



**HAL**  
open science

# Analyse des surcharges hydrologiques observées par géodésie spatiale avec l’outil Multi Singular Spectrum Analysis

Louis Bonhomme

► **To cite this version:**

Louis Bonhomme. Analyse des surcharges hydrologiques observées par géodésie spatiale avec l’outil Multi Singular Spectrum Analysis. Sciences de l’ingénieur [physics]. 2020. dumas-03035549

**HAL Id: dumas-03035549**

**<https://dumas.ccsd.cnrs.fr/dumas-03035549v1>**

Submitted on 2 Dec 2020

**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.

**CONSERVATOIRE NATIONAL DES ARTS ET METIERS**  
**ECOLE SUPERIEURE DES GEOMETRES ET TOPOGRAPHES**

---

**MEMOIRE**

**présenté en vue d'obtenir**

**le DIPLOME D'INGENIEUR CNAM**

**SPECIALITE : Géomètre et Topographe**

**par**

**Louis BONHOMME**

---

Analyse des surcharges hydrologiques observées par géodésie spatiale avec  
l'outil Multi Singular Spectrum Analysis

**Soutenu le 9 Septembre 2020**

---

**JURY**

**Stéphane DURAND**  
**Joëlle NICOLAS DUROY**  
**Jérôme VERDUN**  
**José CALI**

**Président du jury**  
**Maître de stage**  
**Maître de stage**  
**Enseignant référent**

## Remerciements

Ce travail de fin d'études vient clôturer mon cycle d'ingénieur de l'ESGT et ceci d'une façon très particulière. Je tiens particulièrement à remercier mes professeurs et maîtres de stage, Joëlle NICOLAS et Jérôme VERDUN. Leur soutien, leur investissement, leur patience et la gentillesse qu'ils ont pu m'apporter pendant ces 5 mois dans des conditions de télétravail, ont été pour moi, d'une grande richesse.

Je remercie également José CALI mon professeur référent, mais aussi Frédéric DURAND pour son aide précieuse dans le domaine de l'informatique et sa volonté de m'intégrer pleinement dans le laboratoire Géomatique & Foncier.

Je remercie également Jean-Paul BOY pour l'aide qu'il m'a apporté concernant les différents modèles que j'ai pu utiliser dans ce Mémoire.

Je remercie mes camarades et amis pour leur présence pendant ces quelques semaines dans la salle T0, mais aussi pour leur intérêt et soutien même à distance.

Enfin, je remercie ma famille et ma conjointe Isaure, qui ont toujours été là pour m'aider en portant un grand intérêt à mon sujet de recherche.

## Liste des abréviations

AR : AutoRégressif

AS : Amérique du Sud

CRMS : Centered Root Mean Square

DSP : Densité Spectrale de Puissance

EOST : École et Observatoire des Sciences de la Terre

ESGT : École Supérieure d'ingénieurs Géomètres et Topographes

GeF : Géomatique et Foncier

GLDAS : Global Land Data Assimilation System

GMT : Generic Mapping Tools

GPS : Global Positioning System

GRACE : Gravity Recovery And Climate Experiment

ITRF : International Terrestrial Reference Frame

MSSA : Multichannel/Multi Singular Spectrum Analysis

NGL : Nevada Geodetic Laboratory

PC : Principal Component

PPP : Precise Point Positioning

RMS : Root Mean Square

SSA : Singular Spectrum Analysis

SVD : Singular Value Decomposition

TFE : Travail de Fin d'Études

3D : 3 Dimensions

# Table des matières

Remerciements .....	2
Liste des abréviations .....	3
Table des matières .....	4
Introduction.....	6
<b>I    PRESENTATION DES DONNEES ET DE LA ZONE D’ETUDE .....</b>	<b>9</b>
I.1   LA ZONE D’ETUDE .....	9
I.2   LES DONNEES .....	10
I.2.1   Les effets de surcharge.....	10
I.2.1.1    Les surcharges océaniques.....	11
I.2.1.2    Les surcharges atmosphériques.....	12
I.2.1.3    Les surcharges hydrologiques.....	12
I.2.2   Les séries temporelles utilisées .....	14
I.2.2.1    Les séries GPS.....	14
I.2.2.2    Les séries GRACE.....	15
I.2.3   Les modèles géodynamiques de surcharge .....	16
<b>II   METHODE ET OUTILS D’ANALYSE DES SERIES TEMPORELLES .....</b>	<b>18</b>
II.1   L’OUTIL SSA .....	18
II.2   LA MSSA .....	19
II.3   LE DIAGRAMME DE TAYLOR : APPLICATION A LA GEODESIE SPATIALE .....	22
II.3.1   Principe du diagramme .....	22
II.3.2   Interprétation du diagramme .....	23
II.4   OUTIL D’ANALYSE SPECTRALE .....	24
II.4.1   Périodogramme de Welch.....	25
II.4.2   Périodogramme de Lomb-Scargle.....	26
<b>III   VALIDATION DES OUTILS .....</b>	<b>27</b>
III.1   CHOIX DE M .....	28
III.2   CORRECTION DES TROUS DE SERIES TEMPORELLES GPS .....	30
III.3   CORRECTION DES SAUTS DE SERIES TEMPORELLES GPS .....	32
III.3.1   Détermination des sauts.....	32
III.3.2   Correction des sauts avec HECTOR.....	32
III.4   SEPARABILITE DES SIGNAUX.....	33
III.4.1   Détection des fréquences proches.....	34
III.4.2   Détection des composantes en fonction des amplitudes .....	35

<b>IV</b>	<b>APPLICATION DE L'OUTIL MSSA EN AMERIQUE DU SUD .....</b>	<b>37</b>
IV.1	CHOIX ET VALIDATION DES STATIONS.....	37
IV.2	LES COMPARAISONS DE MODELES.....	38
IV.3	APPLICATION DES OUTILS.....	39
<b>V</b>	<b>ANALYSE DES SURCHARGES HYDROLOGIQUES .....</b>	<b>40</b>
V.1	ANALYSE GLOBALE.....	40
V.1.1	La contribution des modèles hydrologiques river .....	40
V.1.2	La corrélation entre modèles et les séries GPS .....	42
V.1.3	Exemple de validation des modèles : Station ROJI.....	43
V.1.4	Exemple de non validation des modèles : Station MA02 .....	44
V.2	ANALYSE PAR BASSIN VERSANT .....	45
V.2.1	Bassin Amazonien .....	46
V.2.2	Bassin du Rio Paraná.....	47
V.2.3	Comparaison des deux bassins versants .....	48
V.3	SURESTIMATION DES MODELES HYDROLOGIQUES.....	49
	Conclusion .....	51
	Bibliographie.....	53
	Table des annexes.....	57
	Annexe1 Résumé des tests du processus MSSA sur un signal synthétique .....	58
	Annexe 2 Organigramme du programme MSSA.....	59
	Annexe 3 Impact du modèle river sur les amplitudes des surcharges pour les harmoniques annuelles des positions horizontales .....	60
	Annexe 4 Impact du modèle river sur les amplitudes des surcharges pour l'harmonique semi-annuelle de la position verticale .....	61
	Annexe 5 Harmoniques annuelles de la station ROJI .....	62
	Annexe 6 Diagramme de Taylor harmonique semi-annuelle de la position verticale de la station ROJI.....	63
	Annexe 7 Périodogrammes Lomb-Scargle des harmoniques semi-annuelles de la station ROJI .....	64
	Annexe 8 Harmoniques annuelles de la station MA02 .....	65
	Annexe 9 Diagramme de Taylor de l'harmonique semi-annuelle position verticale de la station MA02 .....	66
	Annexe 10 Diagramme de Taylor harmonique semi-annuelle position verticale du bassin Amazonien.....	67
	Annexe 11 Diagramme de Taylor harmonique semi-annuelle position verticale du bassin du Rio Paraná.....	68
	Annexe 12 Diagramme de Taylor harmonique semi-annuelle de la position verticale de la station MAPA..	69
	Liste des Figures .....	70
	Liste des Tableaux.....	71

# Introduction

Le laboratoire Géomatique et Foncier (GeF) du Conservatoire National des Arts et Métiers (EA 4630 CNAM), situé à l'École Supérieure d'ingénieurs Géomètres et Topographes (ESGT), mène des recherches en géodésie appliquées à la mesure de déformations d'origine géophysique. Aujourd'hui, la précision millimétrique des mesures de géodésie spatiale telle que le GPS rend possible l'étude de phénomènes géodynamiques de plus en plus fins. Le développement de ces outils permet notamment de mesurer et de visualiser les mouvements de la croûte terrestre.

Parmi ces mouvements figurent les effets de surcharge qui sont en général de l'ordre de quelques millimètres mais peuvent atteindre plusieurs centimètres d'amplitude dans certaines zones géographiques. Ces surcharges sont causées par la redistribution des masses environnementales sur la Terre et sont classées dans trois grandes catégories : les surcharges océaniques, atmosphériques et hydrologiques. Les déformations dues aux surcharges sont liées à différentes temporalités qui peuvent être décomposées en phénomènes périodiques (annuels, interannuels, semi-annuels, diurnes, ...), ponctuels tels que les tempêtes ou les inondations et les phénomènes à long terme.

Afin d'étudier les déformations de la croûte terrestre liées aux effets de surcharge, il est nécessaire de disposer de séries temporelles de positionnement suffisamment précises sur une longue période. La technique GPS permet de disposer de telles séries sur un nombre important de sites dans le monde. Le laboratoire de Géodésie du Nevada (NGL) ([geodesy.unr.edu/index.php](http://geodesy.unr.edu/index.php)) permet d'avoir accès à plusieurs centaines de séries temporelles de positionnement de stations GPS permanentes. Ces mesures peuvent être complétées à plus grande échelle spatiale par les observations des changements de masses de surfaces d'eau obtenues avec les missions de gravimétrie spatiale GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) et GRACE-FO (GRACE-Follow On) (LUTHCKE et al, 2013 ; LOOMIS & LUTHCKE, 2017).

En 2018, A. BERTHIER, étudiant de l'ESGT, a développé un outil de calcul MSSA (Multi Singular Spectrum Analysis) sur Python. Il a retranscrit l'outil créé par A. ASRI en 2014 sur Matlab et amélioré ce dernier lui permettant de traiter les trois composantes East, North, Up simultanément et d'automatiser les calculs. Cependant, le programme possédait quelques limites, notamment dans la gestion des sauts de séries temporelles et il nécessitait

une validation globale grâce à des séries synthétiques. De plus, un nouvel outil d'analyse des résultats a été adapté et appliqué à la géodésie spatiale ; celui-ci utilise le diagramme de Taylor (TAYLOR, 2001) permettant de visualiser graphiquement, entre autres, la corrélation entre les séries temporelles GPS et les modèles géodynamiques de surcharge.

L'utilisation de l'outil MSSA permet de séparer les sources et comparer les observations aux déformations prédites par les modèles géodynamiques. Le diagramme de Taylor quant à lui permet une visualisation plus claire des résultats. Cependant, nous avons besoin de valider complètement ces différents outils. Ils pourront ainsi être utilisés pour l'analyse conjointe des signaux environnementaux issus des observations, des modèles et pour la caractérisation des déformations d'origine géophysique.

Il existe des modèles de surcharge liés à différentes bases de données environnementales, mais ces derniers sont incomplets. En particulier, ces modèles ne prennent pas en compte les effets liés à la surcharge des rivières ce qui engendre des lacunes de modélisation notamment en Amérique du Sud. Les recherches actuelles requièrent la validation de nouveaux modèles de déformations qui prennent en compte les différentes sources de redistribution des masses sur Terre. Ces nouveaux modèles dont nous disposons ont été calculés par J-P BOY, chercheur à l'EOST (École et Observatoire des Sciences de la Terre) située à Strasbourg. Ils prennent en compte la contribution des grands fleuves d'Amérique du Sud là où près de la moitié de l'amplitude du signal annuel observé n'est pas expliquée par les modèles classiques. Cette constatation suggère une contribution importante des fleuves et des rivières. L'importance des nouveaux modèles a été démontrée par NICOLAS et al., (2017) et par BERTHIER (2018). Ces résultats étaient prometteurs avec l'utilisation d'un petit nombre de stations. Cependant, il convient à présent de valider définitivement ces modèles et quantifier leur apport en travaillant sur un nombre conséquent de stations.

Un des objectifs du TFE (Travail de Fin d'Études) est l'amélioration du processus de traitement. Ceci passera par l'amélioration globale du processus MSSA, la correction des sauts dans les séries temporelles mais aussi de l'utilisation d'une méthode adaptée d'analyse spectrale. Ces améliorations permettront notamment d'automatiser les calculs sur un très grand nombre de sites (plus de 100) dans la zone d'étude. Il sera alors possible de comparer différentes régions où les phénomènes géophysiques sont différents et ainsi de comprendre si le climat, la topographie ou la distance à la rivière influencent ces phénomènes. Nous



pourrons ainsi réaliser des analyses spatiales afin de mieux comprendre et valider les déformations prédites.

Dans ce mémoire, j'ai établi une trame me permettant de répondre aux objectifs du TFE. Dans un premier temps, nous exposerons les données utilisées ainsi que la zone d'étude, puis nous décrirons d'une façon générale les outils de MSSA et d'analyse. Ensuite, nous validerons ces outils avec une série synthétique afin de pouvoir les appliquer sur zone d'étude, objet de la quatrième partie. Enfin, une analyse spatiale et statistique des phénomènes de surcharge hydrologique sera réalisée grâce aux recherches effectuées et aux différents outils développés et validés dans le mémoire.

# I Présentation des données et de la zone d'étude

## I.1 La zone d'étude

La zone d'étude est située en Amérique du Sud, plus précisément autour des bassins hydrologiques des 3 plus grands fleuves du continent (Amazone, Orénoque, Rio Paraná). Ces trois bassins représentent une grande partie du continent Sud-Américain (56%), se situant sur plusieurs pays comme le Brésil, la Bolivie, le Paraguay, le Pérou, la Colombie, le Venezuela et l'Argentine (Figure 1).

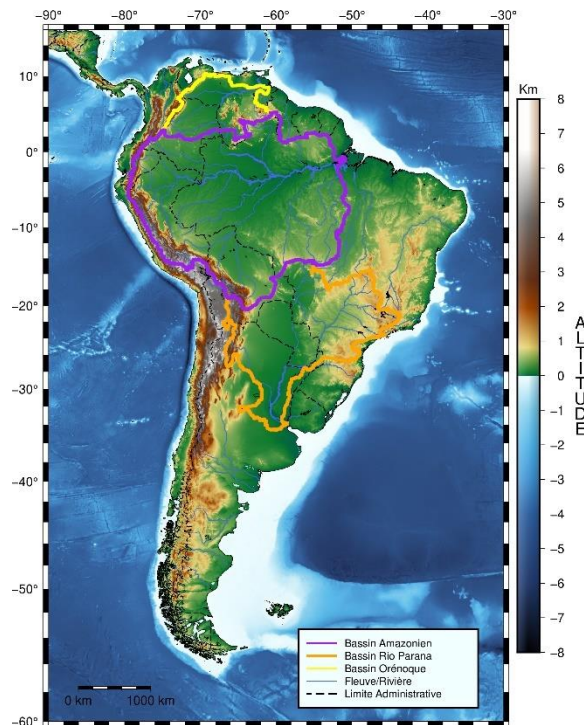


Figure 1 : Carte du continent Sud-Américain avec les trois principaux bassins versants (AQUASTATS, 2011 ; ETOPO1 Amante et al., 2008)

C'est une région du monde où les effets de surcharge sur la croûte terrestre sont les plus importants. Le bassin Amazonien, le plus grand bassin versant du monde, est effectivement la zone la plus impactée par les phénomènes de surcharge hydrologique. Par exemple, pour la station POVE (Porto Velho, Brésil), l'amplitude de la composante harmonique annuelle de la position verticale est de l'ordre de 10 mm. Nous avons encore beaucoup de difficultés à modéliser le mouvement de la croûte car les modèles hydrologiques ne sont pas suffisamment affinés. Il est donc nécessaire de confronter les séries temporelles GPS et les modèles adaptés à cette région du monde. Or, presque la moitié du signal vertical ne peut pas être expliqué par la combinaison des modèles de surcharge non maréales océaniques, hydrologiques et atmosphériques (NICOLAS et al. 2017). Considérant les variations importantes du niveau des rivières/fleuves dans cette région (ex. plus de 12 m à Manaus),

nous pouvons penser qu'une grande partie du mouvement de la croûte provient de la contribution des rivières et des lacs. Cette contribution hydrologique est très variable puisque qu'elle provient de phénomènes climatiques qui peuvent être sensiblement différents d'une année sur l'autre. Une zone d'étude aussi vaste que le bassin Amazonien contient plusieurs régions climatiques différentes. La saisonnalité va jouer un rôle très important observable dans les surcharges dues aux différentes saisons et notamment par la différence de précipitations entre la saison des pluies et la saison sèche. Les eaux de surfaces (rivières, lacs) et les eaux souterraines (nappes phréatiques) vont donc exercer une force qui conduit à la flexion de la croûte.

La zone concernée est soumise à des précipitations très variables d'une année sur l'autre ce qui peut engendrer des déficits ou surplus d'eaux. Cette variabilité est essentiellement causée par le couplage océan/atmosphère qui crée des interférences entre la circulation atmosphérique tropicale et l'action de l'océan sur l'atmosphère (MICHOT, 2017). Le bassin Amazonien illustre parfaitement ce phénomène : le cumul des précipitations peut ne pas dépasser 500 mm pendant la saison sèche ou au contraire atteindre les 6000 mm pendant la saison des pluies. L'analyse des séries temporelles de positionnement mesurées à la surface de la Terre par GPS et des variations du champ de gravité mesurées par la mission de gravimétrie spatiale GRACE converties en déformation de la croûte, ainsi que les déformations prédites par des modèles géodynamiques permettront de déterminer la contribution des rivières dans les effets de surcharge. L'analyse de ces données permettra une meilleure compréhension des surcharges dans cette zone, par l'évaluation de la contribution de chaque modèle à la déformation. En outre, cette analyse permettra dans le même temps la validation des modèles avant une éventuelle intégration dans les logiciels de traitement de données GPS.

## **I.2 Les données**

Avant de présenter les données utilisées pour étudier les effets de surcharge, une première section définit plus en détail les différents effets et leurs origines.

### **I.2.1 Les effets de surcharge**

La Terre est en permanence soumise à des déformations ayant différentes origines. Dans ce mémoire, seules les déformations liées aux effets de surcharge seront considérées. En effet, il y existe notamment la tectonique des plaques, les volcans, glissements de terrain, rebond postglaciaire (Glacial Isostatic Adjustment) qui induisent des déformations de

différentes amplitudes à différentes échelles spatio-temporelles (Figure 2). Les déformations liées aux effets de surcharge correspondent à des forces extérieures s’appliquant sur la croûte terrestre. Elles sont dues à la redistribution des masses environnementales sur Terre. On dénombre trois contributions créant des effets de surcharge : les effets liés à l’atmosphère, ceux liés à l’océan et enfin l’hydrologie continentale. Les effets dynamiques et géométriques par action du poids des masses d’eau de l’océan hors-marée sont inclus dans les surcharges océaniques. La redistribution des eaux souterraines ou de surfaces constituent la surcharge hydrologique. La pression atmosphérique, quant à elle, va se traduire par une surcharge atmosphérique.

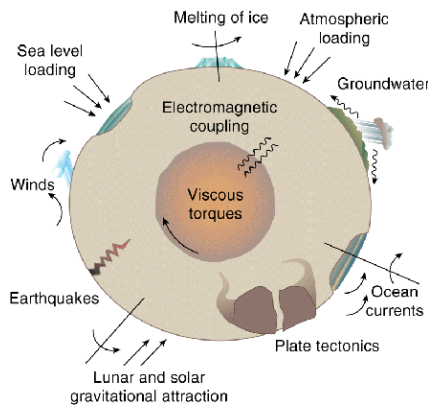


Figure 2 : Ensemble des phénomènes affectant la croûte terrestre (LAMBECK, 1980)

### I.2.1.1 Les surcharges océaniques

Les masses d’eau qui se déplacent dans les océans sont à l’origine d’une déformation périodique ou non de la croûte terrestre qui se propage à l’intérieur du continent par flexion, c’est l’effet de surcharge océanique (HEIMLICH et al., 2014). Ces effets sont essentiellement causés par les marées océaniques correspondant aux oscillations du niveau de la mer. Les marées ont une structure assez simple et sont bien modélisées. C’est pourquoi, elles sont corrigées dans les séries GPS que nous utilisons (VAN DAM et al., 2012). Cependant, les déformations terrestres non liées à la marée ne sont pas corrigées. Les surcharges océaniques non liées aux marées sont des variations de masses d’eau induites par les océans qui agissent sur l’écorce terrestre, celle-ci subissant alors des mouvements essentiellement verticaux (Figure 3). Les stations côtières proches des baies sont les plus impactées par cet effet. A l’inverse, les stations éloignées des côtes sont beaucoup moins soumises à la déformation. Les mouvements les plus importants de la croûte terrestre peuvent dépasser les 10 mm dans certaines parties du monde, en mer du Nord par exemple (Figure 3). À l’intérieur des terres la dispersion est de 1 mm maximum et le déplacement ne

dépasse pas 3 mm (VAN DAM et al., 2012). Dans le cas de l'Amérique du Sud, notre zone d'étude est faiblement impactée par l'effet océanique.

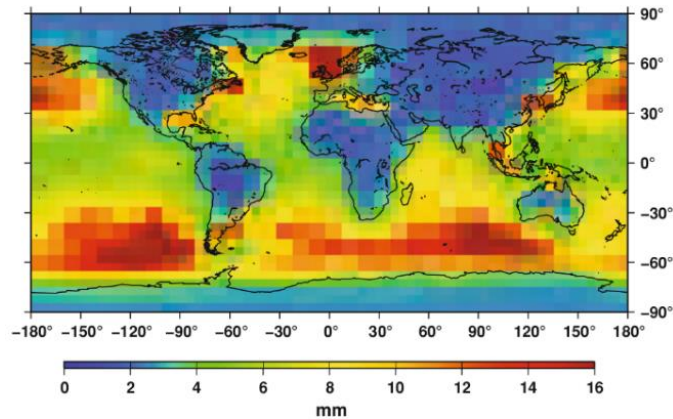


Figure 3 : Déplacement vertical maximum de surface prédit par Ocean Bottom Pressure (OBP) tous les 2.5° (VAN DAM et al., 2012)

### I.2.1.2 Les surcharges atmosphériques

L'atmosphère constitue le deuxième réservoir d'eau après l'océan. La surcharge atmosphérique est causée par les variations de la pression atmosphérique. La redistribution des masses d'air dues à la circulation atmosphérique peut causer une déformation de surcharge sur la croûte terrestre. Celle-ci peut atteindre 20 mm pour la composante verticale et 3 mm pour la composante horizontale (PETROV et BOY, 2004). Les périodes principales associées au modèle atmosphérique sont diurnes, hebdomadaires, semi-annuelles et annuelles. Les déplacements sont plus importants dans les zones de latitude élevée et pendant l'hiver. La zone qui est la plus impactée par cette surcharge se trouve en Russie d'après DACH et al. (2011). Les régions plus proches des pôles subissent plus de changements de pression et de température et sont beaucoup plus impactées par la surcharge atmosphérique, contrairement aux régions équatoriales, où la température reste constante toute l'année. En ce qui concerne notre zone d'étude, nous nous attendons à visualiser des différences vis-à-vis de cette déformation compte tenu de l'amplitude des latitudes et des différences d'altitudes en Amérique du Sud.

### I.2.1.3 Les surcharges hydrologiques

Les eaux continentales, troisième réservoir d'eau, se composent essentiellement des eaux de surfaces (rivières, lacs, humidité du sol), des nappes phréatiques, de la neige et des glaciers. Au cours du temps, en fonction des saisons et de l'action du soleil sur le sol, les masses d'eaux présentes sur terre se redistribuent. Il y a une variation du bilan entre les précipitations (pluie, neige), le ruissellement et l'évapotranspiration. Cela a pour

conséquence de créer une flexion de la croûte plus ou moins grande en fonction des régions du monde (COLLILLIEUX, 2008). Le déplacement de ces eaux continentales provoque des déformations annuelles (VAN DAM et al, 2001) avec des dispersions sur la position pouvant aller jusqu'à 8 mm. La période du cycle hydrologique est généralement d'un an, puisque liée principalement à l'énergie solaire. Cependant, d'autres facteurs peuvent modifier les variations hydrologiques. Les événements épisodiques comme les tempêtes, vont créer des variations de masses qui se répercutent sur les signaux GPS ou GRACE. Les différents régimes climatiques sont aussi une des causes des différences de masses. La présence d'une chaîne de montagne, d'importants bassins fluviaux ou de réserves d'eau douce va entraîner une différenciation des effets de surcharge d'une zone à l'autre. Ces réservoirs d'eau vont être plus ou moins importants selon la région, le climat ou la topographie des lieux. En influant sur les hauteurs d'eau des rivières, les précipitations vont jouer un rôle important sur les surcharges (CORBEAU, 2015). Dans les zones où le phénomène hydrologique est moindre, lorsque l'on ne prend pas en compte les effets des eaux de surfaces et de leur circulation, nous observons une meilleure corrélation des données et des modèles (ex : Brasilia, Brésil) (CORBEAU,2015). Ainsi, il est nécessaire d'avoir des modèles hydrologiques qui prennent en compte les données des fleuves et des lacs. La Figure 4 montre la comparaison entre le signal GPS et la somme de différents modèles de surcharge sans la contribution des rivières et des lacs (ATMMO + GLDAS)<sup>1</sup> pour la station POVE. La totalité du signal GPS n'est pas expliquée par les modèles classiques des effets de surcharge, il manque une partie du signal qui n'est pas comprise dans ces derniers.

