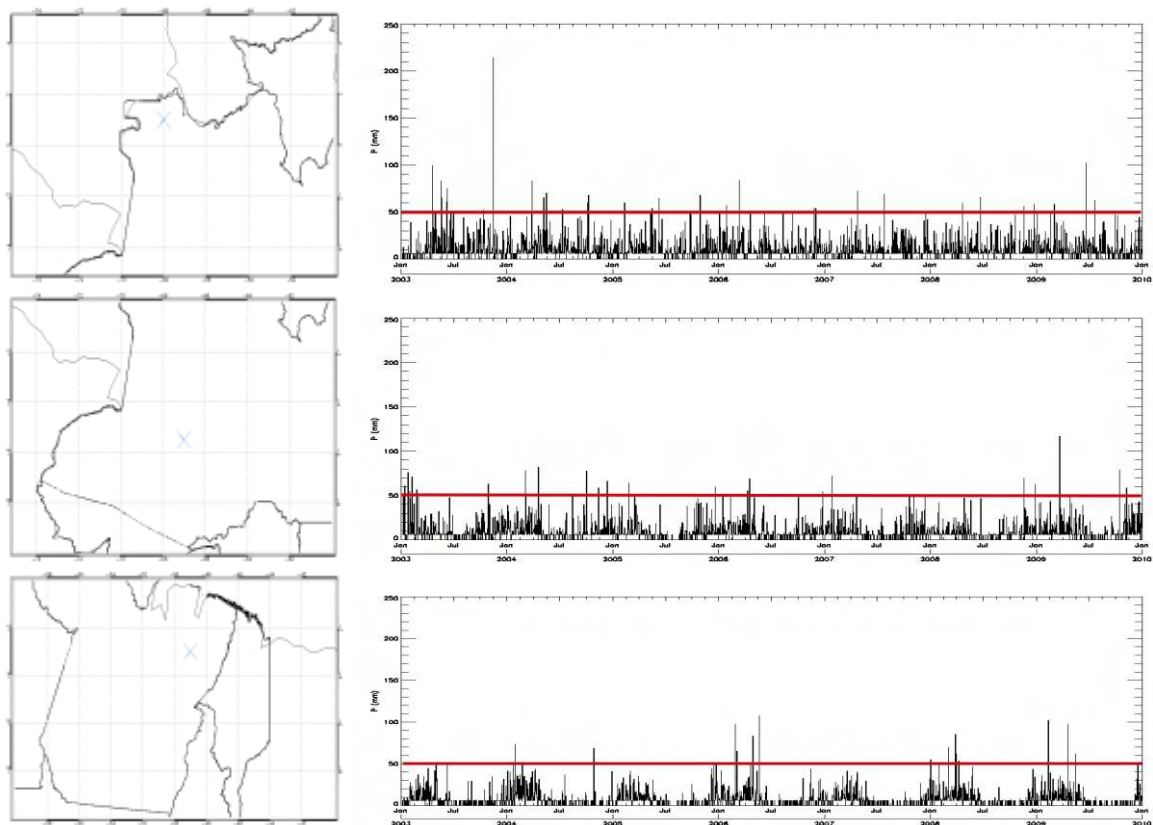


Figure 97 : Précipitations journalières détectées par le produit CMORPH corrigé sur trois zones aux régimes de précipitations annuels distincts sur la période 2003-2009.

4. Conclusion

Ce chapitre a montré l'apport significatif des données satellitaires pour la classification des régimes annuels des précipitations en Amazonie brésilienne Légale. Certes, la durée de l'étude –sept années- est faible mais la cartographie de onze régimes annuels est relativement

précise avec une amélioration certaine par rapport à la cartographie réalisée avec les données pluviométriques au sol. Ainsi, on observe une séparation Nord/Sud de la région d'études avec au Nord une forte diversification des régimes annuels alors qu'un régime unimodal domine dans la partie méridionale de la région d'études. Le cycle annuel moyen des circulations atmosphériques, avec la position de la ZCIT, liée à une forte activité convective organisée, ainsi que des systèmes convectifs plus localisés expliquent la diversité des régimes dans la partie septentrionale. Les modes de variabilité interannuelle tels que le phénomène El Niño de 2005 jouent un rôle certain dans les volumes précipités mais il est difficile de quantifier son impact à partir de cette classification.

Le rôle de l'ENSO de 2005 est plus évident sur l'étude des événements extrêmes avec une diminution des précipitations de fortes intensités. La distribution spatiale des occurrences de ces dernières est fortement associée à celle des occurrences des SCM, avec de nombreuses pluies intenses observées en Amazonie centrale. Enfin, l'analyse de la durée des périodes sèches et humides met en évidence un contraste entre le Nord et le Sud de l'Amazonie plus propice aux sécheresses.

Synthèse de la Partie 4

L'apport de la télédétection est un réel atout afin d'analyser la climatologie de l'Amazonie brésilienne Légale. Deux aspects complémentaires de cette partie sont à retenir.

Le premier est l'application d'une méthodologie de correction des données satellitaires quotidiennes, ici le produit CMORPH, à partir des résidus entre les estimations quantitatives des précipitations (QPE) par satellite et les QPE de référence. Sur la période d'études 2003-2009, cette approche améliore les résultats et permet de limiter les erreurs des QPE par satellite grâce à la comparaison des PDF des taux de pluie satellite et des taux de pluie de référence. A travers l'analyse multi-scalaire des précipitations, on observe que la correction reste cohérente avec l'intégration temporelle (année, saison, régime annuel, événements extrêmes) et avec la diminution (augmentation) des taux de pluie fortement élevés (faibles). On a pu notamment améliorer la classification des régimes annuels des précipitations de manière détaillée.

Toutefois, il reste quelques régions problématiques telles que le Nord-Est de l'Amazonie où le produit sous-estime les estimations réelles à cause de la prédominance des nuages « chauds » précipitants. En outre, cette méthodologie ne tient pas compte d'autres facteurs comme l'occupation des sols ou encore la topographie.

L'étude climatologique à partir du produit CMORPH corrigé est en accord avec ce que l'on a pu observer en partie avec les pluviomètres et avec la littérature. On a montré que les précipitations saisonnières et annuelles, ainsi que les régimes annuels sont liés aux circulations atmosphériques synoptiques organisées. La position de la ZCIT définit un gradient Nord-Sud des régimes annuels des précipitations en Amazonie brésilienne Légale alors qu'en SON, la pénétration de fronts froids et l'activité de la ZCAS délimitent la région par un gradient Est-Ouest. La diversité des régimes annuels dans la partie septentrionale s'explique aussi par une activité convective plus localisée, notamment d'origine maritime dans le Nord-Est. L'impact des modes de variabilité interannuelle tels qu'El Niño de 2005 est difficile à mesurer à partir de ces analyses. Toutefois, l'influence de cet événement est plus visible à l'échelle quotidienne avec la diminution des événements pluvieux extrêmes en 2005. Les occurrences de ces derniers sont relativement bien corrélées avec les occurrences des systèmes convectifs de méso-échelle plus importants en Amazonie centrale et plus faibles dans le « couloir sec » amazonien. Enfin, les distributions spatiales des durées des périodes sèches et des périodes humides maximales sur la période d'études peuvent être mises en relation avec l'occupation des sols. Cependant, cette observation doit être nuancée car les secteurs déboisés au Sud sont aussi caractérisés par un régime unimodal avec une longue période sèche. A l'inverse, le Nord de l'Amazonie où la forêt dense est majoritairement prédominante, reçoit des précipitations tout au long de l'année.

Conclusion générale

La télédétection est un outil remarquable afin de suivre les variations spatiotemporelles des précipitations en Amazonie brésilienne Légale, région qui possède un réseau pluviométrique au sol épars et peu dense. Sur ce vaste espace géographique, l'apport de cet outil est évalué selon deux méthodologies de recherche : une validation statistique et une analyse climatologique des taux de pluie estimés par satellite.

La robustesse de ces deux études a été garantie par une méthodologie novatrice, basée sur une approche géostatistique solide, afin de construire une base de données pluviométriques de référence. En effet, d'une part, la fiabilité des données fournies par les réseaux de pluviomètres doit être assurée pour atteindre les objectifs thématiques avec rigueur. Et d'autre part, le produit de référence doit reproduire au mieux les champs de précipitations à une résolution spatiale identique à celle des produits satellites.

La construction de la base de données de référence a consisté en l'analyse des données de précipitations journalières de l'Amazonie brésilienne Légale sur la période 1998-2009. On opère un contrôle de qualité des données en comparant des séries temporelles de pluviomètres avec leurs stations voisines. Dans un cadre géostatistique, on identifie la structure spatiale des précipitations pour différentes distances de comparaison. Chacune des 235 stations utilisées est comparée avec les données des stations voisines en utilisant quatorze indicateurs climatiques et statistiques. Ainsi, un indice d'incertitude permet de détecter des données de précipitations 'suspicieuses' associées à une très forte variabilité. La cohérence de la base de données est alors examinée en utilisant les paramètres des variogrammes et une validation croisée. La sensibilité du contrôle de qualité aux distances de comparaison utilisées est évaluée. Les résultats sont positifs, montrant que le réseau échantillonne mieux la structure spatiale des précipitations quotidiennes après le contrôle de qualité. La validation croisée confirme la cohérence accrue de la base de données. Enfin, la précision de la base de données des précipitations est confirmée par une classification des régimes annuels en Amazonie brésilienne Légale cohérente avec la littérature. Les données pluviométriques au sol contrôlées sont enfin interpolées par krigeage en blocs qui présente l'avantage à la fois de représenter correctement les champs de pluie mesurés mais aussi d'extraire les erreurs de krigeage.

Cette méthodologie permet alors de confronter quotidiennement les estimations quantitatives des précipitations (QPE) par satellite avec les QPE de référence. Pour cette thèse, trois produits multicanaux TRMM3B42 (version recherche), PERSIANN et CMORPH sont évalués sur la période 2003-2009. La validation a été menée en trois étapes principales par (i) des statistiques qualitatives et quantitatives, (ii) la construction d'un modèle d'erreur et (iii) une approche sur les erreurs des QPE par satellite en fonction du type d'occupation des sols (OS). Les étapes (i) et (iii) sont construites selon une approche non approximative (Corgne, 2005) ; c'est-à-dire que l'on ne prend pas en compte l'incertitude extraite de la base de référence. Le modèle d'erreur (étape ii) suit une démarche robuste en éliminant les données pluviométriques très incertaines.

(i) On peut relever plusieurs point-clés des résultats statistiques. Globalement, les biais et les erreurs des QPE par les trois produits satellites, respectivement de l'ordre de 1% et 5% sont faibles. Cependant, les accords entre les QPE par satellite et les QPE de référence restent relativement bas avec des coefficients de détermination allant de 0,25 à 0,28 et des indices de Nash compris entre -0,6 et -0,4. Les fréquences des biais, les probabilités de détection et les fausses détections décrivent une assez bonne qualité des produits à détecter les événements pluvieux. Toutefois, ces critères statistiques se dégradent en fonction des seuils de précipitations donnés. A titre d'exemple, les corrélations passent d'environ 0,50 à 0,20 pour les trois produits pour un seuil du taux de pluie de référence de 20 mm.jour⁻¹. En outre, les structures spatiales des trois produits sont caractérisées par une anisotropie selon un gradient Nord-Sud. Ces résultats sont cohérents avec l'organisation observée des champs de pluie en Amazonie brésilienne Légale avec des taux de pluie plus importants dans la partie septentrionale. On peut donc dire que l'échantillonnage par les produits satellitaires est correcte avec une meilleure performance pour le produit TRMM3B42(v6).

(ii) Le modèle d'erreur montre que les résidus entre les QPE par satellite et les QPE de référence deviennent négatifs à partir d'un seuil de référence d'environ 5 mm.jour⁻¹. Les résidus des trois produits se dégradent fortement en fonction de l'augmentation des intensités de référence (sous-estimation) ; ce qui illustre les difficultés des satellites à mesurer les fortes intensités de précipitations. L'analyse des structures spatiales des résidus présente des anisotropies avec des caractéristiques similaires à celles de la référence ou du satellite. Ce résultat confirme que les erreurs des QPE par satellite sont dépendantes des taux de précipitations. Enfin, les distributions spatiales des résidus montrent un gradient Nord-Sud pour les produits CMORPH et PERSIANN avec une sous-estimation globale dans le Nord-Est de l'Amazonie. On peut expliquer ces résultats par des caractéristiques différentes des systèmes précipitant liés à la brise de mer dans cette région. Le produit CMORPH présente des résultats globaux meilleurs que PERSIANN en Amazonie mais moins performants que TRMM3B42(v6). Ce dernier bénéficie en effet de l'inclusion des données au sol du GPCC qui diminue les erreurs des QPE par satellite (Roca *et al.*, 2010).

(iii) L'étude de cas sur les influences de l'OS sur les erreurs des QPE demeure une approche préliminaire mais il en ressort quelques résultats intéressants. Ainsi, le produit Micro-ondes (MO) MWCORB présente une moins bonne performance que le produit multicanal CMORPH en forêt et en milieu déboisé ; ce qui montre l'apport bénéfique des données IR pour une meilleure estimation des QPE. Ensuite, les mesures par MO se dégradent en forêt par rapport à celles réalisées en milieu déboisé. On peut donc penser que l'effet de la forêt est néfaste sur les QPE par MO d'autant que l'on sait que les mesures par MO prennent en compte toute la colonne de l'atmosphère mais aussi les signaux des sols si le nuage n'est pas de corps noir.

