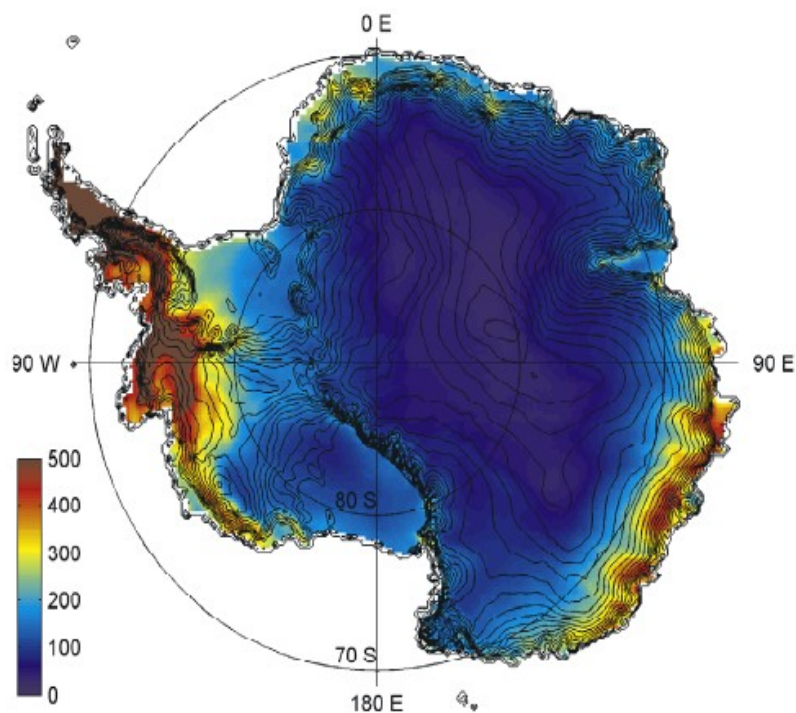


Étude des précipitations en Antarctique par télédéttection micro-onde passive



Arthern et al., 2006. Carte d'accumulation de l'Antarctique ($\text{kg.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$)

Cyril Palerme

Master Recherche OAHGE

1er Février - 30 Juin 2011

Encadrants : Christophe Genthon (LGGE), Chantal Claud (LMD)

Résumé

Le bilan de masse de l'Antarctique est un facteur clé concernant l'élévation du niveau des mers. Les différents modèles ayant contribué à la réalisation du dernier rapport IPCC prédisent une augmentation des précipitations entre 0 et 50% en Antarctique d'ici 2100. L'acquisition de données de terrain sur ce continent étant difficile, nous ne savons pas mesurer les événements de précipitation, et par conséquent comment évaluer la fiabilité des différents modèles.

Néanmoins, les données micro-ondes passives pourraient permettre de détecter les chutes de neige. Lorsque de la neige fraîche se dépose, l'émissivité du manteau neigeux augmente généralement, ce qui devrait être repérable dans les données de température de brillance. Cependant d'autres processus peuvent affecter l'émissivité de la neige : les variations de la température de surface, la fonte, le vent, la formation de givre de surface... Il est donc nécessaire de déterminer quel processus est responsable d'une augmentation de la température de brillance. En comparant les signaux satellites aux réanalyses ERA interim et à des mesures de terrain, ce stage a consisté à la mise au point d'une méthode permettant de détecter les chutes de neige.

Cet algorithme devrait permettre de réaliser des statistiques sur ce sujet. Les modèles climatiques divergeant fortement sur le nombre d'évènements de précipitation par an, nous pourrions alors évaluer la capacité des différents modèles à reproduire ce paramètre.

Abstract

The mass balance of the Antarctic ice sheet is a key parameter for sea level rise. The various models used in the last IPCC report predict an increase of precipitation ranging between 0 and 50% in Antarctica for the end of the century. However, assessing model reliability is limited by the fact that we don't know how to measure snowfall in Antarctica.

However, passive microwave signatures could be used to detect precipitation events. After snowfall, the surface emissivity generally increases. This should be traceable in satellite brightness temperature series. However, this needs to sort out temperature, melt, surface hoar formation, reworking by wind and other processes that also affect brightness temperature and microwave emissivity. This internship has consisted to develop and validate a method to detect snowfall, by comparing satellite microwave data with ERA meteorological analyzes / forecasts and field measurements.

It is expected that statistics of Antarctic precipitation events can be determined. Climate models disagree on such simple statistics as the number of precipitation events per year. We thus expect that precipitation event statistics can allow a better evaluation of climate models.

Table des matières

Introduction.....	1
1. Contexte général de l'étude.....	3
1.1 Les précipitations en Antarctique.....	3
1.2 Le site d'étude.....	4
1.3 Les méthodes de validation.....	5
1.3.1 Les données de terrain	5
1.3.2 Les réanalyses ERA interim	6
1.4 Les données satellites.....	7
2. Développement d'une méthode de détection.....	9
2.1 Méthode de Bindschadler	9
2.1.1 La transformée de Hilbert-Huang (HHT).....	9
2.1.2 L'algorithme de Bindschadler.....	11
2.2 La méthode développée.....	12
2.2.1 Les données utilisées.....	12
2.2.2 Vers un nouvel algorithme.....	15
3. Résultats et travaux futurs.....	19
3.1 Résultats et validation.....	19
3.2 Le capteur Biral VPF 730.....	22
3.3 Le capteur YES TPS-3100 Hotplate.....	22
Conclusion et perspectives.....	24
Remerciements.....	25
Bibliographie.....	26
Webographie.....	28
Annexes.....	29

Introduction

Les calottes polaires influencent le système climatique à l'échelle mondiale. Elles augmentent l'albédo moyen de la planète, stockent ou rejettent d'importantes quantités d'eau douce, et ont par conséquent une forte influence sur la circulation thermohaline de l'océan. Enfin, le Groenland et l'Antarctique, de par leur position géographique, sont particulièrement sensibles au réchauffement climatique.

Le continent Antarctique, avec une superficie d'environ 14 millions de km², stocke 90% de la glace terrestre. Sa fonte complète entraînerait une augmentation du niveau des mers d'environ 57m (Lythe et al., 2001). Prévoir son évolution est donc un enjeu majeur pour l'évolution du climat mondial et l'élévation globale du niveau des mers.

Une des conséquences du réchauffement climatique serait d'augmenter les précipitations et donc l'accumulation en Antarctique. Ce processus agirait alors comme un facteur modérant l'élévation du niveau des mers. Les différents modèles ayant contribué à la réalisation du dernier rapport IPCC (2007) prédisent une augmentation des précipitations entre 0 et 50% en Antarctique d'ici 2100 (Genthon et al., 2009). Des observations récentes (Davis et al., 2005 ; Wingham, 2006) confirmeraient cette tendance en montrant une augmentation de l'accumulation sur les dernières dizaines d'années.

Nous arrivons aujourd'hui à calculer l'accumulation annuelle sur la surface du continent, notamment grâce aux carottes de glace (Eisen et al., 2008). Cependant, nous n'arrivons pas à caractériser les précipitations : combien d'évènements de précipitation ont lieu par an? Quelle quantité de neige peut-il tomber lors d'un évènement?

La méconnaissance des détails sur ce sujet s'explique en grande partie par la difficulté d'acquérir des données de terrain en Antarctique. Les conditions climatiques extrêmes (températures très basses, vents violents...) en font un lieu particulièrement difficile d'accès. Dans les régions côtières, les vents catabatiques fréquents et violents perturbent les mesures de précipitation. À l'intérieur du continent, l'un des lieux les plus arides du monde, la neige ne s'accumule que de quelques centimètres par an (Bromwich et al., 2004). De plus, les dépôts de givre sur les instruments sont des sources d'ambiguïté pour les mesures.

Les satellites offrent l'avantage d'une couverture globale du continent et d'une bonne répétition temporelle. De plus, l'acquisition des données ayant lieu depuis une trentaine d'années, cela permettrait d'établir une climatologie.

L'objectif de ce stage a été la mise au point d'une méthode de télédétection permettant de caractériser les évènements de précipitation. Grâce aux données de température de brillance des satellites, les variations d'émissivité de la surface peuvent être déduites, la température de brillance étant égale au produit de l'émissivité par la température du manteau neigeux

($T_b = \epsilon \times T_{\text{manteau neigeux}}$). La neige fraîche n'ayant pas la même émissivité que la neige ancienne, il serait possible de détecter la présence de neige fraîche. Si l'estimation des quantités précipitées semble difficile avec les micro-ondes passives, nous pourrions au moins déterminer la fréquence des précipitations, un critère qui diffère beaucoup selon les modèles (Barandun, 2009). Ce travail permettra alors d'évaluer la capacité des différents modèles à reproduire ce paramètre.

Ce rapport est structuré en trois parties, la première présente le contexte général de l'étude, la seconde explique une méthode déjà existante et l'algorithme développé lors de ce stage, et la dernière décrit les résultats obtenus, la validation de l'algorithme, ainsi que les perspectives.

1. Contexte général de l'étude

1.1 Les précipitations en Antarctique

Les températures en Antarctique étant très basses, les précipitations sont essentiellement sous forme solide. Plusieurs modèles numériques ont estimé une valeur de précipitation annuelle moyenne sur le continent d'environ 170mm/an en équivalent eau (Bromwich et al., 2004; Van de Berg et al., 2006). Mais le contraste spatial est très fort (figure 1) : l'intérieur du continent est un des déserts les plus secs du monde (moins de 20mm par an en équivalent eau par endroit), alors que dans les régions côtières, les précipitations sont de l'ordre de 350mm par an en moyenne (Rémy, 2003).

Plusieurs processus provoquent des précipitations. En région côtière, à moins de 1000m d'altitude, les précipitations sont principalement provoquées par l'effet orographique, c'est à dire le refroidissement de l'air qui s'élève en franchissant le talus continental. Ces régions reçoivent plus de la moitié des précipitations alors qu'elles représentent moins de 30% du continent (Rémy, 2003). Un autre processus à prendre en compte est la formation de givre de surface (Shuman et al., 1993). Parfois lors du refroidissement radiatif nocturne, il y a condensation puis dépôt de petits cristaux de glace que l'on appelle givre de surface. Ce phénomène doit être pris en compte dans le terme d'accumulation du bilan de masse (Bindschadler et al., 2005).

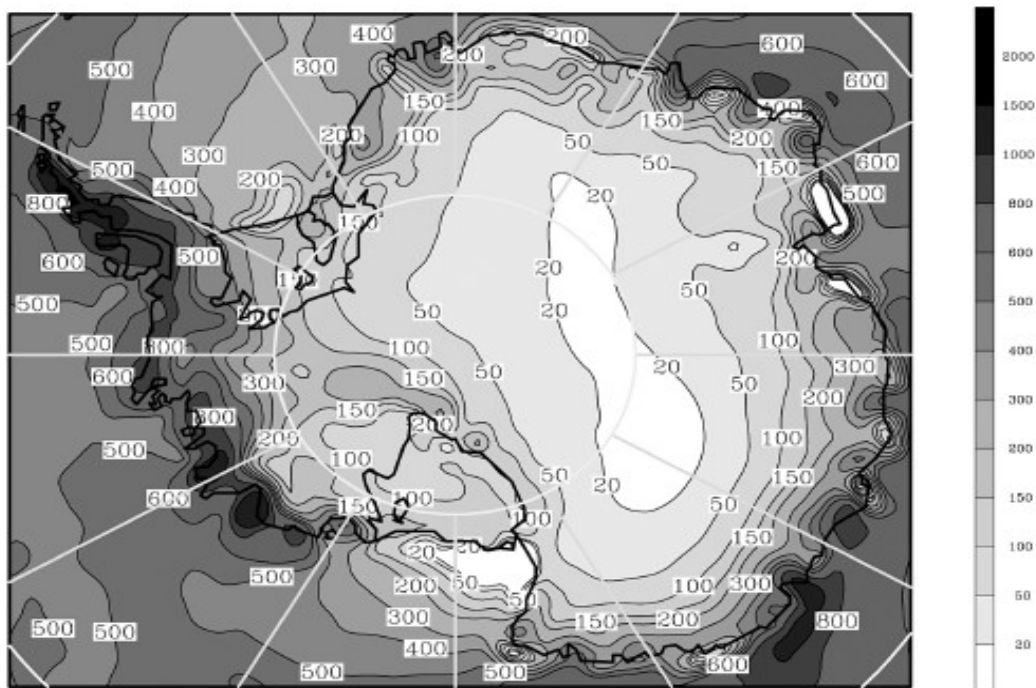


Figure 1 : Les précipitations moins la sublimation pour la période de Juillet 1996 à Juin 1999 simulées par le modèle régional Polar MM5 (mm/an en équivalent eau) (Bromwich et al., 2004).

