



HAL
open science

Rôle de la vapeur d'eau dans le cycle hydrologique en Arctique

Dunya Alraddawi

► **To cite this version:**

Dunya Alraddawi. Rôle de la vapeur d'eau dans le cycle hydrologique en Arctique. Climatologie. Université Paris Saclay (COMUE), 2017. Français. NNT : 2017SACLV094 . tel-01729340

HAL Id: tel-01729340

<https://theses.hal.science/tel-01729340v1>

Submitted on 12 Mar 2018

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.

Rôle de la vapeur d'eau dans le cycle hydrologique en Arctique

Thèse de doctorat de l'Université Paris-Saclay
Préparée à Université Versailles st-Quentin-en-Yvelines

École doctorale n°579 sciences mécaniques et énergétiques,
matériaux et géoscience(SMEMAG)
Spécialité de doctorat: météorologie, océanographie, physique de
l'environnement

Thèse présentée à Guyancourt, le 19/12/2017, par

Dunya Alraddawi

Composition du Jury :

Pierre-Richard Dahoo Professeur des Universités, UVSQ (– LATMOS)	Président
Jean-Pierre Chaboureau Physicien, Université de Toulouse (– Laboratoire d'Aérodynamique)	Rapporteur
Jean-Luc Baray Physicien adjoint HDR, Observatoire de Physique du Globe de Clermont Ferrand (– Laboratoire de Météorologie Physique)	Rapporteur
Christelle Marlin Professeur, Université Paris Sud 11 (–GEOPS/CNRS)	Examinatrice
Olivier Bock HDR, Université Paris Diderot 07 (–IGN/LAREG)	Examineur
Irène Xueref-Remy Physicien adjoint HDR, Université Aix-Marseille (–OSU Institut Pythéas)	Examinatrice
Alain Sarkissian Physicien adjoint HDR, UVSQ (– LATMOS)	Directeur de thèse
Philippe Keckhut Physicien, UVSQ (– LATMOS)	Co-Directeur de thèse

Titre : Rôle de la vapeur d'eau dans le cycle hydrologique en Arctique

Mots clés : vapeur d'eau, Arctique, changement climatique, incertitudes, tendances

Résumé : La vapeur d'eau atmosphérique joue un rôle clé dans le budget radiatif en Arctique, le cycle hydrologique et donc le climat. Mais sa mesure avec une précision reste un défi. La vapeur d'eau en Arctique se caractérise par une variabilité spatiale et temporelle qui n'est pas complètement comprise. Sa colonne atmosphérique totale intégrée (TCWV) est étudiée dans cette thèse. Trois méthodes de mesures de la TCWV à distance sont testées et validées pour la région polaire. Cela inclut les mesures de TCWV aux bandes NIR/VIS/IR par les capteurs MODIS, SCIAMACHY, et AIRS embarqués sur satellites. Le cycle saisonnier de la TCWV à 19 stations polaires de référence est examiné suite à l'effet de la latitude, de la longitude en plus de l'effet continental/océanique. Les mesures utilisées ont été validées aux trois stations polaires via la comparaison à une base de données référentielle de TCWV convertis de retards de signaux GPS basés au sol. Les incertitudes et limites de mesures satellitaires sont évaluées par saison et par mois. Particulièrement, nous avons étudié l'effet de la présence de nuages sur les mesures des TCWV par satellites. Dans le NIR et dans le VIS, les mesures subissent une sensibilité accrue à la présence de nuages aux latitudes hautes en été. En plus, l'estimation de l'albédo est toujours un défi aux modèles d'inversion de la TCWV, surtout en présence de neige en régions cultivées. Suite aux résultats de la validation, la distribution et les tendances saisonnières de la TCWV au-dessus de toute l'Arctique ont été évaluées via MODIS. Les tendances et anomalies accrues sont discutées principalement en réponse aux changements observés en Arctique au cours des 2001-2015 années, celles qui concernent la végétation, la couverture de neige, et la glace de mer. Les tendances accrues de la TCWV peuvent être liées à l'augmentation locale de surfaces vertes relatives à la neige pendant les saisons transitoires. Des tendances augmentées de la TCWV étaient observables par MODIS, forcées par le réchauffement estival local pendant les vagues de chaleurs au temps de ciels clairs. Un déclin dramatique de la glace de mer près des côtes Sibériennes et de la côte du Beaufort a entraîné une augmentation locale observée de la TCWV en début d'automne. Une phase de réchauffement au niveau de l'archipel du Svalbard, persistant en toutes saisons sauf l'été, a entraîné également des quantités supplémentaires de la TCWV. La détection et justification de tendances sont des tâches toujours loin d'être accomplies. Les mesures en Arctique sont toujours en question, les mesures de la TCWV au-dessus de surfaces vertes en hiver, ou à travers du ciel nuageux en été sont des défis majeurs.

Title : Role of the water vapor in the hydrological cycle on the Arctic

Keywords : Water vapor, Arctic, climate change, uncertainties, trends

Abstract: Atmospheric water vapour plays a key role in the Arctic radiation budget, hydrological cycle and hence climate, but its measurement with high accuracy remains an important challenge. Arctic water vapor is characterized by a spatial and temporal variability which is not completely understood yet. Its mass integrated in the atmospheric column (TCWV) is studied in this thesis. TCWV seasonal cycle at 18 polar stations is examined following the effect of latitude, longitude in addition to the continental effect. The measurements used in this thesis were validated at three polar stations, the satellites measurements of TCWV in the NIR/VIS/IR bands by MODIS/ SCIAMACHY/ AIRS sensors are compared to those obtained from ground based GPS signals delay. Their uncertainties and limitations are evaluated in season and month scales especially their sensitivities to the clouds presence. In NIR and VIS, the measurements undergo increased sensitivity to the presence of clouds at high latitudes in summer. In addition, albedo estimation is still a challenge to their TCWV inversion models, especially where canopies are snow-covered. Following the validation results, the distribution and seasonal trends of the TCWV over the entire Arctic was assessed via MODIS. Trends and anomalies are discussed mainly in response to changes in the Arctic vegetation, snow cover, and sea ice during 2001-2015. Increased trends in TCWV may be related to local increase of vegetated areas coincidentally to snow cover decrease during transient seasons. Increased trends in TCWV were observed by MODIS, forced by local summer warming from many warm waves. A dramatic decline in sea ice near the Siberian and Beaufort coasts led to an observed local increase in TCWV in early fall. A warm-up phase in the Svalbard archipelago, persisting in all seasons except summer, also resulted in additional quantities of TCWV. The detection and justification of trends is a task still far from being accomplished. Arctic TCWV measurements are in question, TCWV measurements over green areas in winter, or through cloudy skies in summer are the major challenges.

Remerciements :

L'aventure touche à sa fin, en pleine phase de rédaction, je m'arrête pour ces petits mots.

Je tiens à remercier :

Toutes personnes du LATMOS, en plein cœur de Guyancourt, et à l'Observatoire de Versailles St-Quentin en Yvelines. Parmi vous, j'ai passé mes 4 ans de thèse dans une ambiance scientifique très chaleureuse, et sympa. Brigitte Moreau, mille mercis d'avoir corrigé mes fautes d'orthographe,

Mes deux encadrant de thèse, Dr. Alain Sarkissian, et Dr. Philippe Keckhut, grâce à votre confiance et support inconditionnel, je suis là, en train d'atteindre un rêve très ancien malgré tout,

Les co-auteurs des deux papiers réalisés au cours de ma thèse, nos discussions, vos remarques, ont enrichi le travail effectué,

Dr. Olivier Bock, ma référence scientifique à distance!, j'ai eu beaucoup de chance d'avoir vos notes, et vos conseils très précieux pendant les réunions de projet VEGA, et la réalisation des papiers,

Dr. Abdenour Irbah, qui était un encadrant (derrière la scène), avec vous: les discussions sont toujours les bienvenues, et il n'y avait pas de place pour le stress,

Dr. Chantal Claud, avec elle, j'ai partagé le bureau, les pensées scientifiques et humains, vous m'avez supporté beaucoup,

Mes collègues doctorants, et surtout mes voisins/es au couloir, Alizée, Leila, Sabrina:

«Les câlins, font toujours du bien !».

Cette thèse est dédiée à

Mon pays blessé, La Syrie

Ma famille en Syrie, qui m'a toujours supporté et m'encouragé

Ma petite Céline qui n'avait que 6 mois quand j'ai commencé cette aventure

Mon Alter égo Amer, qui est toujours mon ange gardien

Table de matières

<i>Introduction Générale</i>	17
<i>1. Chapitre 1 : Le cycle atmosphérique en Arctique</i>	21
Introduction	21
1.1 Les régimes hydrologiques en Arctique	22
1.2 Processus	25
1.2.1 Evaporation	25
1.2.2 Condensation (formation de nuages).....	25
1.2.3 Précipitation	26
1.3 Le transport humide.....	27
1.3.1 Circulation globale	27
1.3.2 Circulation vers l'Arctique et au-delà	28
1.4 La balance hydrologique	31
1.4.1 Equation du bilan d'eau douce	32
1.4.2 Bilan hydrologique doux en Arctique	33
1.4.3 Limitations en Arctique.....	34
1.5 Approche aérologique.....	36
1.5.1 La distribution saisonnière	37
1.5.2 Le transport méridien	42
Conclusion.....	46
<i>2. Chapitre 2 : La vapeur d'eau atmosphérique</i>	47
2.1 Intérêt.....	47
2.1.1 Sa position délicate au système climatique	48
2.1.2 Son lien intime avec la physique et la dynamique atmosphériques	48
2.1.3 Son rôle complexe face au changement climatique	49
2.2 Terminologie	50

a.	Le rapport de mélange	51
b.	L'humidité absolue	52
c.	La pression de vapeur saturante.....	53
d.	L'humidité relative.....	53
e.	L'humidité spécifique.....	53
f.	La colonne totale de la vapeur d'eau	53
2.3	Techniques de mesure	55
2.3.1	Hygromètres	56
2.3.2	Radiosondes	57
2.3.3	Lidars.....	61
	Conclusion.....	65
3.	<i>Chapitre 3 : Instrumentations et méthodes de mesure</i>	67
	Introduction	67
3.1	GPS.....	68
3.1.1	Modélisation de la phase	69
3.1.2	ZTD	70
3.1.3	IWV (TCWV)	73
3.1.4	Source d'erreur de IWV/IGS.....	74
3.1.5	IWV/GPS : référente in-situ.....	75
3.1.6	IGS	76
3.2	Satellites.....	78
3.2.1	AIRS, l'observation de la vapeur d'eau dans l'infrarouge.....	80
3.2.2	MODIS, l'observation de la vapeur d'eau dans le NIR	91
3.2.3	SCIAMACHY, la TCWV dans le spectre visible VIS.....	97
	Conclusion.....	106
4.	<i>Chapitre 4 : La variabilité spatiale et temporelle de la TCWV</i>	107
	Introduction	107

4.1	Effet de la latitude.....	110
4.2	Effet de la longitude	112
4.3	L'effet de la continentalité : la calotte glaciaire du Groenland	117
4.4	Effet de la circulation Atlantique.....	119
	Conclusion.....	120
5.	<i>Chapitre 5 : Incertitude et limitations des satellites en Arctique : Article 1121</i>	
6.	<i>Chapitre 6 : Les tendances de la TCWV en réponse au changement climatique en Arctique</i>	<i>147</i>
	Introduction	147
	a. Tendances de la vapeur d'eau stratosphérique	147
	b. Tendances de la TCWV	148
6.1	L'amplification arctique	149
	6.1.1 Changements terrestres	149
	6.1.2 Changements atmosphériques	151
6.2	Les tendances de la TCWV en réponse à l'amplification arctique : Article 2	152
7.	<i>Chapitre 7 : Conclusion et perspectives</i>	<i>175</i>
	<i>Liste de références</i>	<i>179</i>