Enfin, l'apport climatologique des produits satellitaires est considéré en Amazonie avec le produit CMORPH. On a utilisé ce produit car il n'inclut pas de données au sol comme pour TRMM3B42(v6) et il présente de meilleurs résultats d'estimations que le produit PERSIANN. Avant de réaliser une approche multi-temporelle, on choisit de corriger les

données quotidiennes du CMORPH afin de minimiser les erreurs des QPE par satellite et de prendre en compte les QPE de référence. Le choix se porte sur la méthodologie de correction appelée *PDF matching* (ex. Chambon *et al.*, 2012). Deux aspects peuvent être relevés dans cette étude.

- On note l'amélioration de l'analyse climatologique avec la correction du produit CMORPH. Globalement, avec l'intégration temporelle, il en ressort que les plus forts taux de pluie estimés par satellite sont révisés à la baisse alors que les plus faibles taux sont rehaussés.
- Cette méthodologie fonctionne plutôt bien puisque les analyses (précipitations annuelles, saisonnières, régimes annuels et événements extrêmes) sont cohérentes avec différents travaux sur la région d'études (Figueiroa et Nobre, 1990 ; Negri *et al.*, 2000 ; Angelis *et al.*, 2004 ; Espinoza *et al.*, 2009 ; Buarque *et al.*, 2011).

Limites et perspectives

Plusieurs limites et perspectives des travaux réalisés dans cette thèse doivent être abordées. Les premières concernent la construction de la base de données de référence. Les problématiques autour de la validation et de l'utilisation des produits satellitaires sont ensuite discutées.

La densité du réseau pluviométrique est la clé de la précision de toutes techniques d'échantillonnage des champs de pluie. Cette caractéristique est déterminante pour les techniques de vérification et d'interpolation des données au sol. Ainsi, on a vu que l'indice de variabilité est plus sensible pour les plus faibles distances de comparaison au voisinage. De plus, les effets de lissage des blocs krigés, observés notamment pour les fortes intensités de précipitations, seraient moindres avec une densité plus forte. Alors, notre réseau pluviométrique était-il assez dense afin d'entreprendre les différents traitements géostatistiques ? On a assumé que oui et les résultats satisfaisants nous ont montré que la démarche était cohérente. Toutefois, il est recommandé d'utiliser de nouveaux pluviomètres afin de diminuer les rayons d'influence de comparaison des données.

De manière plus spécifique, certaines réserves émanent de la méthodologie employée pour le contrôle de qualité. L'indice de variabilité prend en compte quatorze indicateurs climatologiques et statistiques dont les influences sur les mesures de variabilités sont jugées égales dans nos travaux. Or, on peut penser que certaines différences normalisées de ces critères influencent trop fortement la détection du VI, en particulier la comparaison des volumes précipités importants très variables. Cette remarque est certes valable mais on justifie ce choix d'une part par la volonté de détecter les volumes importants absurdes. D'autre part, le contrôle de qualité mis en place demande beaucoup de ressources informatiques alors, tester des valeurs de coefficients différents pour chaque critère sortirait largement du cadre du temps imparti pour cette thèse.

La validation statistique des produits satellitaires est réalisée à l'échelle quotidienne et à une résolution spatiale de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ et peut être améliorée. Peu d'études analysent les erreurs des QPE à l'échelle intra journalière (ex. Sappiano *et al.*, 2009), ce qui peut être lié directement à la résolution temporelle de la base de référence mise à disposition. A l'échelle

de l'Amazonie brésilienne, on peut citer les données pluviométriques horaires et tri horaires issues de la plateforme du PCDs. Toutefois, ce réseau est récent et très lacunaire. En ce qui concerne la résolution de la cellule de la grille, on avait envisagé d'utiliser la réanalyse du produit GsMap d'une résolution de $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ mais il s'est avéré que ce produit a subi des corrections par la JAXA vers la fin de cette thèse. La validation de ce produit n'a donc pas pu être réalisée de nouveau pour une question de temps mais des travaux ultérieurs pourront l'aborder.

En outre, la climatologie réalisée à partir du produit CMORPH, peut être déclinée à l'aide d'autres algorithmes d'estimation des précipitations. La durée d'analyse (sept ans), due à la date de mise à disposition des produits CMORPH et PERSIANN doit être améliorée afin d'augmenter la précision des cartographies et de s'affranchir des potentiels effets interannuels des événements ENSO et LNSO.

Enfin, on peut envisager d'approfondir les analyses des erreurs des QPE par satellite en fonction du type des nuages précipitant. Pour cela, on doit envisager d'agrandir l'échelle spatiale, de définir les systèmes nuageux et mesurer les erreurs des QPE à partir de données à fortes répétitivités temporelles. Ces dernières peuvent être obtenues grâce à l'expérimentation CHUVA, au cours de laquelle une large gamme d'instruments de mesure a été déployée. La mise en orbite de la constellation GPM permettra d'estimer les précipitations de manière plus précise, par exemple avec le radar Core et une meilleure résolution temporelle des mesures par MO. Il sera alors intéressant d'améliorer les travaux de cette thèse en utilisant ces nouvelles données satellitaires. De plus, on a vu que les occupations des sols avaient une certaine influence sur les erreurs des QPE par satellite en Amazonie brésilienne Légale. Cette problématique doit être approfondie afin notamment de mieux caractériser le rôle de la forêt amazonienne sur les pluies. Une meilleure évaluation des erreurs d'estimation par satellite en fonction de l'humidité des sols et/ou du type d'occupation du sol permettrait une considération plus précise de la rétroaction forêt-climat.

Références bibliographiques

Achard, F., Eva, H. et Mayaux, P. (2001), Tropical forest mapping from coarse spatial resolution satellite data: production and accuracy assessment issues, *International Journal of Remote Sensing*, **22**(14), 2741-2762.

Achard, F., Eva, H., Stibig, H., Mayaux, P., Gallego, J., Richards, T. et Malingreau, J. (2002), Determination of deforestation rates of the worlds humid tropical forests, *Science*, **297**(5583), 999-1002.

Adams, W.J., Hwang, P., Everett, D., Flaming, G.M., Bidwell, S., Stocker, E., Durning, J., Woodall, C. and Rykowski, T. (2002), Global Precipitation Measurement—Report 8: White Paper, W. J. Adams and E. A. Smith, eds., NASA STI Program Office, 31 p. NASA/TM—2002-211609.

Adler, R.F., Huffman, G.J., and Keehn, P.R., (1994), Global tropical rain rate estimates from microwave-adjusted geosynchronous IR data, *Remote Sens. Rev.*, **11**, 125-152.

Adler, R., Kidd, C., Petty, G., Morrissey, M., and Goodman, H. (2001), Intercomparison of global precipitation products: The third precipitation intercomparison project (pip-3), *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **82**(7), 1377-1396.

Alexander, L.V., Zhang, X., Peterson, T.C., Caesar, J., Gleason, B., Klein Tank, A.M.G., Haylock, M., Collins, D., Trewin, B., Rahimzadeh, F., Tagipour, A., Rupa Kumar, K., Revadekar, J., Griffiths, G., Vincent, L., Stephenson, D.B., Burn, J., Aguilar, E., Brunet, M., Taylor, M., New, M., Zhai, P., Rusticucci, M., Vazquez-Aguirre, J.L. (2006), Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation, *Journal of Geophysical Resources*, doi: 10.1029=2005JD006290.

Ali, A., Lebel, T., and Amani, A. (2005a), Rainfall estimation in the sahel. part i : Error function, *J. Appl. Meteorol.*, **44**(11), 1691-1706.

Ali, A., Amani, A., Dieddhiou, A., and Lebel, T. (2005b), Rainfall estimation in the sahel. Part ii : Evaluation of rain gauge networks in the cilss countries and objective intercomparison of rainfall products, *J. Appl. Meteorol.*, **44**(11), 1707-1722.

Angelis, C.F., McGregor, G.R., Kidd, C. (2004), A 3 year climatology of rainfall characteristics over tropical and subtropical South America based on Tropical Rainfall Measuring Mission Precipitation Radar data, *International Journal of Climatology*, **24**, 385-399.

Aonashi, K., Awaka, J., Hirose, M., Kozu, T., Kubota, T., Liu, G., Shige, S., Kida, S., Seto, S., Takahashi, N. and Takayabu, Y.N. (2009), GSMaP passive, microwave precipitation

retrieval algorithm: Algorithm description and validation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **87A**, 119-136.

Arkin, P. (1979), The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during gate over the b-scale array, *Mon. Weather Rev.*, **107**, 1382-1387.

Arkin, P. and Meisner, B. (1987), The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982-84, *Mon. Weather Rev.*, **115**(1), 51-74.

Arkin, P.A., Xie, P. (1994), The Global Precipitation Climatology Project: first algorithm intercomparison project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **75**, 401-419.

Arkin, P., Smith, T., Sapiano, M., and Janowiak, J. (2010), The observed sensitivity of the global hydrological cycle to changes in surface temperature, *Environmental Research Letters*, **5**.

Arvor, D. (2009), *Etude par télédétection de la dynamique du soja et de l'impact des précipitations sur les productions au Mato Grosso (Brésil)*, Thèse de Doctorat de Géographie, Université de Rennes 2, 396 p.

Asner, G.P. (2001), Cloud cover in Landsat observations of the Brazilian Amazon, *International Journal of Remote Sensing*, **22**(18), 3855-3862.

Avissar, R., and Werth, D. (2005), Global hydroclimatological teleconnections resulting from tropical deforestation, *J. Hydrometeor.*, **6**, 134-145.

Bachmann, A., Allgöwer, B. (2002), Uncertainty propagation in winland fire behaviour modelling, *International Journal Geographical Information Science*, **16**(2), 115-127.

Barnes, S.L. (1964), A technique for maximizing details in numerical weather map analysis, *J. Appl. Meteorol.*, **3**, 396-409.

Barrett, E., Dodge, J., Goodman, M., Janowiak, J., Kidd, C., and Smith, E. (1994), The first wetnet precipitation inter-comparison project, *Remote Sensing Reviews*, **11**, 49-60.

Bartholomé, E. et Belward, A. (2005), GLC2000: a new approach to global land cover mapping from Earth observation data, *International Journal of Remote Sensing*, **26**(9), 1959-1977.

Bell, T., Kundu, P., and Kummerow, C. (2001), Sampling errors of ssm/i and trmm rainfall averages : Comparison with error estimates from surface data and a simple model, *J. Appl. Meteorol.*, **40**, 938-954.

Bellerby, T. and Sun, J. (2005), Probabilistic and ensemble representations of the uncertainty in an ir/microwave satellite precipitation product, *J. Hydrometeor.*, **6**, 1032-1044.

Bergès, J.-C., Chopin, F., Jobard, I., and Roca, R. (2010), Epsat-sg : A satellite method for precipitation estimation, its concept and implementation for amma experiment, *Ann. Geophys.*, **28**, 289-308.

Biscaro, T.S., Morales, C.A. (2008), Continental Passive Microwave-Based Rainfall Estimation Algorithm: Application to the Amazon Basin, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **47**, 1962-1981.

Bivand, R.S., Pebesma, E.J., Gomez-Rubio, V. (2008), *Applied Spatial Data Analysis with R*, Springer, New York.

Bizzarri, B., Gasiewski, A., and Staelin, D. (2007), *Observing Rain by Millimetre-Submillimetre wave sounding from geostationary orbit, volume Measuring Precipitation From Space : EURAINSAT and the Future of Advances in Global Change Research*, 675-692, Springer.

Boukabara, S.-A., Weng, F. and Liu, Q. (2007), Passive microwave remote sensing of extreme weather events using NOAA-18 AMSUA and MHS, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **45**(7), 2228–2246.

Bowler, N. (2006), Explicitly accounting for observation error in categorical verification of forecasts, *Mon. Weather Rev.*, **134**(6), 1600-1606.

Brando, P.M., et al. (2008), Drought effects on litterfall, wood production and belowground carbon cycling in an Amazon forest: Results of a throughfall reduction experiment, *Philos. Trans. R. Soc. Lond. B. Biol. Sci.*, **363**, 1839-1848.

Brando, et al. (2010), Seasonal and interannual variability of climate and vegetation indices across the Amazon, *PNAS*.

Brown, B.G., Thompson, G., Brientjes, R.T., Bullock, R. and Kane, T. (1997), Intercomparison of inflight icing algorithms. Part II: Statistical verification results, *Wea. Forecasting*, **12**, 89-914.

Buarque, D.C., Clarke, R.T., Mendes, C.A.B., (2010), Spatial correlation in precipitation trends in the Brazilian Amazon, *J. Geophys. Res.*, **115**, D12108.

Buarque, D.C., de Paiva, R.T., Clarke, R.T. and Mendes, C.A.B. (2011), A comparison of Amazon rainfall characteristics derived from TRMM, CMORPH and the Brazilian national rain gauge network, *J. Geophys. Res.*, **116**.

Burrough, P.A., McDonnell, R.A. (1998), *Principles of Geographical Information Systems*, 2nd Ed, Oxford University Press, Oxford.

Bussi eres, N., and Hogg, W. (1989), The objective analysis of daily rainfall by distance weighting schemes on a mesoscale grid, *Atmos.–Ocean*, **27**, 521-541.

Cadet, D.L, Guillot, B. (1991), *EPSAT : Estimation des précipitations par Satellite*, ORSTOM - Min. de la Coop., 63 p.

C amara, G., Valeriano, D.M., Soares, J.V. (2006), *Metodologia para o C alculo da Taxa Anual de Desmatamento na Amazônia Legal*, São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 24 p.

Candille, G. and Talagrand, O. (2008), Impact of observational error on the validation of ensemble prediction systems, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **134**, 959-971.

Cardille, J. et Foley, J. (2003), Agricultural land-use change in Brazilian Amazônia between 1980 and 1995: Evidence from integrated satellite and census data, *Remote Sensing of Environment*, **87**(4), 551-562.

Carn, M., Dagherne, D., Guillot, B., Lahuec, J.P. (1989), Estimation des précipitations par satellite en temps réel en Afrique sahélo-soudanienne, *Veille Clivi. Snt.*, **39-155**, 255-267.