Les différents modèles du dernier rapport IPCC (2007) prédisent une augmentation des précipitations en Antarctique comprise entre 0 et 50% pour 2100 (Genthon et al., 2009). La sensibilité de cette tendance par rapport au réchauffement climatique a été estimée à environ 5% par Kelvin (Monaghan et al., 2008). Avec une accumulation actuelle moyenne estimée à 170mm/an en équivalent eau sur la calotte (Van de Berg et al., 2006), une augmentation des précipitations de 50% se traduirait par une contribution négative d'environ 3,3mm/an sur le niveau des mers.

1.2 Le site d'étude

L'objectif de ce travail est la couverture globale de l'Antarctique. Cependant, afin de mettre au point une méthode permettant de détecter les précipitations, nous avons travaillé aux alentours de la base de Cap Prud'homme, à 5km de la station de Dumont D'Urville (figure 2). Cap Prud'homme, située sur la côte, est une base annexe de la station de Dumont d'Urville.

L'altitude médiane du continent est de 2250m, ce qui signifie que les surfaces au dessus et en dessous de cette altitude sont égales. Or les précipitations dans les régions périphériques (en dessous de 2250m) risquent d'augmenter trois fois plus que sur le plateau (au-dessus de 2250m) selon les modèles (Genthon et al., 2009). L'étude des précipitations dans les régions périphériques serait donc trois fois plus importante qu'à l'intérieur du continent concernant l'élévation du niveau des mers. De plus, les régions côtières recevant plus de neige que l'intérieur du continent, nous pouvons penser qu'il est plus facile de détecter les précipitations sur la côte.

Néanmoins, ces régions présentent aussi des inconvénients par rapport à l'intérieur du continent. Certaines régions côtières connaissent de la fonte estivale, les vents catabatiques peuvent être très violents, ce qui peut casser les cristaux de neige et modifier leurs propriétés physiques. Or ces deux phénomènes affectent les signaux micro-ondes et peuvent rendre leur interprétation plus difficile.

La station de Cap Prud'homme offre l'avantage de mesures in situ, un disdromètre mesurant les précipitations est installé près de la base. Il pourrait permettre de tester la méthode proposée. Les données satellites ainsi que les réanalyses ERA interim utilisées dans cette étude ont été obtenues à environ 100km de la côte, à la coordonnée de 67,72°S , 138,33°E. Cela permet d'avoir un pixel satellite entièrement sur le continent et de diminuer d'éventuels effets liés à la fonte.



Figure 2 : La base française de Dumont d'Urville en Terre Adélie (<http://www.legos.obs-mip.fr>).

1.3 Les méthodes de validation

1.3.1 Les données de terrain

Le Biral VPF 730 (figure 3) est un capteur optique capable de mesurer la visibilité, les précipitations, le type de précipitation (solide ou liquide), et la vitesse de chute des hydrométéores (<http://www.biral.com/meteorological-sensors/visibility-and-present-weather>). Il est composé de trois têtes : une émettrice et deux réceptrices. La tête émettrice émet un rayon infrarouge qui est diffracté par les hydrométéores si il y a précipitation. L'intensité reçue ainsi que le temps de diffraction permettent de connaître la taille et la vitesse de chute des particules. Ensuite, avec une matrice taille-vitesse et la température, l'appareil déduit le type de particule.



Figure 3 : Biral VPF 730 près de la station de Dumont d'Urville.

Un capteur Biral VPF 730, installé près de la base de Cap Prud'homme, mesure les données décrites précédemment. Cependant, les vents catabatiques présents sur la côte (ils peuvent aller jusqu'à 320 km/h (Rémy, 2003)) ont endommagé le capteur, et l'instrument n'a pu enregistrer des données que sur de courtes périodes (deux mois maximum). De plus, en ce qui concerne les précipitations, l'appareil mesure à la fois la neige précipitée et la neige soufflée. Le capteur est cependant installé à 6m de hauteur pour limiter ce problème.

1.3.2 Les réanalyses ERA interim

Le Centre Européen de Prévisions Météorologiques à Moyen Terme CEPMMT (ECMWF en anglais) est une organisation intergouvernementale soutenue par 34 Etats. Il a créé son propre modèle numérique afin d'améliorer la prévision météorologique à moyen terme.

Il fournit plusieurs séries de données qui sont des réanalyses : FGGE, ERA 15, ERA 40, et ERA interim. La dernière d'entre elles, ERA interim, a été conçue pour remplacer ERA 40 en apportant des paramètres physiques supplémentaires. Elle fournit des données toutes les six heures, de 1989 à aujourd'hui avec une résolution spatiale de 1,5° (www.ecmwf.int). Ces données comprennent à la fois des analyses (température, vent, couverture nuageuse...) et des prévisions à court terme (précipitations, chaleur latente, chaleur sensible...).

ERA interim a une couverture globale sur la planète et comprend trois composantes : une pour les surfaces continentales, une pour l'océan et une pour l'atmosphère. La composante atmosphérique du modèle a une résolution spatiale de 80km, et contient 60 niveaux sur la verticale (le sommet de l'atmosphère est à 0,1hPa) (Simmons et al., 2007). Toutes les six heures, l'état de l'atmosphère est calculé à partir d'observations assimilées dans le modèle météorologique

et de prévisions à court terme. Ensuite la prévision est réalisée avec un pas de temps numérique de 30 minutes (Dee et al., 2011).

1.4 Les données satellites

L'Antarctique étant difficile d'accès et les conditions climatiques extrêmes, l'utilisation de la télédétection spatiale est particulièrement intéressante car elle permet des mesures régulières dans le temps, ainsi qu'une couverture spatiale sur la majorité du continent.

Il existe deux types d'instruments en télédétection : les capteurs actifs qui émettent un signal et mesurent ensuite le signal rétrodiffusé par la surface et l'atmosphère ; et les capteurs passifs qui mesurent soit l'énergie émise par un objet (infrarouge et micro-ondes), soit l'énergie solaire réfléchi par la surface (visible et proche-infrarouge). Les deux instruments utilisés (AMSR-E et AMSU-B) sont des capteurs passifs dans le domaine des micro-ondes (fréquences entre 0,3 et 700GHz), et fournissent une valeur de température de brillance par jour.

AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS) est embarqué sur le satellite Aqua (EOS PM-1) de la NASA depuis 2002. Il a été fourni par l'agence aérospatiale japonaise pour la mesure des propriétés physiques des nuages, de la température de surface de la mer, et de la vitesse du vent près du sol. Il fournit six fréquences différentes entre 6,9 et 89,0 GHz (données disponibles sur le site http://nsidc.org/data/amsre/order_data.html). Les polarisations horizontales et verticales sont mesurées séparément pour chaque fréquence. Sa résolution spatiale varie de 5,4 km à 89,0 GHz à 56 km à 6,9GHz (<http://www.ghcc.msfc.nasa.gov>).

AMSU-B (Advanced Microwave Sounding Unit) est embarqué sur les satellites NOAA-15 (National Oceanic and Atmospheric Administration) depuis 1998, NOAA-16 depuis 2000, NOAA-17 depuis 2002. Il a été lancé pour permettre la mesure de profils verticaux d'humidité (données disponibles sur le site <http://www.class.ngdc.noaa.gov/saa/products/welcome>). Il fournit trois fréquences : 50, 89 et 183GHz. Sa résolution spatiale en position nadir (verticale) est de 16 km (<http://goespoes.gsfc.nasa.gov>). Nous avons utilisé les données provenant du satellite NOAA-15 pour cette étude.

Dans les micro-ondes, le signal satellite représente l'émission de la Terre, mais également la présence d'eau ou de neige dans l'atmosphère. Les satellites mesurent des températures de brillance (T_b). Cette donnée représente la température qu'aurait un corps noir qui émettrait la même quantité d'énergie qu'un corps réel à la même longueur d'onde. Autrement dit, la température de brillance est le produit de l'émissivité (capacité d'un corps à émettre ou absorber l'énergie radiative) par la température réelle du corps : $T_b = \epsilon \times T_{réelle}$. Les micro-ondes

passives mesurant l'énergie émise par la Terre, nous pouvons les acquérir jour et nuit. De plus, elles sont peu influencées par l'atmosphère même en présence d'une couverture nuageuse (sauf à quelques fréquences comme 22 et 85 Ghz (Picard et al., 2007)).

Plus la fréquence est basse, plus la profondeur de pénétration sous la surface est élevée. Il faut donc choisir des fréquences relativement élevées pour obtenir des informations sur la surface. Cependant, si la fréquence est trop élevée (183 Ghz par exemple), le signal devient sensible aux hydrométéores, ce qui peut fausser la mesure si l'on s'intéresse à l'émissivité de la surface. A titre indicatif, à 85 Ghz, la profondeur de pénétration est d'environ 2 cm, à 37 Ghz elle est d'environ 90 cm, et à 18 Ghz, elle est d'environ 3m (Rott et al., 1993).

2. Développement d'une méthode de détection

2.1 Méthode de Bindshadler

En 2005, Bindshadler et al. publiaient une étude sur la détection et la mesure d'accumulation de neige sur les calottes polaires par télédétection (Bindshadler et al., 2005). Dans un premier temps, ils ont utilisé un signal micro-onde en polarisation verticale à 85 Ghz avec la Hilbert-Huang Transform (HHT) pour détecter quand ont lieu les chutes de neige. Cette méthode est également basée sur la différence d'émissivité entre de la neige fraîche et de la neige plus ancienne. Puis avec des mesures d'altimétrie lidar (ICESat/GLAS), ils estimaient l'accumulation.

2.1.1 La transformée de Hilbert-Huang (HHT)

La transformée de Hilbert-Huang (Huang et al., 1998) est une méthode de traitement du signal qui permet d'étudier des phénomènes non linéaires et non stationnaires. Elle diffère des outils classiques comme la transformée de Fourier qui fonctionne seulement si les données sont stationnaires et linéaires. Les précipitations n'étant pas un phénomène linéaire, nous comprenons bien son intérêt dans cette étude.

Cette méthode comporte deux éléments principaux : la décomposition empirique en modes (EMD) et l'analyse spectrale de Hilbert. C'est essentiellement la décomposition EMD qui est utilisé par Bindshadler et al. pour détecter la présence de neige fraîche. L'EMD, contrairement à la plupart des autres méthodes, fonctionne en temporel plutôt qu'en fréquentiel. Elle consiste à décomposer le signal en un certains nombre de modes appelés IMF (intrinsic mode functions). Ces modes sont centrés sur zéro et satisfont les deux conditions suivantes : passer autant de fois par zéro qu'il y a d'extrema, et avoir une enveloppe définie par les maxima et minima locaux qui est symétrique.

Le processus de filtrage de l'EMD consiste en une série d'étapes (figure 4). La première est une identification des extrema locaux du signal. Pour la seconde étape, les minima et les maxima sont reliés entre eux, ce qui forme les enveloppes supérieure et inférieure. La moyenne de ces deux enveloppes est ensuite retranchée au signal d'origine. Ce processus est réitéré jusqu'à obtenir un signal qui satisfait la définition d'une IMF. Cette première IMF obtenue contient les oscillations de plus courte période du signal. Elle est ensuite retranchée au signal d'origine, puis le

processus est réitéré sur le résidu jusqu'à obtenir le second mode. Cette étape est ensuite répétée jusqu'à arriver à une fonction monotone (fonction exclusivement croissante ou décroissante), ou avec un seul extremum. La somme des IMF et du dernier résidu donne le signal d'origine.