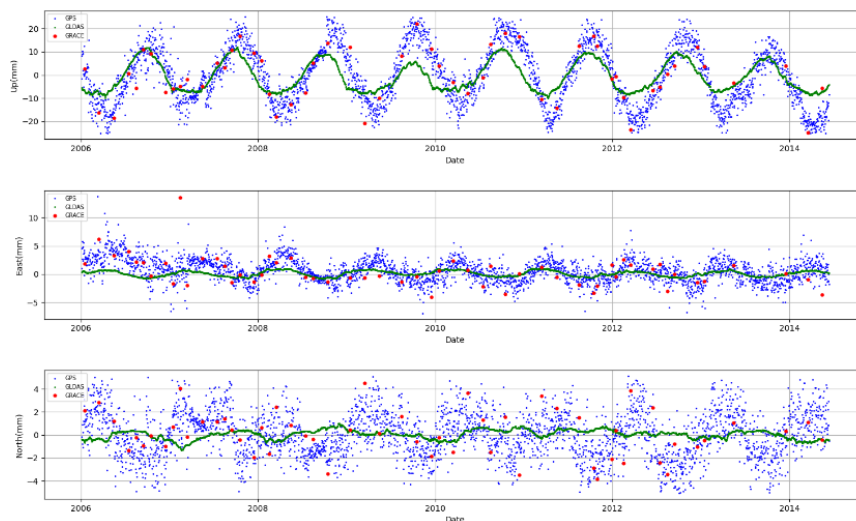


Figure 4 : Extrait de la série temporelle de la station POVE des signaux observés par GPS (bleu) et GRACE (rouge) et modélisés par la somme des effets de surcharge (ATMMO+GLDAS)

<sup>1</sup> Les modèles sont décrits en § I.2.3

Pour pallier ce problème, J-P BOY a créé des nouveaux modèles qui prennent en compte l'eau des rivières et des lacs, ces derniers pouvant être combinés aux modèles continentaux classiques afin d'obtenir une version plus complète. De manière générale, lorsque les rivières et les lacs ne sont pas pris en compte, de grandes différences entre ces modèles et les observations GPS sont constatées (BERTHIER et al., 2018). BERTHIER (2018) a démontré l'importance de la prise en compte de cette nouvelle contribution dans les modèles continentaux. Celle-ci améliore l'écart quadratique moyen des différences (CRMS) entre les valeurs des déplacements calculées par les modèles et déterminées à partir de mesures GPS. Cette amélioration est plus significative lorsque l'on se situe proche d'un fleuve important dans une zone très humide.

## **I.2.2 Les séries temporelles utilisées**

### **I.2.2.1 Les séries GPS**

Nous utilisons des séries temporelles journalières de positionnement à trois composantes East, North et Up, calculées grâce à la méthode PPP (Précise Point Positioning) par (BLEWITT et al., 2018) et disponibles sur le site du NGL<sup>2</sup>. Ces séries sont exprimées dans le repère tridimensionnel de référence ITRF2014 (International Terrestrial Reference Frame 2014) (ALTAMIMI et al., 2016). L'incertitude sur le positionnement s'élève respectivement à 1 mm pour les composantes planimétriques et de 3 mm pour la composante verticale.

Avant d'utiliser ces séries temporelles, quelques précautions sont nécessaires. En effet, les séries peuvent comporter des sauts ou des trous. Les sauts peuvent être causés par des phénomènes ponctuels, comme les séismes ou les phénomènes climatiques tels que les inondations ou les tempêtes ou par un changement de matériel (antenne, récepteur). Un trou est une absence de mesure dans un certain laps de temps. L'outil MSSA développé avant cette étude, comporte une partie permettant de combler les trous de mesures. Cependant, la correction des sauts dans les séries temporelles n'est pas réalisée. Or, il s'avère que cette étape est essentielle puisqu'un saut peut fausser l'estimation des termes périodiques ou de la pente et donc l'accord ou non avec les modèles.

---

<sup>2</sup> [geodesy.unr.edu/index.php](http://geodesy.unr.edu/index.php)

### I.2.2.2 Les séries GRACE

Les missions de gravimétrie spatiale GRACE et GRACE-FO donnent accès à des mesures complémentaires à grande échelle spatiale. Ces missions permettent de disposer de séries temporelles du champ de gravité de la Terre avec une résolution spatiale de quelques centaines de kilomètres et une résolution temporelle mensuelle. Elles peuvent être converties en termes de hauteur équivalente d'eau à la surface de la Terre et en déformations de la croûte terrestre en 3D (Figure 5). Les analyses gravimétriques des séries temporelles issues de GRACE permettent de mettre en évidence les déformations causées par les variations de pression des masses d'eau (FU et al., 2013). Une des plus grandes contributions à la variabilité gravimétrique observée avec GRACE est directement liée au stock d'eau continentale (PREVOST, 2019). Très intéressante pour notre étude, cette contribution permet de connaître la variation du stock d'eau continentale et l'échelle des données permettra de mettre en évidence des phénomènes de surcharge sur de grandes zones comme les différents bassins hydrologiques d'Amérique du Sud.

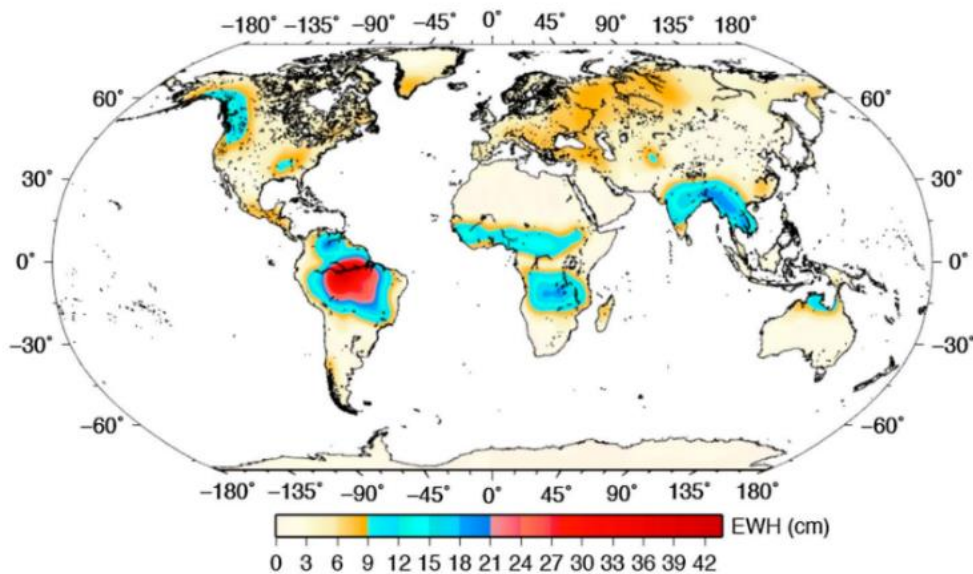


Figure 5 : Amplitude de la variation de masse saisonnière globale en termes de hauteur d'eau équivalente mesurée par GRACE (FU et al. 2013)

Les données issues de GRACE permettront ainsi de compléter les données des séries GPS. Elles seront particulièrement intéressantes lorsqu'elles seront comparées à des modèles hydrologiques de surface comme le modèle GLDAS/Noah. Dans notre étude nous utilisons les solutions « mascons » de surface  $1^\circ \times 1^\circ$ , développées par la NASA Goddard Space Flight Center (GSFC) de Janvier 2003 à Juillet 2016<sup>3</sup> (LUTHCKE et al, 2013 ; LOOMIS &

<sup>3</sup> <https://earth.gsfc.nasa.gov/geo/data/grace-mascons>



LUTHCKE, 2017). Un mascon (mass concentration) représente un excès ou un manque de masse surfacique par rapport au champ de gravité moyen a priori dans une région prédéfinie, directement inversé d'après les mesures GRACE (CARABAJAL et BOY, 2020).

### I.2.3 Les modèles géodynamiques de surcharge

Nous disposons de différents modèles géodynamiques pour calculer les déformations induites par ces effets de surcharge. Les modèles géophysiques de déplacement tridimensionnel utilisés ici ont été créés en utilisant les données globales géophysiques de fluides convoluées avec les fonctions de Green (FARELL, 1972). Les différents modèles cités ci-après sont calculés et fournis par J.-P. BOY et sont disponibles sur le site de l'EOST - loading service<sup>4</sup>. Pour mon étude nous utiliserons plusieurs modèles de surcharge adaptés à celle-ci décrits ci-après :

- ATMMO : Représente les modèles atmosphérique et océanique (Figure 6, gauche). Il est issu de la combinaison de la contribution de l'atmosphère et de l'océan hors-marée. La surcharge liée à l'atmosphère est déterminée en utilisant le modèle ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecasts). L'effet de l'océan est basé sur la réponse barotrope de la pression du vent utilisant le modèle TUGO-m (CARABAJAL et BOY, 2020) ;
- GLDAS/Noah : Le modèle Global Land Data Assimilation System Noah concerne la surcharge hydrologique (Figure 6, droite). Il prend en compte l'état des eaux de surfaces terrestres qui contient : les précipitations (pluie, neige) et l'humidité du sol ;
- MERRA/land : Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications - land. Représente le modèle hydrologique (hors-rivière et lac) mais avec différentes données environnementales.

Dans le cadre de notre étude, nous utilisons également les contributions des rivières calculées par Jean-Paul BOY :

- MERRA/river : Représente l'effet de surcharge hydrologique de trois rivières principales d'Amérique du Sud (Amazone, Orénoque, Rio Paraná) ;
- GLDAS/river : Représente le même effet que le modèle MERRA/river mais ne provenant pas de la même base de données environnementale (HAN et al., 2010).

---

<sup>4</sup> <http://loading.u-stasbg.fr>

Les différents modèles utilisés sont résumés dans la Tableau 1 ci-après.

Modèles	Échantillonnage	Résolution	Contribution
ATMMO	3 h	0.10 ° ou 0.25 °	Atmosphérique et Océanique
GLDAS/Noah	24 h	1 °	Hydrologique
MERRA/land	24 h	0.5 ° et 2/3 °	Hydrologique
GLDAS/river	24 h	0.5 °	Rivières et lacs
MERRA/river	24 h	0.5 °	Rivières et lacs
GRACE/mascon	30 j	1 °	Réserve d'eau

Tableau 1 : Récapitulatif des caractéristiques des modèles de surcharge

Les variations du stockage de l'eau des rivières peuvent être modélisées simplement en forçant le ruissellement du modèle hydrologique global. La vitesse d'écoulement est ensuite ajustée en utilisant l'altimétrie radar et des mesures de télédétection (BOY, 2015). Les modèles « river » doivent être additionnés à leur modèle hydrologique correspondant, pour obtenir un modèle plus complet qui pourra notamment être comparé avec les séries GRACE. La Figure 6 illustre les effets de surcharge atmosphérique et océanique (ATMMO) (gauche) et hydrologique (GLDAS/Noah) (droite). Nous observons que l'apport hydrologique est le plus important dans notre zone d'étude avec des surcharges pouvant atteindre 10 mm d'amplitude. La surcharge ATMMO quant à elle est beaucoup moins importante, inférieure à 5 mm.

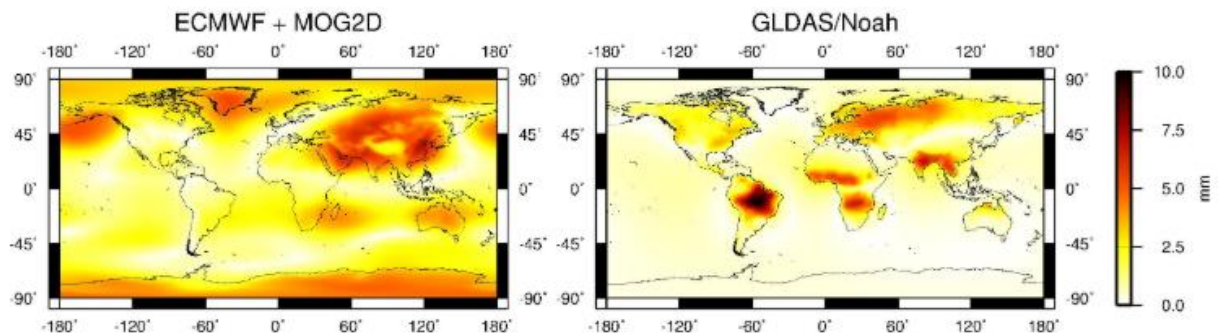


Figure 6 : Déplacement annuel vertical causé par l'atmosphère (ECMWF) et induite par l'océan (TUGO-m) surnommé ATMMO (gauche) et l'effet de surcharge hydrologique (GLDAS/Noah) (droite) <sup>5</sup>

Grâce à ces données nous allons pouvoir extraire les composantes saisonnières en utilisant l'outil MSSA que nous allons décrire dans la partie suivante.

<sup>5</sup> Source : loading.u-strasbg.fr

## II Méthode et outils d'analyse des séries temporelles

### II.1 L'outil SSA

L'outil SSA (Singular Spectrum Analysis) est une méthode de décomposition applicable sur des séries temporelles. Elle permet d'exprimer toute série temporelle en une somme de plusieurs composantes indépendantes et interprétables, représentant les composantes de saisonnalité (harmoniques) et la tendance (GRUSZCZYNSKA et al., 2016). Elle est utilisée dans plusieurs grands domaines comme la climatologie, l'océanologie, les mathématiques financières et la géophysique (GRUSZCZYNSKA et al., 2016). En Géodésie, la SSA a été utilisée dans un grand nombre de recherches récentes, notamment pour étudier les transferts de masses à la surface de la Terre (ex. CHEN et al. 2013, KLOS et al. 2017, GRUSZCZYNSKA et al. 2016 et 2018). Soit  $x$  un signal échantillonné aux instants  $k$  de sorte à former une série temporelle  $x(k), k = 1, 2, \dots, N$ . Les principales étapes de la méthode SSA sont données ci-après :

- Choix d'un retard de covariance  $M$  qui permet de tester la périodicité. Puis découpage du signal en morceaux de longueur  $M$  dans une matrice que l'on appelle  $D$  correspondant à :

$$D = \begin{bmatrix} x(1) & x(2) & \dots & x(M) \\ x(2) & x(3) & \dots & x(M+1) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ x(N-M+1) & x(N-M+2) & \dots & x(N) \end{bmatrix}$$

La matrice  $C$  dite d'auto-covariance de taille  $(M \times M)$  est ensuite obtenue en réalisant l'opération :

$$C = D^T \times D$$

- Étude des valeurs propres de la matrice. Tout d'abord, il faut déterminer les vecteurs propres de la matrice d'auto-covariance et les valeurs propres associées. Les valeurs propres isolées correspondent à une tendance, les valeurs propres proches représentent un signal périodique. Enfin, les valeurs propres petites vont représenter un bruit dans le signal. Les PC (Principal Component) sont déterminées en utilisant un périodogramme. Deux PC liées à la même fréquence ainsi que les vecteurs propres qui correspondent à ces PC sont identiques. Les PC sont obtenues avec la formule :

$$PC = D \times V_p$$

où  $V_p$  représente le vecteur propre.

- Projection de la série originale sur les vecteurs propres avec la matrice  $Z$  et reconstruction des composantes (RC) qui correspondent au système d'origine. Cette

étape permet de projeter les composantes principales dans le système d'origine, dans notre cas les composantes Est, Nord et Verticale.

avec :

$$Z = \begin{bmatrix} PC_1(1) & 0 & \dots & 0 \\ PC_1(2) & PC_1(1) & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ PC_1(N) & PC_1(N-1) & \dots & PC_1(N-M) \end{bmatrix} \dots \begin{bmatrix} PC_M(1) & 0 & \dots & 0 \\ PC_M(2) & PC_M(1) & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ PC_M(N) & PC_M(N-1) & \dots & PC_M(N-M) \end{bmatrix}$$

$$RC = Z \times V_p$$

La longueur de la fenêtre de covariance M est le seul paramètre dans l'étape de décomposition. Le retard de covariance va agir comme une fenêtre sur le signal (GRUSZCZYNSKA et al., 2016). Il doit donc être suffisamment long pour englober la période du signal recherchée. Le choix de M va définir la résolution spectrale de la méthode.

## II.2 La MSSA

La MSSA (Multi Singular Spectrum Analysis) est une méthode non-paramétrique qui est capable de déterminer simultanément la corrélation spatiale et temporelle dans le but d'analyser les dépendances entre toutes séries temporelles géodésiques (GRUSZCZYNSKA et al. 2018). La MSSA est basée sur le même principe que la SSA. Il s'agit de décomposer une série temporelle en composantes oscillatoires et en bruits. Mais la différence entre la MSSA et la SSA est que le signal d'entrée peut contenir plusieurs séries temporelles. La MSSA est décrite par GHIL et al. (2002) comme une combinaison de plusieurs SSA, avec certains avantages non négligeables décrits ci-après. La MSSA a été proposée par WALWER et al. (2016) pour les stations proches les unes des autres. Les auteurs décrivent la possibilité de modéliser les signaux saisonniers dans les séries GPS. L'avantage de la MSSA est qu'elle n'est pas autant affectée par le bruit que la SSA (GRUSZCZYNSKA et al. 2018). En effet, comme la MSSA tient compte des effets communs observés sur chaque composante East, North, Up, la méthode en devient plus robuste. Le principe qui différencie la MSSA de la SSA est donc que la matrice D n'est plus composée d'un seul signal mais de plusieurs signaux. La matrice D est définie par le nombre de signaux que l'on souhaite étudier et le retard de covariance M choisi. Dans notre cas, le nombre de lignes de la matrice D correspond au nombre de valeurs composant la série temporelle et le nombre de colonnes est égal au retard M multiplié par trois signaux L ayant le même nombre d'échantillons, ainsi :

$$D = [X Y Z]$$

avec :

$$X = \begin{bmatrix} x(1) & x(2) & \dots & x(M) \\ x(2) & x(3) & \dots & x(M+1) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ x(N-1) & x(N) & \dots & 0 \\ x(N) & 0 & \dots & 0 \end{bmatrix}$$

où  $N$  représente la taille du signal et  $M$  le retard de covariance.

Les matrices  $Y$  et  $Z$  sont de la même forme que  $X$ . Ensuite, comme pour la SSA, la matrice  $C$  de taille  $3M \times 3M$  est calculée en considérant  $L$  vecteurs propres de dimensions  $3M$  avec la formule :

$$C = D^T \times D$$

Nous déterminons les valeurs propres  $\text{Val}_p$  et les vecteurs propres  $V_p$  liés à la matrice d'auto-covariance  $C$ . La matrice des vecteurs propres est une matrice carrée de taille  $L \times M$ , où  $L$  est le nombre de signaux pris en compte. La Figure 7 illustre les valeurs propres de la série temporelle GPS de la station ROJI (Ji-Paraná, Brésil). Nous pouvons observer différentes grandeurs de valeurs propres qui permettent d'identifier les composantes du signal.

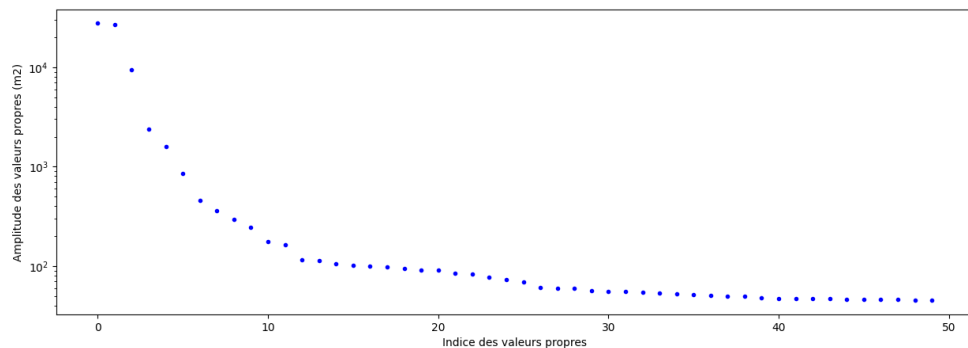


Figure 7 : Diagramme des 50 premières valeurs propres de la station GPS ROJI sur la composante verticale (échelle logarithmique)

Ensuite, les composantes principales (PC) sont calculées avec une projection des séries originales sur les vecteurs propres obtenus précédemment. Pour cela on utilise la formule ci-dessous :

$$PC = D \times V_p$$

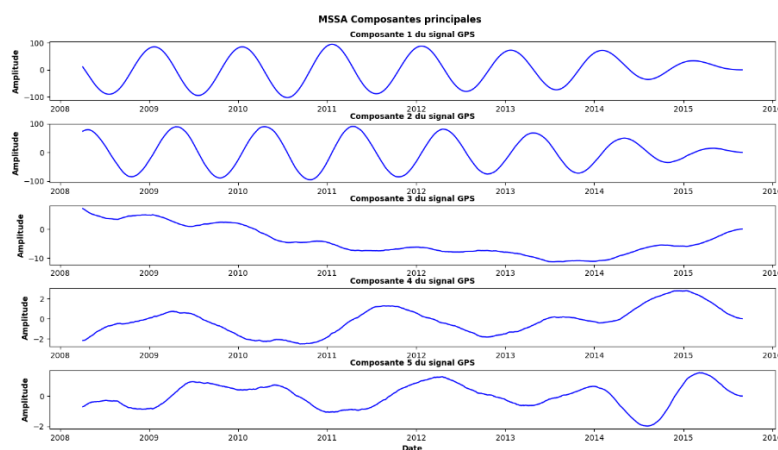


Figure 8 : Amplitudes des composantes principales (sans unité) de la composante verticale de la station GPS ROJI

Nous pouvons observer sur la Figure 8 les composantes principales pour la station GPS ROJI. Les deux premières composantes représentent un signal annuel, elles correspondent aux valeurs propres proches les plus élevées dans la Figure 7. Cependant, ces deux composantes étant identiques elles devront être sommées dans la suite des calculs. La reconstruction du signal d'origine est nécessaire afin d'obtenir des données comparables. En effet, il sera plus adapté de comparer les composantes East, North et Up des différentes séries. Pour cela, il faut dans un premier temps construire la matrice  $Z$  de taille  $N \times M$  qui contient les composantes principales auxquelles nous rajoutons le retard  $M$ .

Dans un second temps, il faut projeter les composantes sur les vecteurs propres pour toutes les composantes East, North, Up prises en compte dans le calcul avec :

$$RC_1(C) = Z_1 \times V_p(C)$$

avec  $RC_1(C)$  la composante 1 reprojétée dans une des composantes  $C$  : East, North, Up et  $V_p(C)$  comprend les lignes et colonnes de la matrice  $V_p$  dans la direction  $C$ . Enfin, pour reconstituer le signal d'origine, il faut faire la somme des composantes reprojétées (RC). Les composantes identiques sont ensuite ajoutées entre elles pour obtenir les RC complètes.

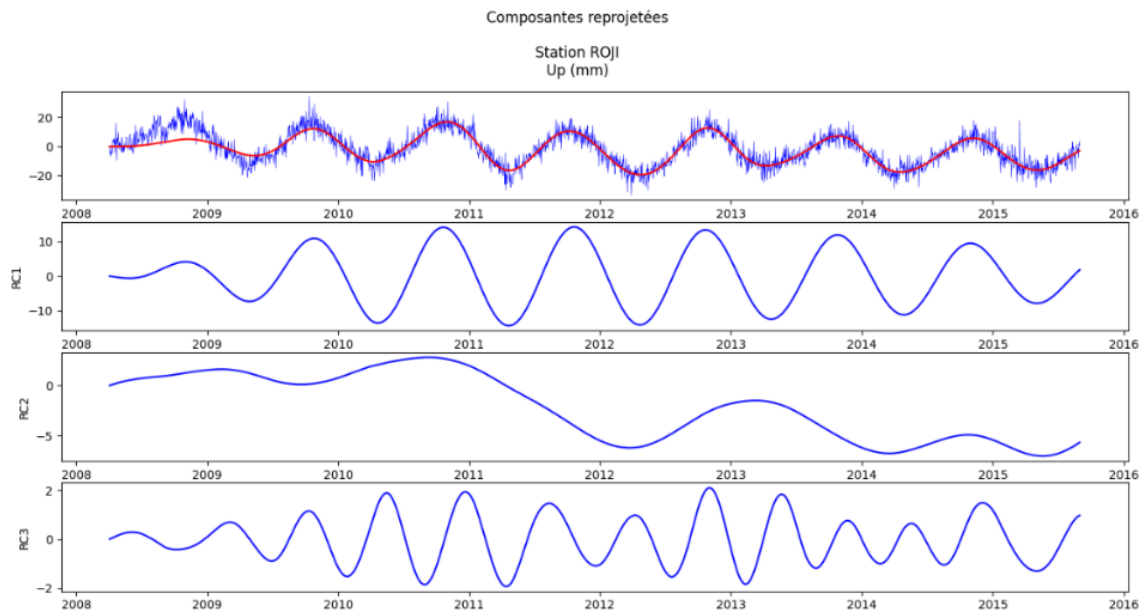


Figure 9 : Somme des 3 premières RC (en rouge) superposée à la série temporelle GPS d'origine (en bleu)

La Figure 9 montre la reconstruction du signal Up de la station ROJI en réalisant la somme de tous les RC (en rouge). Seules les 3 premières RC sont représentées car elles contribuent majoritairement au signal. Les RC les plus petites correspondent à du bruit ou à des signaux trop faibles pour être analysés car inférieurs à la précision du positionnement GPS.

## II.3 Le diagramme de Taylor : application à la géodésie spatiale

### II.3.1 Principe du diagramme

Pour analyser les résultats de la MSSA, nous utiliserons le diagramme de Taylor (TAYLOR, 2001). D'ores et déjà utilisé par BERTHIER (2018), ce diagramme permet d'obtenir un résultat synthétique qui facilite l'interprétation visuelle. Il permet de visualiser de façon claire des comparaisons entre les différents signaux. L'avantage de cette représentation est de regrouper plusieurs informations sur le même graphique. Le diagramme représente à la fois les corrélations, les écart-types par rapport à une donnée de référence et le CRMS (Centered Root Mean Square). Bien que d'usage courant en météorologie et en climatologie, les diagrammes de Taylor ont rarement été utilisés en géodésie spatiale et plus précisément dans l'étude des effets de surcharge.