Chadwick, A.F., Dugale, G., Traore, A.F., Milford, J.R. (1986), Operational rainfall mapping over the Sahel. *6th. Meteosat Scientific User's Meeting*, Amsterdam, The Netherlands, **11**, 6 p.

Chambon, P. (2011), *Contribution à l'estimation des précipitations tropicales : préparation aux missions Megha-Tropiques et Global Precipitation Measurement*, Thèse de doctorat de Sciences et Techniques de l'Environnement, Université Paris-Est, 205 p.

Chambon, P., Jobard, I., Roca, R., Viltard, N. (2012), An investigation of the error budget of tropical rainfall accumulation derived from merged passive microwave and infrared satellite measurements, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, doi: 10.1002/qj.1907.

Chen, M., Shi, W., Xie, P., Silva, V.B.S., Kousky, V.E., Higgins, R.W. and Janowiak, J.E. (2008a), Assessing objective techniques for gauge-based analyses of global daily precipitation, *J. Geophys. Res.*, **113**, D04110, doi: 10.1029/2007JD009132.

Chen, M., Xie, P. and Co-authors (2008b), CPC Unified Gauge-based Analysis of Global Daily Precipitation, Western Pacific Geophysics Meeting, Cairns, Australia, 29 July - 1 August, 2008.

- Chen, M., Xie, P., Janowiak, J.E. and Arkin, P.A. (2002), Global land precipitation: A 50-year monthly analysis based on gauge observations, *J. Hydrometeor.*, **3**, 249-266.
- Chen, J., Del Genio, A., Carlson, B., and Bosilovich, M. (2008) The spatiotemporal structure of Twenty–Century climate variation in observations and Reanalyses. Part II : Pan-Decadal variability, *Journal of Climate*, **21**, 2634-2650.
- Ciach, G.J., Krajewski, W.F. (1999), On the estimation of rainfall error variance, *Advances in Water Resources*, **2**, 585-595.
- Ciach, G. (2003), Local random errors in tipping-bucket rain gauge measurements, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **20**(5), 752-759.
- Ciach, G. and Krajewski, W. (1999a), On the estimation of radar rainfall error variance, *Adv. Water. Resour.*, **22**(6), 585-595.
- Ciach, G. and Krajewski, W. (1999b), Radar rain gauge comparisons under observational uncertainties, *J. Appl. Meteorol.*, **38**, 1519-1525.
- Coelho, C.A.S., Cavalcanti, I.A.F., Costa, S.M.S., Freitas, S.R., Ito, E.R., Luz, G., Santos, A.F., Nobre, C., Marengo, J.A., Pezza, A.B. (2012), Climate diagnostics of three major drought events in the Amazon and illustrations of their seasonal precipitation predictions, *Meteorological Applications*, **19**, 237-255.
- Cohen, J.C.P., Silva Dias, M.A. et Nobre, C.A. (1995), Environmental conditions associated with Amazonian squall lines : case study, *Monthly Weather Review*, **123**, 3163-3174.
- Cook, B., Zeng, N., Yoon, J-H. (2012), Will Amazonia Dry Out? Magnitude and Causes of Change from IPCC Climate Model Projections, *Earth Interact.*, **16**, 1-27.
- Corgne, S. (2005), *Modélisation prédictive de l'occupation des sols en contexte agricole intensif : application à la couverture hivernale des sols en Bretagne*, Thèse de Doctorat de Géographie, Université de Rennes 2, 230 p.
- Costa, M.H., Foley, J.A. (1999), Trends in the hydrologic cycle of the Amazon basin, *J. Geophys. Res.*, **D 104**(D12), 14189-14198.
- Costa, M.H., Foley, J.A. (2000), Combined Effects of Deforestation and Doubled Atmospheric CO2 Concentrations on the Climate of Amazonia, *J. Climate*, **13**, 18-34.
- Cressman, G.P. (1959), An operational objective analysis system, *Mon. Weather Rev.*, **87**, 367-374.

Creutin, J.D., Faure, D., Andrieu, H. (1997), Use of a weather radar for the hydrology of a mountainous area. Part II: Validation of radar measurement, *J. Hydrol.*, **193**, 26-44.

Davidson, E.A., Araújo, A.C., de Artaxo, P., Balch, J.K., Brown, I.F., Bustamante, M.M.C., Coe, M.T., et al. (2012), The Amazon basin in transition, *Nature*, **481**, 321-328.

Delrieu, G., Bellon, A., Creutin, J.D. (1988), Estimation de lames d'eau spatiales à l'aide de données de pluviomètres de radar météorologique, *Journal of Hydrology*, **98**, 315-344.

Dodge, J. and Goodman, H.M. (1994), The WetNet Project, *Remote Sensing Reviews*, **11**, 5-21.

Douglas, M., Nicolini, M., and Saulo, C. (1998) Observational evidences of a low level jet east of the Andes during January-March 1998, *Meteorologica*, **3**, 63-72.

Doviak, R.J. and Zrníc, D.S., (1984), *Doppler Radar and Weather Observations*, Academic Press, 562 p.

Drapeau, G., Mering, C., Ronchail, J. & Filizola, N. (2011), Variabilité hydrologique et vulnérabilité des populations du Lago Janauaca (Amazonas, Brésil), *Confins, Revista Franco-Brasileira de Geografia*, **11**, 6904.

Droulers, M. (1995), *L'Amazonie*, Editions Nathan-Universisté, Collection Géographie d'aujourd'hui, 190 p.

Droulers, M. (2004), *L'Amazonie, vers un développement durable*, A. Colin, coll. U., Paris, 219 p.

Droulers, M. (2001), *Brésil: une géohistoire*, Presses universitaires de France, coll. Géographies, Paris, 306 p.

Droulers, M. et Le Tourneau, F. (2000), Amazonie, la fin d'une frontière ?, *Caravelle, Cahiers du Monde hispanique et luso-brésilien*, **75**, 109-135.

Dubreuil, V., Lecamus, A., Dagonne, D., Maitelli, G.T. (2000), Apport des satellites géostationnaires GOES pour l'étude du climat du Mato Grosso, Brésil, *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **13**, 401-409.

Dubreuil, V. (2005), *Climats et pionniers du Mato Grosso*, Mémoire d'habilitation à diriger les recherches de l'Université Rennes 2, 230 p.

Dubreuil, V. (2010), *Geographical Information, Remote Sensing, and Climatology*, in: Carrega, P., (Eds.), *Geographical Information and Climatology*, WILEY-ISTE Ltd, London, 73-102.

- Dubreuil, V., Debortoli, N., Funatsu, B., Nedelec, V., Durieux, L. (2012), impact of land-cover change in the southern amazonia climate: a case study for the region of Alta Floresta, Mato Grosso, Brazil, *Environmental Monitoring and Assessment*, **184**(2), 877-891.
- Durieux, L. (2002), *Etude des relations entre les caractéristiques géographiques de la surface et les nuages convectifs dans la région de l'arc de déforestation en Amazonie*, Thèse de Doctorat des Sciences géographiques et de l'aménagement, Université d'Aix-Marseille I, 279 p.
- Durieux, L., Machado, L. et Laurent, H. (2003), The impact of deforestation on cloud cover over the Amazon arc of deforestation, *Remote Sensing of Environment*, **86**(1), 132-140.
- De Souza, E.B., Kayano, M.T., Ambrizzi, T. (2005), Intraseasonal and submonthly variability over the eastern Amazon and Northeast Brazil during the autumn rainy season, *Theoretical and Applied Climatology*, **81**, 177-191.
- De Souza, E.B., *et al.* (2012), On the extreme rainfall events in eastern Amazon: 1998-2012 TRMM observations, *In: XVIIe Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2012, Gramado. Actes du XVIIe Congresso Brasileiro de Meteorologia. Gramado : SBMET.*
- Ebert, E. (2007), *Methods for verifying satellite precipitation estimates*, in: Levizzani, V., Bauer, P., Turk, F.J., (Eds.), *Measuring Precipitation from space: EURAINSAT and the future*, Springer, 345-356.
- Ebert, E.E., Janowiak, J.E. and Kidd, C. (2007), Comparison of near-real-time precipitation estimates from satellite observations and numerical models, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **88**, 47-64.
- Ebert, E. and Manton, M. (1998), Performance of satellite rainfall estimation algorithms during toga coare, *J. Atmos. Sci.*, **55**(9), 1537–1557.
- Ebert, E., Manton, M., Arkin, P., Allam, R., Hoplin, C., and Gruber, A. (1996), Results from the gpcp algorithm intercomparison programme, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **77**(12), 2875–2887.
- Eltahir, E. et Bras, R. (1996), Precipitation recycling, *Reviews of Geophysics*, **34**(3), 367-378.
- Etling, D., and Brown, R.A. (1993), Roll vortices in the planetary boundary layer: A review, *Bound.-Layer Meteor.*, **65**, 215–248.
- Espinoza, J.C. (2009), *Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie du bassin amazonien*, Thèse de Doctorat des Sciences de l'Environnement, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 203 p.

Espinoza, J.C., et al. (2009), Spatio-Temporal rainfall variability in the Amazon Basin Countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia and Ecuador), *Int. J. Climatol.*, **29**, 1574–1594.

Espinoza, J.C., et al. (2011), From drought to flooding: understanding the abrupt 2010-2011 hydrological annual cycle in the Amazonas River and tributaries, *Environmental Research Letters*, 7 024008.

FAO (2007), State of the world's forests 2007, *Food and Agriculture Organization of the United Nations*, Rome, 144 p.

Fearnside, P.M. (1997c), Environmental services as a strategy for sustainable development in rural Amazonia, *Ecological Economics*, **20**(1), 53-70.

Fearnside, P.M. (2001), Land-tenure issues as factors in environmental destruction in Brazilian Amazonia: The case of southern Pará, *World Development*, **29**(8), 1361-1372.

Fearnside, P.M. (2002), Soybean cultivation as a threat to the environment in Brazil, *Environmental Conservation*, **28**(1), 23-38.

Fearnside, P.M. (2005a), Deforestation in Brazilian Amazonia: History, Rates, and Consequences, *Conservation Biology*, **19**(3), 680-688.

Fearnside, P.M. (2005b), Carga pesada: O custo ambiental de asfaltar um corredor de soja na Amazônia, *Amazônia Revelada: os descaminhos ao longo da BR-163*, 397-423.

Fearnside, P.M. (2006), Containing destruction from Brazil's Amazon highways: now is the time to give weight to the environment in decision-making, *Environmental Conservation*, **33**(03), 181-183.

Fearnside, P.M. et Guimarães, W. (1996), Carbon uptake by secondary forests in Brazilian Amazonia, *Forest Ecology and Management*, **80**(1-3), 35-46.

Feddema, J.J., et al. (2005), The Importance of Land-Cover Change in Simulating Future Climates, *Science*, **310**, 1674-1678.

Ferraro, R.R. (1997), SSM/I derived global rainfall estimates for climatological applications, *J. Geophys. Res.*, **102**, 16715-16735.

Ferraro, R.R., Smith, E., Berg, W. and Huffman, G.J. (1998), A screening methodology for passive microwave precipitation retrieval algorithms, *J. Atmos. Sci.*, **55**, 1583-1600.

Ferraro, R.R., Weng, F., Grody, N.C. and Zhao, L. (2000), Precipitation characteristics over land from the NOAA-15 AMSU sensor, *Geophys. Res. Ltr.*, **27**, 2669-2672.

- Ferraro, R.R., Weng, F., Grody, N.C., Zhao, L., Meng, H., Kongoli, C., Pellegrino, P., Qiu, S. and Dean, C. (2005), NOAA operational hydrological products derived from the Advanced Microwave Sounding Unit, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **43**(5), 1036–1049, doi:10.1109/TGRS.2004.843249.
- Figueroa, S.N., Nobre, C.A. (1990), Precipitation distribution over Central and Western tropical South America, *Climanalise*, **5**(6), 36–45.
- Fiolleau, T. (2010), Cycle de vie des systèmes convectifs de mousson dans les régions tropicales: préparation à la mission Megha-Tropiques, Thèse de Doctorat, Mécanique, Palaiseau, Ecole polytechnique, 223 p.
- Fiolleau, T. and Roca, R. (2011a), Composites of tropical convective systems life cycle using merged geostationary and low earth orbit satellites observations, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*
- Fisch, G., Marengo, J.A. & Nobre, C.A. (1998), Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia, *Acta Amazonica*, **28**(2), 101-126.
- Franchito, S.H., Rao, V.B., Vasques, A.C., Santo, C.M.E and Conforte, J.C. (2009), Validation of TRMM PR monthly rainfall estimates over Brazil, *J. Geophys. Res.*, **114**, D02105, doi:10.1029/2007JD009580.
- Frich, P., et al. (2002), Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century, *Clim. Res.*, **19**, 193-212.
- Fu, R., Zhu, B., Dickinson, R.E. (1999), How the atmosphere and land surface influence seasonal changes of convection in the tropical Amazon?, *Journal of Climate*, **12**, 1306-1321.
- Fu, R., et al. (2001), How the tropical sea surface temperatures influence the seasonal distribution precipitation in equatorial Amazonia?, *Journal of Climate*, **14**, 4003-4026.
- Funatsu, B., Dubreuil, V., Claud, C., Arvor, D., Gan, M.A. (2012), Convective activity in Mato Grosso State (Brazil) from microwave satellite observations: Comparisons between AMSU and TRMM datasets, *Journal of Geophysical Research*, **117**, 1-16.
- Gamache, J.F. and Houze, R.A., Jr. (1983), Water budget of a mesoscale convective system in the tropics, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1835-1850.
- Gandin, L.S. (1965), *Objective Analysis of Meteorological Fields*. Israel Program for Scientific Translations, 242 p.
- Garreaud, R.D., Wallace, J.M. (1998), Summertime incursions of mid-latitude air into subtropical and tropical South America, *Monthly Weather Review*, **126**, 2713-2733.