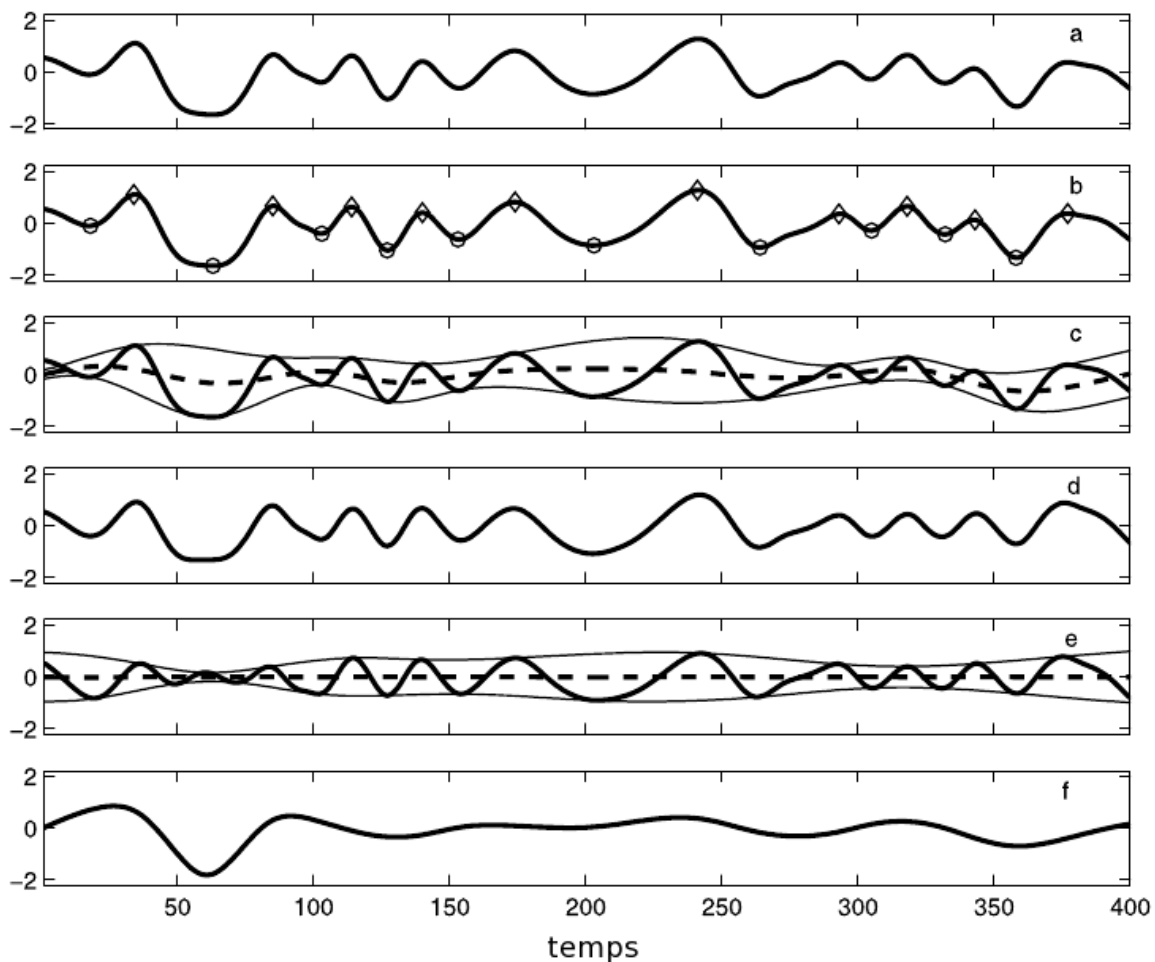


Figure 4 : Processus de filtrage de la décomposition empirique en modes (EMD). a) Le signal de départ. b) Identification des minima et des maxima. c) Enveloppes supérieure et inférieure (traits pleins), et leur moyenne (trait pointillé). d) IMF : différence entre le signal et la ligne pointillée. e) Enveloppes (traits pleins) et moyenne (trait pointillé) de l'IMF. f) Résidu après que l'IMF ait été soustraite au signal d'entrée (Huang and Wu, 2008).

La HHT agit comme un filtre passe bande : elle retire au signal les hautes et les basses fréquences (figure 5). Cela permet de supprimer les variations saisonnières du signal, ainsi que les variations inférieures à la journée. Les précipitations en Antarctique étant de type stratiformes (il n'y a pas de précipitations convectives), l'échelle de temps que laisse passer la HHT semble appropriée à cette étude. De plus, le signal obtenu est centré sur zéro, ce qui peut faciliter son exploitation.

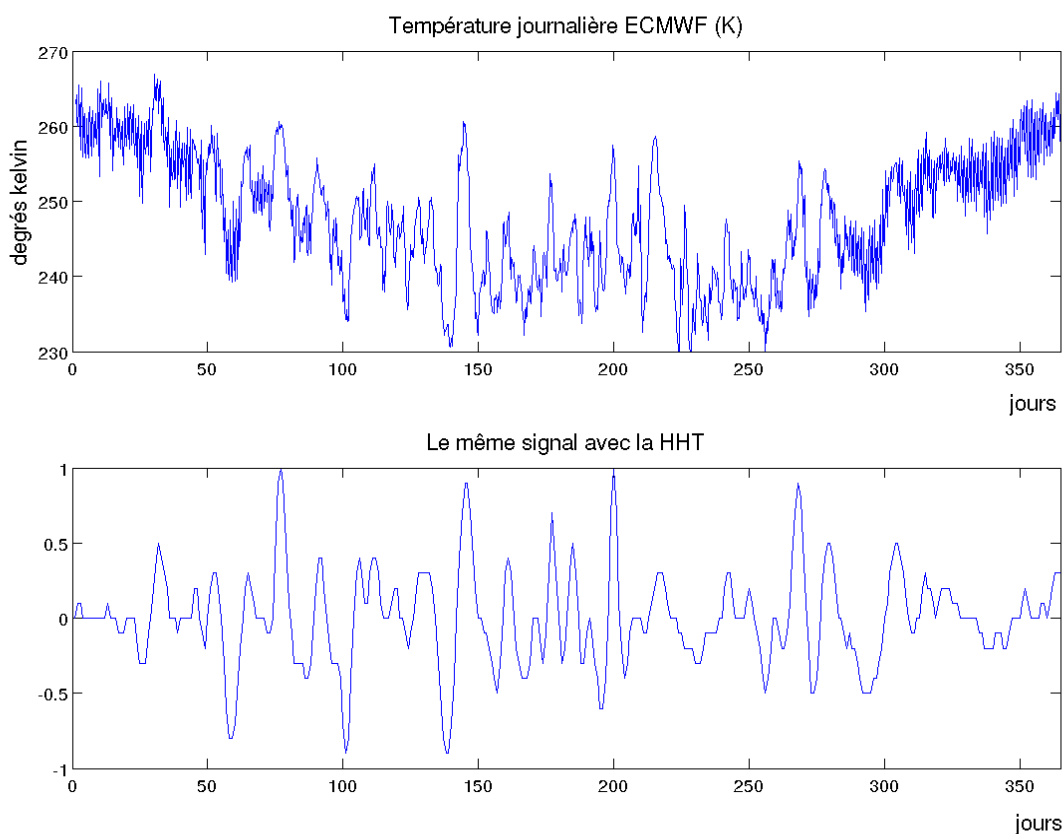


Figure 5 : a) La température à la station de Dumont d'Urville (réanalyses ERA interim) pour l'année 2007. b) Le même signal avec la Hilbert-Huang Transform. Le signal qui a subi la HHT est centré sur zéro, les hautes et basses fréquences ont été supprimées.

2.1.2 L'algorithme de Bindschadler

Selon Bindschadler et al., si le signal à 85 Ghz avec la HHT (85V HHT) est positif, alors il y a présence de neige fraîche, si il est négatif, il n'y a pas eu de précipitation. Cette méthode, testée sur la base américaine de Mc Murdo (figure 6), a connu pour l'année 2001 un taux de succès de 69% pour la détection de précipitation, et de 65% pour la détection d'absence de neige fraîche.



Figure 6 : La base américaine de McMurdo (Bindschadler et al., 2005).

Cependant, en regardant le signal V89 HHT, nous nous sommes rendu compte que si il est très souvent positif lorsqu'il y a une chute de neige prédite par ERA interim, les évènements détectés sont très larges (parfois plus d'une dizaine de jours), et il est donc difficile de dater précisément les précipitations avec cette méthode (figure 9).

2.2 La méthode développée

2.2.1 Les données utilisées

Notre objectif est de détecter des changements d'émissivité. Or la température de brillance que nous mesurons est le produit de l'émissivité par la température du manteau neigeux ($T_b = \epsilon \times T_{\text{manteau neigeux}}$). La température du manteau neigeux est directement influencé par la température de l'air en surface (Surdyk, 2001). Il faut donc discerner si l'augmentation de la température de brillance observée a été provoquée par un changement d'émissivité ou de température du manteau neigeux. Pour cela, nous avons tracé les diagrammes de dispersion des polarisations verticales à 19, 37 et 89 Ghz avec la température de l'air prédite par ERA interim (figure 7).

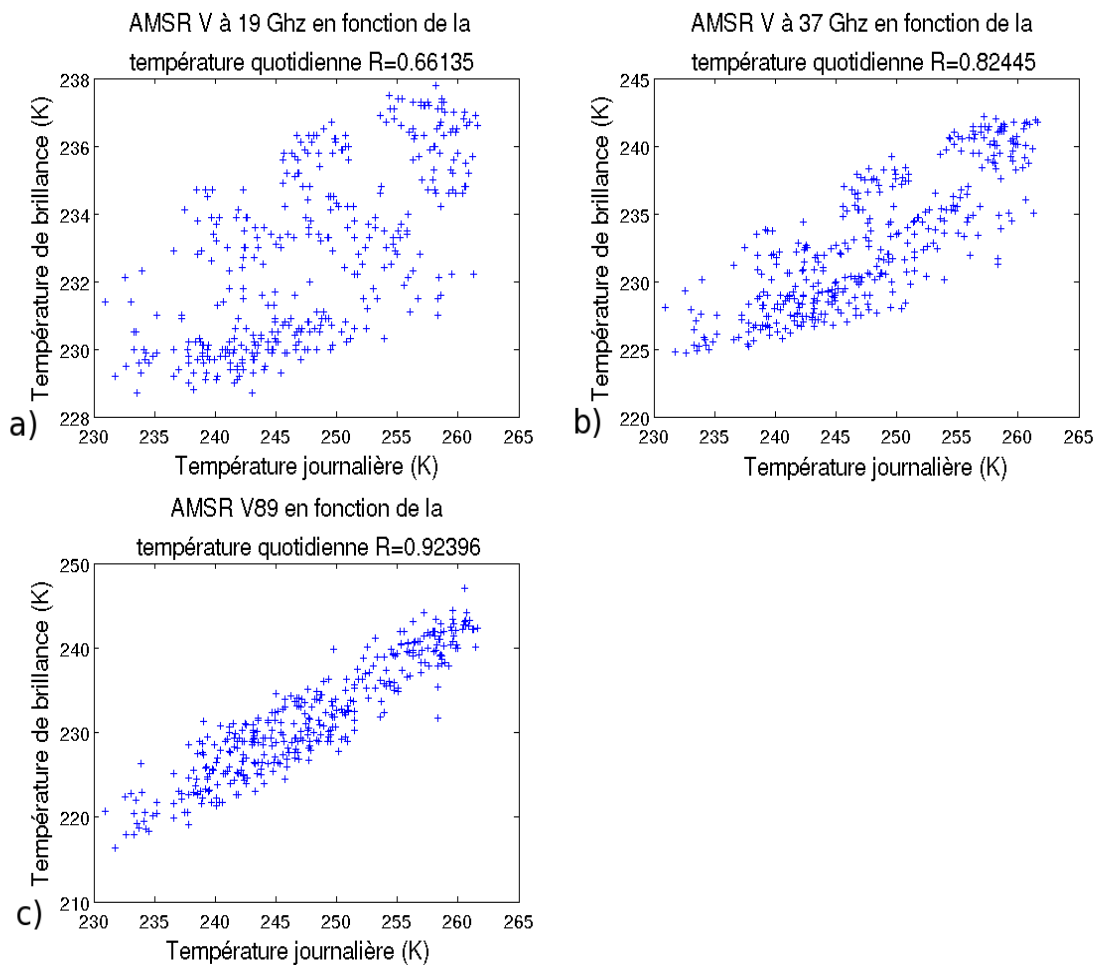


Figure 7 : Diagrammes de dispersion des polarisations verticales à 19 (a), 37 (b), et 89 Ghz (c) avec la température journalière de l'air prédite par ERA interim pour l'année 2008. La température venant d'ERA interim a été moyennée sur la journée.