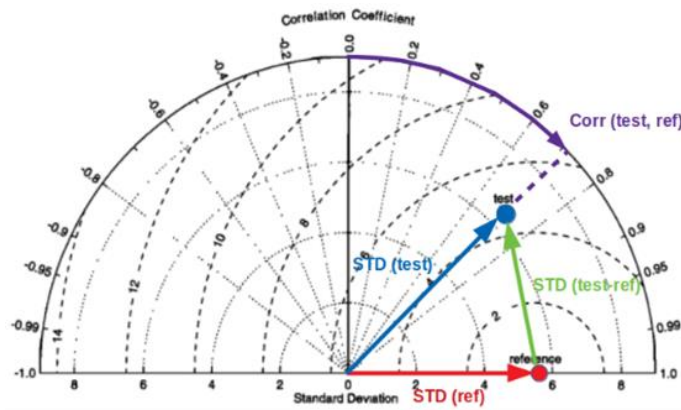


Figure 10 : Diagramme de Taylor (Source : Taylor, 2001)

Afin d'interpréter au mieux l'outil, il convient d'en comprendre son fonctionnement (Figure 10). Premièrement, les écart-types se lisent de manière polaire. Ainsi, pour les lire il faut projeter le point sur l'axe horizontal en suivant les arcs de cercles pointillés (Flèche bleue). Deuxièmement, la corrélation entre la référence et l'observation se lit sur l'arc de cercle extérieur. Ainsi, plus un point est proche de l'axe horizontal, plus l'observation est corrélée, ou anti-corrélée dans le sens inverse des aiguilles d'une montre (Flèche pourpre). Enfin, le diagramme permet de lire le CRMS. Il correspond à la somme quadratique des différences entre la référence et la donnée observée. Le CRMS peut aussi être défini comme l'écart-type de la différence entre l'observation et la référence, il est défini par :

$$E' = \left\{ \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N [(f_n - \bar{f}) - (r_n - \bar{r})]^2 \right\}^{1/2}$$

où  $f_n$  et  $r_n$  sont deux séries mesurées en  $N$  points discrets ( $n = 1, 2, \dots, N$ ),  $\bar{f}$  et  $\bar{r}$  leurs moyennes respectives et  $E'$  correspond au CRMS.

Le CRMS se lit grâce aux arcs de cercles concentriques qui démarrent à la valeur zéro sur la référence (flèche verte). Les différentes quantités statistiques sont liées par la formule :

$$E'^2 = \sigma_f^2 + \sigma_r^2 - 2\sigma_f\sigma_r R$$

où  $R$  est le cosinus de l'angle polaire,  $E'$  le CRMS,  $\sigma_f$  l'écart-type test,  $\sigma_r$  l'écart-type de référence.

### II.3.2 Interprétation du diagramme

Afin de mieux comprendre le fonctionnement du diagramme de Taylor, nous allons réaliser une série de tests sur des séries temporelles relativement simples. Dans un premier temps, nous modélisons une série de référence représentant un cosinus, puis trois modèles en déphasage avec la référence sont créés. Le premier modèle correspond à la fonction  $\cos(x + 1)$ , la seconde à  $1.5 \times \cos(x + 1)$  et la dernière fonction à  $0.5 \times \cos(x + 1)$ . Les trois modèles ont donc des phases identiques et des amplitudes différentes. La Figure 11 représente la corrélation entre les modèles synthétiques et la série de référence. Nous remarquons que les trois modèles en phase ont le même angle polaire sur le diagramme de Taylor. Cela explique que ces derniers ont la même corrélation par rapport à la série de référence. En général, plus les modèles sont en phases avec la référence, plus le point sera proche de l'axe horizontal. Ensuite, nous observons que le modèle 2 a un écart-type équivalent par rapport à la série de référence. En effet, si nous projetons le point du modèle 2 sur l'axe horizontal en suivant les arcs de cercles pleins, le point va être confondu avec la référence.

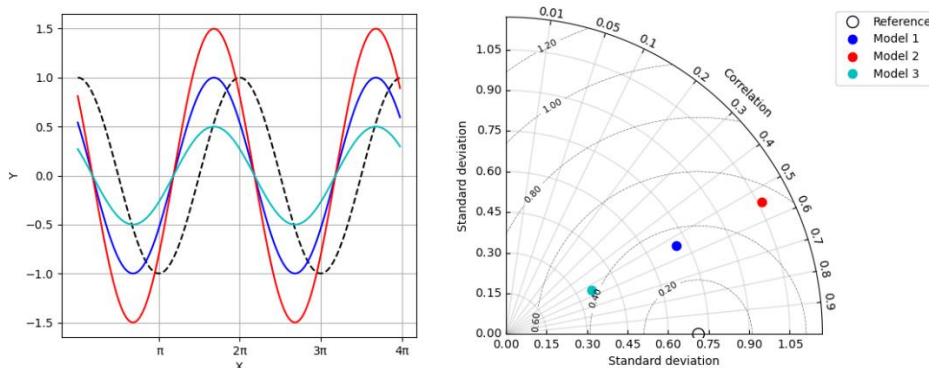


Figure 11 : Interprétation du diagramme de Taylor avec un déphasage constant et amplitudes variables

Dans un second temps, nous avons modélisé deux signaux en phase avec la référence mais dans lesquelles nous avons ajouté un bruit pour se rapprocher de conditions réelles d'analyse (Figure 12). Le premier modèle est défini par la formule  $\cos(x) + 0.3 \times V_{aléatoire}$  et le second modèle par  $\cos(x) + 0.7 \times V_{aléatoire}$  où  $V_{aléatoire}$  est une valeur aléatoire centrée réduite de variance égale à 1.



Nous observons pour cet exemple que lorsque le bruit est important (modèle 2), le point sur le diagramme de Taylor s'éloigne de la référence. En effet, comme le modèle ne correspond plus au signal d'origine, la corrélation diminue et l'écart-type est différent, ce qui entraîne une augmentation du CRMS visible sur le diagramme de Taylor par une augmentation de la distance entre le point de référence et le point du modèle.

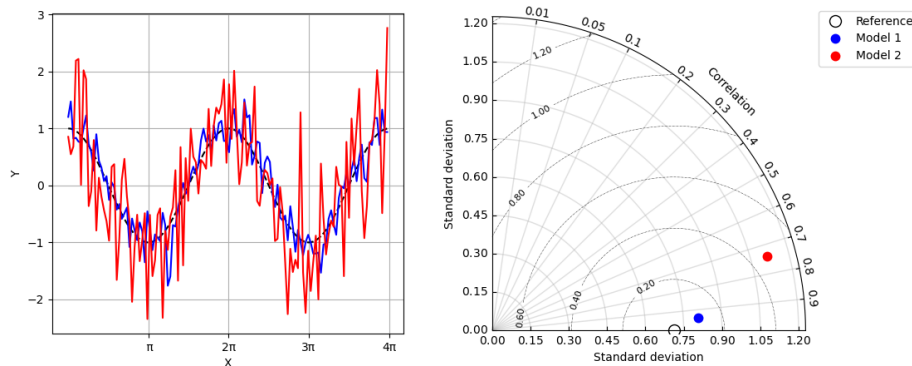


Figure 12 : Interprétation du diagramme de Taylor avec un bruit variable

## II.4 Outil d'analyse spectrale

Avant de pouvoir investiguer sur la valeur optimale de  $M$ , il est nécessaire d'effectuer une analyse spectrale des composantes reconstituées. En effet, l'analyse spectrale permettra de déterminer les spectres des composantes déduites par MSSA et d'en déduire la fréquence des composantes périodiques monochromatiques. Pour extraire toutes les fréquences importantes du signal, nous devons disposer de la meilleure analyse spectrale. L'analyse spectrale est un outil classique qui est utilisé pour l'étude des séries temporelles. Il s'agit de décomposer un signal cyclique complexe en plusieurs signaux qui la composent en faisant passer la série dans l'espace fréquentiel grâce à une transformée de Fourier. On peut alors détecter les fréquences qui contribuent à la dynamique de la série et dans notre cas aux périodes associées. Nous supposons que les séries temporelles que nous étudions sont décrites comme un processus stochastique. Il est alors possible d'associer au processus stochastique une notion de densité spectrale de puissance (DSP). La densité spectrale de puissance d'un processus aléatoire stationnaire s'obtient comme la transformée de Fourier de sa fonction d'auto-corrélation (BLANCHET et CHARBIT, 2001). L'estimation des DSP peut être classée en deux familles :

- Les méthodes dites paramétriques : lorsque les propriétés statistiques de l'observation dépendent d'un nombre fini avec peu de connaissance a priori sur le signal. On peut citer le modèle AR, ARMA qui se base sur cette méthode.
- Les méthodes dites non-paramétriques (périodogramme, corrélogramme, variance minimale)

Dans notre cas, nous utiliserons la méthode dite non-paramétrique pour évaluer la densité spectrale de nos signaux. En effet, les séries GPS et modèles que nous utilisons ont des propriétés statistiques bien connues ce qui est adapté pour cette méthode. L'évaluation de la densité spectrale consiste donc à estimer la fonction d'auto-corrélation (Corrélogramme) du processus et ensuite à calculer sa transformée de Fourier discrète (Périodogramme). La notion de périodogramme a été initialement proposée par Shuster en 1898. Il existe cependant des méthodes plus complexes permettant d'obtenir des meilleures estimations des DSP. Plusieurs méthodes existent comme les méthodes de Blackman-Tukey, de Barlett ou de Welch qui mettent en œuvre le moyennage et la pondération d'un nombre limité de réalisations du processus. Une autre méthode assez différente des précédentes appelée Lomb-Scragle (LOMB, 1976 et SCRAGLE, 1982) permet d'obtenir un périodogramme en utilisant la méthode des moindres carrés. Afin de choisir la méthode la plus robuste pour déterminer les fréquences des séries temporelles, nous avons choisi de comparer la méthode de Welch et celle de Lomb-Scragle. Nous utiliserons la méthode qui permet d'obtenir les meilleurs résultats par rapport à une série synthétique en réalisant quelques tests présentés ci-après.

#### **II.4.1 Périodogramme de Welch**

Avant de définir l'estimateur de Welch, il convient d'expliquer celui de Bartlett. Dans le cas d'un périodogramme simple, la variance ne tend pas vers zéro quand la taille  $N$  de l'échantillon tend vers l'infini (BLANCHET et CHARBIT, 2001). Il est alors déconseillé d'utiliser le périodogramme pour estimer le spectre. Afin de réduire la variance, Barlett a proposé une approche par moyennage. On crée alors un périodogramme moyenné qui peut se résumer comme ceci :

- Découpage du signal en  $K$  segments de  $M$  points ;
- Estimation du périodogramme de chaque segment ;
- Calcul de la moyenne des périodogrammes.

Le moyennage permet de réduire la variance de l'estimation. Cependant, l'inconvénient de cette méthode est que le découpage diminue le temps d'intégration de chaque estimation, ce qui augmente le biais. C'est pour cette raison que Welch propose une autre méthode reprenant ce principe mais en réduisant le biais. L'idée de Welch est de faire chevaucher les sous-intervalles en les multipliant par des fenêtres de pondérations pour minimiser les effets de la fenêtre rectangulaire. Le taux de recouvrement le plus couramment utilisé est de 50%.

## II.4.2 Périodogramme de Lomb-Scargle

La méthode de Lomb-Scargle (LOMB, 1976 et SCRAGLE, 1982) permet de définir un périodogramme invariant pour des échantillons non-uniformes. Le principe de cette méthode est basé sur l'interpolation des données avec une série d'harmoniques, c'est-à-dire une série de Fourier, en utilisant la méthode des moindres carrés. En outre, le périodogramme de Lomb-Scargle est adapté aux séries temporelles avec des données manquantes et est capable de distinguer des fréquences très proches. Il permet d'évaluer les données de la série temporelle seulement aux instants qui ont été réellement mesurés. Cette méthode semble donc particulièrement adaptée pour notre étude.

Pour déterminer quel périodogramme utiliser pour la suite, des tests sur une série synthétique ont été réalisés. Les périodes associées à la série sont  $T_1=365$  jours et  $T_2=300$  jours, puis nous calculons les périodogrammes de Welch et de Lomb-Scargle.

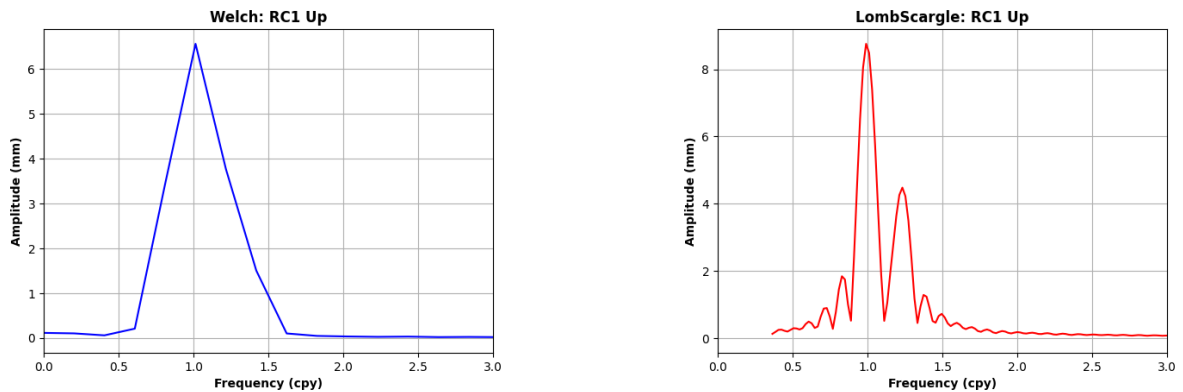


Figure 13 : Comparaison entre le périodogramme de Welch (en bleu) et le périodogramme de LombScargle (en rouge)

Sur la Figure 13, nous constatons que pour les mêmes paramètres d'entrée de la série temporelle analysée, le périodogramme de Lomb-Scargle a un plus fort pouvoir séparateur comparativement au périodogramme de Welch. Sur le périodogramme de Welch, nous pouvons observer un pic unique englobant les deux signaux de la série. La méthode de Lomb-Scargle détermine la bonne période des signaux quels que soient les paramètres d'entrées et elle sépare mieux les différentes composantes du signal. La robustesse et la précision du périodogramme de Lomb-Scargle nous seront utiles dans l'étude des effets de surcharge. Enfin, cette méthode a été développée dans le but de trouver et de tester la signification des signaux périodiques avec un échantillonnage temporel inégal. Cette définition correspond aux séries temporelles que nous utilisons. Nous avons donc choisi d'utiliser le périodogramme de Lomb-Scargle pour la suite de nos recherches. Maintenant que nous avons décrit et expliqué les différents outils à notre disposition, nous allons valider ceux-ci grâce à des tests réalisés sur une série synthétique simple.

### III Validation des outils

L'outil MSSA doit être validé avant de l'utiliser sur un grand nombre de stations. Les temps de calculs étant longs (ex. 5 minutes pour la station POVE, Porto Velho, Brésil), il est indispensable que celui-ci soit robuste et adapté aux données dont nous disposons. De plus, certains paramètres comme  $M$  peuvent changer significativement les résultats des calculs. S'agissant de valider ou non un modèle, il est essentiel d'avoir confiance dans les résultats de cet outil. Pour cela, un certain nombre de tests sont réalisés avec l'outil afin d'en découvrir ses limites. Cette analyse permettra de choisir le paramètre  $M$  et la taille maximale des trous dans la série GPS tolérables dans l'analyse. Les stations les plus pertinentes correspondants à ce critère et avec une durée minimale d'observation seront alors sélectionnées automatiquement dans le § IV pour assurer la pertinence des résultats. Afin de réaliser les différents tests, un signal synthétique a été créé dont tous les paramètres sont connus. Le signal est certes simple, mais il permettra une meilleure compréhension des performances du processus MSSA. Le signal se composera de trois séries temporelles identiques composées d'une ou de plusieurs sinusoïdes d'amplitudes variables. Un bruit blanc suivant une loi normale centrée d'écart-type 0.1 mm est ensuite ajouté aux séries pour se rapprocher des conditions réelles de mesure. La Figure 14 représente une série temporelle synthétique bruitée sur une durée d'environ 10 ans avec un échantillonnage de 24 h. Celle-ci est composée de trois sinusoïdes de périodes 365, 180 et 90 jours avec comme amplitudes respectives 10, 5 et 3 mm. Ces différents signaux correspondent respectivement à une saisonnalité annuelle, semi-annuelle et trimestrielle.

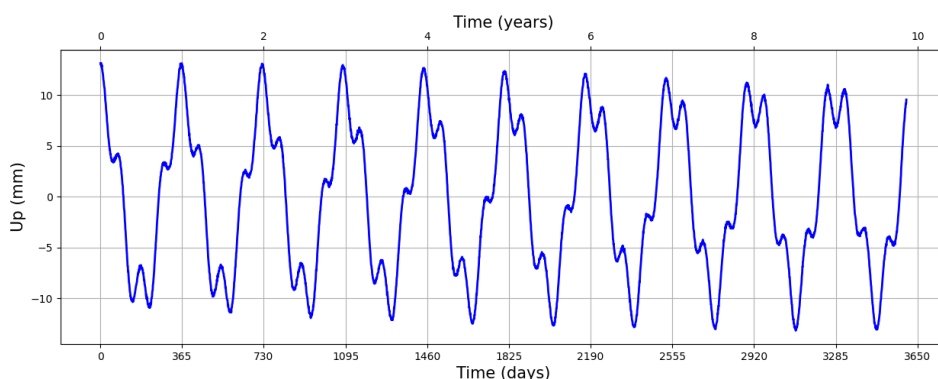


Figure 14 : Série synthétique bruitée de paramètres  $T_1=365$  j,  $T_2=180$  j,  $T_3=90$  j et de longueur  $N=3600$  j

A partir de ce signal synthétique plusieurs analyses ont pu être réalisées pour déterminer :

- La valeur de  $M$  optimale pour analyser les signaux annuels et semi-annuels ;
- La taille maximale des trous de données tolérables ;
- La manière de corriger les sauts dans les séries GPS.

### III.1 Choix de M

Le choix de la valeur M lors du calcul de MSSA est déterminant pour la reconstruction des composantes principales. La variable M, aussi appelée M-point lag windows, dépend de la longueur de la série et des fréquences des signaux saisonniers (KLOS et al. 2018). KLOS et al. (2018) ont utilisé deux à trois années de fenêtre en fonction de la série considérée pour extraire correctement la composante annuelle du signal. CHEN et al. (2013) affirment que les périodes des signaux résolus sont comprises entre M et M/5. Une série de tests a été réalisée sur la série synthétique afin d'analyser l'impact de M sur la détermination des composantes. Pour cela, nous choisissons d'effectuer l'analyse MSSA de la série synthétique avec les valeurs de M suivantes : 31, 180, 365, 730. Nous pourrions ainsi constater l'impact de M sur les résultats mais aussi le temps de calcul. Pour M=31, les résultats obtenus par la MSSA sont illustrés par la Figure 15 où nous pouvons voir que le signal est correctement reconstruit. La composante principale correspond aux périodes de 365, 180 et 90 jours additionnées ; la composante 2 correspond quant à elle à une période de 90 jours. D'après ces résultats, nous pouvons dire qu'avec M=31 la MSSA n'arrive pas à décomposer les différentes saisonnalités, en particulier annuelles et semi-annuelles. Ceci est cohérent avec la littérature (ex. CHEN et al. 2013, KLOS et al. 2018, GRUSZCZYNSKA et al. 2016).

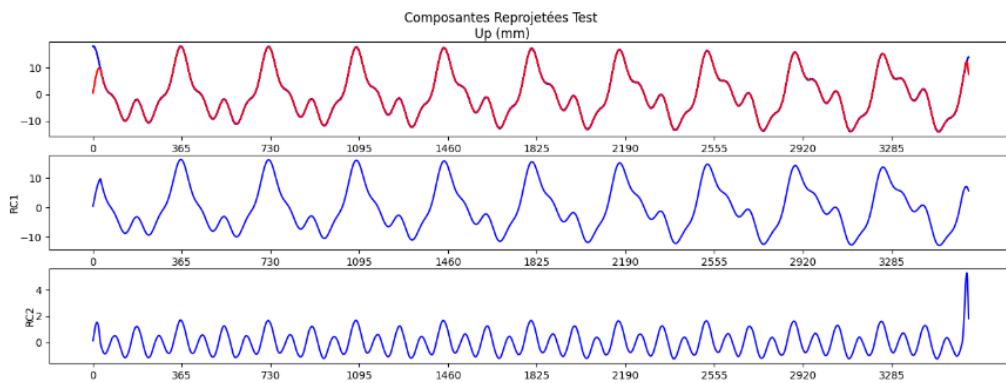


Figure 15 : Reconstruction des 2 premières composantes avec superposition de leur somme (en rouge) issues de la MSSA sur la série synthétique d'origine (en bleu) (en mm) pour M=31

Lorsque M est égal à 180, les trois signaux sont recomposés et nous pouvons retrouver les RC correspondantes sur la Figure 16. Cependant, le programme n'arrive toujours pas à séparer totalement les signaux correspondants aux périodes de 180 et de 365 jours. Ce phénomène peut entraîner une erreur dans la détermination de l'amplitude des signaux. En effet, nous pouvons remarquer que l'amplitude de la composante semi-annuelle est sous-déterminée, elle est égale à 2 mm alors qu'elle devrait atteindre 5 mm d'amplitude.

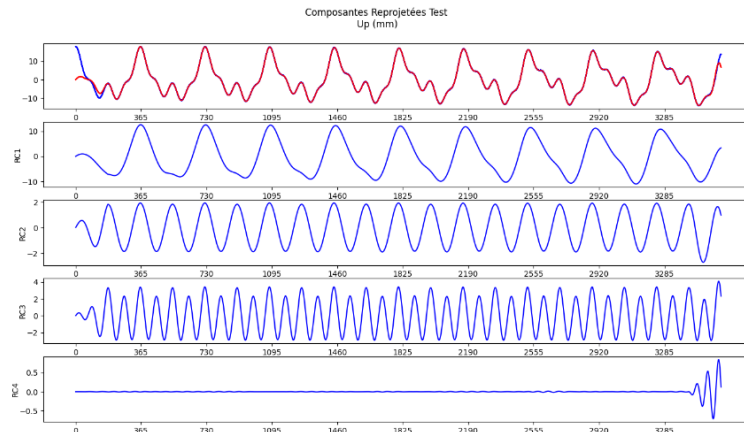


Figure 16 : Reconstruction des 4 premières composantes avec superposition de leur somme (en rouge) issues de la MSSA sur la série synthétique d'origine (en bleu) (en mm) pour  $M=180$

Pour  $M=365$ , le résultat est plus concluant avec une réelle décomposition des différentes fréquences (Figure 17). Les différentes sinusoïdes apparaissent clairement et nous retrouvons également les amplitudes de départ. Concernant la valeur de 730 pour  $M$ , le résultat est similaire à  $M=365$ , hormis une meilleure détermination des amplitudes.

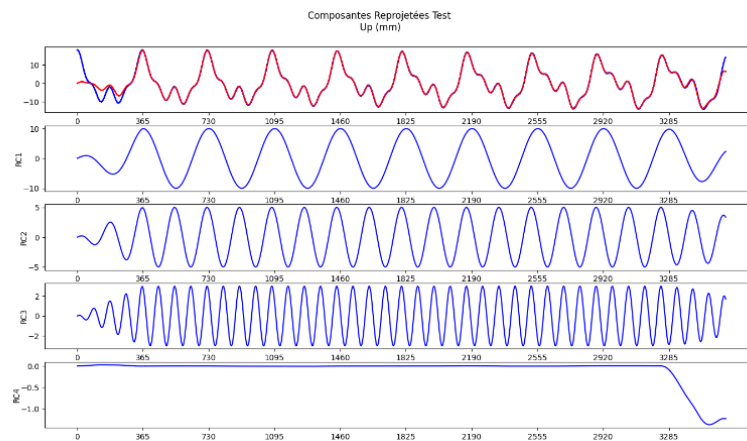


Figure 17 : Reconstruction des 4 premières composantes avec superposition de leur somme (en rouge) issues de la MSSA sur la série synthétique d'origine (en bleu) (en mm) pour  $M=365$

Nous constatons que lorsque  $M$  augmente, il y a une dégradation de la reconstitution en début et en fin de signal, ces effets de bords sont directement liés à la méthode de calcul par fenêtrage. Pour que la qualité de la reconstruction ne soit pas impactée par l'effet de fenêtrage du processus, il ne faut pas que la valeur de  $M$  dépasse la moitié de la longueur de la série (KLOS et al., 2018). BERTHIER (2018) dans son analyse de la MSSA, affirme qu'il y a une limite dans la quantité d'informations que l'on peut tirer d'un signal par le processus MSSA. Augmenter la taille de  $M$  indéfiniment ne fera que rallonger considérablement le temps de calcul et peut dégrader l'analyse. Il est donc nécessaire de bien choisir la valeur de la fenêtre, en trouvant le meilleur compromis entre temps de calcul et les informations que nous voulons extraire.

De plus, afin d'obtenir la décomposition optimale du signal, il faut que  $M$  soit au moins égal à la période la plus élevée si la période d'échantillonnage est de un jour. Si  $M$  est inférieur à celle-ci, les composantes sont détectées mais elles s'additionnent partiellement ce qui peut entraîner des erreurs dans la détermination de la saisonnalité. Cela correspond aux recherches de KLOS et al. (2018), selon lesquelles il faudrait deux ans de mesures pour correctement extraire le signal annuel. Malgré nos résultats corrects, avec  $M$  valant 365, le signal décomposé reste très simple ce qui n'est pas réellement le cas des séries GPS. Ces séries seront influencées par plusieurs facteurs que les tests ne mettent pas en œuvre. Afin de correctement extraire le signal annuel, il faudra choisir une fenêtre assez large. La valeur de 730 pour  $M$  correspond aux recherches récentes sur la MSSA et serait la plus optimale pour la suite de l'étude. Concernant le temps de calcul, cela va dépendre de la taille de la série. En moyenne, nous pouvons retenir une durée de deux minutes par station pour une longueur de série temporelle valant 10 ans, uniquement pour le processus MSSA avec  $M$  égal à 730. Pour la suite de l'étude, nous avons retenu une valeur de  $M$  de 730 pour déterminer les composantes annuelles et semi-annuelles des signaux GPS. Cette valeur étant fixée, nous allons pouvoir appliquer certaines corrections dans nos calculs, comme par exemple la correction des trous et des sauts mais nous allons aussi pouvoir déterminer la séparabilité fréquentielle de la MSSA avec une valeur de  $M$  fixe.

### **III.2 Correction des trous de séries temporelles GPS**

Un premier aspect à considérer est la taille des trous dans les séries GPS. En effet, les séries GPS sont la plupart du temps incomplètes. Les absences de données, que l'on appelle des trous, vont limiter la quantité de données disponibles pour la MSSA. Il est cependant possible de « boucher » ces trous dans les séries grâce à la création d'un modèle. Nous avons choisi de conserver la méthode développée par ASRI (2014), c'est-à-dire d'appliquer un modèle AR (Auto Régressif) sur la série temporelle d'origine. Le modèle AR permettra de modéliser au mieux un signal avec certaines fréquences dominantes.