Garreaud, R.D. (2000), Cold air incursions over subtropical South America: Mean structure and dynamics, *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2544–2559.

Gebremichael, M. and Krajewski, W. (2004), Characterization of the temporal sampling error in space-time-averaged rainfall estimates from satellites, *J. Geophys. Res.*, **109**.

Gebremichael, M. and Krajewski, W. (2005), Modeling distribution of temporal sampling errors in area-time-averaged rainfall estimates, *Atm. Research*, **73**(3-4), 243–259.

Gebremichael, M., Krajewski, W., Morrissey, M., Langerud, D., Huffman, G., and Adler, R. (2003), Error uncertainty analysis of gpcp monthly rainfall products : A data-based simulation study, *J. Appl. Meteorol.*, **42**, 1837-1848.

Gebremichael, M., Liao, G.-Y., and Yan, J. (2011), Nonparametric error model for a high resolution satellite rainfall product, *Water Resour. Res.*, **47**(W07504).

Ghelli, A. and Santos, C. (2010), Accounting for observational uncertainty when verifying precipitation forecasts. In: 3rd WMO International Conference on Quantitative Precipitation Estimation and Quantitative Precipitation Forecasting and Hydrology, 18-22 October 2010, Nanjing China, 200–204, World Meteorological Organization.

Goetz, S.J., Prince, S.D. (1999), Modelling terrestrial carbon exchange and storage: Evidence and implications of functional convergence in light-use efficiency, *Advances in Ecological Research*, **28**, 57-92.

Goovaerts, P. (2002), Geostatistical modelling of spatial uncertainty using p-field simulation with conditional probability fields, *International Journal Geographical Information Science*, **16**(2), 167-178.

Graham, E.A., Mulkey, S.S., Kitajima, K., Phillips, N.G., Wright, S.J. (2003), Cloud cover limits net CO₂ uptake and growth of a rainforest tree during tropical rainy seasons, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **100**, 572-576.

Greco, S. et al. (1990), Rainfall and surface kinematic conditions over central Amazonia during ABLE 2B, *Journal of Geophysical Research*, **95**, 17001-17014.

Grego, S., (1994), Amazon coastal squall lines. Part II: Heat and moisture transports, *Monthly Weather Review*, **122**, 623-635.

Grimes, D.I.F., Diop, M. (2003), Satellite-based rainfall estimation for river flow forecasting in Africa. I: Rainfall estimates and hydrological forecasts, *Hydrolog. Sci. J.*, **48**, 567-584.

Grimes, D. (2009a), An Ensemble Approach to Uncertainty Estimation for Satellite-Based Rainfall Estimates, *Water Science and Technology Library*, **63**, 145-162, Springer.

- Grimes, D. (2009b), Geostatistical Tools for Validation of Satellite and NWP Model Rainfall Estimates, *Water Science and Technology Library*, **63**, 117-143, Springer.
- Grody, N.C., (1991), Classification of snow cover and precipitation using the special sensor microwave imager, *J. Geophys. Res.*, **96**, 7423-7435.
- Habib, E., Krajewski, W., and Kruger, A. (2001), Sampling errors of tipping-bucket raingauge measurements, *J. Hydrol. Eng.*, **6**, 159–166.
- Habib, E., Ciach, G.J., Krajewski, W.F. (2004), A method to filtering out raingauge representativeness errors from the verification distributions of radar and raingauge rainfall, *Advances in Water Resources*, **27**, 967-980.
- Hansen, M. et Reed, B. (2000), A comparison of the IGBP DISCover and University of Maryland 1 km global land cover products, *International Journal of Remote Sensing*, **21**(6), 1365-1373.
- Hansen, M., Shimabukuro, Y., Potapov, P. et Pittman, K. (2008), Comparing annual MODIS and PRODES forest cover change data for advancing monitoring of Brazilian forest cover, *Remote Sensing of Environment*, **112**(10), 3784-3793.
- Hasternrath, S. (1997), Annual cycle of upper air circulation and convective activity over tropical Americas, *J. Geophys. Res.*, **102**, 2713-2733.
- Haylock, M.R., et al. (2006), Trends in total and extreme South American rainfall 1960-2000 and links with sea surface temperature, *J. Climate*, **19**, 1490-1512.
- Herman, A., Kumar, V.B., Arkin, P.A. and Kousky, J.V. (1997), Objectively determined 10-day African rainfall estimates created for Famine Early Warning Systems, *Int. J. Remote Sensing*, **18**, 2147-2159.
- Hirsch, R.M., Helsel, D.R., Cohn, T.A. and Gilroy, E.J. (1993), *Statistical analysis of hydrologic data*. In *Handbook of hydrology*, ed. D. R. Maidment, 17.1–17.55. New York: McGraw-Hill.
- Hong, Y., Hsu, K.-L., Moradkhani, H., and Sorooshian, S. (2006), Uncertainty quantification of satellite precipitation estimation and monte carlo assessment of the error propagation into hydrologic response, *Water Resour. Res.*, **42**.
- Horel, J.D., Hahmann, A.N., Geisler, J.E. (1989), An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas, *Journal of Climate*, **2**, 1388-1403.

Hou, A., Kakar, R., Neeck, S., Ardeshir, A., Azarbarzin, A., Kummerow, C., Kojima, M., Oki, R., Nakamura, K., and Iguchi, T. (2011), The global precipitation measurement (gpm) mission, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*

Houze, R.A., Jr. (1977), Structure and dynamics of a tropical squall-line system, *Mon. Weather Rev.*, **105**, 1540-1567.

Houze, R.A., Jr. (1993), *Cloud Dynamics*, Academic Press, San Diego, 573 p.

Hsu, K.-L., Gao, X., Sorooshian, S., and Gupta, H. (1997), Precipitation estimation from remotely sensed information using artificial neural networks, *J. Appl. Meteorol.*, **36**(9), 1176-1190.

Hsu, K., Gupta, H.V., Gao, X., Sorooshian, S. (1999), Estimation of Physical Variables from Multi- Channel Remotely Sensed Imagery Using a Neural Network: Application to Rainfall Estimation, *Water Resources Research*, **35**(5), 1605-1618.

Huffman, G., Adler, R., Bolvin, D., Gu, G., Nelkin, E.J., Bowman, K., Hong, Y., Stocker, E., and Wolff, D. (2007), The trmm multisatellite precipitation analysis (tmpa) : Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales, *J. Hydrometeor.*, **8**(1), 38-55.

Huffman, G., Bolvin, D., Braithwaite, B., Hsu, K., Joyce, R., Xie, P., and Yoo, S.-H. (2010), Nasa global precipitation measurement (gpm) integrated multi-satellite retrievals for gpm (imerg), *Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) Version 1.0*, NASA/GSFC.

Iida, Y., Okamoto, K., and Ushio, T. (2005), Sampling simulation for estimating the sampling error of space-time average rain rate for trmm and gpm mission, *IEEE Trans, Geosci. Remote Sens.*, 87-90.

IPCC Fourth Assessment Report: Climate Change 2007, Working Group I: The Physical Science Basis, http://www.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg1/en/ch11s11-6-3-2.html.

Janowiak, J.E., Joyce, R.J. and Yarosh, Y. (2000), A real-time global half-hourly pixel resolution infrared dataset and its applications, *Bulletin American Meteorology Society*, **82**, 205-217.

Jepson, W. (2005), A disappearing biome? Reconsidering land-cover change in the Brazilian savanna, *The Geographical Journal*, **171**(2), 99-111.

Jobard, I., Chopin, F., Bergès, J. and Roca, R. (2011), An intercomparison of 10-day precipitation satellite products during west african monsoon, *Int. J. Remote Sens.*, **32**(9), 2353-2376.

- Journel, A., Huijbregts, C.C. (1978), *Mining Geostatistics*, Academic Press, London.
- Joyce, R., Janowiak, J., Arkin, P., and Xie, P. (2004), Cmorph : A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution, *J. Hydrometeor.*, **5**(3), 487-503.
- Justice, C., Belward, A., Morisette, J., Lewis, P., Privette, J. et Baret, F. (2000), Developments in the validation of satellite sensor products for the study of the land surface, *International Journal of Remote Sensing*, **21**(17), 3383-3390.
- Kayano, M.T., Ferreira, N.J., Ramirez, M.C.V. (1997), Summer circulation patterns related to the upper tropospheric vortices over the tropical South Atlantic, *Meteorol. Atmos. Phys.*, **64**, 203-213.
- Kidd, C., Levizzani, V., Turk, F., and Ferraro, R. (2009), Satellite precipitation measurements for water resource monitoring, *J. Amer. Wat. Res. Assoc.*, **45**(3), 567-579.
- Kidd, C., and Levizzani, V. (2011), Status of satellite precipitation retrievals, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **15**, 1109-1116.
- Kidder, S. and Haar, T.V. (1995), *Satellite meteorology : an introduction*. Academic Press.
- Kirstetter, P.-E., Delrieu, G., Boudevillain, B., Obled, C. (2010), Toward an error model for radar quantitative precipitation estimation in the Cévennes–Vivarais region, France, *Journal of Hydrology*, **394**, 1-2, 17, 28-41.
- Kirstetter, P.E., Viltard, N. and Gosset, M. (2012a), An error model for instantaneous satellite rainfall estimates: evaluation of BRAIN-TMI over West Africa, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: Special Issue on the Megha-Tropiques mission*, doi:10.1002/qj.1964.
- Kirstetter, P.E., Hong, Y., Gourley, J.J., Chen, S., Flamig, Z., Zhang, J., Schwaller, M., Petersen, W. and Amitai, E. (2012b), Toward a Framework for Systematic Error Modeling of Spaceborne Precipitation Radar with NOAA/NSSL Ground Radar-based National Mosaic QPE, *Journal of Hydrometeorology*, **13**, 1285-1300, doi:10.1175/JHM-D-11-0139.1.
- Kirstetter, P.-E. (2008), *Estimation quantitative des précipitations par radar météorologique : inférence de la structure verticale des pluies, modélisation des erreurs radar-pluviomètres*, Thèse de Doctorat d'Hydrométéorologie, Université Joseph Fourier de Grenoble, 276 p.
- Klein Tank, A.M.G., et al. (2002), Daily surface air temperature and precipitation dataset 1901 – 1999 for European Climate Assessment (ECA), *Int. J. Climatol.*, **22**, 1441–1453.

Klein Tank, A.M.G., Können, G.P. (2003), Trends indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946–99, *J. Climate*, **16**, 3665–3680.

Kniveton, D.R., Motta, B.C., Goodman, H.M., Smith, M. and LaFontaine, F.J. (1994), The First WetNet Precipitation Intercomparison Project: Generation of Results, *Remote Sensing Reviews*, **11**, 243-302.

Kodama, Y.M. (1992), Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ and the SACZ). Part I. Characteristics of sub-tropical frontal zones, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **70**, 813–836.

Krajewski, W., Ciach, G., McCollum, J. and Bacotiu, C. (2000), Initial validation of the global precipitation climatology project monthly rainfall over the united states, *J. Appl. Meteorol.*, **39**(7), 1071–1086.

Kubota, T., Shige, S., Hashizume, H., Aonashi, K., Takahashi, N., Seto, S., Hirose, M., Takayabu, Y.N., Nakagawa, K., Iwanami, K., Ushio, T., Kachi, M. and Okamoto, K. (2007), Global Precipitation Map using Satelliteborne Microwave Radiometers by the GSMaP Project : Production and Validation, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **45**(7), 2259-2275.

Kubota, T., Shige, S., Aonashi, K., Okamoto, K. (2009), Development of nonuniform beamfilling correction method in rainfall retrievals for passive microwave radiometers over ocean using TRMM observations, *J. Meteor. Soc. Japan*, **87A**, 153-164.

Kummerow, C. (1993), On the accuracy of the Eddington approximation for radiative transfer in the microwave frequencies, *J. Geophys. Res.*, **98**, 2757-2765.

Kummerow, C. (1998), Beamfilling errors in passive microwave rainfall retrievals. *J. Appl. Meteorol.*, **37**, 356–370.

Kummerow, C. and Giglio, L. (1995), A method for combining passive microwave and infrared rainfall observations, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **12**(1), 33–45.

Kummerow, C., Barnes, W., Kozu, T., Shiue, J., and Simpson, J. (1998), The tropical rainfall measuring mission (trmm) sensor package, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **15**, 809–817.

Kummerow, C., Simpson, J., Thiele, O., Barnes, W., Chang, A.T.C., Stocker, E., Adler, R.F., Hou, A., Kakar, R., Wentz, F., Ashcroft, P., Kozu, T., Hong, Y., Okamoto, K., Iguchi, T., Kuroiwa, H., Im, E., Haddad, Z., Huffman, G., Ferrier, B., Olson, W.S., Zipser, E., Smith, E.A., Wilheit, T.T., North, G., Krishnamurti, T., Nakamura, K. (2000), The Status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after Two Years in Orbit, *Journal of Applied Meteorology*, **39**(12), 1965-1982.