Liste de figures

Figure 1 : La topographie de l'Arctique.....	24
Figure 2 : Le nombre moyen de centres de cyclones à long terme par km^2 . <i>En hiver (a), en été (b)</i> ; la pression au niveau de la mer du nombre moyen à long terme de centre de cyclones en hiver (c), en été (d) en h.Pa pour (1948-2002).....	30
Figure 3 : Présentation schématique des principaux composants et processus d'eau douce dans l'atmosphère Arctique.	34
Figure 4 : Moyenne saisonnée de la précipitation par mm/saison pour 1979-2001.....	39
Figure 5 : Moyenne saisonnée de l'évaporation par mm/saison pour 1979-2001.	40
Figure 6 : Moyenne saisonnée de la TCWV par mm pour 1979-2001.	41
Figure 7 : La moyenne saisonnée du flux méridien intégré verticalement par mm/saison pour 1979-2001.....	45
Figure 8 : La distribution verticale de la vapeur d'eau et de la température dans la troposphère et la stratosphère.....	52
Figure 9 : Profils verticaux de la vapeur d'eau d'un vol ballon FBHs (NOAA Frost Point Hygromètres) au-dessus du Colorado.	57
Figure 10 : L'ensemble d'une radiosonde portée sur ballon.....	59
Figure 11 : Lumière du LIDAR de l'Observatoire haute province OHP, France.	64
Figure 12 : Principe du GPS.....	69
Figure 13 : Distribution géographique globale de réseau GNSS avant 2007.....	77
Figure 14 : Les séries temporelles de la TCWV (horaires) depuis l'IGS par (kg/m^2) au-dessus de Sodankyla-Finland (67°N , 26°E) pour 2001-2015.	77
Figure 15 : Observations satellites de la vapeur d'eau de 1975 à 2011 triées selon la technique de mesures (spectre, géométrie) et l'altitude.	79
Figure 16 : Le spectre infrarouge d'AIRS qui inclut des informations sur les composants de l'atmosphère, dont: la vapeur d'eau, la température et les gaz mineurs tels que CO_2 , CO , CH_4 , O_3 , et SO_2	82
Figure 17 : Système de détection des signaux AIRS.	82
Figure 18 : La géométrie des observations combinées AIRS/AMSU.....	85
Figure 19 : AIRS TCWV au-dessus de l'Arctique en Juin 2003 en kg/m^2	90
Figure 20 : Les composants majeurs de l'instrument MODIS-N.....	92

Figure 21 : La géométrie des observations MODIS en visée au nadir, et en visée sur l’océan à la surface libre (Sun-glint).....	93
Figure 22 : MODIS TCWV au-dessus de l’Arctique en Juin 2003 en kg/m^2	96
Figure 23 : Spectre de SCIAMACHY. Notez que SCIAMACHY est une version étendue de GOME lancé 8 ans plus tôt.	98
Figure 24 : SCIAMACHY TCWV : empreinte pour le 26/03/2007 en kg/m^2	99
Figure 25 : Le principe de la méthode DOAS.....	100
Figure 26 : TCWV par SCIAMACHY au-dessus de Sodankyla (67°N , 26°E) pour 2011, en g/cm^2	103
Figure 27 : La série temporelle des moyennes mensuelles de la TCWV calculée depuis les granules SCIAMACHY co-localisés à Sodankyla (67°N , 26°E) pour 2003-2011 en kg/m^2 . Les trous correspondent aux mois de décembres. La barre d’erreur représente l’erreur standard de la moyenne.	104
Figure 28 : Carte de l’Arctique au-dessus de 60°N , avec les 19 stations polaires.....	108
Figure 29 : Le cycle annuel de la TCWV au-dessus des stations du groupe (i) (moyenne de 2003-2016 par AIRS).....	111
Figure 30 : Le cycle annuel de la TCWV au-dessus des stations du groupe (ii) (moyenne de 2003-2016 par AIRS).....	111
Figure 31: Le cycle annuel de la TCWV au-dessus des stations du groupe (A) (moyenne de 2003-2016 par AIRS).....	113
Figure 32 : Le cycle annuel de la TCWV au-dessus des stations du groupe (B) (moyenne de 2003-2016 par AIRS).....	114
Figure 33 : Le cycle annuel de la TCWV au-dessus des stations du groupe (C) (moyenne de 2003-2016 par AIRS).....	115
Figure 34 : Le cycle annuel de la TCWV au-dessus des stations du groupe (D) (moyenne de 2003-2016 par AIRS).....	116
Figure 35 : Le cycle annuel de la TCWV au-dessus des stations du groupe (1) (moyenne de 2003-2016 par AIRS).....	118
Figure 36 : Le cycle annuel de la TCWV au-dessus des stations du groupe (2) (moyenne de 2003-2016 par AIRS).....	118
Figure 37 : L’anomalie de la TCWV en décembre 2010 et décembre 2011 coincide à une phase forte négative précédent d’une autre positive de la NAO.	120
Figure 38 : L’anomalie de l’étendue de la glace de mer en septembre sur 30°N - 90°N , par rapport à la moyenne de 1979-2016.....	150

Liste d'abréviations

TCWV: Total Column Water Vapour

GPS: Global Positioning System

AIRS: Atmospheric Infrared Sounder

AMC-DOAS: Air Mass Corrected Differential Optical Absorption Spectroscopy

AMS: American Meteorological Society

AMSU-A: Advanced Microwave Sounding Unit-A

AMSU-B: Advanced Microwave Sounding Unit-B

CALIOP: Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization

CALIPSO: Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations

DIAL: Differential Absorption Lidar

DLR: Downward Longwave Radiation

ENSO: El NINO-Southern Oscillation

EOS: Earth Observing System

ERA-15: ECMWF archive, re-analysis dataset for 1979-1993.

ERA-40: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) second generation re-analysis. Dataset has a 45-years archive (1957-2002).

ERA-Interim: ECMWF Atmospheric Reanalysis from 1979 up to now

ERCA: European Research Courses on Atmospheric science

FBH_s: Frost Point Hygrometer.

FOV: Field Of View

FTIR: ground-based Fourier Transforms InfraRed spectrometer

GLONASS: the Russian System of Spatial Navigation

GNSS: Global Navigation Satellite System

HARA: Historic Arctic Radiosonde Archive

HDF-EOS: Hierarchical Data Format - Earth Observing System

HSB: Humidity Sounder of the Brisiel

IGRA: Integrated Global Radiosonde Archive

IGS: International GNSS Service

IWV: Integrated Water Vapour

LIDAR: Light Detection and Ranging

MODIS: Moderate Resolution Imaging Spectroradiometry

NAO: North Atlantic Oscillation

NASA: National Aeronautics and Space Administration

NCDC: National Climate Data Center

NCEP/NCAR: National Centers of Environmental Prediction/National Center of Atmospheric Research re-analysis.

OHP: Observatoire de Haute Province

OVSQ: Observatoire de Versailles Saint-Quentin

PNA: Pacific North American Oscillation

PSC_s: Polar Stratospheric Clouds

PW: Preceptable Water

RAM: the Ny-Alesund Microwave Radiometer

RTA: Radiative Transfer Algorithm

SCIAMACHY: Scanning Imaging Absorption spectrometer for Atmospheric CHartographY

SEM: Standard Error of Mean

VLBI: Very Long Baseline Interferometry

ZHD: Zenithal Hydrostatic Delay

ZTD: Zenithal Total Delay

ZWD: Zenithal Wet Delay

Introduction Générale

Sur Terre, l'eau est impliquée « dans ses trois phases » pour maintenir l'équilibre thermodynamique et les échanges d'énergie entre la surface terrestre et les enveloppes gazeuses. Cet échange assure une température moyenne générale positive à sa surface pour la rendre habitable.

La vapeur d'eau, malgré ses faibles quantités dans l'atmosphère « par rapport aux autres gaz », joue un rôle clé dans le bilan radiatif et chimique de l'atmosphère terrestre. Celle-ci exerce un effet interactif important sur la météo et le climat global.

L'Arctique a connu des changements climatiques accélérés et amplifiés par rapport à la moyenne globale. Un cycle hydrologique plus intensifié, une fonte de la glace de mer de plus en plus étendue, une modification de la caractéristique de glace arctique forcé par un réchauffement côtier plus fort vers de nouvelles frontières de glaces qui relocalisent les surfaces océaniques libres. Le cycle hydrologique est fortement impliqué dans ces changements. Leurs paramètres deviennent de plus en plus variables, et les mesures en Arctique sont toujours d'actualité.

Les efforts de recherche pour développer les techniques de mesures de la vapeur d'eau visent à s'adaptent au mieux aux conditions sévères de l'Arctique. Ces efforts permettent d'obtenir des bases de données plus fiables et de confiance, vers une modélisation des changements hydrologiques à long terme plus réussie. Cette thèse suit le grand intérêt pour les mesures de la vapeur d'eau sur toutes les échelles temporelles et spatiales. On s'intéresse à la masse intégrée de la vapeur d'eau dans une colonne atmosphérique au-dessus d'une unité de surface, nommé la TCWV (pour Total Column Water Vapour).

Nous allons valider des mesures de TCWV en télédétection de l'espace par d'autres basées au sol comme le système mondial de positionnement (Global Positioning System) GPS pour la région d'Arctique. La validation de mesures satellitaires de la TCWV permet d'étudier ces tendances en conséquence aux changements climatiques récents en Arctique.

L'effort présent dans cette thèse fait partie de l'action européenne COST (European COoperation in Science and Technology), **ES1206 GNSS4SWEC (GNSS for Severe WEather and Climat monitoring)** dédiée au développement d'un réseau global de données GNSS adapté pour la recherche atmosphérique des changements climatiques. Il a été développé dans le cadre du projet national français VEGA et soutenu par le programme CNRS LEFE / INSU (Institut National des Sciences de l'Univers). Il a été financé par le ministère de l'éducation supérieur Syrienne/Université Al-phurat, et le projet européen EDU-ARCTIC.

Les objectifs de cette thèse sont résumés par les trois points suivants :

- ✚ Une vue générale de la variabilité spatiale et temporelle de la TCWV au-dessus des régions polaires définies ici par les latitudes supérieures à 60°N, un intérêt particulier sur la partie européenne à travers une étude multi stations;
- ✚ Un scan bref de certaines techniques des mesures de la TCWV, leurs limites et contraintes, une validation des mesures de MODIS, AIRS, SCIAMACHY à travers une étude comparative au GPS sur certaines stations polaires;
- ✚ La détection de tendances de la TCWV aux échelles saisonnières et mensuelles au-dessus de tout l'Arctique, en suivant les réponses à long terme aux changements climatiques observés de 2001 à 2015.

Cette thèse est organisée comme suit : le Chapitre 1 résume l'état hydrologique de la région Arctique ; le Chapitre 2 se focalise sur l'intérêt spécial de la vapeur d'eau et donne un bref aperçu sur certaines méthodes connues pour la mesurer ; le Chapitre 3 décrit en

détails les méthodes utilisées au cours de cette thèse, cela inclut le GPS basé au sol et les capteurs MODIS, AIRS, et SCIAMACHY embarqués sur satellites ; le Chapitre 4 discute de la variabilité spatiale et temporelle de la TCWV au-dessus des stations polaires ; le Chapitre 5 examine l'incertitude et les limites d'AIRS, MODIS et SCIAMACHY à travers la comparaison au GPS (Alraddawi et al, 2017, soumis à AMT) au-dessus de trois stations arctiques ; dans le Chapitre 6, nous décrivons la distribution saisonnière et les tendances linaires de la TCWV par MODIS en réponse aux changements récents (2001-2015) en Arctique (Alraddawi et al., 2017, soumis à MDPI/Atmosphere), qui concernent la couverture neigeuse terrestre, la végétation, le réchauffement local des océans Arctiques et la fonte de la glace ; et le Chapitre 7 contient les conclusions et les perspectives du travail.



1. Chapitre 1 : Le cycle atmosphérique en Arctique

Introduction

Piloté par l'énergie solaire, le cycle hydrologique s'est défini comme une circulation hydrologique générale en boucle fermée, entre les réservoirs via les conducteurs.

La vapeur d'eau présente dans l'atmosphère peut condenser en nuages dont certains peuvent fournir des précipitations liquides / solides en fonction de la température des fronts ambiants.

A l'échelle globale, presque 80 % des précipitations ont lieu sur les océans et seulement 20 % sur les continents. Ces 20 % d'eau sont interceptés par les arbres et la végétation, s'écoulent par ruissellement à la surface des terres émergées, s'infiltrent dans les sols, réalimentent les nappes souterraines et s'accumulent dans des névés, glaciers ou calottes de glace continentale ou bien rejoignent finalement les océans par la fonte des glaciers ou tout simplement par le ruissellement de l'eau de surface ou souterraine vers les océans où elle recommencera son cycle de vie [*adapté à partir de la société météorologique américaine (AMS glousser)*].