De manière générale, moins le signal est corrélé avec la température, plus l'influence de l'émissivité est visible. Nous recherchons donc préférentiellement des signaux ayant une faible corrélation avec la température. Or, la figure 3 nous montre que les polarisations verticales à 37 et 89 Ghz sont bien corrélées avec la température ($R=0,82$ et $0,92$ respectivement). Cette corrélation est moins marquée pour la fréquence de 19 Ghz ($R=0,66$). Il est logique que plus la fréquence est élevée, meilleure est la corrélation avec la température. Lorsque la fréquence augmente, la profondeur de pénétration diminue, et l'influence de la variation de température en surface est importante. Afin de travailler avec des données plus indépendantes de la température, nous avons extrait le rapport des polarisations horizontales sur verticales (H/V) à 19 et 37 Ghz. Nous avons également utilisé le rapport des données AMSU ($T_{b89}-T_{b150}$)/ T_{b89} (T_b représente la température

de brillance), ainsi que le signal à 89 Ghz avec la HHT du satellite AMSR-E en fonction de la température journalière (figure 8).

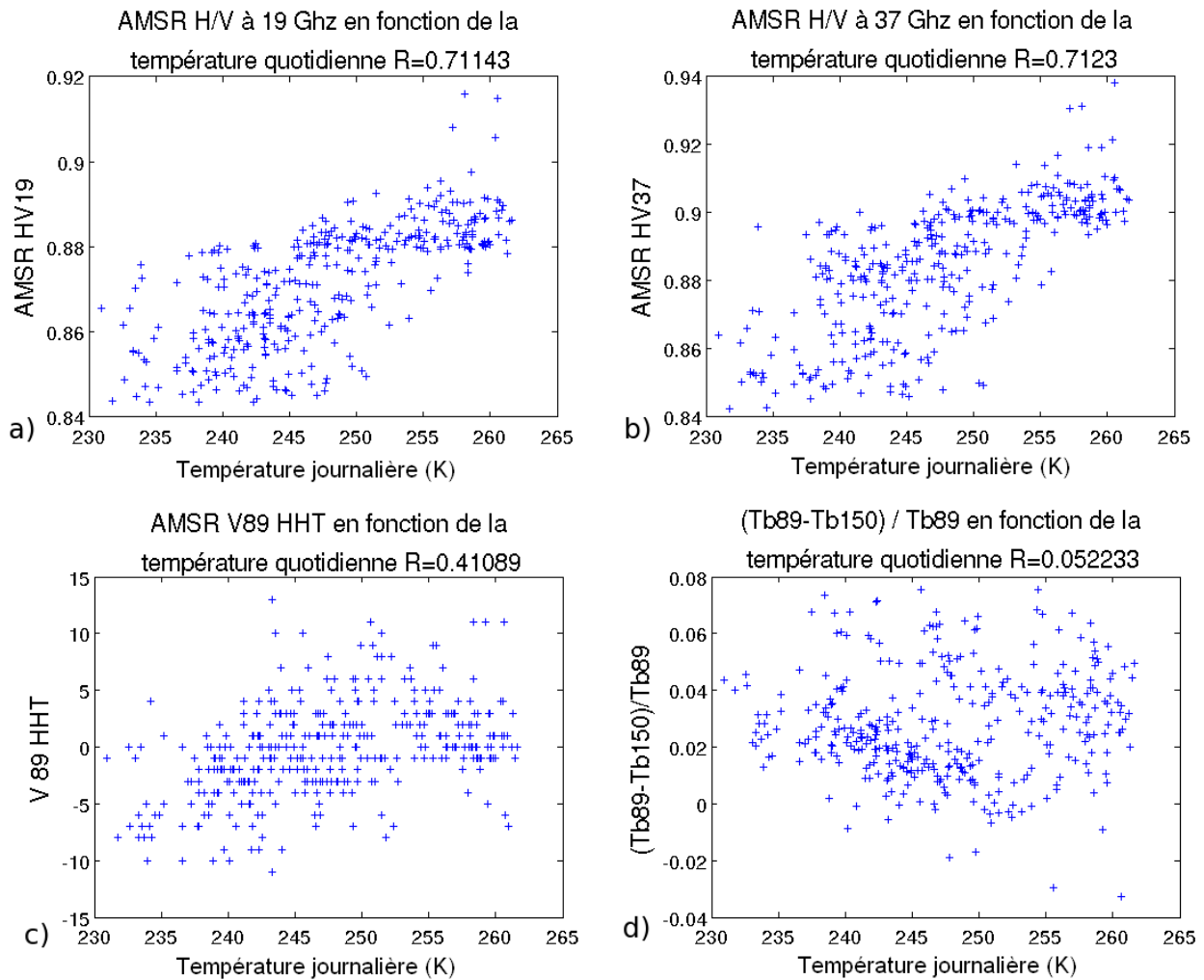


Figure 8 : Diagrammes de dispersion des différentes données utilisées avec la température journalière de l'air pour l'année 2008. La température venant d'ERA interim a été moyennée sur la journée. a) Rapport H/V à 19 Ghz b) Rapport H/V à 37 Ghz c) V89 avec la HHT d) Rapport (Tb89-Tb150)/Tb89.

À 37 Ghz, le rapport H/V diminue la corrélation entre le signal et la température (il passe de 0,82 à 0,71). Cependant les coefficients de corrélation restent élevés pour les rapports H/V à 19 et 37 Ghz ($R = 0,71$), les signaux restent donc affectés par la température de surface.

Nous remarquons également qu'à 19 Ghz la polarisation verticale est moins corrélée avec la température que le rapport H/V. À 19 Ghz, la profondeur de pénétration est d'environ 2,5m à -20°C (Steffen et al., 1993), la température du manteau neigeux à cette profondeur est alors moins sensible aux variations rapides de température de surface (temps pour que la chaleur pénètre dans le manteau neigeux (Surdyk, 2001)). Ce processus a tendance à lisser le signal et à

supprimer les variations rapides de température, le signal est alors moins corrélé avec la température de surface.

Le signal en polarisation verticale à 89 Ghz est très corrélé avec la température ($R= 0,92$ pour l'année 2008). Lorsqu'on ajoute la HHT, le coefficient de corrélation chute à 0,41 ce qui montre bien un des intérêts de la HHT pour la détection de neige fraîche. Finalement, le rapport $(Tb89-Tb150)/Tb89$ semble très indépendant de la température ($R= 0,05$).

2.2.2 Vers un nouvel algorithme

L'observation de chacune des variables décrites précédemment (H/V à 19 et 37 Ghz, V89 HHT, et $(Tb89-Tb150)/Tb89$) nous a permis de déterminer un critère de détection des précipitations. Nous avons alors défini un indice pour chacune de ces variables qui vaut 1 presque à chaque fois qu'un évènement de précipitation est présent dans les données ERA interim. Tout d'abord, nous avons calculé la moyenne de la variable entre les cinq jours précédents et les cinq jours suivants une date donnée. Si la présence de neige fraîche augmente le signal, et que le signal en ce point est supérieur à la moyenne définie précédemment, alors on lui affecte la valeur 1, sinon la valeur 0. Si une chute de neige diminue le signal, alors on fait le contraire. Cette méthode permet de détecter les pics d'un signal. Les indices sont alors :

Indice 19 Ghz = 1 si le signal H/V à 19 Ghz est supérieur à la moyenne entre $j-5$ et $j+5$.

Indice 37 Ghz = 1 si le signal H/V à 37 Ghz est supérieur à la moyenne entre $j-5$ et $j+5$.

Indice $(Tb89-Tb150) = 1$ si le signal $(Tb89-Tb150)/Tb89$ est inférieur à la moyenne entre $j-5$ et $j+5$.

Le dernier indice est celui décrit par Binschadler et al., c'est-à-dire que l'on affecte la valeur 1 si le signal V89 HHT est positif, et la valeur 0 si il est négatif. A noter que nous avons travaillé avec une fréquence de 89 Ghz, alors que Bindshadler et al. avaient pris un signal à 85 Ghz.

Ensuite, nous avons regardé tous ces indices un par un (Figure 9). A l'exception du V89 HHT, ces indices détectent beaucoup plus de précipitations que les données ERA interim. Par contre, presque à chaque fois que les données ERA interim indiquent des précipitations, ces indices sont vérifiés.

Pour l'indice V89 HHT, lorsqu'il y a présence de neige fraîche, le signal est très souvent positif. Néanmoins, les pics sont très larges et il y a parfois plusieurs évènements de précipitations présents dans un seul pic. Si on compte le nombre de pics avec cet indice, il y a moins de pics que d'évènements de précipitation prédits par ERA interim.