Sachant que les trous peuvent être corrigés, il faut maintenant déterminer la tolérance que nous allons choisir pour le manque de données dans la série. Nous voulons savoir jusqu'à quel point nous pouvons tirer les informations essentielles d'un signal dit « troué ». Pour déterminer cette tolérance, des données ont été artificiellement retirées du signal synthétique. Pour cela, une fonction a été créée sur Python qui permet de retirer des données aléatoirement dans la série ; la Figure 18 en montre un exemple. Nous avons, dans un premier temps, fixé la taille du trou en jour, puis le nombre de trous à ajouter.

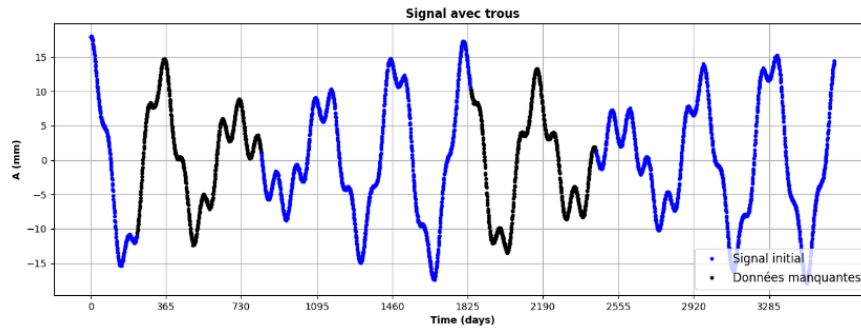


Figure 18 : Exemple d'un signal synthétique avec deux trous synthétiques de taille 600 jours

Dans un deuxième temps, une fois le ou les trous créés, nous appliquons le modèle AR pour combler les trous précédemment créés et nous utilisons le processus MSSA. Dans un dernier temps, le signal reconstitué est comparé au signal de départ grâce au diagramme de Taylor, le tout pour une même valeur de M de 730. Le signal reconstitué est composé des trois premières RC représentant 96% de variance totale du signal reconstitué.

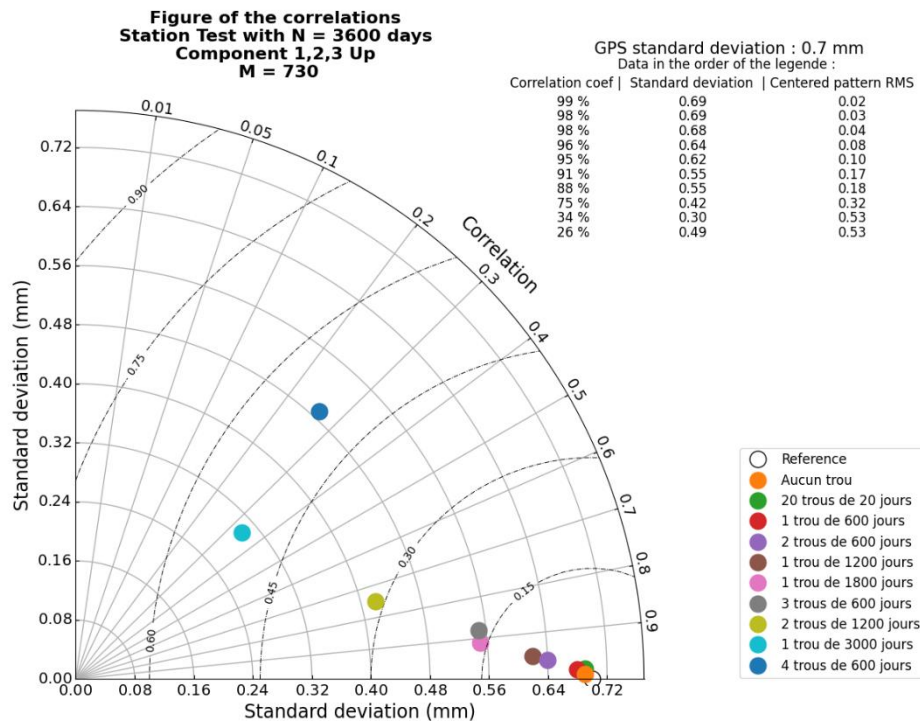


Figure 19 : Diagramme de Taylor entre le signal d'origine sans trou et la somme des trois premières RC du signal troué pour différentes tailles/longueurs de trou

La Figure 19 représente la dégradation de la corrélation entre le signal de départ et le signal reconstitué avec AR lorsque la taille des trous augmente ou devient trop grande. Il y a une très forte corrélation entre le signal sans trou et le signal d'origine, ceci de l'ordre de 98% avec un CRMS quasiment nul. Ce résultat nous montre que le processus MSSA a correctement reconstitué le signal sans trou. Nous constatons, par la suite, que le signal reconstitué se dégrade en fonction de la taille du ou des trous.



Sachant que le nombre de trous ne semble pas influencer significativement sur la qualité de la recomposition, la longueur des données manquantes sera le seul paramètre pris en compte pour le choix de la tolérance. Ainsi, nous observons que lorsque la taille du trou est égale à 1200 jours, la qualité de la reconstruction reste correcte. En effet, la corrélation avec le signal de départ est de 95%. Le CRMS qui correspond à la différence entre le signal d'origine et le signal final est de 0,10 mm. Or, comme mentionné précédemment, la précision des séries GPS considérées est de 1 mm pour la composante horizontale et 3 mm pour la composante verticale, nous pouvons donc amplement retenir ce choix pour la suite de l'étude. D'après ces analyses, sachant que le signal d'origine a une longueur de 3600 jours, nous pouvons fixer une tolérance d'absence de données égale à un tiers de la longueur totale du signal. Cela nous permettra par la suite de filtrer les stations GPS ne remplissant pas cette condition.

### **III.3 Correction des sauts de séries temporelles GPS**

#### **III.3.1 Détermination des sauts**

Nous avons vu précédemment que les séries temporelles GPS pouvaient contenir des sauts. Ce sont des déplacements du positionnement de l'antenne GPS dans l'espace, causés par un phénomène naturel (séisme, tempête) ou artificiel (changement d'antenne, paramétrage, ...). À titre d'exemple, nous observons sur la station PRGU (Guarapuava, Brésil), un saut dans la composante Est au début de l'année 2014 (Figure 20). Des changements de position de cette ampleur, s'ils ne sont pas traités, vont fausser les résultats du calcul MSSA. Le site du NGL met à disposition un fichier texte contenant la liste des changements instrumentaux sur chaque station ainsi que la liste des stations ayant pu être affectées par un tremblement de terre. Grâce à ce fichier, il est possible de connaître les dates des éventuels sauts dans les séries GPS et ainsi les corriger.

#### **III.3.2 Correction des sauts avec HECTOR**

Afin de corriger les sauts, j'ai choisi d'utiliser le logiciel HECTOR (BOS et al., 2013). HECTOR est un logiciel en libre accès permettant entre autres d'estimer la tendance linéaire des séries temporelles bruitées (BOS et al., 2013). Ce logiciel se présente sous la forme de scripts Python et d'exécutables Linux facilement personnalisables. Certaines fonctions du logiciel telles que la détermination et la suppression de la tendance linéaire sont déjà traitées dans notre programme d'analyse par MSSA. Néanmoins, HECTOR permet de calculer l'amplitude des sauts d'une série temporelle. Pour cela, il faut renseigner la date du saut en jour julien modifié dans l'entête du fichier de la station à calculer. Pour ce faire, nous avons

réalisé un script permettant d’automatiser l’ajout des entêtes dans les fichiers GPS avec les dates des sauts en utilisant le fichier du NGL. Une fois le traitement lancé, HECTOR calcule les différents paramètres de la série avec notamment l’amplitude des sauts. Pour appliquer la correction aux séries, nous avons réalisé une fonction Python qui applique les paramètres issus du programme HECTOR en fonction de la date d’événement du saut. Pour appliquer les sauts la relation suivante est utilisée dans le programme :

$$Y(t) = Y(t > t_{offset}) + A_{offset}$$

où  $Y$  est la coordonnée GPS,  $A_{offset}$  l’amplitude du saut et  $t_{offset}$  la date du saut.

Nous pouvons observer sur la Figure 20 la différence entre la série non corrigée et corrigée pour la station PRGU. Le saut le plus important (environ 12 mm) est dû à un changement instrumental. Comme mentionné précédemment, certains sauts peuvent parfois causer des changements de plusieurs centimètres, s’ils ne sont pas corrigés cela va entraîner un biais dans le calcul de la MSSA (BERTHIER, 2018). Il est donc primordial de les prendre en compte et de les corriger pour la suite de l’étude. Une fois corrigée, la série est corrigée de ses points aberrants (outliers) et de sa tendance linéaire.

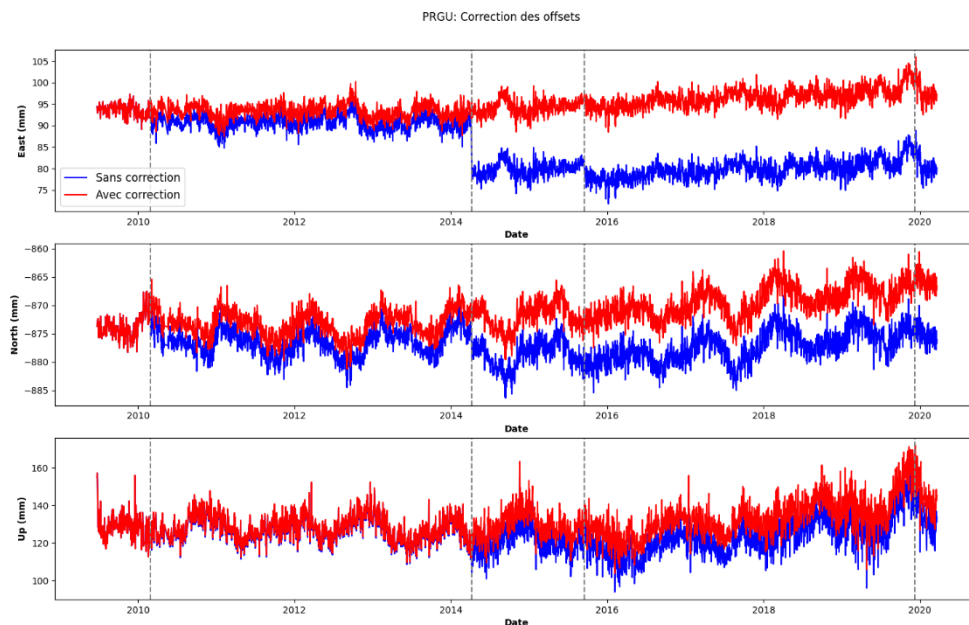


Figure 20 : Correction des sauts de la série GPS PRGU avec le signal initial (en bleu) et le signal corrigé (en rouge)

### III.4 Séparabilité des signaux

Certains facteurs des signaux vont influencer leur séparabilité. Ainsi, il est possible que des signaux ne soient pas déterminés dans le processus MSSA ou dans l’analyse spectrale. Il est donc nécessaire de connaître les écarts entre ces différents facteurs pour trouver la limite de nos outils. Nous avons étudié la détection des fréquences proches et l’impact des amplitudes sur la décomposition des composantes.

### III.4.1 Détection des fréquences proches

Ce test consiste à déterminer l'écart possible entre deux fréquences pour qu'elles soient séparées par notre chaîne de traitement. Cela sera nécessaire dans notre étude s'il convient de séparer l'année tropicale de l'année draconitique par exemple, ou pour connaître la résolution spectrale de la méthode. La longueur d'une année tropicale est de 365.25 jours, or les signaux sont affectés par plusieurs saisonnalités proches d'une année tropicale. L'année draconitique (ou année écliptique) est l'intervalle de temps qui sépare deux passages consécutifs du soleil par le nœud ascendant des satellites (AMIRI-SIMKOOEI, 2013). Pour les satellites GPS, elle correspond à  $351.6 \pm 0.2$  jours (KLOS et al., 2018). C'est l'analyse spectrale qui va limiter la séparation de deux fréquences. La résolution en fréquence est l'aptitude à distinguer deux fréquences voisines d'un signal (BLANCHET et CHARBIT, 2001). La résolution en fréquence est l'écart minimum qui doit exister entre les fréquences de deux sinusoides pour observer un creux entre les deux maxima. La résolution en fréquence  $R$  est exprimée en Hz est de l'ordre de grandeur  $f_e/N$ , où  $f_e$  est la fréquence d'échantillonnage et  $N$  la taille de la série temporelle. La possibilité de détecter les deux fréquences va donc être déterminée par la longueur de la série temporelle. De ce fait, la résolution en fréquence va augmenter si on augmente le nombre de mesures. Pour réaliser ce test, les fréquences d'entrée du signal synthétique sont modifiées. Les nouvelles périodes des séries d'entrée sont de 365.25 et 351.6 jours, d'amplitudes 10 et 5 mm, correspondant aux deux types d'années décrites précédemment,  $M$  quant à lui est égal à 730. Premièrement, la taille des séries est fixée à 3600 jours correspondant à environ 10 ans de mesures.

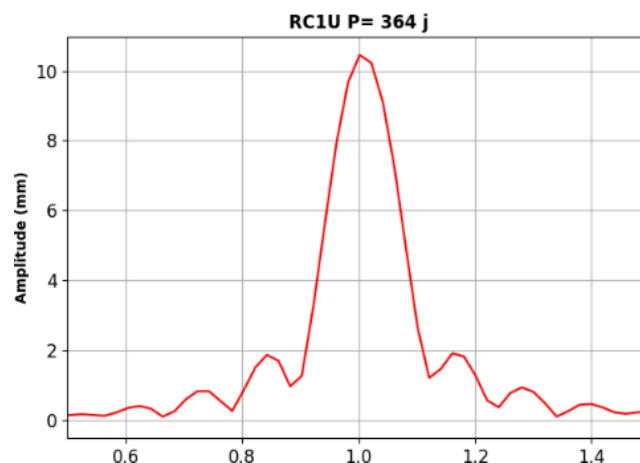


Figure 21 : Périodogramme de Lomb-Scargle de la RC1 verticale de la série synthétique pour  $N = 3600$  jours

Nous pouvons observer sur la Figure 21 que l'analyse spectrale est incapable de séparer les deux fréquences voisines. Les deux fréquences sont additionnées pour ne former qu'un seul pic au voisinage de 360 jours, correspondant à la moyenne des deux fréquences.

Deuxièmement, nous augmentons la longueur de la série afin de déterminer la valeur de  $N$  où les deux pics sont discernables et correctement déterminés. Jusqu'à 25 ans de mesures les deux fréquences ne sont pas discernables ou ne correspondent pas aux signaux d'entrée. Mais à partir de 25 ans de données, les deux pics se séparent (Figure 22).

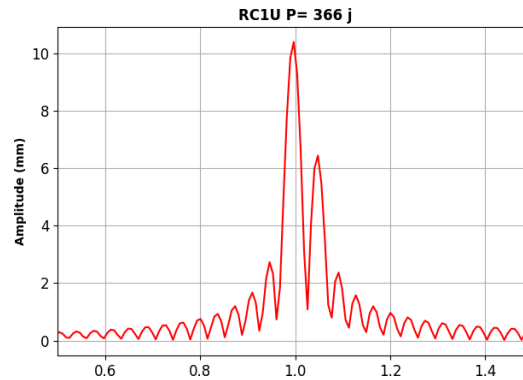


Figure 22 : Périodogramme de Lomb-Scargle de la composante 1 reprojétée de la série synthétique pour  $N=25$  ans

Il est donc nécessaire de disposer de 25 ans de données pour séparer l'effet de l'année tropicale de l'effet draconitique. Ce résultat est en accord avec les recherches de KLOS et al. (2018). Selon eux, il faut 25,6 ans de données pour résoudre les deux effets par analyse spectrale. Comme il est très rare de disposer d'autant de données, les deux fréquences ne sont pas séparées en général, ce qui entraîne un biais dans l'amplitude du signal annuel. KLOS et al. (2018) proposent néanmoins, lorsque le pic annuel est détecté, d'atténuer celui-ci de l'effet draconitique. En outre, ce test montre l'impact que va avoir la longueur de la série sur la détermination des différentes saisonnalités. Il serait intéressant de disposer de séries temporelles particulièrement longues pour extraire le maximum d'informations de ces dernières. En revanche, si celles-ci ne contiennent pas assez de mesures, elles devront être retirées de l'analyse. Dans notre cas, ne pouvant pas disposer de séries temporelles de cette longueur, nous fixerons une limite de 5 années minimum de mesures, afin de pouvoir détecter la composante annuelle, ce qui sera détaillé dans le § IV de ce rapport.

#### III.4.2 Détection des composantes en fonction des amplitudes

L'amplitude des signaux GPS est un paramètre à prendre en compte dans l'analyse MSSA. Ce test permettra de déterminer quel est l'écart maximum tolérable pour détecter deux signaux d'amplitudes différentes. Pour ce test, nous choisissons en paramètres d'entrée deux fréquences de période  $T=365$  jours et  $T=180$  jours. Premièrement, un facteur 10 entre les amplitudes des deux signaux est fixé. L'amplitude du premier signal est de 10 mm et l'amplitude du second signal est de 1 mm. Malgré l'écart important entre les deux amplitudes, les deux signaux sont correctement séparés par le processus MSSA (Figure 23).

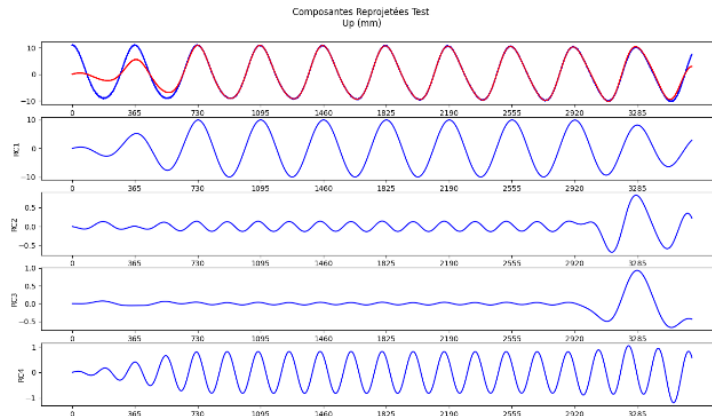


Figure 23 : Reconstruction des 4 premières composantes avec superposition de leur somme (en rouge) issues de la MSSA sur la série synthétique d'origine (en bleu) pour  $A_1=10$  mm et  $A_2=1$  mm

Deuxièmement, nous fixons l'amplitude du second signal à 0.1 mm qui correspond à l'écart-type du bruit blanc ajouté au signal. Nous pouvons observer que le signal d'amplitude 0.1 mm est détecté (Figure 24). La MSSA est peu influencée par l'amplitude des différents signaux, ce qui montre la robustesse de la méthode par rapport au bruit. La détermination des paramètres (période, amplitude, ...) des composantes reconstituées pourra cependant être affectée si l'amplitude d'un signal est trop faible par rapport au bruit.

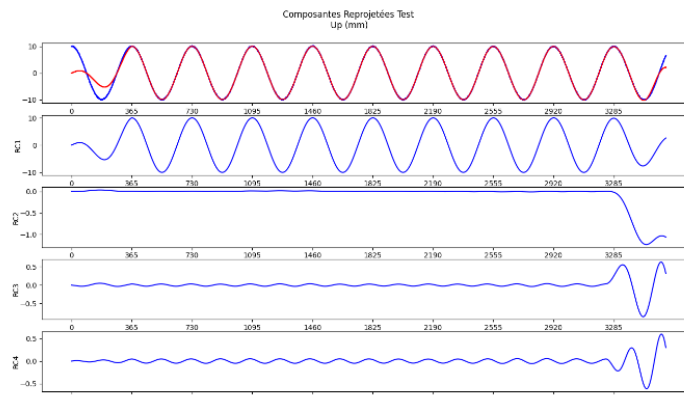


Figure 24 : Reconstruction des 4 premières composantes avec superposition de leur somme (en rouge) issues de la MSSA sur la série synthétique d'origine (en bleu) pour  $A_1=10$  mm et  $A_2=0.1$  mm

Voici les principales conclusions des tests que nous avons réalisés pour la validation de nos outils. Les différents tests réalisés sur la série synthétique ont permis de mettre en évidence les limites du processus MSSA. Ils ont permis d'obtenir une connaissance plus approfondie de cette méthode qui offre des avantages certains. La robustesse de la MSSA au bruit est, par exemple, un avantage non négligeable pour l'étude des séries temporelles. De plus, grâce à ces tests nous retenons une valeur de  $M$  de 730, une durée minimale des séries égale à 5 ans et une taille des trous maximale égale à un tiers de la longueur de la série considérée. Tous ces tests sont résumés dans un tableau en Annexe 1.

## **IV Application de l’outil MSSA en Amérique du Sud**

Une fois les différentes étapes de validation des outils réalisées, nous utilisons ces derniers sur notre zone d’étude. Cette partie décrit les différentes étapes entreprises dans le but d’obtenir les résultats que nous analyserons par la suite.

### **IV.1 Choix et validation des stations**

Nous avons vu précédemment que toutes les stations GPS disponibles ne présentent pas des séries temporelles exploitables pour notre analyse. Pour que notre analyse soit pertinente, il est préférable que les stations choisies respectent certains critères afin de pouvoir extraire les informations souhaitées. Nous souhaitons extraire les composantes harmoniques annuelles et semi-annuelles de nos séries temporelles :

- La localisation : La station doit se situer sur le continent Sud-Américain ;
- La longueur des séries temporelles de positionnement GPS doit être supérieure à 5 ans : Voulant analyser et détecter des composantes annuelles et semi-annuelles, il est indispensable que la longueur de la série soit au moins deux fois et demie supérieure à la période des séries que l’on souhaite détecter. Ceci afin de respecter le théorème de Shannon et éviter le phénomène de repliement de spectre ;
- Le nombre de trous dans la série ne doit pas être supérieur à un tiers de la longueur totale des séries : Grâce aux tests réalisés en § III, nous fixons une tolérance pour le manque de données dans la série.

Les séries temporelles d’environ 800 stations GPS permanentes sur le continent sud-américain sont disponibles sur le site du NGL. Suite à l’application de ces critères, le nombre de stations disponibles pour notre étude par la MSSA est réduit de moitié (360 stations). Nous obtenons alors un grand nombre de données de bonne qualité, ce qui nous permettra d’obtenir de meilleurs résultats. Le nombre de stations finales exploitables est déterminé après le traitement de toutes les stations. Certaines séries GPS ne pourront pas être conservées en raison de leur faible temporalité commune avec les modèles. Ainsi, toute station ne présentant pas au moins 2.5 ans de temporalité commune entre série GPS et modèle sera exclue de l’étude. Enfin, pour s’assurer que tous les résultats puissent être utilisés dans l’analyse, nous avons observé les résultats de chaque station indépendamment, puis nous avons retiré celles qui ne pouvaient pas être exploitées. Ainsi le nombre de stations exploitables est au final de 247 stations. Une carte représentant toutes les stations choisies pour l’étude est disponible sur la Figure 25.

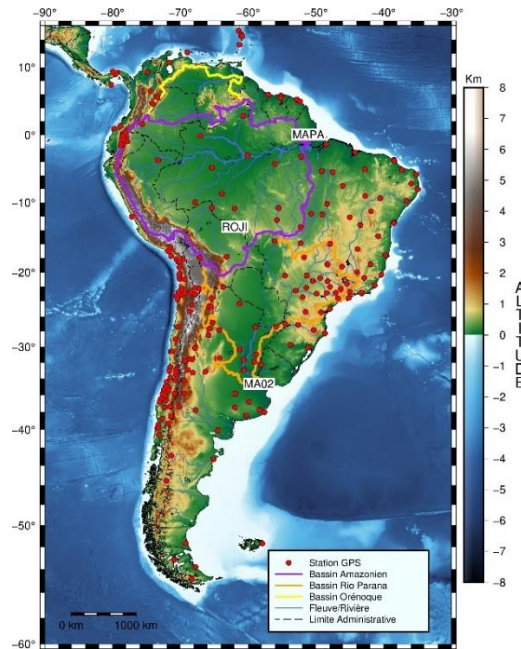


Figure 25 : Carte des stations disponibles pour l'étude (Source : AQUASTATS, 2011/ ETOPO1 AMANTE et al.,2008)

Une fois les stations sélectionnées, nous avons attribué à chacune d'entre elle un numéro de bassin versant avec le logiciel QGIS<sup>6</sup>. Pour cela, nous récupérons la liste des stations en Amérique du Sud avec leurs coordonnées géographiques. Puis, une jointure spatiale est effectuée en fonction du bassin versant correspondant. Cela permettra par la suite d'effectuer des analyses par bassins versants.

## IV.2 Les comparaisons de modèles

L'étude statistique et spatiale des effets de surcharge permettra la validation ou non des différents modèles et en particulier, celle des nouveaux modèles hydrologiques. Nous avons comparé les composantes principales reprojétées entre GPS et modèles. Le signal GPS est, en soi, la somme de tous les effets de surcharge qui s'appliquent sur la croûte terrestre. En comparant le signal GPS aux différents modèles, nous allons déterminer la ressemblance de ces derniers avec le signal GPS, mais aussi le pourcentage qu'il représente dans le signal. Le processus MSSA permet dorénavant d'extraire les composantes annuelles et semi-annuelles. Nous analyserons ces deux saisonnalités afin de déterminer la part liée à la surcharge hydrologique. Différentes combinaisons sont réalisées pour modéliser l'effet cumulé de l'ensemble des effets de surcharge avec différentes versions de la contribution de l'hydrologie continentale :

- Somme des modèles ATMMO et Hydro GLDAS ;
- Somme des modèles ATMMO et Hydro MERRA ;

<sup>6</sup> <http://qgis.osgeo.org>

- Somme des modèles ATMMO, Hydro MERRA et MERRA river ;
- Somme des modèles ATMMO, Hydro GLDAS et GLDAS river ;
- Série GRACE (avec ATMMO).

L'association des différents modèles permettra de mettre en évidence la contribution des modèles hydrologiques qui prennent en compte les rivières. En soit, cela permettra de connaître l'apport des rivières et des lacs dans les effets de surcharge.