L'eau est donc stockée dans des « réservoirs »:

Hydrosphère, où 97 % de l'eau réside dans les océans, 0.6% dans les nappes souterraines et 0.01% dans les lacs et les rivières,

Cryosphère, dont 2% de l'eau douce se trouve dans les glaciers [1],

Atmosphère, qui est un milieu hydrologique essentiel [2], car il contient toute la vapeur d'eau qui représente seulement 0.001% de toute l'eau de notre Terre [1] et offre la voie de son transport à travers les différentes circulations atmosphériques.

Le temps résiduel de l'eau varie de quelques jours (vapeur d'eau) aux décennies (calottes de glace dans les régions polaires).

Le cycle de l'eau est fortement influencé par la topographie, et ses éléments possèdent des saisonnalités évidentes. Dans les océans, la température de surface (qui varie lentement) est un facteur déterminant majeur. Tandis que sur les continents, les effets couplés de la température de surface et de l'humidité du sol (qui peut changer assez rapidement) sont dominants.

Le cycle hydrologique est d'un grand intérêt pour les études du climat et pour les prévisions météorologiques grâce au rôle essentiel de l'eau dans le bilan radiatif et dans la stabilité convective de l'atmosphère terrestre [1]. Même dans les zones les plus sèches telles l'Arctique, ce cycle est présent et influent. Par la suite de ce chapitre, nous allons étudier le cycle hydrologique et sa balance en Arctique.

1.1 Les régimes climatiques en Arctique

L'hydrologie de l'Arctique est contrôlée par les conditions du rayonnement solaire, extrêmement limitée due à la faible hauteur du Soleil, ainsi que l'état de surface qui contrôle leur capacité thermique d'absorption (moins d'absorption des surfaces de neige et de glace due à leur albédo élevé, mais plus sur la terre humide et le sol nu).

La variabilité de la température est contrôlée par la latitude, la topographie (voir Fig. 1), l'altitude, la durée du jour, la continentalité, l'activité synoptique, et les courants océaniques. Les inversions de température sont des phénomènes massifs du climat

arctique. Ils sont plus fréquents, intenses et plus forts (profonds) en hiver et hors terres scandinaves [3]. Les vents sont plus rapides sur les zones ouvertes et pendant les mois les plus froids de l'année sauf lorsque des inversions sont présentes [4].

En hiver, le rayonnement solaire est faible ou absent. En conséquence, l'hydrologie terrestre/atmosphérique/océanique diffère sensiblement de celle aux latitudes inférieures [5]. Deux régimes principaux sont connus dans l'Arctique au-dessus de 60°N :

Maritime polaire, dans l'océan Arctique, l'Alaska côtier, l'Islande, la Norvège du Nord et les parties voisines de la Russie, influencées par l'océan, décrit par des hivers froids et orageux, et des étés nuageux mais doux avec une température moyenne d'environ 10 °C.

Les deux principales zones de dépression (Islandais et Aléoutiens) ont des précipitations plus importantes en hiver qui peut atteindre 3000 mm/an. Généralement, la saison froide témoigne de chutes de neige (parfois aux autres formats, pluie, bruine, pluie gelée, ou grêle en fonction de la source du nuage, et de la température en-dessus de ces nuages), résultant à environ 6 mois de couverture.

Au-dessus de 80°N, une partie importante du rayonnement solaire est réfléchi par la banquise vers l'atmosphère, participant ainsi au maintien des températures de surface basses. Mais en raison de la forte évaporation sur la partie hors-glaciers (en anglais leads and polynyas) [6], l'humidité de l'air à proximité de la surface de la glace arctique est habituellement à saturation ou proche de la saturation par rapport à la phase glaciaire [7] et la sublimation de la surface neige / glace est donc faible (par exemple [8]).

Continental, commun sur les zones terrestres majeures (Groenland et Sibérie), où les processus hydrologiques sont principalement contrôlés par la présence/absence du pergélisol, et l'épaisseur de la couche active qui le couvre [9]. Ces régions ont moins de

Chapitre 1 : Le cycle atmosphérique en Arctique

précipitations et des hivers plus sévères, moins de 150 mm. Le cycle saisonnier de la précipitation culmine en été, avec une température moyenne qui dépasse 10 °C et qui pourrait atteindre 30 °C dans certaines stations internes (en conséquence des longues journées d'été). Sur les latitudes inférieures à 80°N, la sublimation de la dérive et du souffle de la neige est probablement plus important, que celui au-dessus de glaciers aux latitudes supérieures à l'Océan Arctique [6].

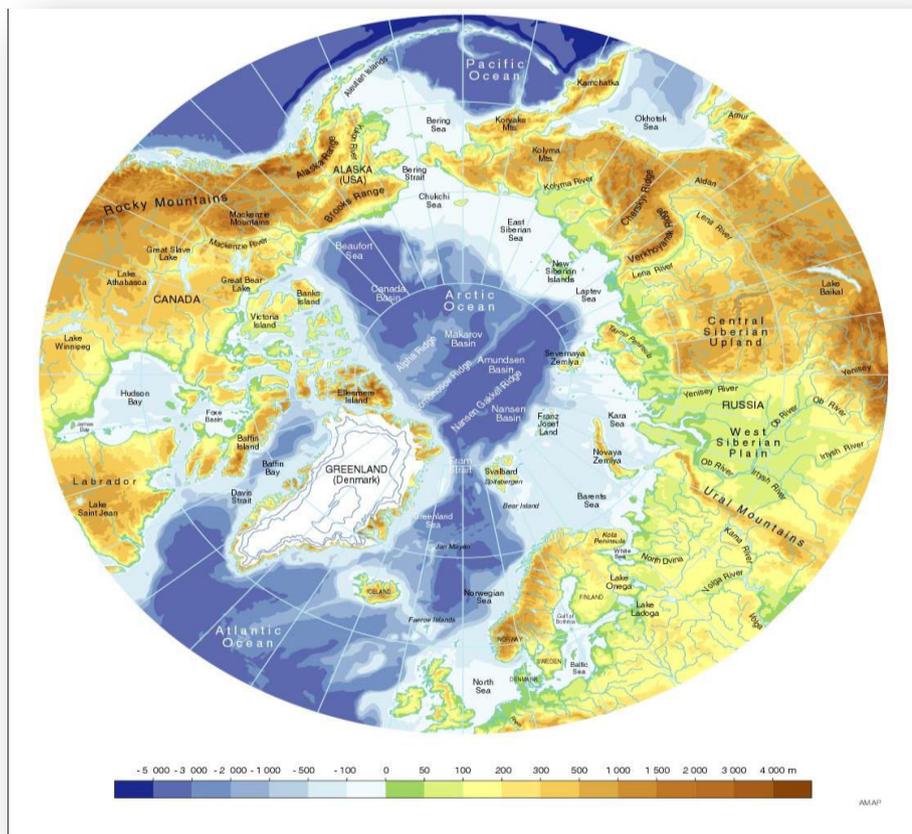


Figure 1 : La topographie de l'Arctique.

Crédit: NOAA, 1988. Data Announcement 88-MGG-02, Digital relief of the surface of the Earth. NOAA, National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado, GRID-Arendal: AAR Figure 2.7.

1.2 Processus

La célèbre citation de Lavoisier «Rien ne se perd, rien ne se crée, tout se transforme» illustre justement le cycle de l'eau où les différents participants sont habituellement qualifiés de systèmes hydrologiques bien connectés et attachés. La branche atmosphérique du cycle hydrologique est la seule où l'eau « ne suit pas une pente » pendant son mouvement, elle réagit à travers l'interface Terre-Atmosphère ou Océan-Atmosphère par trois phénomènes naturels principaux.

1.2.1 Evaporation

Ce processus est fourni par l'intensité du rayonnement solaire où l'atmosphère joue le rôle de véritable absorbeur d'humidité. De manière générale, l'évaporation de l'eau se manifeste sur toutes les surfaces. Quelques fois, on peut observer une sublimation (régions polaires/montagnes). On définit une évapotranspiration pour l'ensemble de l'évaporation (et/ou sublimation) des surfaces hydrologiques, la transpiration des plantes, et la respiration du vivant. En hydrologie, il y a l'évapotranspiration réelle (somme des quantités de vapeur d'eau évaporées par le sol et les végétaux) et l'évapotranspiration de référence (quantité maximale d'eau susceptible d'être perdue en phase vapeur par une couverture végétale spécifique). Dans les équations de la balance hydrologique, E représente le taux d'évapotranspiration qui définit le flux humide évaporé d'une unité de surface pendant une unité de temps (en $\text{kg/m}^2/\text{s}$).

1.2.2 Condensation (formation de nuages)

Les particules d'air humide se refroidissent en s'élevant dans l'atmosphère, et à une certaine altitude, fonction des conditions météorologiques, elles arrivent à saturation et se condensent sur les noyaux de condensation (de fines particules de sel, de poussière,

volcaniques, etc.) pour former des gouttelettes d'eau. Celles ayant des diamètres plus grands que $40\ \mu\text{m}$ [10] peuvent former des nuages appelés des nuages chauds. Les nuages froids peuvent se former à partir de la vapeur d'eau accompagnée de cristaux de glaces et d'eau en phase liquide super refroidie. Les nuages peuvent aussi être classifiés selon leur altitude, basse jusqu'à 2 km (cumulus, stratus), moyenne de 2-8 km (altocumulus, altostratus), haute de 8-15 km (cirrus, cirrostratus, cirrocumulus) [10]. En plus des nuages stratosphériques polaires (PSCs).

Les nuages bas (stratus) sont communs en été en Arctique depuis mi-juin à mi-septembre, surtout au-dessus des calottes de glace (80°N - 90°N). Ce manteau nuageux a un effet important dans la balance radiative.

Dans certains cas, la condensation peut avoir lieu près de la surface, et elle donnera de la rosée, ou du brouillard, suite à la géographie et au temps qu'il fait.

1.2.3 Précipitations

Il s'agit de la chute d'un ensemble de particules solides via le processus de Bergeron des nuages froids, ou liquides par le processus de collision-coalescence des nuages chauds. En conséquence, les précipitations tombent par gravité en fonction de leur masse. Leurs fréquences comme leurs amplitudes varient en fonction des conditions climatiques (température de l'air ambiant, pression, taux d'humidité).

Certaines précipitations n'atteignent pas le sol, s'évaporant au cours de leur chute. Pendant que les précipitations résiduelles atteignent la surface (terres ou océans), les précipitations terrestres sont mesurées localement par les pluviomètres (pas assez fiables pour la neige), ou les radars, et le satellite (qui donne de la couverture globale). Ils sont exprimés en litres ou mm/h, ou encore en mm/m^2 quand on considère la quantité d'eau précipitée. Le taux de

précipitation P (dans les équations de la balance hydrologique) à l'unité de densité par unité de temps.

1.3 Le transport humide

La vapeur d'eau est transportée dans l'atmosphère par la diffusion moléculaire et turbulente, la convection, et l'advection. Le flux vertical de l'évaporation des océans et de la surface du sol dans la couche limite atmosphérique est réalisé par diffusion, et la vapeur est verticalement mélangée par diffusion et convection. Surtout, sur les échelles temporelles et spatiales, l'advection est le mécanisme dominant du transport latéral. D'où, la vapeur d'eau peut être traitée comme un mélange scalaire transporté par le vent horizontal.

On définira par la suite les différents chemins de circuits atmosphériques responsables à la redistribution de l'humidité, à l'échelle globale et plus précisément vers l'Arctique et au-delà. Il s'agit aux circulations atmosphériques.

1.3.1 Circulation globale

Le chauffage solaire différentiel entre les latitudes basses et hautes donne lieu à la circulation de l'atmosphère et de l'océan qui transporte la chaleur et participe à la redistribution de l'humidité des régions excédentaires (tropicales) aux régions déficitaires (pôles).

Aux latitudes moyennes et élevées, une grande partie du transport atmosphérique est le transport de tourbillon transitoire (transport Eddy) réalisé par le déplacement des cyclones et des anticyclones. Le transport net de l'océan vers la terre est compensé par les écoulements reversés vers l'océan. Le système de convection atmosphérique se compose

de cellules disposées entre l'équateur et le pôle dans chaque hémisphère : la cellule de Hadley, la cellule de Ferrel, et la cellule polaire.

La cellule polaire est caractérisée par un mouvement ascendant dans les latitudes sous-polaires (50° - 70°), le mouvement descendant au-dessus du pôle, et le mouvement du pôle vers l'équateur en altitude et à l'inverse près de la surface.