- Kummerow, C., Hong, Y., Olson, W., Yang, S., Adler, R., McCollum, J., Ferraro, R., Petty, G., Shin, D., and Wilheit, T. (2001), The evolution of the goddard profiling algorithm (gprof) for rainfall estimation from passive microwave sensors, *J. Appl. Meteorol.*, **40**, 1801-1820.
- Lahuec, J.-P., Guillot, B. (1994), *Satellites et surveillance du climat. Atlas de veille climatique : 1986-1994 (Afrique et Atlantique intertropicale)*, ed. Orstom, 92 p.
- Lau, K.-M. and Wu, H.-T. (2007), Detecting trends in tropical rainfall characteristics, 1979-2003, *Int. J. Climatol.*, **27**, 979–988.
- Laughlin, C.-R. (1981), On the effect of temporal sampling on the observation of mean rainfall. In D. Atlas and O.-W. Thiele, editors, *Precipitation Measurements From Space : Workshop Report, D59 – D66*. Goddard Space Flight Cent., Greenbelt, Md.
- Laurance, W.F. (2000), Mega-development trends in the Amazon: Implications for global change, *Environmental Monitoring and Assessment*, **61**, 113-122.
- Laurance, W.F. (2001), The future of the Brazilian Amazon, *Science*, **291**, 438-439.
- Laurance, W.F. (2004), Forest-climate interactions in fragmented tropical landscapes, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London-Biological Sciences*, **359**, 345-352.
- Laurance, W.F., Albernaz, A.K.M., Fearnside, P.M., Vasconcelos, H.L. & Ferreira, L.V. (2004), Deforestation in Amazonia, *Science*, **304**, 1109.
- Laurent, H., Machado, L.A.T., Morales, C.A. and Durieux, L. (2002), Characteristics of the Amazonian mesoscale convective systems observed from satellite and radar during the WETAMC/LBA experiment, *J. Geophys. Res.*, **107**, 8054, doi:10.1029/2001JD000337.
- Laurent, H., Jobard, I. et Toma, A. (1998), Validation of satellite and ground-based estimates of precipitation over the Sahel, *Atmospheric Research*, **4748**, 651-670.
- Lebel, T., Bastin, G., Obled, C., Creutin, J.D. (1987), On the Accuracy of Areal Rainfall Estimation: A Case Study, *Water Resour. Res.*, **23**(11), 2123-2134.
- Lebel, T., Amani, A. (1999), Rainfall estimation in the Sahel: what is the ground truth?, *J. Appl. Meteor.*, **38**, 555-568.
- Lebel, T., et al. (2009), AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa: an overview, *Journal of Hydrology*, **375**(1-2), 3-13.
- Lenters, J.-D. and Cook, K.-H. (1997), On the origin of the Bolivian high and related circulation features of the South American climate, *J. Atmos. Sci.*, **54**, 656–677.

Lettenmaier, D.P. and Wood, E.F. (1993), Hydrological Forecasting, Chapter 26 in *Handbook of Hydrology* (D. Maidment, ed.), McGraw-Hill.

Levizzani, V., Bauer, P., and Turk, F. (2007), Measuring Precipitation From Space : EURAINSAT and the Future, *Advances in Global Change Research*, **28**, Springer.

Loveland, T., Reed, B., Brown, J., Ohlen, D., Zhu, Z., Yang, L. et Merchant, J. (2000), Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data, *International Journal of Remote Sensing*, **21**(6), 1303-1330.

Lucas, R., Xiao, X., Hagen, S. et Frohking, S. (2002), Evaluating TERRA-1 MODIS data for discrimination of tropical secondary forest regeneration stages in the Brazilian Legal Amazon, *Geophysical Research Letters*, **29**(8), 42-1.

Le Barbé, L., Lebel, T. (1997), Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950-1990, *Journal of Hydrology*, **188-189**, 43-73.

Le Tourneau, F.-M. (2006), Enjeux et conflits autour des territoires amérindiens en Amazonie brésilienne, *Problèmes d'Amérique latine*, **60**, 71-91.

Le Tourneau, F. (2004), Jusqu'au bout de la forêt ? Causes et mécanismes de la déforestation en Amazonie brésilienne, *M@ppemonde*, **75**.

Machado, L.A.T. (2000), The Amazon energy budget using the ABLE-2B and FluAmazon data, *J. Atmos. Sci.*, **57**, 3131–3144.

Machado, L.A.T. et al. (2004), Seasonal and diurnal variability of convection over the Amazonia: A comparison of different vegetation types and large scale forcing, *Theoretical And Applied Climatology*, **78**(1-3), 61-78.

Machado, L.A.T., Laurent, H. (2004), The convective system area expansion over Amazonia and its relationships with convective system life duration and high-level wind divergence, *Monthly weather review*, **132**(4), 714-725.

Makarieva, A., Gorshkov, V. et Li, B. (2009), Precipitation on land versus distance from the ocean: Evidence for a forest pump of atmospheric moisture, *Ecological Complexity*, 6 p.

Mantua, N., Hare, S., Zhang, Y., Wallace, J., and Francis, R. (1997), A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production, *Bulletin of American Meteorological Society*, **78**, 1069–1079.

Marengo, J.A. (1992), Interannual variability of surface climate in the Amazon basin, *International Journal of Climatology*, **12**, 853–863.

- Marengo, J.A. (2004), Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin, *Theor. Appl. Climatol.*, **78**, 79–96.
- Marengo, J.A. (2005), Characteristics and spatio-temporal variability of the Amazon River Basin Water Budget, *Climate Dynamics*, **24**(1), 11-22.
- Marengo, J.A. and Coauthors (2008), The Drought of Amazonia in 2005, *J. Climate*, **21**, 495–516.
- Matheron., G. (1965), *Les Variables Régionalisées et leur Estimation*, Thesis, Masson, Paris.
- Mayaux, P., Holmgren, P., Achard, F., Eva, H., Stibig, H. et Branthomme, A. (2005), Tropical forest cover change in the 1990s and options for future monitoring, *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, **360**(1454), 373-384.
- Molion, L. (1975), *A Climatonic Study of the Energy and Moisture Fluxes of the Amazonas Basin with Considerations of Deforestation Effects*, Thèse de doctorat en Philosophie (Meteorology), Université de Wisconsin, Madison, Etats-Unis, 141 p.
- Moradkhani, H. and Meskele, T. (2010), Probabilistic Assessment of the Satellite Rainfall Retrieval Error Translation to Hydrologic Response, 229–242, Springer.
- Morton, D., DeFries, R., Shimabukuro, Y., Anderson, L., Del Bon Espirito-Santo, F., Hansen, M. et Carroll, M. (2005), Rapid assessment of annual deforestation in the Brazilian Amazon using MODIS data, *Earth Interactions*, **9**(8), 1-22.
- Morrissey, M. and Wang, Y. (1995), Verifying satellite microwave rainfall estimates over the open ocean, *J. Appl. Meteorol.*, **34**(4), 794–804.
- Mugnai, A. and Smith, E.A. (1988), Radiative transfer to space through a precipitating cloud at multiple microwave frequencies. Part I: Model description, *J. Appl. Meteor.*, **27**, 1055-1073.
- Murphy, A.H. and Winkler, R.L. (1987), A general framework for forecast verification, *Monthly Weather Review*, **115**, 1330-1338.
- McAnelly, R.L., and Cotton, W.R (1989), The precipitation life cycle of mesoscale convective complexes, *Mon. Weather Rev.*, **117**, 784–808.
- McGuffie, K., Henderson-Sellers, A., Zhang, H., Durbidge, T.B. and Pitman, A.J. (1995), Global Climate Sensitivity to Tropical Deforestation, *Global Planet. Change*, **10**, 97–128.
- Neelin, J.D., Hui, Su. (2005), Moist Teleconnection Mechanisms for the Tropical South American and Atlantic Sector, *J. Climate*, **18**, 3928–3950.

Negre, T., Imbernon, J., Guinot, J.P., Seguin, B., Guillot, B. (1988), Estimation et suivi de la pluviométrie au Sénégal par satellite Météosat, *Agronomie Tropicale*, **43-4**, 279-288.

Negri, A.J., Anagnostou, E.N. et Adler, R. (2000), A 10-yr climatology of Amazonian rainfall derived from passive microwave satellite observations, *Journal of Applied Meteorology*, **39**, 42-56.

Nepstad, D.C. et al. (1994), *The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures*, Thèse de Doctorat, Université de Yale, New Haven, CT.

Nepstad, D., Verissimo, A., Alencar, A., Nobre, C.A., Lefebvre, P., Schlesinger, P., Potter, C., Moutinho, P., Lima, E., Cochrane, M. & Brooks, V. (1999), Large-scale impoverishment of Amazonian forests by logging and fire, *Nature*, **398**, 505-508.

Nepstad, D. et al. (2004), Amazon drought and its implications for forest flammability and tree growth: A basin-wide analysis, *Glob. Change Biol.*, **10**, 704–717.

New, M., Hulme, M. and Jones, P. (2000), Representing twentieth-century space-time climate variability. part ii : development of 1901–1996 monthly grids of terrestrial surface climate, *J.Climate*, **13**, 2217-2238.

New, M., Todd, M., Hulme, M., and Jones, P. (2001), Precipitation measurements and trends in the twentieth century, *Int. J. Climatol.*, **21**, 1899–1922.

Newell, D.A., Figgins, D., Ta, T. and Berdanier, B. (2007), GPM microwave imager instrument design and predicted performance, in Proc. *IEEE Geosci. Remote Sens. Symp.*, 4426–4428.

Nijssen, B. and Lettenmaier, D. (2004), Effect of precipitation sampling error on simulated hydrological fluxes and states : Anticipating the global precipitation measurement satellites, *J. Geophys. Res.*, **109**(D02103).

Nobre, P., Shukla, J. (1996), Variations of sea surface temperature, winds stress and rainfall over the Tropical Atlantic and South America, *J.Clim.*, **9**(4), 2464–2479.

Nobre, C., Sellers, P. et Shukla, J. (1991), Amazonian deforestation and regional climate change, *Journal of Climate*, **4**(10), 957-988.

Nobre, C.A., Wickland, D. & Kabat, P.I. (2001), The Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA), *Global Change Newsletter*, **45**, 2-4.

Nobre, C. (2002), Amazonian tropical forests, carbon source or sink? Understanding and capturing the multiple values of tropical forests, *Proceedings of the International Seminar on*

Valuation and Innovative Financing Mechanisms in support of conservation and sustainable management of tropical forest, Wageningen, Pays-Bas, 43-48.

Onibon, H., Lebel, T., Afouda, A., Guillot, G. (2004), Gibbs sampling for conditional spatial disaggregation of rain fields, *Water Resources Research*, **40**, W08401, doi: 10.1029.

Pagney, P., (1976), *Les climats de la Terre*, Masson, Paris, 150 p.

Parent du Châtelet, J. (2003), ARAMIS, le réseau Français de radars pour la surveillance des précipitations, *La Météorologie*, **40**, 44–52.

Peterson, T. and Vose, R. (1997), An overview of the global historical climatology network temperature database, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **78**, 2837–2849.

Pierre, C., Bergametti, G., Marticorena, B., Mougin, E., Lebel, T., Ali, A. (2011), Pluriannual comparisons of satellite-based rainfall products over the Sahelian belt for seasonal vegetation modeling, *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*, **116**, D18201. ISSN 0148-0227.

QPE/QPF (2010), Proceeding of the 3rd wmo international conference on quantitative precipitation estimation and quantitative precipitation forecasting and hydrology, 18-22 october 2010, World Meteorological Organization, Nanjing University of Information Science and Technology.

Ramos da Silva, R. and Avissar, R. (2006), The Hydrometeorology of a deforested region of the Amazon, *Journal of Hydrometeorology*, **7**, 1028-1042.

Ramos da Silva, R., Gandu, A.W., Leonardo, S.,D.,A., Silva Dias, M.A.F. (2011), Cloud streets and land water interactions in the Amazon, *Biogeochemistry* (Dordrecht), 1-11.

Rickenbach, T.M., Ferreira, R.N., Halverson, J., Silva Dias, M.A. (2002), Modulation of convection in the Southwestern Amazon basin by extra-tropical stationary fronts, *J. Geophys. Res.*, **107**, 101029=2001JD000263.

Roberts, C.G., Andreae, M.O., Zhou, J., Artaxo, P. (2001), Cloud condensation nuclei in the Amazon Basin: Marine condition over the continent?, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2807–2810.

Roca, R. et al. (2010), Comparing Satellite and Surface Rainfall Products over West Africa at Meteorologically Relevant Scales during the AMMA Campaign Using Error Estimates, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **49**, 715–731.

Roca, R., Srinivasan, J. and coauthors (2011), The megha-tropiques mission, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*

Rochas, M., Javelle, J.P. (1993), *La Météorologie : la prévision numérique du temps et du climat*, Syros, 261 p.

Romilly, T.G. and Gebremichael, M. (2011), Evaluation of satellite rainfall estimates over Ethiopian river basins, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **15**, 1505-1514, doi:10.5194/hess-15-1505-2011.

Ronchail, J.G. et al. (2002), Interannual rainfall variability in the Amazon basin and sea-surface temperatures in the equatorial Pacific and tropical Atlantic Oceans, *Int. J. Climatol.*, **22**, 1663–1686.

Roucou, P. (1997), *Impact des températures de surface océanique d'échelle globale sur la dynamique de l'atmosphère et les précipitations tropicales en Amérique du Sud à l'est des Andes : diagnostic et simulations numériques*, Thèse de Doctorat de Géographie, Université de Bourgogne, 199 p.

Rudolf, B., Hauschild, H., Rueth, W., Schneider, U. (1994), Terrestrial Precipitation Analysis: Operational Method and Required Density of Point Measurements, *Global Precipitations and Climate Change*, Desbois, M. and Desalmand, F., Eds., NATO ASI Series, **1**, No. 26, Springer-Verlag, 173-186.

Rudolf, B., Becker, A., Schneider, U., Meyer-Christoffer, A., and Ziese, M. (2010), The new gpcc full data reanalysis version 5" providing high-quality gridded monthly precipitation data for the global land-surface is public available since december 2010, *Gpcc status report*, *Global Precipitation Climatology Centre*, gpcc.dwd.de.

Saleska, S.R. et al. (2003), Carbon in Amazon forests: unexpected seasonal fluxes and disturbance-induced losses, *Science*, **302**, 1554–1557.