### **IV.3 Application des outils**

Avant de procéder aux calculs MSSA sur les séries de positionnement GPS et modèles, il est nécessaire d'effectuer plusieurs pré-traitements. Lors de la première étape, les séries temporelles sont corrigées des sauts, cette étape est décrite dans le § III. Les tendances des différents modèles et des séries GPS sont supprimées. La suite du pré-traitement correspond à la correction des outliers (valeurs aberrantes) des séries GPS. Enfin, les séries GPS sont tronquées pour obtenir le même recouvrement temporel par rapport aux modèles. Une fois le pré-traitement des séries réalisé, nous procédons à l'analyse MSSA des différentes données (Annexe 2). Plusieurs paramètres sont à renseigner pour effectuer le calcul, ceux-ci sont détaillés en Annexe 2. Les stations calculées correspondent à celles sélectionnées dans le § IV.2. Le pourcentage de reconstruction permet de définir combien de composantes majoritaires du signal vont être extraites. Afin d'obtenir un signal complet, nous choisissons une valeur de reconstruction de 98% ou 99%. Les autres paramètres comme la valeur de  $M$  ont été décrits en § III. La dernière étape du traitement est l'analyse des résultats issus du processus MSSA. Pour chaque station calculée, nous obtenons différents rendus graphiques pour chaque composante et chaque saisonnalité, ces derniers nous permettront de réaliser des analyses par la suite. Les différents rendus graphiques sont : les diagrammes de Taylor, le périodogramme des composantes reprojctées GPS ainsi que la comparaison des composantes reprojctées des signaux et modèles. De plus, nous obtenons des fichiers regroupant les caractéristiques des signaux saisonniers (Corrélation, Écart-type, CRMS, Période, ...). L'organigramme en Annexe 2 résume l'ensemble des étapes de traitements des séries temporelles et des modèles. Nous allons maintenant analyser ces résultats, afin de pouvoir tirer des conclusions sur la qualité des nouveaux modèles hydrologiques dont nous disposons.



## V Analyse des surcharges hydrologiques

Dans cette partie, nous allons réaliser une analyse approfondie des différents résultats que nous avons obtenus grâce au traitement opéré par MSSA. Dans ce mémoire, l'effet de surcharge qui nous intéresse particulièrement est l'effet hydrologique qui pourra être comparé avec d'autres types de surcharge afin de déterminer l'apport des nouveaux modèles. Ces différents effets seront analysés grâce aux données des modèles fournis par J.P. BOY de l'EOST et des séries GPS. Une analyse spatiale du phénomène sera réalisée grâce à des cartes créées grâce au logiciel GMT (Generic Mapping Tool) (WESSEL et al., 2013). Ceci permettra de visualiser les résultats sur l'ensemble du continent. Les rendus graphiques (hors-carte) ont été créés via un programme Python et le module Matplotlib.

### V.1 Analyse globale

Il est essentiel de bien comprendre à quoi correspondent les différents modèles de surcharge géophysique. Pour plus de lisibilité et de compréhension, nous avons choisi de ne présenter en détail qu'un seul modèle hydrologique pour l'analyse. Ainsi, les deux modèles hydrologiques seront traités mais nous présenterons majoritairement le modèle GLDAS/Noah. Pour rappel, le modèle ATMMO représente la surcharge atmosphérique et océanique. Le modèle GLDAS/Noah représente la surcharge hydrologique sans l'apport des lacs et des rivières. Nous rajoutons en plus la contribution des rivières et lacs aux deux autres modèles dits classiques, que nous appellerons river. En soi, en sommant le modèle ATMMO, GLDAS et river nous obtenons la somme des surcharges atmosphériques, océaniques et hydrologiques ; somme des effets qui correspond au signal observé par GPS. Nous comparerons également les modèles aux observations de GRACE.

#### V.1.1 La contribution des modèles hydrologiques river

Nous allons dans un premier temps nous intéresser à la contribution que représente le modèle hydrologique river dans les surcharges. La Figure 26 montre les écarts d'amplitude annuelle verticale entre les deux combinaisons de modèles ATMMO+GLDAS+river (a) et ATMMO+GLDAS (b). La taille de la flèche représente l'amplitude de la composante annuelle verticale tandis que la couleur représente la contribution des modèles en pourcentage par rapport au signal observé (GPS). Une bonne modélisation par rapport aux observations se traduit par des flèches bleu clair, les flèches bleu foncé indiquent une sous-estimation de la part des modèles tandis que les flèches jaunes à noires indiquent une surestimation. Nous remarquons une grande différence lorsque nous rajoutons la

contribution des rivières et des lacs. Sans le modèle river, il y a une homogénéité des amplitudes annuelles et du pourcentage de contribution des modèles par rapport au signal GPS. L'amplitude annuelle des modèles ne dépasse jamais les 10 mm, quant au pourcentage de contribution des modèles, il varie entre 40% et 70% sur l'ensemble de la zone d'étude. Sur la Figure 26 (a), nous pouvons observer l'impact de l'ajout de la composante river sur les résultats. Nous observons clairement une augmentation importante de l'amplitude annuelle de la composante verticale lorsque l'on prend en compte l'effet des rivières. En effet, avec l'ajout du modèle river le pourcentage de contribution est globalement supérieure à 80%.

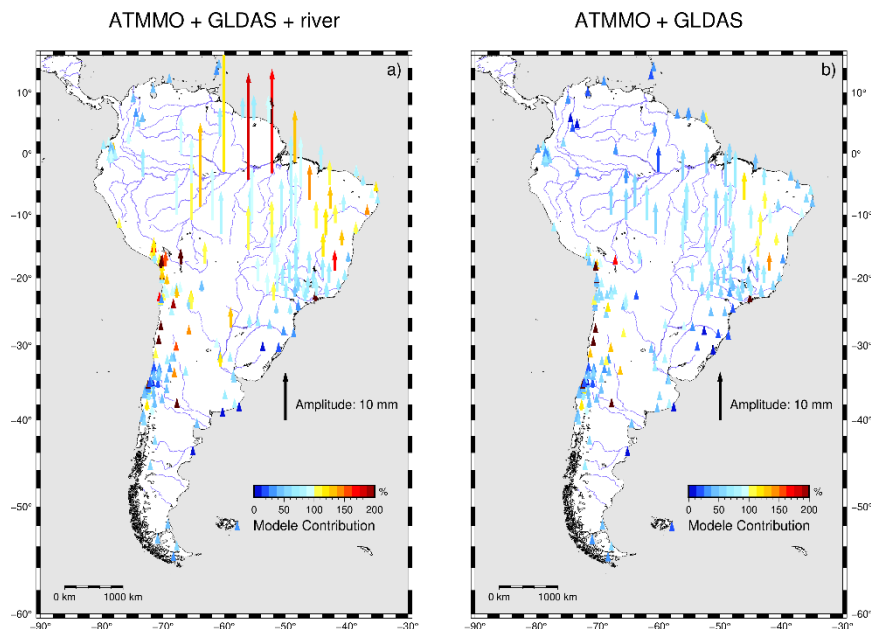


Figure 26 : Composante annuelle verticale (en mm) et pourcentage de contribution au signal GPS pour les modèles ATMMO+GLDAS+river (a) et ATMMO+GLDAS (b)

L'importance du phénomène de surcharge décrit ci-dessus varie en fonction de la taille de la rivière la plus proche de la station concernée. En effet, plus la rivière est grande plus les masses d'eau mises en jeu sont importants et leurs variations induisent des effets de surcharge plus forts. Le bassin Amazonien est fortement impacté par ces variations, le bassin du Rio Paraná et de l'Orénoque sont également impactés, mais dans une moindre mesure. La moitié Sud du continent en particulier la cordillère des Andes est, quant à elle, moins impactée par le modèle river car celui-ci n'a pas été modélisé pour les rivières présentes dans cette partie du continent. Nous notons que le même type de résultats est obtenu avec les modèles MERRA. Pour les composantes horizontales (Annexe 3) nous observons le même type de résultats que pour la composante verticale, hormis la surestimation des surcharges dans le sens d'écoulement Ouest/Est avec l'ajout du modèle river (flèches rouges à noirs).

Dans un second temps, nous allons nous intéresser à la composante semi-annuelle, la carte représentant la composante semi-annuelle est en Annexe 4. Nous pouvons remarquer que la contribution des rivières à un impact uniquement dans le bassin Amazonien. Au sein des autres parties du continent la contribution river n'augmente pas significativement le pourcentage de contribution des modèles. En effet, sur la carte représentant la composante semi-annuelle nous retrouvons essentiellement des flèches bleu foncé, c'est-à-dire un pourcentage de contribution inférieur à 50%. Or, dans certaines régions comme le bassin du Paraná la contribution des modèles classiques est équivalente avec et sans l'ajout du modèle river (environ 50%) ce qui signifie qu'une partie du signal n'est pas expliquée par les modèles. De plus nous remarquons que certaines stations ne sont pas modélisées correctement (flèches noires), notamment proche des côtes.

### V.1.2 La corrélation entre modèles et les séries GPS

La Figure 27 ci-dessous représente la corrélation de la combinaison ATMMO+GLDAS+river avec les séries GPS pour la composante annuelle du signal suivant les trois composantes de position. Les cartes ont été obtenues grâce à une interpolation des résultats réalisée avec GMT. L'interpolation des résultats pour le bassin de l'Orénoque ne peut pas être exploitée car il n'y a aucune station GPS permanente dans cette zone.

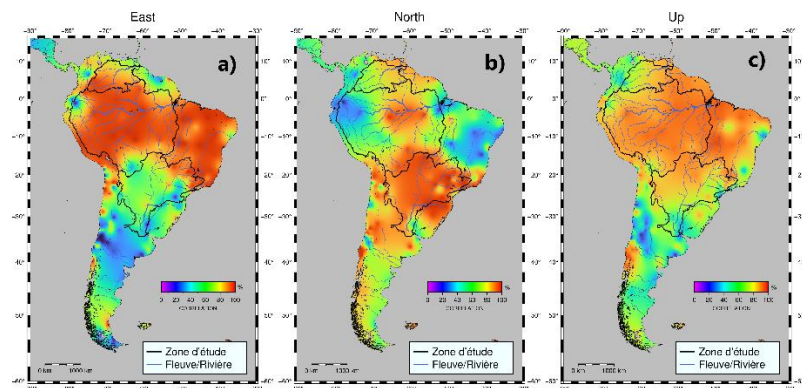


Figure 27 : Carte de corrélation entre ATMMO+GLDAS+river et GPS pour les trois composantes de position d'harmoniques annuelles

Pour la composante verticale sur la Figure 27 (c), nous observons que dans la zone concernée, la corrélation est supérieure à 80% hormis une petite zone à l'embouchure du Rio Paraná où la corrélation est inférieure à 50%. Dans la partie Sud du continent, la corrélation est plus faible car seules les rivières principales du nord sont prises en compte dans les nouveaux modèles. Concernant les composantes horizontales (Figure 27, a et b), nous pouvons voir une importante différence de résultats entre la composante East et North en fonction des bassins versants. Il semble que cela soit dû au sens d'écoulement de l'eau dans chaque bassin. En effet, le déplacement horizontal est plus ou moins lié au gradient

horizontal de la charge. Par exemple, pour le bassin Amazonien, l'eau s'écoule d'Ouest en Est. Alors, si nous prenons deux points de même longitude, la phase du déplacement horizontal annuel Nord/Sud doit être équivalente pour les deux points. Par contre, celle du déplacement Est/Ouest dépend de la longitude, donc de l'écoulement. Il serait nécessaire de réaliser des analyses sur les phases des signaux annuels pour mieux comprendre ce phénomène. Ne pouvant montrer les résultats sur l'ensemble des stations analysées, nous allons illustrer différents cas par des exemples représentatifs. D'après les résultats obtenus dans cette partie, nous allons étudier plus précisément deux stations avec des corrélations différentes dans les deux zones où les résultats sur les effets de surcharge hydrologique sont différents, la station ROJI (Ji-Paraná, Brésil) et la station MA02 (Buenos Aires, Argentine).

### V.1.3 Exemple de validation des modèles : Station ROJI

Afin d'illustrer la validation des modèles, nous avons pour exemple la station de ROJI qui se situe dans le bassin Amazonien (Figure 25), là où les phénomènes de surcharge hydrologique sont les plus importants au monde.

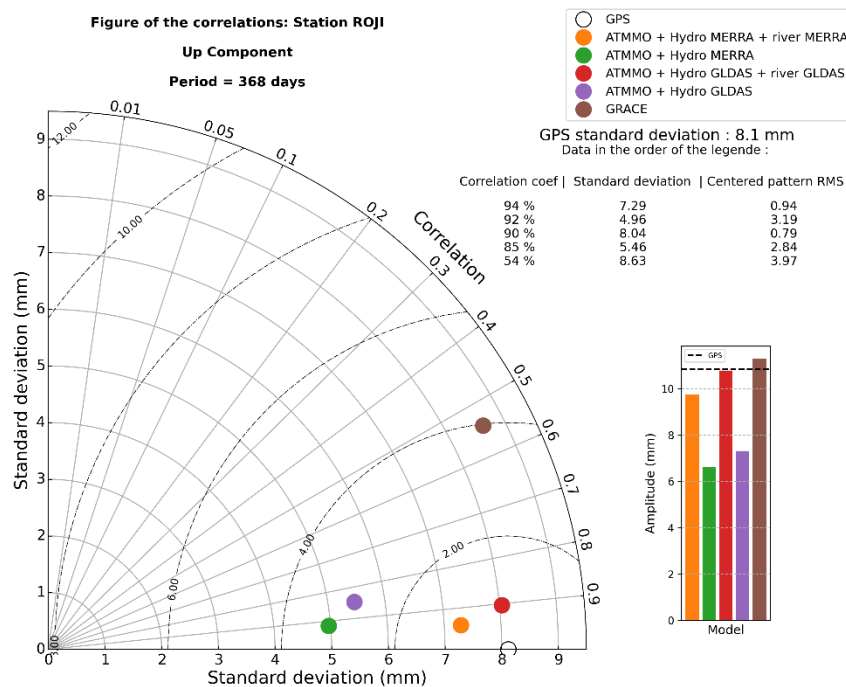


Figure 28 : Diagramme de Taylor de l'harmonique annuelle de la position verticale de la station ROJI

La Figure 28 représente le diagramme de Taylor pour la composante harmonique annuelle de la position verticale. L'historgramme à droite de la figure représente l'amplitude de chaque modèle et l'amplitude GPS est indiquée par la ligne pointillée horizontale. Pour commencer, nous pouvons observer que les modèles avec river et le signal GPS concordent avec une corrélation supérieure à 88% et le CRMS est inférieure à 3 mm. Ceci montre que la

composante annuelle des modèles est très proche de la composante annuelle du signal GPS. Ensuite, nous remarquons que l'amplitude augmente significativement lorsque nous rajoutons le modèle river, nous pouvons observer l'écart entre les différents modèles en Annexe 5 qui représente les séries temporelles des différentes composantes annuelles horizontales et verticales. Pour le modèle ATMMO+GLDAS, l'amplitude est de 8 mm alors que pour la somme des modèles ATMMO+GLDAS+river, l'amplitude est de 12 mm. Cela explique que pour la station ROJI, environ 30 % des effets de surcharge dans cette zone sont directement causés par les eaux des rivières et des lacs. Les observations GRACE viennent renforcer ces résultats. En effet, le signal observé par GRACE est équivalent au modèle ATMMO+GLDAS+river, cela montre que la hauteur d'eau des rivières joue un rôle important dans la déformation de la croûte terrestre. De plus, nous obtenons des résultats similaires avec la production MERRA, pour la combinaison ATMMO+MERRA l'amplitude est de 7 mm alors que pour la combinaison ATMMO+MERRA+river l'amplitude est de 10 mm, soit environ 33% de contribution directement due aux rivières. Pour les composantes horizontales de position nous obtenons de très bons résultats pour la composante East avec notamment 99% de corrélation pour la combinaison ATMMO+GLDAS+river. En ce qui concerne la composante North la corrélation est moins importante 60%, ce qui rejoint les résultats obtenus en § V.1.2. Concernant la composante semi-annuelle, la corrélation entre modèles et GPS est globalement moins importante (Annexe 6). Cela s'explique en partie par le fait que les signaux semi-annuels sont plus faibles et que de nombreux facteurs interannuels interviennent dans les effets de surcharge. Il est donc plus difficile de comparer la composante semi-annuelle des modèles et du GPS. De plus, nous remarquons que l'ajout de la composante river n'augmente pas considérablement la corrélation entre ces dernières. L'Annexe 7 montre les différents périodogrammes de la station ROJI sur les trois composantes. Nous pouvons observer que les différents modèles ne prennent pas en compte la composante harmonique semi-annuelle. Or, nous remarquons que sur certaines composantes de position, la contribution semi-annuelle, illustrée par le périodogramme GPS en bleu sur la figure, est bien présente. Une analyse plus poussée devra être réalisée sur ce point.

#### **V.1.4 Exemple de non validation des modèles : Station MA02**

Comme évoqué précédemment, dans certaines zones comme à l'embouchure du Rio Paraná, la corrélation entre les signaux des nouveaux modèles et les signaux GPS est inférieure aux résultats que nous obtenons dans la zone d'étude. Afin d'illustrer ce

phénomène, nous avons choisi de détailler les résultats de la station MA02 se situant dans cette zone (Figure 25).

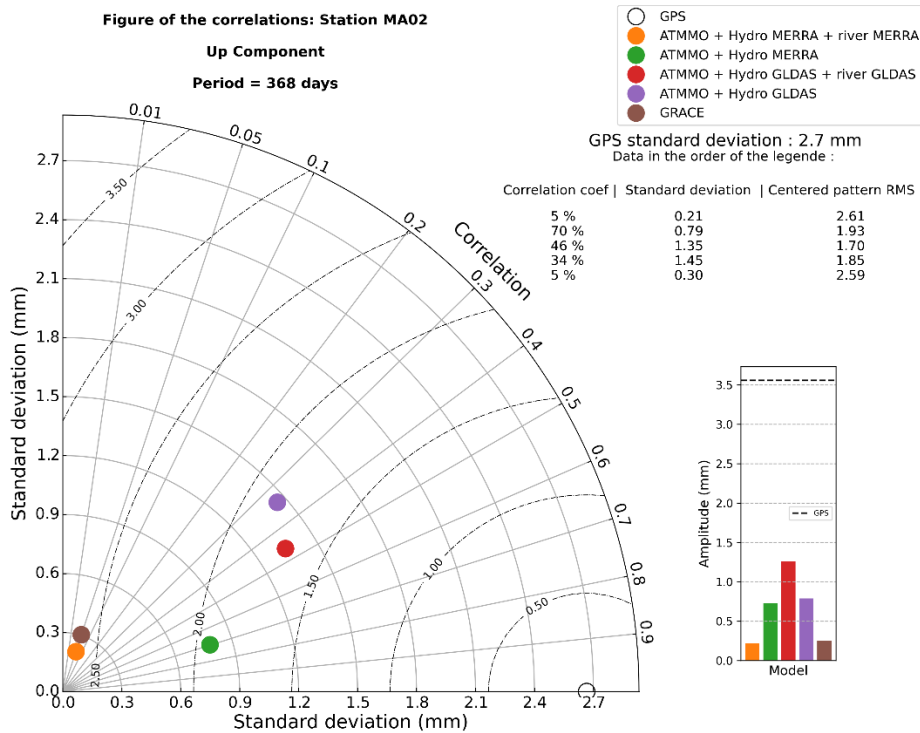


Figure 29 : Diagramme de Taylor de l’harmonique annuelle de la position verticale de la station MA02

Nous pouvons remarquer, sur la Figure 29 ci-dessus, que les différents signaux de modèles ne sont pas correctement accordés avec le signal GPS. Par exemple, la corrélation de la combinaison ATMMO+GLDAS+river n’est que de 46% et la combinaison ATMMO+MERRA+river n’est que de 5%. De plus, lorsque nous observons les différents signaux présentés en Annexe 8, nous remarquons que les différents modèles ne correspondent pas au signal GPS. Ces résultats laissent à penser que certaines contributions ne sont pas correctement modélisées dans cette zone. Nous retrouvons le même type de résultats pour la composante harmonique semi-annuelle de la composante verticale de position (Annexe 9) pour les modèles GLDAS et MERRA. Pour les composantes horizontales, les résultats sont globalement similaires à la composante verticale. L’analyse des résultats sur la station MA02 montre que les nouveaux modèles ne sont pas encore parfaits et restent à être affinés, il serait intéressant de connaître la cause des problèmes de modélisation que nous avons rencontrés et pouvoir ainsi les corriger.

## V.2 Analyse par bassin versant

Afin d’affiner notre analyse des résultats, nous allons nous intéresser ici aux trois bassins versants considérés dans notre zone d’étude, celui de l’Amazone, du Rio Paraná et de l’Orénoque. Compte tenu de la répartition des stations GPS permanentes en Amérique du

Sud et des critères de sélection que nous avons utilisés, nous ne disposons pas de beaucoup de stations dans chaque bassin versant. Ainsi, nous retenons 26 stations dans le bassin Amazonien, 40 dans le Rio Paraná et aucune dans l'Orénoque. Malheureusement, compte tenu du nombre nul de station dans le bassin Orénoque, aucune statistique ne sera réalisée sur celui-ci.

### V.2.1 Bassin Amazonien

Par rapport au bassin Amazonien nous avons choisi de retirer les résultats de la station MAPA qui dégradait fortement les moyennes. Le bassin Amazonien est le plus représentatif des effets de surcharge hydrologique. Pour réaliser les différents diagrammes de Taylor de cette partie nous avons réalisé la moyenne des valeurs obtenues sur l'ensemble du bassin versant considéré, puis nous avons renseigné ces valeurs dans le diagramme de Taylor. En réalisant la moyenne des données de toutes les stations présentes, nous avons déterminé que l'amplitude des modèles pour la composante harmonique annuelle de la composante verticale double lorsque nous prenons en compte l'apport des rivières (Figure 30). Ce résultat est très significatif puisqu'il manquait 50% du signal GPS dans les modèles.

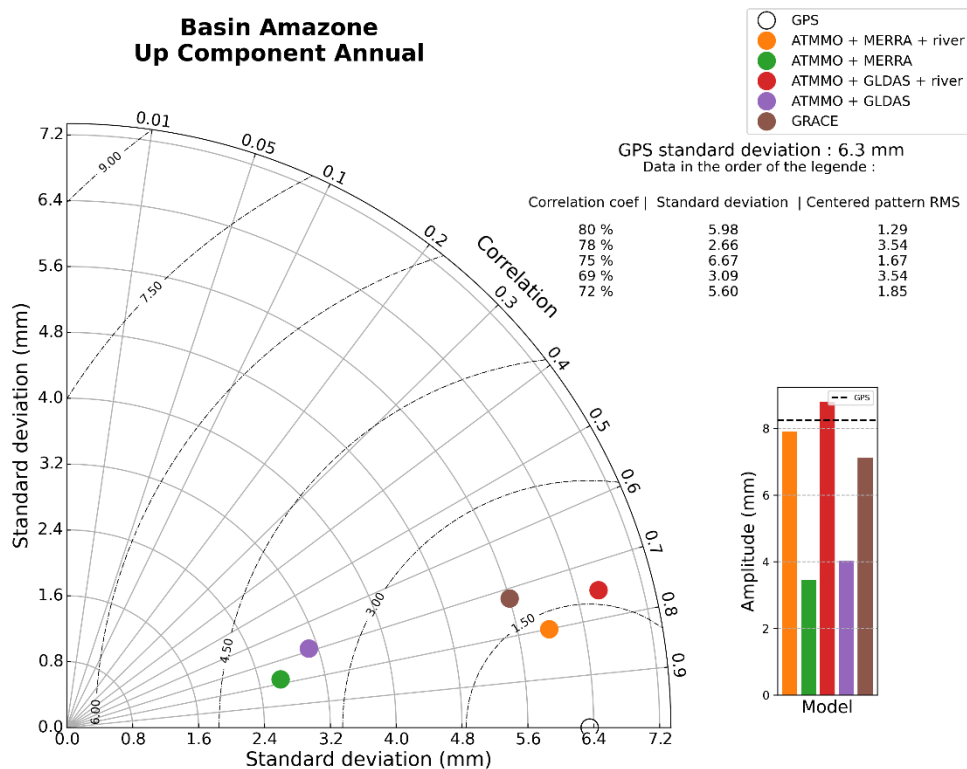


Figure 30 : Diagramme de Taylor des résultats moyens sur le bassin Amazonien pour l'harmonique annuelle de la position verticale

La part de la somme ATMMO+GLDAS représente en moyenne 50% du signal GPS, la part ATMMO+GLDAS+river quant à elle représente plus de 100% du signal GPS avec une amplitude de 8.3 mm et une dispersion de 6.7 mm. L'amplitude moyenne des séries GRACE

est de 7.1 mm ce qui correspond aux amplitudes des combinaisons de modèles comprenant la contribution river. Le diagramme de Taylor permet de comprendre l'utilité de comparer les modèles avec les séries GRACE. En effet, nous pouvons observer sur celui-ci que les points correspondant aux combinaisons river et GRACE (points orange, rouges et marron) sont groupés sur le diagramme. Ce résultat montre que les trois productions concordent, ce qui tend à prouver la qualité des nouveaux modèles hydrologiques dans cette zone. La composante harmonique semi-annuelle, est constituée de la part des surcharges classiques à hauteur de 0.5 mm et de 1.2 mm avec l'ajout des rivières, ceci avec une dispersion de 1.0 mm (Annexe 10).

Concernant les composantes de position horizontales, les résultats sont assez similaires par rapport à la composante verticale avec des amplitudes 10 fois moins élevées. Effectivement, pour les composantes annuelles horizontales nous retrouvons une forte ressemblance entre la production MERRA+river, GLDAS+river et GRACE. Comme pour la composante verticale la part des rivières représente environ 50% du signal avec une légère surestimation des modèles pour la composante Est et une légère sous-estimation pour la composante Nord. En analysant les résultats obtenus sur le bassin Amazonien nous pouvons affirmer que plus la station est proche d'un grand fleuve plus la part river est importante. C'est le cas par exemple de la station POVE (Porto Velho, Brésil) à proximité de la rivière Madeira ou encore de la station NAUS (Manaus, Brésil) à la confluence de l'Amazone et du Rio Negro. Les stations plus éloignées des rivières et plus hautes en altitude sont beaucoup moins impactées par l'effet de surcharge hydrologique. Par exemple, la station ROCD (Colorado do Oeste, Brésil) qui est à 452 m d'altitude tandis que POVE est à 120 m et NAUS à 94 m. Elle se situe près de la frontière de la Bolivie, où la part hydrologique des rivières représente moins de 30% des effets de surcharge. Or, la corrélation entre modèles et GPS dans cette zone est très bonne (97% pour GLDAS+river), ce qui signifie que les nouveaux modèles sont de bonne qualité.