Les modes naturels de la circulation à grande échelle sont : l'Oscillation de l'Atlantique Nord (en anglais NAO), le modèle de télé-connexion Pacifique-Nord-Américain (PNA) et El Niño-Oscillation Australe (ENSO). Ces modes se combinent pour influencer la structure des ondes planétaires sur l'hémisphère Nord, surtout le temps hivernal de l'Amérique du Nord, et de l'Eurasie [11], [12].

Les traits principaux du champ de pression moyen hivernal au niveau de la mer sur l'Atlantique Nord sont globalement : l'anticyclone des Açores (hautes pressions) et la dépression d'Islande (basses pressions). L'indice NAO est défini par la différence de pression au niveau de la mer entre deux stations dans les zones d'actions. On parle de phase positive lorsque les deux centres s'intensifient, ce qui implique un gradient méridien important de la pression et par conséquent les vents d'ouest seront dominants au-delà de 45° N. Dans la phase négative, les deux centres s'affaiblissent simultanément.

1.3.2 Circulation vers l'Arctique et au-delà

Le transport d'humidité à différentes échelles est l'une des sources les plus importantes des flux affectant l'Arctique. Il est essentiel à la maintenance de la balance naturelle d'énergie/humidité à travers le cycle hydrologique. Les sources principales d'humidité atmosphérique dans l'Arctique sont : l'évapotranspiration (et/ou la sublimation) locale, et le transport de l'humidité des latitudes inférieures. Le transport est conduit par le gradient

Nord-Sud de l'humidité spécifique de l'Arctique qui devrait dominer dans des échelles de temps de plusieurs décennies et plus [13]. Cependant, les échelles de temps interannuelles et plus courtes sont affectées par les configurations de la circulation à grande échelle, incluant les cellules de Hadley, de Ferrel, polaires, et le courant jet-polaire d'où la forte influence sur les composantes du système hydrologique atmosphérique [9].

Selon [14] la variabilité interannuelle du transport de l'humidité est principalement conduite par la variabilité de l'activité cyclonique sur la mer du Groenland et sur la mer de la Sibérie orientale.

a. Cyclones

La plupart des activités cycloniques qui ont lieu dans l'océan Arctique (au-dessus de 70 ° N) sont générées localement (65%), et le reste est généré au sud de 70 ° N au nord de l'Atlantique, de l'Eurasie, du Pacifique Nord, et de l'Amérique du Nord mentionnés respectivement par ordre de participation [6].

Le climat hivernal arctique (vent / précipitation) est dominé principalement par deux dépressions semi-permanentes, islandaise et aléoutien (en bleu Fig. 2, c), en plus d'une haute pression sur l'est de l'Eurasie (Sibérie) et l'archipel arctique canadien. L'été arctique est dominé par les cyclones à travers la Sibérie et dans le bassin arctique (Fig. 2).

La région entre le Groenland et la Scandinavie est une passerelle primaire pour le transport de l'énergie statique humide (chaleur sensible, chaleur latente et géo potentielle) dans l'Arctique, pour équilibrer le déficit de rayonnement à haute latitude au sommet de l'atmosphère.

Le détroit de Fram (entre le nord du Groenland et le Svalbard) est le flux responsable de l'équilibre du budget d'eau douce de l'Arctique [15]–[17] dans un sens en transportant les apports d'eau douce depuis le ruissellement des rivières, de l'afflux du détroit de Béring et des précipitations nettes à l'océan Arctique, et dans l'autre sens, en déplaçant les glaciers, l'eau de faible en salinité de l'Océan Arctique vers l'Atlantique Nord. Cette rétroaction est liée à la dépression d'Islande [18] qui à son tour est liée aux changements de NAO.

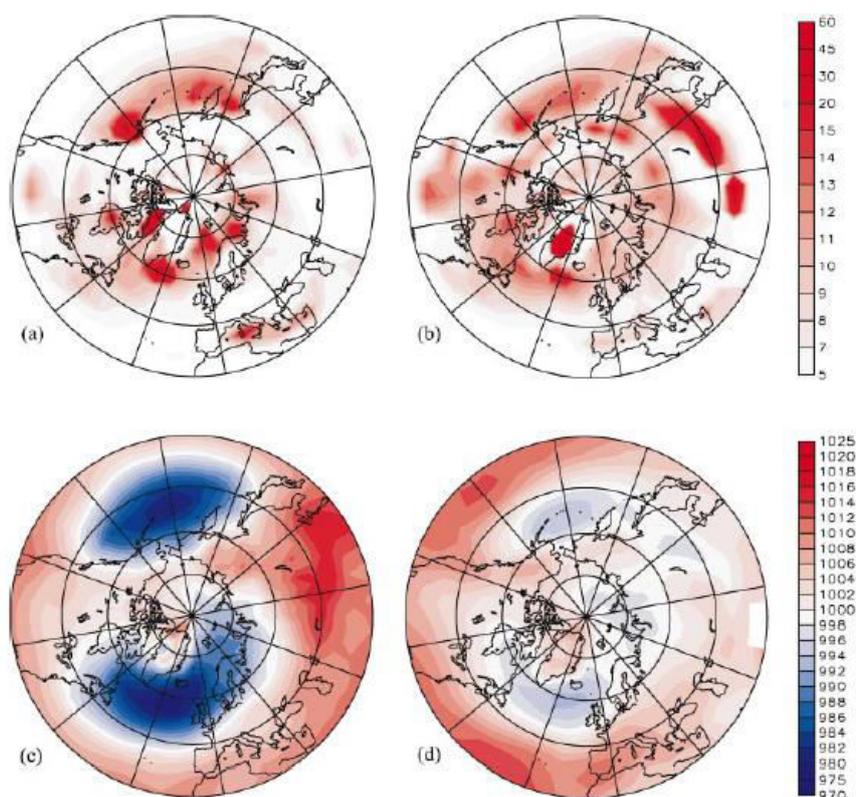


Figure 2 : Le nombre moyen de centres de cyclones (dépressions) à long terme par 105 km².

En hiver (a), en été (b) ; la pression au niveau de la mer du nombre moyen à long terme de centres de cyclones en hiver (c), en été (d) en h.Pa pour (1948-2002).

Crédit : [19].

b. Circulations à méso-échelles

Egalement nommées à grand-échelle, elles se trouvent dans la troposphère moyenne de l'Arctique et se caractérisent par le vortex polaire, qui est une dépression qui grandit généralement au-dessus des zones maritimes et diminue rapidement vers les terres, pendant quelque fois moins d'un jour et est donc difficile à prévoir. Le vortex se forme généralement en hiver, de manière forte et asymétrique, et devient plus faible et plus symétrique au printemps et en début de l'été. Il a des creux majeurs dans la mer nordique, et la Sibérie.

Les rivières atmosphériques [20] sont des corridors étroits de transport intensif. Elles ont lieu à l'intérieur de la bande de transport chaud des cyclones extratropicaux. Ces rivières jouent un rôle clé pour transport de l'humidité vers le nord en hiver, en particulier dans les événements de transport extrême [21].

1.4 La balance hydrologique

Le principe de la conservation de l'eau est bien accepté lors de l'examen de l'ensemble de ses trois phases. L'eau est transportée entre les différents milieux en changeant de phase due aux variations et renouvellements des stocks des réservoirs hydrologiques. Ces variations sont exprimées par le bilan hydrologique. Le budget hydrologique des eaux douces, aussi dit « terrestre » peut être défini par les changements dans le stockage de l'eau inclus dans les sols, qui à son tour est égal à la somme des précipitations variant dans le temps, l'évaporation et le ruissellement net.

1.4.1 Equation de bilan d'eau douce

L'équation suivante décrit la théorie de la conservation de masse d'eau dite balance de l'eau terrestre à partir des études de *Peixoto et Oort 1992*, [22] :

$$[\partial S / \partial t] = - [E - P] + [R_{in} - R_{out}] \quad (1)$$

Avec,

S: Le Stockage de la masse d'eau dans le sol et sous-sol d'une région défini (bassin versant),

P: Le taux de précipitation,

E: Le taux d'évapotranspiration, les deux sont des mesures à la surface,

La différence $[E - P]$ est nommée la précipitation nette, ou les précipitations efficaces,

R_{in} , R_{out} : Les flux entrant et sortant à travers les frontières horizontales de la région respectivement. Dans un bassin versant $R_{in} = 0$, et la différence $R_{out} - R_{in}$ représente le ruissellement net.

“ . . .Flow of water across the boundaries of a watershed through the atmosphere is just as much a part of the hydrologic balance of that watershed as flow of water out of the area through river channels or by subsurface seepage” (Benton 1950).

La balance terrestre subit une sensibilité régionale remarquée. La géo localisation, la topographie, et plusieurs autres facteurs y contrôlent la distribution et la contribution des différents éléments du cycle hydrologique en maintenant sa balance.

1.4.2 Bilan hydrologique doux en Arctique

Une synthèse par [23] du cycle de l'eau douce de l'Arctique à grande échelle était possible à partir de ré-analyses et de modèles de glaciers de mer. Cette synthèse contient les branches : océanique, atmosphérique et terrestre de 1979 à 2001. Selon leur étude, l'apport annuel moyen d'eau douce dans l'océan Arctique est dominé par les rejets des rivières (38%), les afflux par le détroit de Béring (30%) et les précipitations nettes (24%). Tandis que les plus grands puits d'eau douce sont des flux de l'Atlantique à travers : les canaux complexes de l'archipel arctique canadien (35%), et le détroit de Fram entre le nord du Groenland et le Svalbard sous forme liquide (26%) et glace de mer (25%). Ce transfert de l'eau douce permet de réduire le contraste de salinité entre l'Atlantique et le Pacifique.

Généralement, dès l'année 2000, le cycle hydrologique doux subit une intensification remarquable. Les données de Précipitations et de la décharge des rivières arctiques assurent que l'Arctique reconnaît des phases assez humides en plus d'une fréquence plus élevée des nuages bas surtout pendant l'été.

La figure 3 présente les principaux chemins d'échanges d'eau douce de et à l'atmosphère Arctique depuis la synthèse présentée par [6].

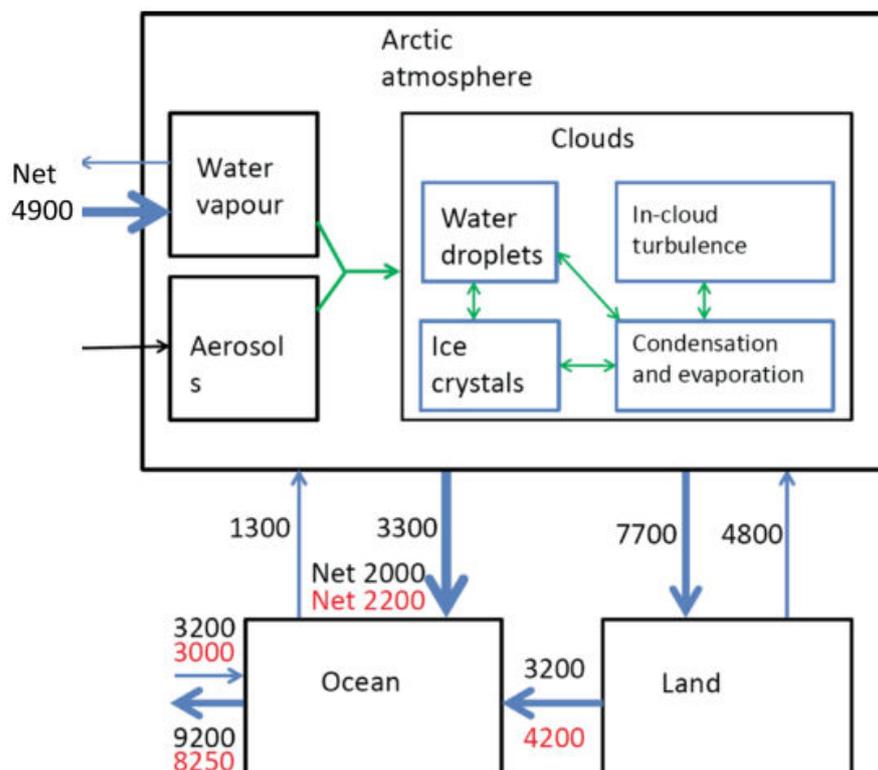


Figure 3 : Présentation schématique des principaux composants et processus d'eau douce dans l'atmosphère Arctique. Les chiffres en noir indiquent les transports d'eau douce en km³ / an sur la base de [23], représentant la période 1979-2001. Tandis que les chiffres en rouge sont estimés pour la période 2000-2010 par [24]

1.4.3 Limitations en Arctique

Depuis la première estimation du budget de l'humidité pour l'Arctique par Oort 1975, plusieurs études ont eu lieu, mais avec une grande marge d'obstacles, et un manque relativement de confiance.