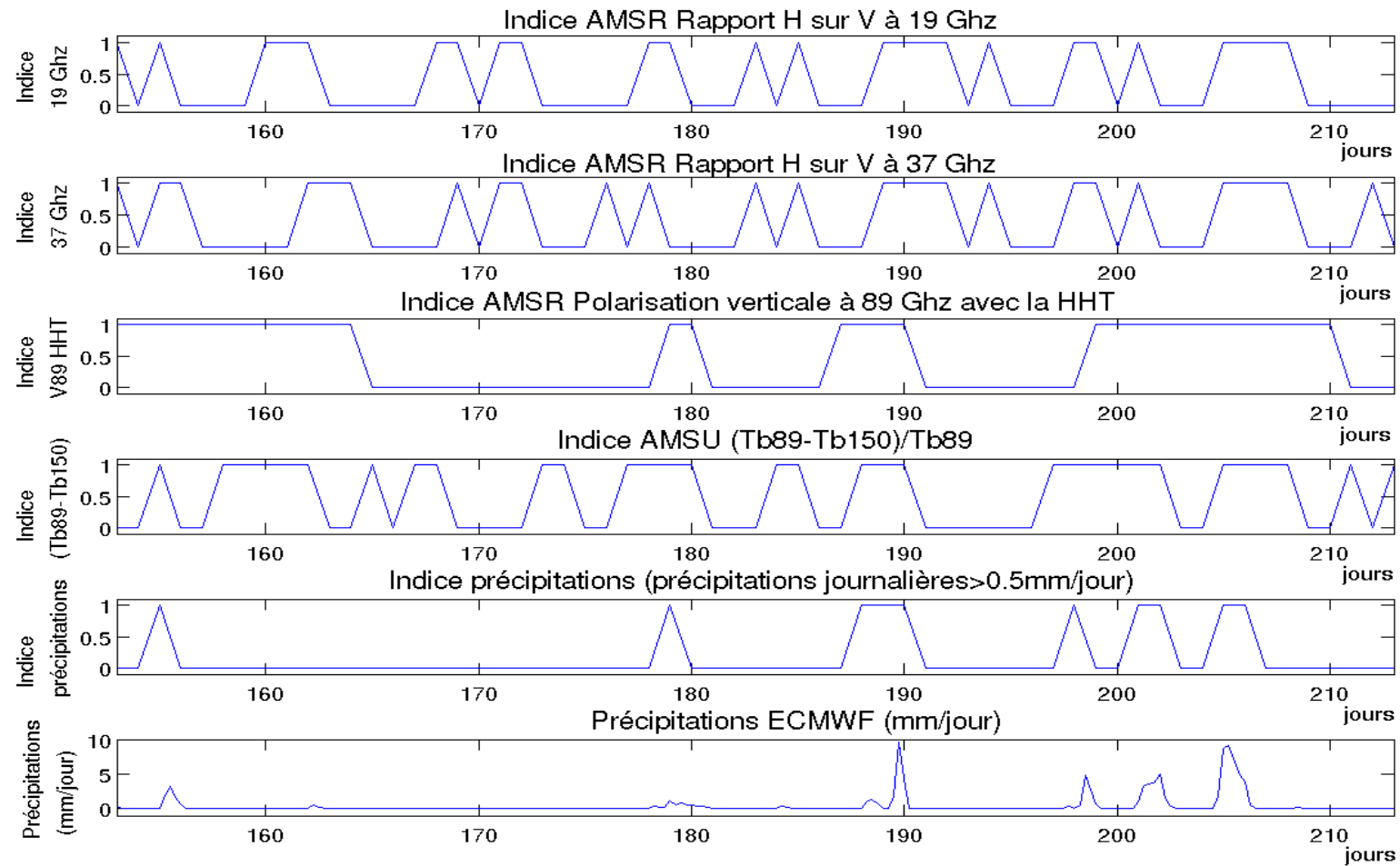


Figure 9 : Période du 1er Juin au 31 Juillet 2008. a) Indice 19 Ghz = 1 si le rapport H/V à 19 Ghz est supérieur à la moyenne entre j-5 et j+5. b) Indice 37 Ghz = 1 si le rapport H/V à 37 Ghz est supérieur à la moyenne entre j-5 et j+5. c) Indice V89 HHT = 1 si V89 HHT est positif. d) Indice (Tb89-Tb150) = 1 si (Tb89-Tb150)/Tb89 est inférieur à la moyenne entre j-5 et j+5. e) Indice précipitations = 1 si les précipitations quotidiennes de ERA interim sont supérieures à 0,5mm/jour. f) Précipitations de ERA interim.

La base de données ERA interim est issue d'un modèle avec les incertitudes qui lui sont associées. Certains évènements de précipitations peuvent donc apparaître dans les données ERA interim alors qu'ils n'ont jamais eu lieu, et le phénomène inverse est aussi possible. De plus, certains évènements de précipitation sont probablement décalés temporellement, et l'estimation des quantités de neige précipitées est également incertaine. Nous avons réalisé quelques comparaisons entre les données provenant du capteur Biral VPF 730 avec celles prédites par ERA interim sur de courtes périodes (annexes 1 et 2), mais le peu de données venant du disdromètre ne permet pas d'évaluer la capacité d'ERA interim à reproduire les précipitations. Cependant, à défaut d'avoir d'autres moyens de comparaison, la base de données ERA interim constitue un premier outil de validation.

Afin de séparer les pics créés par la présence de neige fraîche des autres pics induits par d'autres processus, nous avons travaillé avec un bilan qui vaut 1 si les quatre indices valent 1, sinon 0. Pour comparer ce bilan aux précipitations de ERA interim, nous avons créé un graphe appelé total, qui vaut 1 lorsque le bilan vaut 1 et que les précipitations de ERA interim moyennée sur la journée sont supérieures à 0,5mm/jour (figure 10).

Le seuil de 0,5 mm/jour (indice précipitations) est suffisamment bas pour que peu de précipitations en dessous de ce seuil soient détectables avec cette méthode. Il a été trouvé empiriquement et correspond à une valeur moyennée sur la journée, ERA interim donnant des valeurs de précipitations toutes les six heures. Si nous augmentons ce seuil, alors nous détectons plus d'évènements que les données ERA interim. Si nous diminuons ce seuil, alors les données ERA interim donnent beaucoup trop d'évènements de précipitation par rapport à notre méthode. Il est important de noter que la valeur de ce seuil dépend directement de l'estimation des quantités précipitées par les réanalyses ERA interim, et de la méthode développée.

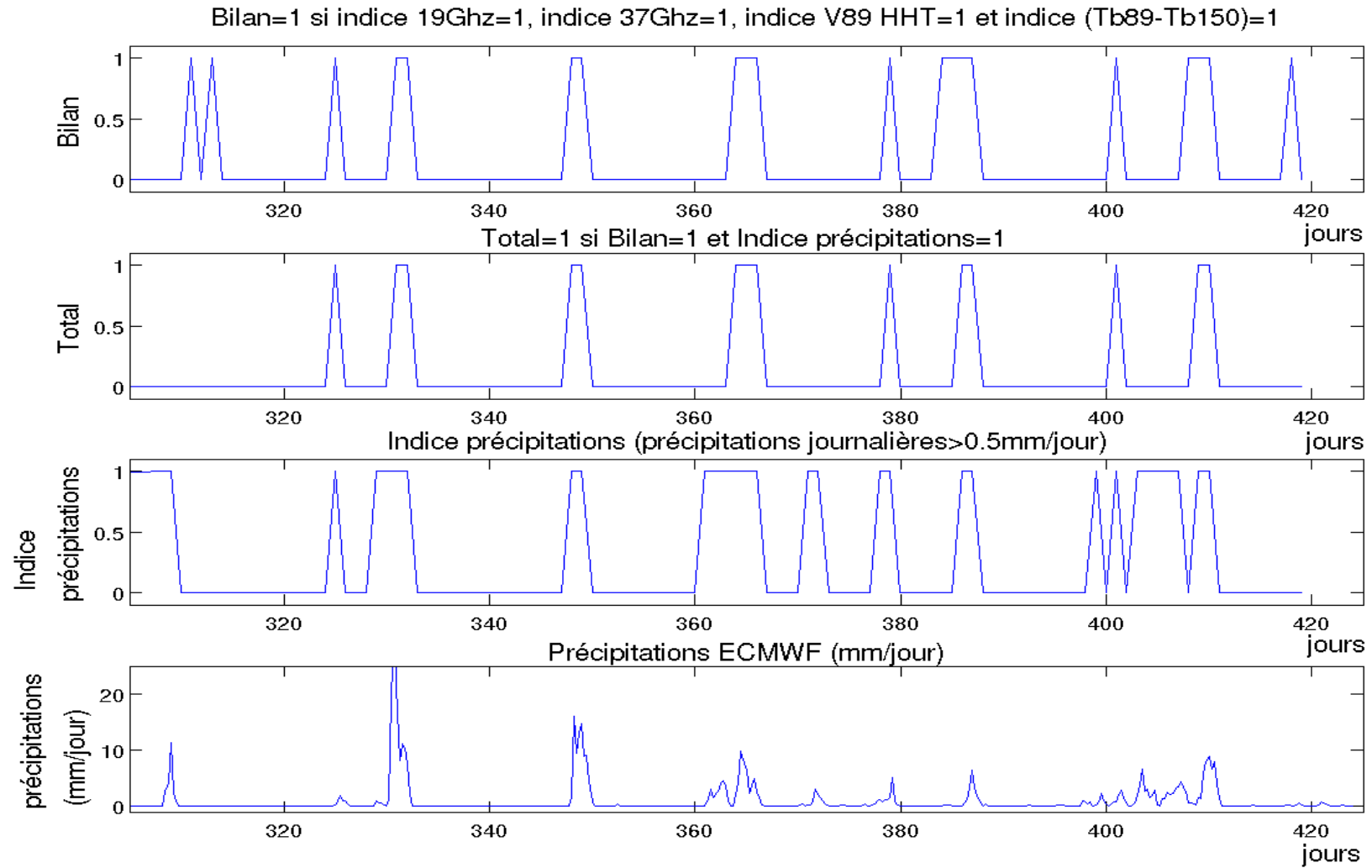


Figure 10 : Période de Novembre 2005 à Février 2006. a) Le bilan vaut 1 lorsque les quatre indices valent 1, sinon il vaut 0. b) Total = 1 si le bilan et l'indice précipitations valent 1. c) Indice précipitations = 1 si les précipitations quotidiennes de ERA interim sont supérieures à 0,5mm/jour. d) Précipitations de ERA interim.

3. Résultats et travaux futurs

3.1 Résultats et validation

Notre méthode a été testée sur la période de Novembre 2003 à Octobre 2009. 77,0 % des événements détectés correspondent à des précipitations prédites par les données ERA interim (Tableau 1). La méthode semble produire de meilleurs résultats pendant la période hivernale (mars à octobre) où elle rencontre 85,1 % de réussite, que durant la période estivale (novembre à février) où ce résultat n'est que de 59,5 %.

Il est intéressant de comparer ces résultats à la probabilité d'être au-dessus du seuil appliqué aux précipitations ERA interim par hasard. Sur la période de Novembre 2003 à Octobre 2009, le seuil est dépassé dans 29,8% des jours dans les données de précipitation d'ERA interim. Cela signifie que si l'évènement détecté a une durée d'une journée, alors il y a une probabilité de 0,298 qu'il coïncide avec une précipitation d'ERA interim au-dessus du seuil. Cependant si il dure plus longtemps, cette probabilité augmente.

Période	Proportion des événements du bilan correspondant à des précipitations journalières supérieures à 0,5mm/jour d'ERA interim	Fréquence des événements du bilan (nombre d'évènements/mois)
Novembre 2003 à Octobre 2009	181/235 => 77,0 %	3,26
Étés (novembre à février) de 2003-2004 à 2008-2009	44/74 => 59,5 %	3,08
Hivers (mars à octobre) de 2004 à 2009	137/161 => 85,1 %	3,35

Tableau 1 : Proportion des événements du bilan correspondant à des précipitations journalières supérieures à 0,5 mm/jour d'ERA interim, et fréquence des événements du bilan pour la période de Novembre 2003 à Octobre 2009.

Nous observons un contraste saisonnier dans la proportion des événements du bilan qui correspondent à des précipitations supérieures à 0,5mm/jour d'ERA interim. Des épisodes de fonte pourraient expliquer ce phénomène, la fonte ayant comme conséquence d'augmenter l'émissivité de la neige (Picard et al., 2006). Les résultats précédents ayant été obtenus à environ 100km de la côte, nous avons aussi testé notre méthode à 200km de la côte (coordonnée 68,72°S, 138,33°E),

là où à priori il n'y a plus de fonte (Picard et al., 2007). Peu de pics sont attribuables à de la fonte avec cette comparaison (Annexe 3). Nous pourrions alors réaliser nos mesures à 200km de la côte pour éliminer d'éventuels problèmes liés à la fonte. Mais l'expérience a montré que nous détectons moins de précipitations à 200km qu'à 100km de la côte. Ce résultat est logique car plus nous nous éloignons de l'océan, plus l'accumulation est faible. Les précipitations sont plus faibles en quantité et il devient plus difficile de les détecter avec les micro-ondes passives.

La fréquence des évènements détectés par notre algorithme est en moyenne de 39,2 évènements de précipitation par an. Pour les années de 2004 à 2009, elle varie entre 36 évènements pour l'année 2008 à 44 évènements pour l'année 2007. Elle semble peu dépendre de la saison : 3,08 évènements par mois en été contre 3,35 par mois en hiver en moyenne.