Saleska, S.R., Didan, K., Huete, A.R., da Rocha, H.R. (2007), Amazon forests green-up during 2005 drought, *Science*, **318**, 612.

Sandra, S.I., da Rocha, H.R., Silva Dias, M.A.F., Rosolem, R. (2010), Can the Deforestation Breeze Change the Rainfall in Amazonia? A Case Study for the BR-163 Highway Region, *Earth Interact.*, **14**, 1–25.

Sapiano, M. and Arkin, P. (2009), An intercomparison and validation of high-resolution satellite precipitation estimates with 3-hourly gauge data, *J. Hydrometeor.*, **10**(1), 149–166.

Schneider, U. (1993), The GPCC quality-control system for gauge-measured precipitation data. In: Report of a GEWEX workshop "Analysis methods of precipitation on a global scale", Koblenz, Germany, September 1992, WCRP-81, WMO/TD-No. 558, June 1993, A5-A7.

Scofield, R.A. (1987), The NESDIS operational convective precipitation technique, *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1773-1792.

Scofield, R.A. (2001), Comments on "A quantitative assessment of the NESDIS Auto-Estimador.", *Wea. Forecasting.*, **16**, 277-278.

Servant, et al. (1997), *L'évolution à long terme de la forêt amazonienne*, In Environnement et développement en Amazonie Brésilienne, Théry, H., éd., Belin, 166-179.

Sette, D.M. (2000), O holorrítmo e as interações tropico-extratropico na genese do clima e as paisagens do Mato Grosso, Thèse de Doctorat de Géographie, Université de São Paulo, 375 p.

Sestini, M.F., Alvalá, R.C.S., Mello, E.M.K. et al. (2002), Elaboração de mapas de vegetação para utilização em modelos meteorológicos e hidrológicos, *São José dos Campos*, INPE-8972- RPQ/730.

Sevruk, B. (1982), Methods of correction for systematic error in point precipitation measurement for operational use. Operational Hydrology, Rep.-No. 21, *World Meteorological Organization*, Geneva, WMO Rep.-No.589, 91 p.

Sheil, D. et Murdiyarso, D. (2009), How Forests Attract Rain: An Examination of a New Hypothesis, *BioScience*, **59**(4), 341-347.

Shepard, D. (1968), A two dimensional interpolation function for irregularly spaced data. *Proc. 23d National Conf. of the Association for Computing Machinery*, Princeton, NJ, ACM, 517-524.

Shimabukuro, Y., Batista, G., Mello, E., Moreira, J. et Duarte, V. (1998), Using shade fraction image segmentation to evaluate deforestation in Landsat Thematic Mapper images of the Amazon region, *International Journal of Remote Sensing*, **19**(3), 535-541.

Shimabukuro, Y.E., Duarte, V., Moreira, M.A., Arai, E., Rudorff, B.F.T., Anderson, L.O., Espirito Santo, F.D.B., Freitas, R.M., Aulicino, L.C.M., Maurano, L.E.P. et Aragão, J.R.L. (2005), Detecção de áreas desflorestadas em tempo real: conceitos básicos, desenvolvimento e aplicação do projeto DETER, *Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais*, São José dos Campos, 63 p.

Shimabukuro, Y. et Smith, J. (1991), The least-squares mixing models to generate fraction images derived from remote sensing multispectral data, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **29**(1), 16-20.

Silva Dias, M.A.F., Silva Dias, P.L., Longo, M., Fitzjarrald, D.R. and Denning, A.S. (2004), River breeze circulation in eastern Amazon: Observations and modeling results, *Theor. Appl. Climatol.*, **78**(1-3), 111-121.

Simpson, J., Kummerow, C., Tao, W. et Adler, R. (1996), On the tropical rainfall measuring mission (TRMM), *Meteorology and Atmospheric physics*, **60**(1), 19-36.

Smith, E., Lamm, J., Adler, R., Alishouse, J., Aonashi, K., Barrett, E., Bauer, P., Berg, W., Chang, A., Ferraro, R., Ferriday, J., Goodman, S., Grody, N., Kidd, C., Kniveton, D., Kummerow, C., Liu, G., Marzano, F., Mugnai, A., Olson, W., Petty, G., Shibata, A., Spencer, R., Wentz, F., Wilhelm, T. and Zipser, E. (1998), Results of wetnet pip-2 project, *J. Atmos. Sci.*, **55**(9), 1483–1536.

Snijders, F.L. (1990), Applications of meteorological satellites for food and agriculture in Africa. *8th. Meteosat Scientific User's Meeting*, Norkoepping, Sweden, 269-275.

Souza, E.B., et al. (2000), On the influence of the El Niño, La Niña and Atlantic dipole pattern on the Amazonian Rainfall during 1960–1998, *Acta Amazon*, **30**(2), 305–318.

Stanski, H.R., Wilson, L.J. and Burrows, W.R. (1989), Survey of common verification methods in meteorology. *WWW Tech. Rep. 8, WMO/TD*, **358**, 114 p.

Steiner, M. (1996), Uncertainty of estimates of monthly areal rainfall for temporally sparse remote observations, *Water Resour. Res.*, **32**, 373–388.

Steiner, M., Bell, T., Zhang, Y. and Wood, E. (2003), Comparison of two methods for estimating the sampling-related uncertainty of satellite rainfall averages based on a large radar dataset, *J. Climate*, **16**, 3759–3778.

Stephens, G.L., Kummerow, C.D. (2007), The Remote Sensing of Clouds and Precipitation from Space: A Review, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **64**(11), 3742-3765.

Su, F., Hong, Y., Littenmaier, D.P. (2008), Evaluation of TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) and Its Utility in Hydrologic Prediction in the La Plata Basin, *Journal of Hydrometeorology*, **9**(4), 622-640.

Teo, C.-K. and Grimes, D. (2007), Stochastic modelling of rainfall from satellite data, *J. Hydrol.*, **346**(1-2), 33–50.

Théry, H. (2006), Franges pionnières d’hier et d’aujourd’hui, in Zagefka P. (dir.), 2006 : *Amérique Latine 2006*, La Documentation Française, 113-129.

Théry, H. (2005), *Le Brésil*, 5ème édition revue et complétée, collection U géographie, Armand Collin, Paris, 288 p.

Théry, H. (2004), La vague déferlante du soja brésilien, *Mappemonde*, **74**(7), 7 p.

- Théry, H. (1997), Routes et déboisement en Amazonie brésilienne: Rondônia 1974-1996, *Mappemonde*, **3**, 35-40.
- Théry, H. (1996), « Postface : L'Amazonie, le dernier "Boom" brésilien? », in Albaladejo, C. et Tulet, J.-C. (dir), 1996 : *Les fronts pionniers de l'Amazonie brésilienne. La formation de nouveaux territoires*, L'Harmattan, coll. Recherche et documents Amériques Latines, Paris, 345-358.
- Théry, H. et de Mello, N. (2005), Diversités et mobilités de l'agriculture brésilienne, *Cahiers Agricultures*, **14**(1), 11-18.
- Thompson, D.-W.-J. and Wallace, J.-M. (2000), Annular modes in the extratropical circulation. Part I : Month-to-month variability, *Journal of Climate*, **13**, 1000-1016.
- Tian, Y., Peters-Lidard, C., Eylander, J., Joyce, R., Huffman, G., Adler, R., Hsu, K., Turk, F., Garcia, M. and Zeng, J. (2009), Component analysis of errors in satellite-based precipitation estimates, *J. Geophys. Res.*, **114**, D24101, doi:10.1029/2009JD011949.
- Tufa, D., Ruiz, F., Connor, S.J., Ceccato, P. (2010), Validation and Intercomparison of Satellite Rainfall Estimates over Colombia, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **49**, 1004–1014.
- Turk, F.J. and Miller, S.D. (2005), Toward improving estimates of remotely-sensed precipitation with MODIS/AMSR-E blended data techniques, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **43**, 1059–1069.
- Turk, F.J., Arkin, P., Ebert, E., Sapiano, M. (2008), Evaluating high resolution precipitation products, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **89**, 1911–1916.
- Vicente, G.A., Scofield, R.A. and Menzel, W.P. (1998), The operational GOES infrared rainfall estimation technique, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**, 1883-1898.
- Vicente, G.A., Davenport, J.C. and Scofield, R.A. (2002), The role of orographic and parallax corrections on real time high resolution satellite estimation, *Int. J. Remote Sens.*, **23**, 221-230.
- Vila, D., Machado, L.A.T., Laurent, H., Velasco, Ines (2008), Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters (ForTraCC) using Satellite Infrared Imagery: Methodology and Validation, *Weather and Forecasting*, **23**, 233-245.
- Vila, D., de Goncalves, L.G.G., Toll, D.L., Rozante, J.R. (2009), Statistical Evaluation of Combined Daily Gauge Observations and Rainfall Satellite Estimates over Continental South America, *Journal of Hydrometeorology*, **10**, 533.

Viltard, N., Burlaud, C. and Kummerow, C. (2006), Rain retrieval from TMI brightness temperature measurements using a TRMM PR-based database, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **45**, 455–466.

Viltard, N., Kirstetter, P.-E. and Kacimi, S. (2011), The brain rainfall retrieval algorithm, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*

Viney, N.R., Bates, B.C. (2004), It never rains on Sunday: The prevalence and implications of untagged multi-day rainfall accumulations in the Australian high quality data set, *Int. J. Climatol.*, **24**, 1171-1192.

Vischel, T., Quantin, G., Lebel, T. (2012), Simulation stochastique de champs de pluie à haute résolution au Sahel, In: *XXVe Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, 2012, Grenoble. Actes du XXVe Colloque de l'Association Internationale de Climatologie. Grenoble* : AIC.

Vischel, T., Lebel, T., Massuel, S., Cappelaere, B. (2009), Conditional simulation schemes of rain fields and their application to rainfall runoff modeling studies in the Sahel, *Journal of Hydrology*, **90**, 90-99.

Vischel, T., Quantin, G., Lebel, T., Viarre, J., Gosset, M., Cazenave, F. and Panthou, G. (2011), Generation of high resolution rainfields in West Africa: evaluation of dynamical interpolation methods, *J. Hydrometeorol.*, 110426113802000, doi:10.1175/JHM-D-10-05015.1.

Voldoire, A., Royer, J.-F. (2005), Climate sensitivity to tropical land surface changes with coupled versus prescribed SSTs, *Clim. Dyn.*, **24**(7-8), 843-862, DOI:10.1007/s00382-005-0014-7.

Wang, J., Hong, Y., Li, L., Gourley, J., Khan, S.-I., Yilmaz, K.-K., Adler, R., Policelli, F., Habib, S., Irwin, D., Limaye, A., Korme, T. and Okello, L. (2011), The coupled routing and excess storage (crest) distributed hydrological model, *Hydrological Sciences Journal*, **56**(1), 84–98.

Weckwerth, T.M., Wilson, J.W., Wakimoto, R.M. and Cook, N.A. (1997), Horizontal convective rolls: Determining the environmental conditions supporting their existence and characteristics, *Mon Wea. Rev.*, **125**, 505-526.

Willmott, C.J., Ackleson, S.G., Davis, R.E., Feddema, J.J., Klink, K.M., Legates, D.R., O'donnell, J., Rowe, C.M. (1985), Statistics for the evaluation and comparison of models, *Journal of Geophysical Research*, **90**(5), 8995-9005.

WMO (2009), *Recommendations for the Verification and Intercomparison of QPFs and PQPFs from Operational NWP Models* (Revision 2, October 2008), TD No 1485.

Wright, S.J., Carrasco, C., Calderon, O., Paton, S. (1999), The El Nino Southern Oscillation, variable fruit production, and famine in a tropical forest, *Ecology*, **80**, 1632–1647.

Xie, P. et al. (2007), A gauge-based analysis of daily precipitation over East Asia, *J. Hydrometeorol.*, **8**, 607– 626.

Yang, S., Olson, W.S., Wang, J.J., Bell, T.L., Smith, E.A. and Kummerow, C.D. (2006), Precipitation and Latent Heating Distributions from Satellite Passive Microwave Radiometry. Part II: Evaluation of Estimates Using Independent Data, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **45**(5), 721-739.

Yves, A., Taupin, J.-D., Henri, L. (1996), Validation de deux méthodes d'estimation des pluies par satellite (EPSAT-Lannion et TAMSAT-Reading) à l'aide du réseau dense de pluviographes de l'expérience EPSAT-Niger, In : Guillot, B. (ED.), *Problèmes de validation des méthodes d'estimation des précipitations par satellite en Afrique intertropicale*, Paris : ORSTOM, 163-168.

Zeweldi, D. and Gebremichael, M. (2009a), Evaluation of cmorph precipitation products at fine space–time scales, *J. Hydrometeor.*, **10**(1), 300–307.

Zeweldi, D. and Gebremichael, M. (2009b), Sub-daily scale validation of satellite-based highresolution rainfall products, *Atm. Research*, **92**(4), 427–433.

Zhou, J. et Lau, K.M. (1998), Does a monsoon climate exist over South America?, *Journal of Climate*, **11**, 1020-1040.

Zhou, J., Lau, K.M. (2001), Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America, *International Journal of Climatology*, **21**, 1623–1644.