Les principaux défis des mesures des éléments du cycle hydrologique en Arctique sont principalement liés à la clairsemés (dans l'espace et dans le temps) d'observations précises in situ et de télédétection. C'est le cas pour presque toutes les variables d'humidité, y compris l'humidité relative et spécifique atmosphérique, les nuages (couverture, type,

couches, phase et propriétés), précipitations (quantité et phase) et évapotranspiration. Dans de nombreux cas, les incertitudes sont plus importantes par rapport à la glace de mer et à l'océan ouvert, mais aussi considérable par rapport aux zones terrestres. Du coup, les mesures des éléments du cycle de l'eau sont de qualité relative.

Notamment en Arctique, les mesures de la précipitation ont certains obstacles, plus remarquable sur les mesures de la chute de neige. Tel que, le nombre insuffisant de stations, les conditions climatiques sévères, et le vent. Néanmoins, plusieurs corrections sont apportées aux mesures des jauges [25].

Les mesures de l'évapotranspiration subviennent autant de complexité, même en utilisant des ré-analyses. La comparaison aux observations donne des différences importantes. Certaines ré-analyses (ERA-40) [23], ERA-15 et NCEP /NCAR [26], [27] donnent des évapotranspirations de 20% à 50% supérieures à celles observées sur les terres d'Arctique. En conséquence, [23] ont conclu que la meilleure estimation pour l'évaporation est basée sur un résidu de précipitation observée et de la convergence du flux de vapeur d'eau (on expliquera la convergence plus tard).

Des recherches satellitaires plus longues et de meilleure qualité, ainsi que des produits de ré-analyse plus réalistes devraient permettre une meilleure compréhension de cette importante composante du système climatique [28].

L'un des objectifs majeurs de cette thèse est d'enquêter sur certaines techniques de mesure de la vapeur d'eau et d'évaluer leur qualité et limitations au-dessus de l'Arctique.

1.5 Approche aérologique

La balance atmosphérique en Arctique est une partie critique de la balance totale hydrologique. Elle peut paraître indépendante car elle forme une boucle fermée nourrie par les échanges Atmosphère/Biosphère via l'Évapotranspiration, Atmosphère/Hydrosphère par l'Évaporation, et Atmosphère/Cryosphère à travers la Sublimation.

Le budget de l'humidité atmosphérique peut être divisé en trois composantes principales: le stockage, le transport horizontal de l'humidité, et les précipitations nettes. L'approche dite « aérologique » utilise des profils verticaux d'humidité atmosphérique, avec le vent pour calculer la convergence nette de l'humidité dans l'Arctique (ou ailleurs).

La balance atmosphérique donne le taux de la variation de la vapeur d'eau dans une colonne atmosphérique (*Peixoto 1973, Alestalo 1983, [15], [29]*):

$$E - P = \frac{\partial W}{\partial t} + \Delta Q \quad (2)$$

Avec,

P : Le taux de précipitation, mesuré à la surface (voir sa saisonnalité Fig. 4),

E : Le taux d'évapotranspiration (voir la saisonnalité en Fig. 5),

$\frac{\partial W}{\partial t}$: L'évolution temporelle de *W*, où *W* représente le stockage de la vapeur d'eau dans la colonne atmosphérique $W = TCWV$ (Fig. 6)

ΔQ : La convergence horizontale du flux intégré de vapeur méridienne (Fig. 7).

Cette approche ne tient pas compte de la contribution de l'eau condensée sous forme de cristaux de glace ou de gouttelettes, qui en particulier pour l'Arctique devrait être mineure [28].

En moyenne annuelle, le changement dans le stockage de la vapeur d'eau peut être négligeable. Du coup, la différence (P-E) sera l'équivalent à la convergence (le flux méridien) seule. Cette différence a des valeurs prédominantes positives dans l'Arctique au-dessus de 60°N, à l'exception de certaines régions, tel l'ouest et le sud de Svalbard et vers les côtes norvégiennes [23].

À l'échelle d'un bassin versant, l'égalisation de l'équation de la balance atmosphérique (2) à celle de la balance terrestre (1) pourrait connecter les deux branches du cycle hydrologique à l'échelle annuelle (quand le terme $\partial S/\partial t$ et les variations de vapeur d'eau $\partial W/\partial t$ sont considérées négligeables), permettant d'estimer la variation de ruissellement à partir d'une approche Aérologique seulement:

$$dS/dt + [R_{in} - R_{out}] = -[\Delta \cdot Q] - dW/dt$$

1.5.1 La distribution saisonnière

Selon l'étude de [23], la précipitation au-dessus de l'Océan Arctique suit un cycle saisonnier, avec un minima en hiver, et un maxima différant selon la technique de mesure entre l'été et début d'automne (selon l'observation le maxima est en septembre, et selon les ré-analyses en juillet). Cependant, la précipitation nette (P-E) suit le cycle saisonnier de la TCWV.

[30] ont étudié les caractéristiques des précipitations sur les principaux bassins versants de l'Arctique Eurasien sur la période 1960-92 depuis les observations de jauges. Influencées par la continentalité, les précipitations tendent à suivre des cycles annuels semblables à celui de la colonne totale de vapeur d'eau TCWV avec un maximum d'été (principalement associé à l'évaporation de surface) et un minimum d'hiver, contrairement au cas de précipitations Islandais qui suivent les mécanismes de précipitation les plus forts en hiver.

[31] ont considéré une échelle des quatre saisons, pour enfin tenir compte de tous les paramètres de bilan séparément (Fig. 4, 5, 6, 7). En hiver, les distributions spatiales de la précipitation (Fig. 4) et de l'évaporation (Fig. 5) sont dominées par la différence entre grandes valeurs sur les mers ouvertes et d'autres faibles sur des terres/mers couvertes par la neige/glace. En été, les précipitations et l'évaporation sur les Terres Arctique (à l'exception du Groenland) dépassent celles des zones maritimes au nord de 70°N, et sont d'un ordre de grandeur comparable à celles des latitudes inférieures.

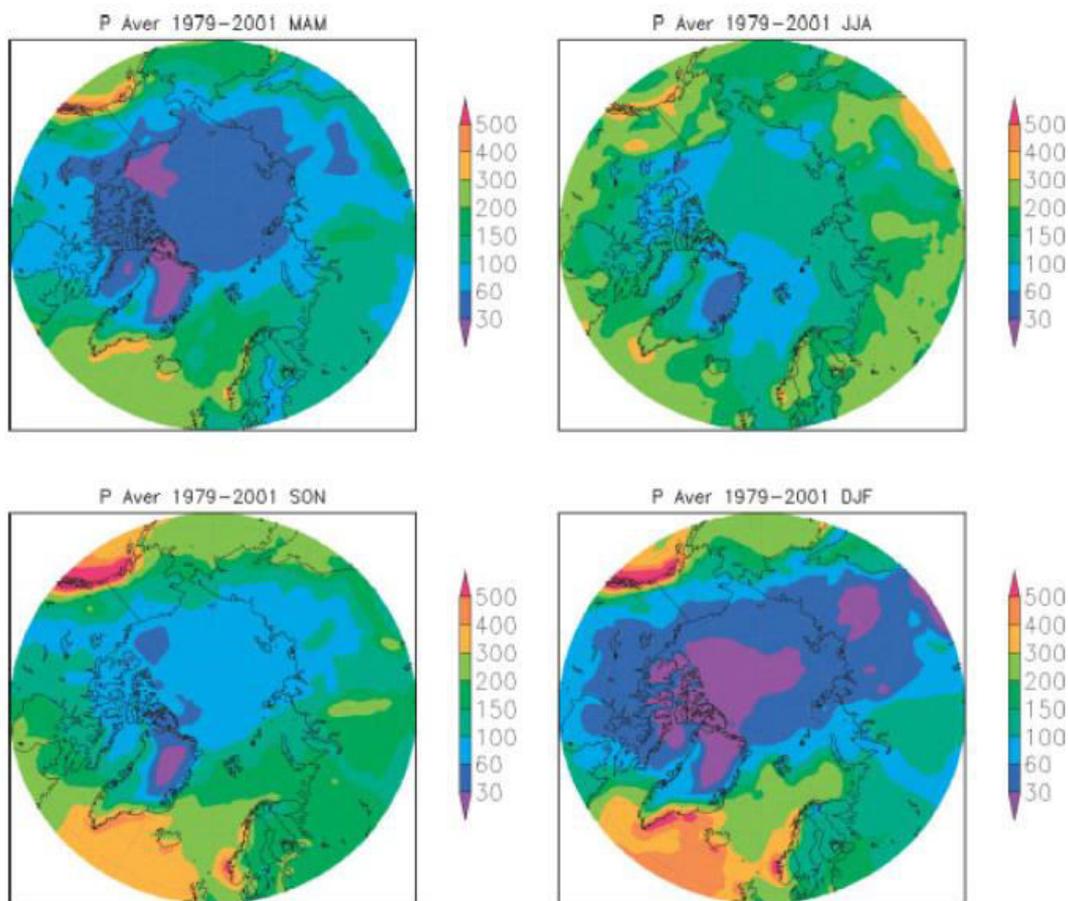


Figure 4 : Moyenne saisonnée des précipitations (en mm/saison) pour 1979-2001.
Crédit : Données ERA-40 [31].

L'évaporation est généralement plus forte en été/automne par rapport à l'hiver/printemps. Le Groenland et l'Océan Arctique ont des valeurs faibles en toutes saisons (moins faibles en été). L'évaporation hivernale la plus importante se produit sur l'Atlantique du nord. Pendant que les terres arctiques (sauf Groenland, Archipel Canadien) ont l'évaporation la plus importante en été.

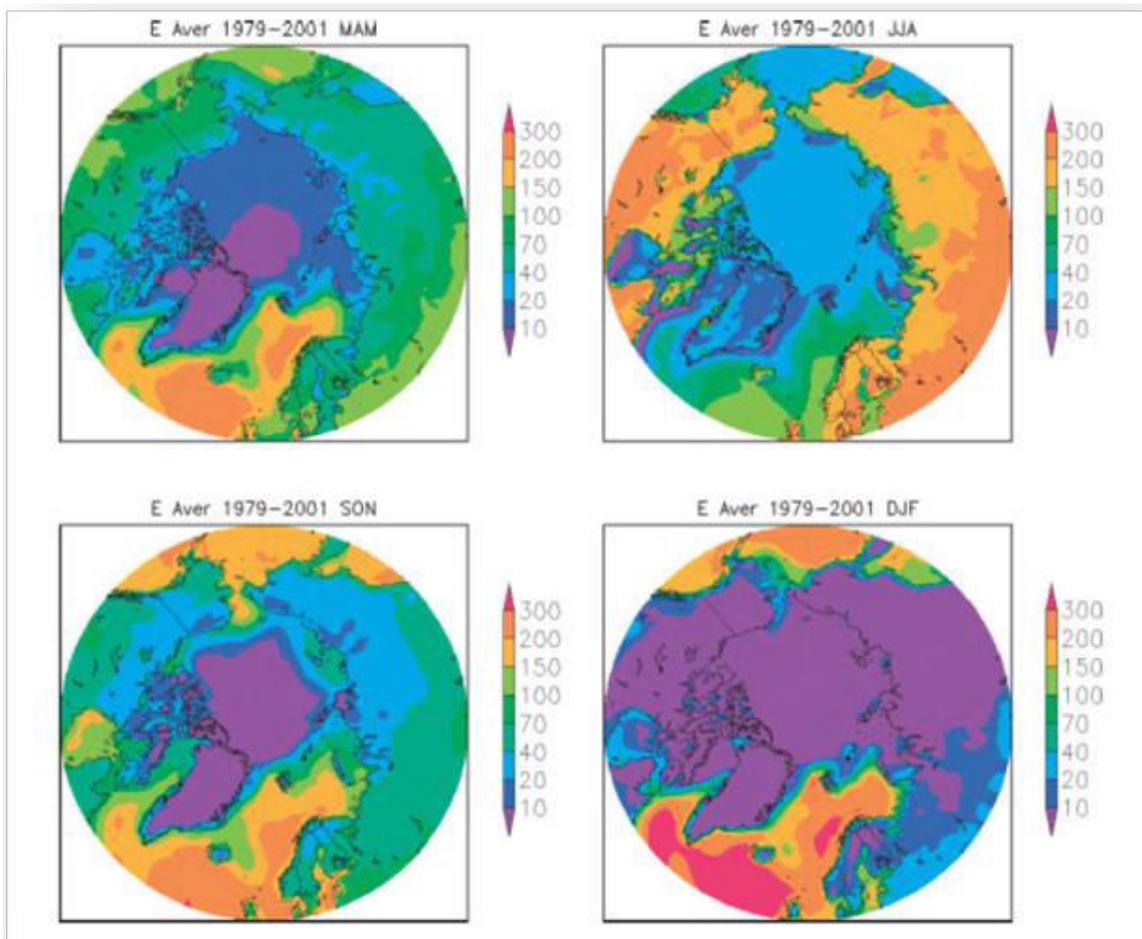


Figure 5 : Moyenne saisonnée de l'évaporation (en mm/saison) pour 1979-2001.
Crédit : Données ERA-40 [31].