En s'intéressant aux évènements du bilan qui ne coïncident pas avec des précipitations, nous remarquons qu'un certain nombre d'entre eux ont lieu en même temps qu'une précipitation inférieure au seuil. Nous pouvons alors émettre deux hypothèses : soit le signal micro-onde est sensible à des précipitations en-dessous de ce seuil, soit les données ERA interim sous-estiment la quantité précipitée pendant ces évènements. Nous avons estimé la proportion des évènements du bilan correspondant à des précipitations (y compris en-dessous du seuil). Ces résultats sont répertoriés dans le tableau 2.

Période	Proportion des évènements du bilan correspondant à des précipitations d'ERA interim
Novembre 2003 à Octobre 2009	207/235 => 88,0 %
Étés (novembre à février) de 2003-2004 à 2008-2009	59/74 => 79,7 %
Hivers (mars à octobre) de 2004 à 2009	148/161 => 91,9 %

Tableau 2 : Proportion des évènements du bilan correspondant à des précipitations d'ERA interim pour la période de Novembre 2003 à Octobre 2009.

Ces résultats sont certes meilleurs que ceux avec le seuil. Cependant ils sont à prendre avec plus de précautions, étant donné qu'ils proviennent d'une méthode plus subjective. Pour estimer ces chiffres, nous n'avons appliqué aucun seuil et par conséquent, nous avons fait cette estimation visuellement.

D'autres processus comme la formation de givre de surface, c'est à dire la condensation de la vapeur d'eau contenue dans l'air, pourrait augmenter l'émissivité de la neige et être détectable dans les signaux (Massom et al., 2003 ; Shuman et al., 1993). Cependant, si le givre de surface n'est pas indiqué comme une précipitation dans les données ERA interim, il peut être considéré

comme une forme de précipitation étant donnée sa contribution au terme d'accumulation du bilan de masse (Bindschadler et al., 2005).

Des variations de température de surface pourraient également affecter les signaux micro-ondes. Cependant l'utilisation des critères V89 HHT et (Tb89-Tb150)/Tb89 qui sont peu corrélés avec la température de l'air limite ce problème.

Le dernier chiffre à prendre en compte est le nombre d'évènements détectés par ERA interim que nous ne détectons pas avec notre méthode. Nous ne considérons ici que les évènements au-dessus du seuil de 0,5mm/jour. Ces résultats sont répertoriés dans le tableau 3.

Période	Proportion des évènements de précipitation provenant d'ERA interim non détectés avec notre méthode	Fréquence des évènements de précipitation d'ERA interim (nombre d'évènements/mois)
Novembre 2003 à Octobre 2009	107/288 => 37,2 %	4,00
Étés (novembre à février) de 2003-2004 à 2008-2009	39/83 => 47,0 %	3,46
Hivers (mars à octobre) de 2004 à 2009	68/205 => 33,2 %	4,27

Tableau 3 : Proportion des évènements de précipitation au dessus de 0,5mm/jour d'ERA interim non détectés avec notre méthode, et fréquence des évènements de précipitation d'ERA interim supérieurs à 0,5mm/jour pour la période de Novembre 2003 à Octobre 2009.

Le tableau 3 montre qu'une partie importante des précipitations prédites par ERA interim n'est pas détectée par notre méthode. Plusieurs hypothèses pourraient expliquer ce résultat.

D'abord, il faut poser la question de la fiabilité des réanalyses ERA interim. Les différents modèles climatiques divergeant fortement sur la fréquence des précipitations en Antarctique, quelle est la capacité d'ERA interim à reproduire ce paramètre. Nous remarquons à ce sujet qu'un certain nombre de pics venant de notre méthode sont légèrement décalés temporellement avec des précipitations d'ERA interim. Il pourrait s'agir des mêmes évènements dans certains cas.

Un second processus pouvant créer cette différence est l'action du vent. Une chute de neige suivie d'un épisode de vent peut ne pas être détectable avec notre méthode. Le vent modifie les cristaux de neige en les cassant et en les arrondissant. Ce processus peut affecter l'émissivité de la neige, et modifier sa signature dans les données micro-ondes (Massom et al., 2003).

De plus, les données satellites n'ont pas la même résolution spatiale et temporelle que le modèle du CEPMMT. Les satellites utilisés ayant une résolution journalière, ils n'ont peut être pas le temps de détecter les précipitations immédiatement suivies d'un épisode de vent. Il peut

également neiger à côté des pixels satellites mais dans la maille du modèle du CEPMMT, les données satellites ayant une résolution spatiale plus fine que les réanalyses ERA interim.

La fréquence des évènements prédits par ERA interim est en moyenne de 48 évènements de précipitation par an. Pour les années de 2004 à 2009, elle varie entre 42 évènements pour l'année 2005 à 53 évènements pour les années 2004 et 2006. Elle semble plus élevée pendant l'hiver (4,27 évènements par mois en moyenne) que pendant l'été (3,46 évènements par mois). ERA interim a détecté environ 22, 6% évènements de précipitation de plus que notre algorithme sur la période de Novembre 2003 à Octobre 2009.

3.2 Le capteur Biral VPF 730

Avant cette année, le capteur Biral VPF 730 décrit dans la première partie de ce rapport, n'avait pas résisté longtemps aux vents catabatiques, et n'avait fourni des mesures que sur de courtes périodes (deux mois maximum). Il est difficile de réaliser des statistiques étant donné le faible nombre d'évènements de précipitations détectés par l'appareil (une vingtaine au total sur les différentes périodes). De plus, il y a des trous dans ces données, parfois d'une dizaine de jours, ce qui les rend difficile à exploiter.

Cependant depuis Janvier 2011, le capteur envoie des données tous les jours. Nous n'avons pas encore eu le temps de comparer ces données avec les données satellites. Mais il serait intéressant de le faire, cela permettrait de comparer les résultats de notre méthode à une mesure directe des précipitations. De plus, cela permettrait de comparer les données ERA interim à celle du disdromètre, et donc d'évaluer la capacité du modèle de l'ECMWF à reproduire les précipitations en Antarctique.

3.3 Le capteur YES TPS-3100 Hotplate

Un nouveau capteur devrait être installé lors des prochaines campagnes d'été au alentours de la base de Cap Prud'homme. Il s'agit de l'instrument TPS-3100 Hotplate (<http://www.yesinc.com>), commercialisé par la compagnie Yankee Environmental Systems (YES). Cet appareil a été développé pour la mesure des précipitations mais il fournit également la température ambiante, la vitesse du vent, la pression barométrique, les radiations courtes et grandes longueurs d'onde, ainsi que l'humidité relative.

L'instrument possède deux plaques chauffantes (figure 11). La plaque du haut est exposée aux précipitations et doit fournir suffisamment d'énergie pour évaporer les hydrométéores, tandis que la plaque du bas en est isolée. Durant un événement de précipitation, le capteur mesure la différence de puissance nécessaire pour garder les deux plaques à la même température. La plaque du bas subit un refroidissement induit par le vent, et l'énergie requise pour maintenir sa température est également utilisée pour mesurer la vitesse du vent. L'instrument convertit ensuite la différence d'énergie entre les deux plaques en taux de précipitation à la résolution de 0,1mm/h (en équivalent eau) corrigé des effets du vent et de la température ambiante.

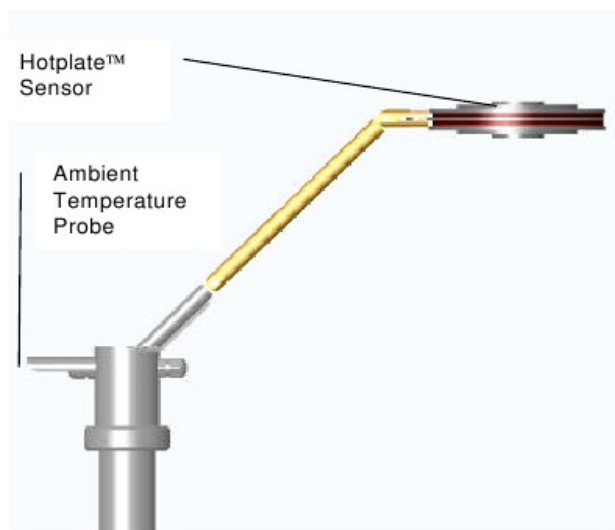


Figure 11 : Le capteur YES TPS-3100 Hotplate

Ce capteur a été développé pour fonctionner dans la gamme de température allant de -50°C à +50°C. De plus, il offre l'avantage de ne comporter ni de parties mobiles, ni d'huile dans son mécanisme, ce qui devrait le rendre relativement résistant aux conditions climatiques de l'Antarctique.

Conclusion et perspectives

Au cours de ce stage, une méthode de détection des précipitations en Antarctique a été développée. Cette méthode permet de dater précisément les chutes de neige contrairement à la méthode proposée par Bindshadler où les évènements de précipitation durent plusieurs jours.

Les données permettant de comparer nos résultats sont issues d'un modèle, elles sont donc incertaines. Un certain nombre de pics détectés par notre méthode, et non détectés par ERA interim peuvent donc être causés par des problèmes de modélisation : décalage d'une chute de neige dans le temps, absence d'un certain nombre d'évènements... Le même raisonnement concernant le nombre d'évènements non détectés par notre algorithme peut être mené. Toutefois, les réanalyses ERA interim sont un outil de comparaison intéressant, et un bon accord avec ce modèle augmente fortement la probabilité que les évènements détectés aient bien eu lieu.

Le manque d'outils permettant de valider les résultats fut la principale difficulté rencontrée. Cependant, les données récentes du disdromètre Biral VPF 730 laissent envisager une meilleure comparaison avec notre méthode. Cela permettra également d'améliorer notre algorithme. De plus, l'installation du capteur YES TPS-3100 Hotplate dans les prochaines campagnes d'été pourrait apporter de nouvelles informations.

Cependant, quelques problèmes persistent : action du vent juste après une chute de neige, formation de givre de surface... Analyser plusieurs composantes météorologiques en même temps peut permettre de détecter ces évènements. Par exemple, la formation de givre de surface peut être visible avec des données du flux de chaleur latente venant d'ERA interim. Le vent est mesuré avec des anémomètres et estimé par des modèles, il pourrait donc également être analysé.

Tous ces outils devraient permettre d'améliorer la détection des évènements de précipitations. Une fois la méthode établie, la réalisation d'une climatologie sur la fréquence des précipitations permettra d'évaluer la capacité des différents modèles climatiques à reproduire ce processus.

Remerciements

Je remercie Christophe Genthon et Chantal Claud (LMD) pour m'avoir proposé ce sujet de stage, ainsi que pour l'attention qu'ils ont porté à sa bonne réalisation.

Je tiens également à remercier Nicolas Champollion et Ghislain Picard pour leurs conseils en télédétection, ainsi que leurs implications dans cette étude.

Bibliographie

Arthern, R.J., Winebrenner, D.P., Vaughan D. G. (2006). Antarctic snow accumulation mapped using polarization of 4.3-cm wavelength microwave emission. *Journal of Geophysical Research*, 111, D06107.

Barandun M. (2009). Studies of Antarctic precipitation statistics. Internship report. (<http://lgge.osug.fr/~christo/calva/home.shtml>).

Bindshadler, R., Choi, H., Shuman, C., Markus, T. (2005). Detecting and measuring new snow accumulation on ice sheets by satellite remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 98, 388-402.

Bromwich, D.H., Guo, Z., Bai, L., and Chen, Q. (2004). Modeled Antarctic Precipitation Part I : Spatial and Temporal Variability. *Journal of Climate*, 17, 427-447.

Davis, C.H., Li, Y. , McConnell, J.R., Frey, M.M, and Hannah, E. (2005). Snowfall-Driven Growth in East Antarctic Ice Sheet Mitigates Recent Sea-Level Rise. *Science*, 308, 1898-1901.

Dee, D.P., Uppala, S.M., Simmons, A.J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M.A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A.C.M., Van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A.J., Haimberger, L., Healy, S.B., Hersbach, H., Hólm, E.V., Isaksen, L., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A.P., Monge-Sanz, B.M., Morcrette, J.J., Park, B.K., Peubey, C., Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.N., Vitart, F. (2011). The ERA-interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, 553-597.