## **V.2.2 Bassin du Rio Paraná**

Les résultats du bassin du Rio Paraná sont illustrés par la Figure 31, nous pouvons voir que l'amplitude de la composante harmonique annuelle de la composante de position verticale augmente de 2.6 mm à 3.4 mm pour la production GLDAS, la part hydrologique vaut 30% de la contribution totale. Le CRMS diminue de 1.9 mm à 1.3 mm grâce à l'ajout de la nouvelle contribution liée aux rivières. De plus, nous remarquons une différence de 1 mm entre l'amplitude GPS et l'amplitude de la combinaison ATMMO+GLDAS+river. Or,



nous observons dans un même temps que l'amplitude des séries issues de GRACE correspondent aux différentes contributions river. Nous pouvons donc penser que les contributions river ne sous-estiment pas les surcharges liées aux rivières dans cette zone, celles-ci seraient causées par d'autres phénomènes non liés aux rivières.

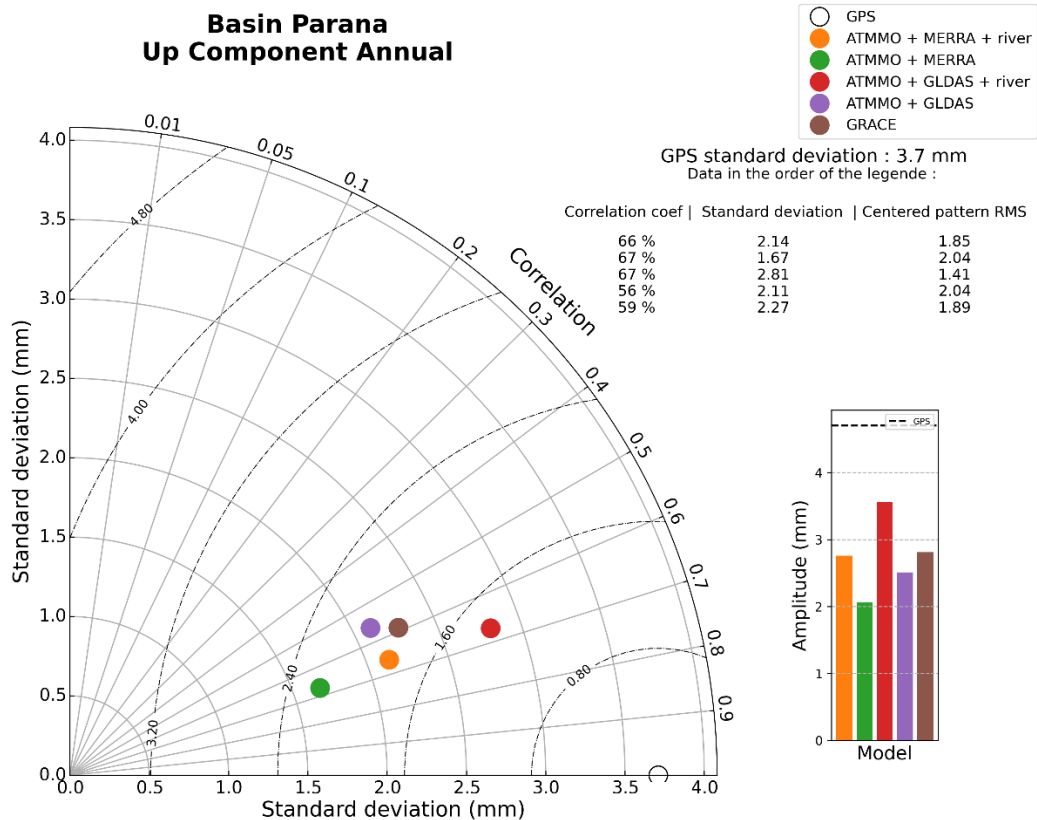


Figure 31 : Diagramme de Taylor des résultats moyens sur le bassin Paraná pour l'harmonique annuelle de la position verticale

Concernant les composantes de positions horizontales, nous retrouvons des résultats identiques par rapport à la composante verticale mais toujours avec des amplitudes beaucoup plus faibles. La corrélation entre modèles et GPS est d'environ 60% pour la composante Est et de 80% pour la composante Nord. Pour ces deux dernières nous visualisons le même écart entre les amplitudes du GPS et celles des différentes contributions GLDAS et MERRA. Pour les composantes semi-annuelles, il n'y a pas d'impact réel de l'ajout de la contribution des rivières dans ce bassin versant comme nous pouvons le voir sur le diagramme de Taylor correspondant en Annexe 11

### V.2.3 Comparaison des deux bassins versants

Nous pouvons constater que les deux bassins versants ont des résultats sensiblement différents. Tout d'abord, nous remarquons que la corrélation entre modèles et GPS est plus importante dans le bassin Amazonien, entre 69% et 80% de corrélation pour la composante harmonique annuelle de la composante de positionnement verticale. La corrélation dans le

bassin Paraná varie entre 54% et 67% en fonction des différents modèles. Cela montre que les modèles associés au bassin Amazonien sont globalement mieux modélisés par rapport au bassin Paraná. En effet, nous avons pu voir dans le § V.1.4 que certains modèles du bassin Rio Paraná n'étaient pas correctement modélisés. Ceci peut expliquer en partie les différences que nous obtenons entre les deux bassins. À propos de la composante semi-annuelle, la corrélation pour les deux bassins est d'environ 30% pour tous les modèles (Annexe 11). Nous pouvons donc dire que la composante semi-annuelle n'est pas modélisée entièrement, mais ce résultat peut aussi être expliqué par la difficulté à détecter des signaux interannuels à cause des différents facteurs qui peuvent influencer les données GPS.

Pour le bassin Amazonien, la part hydrologique annuelle ATMMO+GLDAS est équivalente à environ la moitié du signal GPS ce qui correspond à la littérature récente (ex. HAN et al., 2010 ; NICOLAS et al. 2017 ; BERTHIER et al. 2019). Contrairement au bassin du Rio Paraná ou moins de 30% du signal est expliqué par les rivières. L'apport des rivières est donc bien plus important dans le bassin Amazonien. Les différences sont encore plus marquées pour la composante semi-annuelle. Ces différences peuvent s'expliquer notamment par le fait que les deux bassins hydrologiques ont une topographie différente. Comme nous le montre la Figure 25, dans le bassin Amazonien, nous sommes proches du niveau de la mer alors que dans le bassin Rio Paraná les altitudes peuvent atteindre 1000 m. Ainsi, dans des terrains plus vallonnés, la hauteur d'eau est moins grande ce qui réduit la surcharge liée à cette dernière. Des analyses plus fines devront être réalisées pour confirmer ou non ces hypothèses.

### **V.3 Surestimation des modèles hydrologiques**

Nous avons observé que sur certaines stations, le signal était surestimé dans le nouveau modèle hydrologique. Cette surestimation est observable en particulier dans le bassin Amazonien. Par exemple, les amplitudes des modèles des stations comme POVE, MANAUS ou MAPA (Macapá, Brésil) dépassent les amplitudes des observations, ce qui ne peut pas s'expliquer physiquement. Les valeurs surestimées vont donc être représentées par un pourcentage supérieur à 100% dans l'histogramme. Le diagramme de Taylor ci-dessous (Figure 32) représente la corrélation entre le signal de référence (GPS) et les différents modèles pour la station MAPA pour la composante harmonique annuelle de la composante verticale de position. Nous pouvons voir que les modèles sont très bien corrélés avec le signal GPS, de 92% pour ATMMO+GLDAS et 96% pour ATMMO+MERRA+river.

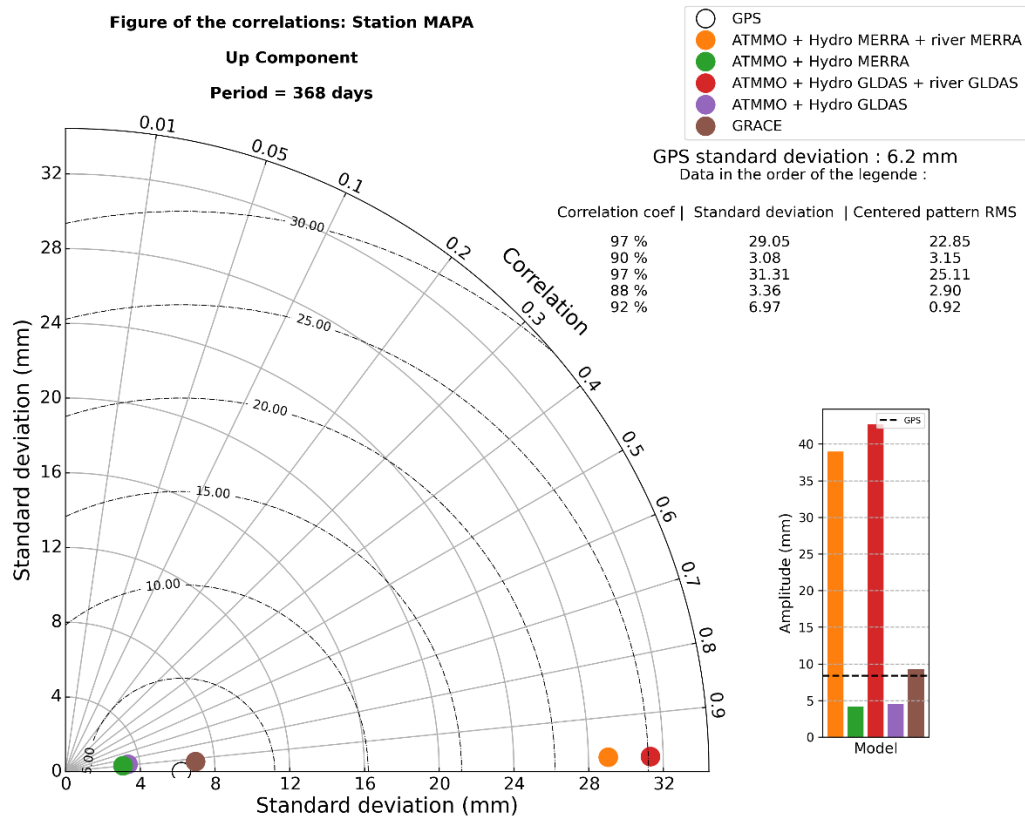


Figure 32 : Diagramme de Taylor de l'harmonique annuelle de la position verticale de la station MAPA

Cependant, en observant l'histogramme à droite de la figure, nous remarquons que l'amplitude pour les modèles avec la contribution river est de l'ordre de 40 mm alors que l'amplitude de la composante similaire GPS est d'environ 10 mm. Le modèle surestime l'impact des rivières et des lacs sur les surcharges. Cette surestimation se retrouve aussi pour la composante semi-annuelle avec le même ordre de grandeur que la composante annuelle (Annexe 12). De plus, nous pouvons remarquer que la série GRACE (point marron) est très proche de la référence GPS pour cette station. Les deux contributions river devraient normalement avoir une amplitude annuelle verticale proche de celle de GRACE, soit environ 10 mm. Nous trouvons également des résultats du même ordre de grandeur pour les composantes horizontales ce qui vient confirmer notre analyse. D'après J.-P. BOY ces erreurs sont causées par un signal dû au fleuve qui est trop grand, cela pour les stations GPS trop proches des fleuves (ex. : MANAUS qui est au milieu du fleuve). Ce problème très probablement lié à la résolution du modèle d'écoulement de 0.5°, la résolution étant trop faible, certains changements de reliefs ou de sols ne sont pas pris en compte. Afin d'améliorer les résultats, il faudrait un modèle avec une résolution spatiale plus fine. De manière générale, nous pouvons observer dans le bassin Amazonien que, plus la rivière devient importante avec les diverses confluences, plus les modèles river ont tendance à surestimer la surcharge.

## Conclusion

Suite aux différentes analyses que nous avons pu réaliser sur un nombre important de stations, nous comprenons de mieux en mieux les phénomènes de surcharge qui agissent sur la croûte terrestre. Les nouveaux modèles hydrologiques fournis par J.P. BOY ont pu être testés et en grande partie validés, permettant désormais une meilleure connaissance de ces derniers.

L'étude en Amérique du sud des modèles river modélisant les eaux des rivières et des lacs des trois principaux fleuves a montré l'importance de les prendre en compte dans cette région, où les effets liés à la surcharge hydrologique sont les plus importants au monde. L'analyse spatiale a permis de confronter différentes zones où la surcharge ne s'applique pas avec la même intensité. Nous avons observé que dans les grands bassins versants comme l'Amazone ou le Paraná, les nouveaux modèles hydrologiques sont globalement corrects, leur prise en compte est alors extrêmement importante. Au cœur du bassin Amazonien, les effets de surcharge liés aux rivières représentent 50% du signal GPS, contrairement au bassin du Rio Paraná où près de 30% du signal est expliqué par la surcharge liée aux rivières. Ces modèles sont cohérents sur une grande échelle spatiale et correspondent notamment avec les données dérivées des réserves d'eaux continentales issues de GRACE. Cependant, ces nouveaux modèles d'hydrologie continentale doivent être affinés et étendus sur une plus large zone comme par exemple, le sud du continent où la neige influence également les surcharges. En effet, lorsqu'ils sont appliqués de façon localisée, il arrive que les nouveaux modèles hydrologiques surestiment la surcharge. Ils nécessitent alors une plus grande résolution et la prise en compte des différences de sols d'une zone à une autre.

Le processus MSSA associé à une analyse spectrale optimale, la correction de sauts des séries temporelles et l'utilisation du diagramme de Taylor ont démontré leur efficacité pour comprendre et analyser les mouvements de la croûte terrestre. Néanmoins, il reste beaucoup à faire dans ce domaine, notamment étudier des pistes d'amélioration des nouveaux modèles. En effet, une fois la partie annuelle correctement modélisée, il est possible de la soustraire aux observations et de se concentrer sur les effets interannuels. L'étude des effets interannuels pourrait être très intéressante car elle permettrait d'observer les signatures éventuelles du changement climatique (ex. KNAPPE et al., 2019 ; PINEL et al., 2020). Est-ce que l'analyse de ces signaux permettrait de mettre en évidence des saisons de plus en plus sèches ?

Afin de poursuivre cette étude, il serait aussi pertinent de prendre en compte les effets de relaxation post-sismique qui sont à l'origine de problèmes que nous avons pu rencontrer notamment dans les régions montagneuses. Il serait aussi possible de combiner nos résultats avec des données géologiques qui viendraient compléter notre analyse spatiale et expliquer les différences que nous avons obtenues pour certaines stations proches les unes des autres (ex. FERREIRA, 2018).

## Bibliographie

ALTAMIMI Z., REBISCHUNG P., METIVIER L., et COLLILIEUX X., ITRF2014 : A new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling nonlinear station motions, 2016, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 121, doi :10.1002/2016JB013098.

AMIRI-SIMKOOEI A.R., On the nature of GPS draconitic year period pattern in multivariate position time series, 2013, *Journal of geophysical research: solid earth*, vol. 118, 2500–2511, doi:10.1002/jgrb.50199.

ASRI A., Développement d'un outil d'analyse des séries temporelles pour l'étude des effets saisonniers déterminés par GPS. Rapport de stage, Master SISEA, Université de Rennes 1, 2014, 69p.

BERTHIER A., Développement d'un outil Multi Singular Spectrum Analysis pour l'étude des déformations saisonnières environnementales observées par GPS. Mémoire, Géomètre et Topographe, Conservatoire National des Arts et Métiers, École Supérieure des Géomètres et Topographe, Le Mans : Université du Maine, 2018, 53p.

BERTHIER A., NICOLAS J., VERSUN J. et BOY J.-P., MSSA Analysis Of Seasonal Loading-Induced Deformation From GNSS Time Series. Poster, IUGG General Assembly 2019 – Montreal, Canada, 8-18 July 2019, Session G06 – poster G06p-320.

BLANCHET G. et CHARBIT M., Signaux et images sous Matlab, Paris : HERMES Science Publications, 2001, 689p.

BLEWITT, G., HAMMOND W. C., et KREEMER C., Harnessing the GPS data explosion for interdisciplinary science, 2018, *Eos*, 99, <https://doi.org/10.1029/2018EO104623>.

BOS M. S., FERNANDES R. M. S., WILLIAMS S. D. P., et BASTOS L., Fast Error Analysis of Continuous GNSS Observations with Missing Data. *J. Geod.*, 2013, Vol. 87(4), 351–360, doi :10.1007/s00190-012-0605-0.

BOY J.-P., Estimation of surface water variations from space gravity, altimetry and remote sensing. Présentation, EGU General Assembly, 2015, Vienna, Austria, 12-17 April 2015.

CHEN Q., VAN DAM T., SNEEUW N., COLLILIEUX X., WEIGELT M. et REBISCHUNG P., Singular spectrum analysis for modeling seasonal signal from GPS time series. *Journal of Geodynamics*, 2013, 72, 25–35, doi : 10.1016/j.jog.2013.05.005

CARABAJAL C.C. et BOY J. P., Lake and reservoir volume variations in South America from radar altimetry, ICES at laser altimetry, and GRACE time-variable gravity, 2020, *Advances in Space Research*, <https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.04.022>

COLLILIEUX X., Analyse des séries temporelles de positions des stations de géodésie spatiale. Thèse de Doctorat, Astronomie et Astrophysique Mention Géodésie, Laboratoire de Recherches en Géodésie, Marne La Vallée, 2008, 189 p.

CORBEAU A., Étude des déformations saisonnières observées par GPS appliquée à l'île de la Réunion et au bassin Amazonien. Mémoire, Géomètre et Topographe, Conservatoire National des Arts et Métiers, École Supérieure des Géomètres et Topographe, Le Mans : Université du Maine, 2015, 60 p.

DACH R., BOHM J., LUTZ S., STEIGENBERGER P. et BEUTLER G., Evaluation of the impact of atmospheric pressure loading modeling on GNSS data analysis. *Journal of Geodesy*, 2011, 85 (2), ISSN 0949-7714, doi: 10.1007/s00190-010-0417-z, 16 p.

FARRELL W. E., Deformation of the Earth by surface loads. *Reviews of Geophysics*, 1972, 10(3) : 761–797, ISSN 1944-9208. doi: 10.1029/RG010i003p00761.

FERREIRA V.G., MONTECINO H.C., NDEHEDEHE C.E., HECK B., GONG Z., DE FREITAS S.R.C., WESTERHEUS M., Spaced-based observations of crustal deflections for drought characterization in Brazil, 2018, *Science of the Total Env.* 644, 256-273, <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.018.06.277>.

FU Y., ARGUS D. F., FREYMUELLER J. T., and HEFLIN M. B., Horizontal motion in elastic response to seasonal loading of rain water in the Amazon Basin and monsoon water in Southeast Asia observed by GPS and inferred from GRACE, 2013, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 6048–6053, doi :10.1002/2013GL058093.

GHIL M., ALLEN M. R., DETTINGER M. D., IDE K., KONDRASHOV D., MANN M. E., W. ROBERTSON A., SAUNDERS A., TIAN Y., VARADI F., et YIOU P. Advanced spectral methods for climatic time series, 2002, *Rev Geophys* 40(1) : 3.1-3.41.

GRUSZCZYNSKA M., KLOS A., GRUSZCZYNSKI M., et BOGUSZ J., Investigation of time changeable seasonal components in the GPS height time series: A case study for Central Europe. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 2016, Vol.13(3), 281–289, <https://doi.org/10.1007/s00024-018-1814-0>

GRUSZCZYNSKA M., ROSAT S., KLOS A., GRUSZCZYNSKI M., et BOGUSZ J., Multichannel Singular Spectrum Analysis in the Estimates of Common Environmental Effects Affecting GPS Observations, *Pure and Applied Geophysics*, 2018, doi : 10,1007/s00024-018-1814

HAN S.-C., YEO I.-Y., ALSDORF D., BATES P., BOY J.-P., KIM H., OKI T., et RODELL M., Movement of Amazon surface water from time-variable satellite gravity measurements and implications for water cycle parameters in land surface models, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2010, 11, Q09007, doi :10.1029/2010GC003214.

HEIMLICH C., MASSON F., BOY J.-P., Surcharges océaniques dans les signaux GPS : la quête de l'extrêmement petit, *Revue XYZ*, 2014, 139, p. 37-42

LAMBECK K., *The Earth's Variable Rotation*. Cambridge University Press, 1980. ISBN9780511569579. Cambridge Books Online.

LOMB N.R., Least-Square Frequency Analysis of Unequally Spaced Data, 1976, *Astrophysics and Space Science*, Vol. 39, Issue 2, pp.447-462, doi : 10.1007/BF00648343.

LOOMIS B., LUTHCKE S.B., Mass evolution of Mediterranean, Black, Red, and Caspian Seas from GRACE and altimetry: accuracy assessment and solution calibration, 2017, *J. Geod.* 91 (2), 195–206. <https://doi.org/10.1007/s00190-016-0952-3>.

LUTHCKE S. B., SABAKA T.J., LOOMIS B.D., ARENDT A.A., McCARTHY J.J., et CAMP J., Antarctica, Greenland and Gulf of Alaska land-ice evolution from an iterated GRACE global mascon solution. *J. of Glaciology*, 2013, 216, doi :10.3189/2013JoG12J147.

KLOS A., GRUSZCZYNSKA M., BOS M. S., BOY J.-P., et BOGUSZ J., Estimates of vertical velocity errors for IGS ITRF2014 stations by applying the improved singular spectrum analysis method and environmental loading models. *Pure and Applied Geophysics*, 2018, 175, 1823-1840, <https://doi.org/10.1007/s00024-017-1494-1>.

KNAPPE E., BENDICK R., MARTENS H. R., ARGUS D. F., et GARDNER W. P., Downscaling vertical GPS observations to derive watershed-scale hydrologic loading in the northern Rockies. *Water Resources Research*, 2019, 55, 391–401. <https://doi.org/10.1029/2018WR023289>

MICHOT V., Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien. Thèse, Mention : Géographie, Ecole doctorale Sciences Humaines et Sociales, Rennes : Université Européenne de Bretagne Loire, 2017, 280p.

NICOLAS J., J-P BOY, DURAND F. et MEMIN A., Assessment of an improved hydrological loading model from space geodesy : case study in South America. Poster, EGU General Assembly 2017 – Vienna, Austria, 23-28 April 2017, Session G3.2 – poster X3.158–EGU2017-6416.

PETROV L., et BOY J.-P., Study of the atmospheric pressure loading signal in very long baseline interferometry observations, 2004, *J. Geophys. Res.*, 109, B03405, doi:10.1029/2003JB002500.

PINEL S., BONNET M.-P., S. DA SILVA J., SAMPAIO T. C., GARNIER J., CATRY T., et al., Flooding Dynamics Within an Amazonian Floodplain: Water Circulation Patterns and Inundation Duration, 2020, *Water Resources Research*, 56, e2019WR026081. <https://doi.org/10.1029/2019WR026081>

PREVOST P., Extraction des variations spatio-temporelles du champ de gravité à partir des données de la mission spatiale GRACE : méthodes et applications géophysiques, Thèse, Mention : Sciences de la Terre et de l'Environnement, Ecole Doctorale STEP'UP, Paris : Ecole Normale Supérieure, 2019, 121p.

SCARGLE J.D., Studies in astronomical time series analysis. II. Statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced data. *The Astrophysical Journal*, 1982, 263:835-853.

TAYLOR K.E., Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram, *Journal of Geophysical Research*, vol. 106, NO. D7, p 7192-7192, April 16, 2001.

VAN DAM T., WAHR J., MILLY P.C.D., SHMAKIN A.B., BLEWITT G., LAVALLEE D., LARSON K. et al., 2001, Crustal displacements due to continental water loading. *Geophys Res Lett* 28:651–654.



VAN DAM T., COLLILIEUX X., WUITE J., ALTAMIMI Z. et RAY J., Nontidal ocean loading : amplitudes and potential effects in GPS height time series, 2012, Journal of Geodesy, 86(11) : 1043-1057, ISSN 0949-7714. doi : 10.1007/s00190-012-0564-5.

WESSEL P., W. H. F. SMITH, R. SCHARROO, J. F. LUIS, et F. WOBBE, Generic Mapping Tools : Improved version released, 2013, EOS Trans. AGU, 94, 409-410

## **Webographie**

Nevada Geodetic Laboratory, séries temporelles GPS disponibles sur : [geodesy.unr.edu](http://geodesy.unr.edu)

Modèles de surcharge disponibles sur : <http://loading.u-stasbg.fr>

Fond topographique : AMANTE, C., and EAKINS B. W., ETOPO1 1 arc-minute global relief model : Procedures, data sources and analysis Rep., 2008, National Geophysical Data Center, Boulder, CO

Langage de programmation : Python Core Team (2020). Python : A dynamic, open source programming language, version 3.6.8. Python Software Foundation. Disponible à l'URL <https://www.python.org/>.