La TCWV a une variabilité saisonnière remarquable, très forte (la moyenne estivale est plus de cinq fois la moyenne hivernale) au Canada (à l'exception des Rockies), sur l'Océan Arctique, et en Sibérie, comparé à l'Atlantique Nord, au Groenland du Sud, à l'Alaska, et aux montagnes des Rockies. Ce contraste humide n'est plus valable pendant les saisons transitoires (Fig. 6). Dans des échelles inférieures à un an, le terme $W = TCWV$ a une signification remarquable à laquelle nous nous intéressons. Sa variabilité spatiale et temporelle est décrite au cours de cette thèse au-dessus des régions polaires (au-dessus de $60^{\circ}N$), à partir d'une description brève de ses techniques de mesure, de sa distribution, et de ces tendances globales.

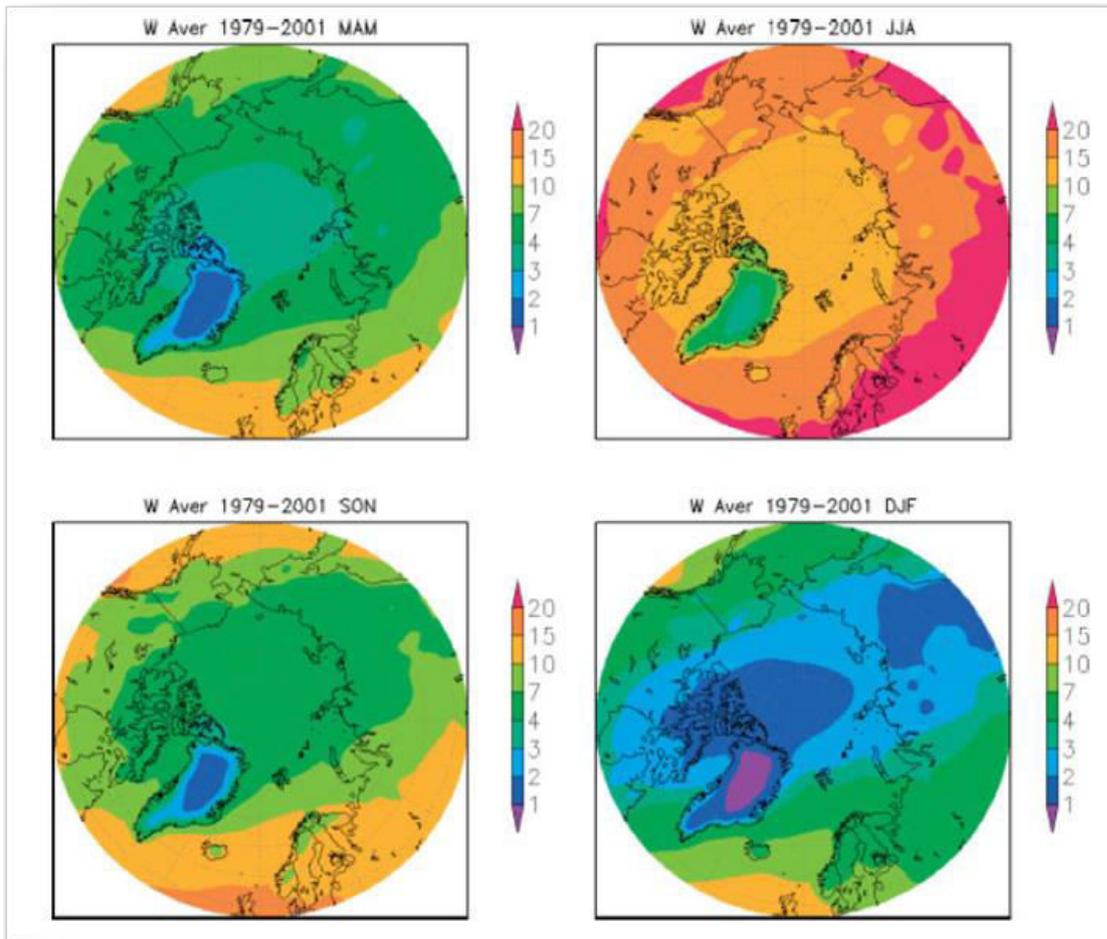


Figure 6 : Moyenne saisonnée de la TCWV (en mm/saison) pour 1979-2001.
Crédit : depuis ERA-40 [31].

1.5.2 Le transport méridien

Depuis l'approche classique de *Palmen et Vuorela, 1963*, la convergence horizontale du flux intégré de vapeur méridienne (voir l'équation (2)) représente le transport méridien. Il est divisé en contributions de la circulation méridionale moyenne, de tourbillons stationnaires et de tourbillons transitoires. Les tourbillons transitoires représentent des déviations de la moyenne temporelle, c'est-à-dire des cyclones transitoires. Ils dominent le transport de l'humidité à 70 ° N, avec 80 à 90% du transport vers le nord [31] cependant que la contribution de la circulation méridionale moyenne n'est que de 1% en été et de 12% en hiver. Les tourbillons stationnaires représentent des déviations par rapport à la moyenne zonale.

Afin de mieux comprendre ce terme, on a choisi d'expliquer son concept de base à partir de [32].

À un moment donné (t) dans l'espace (λ, φ, p), un champ de vecteurs de transport convectif de vapeur d'eau par le vent horizontal est défini comme suit :

$$\mathbf{qV}(\lambda, \varphi, p, t) = (q_u) \mathbf{i} + (q_v) \mathbf{j} \quad (3)$$

Avec,

λ : Longitude,

φ : Latitude,

p : Pression,

t : Temps,

q_v : Le vecteur de vent horizontal,

q : L'humidité spécifique (on le définira plus tard au chapitre 2),

u : La composante de vent zonal (positif vers l'est,

v : La composante de vent méridienne (positif vers le nord),

i et j sont les vecteurs unitaires dans les directions zonale et méridienne, respectivement.

Le vecteur de vent horizontal augmente avec, soit la vitesse, soit l'humidité spécifique. Par exemple, de l'air humide déplacé lentement transportera autant de vapeur d'eau que de l'air moins humide déplacé plus rapidement.

Pour la colonne atmosphérique verticale sur une unité de base, le flux de vapeur horizontale intégrée verticalement Q est obtenue en prenant l'intégrale verticale de la masse pondérée à partir de l'équation de [32]:

$$Q(\lambda, \varphi, t) = \int_0^{P_0} q_v \frac{dp}{g} = Q_\lambda i + Q_\varphi j \quad (4)$$

Où,

P_0 : La pression à la surface,

g : L'accélération de la pesanteur,

Q_λ : La composante zonale de Q , elle est donné par le formula :

$$Q_\lambda = \int_0^{z(top)} q(z) u(z) dz \quad [33]$$

Où,

$u(z)$: est la composante zonale du vent (positive vers l'est), les valeurs positives indiquent un transport vers l'est,

Q_φ : La composante méridienne de Q , les valeurs du flux méridien sont négatives vers le sud. Elle est donnée par la formule :

$$Q_\varphi = \int_0^{z(top)} q(z) v(z) dz \quad [33]$$

Où,

$v(\mathbf{z})$: La composante méridionale du vent (positive vers le nord, et négative sur le sud),

Le flux de vapeur horizontale intégré a un cycle saisonnier remarquable avec quelques différences spatiales.

Par exemple à 70°N, le transport méridien a deux pics [29], l'un correspond à un maxima de précipitation en juin et l'autre en septembre (maxima de la fraction nuageuse, fonte de glace). A cette latitude, un tiers du transport moyen annuel [23] a lieu en été, et le reste en automne, au printemps, et en hiver, respectivement selon l'ordre de contribution. Figure (7) montre le flux méridien moyen pendant les quatre saisons pour 1979-2001 depuis [31].

La majorité du transport méridien vers le nord a lieu dans le secteur Atlantique et dans le Pacifique Nord en raison d'une humidité spécifique moyenne élevée et de l'advection fréquente de l'humidité par les tourbillons transitoires. Vers le sud, le transport a lieu plutôt dans le secteur canadien, surtout en été. En totalité, le transport vers le sud est beaucoup plus faible que celui vers le nord [31]. En toutes saisons, il y a un transport d'humidité dans le sens des aiguilles d'une montre autour de Groenland.

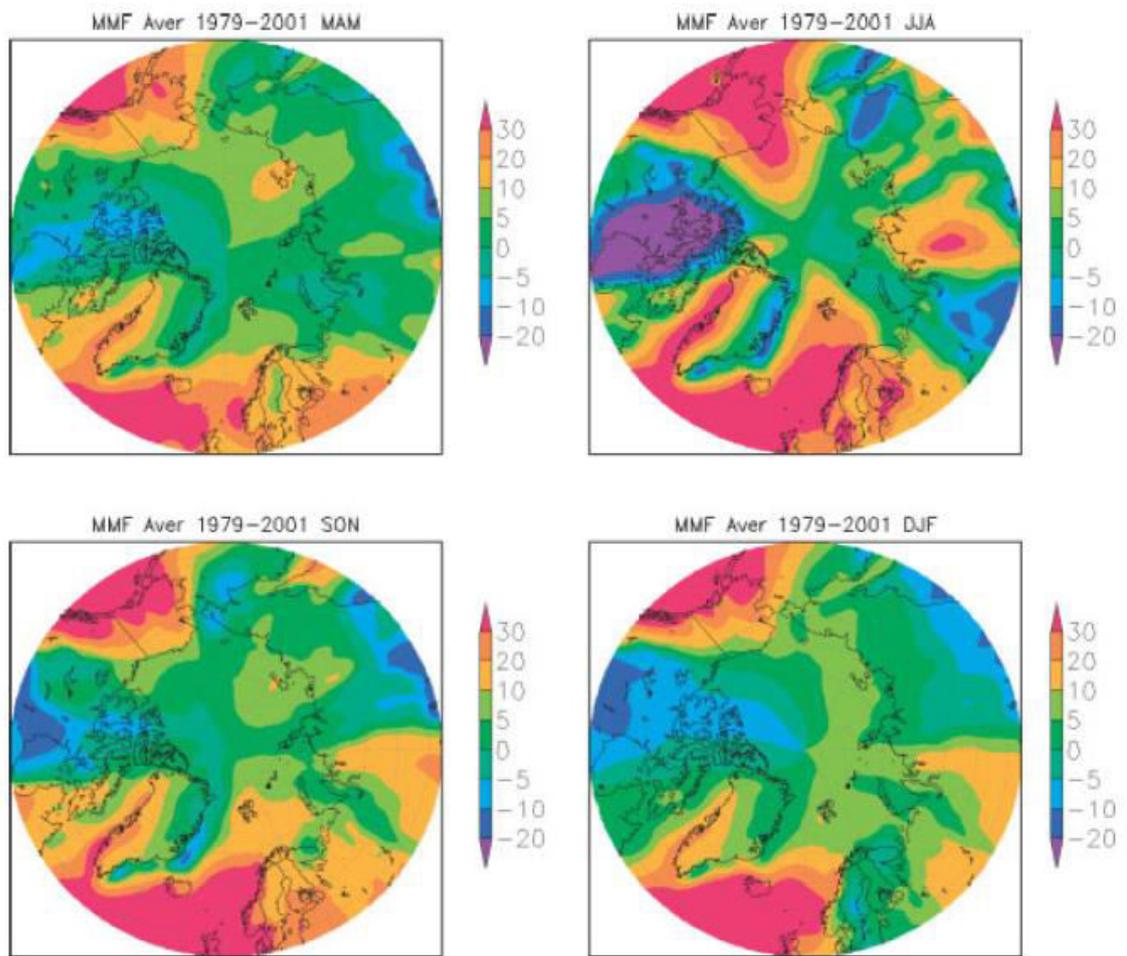


Figure 7 : La moyenne saisonnée du flux méridien intégré verticalement par mm/saison pour 1979-2001.