Liste des figures

Figure 1 : Schéma récapitulatif de l'organisation de la thèse.	19
Figure 2 : Carte des Etats (UF) de l'Amazonie brésilienne Légale.	26
Figure 3 : Schéma des principaux systèmes précipitants au Brésil (source : projet CHUVA, 2010).	28
Figure 4 : Mécanismes des interactions Océan/Atmosphère (1) contribuant aux phénomènes El Niño (2) et La Niña (3) (source : sites de la NOAA et IRD).	30
Figure 5 : Cartographie du réseau des stations météorologiques de la plateforme de collecte de données (PCDs) développée par l'INPE.	37
Figure 6 : Photographie du radiomètre ADMIRARI utilisé lors de la campagne CHUVA-GPM à Alcantara (MA) en 2010.	40
Figure 7 : Schéma du spectre des ondes électromagnétiques (source : L.E. Kleiner, Coastal Carolina University).	41
Figure 8 : Réseau mondial des satellites météorologiques opérationnels (source : EUMETSAT).	41
Figure 9 : Durées de vie des satellites embarquant des radiomètres à micro-ondes passives à scan conique (D'après Hou <i>et al.</i> , 2011 ; Huffman <i>et al.</i> , 2010).	49
Figure 10 : Estimation des précipitations par l'hydro-estimateur en Amérique du Sud le 27 août 2011 à 11h30 (GMT) (source : http://sigma.cptec.inpe.br/prec_sat/).	53
Figure 11 : Illustration de la répartition des différents types des nuages précipitants et non précipitants dans l'atmosphère.	54
Figure 12 : Taux de précipitations moyen intégrés et dérivés des Températures de brillance Tb pour différents champs de vue du pixel MO (Kummerow <i>et al.</i> , 2008).	57
Figure 13 : Taux des précipitations en mm.3h ⁻¹ estimés par le produit TRMM3B42(v6) le 1 ^{er} janvier 2000 à 0h30 (UTC)	59
Figure 14 : Taux des précipitations en mm.3h ⁻¹ estimés par le produit PERSIANN le 153 ^e jour de l'an 2000 à 3h (UTC) (source : http://chrs.web.uci.edu/persiann/data.html).	60
Figure 15 : Taux des précipitations en mm.3h ⁻¹ estimés par le produit CMORPH le 18 décembre 2002 à 12h00 (UTC) (source : http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/janowiak/cmorph_description.html).	61
Figure 16 : Schémas représentant les incertitudes et les biais d'un ensemble de QPE par rapport à une donnée de référence : a) Illustration d'une QPE avec un biais faible et une incertitude importante et vice-versa pour b).	64
Figure 17 : Comparaisons des techniques de krigeage statistico-dynamique avec les techniques de krigeage classiques et les données radars de l'événement du 22 juillet 2006 sur le réseau AMMA-CATCH Niger (Vischel <i>et al.</i> , 2011).	67
Figure 18 : Validation statistique quotidienne de l'algorithme GSMaP avec les données radars en Europe de l'Ouest le 11 septembre 2012.	70
Figure 19 : Schéma du contrôle de qualité des données pluviométriques en Amazonie brésilienne Légale sur la période 1998-2009.	78
Figure 20 : Réseau des stations météorologiques de l'ANA utilisées disponibles à l'échelle quotidienne en Amazonie brésilienne Légale.	79

Figure 21 : Disponibilité quotidienne des données pluviométriques sur la période 1998-2009.	80
Figure 22 : Nuages des points des corrélations des séries temporelles en fonction des distances entre les pluviomètres (à gauche) ; Incréments des corrélations calculés sur une inter-distance de 10 km (à droite) pour les périodes de cumuls de T=1 jour, T=5 jours, T=10 jours.	83
Figure 23 : Nuages des points des corrélations des séries temporelles en fonction des distances entre les pluviomètres (à gauche) ; Incréments des corrélations calculés sur une inter-distance de 10 km (à droite) pour les périodes de cumuls de T = 15 jours et T=30 jours.	84
Figure 24 : Distance de décorrélation des points de prélèvements en fonction des périodes de cumul des données.	85
Figure 25 : Variogramme climatologique de données de précipitations au sol brutes.	86
Figure 26 : Altitude de l'Amérique du Sud extraites du produit GTOPO30 avec une résolution spatiale de 1 km.	90
Figure 27 : Représentation des altitudes entre chaque paire des 235 pluviomètres utilisés.	90
Figure 28 : Distribution de l'indice de variabilité appliqué au range (d) de 360 km représentatif des ranges de 190 et 630 km.	94
Figure 29 : Boxplots des 14 ND et indice de variabilité sur la période d'études pour (d) = 360 km.	94
Figure 30 : Cartographie des VI des 235 pluviomètres en Amazonie brésilienne légale sur la période 1998-2009 pour le rayon d'influence de 360 km.	95
Figure 31 : Quatorze ND et l'indice de variabilité pour la station avec les moyennes des ND et de l'indice de variabilité (15) pour toutes les stations en 1998. Le numéro de chaque critère est fourni dans le tableau.	96
Figure 32 : Comparaisons des précipitations mensuelles de la station 'Beaba' (AM) avec la moyenne des précipitations des stations voisines localisées pour les trois distances (d).	97
Figure 33 : Illustration de la technique de contrôle de qualité d'une station pluviométrique dans les Cévennes: variogramme moyen (points noirs), modèle sphérique ajusté (trait plein) et 95e percentile (traits horizontaux en pointillés) des incréments quadratiques (Kirstetter <i>et al.</i> , 2010).	98
Figure 34 : Disponibilité des bases de données (en %) après les contrôles de qualité.	99
Figure 35 : Variogramme climatologique de la base de données "nettoyées".	101
Figure 36 : Comparaisons des valeurs de précipitations quotidiennes prédites par krigeage en blocs vs valeurs observées a) pour six stations affectées d'un VI éloigné de 0 ; b) pour huit stations affectées d'un VI proche de 0 sur la période 1998-2009 à partir de la base brute ; c) pour la base de données brute et d) pour la base de données « nettoyées » avec VI appartenant à [-0,05 ; 0,05] pour (d) = 190 km sur les 500 premiers jours de l'étude.	102
Figure 37 : Distributions de l'écart-type des estimations des valeurs des précipitations krigées en bloc avant (gris) et après (noir) le contrôle de qualité.	103
Figure 38 : Dendrogramme de l'indice P construit à partir de 222 pluviomètres contrôlés en Amazonie brésilienne Légale sur la période 1998-2009.	104

Figure 39 : Régimes annuels de la base de données “nettoyées” après une CAH et classification KMeans en Amazonie brésilienne Légale sur la période 1998-2009. Les graphiques représentent les précipitations mensuelles de chaque classe sur la carte.....	105
Figure 40 : Nombre des pixels communs entre la base de référence (ici : 222 stations) et les données du GPCC à une résolution spatiale de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$	115
Figure 41 : Distributions temporelles des moyennes des QPE par satellite et QPE de référence sur la période 2003-2009.....	119
Figure 42 : Distributions temporelles des biais et des RMSE absolus entre les QPE par satellite et les QPE de référence sur la période 2003-2009.....	119
Figure 43 : Comparaisons des QPE par satellite (a) CMORPH ; b) PERSIANN et c) TRMM3B42(v6) vs QPE de référence sur la période 2003-2009.	120
Figure 44 : Distributions cumulées des QPE par satellite et des QPE de référence sur la période 2003-2009.....	120
Figure 45 : Evolution des corrélations entre les QPE par satellite et les QPE de référence en fonction des taux de pluie de référence.	121
Figure 46 : Evolutions des POD, FAR et ETS des produits satellitaires en fonction des taux de pluie de référence.	123
Figure 47 : Structures spatiales des QPE de référence en fonction de l’angle d’anisotropie (en haut des graphiques en fond beige) sur la période 2003-2009.	124
Figure 48 : Structures spatiales des QPE par TRMM3B42(v6) en fonction de l’angle d’anisotropie sur la période 2003-2009.....	125
Figure 49 : Structures spatiales des QPE par CMORPH en fonction de l’angle d’anisotropie sur la période 2003-2009.....	125
Figure 50 : Structures spatiales des QPE par PERSIANN en fonction de l’angle d’anisotropie sur la période 2003-2009.....	126
Figure 51 : Distribution conditionnelle des résidus TRMM3B42(v6) en fonction de la pluie de référence sur la période 2003-2009.	128
Figure 52 : Distribution conditionnelle des résidus CMORPH en fonction de la pluie de référence sur la période 2003-2009.....	129
Figure 53 : Distribution conditionnelle des résidus PERSIANN en fonction de la pluie de référence sur la période 2003-2009.....	129
Figure 54 : Biais conditionnels entre les QPE satellite (TRMM3B42(v6) est en noir, PERSIANN en rouge et CMORPH en bleu) et les QPE de référence.	130
Figure 55 : Erreurs aléatoires entre les QPE par satellite (TRMM3B42(v6) est en noir, PERSIANN en rouge et CMORPH en bleu) et les QPE de référence.	131
Figure 56 : Structures spatiales des résidus TRMM3B42(v6) en fonction de l’angle d’anisotropie sur la période 2003-2009.....	132
Figure 57 : Structures spatiales des résidus CMORPH en fonction de l’angle d’anisotropie sur la période 2003-2009.....	133
Figure 58 : Structures spatiales des résidus PERSIAN en fonction de l’angle d’anisotropie sur la période 2003-2009.....	133
Figure 59 : Distribution spatiale des résidus TRMM3B42(v6) en Amazonie brésilienne Légale.....	135
Figure 60 : Distribution spatiale des résidus CMORPH en Amazonie brésilienne Légale. .	135

Figure 61 : Distribution spatiale des résidus PERSIANN en Amazonie brésilienne Légale.	136
Figure 62 : Découpage des scènes satellites du capteur Landsat en Amazonie brésilienne Légale (source : PRODES, 2010).	140
Figure 63 : Schéma adapté de Barlow e Peres (2008) et PRODES (2008) représentant les coupes à blanc des forêts reconnues par le produit PRODES.	140
Figure 64 : Probabilités mensuelles d'obtention de scènes Landsat TM avec au maximum 30% de couverture nuageuse (Asner, 2001).	141
Figure 65 : Occupation des sols en Amazonie brésilienne Légale réalisée à partir des données PRODES (INPE).	142
Figure 66 : Réseau des pluviomètres ANA utilisés sur la période 2003-2009 en Amazonie brésilienne Légale.	143
Figure 67 : Localisation des pluviomètres utilisés sur le produit PRODES.	143
Figure 68 : Régimes annuels moyens des précipitations calculés pour les pluviomètres situés en forêt et ceux en secteur déboisé sur la période 2003-2009.	144
Figure 69 : QPE par satellite (a) CMORPH et b) MWCOMB) vs les observations au sol pour la région forestière et QPE par satellite (c) CMORPH et d) MWCOMB) vs les observations au sol pour la région déforestée.	146
Figure 70 : a) Distributions des quantiles des QPE par satellite et des QPE de référence ; b) Différences des quantiles des taux de pluie en fonction des QPE du CMORPH (points en rouge).	154
Figure 71 : Précipitations annuelles moyennes estimées par le produit CMORPH non corrigé.	156
Figure 72 : Précipitations annuelles moyennes estimées par le produit CMORPH corrigé.	156
Figure 73 : Volumes de pluie annuels moyens corrigés sur la période 2003-2009 (différence entre le produit CMORPH corrigé et non corrigé).	157
Figure 74 : Précipitations annuelles estimées par les produits satellitaires TRMM3B42(v6) a) et CMORPH (non corrigé) b) sur la période 2003-2005 en Amazonie brésilienne (Buarque et al, 2011).	157
Figure 75 : Précipitations estimées par le produit CMORPH non corrigé pendant la saison DJF.	159
Figure 76 : Précipitations estimées par le produit CMORPH corrigé pendant la saison DJF.	159
Figure 77 : Volumes de pluies corrigées pendant la saison DJF (différence entre le produit CMORPH corrigé et non corrigé).	160
Figure 78 : Précipitations estimées par le produit CMORPH non corrigé pendant la saison MAM.	160
Figure 79 : Précipitations estimées par le produit CMORPH corrigé pendant la saison MAM.	161
Figure 80 : Volumes de pluies corrigées pendant la saison MAM (différence entre le produit CMORPH corrigé et non corrigé).	161
Figure 81 : Précipitations estimées par le produit CMORPH non corrigé pendant la saison JJA.	162
Figure 82 : Précipitations estimées par le produit CMORPH corrigé pendant la saison JJA.	162

Figure 83 : Volumes de pluies corrigées pendant la saison JJA (différence entre le produit CMORPH corrigé et non corrigé).	163
Figure 84 : Précipitations estimées par le produit CMORPH corrigé pendant la saison SON.	163
Figure 85 : Précipitations estimées par le produit CMORPH corrigé pendant la saison SON.	164
Figure 86 : Volumes de pluies corrigées pendant la saison SON (différence entre le produit CMORPH corrigé et non corrigé).	164
Figure 87 : Dendogrammes des indices P construits à partir des produits CMORPH corrigé et non corrigé sur la période 2003-2009.	168
Figure 88 : Classification des régimes annuels des précipitations du produit CMORPH non corrigé sur la période 2003-2009.....	170
Figure 89 : Classification des régimes annuels des précipitations du produit CMORPH corrigé sur la période 2003-2009.....	171
Figure 90 : Illustration du rôle de l'Amazone sur la couverture nuageuse à partir d'une image GOES-8 datée du 26 juin 1997.	172
Figure 91 : Cartographie des communes du Nord du Brésil considérée vulnérable aux aléas climatiques et surveillées par le CEMADEN.....	175
Figure 92 : Nombre de jours par an (en %) avec un volume supérieur à 1 mm.jour ⁻¹ détecté par le produit CMORPH corrigé sur la période 2003-2009.	176
Figure 93 : Nombre maximal de jours pluvieux consécutifs (supérieurs à 0,1 mm.jour ⁻¹) détectés par le produit CMORPH corrigé sur la période 2003-2009.	177
Figure 94 : Nombre maximal de jours non pluvieux consécutifs détectés par le produit CMORPH corrigé sur la période 2003-2009.....	178
Figure 95 : Nombre d'évènements extrêmement pluvieux (taux de pluie > 20 mm.jour ⁻¹) détectés par le produit CMORPH corrigé sur la période 2003-2009.	180
Figure 96 : Nombre d'évènements extrêmement pluvieux (taux de pluie > 50 mm.jour ⁻¹) détectés par le produit CMORPH corrigé sur la période 2003-2009.	180
Figure 97 : Précipitations journalières détectées par le produit CMORPH corrigé sur trois zones aux régimes de précipitations annuels distincts sur la période 2003-2009.	181