Eisen, O., Frezzotti, M., Genthon, C., Isaksson, E., Magand, O., Van den Broeke, M.R., Dixon, D.A., Ekaykin, A., Holmlund, P., Kameda, T., Karlöf, L., Lipenkov, V.Y., Oerter, H., Takahashi, S., Vaughan, D.G. (2008). Ground-based measurements of spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica. *Reviews of Geophysics*, 46, RG2001.

Genthon, C., Krinner, G., Castebrunet, H. (2009). Antarctic precipitation and climate-change predictions : horizontal resolution and margin vs plateau issues. *Annals of Glaciology*, 50, 55-60.

Huang, N.E, Shen, Z., Long S.R., Wu M.C., Shih H.H., Zheng Q., Yen, N., Tung, C.C., Liu H.H. (1998). The empirical decomposition and the Hilbert spectrum for non linear and non-stationary time series analysis. *Proceedings of the Royal Society of London, A*, 454, 903-995.

Huang, N.E., Zhaohua W. (2008). A review on Hilbert-Huang Transform : method and its applications to geophysical studies. *Reviews of Geophysics*, 46, RG2006.

IPCC. (2007) The Physical Science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, USA.

Lythe, M.B., Vaughan, D.G. (2001). Bedmap : a new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 106, 11,335-11,351.

Massom, R.A., Pook, M.J., Comiso, J.C., Adams, N., Turner, J., Lachlan-Cope, T., Gibson, T.T. (2003). Precipitation over the interior East Antarctic ice sheet related to midlatitude blocking high activity. *Journal of Climate*, 17, 1914-1928.

Monaghan, A.J., Brownwich, D.H., Schneider, D. (2008). Twentieth century Antarctic air temperature and snowfall simulations by IPCC climate models. *Geophysical Research Letters*, 35, L07502.

Picard, G., Fily, M. (2006). Surface melting observations in Antarctica by microwave radiometers : Correcting 26-year time series from changes in acquisition hours. *Remote Sensing of Environment*, 104, 325-336.

Picard, G., Fily, M., Gallée, H. (2007). Surface melting derived from microwave radiometers : a climatic indicator in Antarctica. *Annals of Glaciology*, 46, 29-34.

Rémy, F. (2003) *L'Antarctique, la mémoire de la Terre vue de l'espace*, 180 p, CNRS Editions, Paris.

Rott, H., Sturm, K., Miller, H. (1993). Active and passive microwave signatures of Antarctic firn by means of field measurements and satellite data. *Annals of Glaciology*, 17, 337-343.

Shuman, C.A., Alley, R.B. (1993). Spatial and temporal characterization of hoar formation in central Greenland using SSM/I brightness temperatures. *Geophysical Research Letters*, 20, 2643-2646.

Shuman, C.A., Alley, R.B., Anandakrishnan, S. (1993). Characterization of a hoar-development episode using SSM/I brightness temperatures in the vicinity of GISP2 site, Greenland. *Annals of Glaciology*, 17, 183-188.

Simmons, A.J., Uppala, S., Dee, D., Kobayashi, S. (2007). ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF Newsletter*, 110-Winter 2006/07, 25-35.

Steffen, K., Abdalati, W., Stroeve, J. (1993). Climate sensitivity studies of the Greenland ice sheet using satellite AVHRR, SMMR, SSM/I and in situ data. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 51, 239-258.

Surdyk, S. (2001). Using microwave brightness temperature to detect short-term surface air temperature changes in Antarctica : an analytical approach. *Remote Sensing of Environment*, 80, 256-271.

Van de Berg, W.J., Van den Broeke, M.R., Reijmer, C.H., Van Meijgaard, E. (2006). Reassessment of the Antarctic surface mass balance using calibrated output of a regional atmospheric climate model. *Journal of Geophysical Research*, 111, D11104.

Wingham, D.J. (2006). Mass balance of the Antarctic ice sheet. *Philosophical Transactions of the Royal Society A* 364, 1627-1635.

Webographie

Biral : <http://www.biral.com>

European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) : www.ecmwf.int

Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiale (LEGOS) : <http://www.legos.obs-mip.fr>

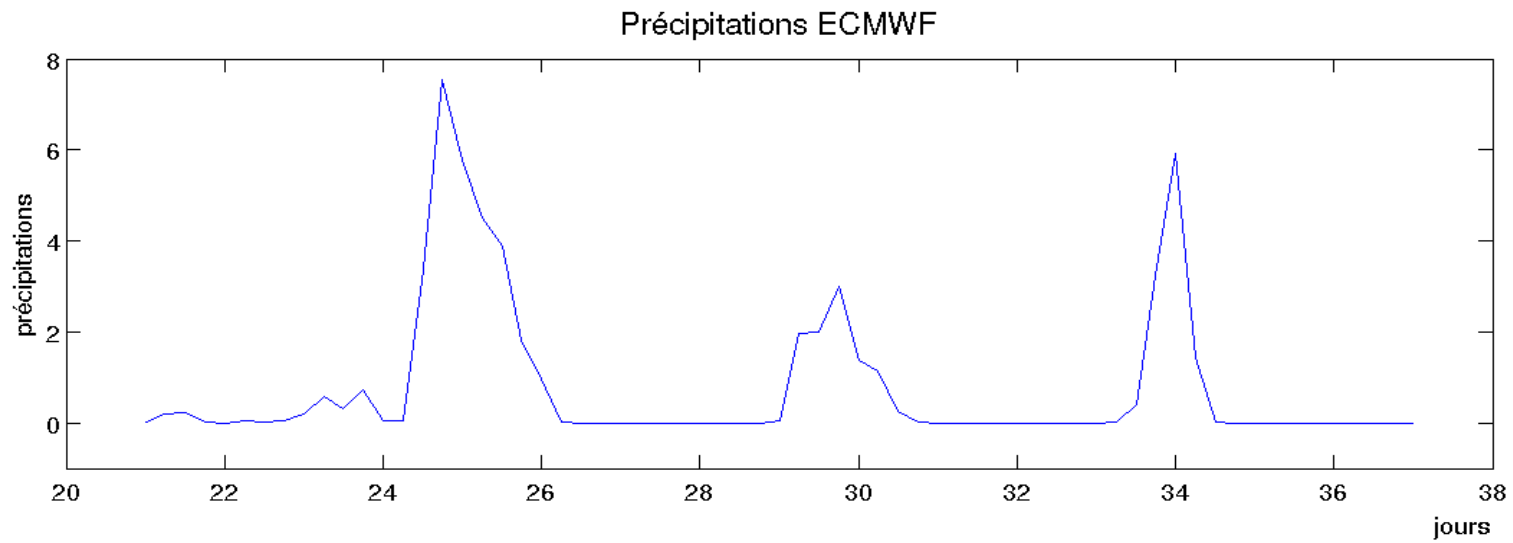
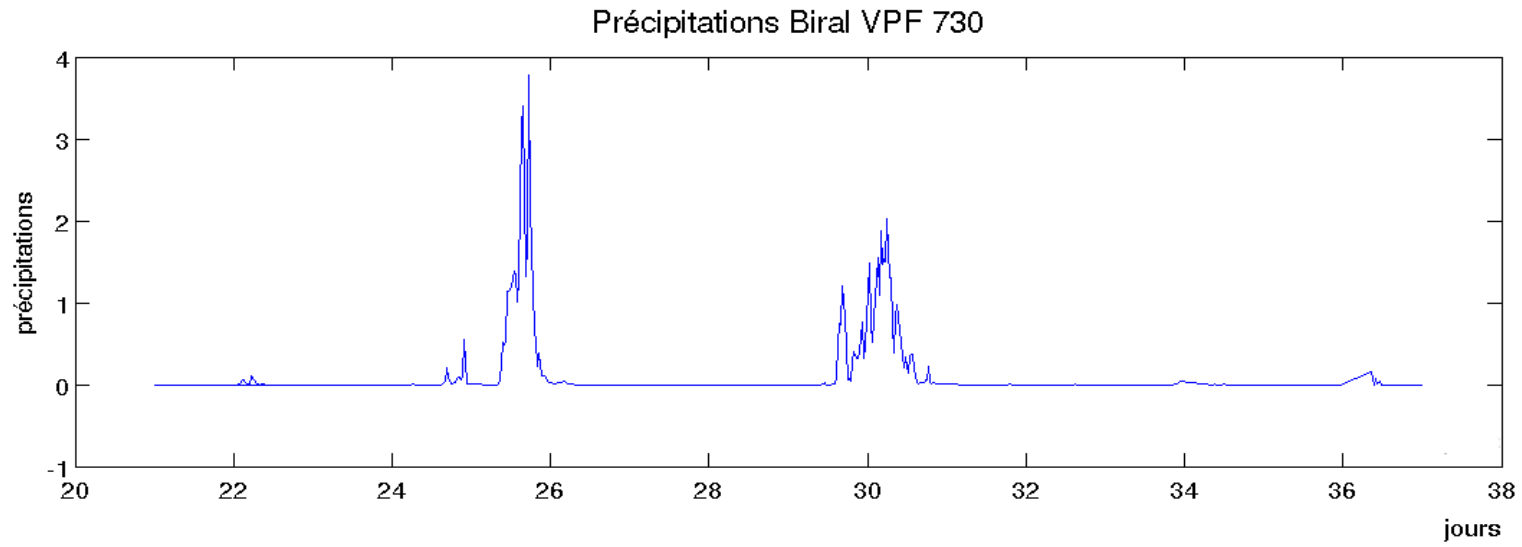
National Aeronautics and Space Administration (NASA) : www.ghcc.msfc.nasa.gov,
<http://goespoes.gsfc.nasa.gov>

National Oceanic and Atmospheric Administrations (NOAA) : <http://www.class.ngdc.noaa.gov>