Crédit : depuis ERA-40 [31].

Conclusion

L'Arctique possède une variabilité hydrologique très remarquable, totalement contrôlé par les conditions sévères d'ensoleillement. Mais aussi, l'Arctique est la scène d'un échange thermique et dynamique, à travers des chemins différents selon la saison. Cet échange permet une modification aussi importante du cycle hydrologique. Les mesures hydrologiques arctiques subissent certain défis et obstacles, mais les efforts pour les surmonter sont en phase continue. Par la suite de cette thèse, nous allons nous intéresser à la vapeur d'eau atmosphérique.

2. Chapitre 2 : La vapeur d'eau atmosphérique

2.1 Intérêt

John Tyndall a écrit en fin du XIX siècle «la vapeur d'eau, une couverture, plus nécessaire à la vie végétale de l'Angleterre que le vêtement est à l'Homme » expliquant en plus que le budget de radiation global est dominé par la vapeur d'eau et l'ozone.

Généralement, la vapeur d'eau, malgré ses faibles quantités dans la troposphère « par rapport aux autres gaz », joue un rôle clé dans le bilan radiatif et chimique de l'atmosphère terrestre. Celle-ci exerce un effet interactif important sur la météo et le climat.

S. Arrhenius (1896) a posé la première formule liant les gaz atmosphériques au changement climatique. Arrhenius a mis en évidence l'importance de la vapeur d'eau dans la détermination de la sensibilité du climat à un forçage externe tel que l'augmentation des émissions de CO₂ et du rayonnement solaire. Ces études prennent un point de référence du fait que l'humidité relative de l'atmosphère est invariante aux changements climatiques.

Plus tard, *Manabe & Wetherald* (entre autres) ont constaté que la sensibilité de la température troposphérique à un doublement de concentration du CO₂ est environ 1.7 fois supérieur à celle obtenue en cas de vapeur d'eau fixé.

Par la suite nous allons résumer l'importance de la vapeur d'eau sur trois points principaux.

2.1.1 Sa position délicate au système climatique

Elle est l'élément gazeux dominant de l'opacité infrarouge dans l'atmosphère [34]. Selon les scientifiques de l'Université du Colorado [35], la vapeur d'eau contribue à 60 % du forçage radiatif total (en cas de ciel clair) comparativement à 26 % environ du dioxyde de carbone CO₂.

Au cours de la production de la vapeur d'eau, une certaine énergie nommée « la chaleur latente de vaporisation » est requise pour affaiblir les liaisons intermoléculaires sans aucun changement de la température. Mais, aux conditions thermiques différentes et pendant la phase de condensation, la vapeur d'eau libère la même énergie cette fois nommée « la chaleur latente » pour former de nouveau des forces moléculaires d'attraction. Dans la basse troposphère, la condensation de la vapeur d'eau en nuage fournit la chaleur latente qui domine la structure du réchauffement adiabatique troposphérique. De même, la chaleur latente d'évaporation fait le chemin du transport de l'énergie de l'équateur vers les hautes latitudes [36].

En plus, le continuum d'absorption par la vapeur d'eau est la principale source d'incertitude dans le transfert radiatif gazeux [37], [38].

2.1.2 Son lien intime avec la physique et la dynamique atmosphériques

Les processus microphysiques qui conduisent à la formation du nuage influent la dynamique et la stabilité verticale de l'atmosphère, ainsi que la taille, la forme et la composition chimique des aérosols [39]. Par conséquent, ils influencent les systèmes météorologiques régionaux et leurs modèles de précipitations associées, surtout aux latitudes plus basses.

Le réchauffement des océans augmente le contenu en vapeur de l'atmosphère, ce qui conduit à des précipitations plus intenses [40], même si les précipitations annuelles totales

sont légèrement réduites, et avec des perspectives pour des événements encore plus forts lorsque la précipitation globale est en hausse.

Une estimation moins fiable de la vapeur d'eau atmosphérique, influe directement sur la précision des prévisions de précipitations en termes de fréquence et de quantité [41].

2.1.3 Son rôle complexe face au changement climatique

La capacité de l'air à retenir l'eau en phase vapeur est gouvernée par l'augmentation de la température au rythme d'environ 7 % / °K en accordance avec l'équation de Clausius-Clapeyron [40], [42]–[44].

D'un simple point de vu, la concentration augmentée de la vapeur d'eau pourrait amplifier le réchauffement (i.e. la vapeur d'eau supplémentaire absorbe l'énergie qui se serait autrement échappée vers l'espace). D'ailleurs, une bonne partie de cette chaleur va humidifier l'air plutôt que de le chauffer, ce qui explique des étés chauds et secs ou bien moins chauds et humides. Ce double effet est appelé « la rétroaction de la vapeur d'eau ». Mais cette image de base est complexifiée par des interactions importantes entre la vapeur d'eau et les nuages, en fonction de la dynamique atmosphérique et du rayonnement à la fois du Soleil et de la Terre.

Plusieurs indications assurent la rétroaction positive de la vapeur d'eau, mais sa force est encore débattue. [45] ont étudié cet effet pour la vapeur d'eau troposphérique à part (de la surface à une altitude moyenne de 20 km). Ils ont constaté un facteur de rétroaction de la vapeur d'eau de 0,47. Dont, près de la moitié est due à la vapeur d'eau au-dessus de 450 mbar. De plus, la rétroaction dans la troposphère libre est environ 2,6 fois supérieure à celle de la couche proche de la surface.

La rétroaction négative de la vapeur d'eau est encore moins assurée, même dans la haute troposphère tropical [44].

La contribution de la vapeur d'eau à l'effet de serre naturelle est évaluée depuis les études du *Cess* (1974; 1976). Le pourcentage dépend de la méthode de calcul choisi, mais généralement varie de 65 à 85%.

D'ailleurs, les émissions anthropiques conduisent aux concentrations accrues de méthane (CH_4), et par conséquence, sont une source supplémentaire de la vapeur d'eau dans la stratosphère par oxydation. Mais la contribution de la vapeur d'eau stratosphérique au réchauffement (à la fois forçant et feed-back) reste moins que celle du CO_2 et de CH_4 . Cependant, le H_2O est la principale source du radical OH qui est impliqué dans de nombreuses réactions, à travers la formation de nuages stratosphériques polaires (PSC), qui sont connus pour être impliqués dans la destruction catalytique de l'ozone stratosphérique.

Une compréhension des mécanismes de distribution de la vapeur d'eau dans l'atmosphère et les effets de la vapeur d'eau sur le rayonnement et la circulation atmosphérique est vitale pour estimer les changements à long terme dans le climat. A cette fin, nous allons définir les différents termes utilisés dans les mesures d'humidité.

2.2 Terminologie

Les météorologues ont défini plusieurs termes différents pour exprimer la quantité de vapeur d'eau dans l'air. Certains se réfèrent à la quantité absolue, ou à la concentration de la vapeur d'eau dans l'air (le nombre de molécules d'eau par rapport au nombre total de molécules d'air inclut principalement de l'azote et de l'oxygène). Parfois, cette quantité est

présentée par la quantité de molécules nécessaires pour saturer l'air (l'air est dit saturé quand il contient la quantité maximale possible de vapeur d'eau sans condenser).

a. Le rapport de mélange

C'est le rapport de la masse de vapeur d'eau à la masse de l'air sec seul. Comme des rapports de masses, l'humidité spécifique et le rapport de mélange sont des nombres adimensionnels. Ces deux quantités de la vapeur d'eau n'excèdent pas quelques pourcent de la quantité d'air. Du coup, le rapport de mélange est souvent exprimé en unités de grammes de vapeur d'eau par kilogramme d'air.

Le rapport de mélange augmente globalement avec la température suivant la relation de Clausius-Clapeyron. En considérant sa variabilité en fonction de l'altitude, le profil vertical de la vapeur d'eau doit être évalué avec précision. La Figure 8 présente le profil vertical d'humidité. La majeure partie de la vapeur d'eau réside dans la basse couche atmosphérique « en dessous de 12 km d'altitude en moyenne » nommée la troposphère. Dans la troposphère, près de 50 % de la vapeur d'eau sont dans les 2 premiers km. Ces quantités diminuent rapidement avec l'altitude suivant le gradient de la température à partir d'un maxima à la surface. En revanche, moins de 5 – 6 % peut se trouver dans la haute troposphère, tandis que 1% dans la stratosphère, qui prend de plus en plus d'intérêt [46], [47].

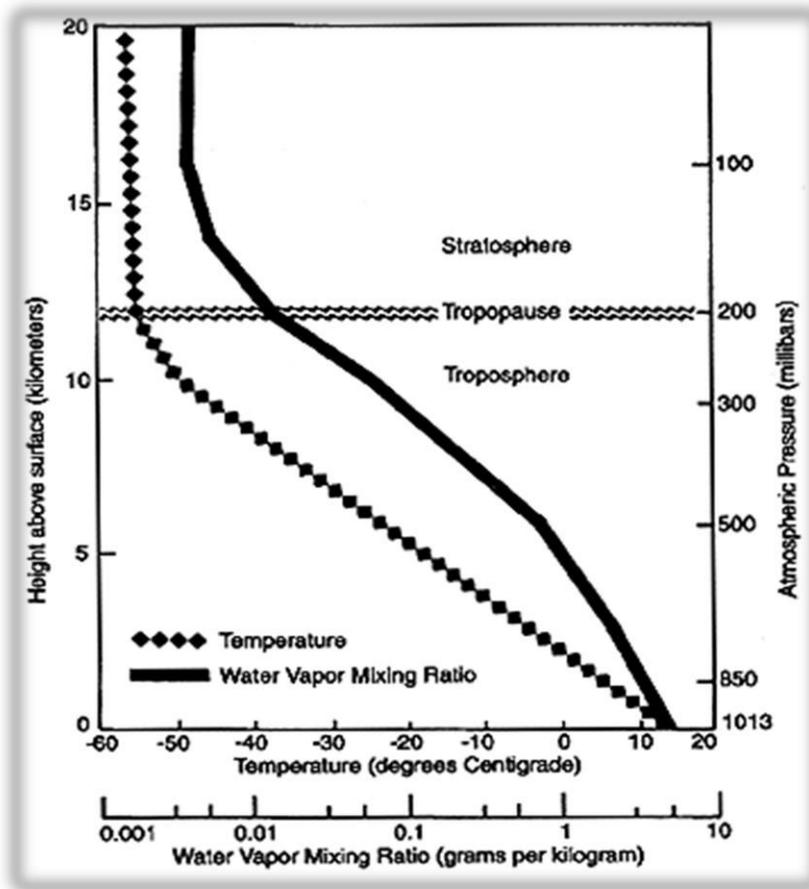


Figure 8 : La distribution verticale de la vapeur d'eau et de la température dans la troposphère et la stratosphère.