Liste des tableaux

Tableau 1 : Satellites météorologiques géostationnaires opérationnels (Novembre 2011). ...	42
Tableau 2 : Caractéristiques des canaux du capteur SEVIRI des satellites géostationnaires MSG.	43
Tableau 3 : Caractéristiques du capteur des satellites MTSAT.	44
Tableau 4 : Caractéristiques du radiomètre imageur des satellites GOES.	44
Tableau 5 : Caractéristiques des satellites météorologiques opérationnels LEO (Novembre 2011).	45
Tableau 6 : Canaux du radiomètre AVHRR des satellites NOAA.	46
Tableau 7 : Satellites 'Research and Development' opérationnels.	47
Tableau 8 : Les quatorze différences normalisées NDs utilisées pour construire l'indice de variabilité.	88
Tableau 9 : Fréquences cumulées de l'indice de variabilité en fonction des trois distances (d).	93
Tableau 10 : Pluviomètres avec des données “ suspicieuses” détectées par l'indice de variabilité.	95
Tableau 11 : Différences des altitudes entre la station Beaba et les stations voisines en fonction du rayon d'influence considéré.	97
Tableau 12 : Paramètres du variogramme des bases de données avant et après l'application de l'indice de variabilité à différents seuils et range de distance.	100
Tableau 13 : Table de contingence des estimations par satellite vs les estimations observées au sol.	116
Tableau 14 : Critères statistiques des QPE par satellite et des QPE de référence sur la période 2003-2009.	118
Tableau 15 : Résultats statistiques quantitatifs de la comparaison des QPE par satellite vs QPE de référence en Amazonie brésilienne Légale sur la période 2003-2009.	121
Tableau 16 : Résultats statistiques qualitatifs de la comparaison des QPE par satellite vs les QPE de référence.	122
Tableau 17 : Paramètres des variogrammes des trois produits satellitaires sur la période 2003-2009.	123
Tableau 18 : Paramètres variographiques des résidus satellite sur la période 2003-2009.	131
Tableau 19 : Critères statistiques des données pluviométriques <i>in situ</i> retenues pour les QPE par satellite.	144
Tableau 20 : Résultats statistiques de la comparaison des estimations des précipitations par satellite vs les données <i>in situ</i> sur les surfaces terrestres étudiées.	145

Table des Matières

Remerciements.....	5
Résumé.....	7
Abstract.....	7
Resumo.....	7
Liste des sigles et acronymes.....	9
Sommaire.....	13
Introduction générale.....	15
Partie 1. Les précipitations en Amazonie brésilienne: dynamiques, et principes d'études	21
Introduction de la Partie 1.....	23
Chapitre 1. Introduction aux dynamiques atmosphériques amazoniennes.....	25
1. Introduction.....	25
2. Présentation du territoire d'études.....	25
3. Les principales circulations atmosphériques de large échelle.....	26
4. Variabilités interannuelles des circulations atmosphériques.....	29
5. Les systèmes convectifs de méso-échelle.....	31
6. Interactions forêt-atmosphère.....	32
7. Conclusion.....	33
Chapitre 2. Les systèmes d'observation des précipitations.....	35
1. Introduction.....	35
2. Instruments de mesure.....	35
2.1. Les pluviomètres.....	35
2.2. Les radars météorologiques.....	38
2.3. Les radiomètres.....	39
3. Les satellites météorologiques.....	40
3.1. Les satellites géostationnaires.....	42
3.2. Les satellites à orbite basse (ou à défilements).....	45
3.3. Les satellites 'Recherche et développement'.....	47
Chapitre 3. Principes d'estimation des précipitations par satellite.....	51
1. Introduction.....	51
2. Méthodes issues des données du visible et de l' Infra Rouge.....	51
3. Méthodes issues des Micro-ondes passives.....	55
4. Les produits satellitaires multi sources.....	58

4.1. TRMM3B42.....	58
4.2. PERSIANN.....	59
4.3. CMORPH.....	60
5. Conclusion.....	61
Chapitre 4. Analyse des erreurs d'estimation des précipitations	63
1. Introduction	63
2. Définition des estimations quantitatives des précipitations.....	63
3. Les QPE de référence	64
4. Les QPE par satellite	67
5. Revue des validations et d'inter comparaisons des produits satellitaires.....	69
6. Conclusion.....	72
Synthèse de la Partie 1	73
Partie 2. Construction de la base de données pluviométriques de référence en Amazonie brésilienne Légale (1998-2009).....	75
Introduction de la Partie 2	77
Chapitre 5. Analyse géostatistique des données pluviométriques.....	79
1. Introduction	79
2. Présentation des données pluviométriques	79
3. Prétraitements des données pluviométriques	81
4. Méthodologie de l'analyse géostatistique des données pluviométriques	82
4.1. Corrélation spatio-temporelle	82
4.2. L'approche variographique	85
4.3. Les indicateurs climatologiques.....	87
4.4. Indice de variabilité.....	87
5. Représentativité de la méthode à d'autres échelles spatiales.....	88
6. Conclusion.....	91
Chapitre 6. Contrôle de qualité des données pluviométriques.....	93
1. Introduction	93
2. L'indice de variabilité: sensibilité au voisinage	93
3. Etude de cas: la station 'Beaba' (Tapaua Amazonas).....	96
4. Consistance de la base de données	98
4.1. Contrôle et échantillonnage des données	98
4.2. Validation.....	99
5. Analyse climatologique de la base de données au sol contrôlée	103
6. Conclusion.....	106
Synthèse de la Partie 2	108

Partie 3. Validation et inter comparaison des produits satellitaires d'estimation des précipitations en Amazonie brésilienne Légale (2003-2009)	109
Introduction de la Partie 3	111
Chapitre 7. Analyse statistique des erreurs des QPE par satellite	113
1. Introduction	113
2. Prétraitements des produits satellitaires	113
2.1. Cumul quotidien des données satellitaires	113
2.2. Elimination des données du GPCC incluses dans l'algorithme TRMM3B42 (version recherche).....	114
3. Validation statistique	115
3.1. Critères statistiques	115
3.2. Statistiques des bases de données pluviométriques sur la période 2003-2009.	117
4. Résultats statistiques de la validation des produits satellitaires	118
4.1. Distribution des erreurs des QPE par satellite	118
4.2. Erreurs quantitatives des QPE par satellite	120
4.3. Erreurs qualitatives des QPE par satellite	122
4.4. Structures spatiales des QPE par satellite	123
5. Conclusion	126
Chapitre 8. Construction d'un modèle d'erreur des QPE par satellite	127
1. Introduction	127
2. Méthodologie	127
3. Analyse des résidus satellite	128
4. Analyse de la structure spatiale des résidus satellite	131
4. Distribution spatiale des résidus satellites	134
5. Conclusion	136
Chapitre 9. Influence des surfaces terrestres sur l'erreur d'estimation des précipitations quotidiennes par satellite: cas d'études en Amazonie méridionale	137
1. Introduction	137
2. Occupation des sols en Amazonie brésilienne	137
2.1. Contexte de l'étude	137
2.2. Produit d'occupation des sols PRODES	139
3. Données de précipitations au sol	142
3.1. Présentation des données pluviométriques	142
3.2. Statistiques	144
4. Résultats de la validation statistique.....	145
5. Conclusion	146
Synthèse de la Partie 3	148

Partie 4. Apport des données satellitaires à la climatologie de l'Amazonie brésilienne Légale sur la période 2003-2009 : application au produit satellitaire CMORPH.....	149
Introduction de la Partie 4	151
Chapitre 10. Etudes des précipitations saisonnières et annuelles mesurées par satellite	153
1. Introduction	153
2. Correction des données satellitaires par <i>PDF matching</i>	153
3. Analyse des précipitations annuelles	154
4. Etude des précipitations saisonnières	157
5. Conclusion	165
Chapitre 11. Analyses des régimes annuels et des évènements extrêmes des précipitations par satellite	167
1. Introduction	167
2. Classification des régimes annuels des précipitations	167
2.1. Méthodologie	167
2.2. Analyse climatologique des régimes annuels des précipitations	169
3. Les évènements extrêmes des précipitations	173
3.1. Contexte de l'étude	173
3.2. Analyse des évènements extrêmes des précipitations.....	175
4. Conclusion	181
Synthèse de la Partie 4	183
Conclusion générale	185
Références bibliographiques	189
Liste des figures	215
Liste des tableaux	221
Table des Matières	223

Résumé

Les circulations atmosphériques synoptiques et locales expliquent les variabilités spatiotemporelles des précipitations en Amazonie brésilienne. Ce vaste espace géographique est caractérisé par un réseau pluviométrique peu dense et hétérogène qui limite un suivi exhaustif des pluies. La télédétection est alors l'outil préférentiel afin de pallier cette lacune spatiale. Toutefois, les estimations quantitatives des précipitations (QPE) dérivées des domaines spectraux des Infrarouges (IR) et Micro-ondes (MO), ou de techniques multi canaux souffrent d'erreurs. Les sources d'incertitudes et biais des QPE peuvent provenir de la calibration des capteurs, de l'algorithmie et de l'échantillonnage des champs de pluie. Dans cette thèse, l'évaluation des algorithmes TRMM3B42(v6), CMORPH et PERSIANN s'appuie sur une base de données pluviométriques dont la fiabilité est assurée par un contrôle de qualité rigoureux. Sur la période 2003-2009, l'inter comparaison des produits satellitaires montre un faible accord (coefficient de détermination $< 0,30$) avec la base de référence en Amazonie brésilienne Légale. TRMM3B42(v6) présente la meilleure performance avec un échantillonnage correct des champs de pluie. En outre, un cas d'études montre que les erreurs des QPE par satellite sont plus importantes en milieu forestier, notamment pour le produit MO MWCMB. Enfin, la correction des grilles satellitaires par *PDF Matching* permet de réaliser une analyse climatologique approfondie et améliorée par rapport à la base de référence.

Mots-clé: *précipitations, satellite, contrôle de qualité, occupations des sols, Amazonie brésilienne Légale*

COMPARATIVE ANALYSIS OF DIFFERENT SATELLITE PRODUCTS FOR ESTIMATION OF PRECIPITATION IN THE BRAZILIAN AMAZON

Abstract

Synoptic and local atmospheric circulations explain the spatiotemporal variability of rainfall in the Brazilian Amazon. This wide geographical area is characterized by a sparse and heterogeneous rain gauges network, which limits an exhaustive monitoring of rainfall. Remote sensing is then the preferred tool to fill this gap space. However, quantitative precipitation estimates (QPE) derived from spectral Infrared (IR) and Microwave (MW), or multi-channel techniques suffer from errors. Sources of uncertainty and bias of QPE may come from the sensor calibration, the algorithms and sampling of rain fields. In this thesis, the evaluation of algorithms TRMM3B42(v6), CMORPH and PERSIANN relies on a rain gauges database which reliability is assured by rigorous quality control. Over the period 2003-2009, the inter comparison of satellite products show low agreement (coefficient of determination < 0.30) with reference database in the Legal Brazilian Amazon. TRMM3B42(v6) has the best performance with a correct sampling of rain fields. In addition, a case study shows that satellite QPE errors are larger in the forest, including the product MW MWCMB. Finally, the satellite grids correction by *PDF Matching* allows a detailed and improved climatologically analysis compared with reference database.

Keywords: *precipitation, satellite, quality control, land uses, Legal Brazilian Amazon*

ANÁLISE COMPARATIVA DOS DIFERENTES PRODUTOS DE SATÉLITE PARA ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO NA AMAZÔNIA BRASILEIRA

Resumo

Circulações atmosféricas sinóticas e locais explicam a variabilidade espaço-temporal das chuvas na Amazônia brasileira. Esta vasta área geográfica é caracterizada por uma rede pluviométrica heterogênea, o que limita um monitoramento exhaustivo da chuva. O sensoriamento remoto é então a ferramenta adequada para preencher este espaço vazio. No entanto, estimativas quantitativas de precipitação (QPE) derivadas do espectro Infravermelho (IR) e Microondas (MO), ou técnicas multi-canal sofrem erros. Fontes de incerteza e de vies das QPE podem vir a partir da calibração de sensores, dos algoritmos e da amostragem de chuva. Nesta tese, a avaliação dos algoritmos TRMM3B42(v6), PERSIANN e CMORPH se baseia em um banco de dados pluviométricos cujo a confiabilidade assegurada por rigoroso controle de qualidade. Durante o período 2003-2009, a comparação dos produtos de satélite mostram baixa concordância (coeficiente de determinação $< 0,30$) com a base de referência na Amazônia brasileira Legal. TRMM3B42(v6) tem o melhor desempenho com uma amostragem correta da chuva. Além disso, um estudo de caso mostra que os erros das QPE por satélite são maiores na floresta, incluindo o produto MO MWCMB. Finalmente, a correção das grades de satélite por *PDF Matching* permite uma análise climatológica detalhada e melhorada em relação a base de referência.

Palavras-chave: *precipitação, satélite, controle de qualidade, uso da terra, Amazônia brasileira Legal*



Laboratoire LETG – Rennes – COSTEL UMR 6554 CNRS, IFR 90 OSUR
Université de Rennes 2, Place du recteur Henri Le Moal, 35043 Rennes Cedex – France

Delahaye Florian, 2013, *Analyse comparative des différents produits satellitaires d'estimation des précipitations en Amazonie brésilienne.*