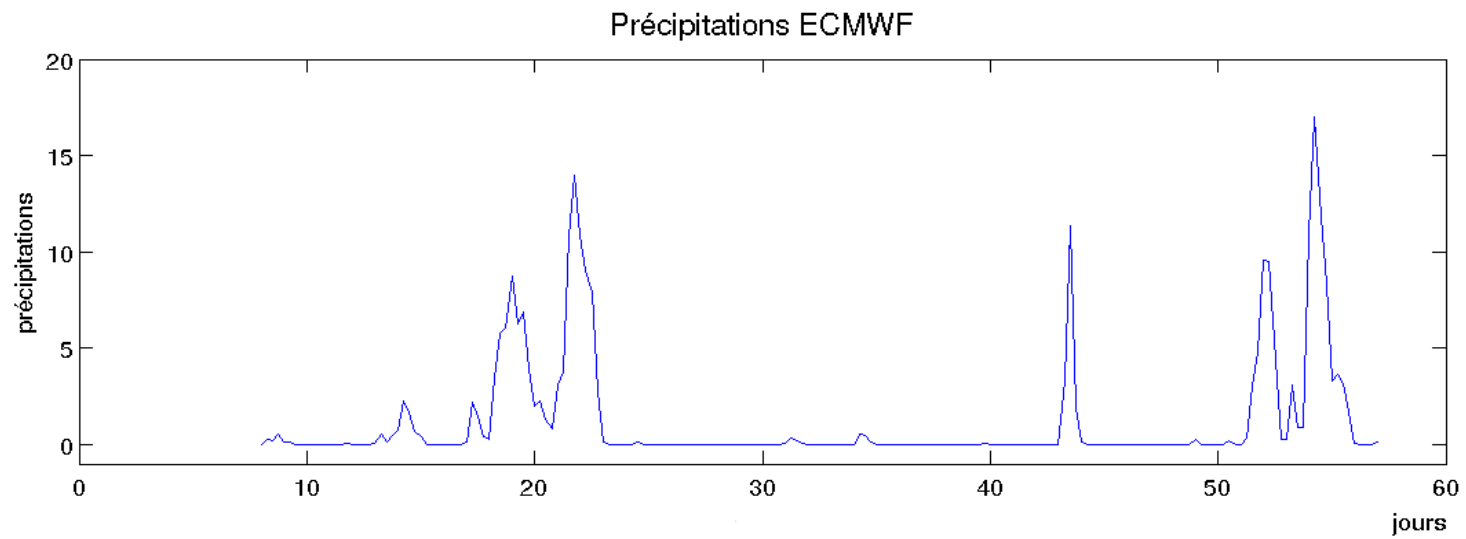
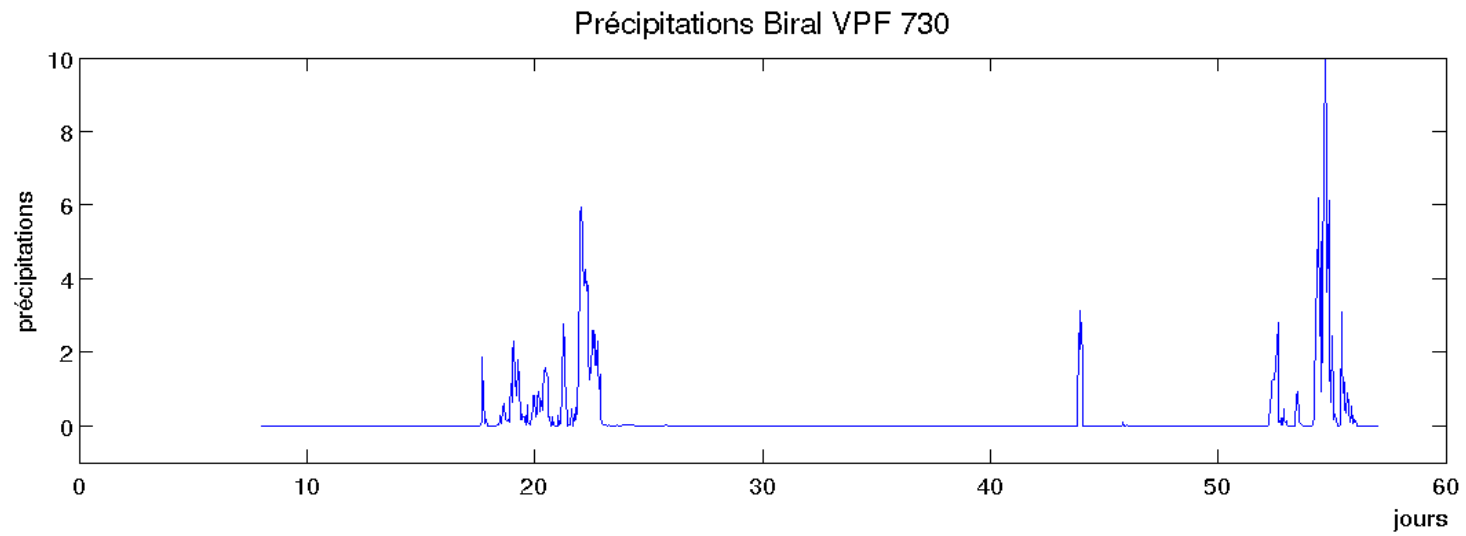
National Snow and Ice Data Center (NSIDC) de la NASA : http://nsidc.org/data/amsre/order_data.html

Yankee Environmental Systems : <http://www.yesinc.com>

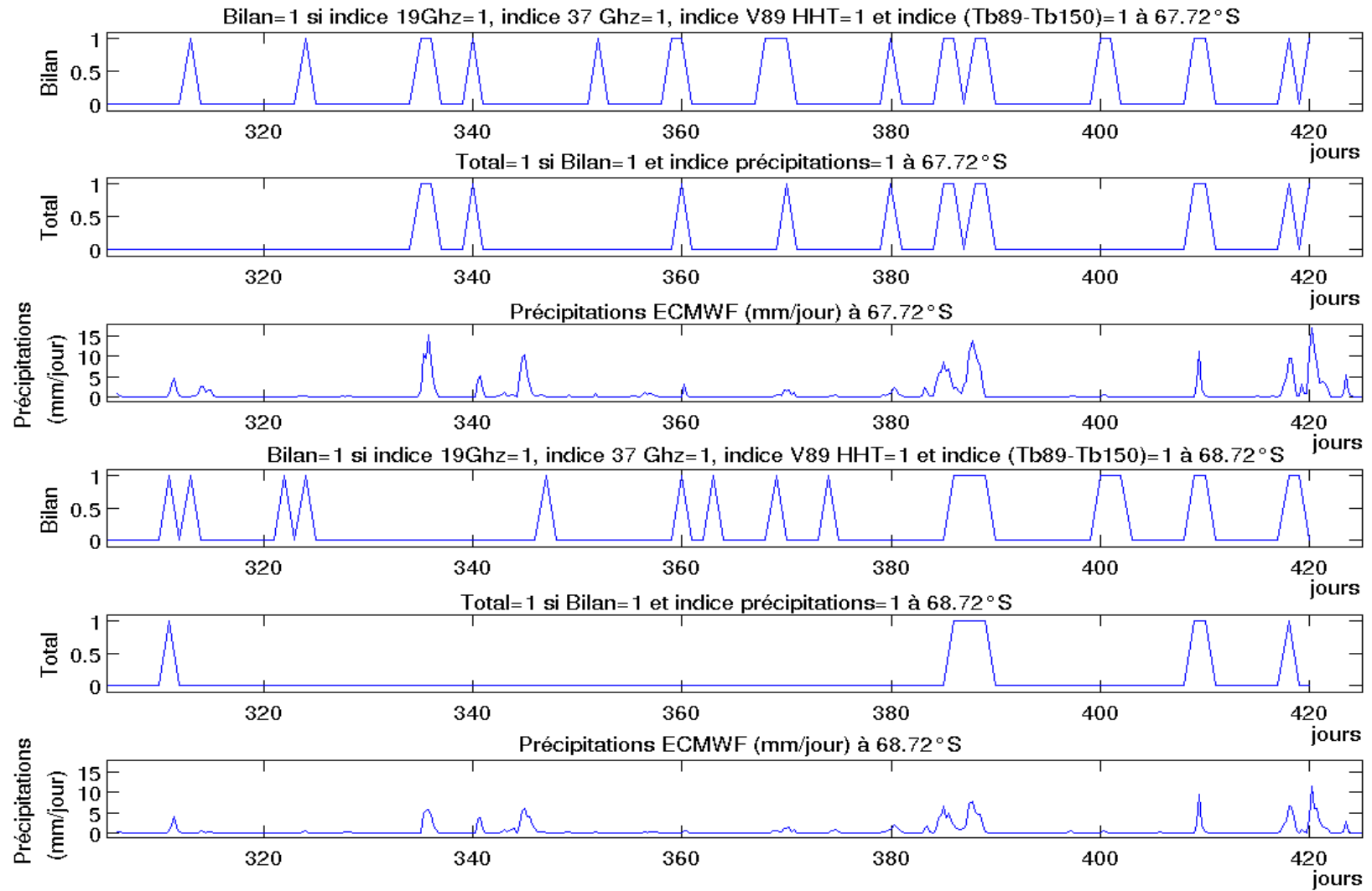
Annexe 1 : comparaison des données de précipitations du Biral VPF 730 et d'ERA interim pour Janvier-Février 2005.



Annexe 2 : comparaison des données de précipitations du Biral VPF 730 et d'ERA interim pour Janvier-Février 2009.



Annexe 3 : comparaison entre les coordonnées (67,72°S, 138,33°E) et (68,72°S, 138,33°E) pour Novembre 2008 à Février 2009



Annexe 4 : poster présenté à la journée scientifique SIRTA du 3 Mai 2011 (Ecole Polytechnique – Palaiseau).



Observation de précipitations en Antarctique avec les micro-ondes passives



Cyril Palerme (M2R, LGGE), Christophe Genthon (LGGE), Nicolas Champollion (LGGE), Ghislain Picard (LGGE)
 Contacts : cyrilpalerme@live.fr, genthon@lgge.obs.ujf-grenoble.fr

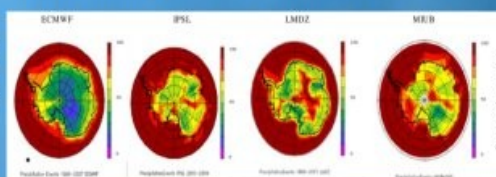


La station de Dumont d'Urville, près de laquelle est placé le disdromètre (www.institut-polaire.fr).

Objectifs :

- Déterminer la fréquence des précipitations en Antarctique et réaliser une climatologie sur les trente dernières années (temps sur lequel il existe des mesures dans les micro-ondes passives).
- Une fois la climatologie établie, cela permettrait de valider ou de discriminer les différents modèles climatiques (ECMWF, IPSL, LMDZ ...).
- Mieux caractériser l'accumulation et son évolution afin de déterminer l'évolution du bilan de masse de l'Antarctique et son influence sur le niveau des mers.

La fréquence des précipitations estimée par plusieurs modèles. Un critère qui diffère beaucoup selon les modèles (<http://lgge.osug.fr/~christo/calva/home.shtml>).

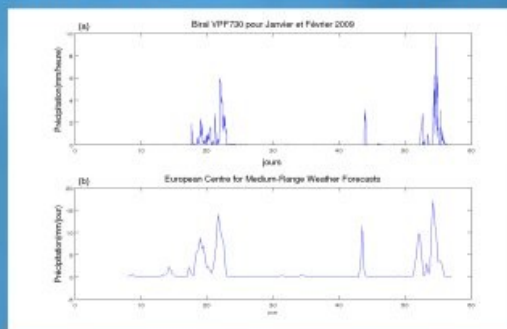


Validation de la méthode :

- Un disdromètre (Biral VPF730) installé sur la base de Dumont d'Urville permet de détecter la neige précipitée.
- Le modèle du ECMWF (European Centre for Medium-range Weather Forecasts) qui prédit les précipitations.



Le biral VPF730 : un disdromètre installé près de la base de Dumont d'Urville



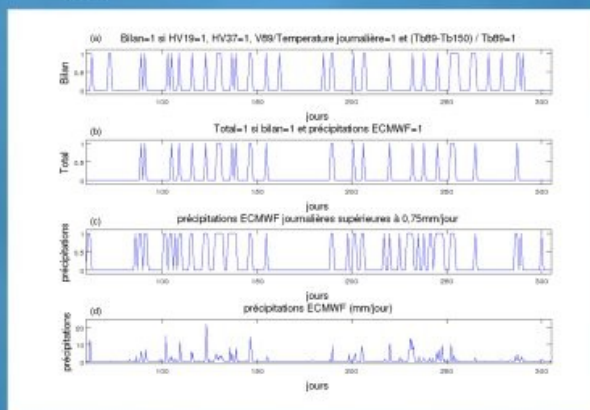
Comparaison des données de précipitations venant du Biral VPF730 (a) et du modèle ECMWF (b) pour Janvier et Février 2009.

Plusieurs critères pour détecter les précipitations:

Un événement de précipitation induit :

- Une augmentation des rapports de polarisation horizontale sur verticale (H/V) à 19 et 37Ghz.
- Une diminution du rapport de polarisation verticale à 89Ghz sur la température journalière.
- Une diminution du rapport (Tb89-Tb150)/Tb89 où Tb représente la température de brillance.

En couplant ces différents critères entre eux, on arrive à un bilan que l'on peut ensuite comparer aux données du disdromètre ou à celles du modèle du ECMWF.



Comparaison du bilan (a) aux précipitations représentées par le modèle du ECMWF (c et d) pour l'hiver 2007. Le deuxième graphe (b) vaut 1 lorsque le bilan et le modèle ECMWF indiquent des précipitations. Le bilan correspond à une augmentation du rapport H sur V à 19 et 37 GHz, une diminution du rapport V89 sur la température journalière, et une diminution du rapport (Tb89-Tb150)/Tb89 où Tb représente la température de brillance.