## Table des annexes

Annexe 1 Résumé des tests du processus MSSA sur un signal synthétique .....	58
Annexe 2 Organigramme du programme MSSA .....	59
Annexe 3 Impact du modèle river sur les amplitudes des surcharges pour les harmoniques annuelles des positions horizontales .....	60
Annexe 4 Impact du modèle river sur les amplitudes des surcharges pour l'harmonique semi- annuelle de la position verticale.....	61
Annexe 5 Harmoniques annuelles de la station ROJI.....	62
Annexe 6 Diagramme de Taylor harmonique semi-annuelle de la position verticale de la station ROJI .....	63
Annexe 7 Périodogrammes Lomb-Scargle des harmoniques semi-annuelles de la station ROJI.....	64
Annexe 8 Harmoniques annuelles de la station MA02.....	65
Annexe 9 Diagramme de Taylor de l'harmonique semi-annuelle position verticale de la station MA02 .....	66
Annexe 10 Diagramme de Taylor harmonique semi-annuelle position verticale du bassin Amazonien .....	67
Annexe 11 Diagramme de Taylor harmonique semi-annuelle position verticale du bassin du Rio Paraná.....	68
Annexe 12 Diagramme de Taylor harmonique semi-annuelle de la position verticale de la station MAPA .....	69

## Annexe1

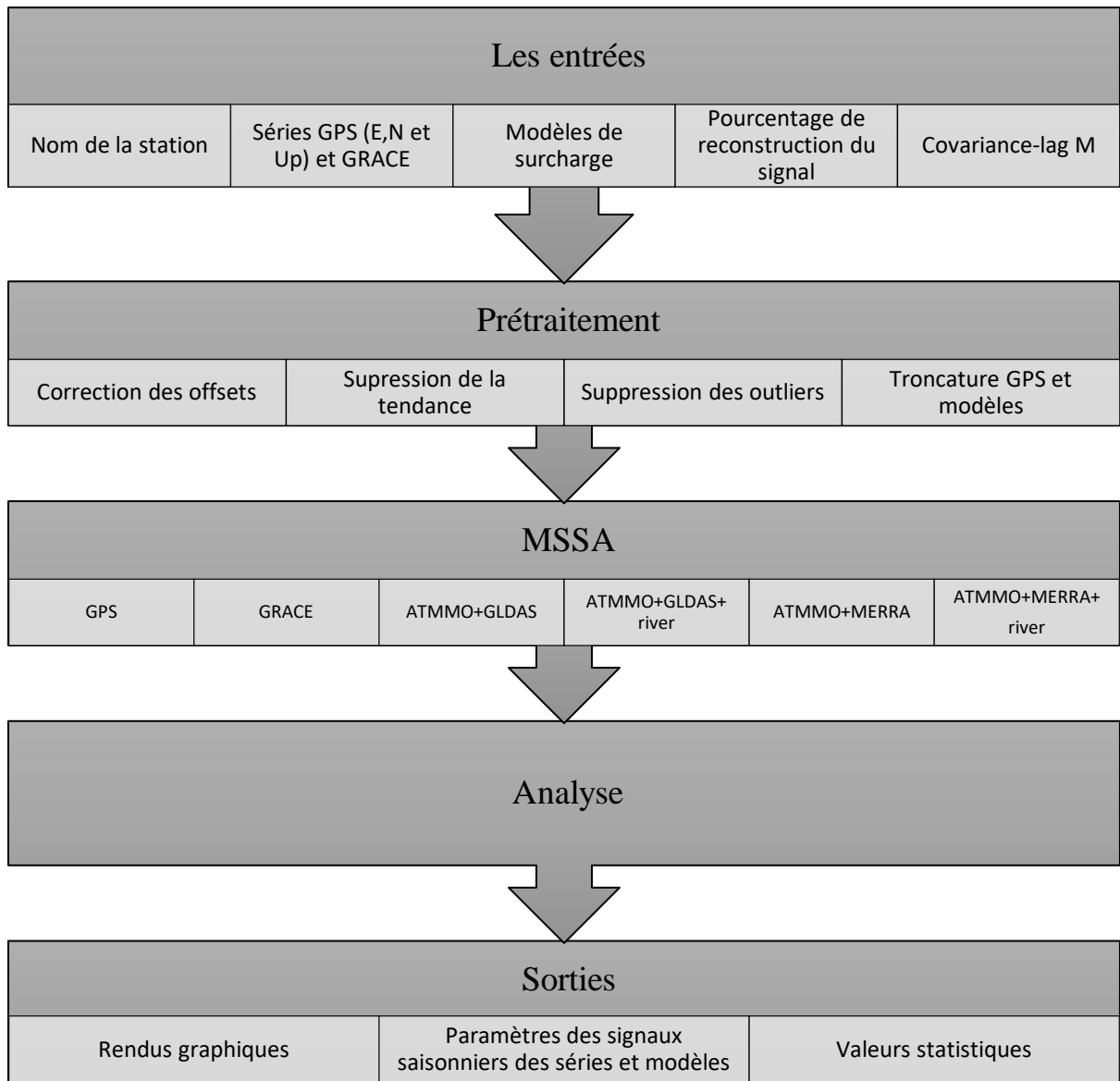
### Résumé des tests du processus MSSA sur un signal synthétique

Paramètres		Période d'entrée (jours)			Amplitude d'entrée (mm)			Valeur de M	Taille de la série (ans)	Résultats : Composantes reprojctées			Remarques
Numéro Test	Nom du Test	T1	T2	T3	A1	A2	A3	M	T	RC1	RC2	RC3	
1	M = 31	365	180	90	10	5	3	31	10	-	-	-	Non décomposition des harmoniques
2	M = 180	365	180	90	10	5	3	180	10	+	++	+	Mauvaise détermination des amplitudes
3	M = 365	365	180	90	10	5	3	365	10	++	++	++	/
4	M = 730	365	180	90	10	5	3	730	10	++	++	++	Effet de bord quand M augmente d'où pertes de données sur une durée égale à M jours
5	Séparabilité 1	365	350	/	10	5	/	730	10	-	-	/	Une seule fréquence détectée T=360 j
6	Séparabilité 2	365	350	/	10	5	/	730	25	++	++	/	Effet draconitique détecté pour 25 ans de données
7	Amplitude 1	365	180	/	10	1	/	730	10	++	++	/	/
8	Amplitude 2	365	180	/	10	0,1	/	730	10	++	-	/	Composante détectée mais trop faible pour être analysée

Annexe 1 : Tableau récapitulatif des tests du processus MSSA sur un signal synthétique

## Annexe 2

### Organigramme du programme MSSA

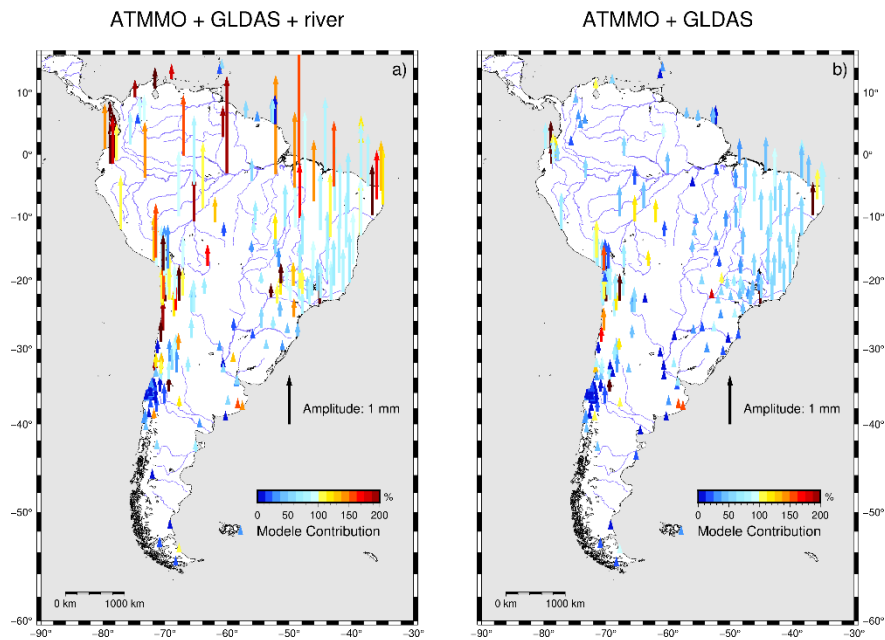


Annexe 2 : Organigramme représentant les différentes étapes de traitement MSSA des séries GPS et des modèles de surcharge

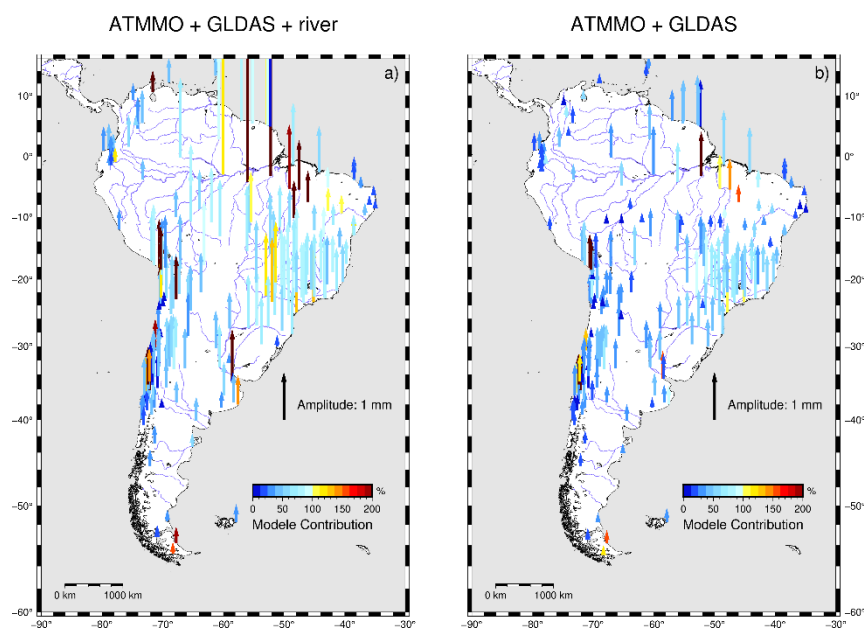
## Annexe 3

### Impact du modèle river sur les amplitudes des surcharges pour les harmoniques annuelles des positions horizontales

#### East



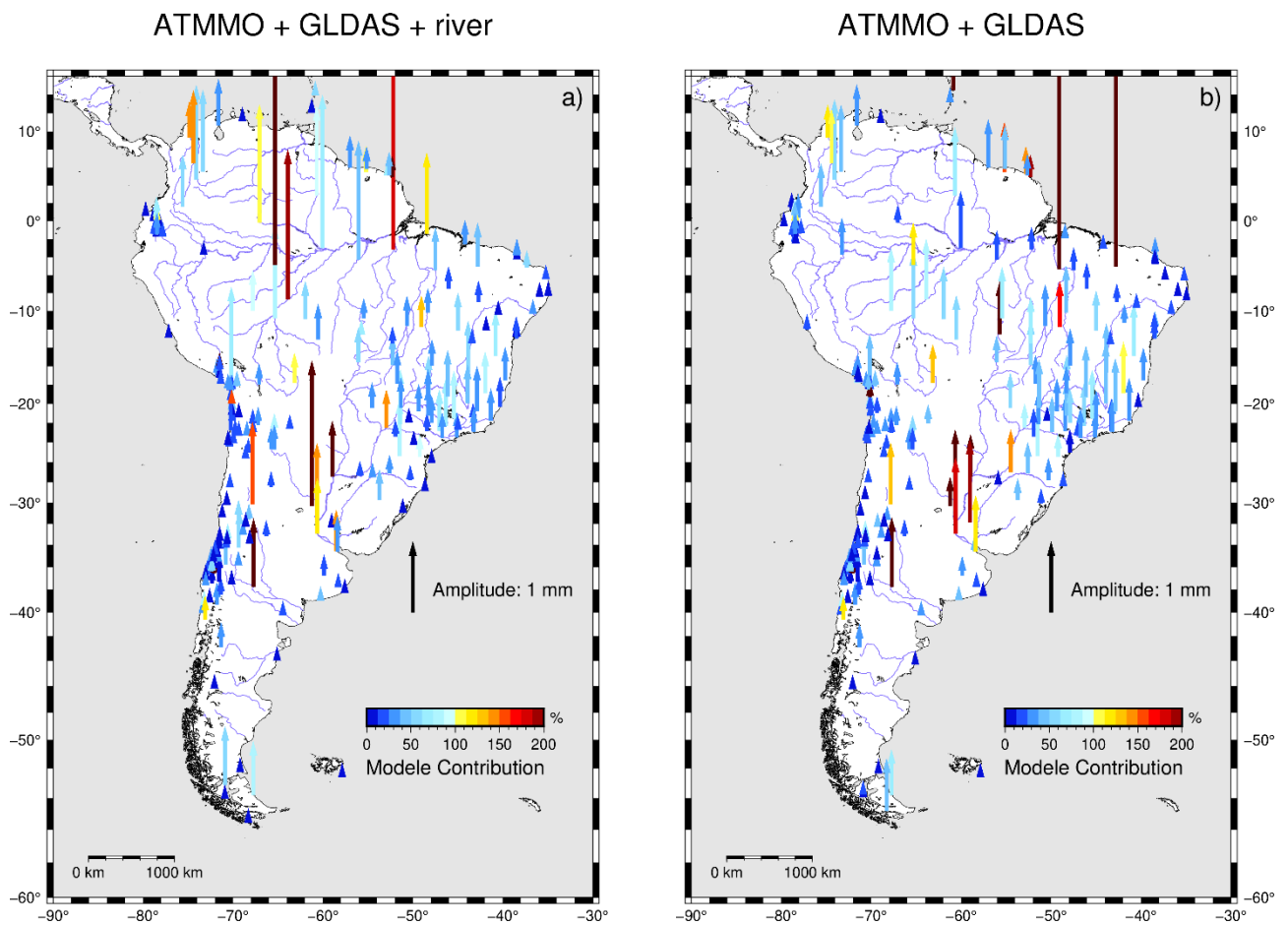
#### North



Annexe 3 : Amplitude des composantes harmoniques annuelles des composantes de positionnement horizontales (en mm) et pourcentage de contribution au signal GPS pour les modèles ATMMO + GLDAS + river (a) et ATMMO + GLDAS (b)

## Annexe 4

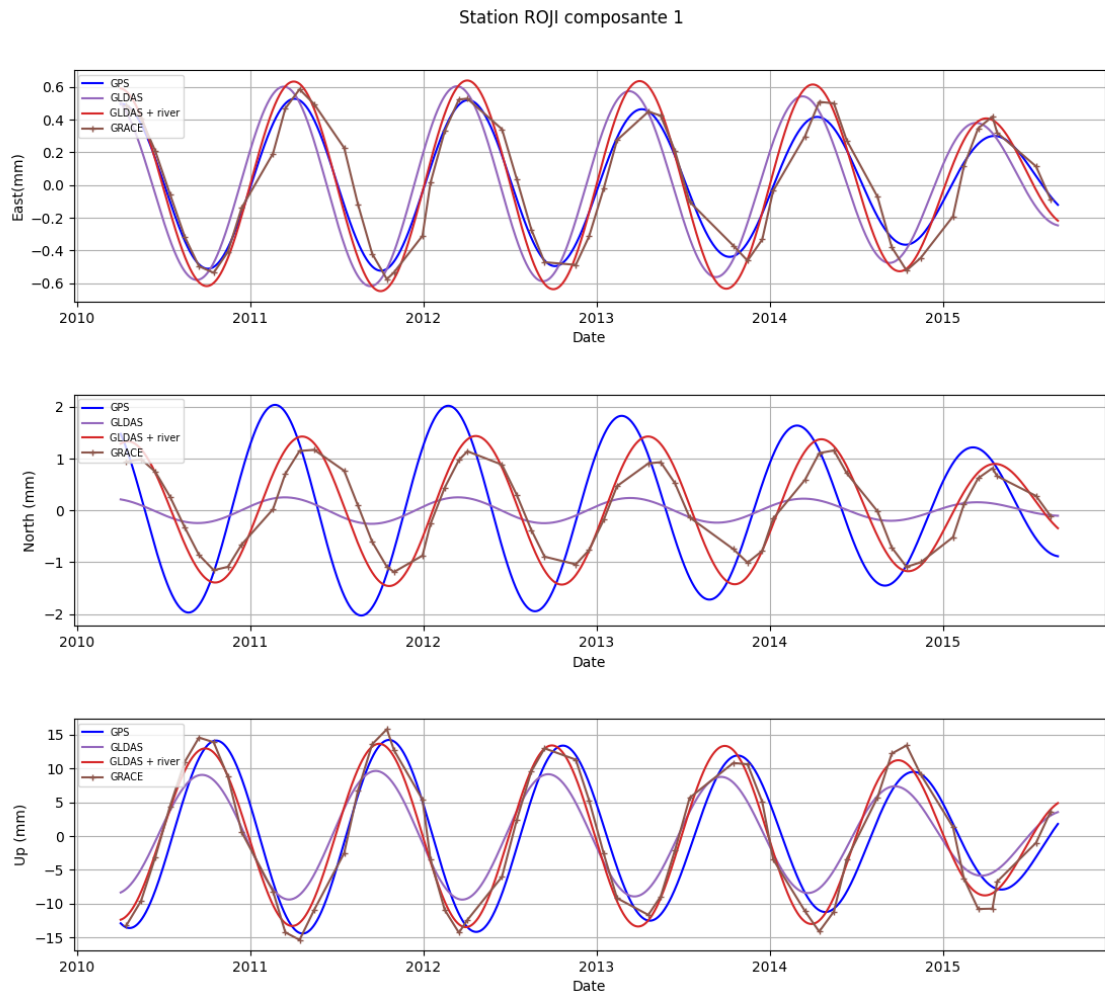
### Impact du modèle river sur les amplitudes des surcharges pour l'harmonique semi-annuelle de la position verticale



Annexe 4 : Amplitude de l'harmonique semi-annuelle de la composante de positionnement verticale (en mm) et pourcentage de contribution au signal GPS pour les modèles ATMMO + GLDAS + river (a) et ATMMO + GLDAS (b)

## Annexe 5

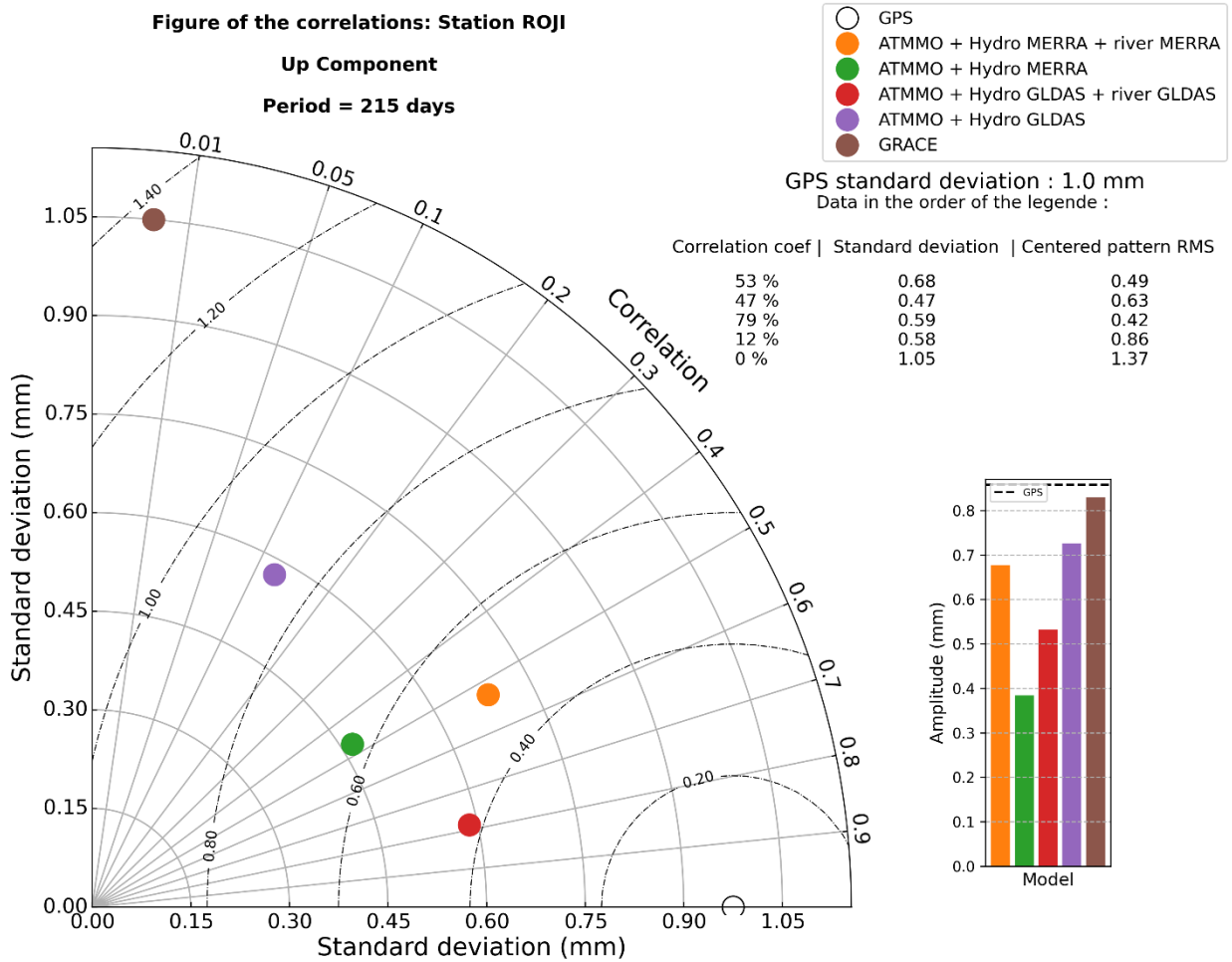
### Harmoniques annuelles de la station ROJI



Annexe 5 : Composantes harmoniques annuelles GPS (bleu), GLDAS (violet), GLDAS + river (rouge) et GRACE (marron) pour la station ROJI

## Annexe 6

### Diagramme de Taylor harmonique semi-annuelle de la position verticale de la station ROJI

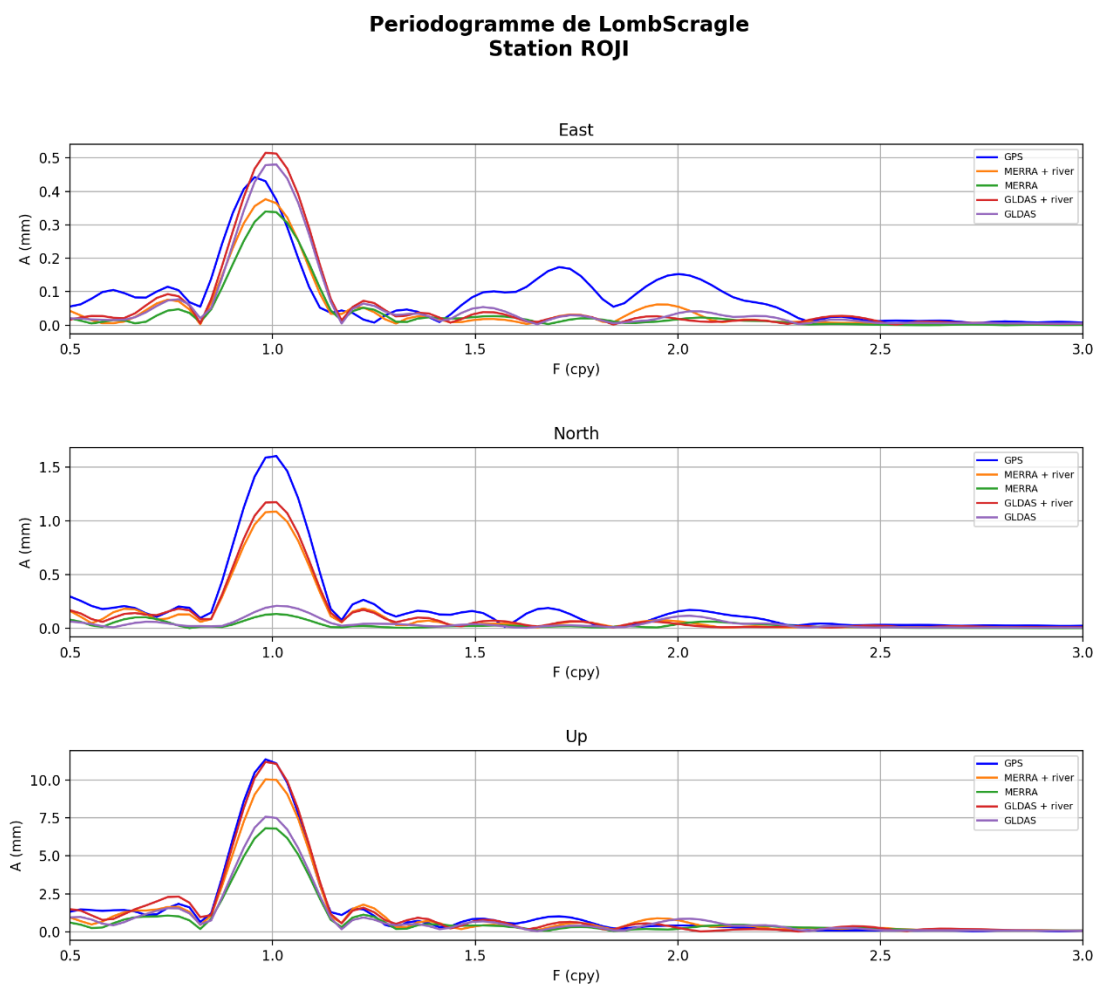


Annexe 6 : Diagramme de Taylor de l'harmonique semi-annuelle de la composante de positionnement verticale de la station ROJI



## Annexe 7

### Périodogrammes Lomb-Scargle des harmoniques semi-annuelles de la station ROJI

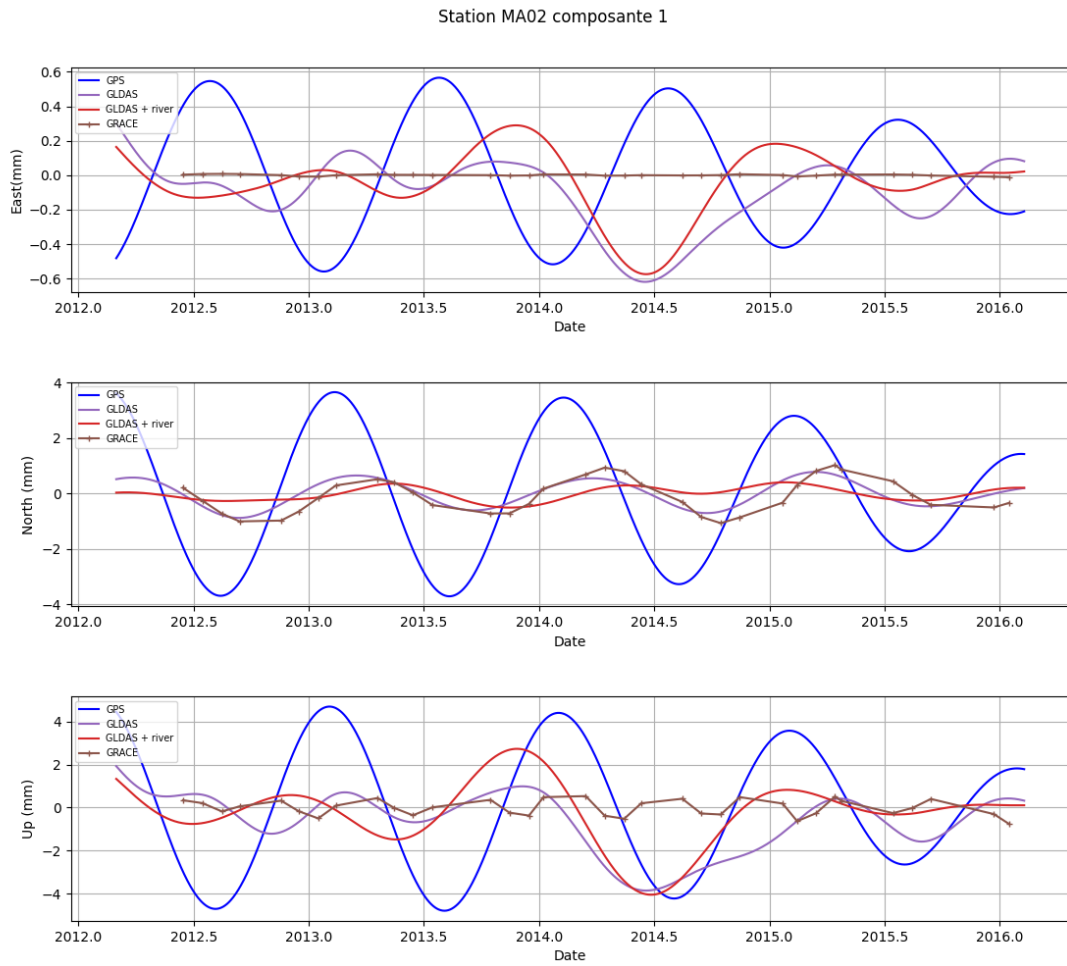


Annexe 7 : Périodogrammes de Lomb-Scargle des harmoniques semi-annuelles de la station ROJI

Les périodogrammes permettent d'observer et de définir les différentes harmoniques présentes dans les séries temporelles. Nous retrouvons les périodogrammes correspondant au GPS (en bleu), ATMMO+MERRA+river (en orange), ATMMO+MERRA (en vert), ATMMO+GLDAS+river (en rouge) et ATMMO+GLDAS (en violet). L'unité en ordonnée est le millimètre et en abscisse des cycles par an.

## Annexe 8

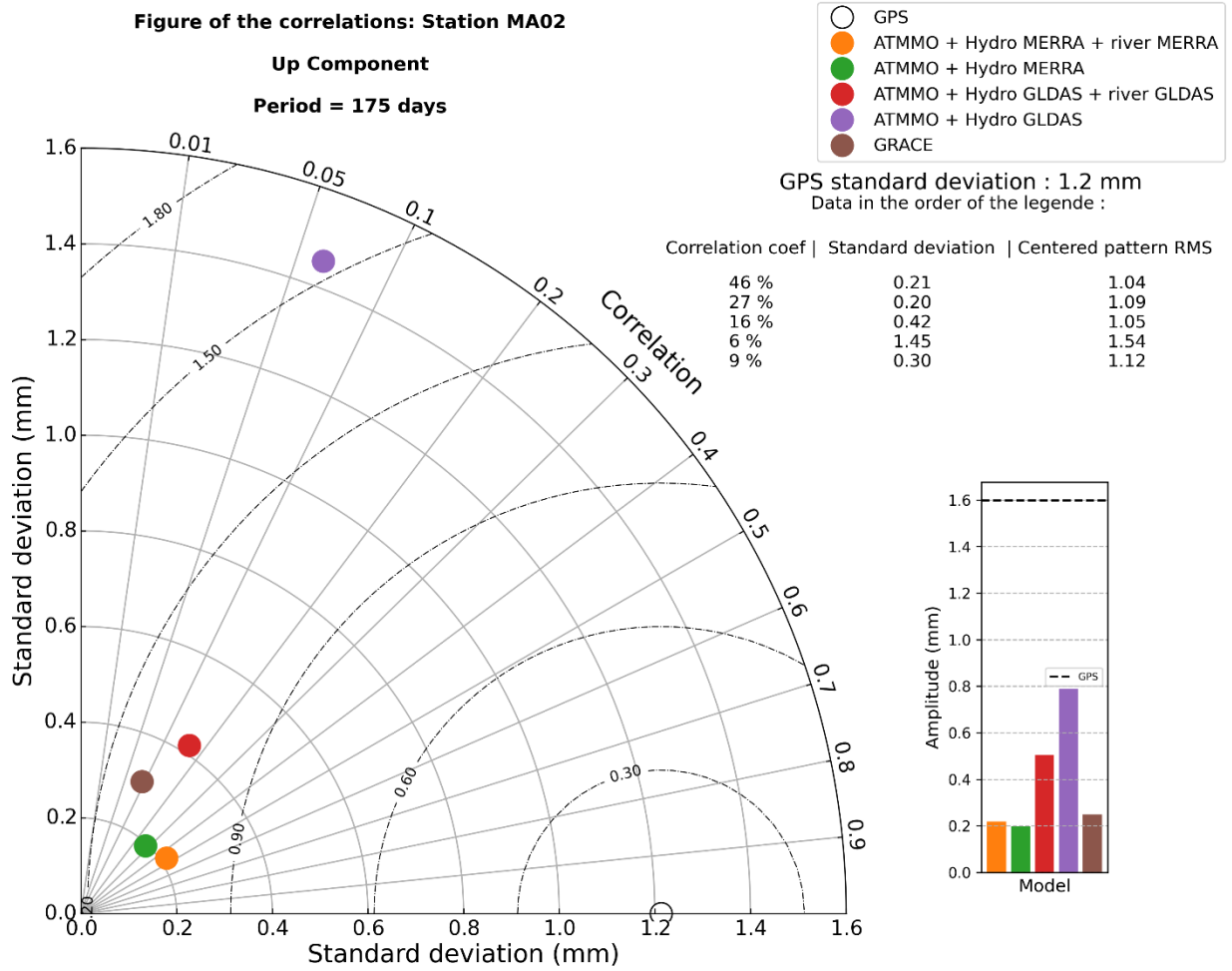
### Harmoniques annuelles de la station MA02



Annexe 8 : Harmoniques annuelles GPS (bleu), GLDAS (violet), GLDAS + river (rouge) et GRACE (marron) pour la station MA02

## Annexe 9

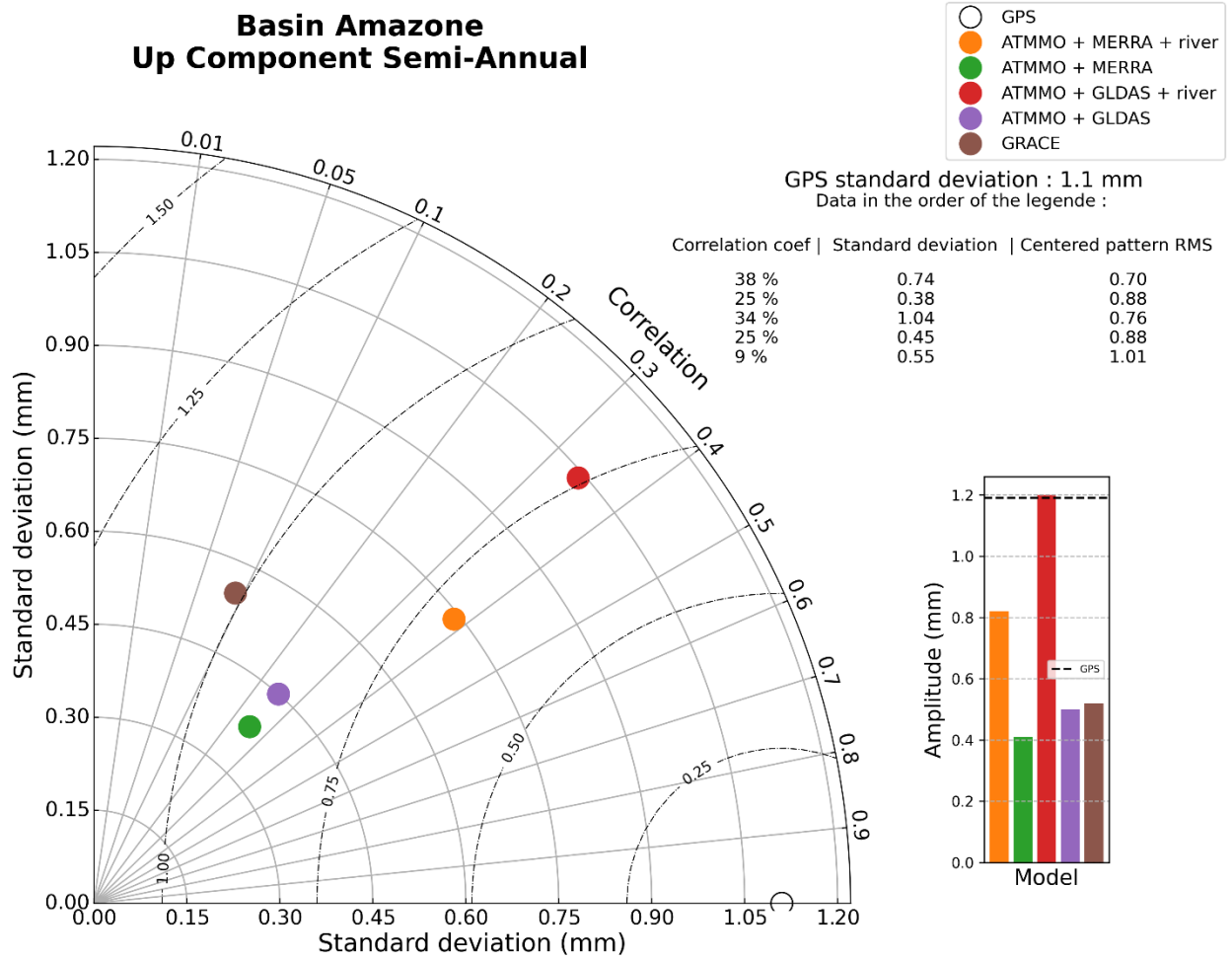
# Diagramme de Taylor de l'harmonique semi-annuelle position verticale de la station MA02



Annexe 9 : Diagramme de Taylor de l'harmonique semi-annuelle de la position verticale de la station MA02

# Annexe 10

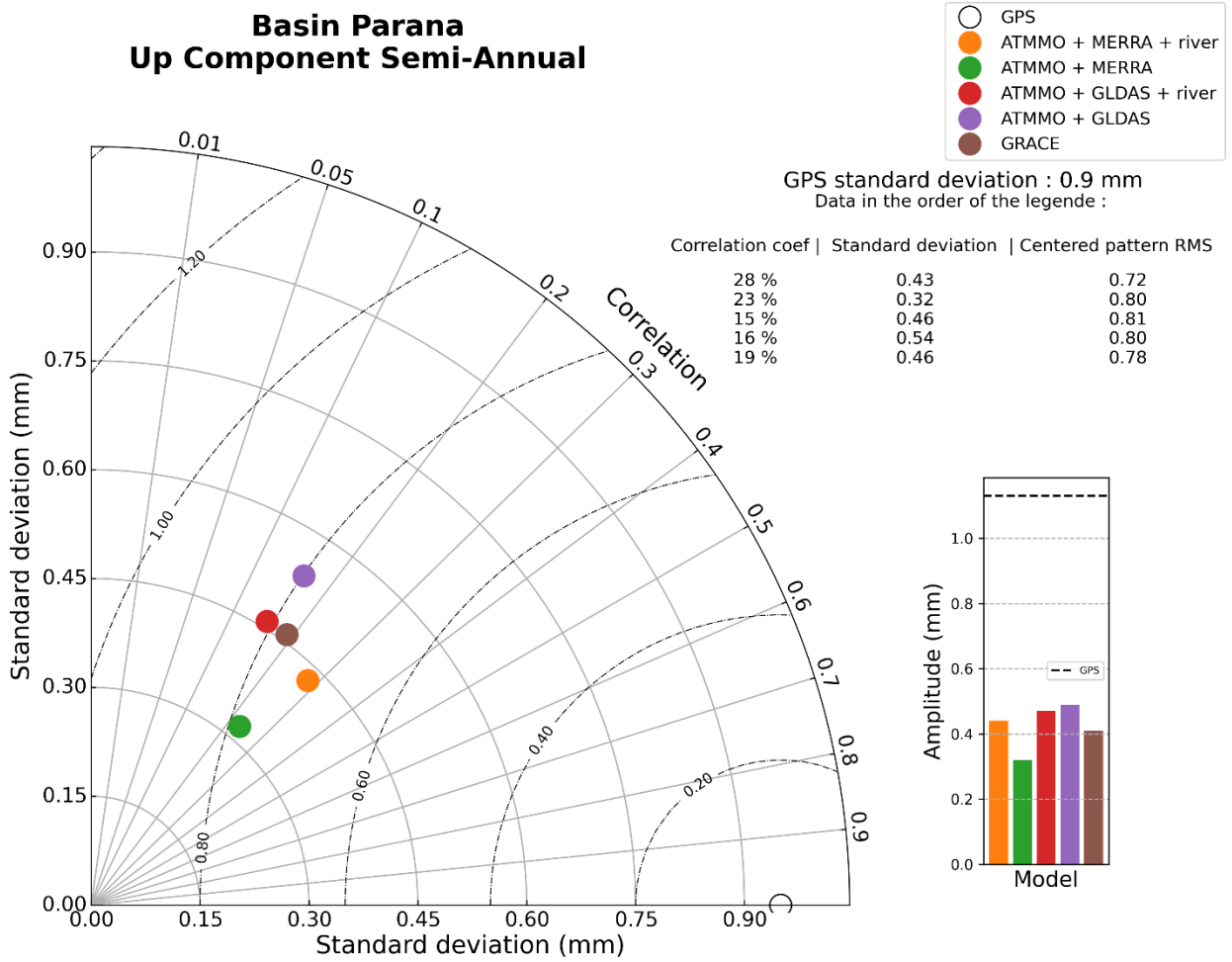
## Diagramme de Taylor harmonique semi-annuelle position verticale du bassin Amazonien



Annexe 10 : Diagramme de Taylor des résultats moyens obtenus sur le bassin Amazonien pour l'harmonique semi-annuelle de la composante de positionnement verticale

# Annexe 11

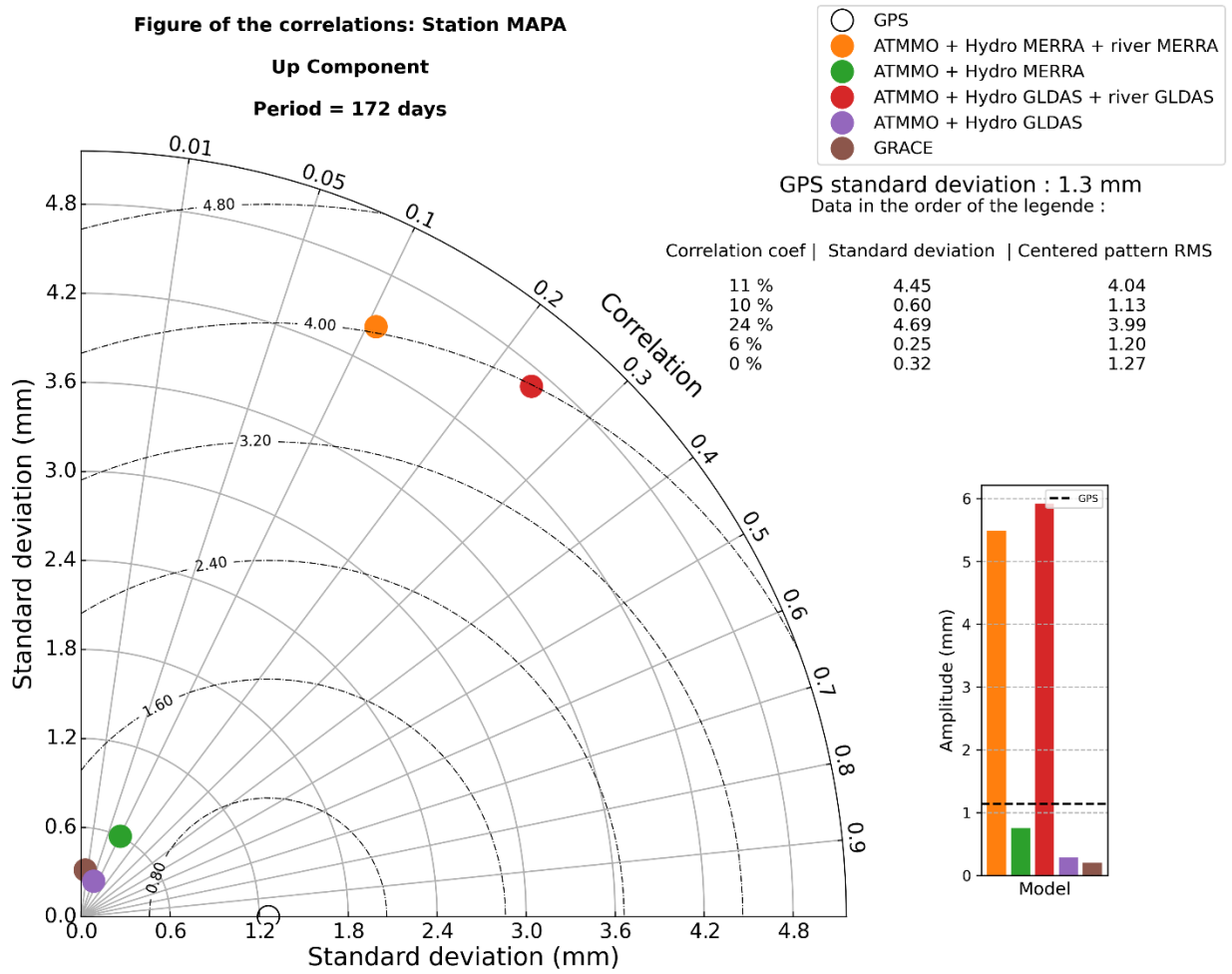
## Diagramme de Taylor harmonique semi-annuelle position verticale du bassin du Rio Paraná



Annexe 11 : Diagramme de Taylor des résultats moyens obtenus sur le bassin Paraná pour l'harmonique semi-annuelle de la composante de positionnement verticale

## Annexe 12

# Diagramme de Taylor harmonique semi-annuelle de la position verticale de la station MAPA



Annexe 12 : Diagramme de Taylor des résultats moyens obtenus sur la station MAPA pour l'harmonique semi-annuelle de la composante de positionnement verticale

## Liste des Figures

Figure 1 : Carte du continent Sud-Américain avec les trois principaux bassins versants (AQUASTATS, 2011 ; ETOPO1 Amante et al., 2008) .....	9
Figure 2 : Ensemble des phénomènes affectant la croûte terrestre (LAMBECK, 1980).....	11
Figure 3 : Déplacement vertical maximum de surface prédit par Ocean Bottom Pressure (OBP) tous les 2.5° (VAN DAM et al., 2012).....	12
Figure 4 : Extrait de la série temporelle de la station POVE des signaux observés par GPS (bleu) et GRACE (rouge) et modélisés par la somme des effets de surcharge (ATMMO+GLDAS) ....	13
Figure 5 : Amplitude de la variation de masse saisonnière globale en termes de hauteur d'eau équivalente mesurée par GRACE (FU et al. 2013).....	15
Figure 6 : Déplacement annuel vertical causé par l'atmosphère (ECMWF) et induite par l'océan (TUGO-m) surnommé ATMMO (gauche) et l'effet de surcharge hydrologique (GLDAS/Noah) (droite) .....	17
Figure 7 : Diagramme des 50 premières valeurs propres de la station GPS ROJI sur la composante verticale (échelle logarithmique) .....	20
Figure 8 : Amplitudes des composantes principales (sans unité) de la composante verticale de la station GPS ROJI.....	20
Figure 9 : Somme des 3 premières RC (en rouge) superposée à la série temporelle GPS d'origine (en bleu) .....	21
Figure 10 : Diagramme de Taylor (Source : Taylor, 2001) .....	22
Figure 11 : Interprétation du diagramme de Taylor avec un déphasage constant et amplitudes variables .....	23
Figure 12 : Interprétation du diagramme de Taylor avec un bruit variable.....	24
Figure 13 : Comparaison entre le périodogramme de Welch (en bleu) et le périodogramme de LombScragle (en rouge) .....	26
Figure 14 : Série synthétique bruitée de paramètres $T_1=365$ j, $T_2=180$ j, $T_3=90$ j et de longueur $N=3600$ j.....	27
Figure 15 : Reconstruction des 2 premières composantes avec superposition de leur somme (en rouge) issues de la MSSA sur la série synthétique d'origine (en bleu) (en mm) pour $M=31$ ..	28
Figure 16 : Reconstruction des 4 premières composantes avec superposition de leur somme (en rouge) issues de la MSSA sur la série synthétique d'origine (en bleu) (en mm) pour $M=180$	29
Figure 17 : Reconstruction des 4 premières composantes avec superposition de leur somme (en rouge) issues de la MSSA sur la série synthétique d'origine (en bleu) (en mm) pour $M=365$	29
Figure 18 : Exemple d'un signal synthétique avec deux trous synthétiques de taille 600 jours .....	31
Figure 19 : Diagramme de Taylor entre le signal d'origine sans trou et la somme des trois premières RC du signal troué pour différentes tailles/longueurs de trou .....	31

Figure 20 : Correction des sauts de la série GPS PRGU avec le signal initial (en bleu) et le signal corrigé (en rouge) .....	33
Figure 21 : Périodogramme de Lomb-Scragle de la RC1 verticale de la série synthétique pour N = 3600 jours.....	34
Figure 22 : Périodogramme de Lomb-Scragle de la composante 1 reprojctée de la série synthétique pour N=25 ans .....	35
Figure 23 : Reconstruction des 4 premières composantes avec superposition de leur somme (en rouge) issues de la MSSA sur la série synthétique d'origine (en bleu) pour $A_1=10$ mm et $A_2=1$ mm .....	36
Figure 24 : Reconstruction des 4 premières composantes avec superposition de leur somme (en rouge) issues de la MSSA sur la série synthétique d'origine (en bleu) pour $A_1=10$ mm et $A_2=0.1$ mm .....	36
Figure 25 : Carte des stations disponibles pour l'étude (Source : AQUASTATS, 2011/ ETOPO1 AMANTE et al.,2008) .....	38
Figure 26 : Composante annuelle verticale (en mm) et pourcentage de contribution au signal GPS pour les modèles ATMMO+GLDAS+ river (a) et ATMMO+GLDAS (b).....	41
Figure 27 : Carte de corrélation entre ATMMO+GLDAS+river et GPS pour les trois composantes de position d'harmoniques annuelles.....	42
Figure 28 : Diagramme de Taylor de l'harmonique annuelle de la position verticale de la station ROJI .....	43
Figure 29 : Diagramme de Taylor de l'harmonique annuelle de la position verticale de la station MA02 .....	45
Figure 30 : Diagramme de Taylor des résultats moyens sur le bassin Amazonien pour l'harmonique annuelle de la position verticale.....	46
Figure 31 : Diagramme de Taylor des résultats moyens sur le bassin Paraná pour l'harmonique annuelle de la position verticale.....	48
Figure 32 : Diagramme de Taylor de l'harmonique annuelle de la position verticale de la station MAPA .....	50

## Liste des Tableaux

Tableau 1 : Récapitulatif des caractéristiques des modèles de surcharge .....	17
---	----



# **Analyse des surcharges hydrologiques observées par géodésie spatiale avec l’outil Multi Singular Spectrum Analysis**

**Mémoire d'Ingénieur C.N.A.M., Le Mans 2020**

---

## **RESUME**

Ce travail repose sur le développement et la validation préalable d'un outil d'analyse statistique MSSA (*Multichannel Singular Spectrum Analysis*) de séries temporelles. Cet outil d'analyse a ensuite été appliqué aux séries temporelles de position issues de 267 stations permanentes GPS situées en Amérique du sud en vue d'étudier les déformations géophysiques saisonnières induites par les surcharges océaniques, atmosphériques et hydrologiques. En particulier, il s'agit de valider de nouveaux modèles de déformations de surcharge affinés pour inclure les contributions des rivières et des lacs des trois bassins versants les plus importants de cette région du monde (Amazone, Orénoque et Rio Paraná). En effet, les modèles classiques de surcharge n'expliquent pas la totalité des signaux observés, les écarts entre les variations des positions GPS et les prédictions pouvant atteindre 50% en Amérique du sud, là où les effets induits par les rivières sont extrêmement importants. L'analyse statistique conjointe de ces nouveaux modèles avec les séries temporelles de position GPS a confirmé la contribution significative des rivières dans l'amplitude des surcharges hydrologiques qui affecte chaque station individuelle. En outre, l'analyse de l'amplitude annuelle moyenne des surcharges sur les bassins versants a permis de vérifier la validité des nouveaux modèles de surcharge à l'échelle des bassins versants de l'Amazone et du Rio Paraná. Ces résultats sont également en accord avec les observations de la mission spatiale GRACE. Les résultats obtenus confirment l'intérêt de produire de nouveaux modèles à résolution spatiale plus fine et d'améliorer la modélisation des effets semi-annuels.

**Mots clés : Modèles de surcharge, GPS, MSSA, Amérique du Sud, Diagramme de Taylor, GRACE**

---

## **SUMMARY**

This work presents the development and prior validation of a MSSA (*Multichannel Singular Spectrum Analysis*) statistical analysis tool of time series. We applied this analysis tool to positioning time series from 267 permanent GPS stations in South America to study seasonal geophysical deformations induced by oceanic, atmospheric and hydrological loading effects. It is necessary to validate new loading deformation models refined to include the contributions of rivers and lakes from the three most important river basins in this area (Amazon, Orinoco and Rio Paraná). Indeed, classical loading models do not explain all the observed signals, with discrepancies between variations in GPS positions and predictions of up to 50% in South America, where river-induced effects are extremely large. Joint statistical analysis of these new models with GPS positioning time series confirmed the significant contribution of rivers in the magnitude of the hydrological loading effect affecting individual stations. In addition, the analysis of the mean annual amplitude of loading on the river basins allowed verifying the validity of these new loading models at the scale of the Amazon and Rio Paraná basins. These results are also consistent with observations from the GRACE space mission. The results obtained confirm the interest in producing new models with finer spatial resolution and improve the modelling of semi-annual effects.

**Key words : Model of loading, GPS, MSSA, South America, Taylor diagram, GRACE**