Crédit: Courtesy of Dian Gaffen, Air Resources Laboratory, Silver Spring, Maryland.

b. L'humidité absolue

Elle s'est définie comme la masse de la vapeur d'eau divisée par le volume d'air humide associé. Elle s'exprime en grammes par mètre cube. Le terme n'est pas beaucoup utilisé aujourd'hui.

c. La pression de vapeur saturante

La pression partielle liée à la présence de l'eau dans l'air est appelée la pression de vapeur, mais celle nécessaire pour arriver à la saturation est la pression de vapeur saturante. Cette pression augmente en fonction de la température et au-dessus de l'eau pure par rapport à celle avec un soluté dissous.

d. L'humidité relative

C'est le pourcentage de la pression de vapeur par rapport à la pression de vapeur saturante pour un échantillon de température défini. Cette valeur tend à diminuer avec l'altitude, d'une moyenne d'environ 60 – 80 % à la surface à 20 – 40 % en altitude à pression du 300 mbar (9 km environ).

e. L'humidité spécifique

C'est le rapport de la masse de vapeur d'eau par rapport à la masse totale de l'air humide incluant à la fois l'air sec et la vapeur d'eau dans un échantillon.

f. La colonne totale de la vapeur d'eau

La colonne intégrée de la vapeur d'eau à partir du sol dans la direction du zénith jusqu'au sommet de l'atmosphère, est généralement appelée la colonne totale de la vapeur d'eau, en anglais pour « Total Column of Water Vapour » TCWV. Des fois, elle est aussi appelée de l'eau précipitable, en anglais pour « Precipitable Water » PW, qui est la hauteur d'eau liquide qui serait obtenue si toute la vapeur d'eau contenue dans la colonne d'air était condensée et précipitée au sol. Elle est également appelée la vapeur d'eau intégrée, en anglais pour « Integrated Water Vapour » IWV, exprimant la formule [33] générale suivante:

$$TCWV = \int_{p_s}^{p_{tr}} q_P \cdot dp/g \quad (5-a)$$

Où,

q_P : L'humidité spécifique selon la couche troposphérique de pression p ,

p_s : La pression au niveau de la surface,

p_{tr} : La pression à la tropopause,

Suite aux différentes techniques de mesure, TCWV peut prendre l'unité de la masse par unité de surface (TCWV, IWV) en kg/m^2 , g/cm^2 ; ainsi que l'unité de hauteur (PW) en mm, cm d'eau.

Généralement, 1 mm correspond à 1 kg/m^2 . L'autre unité connue en spectroscopie est molécule/ cm^2 où $1 \times 10^{21} \text{ molécule/cm}^2 = 0.3 \text{ kg/m}^2$.

La TCWV est un bon indicateur de la variabilité de la vapeur d'eau dans la basse troposphère et de ces processus connexes [48]. Cette thèse s'intéresse notamment à la colonne totale de la vapeur d'eau TCWV. Nous considérons cette variable dans les études qui suivront (Chapitre 3, 4, 5, et 6). En terme de budget de l'eau, elle représente la tendance de stockage de la vapeur d'eau dans la colonne d'atmosphère, en raison de l'équilibre entre les précipitations et l'évaporation d'une part, et de la convergence d'autre part.

Très variable en espace et en temps, sa distribution suit la variabilité de la température, également les conditions locales : l'orographie, la continentalité, la disposition par rapport aux circulations atmosphériques qui transportent et redistribuent l'énergie dans les trois dimensions à une échelle globale.

Dans des échelles inférieures à un an, la TCWV pourrait changer de façon significative et remarquable à laquelle nous nous intéressons. Sa variabilité spatiale et temporelle est décrite au cours de cette thèse au-dessus des régions polaires (au-dessus de 60°N), à partir d'une description de ses techniques de mesure.

2.3 Techniques de mesure

Il y a un grand intérêt pour les mesures de la vapeur d'eau sur toutes les échelles temporelles et spatiales, avec des méthodes in-situ et de télédétection.

La vapeur d'eau a été mesurée à la surface dès la fin du XIXème siècle, mais seules les observations effectuées depuis les années 1950 ont été compilées dans une base de données appropriée pour les études climatiques.

Des initiatives de recherche visant à améliorer notre connaissance de l'eau atmosphérique ont été formulées à la fin des années 1980. Depuis lors, une variété de moyens ont été mise au point pour mesurer la distribution verticale et horizontale de la vapeur d'eau. Les mesures concernent souvent la pression de vapeur saturante, la température de rosée ou de l'humidité relative. Ensuite on passe de l'un à l'autre, grâce à des relations physiques connues, mais pas toujours suffisamment fiables [49], en plus du risque d'accumuler les erreurs sur les échelles mensuels ou bien saisonniers. Toutefois il existe certaines données plus complètes pour les zones océaniques.

Les informations de l'humidité de l'Arctique reposent sur l'existence des observations globales/in-situ. Il faut les regrouper, les qualifier pour ensuite les utiliser comme « input » des ré-analyses et des modèles de prévision climatique. Le contexte historique à plus long terme est fourni par des indicateurs paléo-climatiques, qui n'entreront pas dans ce travail. Les estimations de changements hydrologiques futurs sont tirées des projections de modèles climatiques avec divers scénarios pour les activités humaines et

les forçages externes associés. Cependant, la compréhension du budget de l'humidité atmosphérique dans l'Arctique est toujours loin d'être atteinte.

L'importance de la vapeur d'eau pour les études atmosphériques a conduit au développement de plusieurs techniques de mesures, pour répondre aux problématiques scientifiques particulières. Certaines sont : *In-situ*, où les stations de mesures au sol fournissent des mesures contenues et relativement précises. Leurs bases de données permettent de caractériser de manières spatiales fiables le profil vertical de la vapeur d'eau. Celui-ci est possible à partir de radiomètres, micro-ondes, et autres techniques. D'autres sont gérés *À distance* ou par « télédétection », tels que les lidars Raman ou à absorption différentielle, les spectromètres infrarouges à transformée de Fourier, le GPS (qui peut être à la fois basé au sol ou bien effectué des mesures en occultation), ou le radar. Avec les derniers développements technologiques, certains instruments sont embarqués sur satellites, pour permettre une couverture globale. Mais, tout a commencé par les hygromètres.

2.3.1 Hygromètres

Les premiers hygromètres utilisés depuis 1845 sont de principe simple. Ils étaient basés sur la variation de longueur d'un cheveu en fonction de l'humidité relative de l'air. Par la suite, ils sont devenus électriques. La plupart utilise des matières ayant des propriétés électrique ou dynamique sensibles à la variation d'humidité relative de l'air. Ils produisent des mesures de rapport de mélange avec une incertitude de $\pm (2-5) \%$. Ils peuvent être installés au niveau du sol ou bien portés par des ballons gonflés (*Figure 9*) et équipés par un système de transmission de mesures comme pour les radiosondes que je décrirai par la suite.

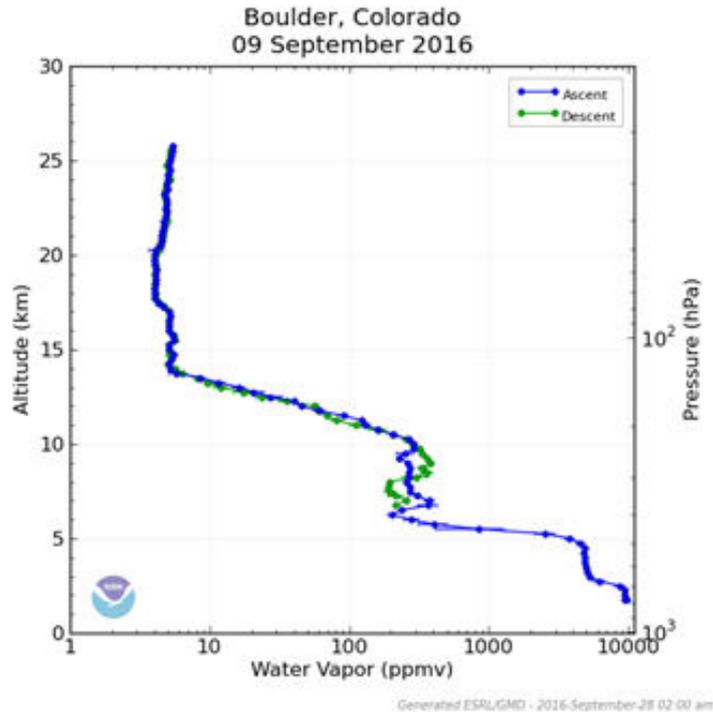


Figure 9 : Profils verticaux de la vapeur d'eau d'un vol ballon FBHs (NOAA Frost Point Hygromètres) au-dessus du Colorado.

Crédit : <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/dv/iadv/graph.php>.

2.3.2 Radiosondes

Dès la fin de la Seconde Guerre mondiale, la distribution de la vapeur d'eau climatologique dans toute la troposphère est devenue plus claire, grâce au réseau radiosonde biquotidien au-dessus de l'Europe.

Les radiosondages ont longtemps été considérés comme l'outil de référence pour la caractérisation thermodynamique de l'atmosphère et constituent l'épine dorsale des systèmes opérationnels d'assimilation de données à des fins de prévision météorologique [50]. C'est un ensemble d'instruments portés par un ballon qui permet des mesures de la température, de l'humidité relative, de la pression et parfois du vent. Chaque capteur reçoit un signal qu'il transmet à certaines fréquences radio à l'antenne située au sol. Puis le

récepteur envoie les données de télémétrie à un exécutant PC personnalisé qui enregistre et affiche tous les paramètres mesurés lors d'un vol (voir Fig. 10). Les radiosondes modernes comportent aussi des dispositifs GPS permettant d'enregistrer des données précises de position et donc de la vitesse du vent. Les radiosondes les plus récentes sont de type Viasala RS92 [51] [52].

Depuis 1940, le réseau de radiosondage permet la mesure de la vapeur d'eau atmosphérique. Leur principal avantage est de fournir des mesures directes sans avoir besoin d'hypothèses ou d'approximations (en dehors des erreurs de mesures). Mais, la mesure en haute troposphère reste intrinsèquement plus compliquée, en partie du fait des problèmes de contamination en passant à travers une troposphère inférieure beaucoup plus humide.

Les mesures avant 1973 sont connues pour avoir une qualité médiocre [53] : les capteurs des radiosondes d'alors souffrent d'un biais significatif des mesures à cause du réchauffement par rayonnement solaire [54] qui les rendent moins sensibles à des altitudes en haute troposphère (inférieures à 500 h.Pa). De plus, des discontinuités artificielles dans l'enregistrement des données sont dues aux changements d'instrumentations au cours du temps [55]. Par conséquent, les mesures exploitables sont limitées à certaines stations et pour des périodes d'instrumentation stable et de sondes fiables. Par conséquence, une combinaison des mesures peut être plus répandue.

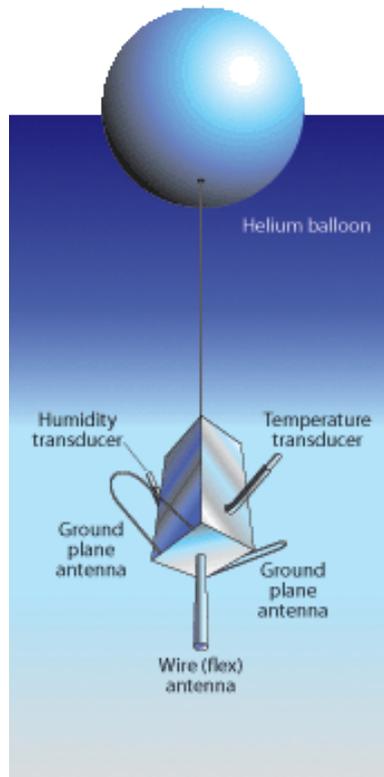


Figure 10 : L'ensemble d'une radiosonde portée sur ballon

Les réseaux de radiosondages (tel : Historic Arctic Radiosonde Archive HARA¹ , U.S. National Climat Data Center NCDC, Integrated Global Radiosonde Archive IGRA²) sont distribués dans le monde entier sauf sur l'Océan où ils sont rares. Leurs mesures souffrent généralement de trois types d'erreurs: erreur systématique d'observation, inhomogénéité spatiale et temporelle, et erreurs d'échantillonnage diurnes et spatiales en raison de mesures biquotidiennes [56], [57] [58] [59].

La méthode la plus ancienne et la plus approfondie pour calculer le TCWV est l'intégration de profils d'humidité spécifique verticalement entre deux niveaux de pression [53] comme dans la formule:

¹http://nsidc.org/data/docs/daac/nsidc0008_hara.gd.html.

²<https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/weather-balloon/integrated-global-radiosonde-archive>.

$$\text{IWV} = \int_{P_0}^{P_{\text{top}}} q_{\text{wv}}(p) \cdot dp \quad [57] \quad (5-b)$$

Dont :

q_{wv} : L'humidité spécifique

P_0 : La pression au niveau du sol

P_{top} : La pression minimale mesurée

La dernière décennie a vu plusieurs efforts consacrés à comparer les données de la vapeur d'eau par radiosondes à celles par GPS afin d'améliorer les qualités des radiosondes et d'identifier/quantifier les sources d'erreurs systématiques [60], [61], [62], [63], [64], [65], [66]. A noter que l'inter comparaison GPS / RS doit être effectuée avec précaution et n'est que pour les stations co-localisées afin d'éviter les biais supplémentaires [67].

Grace à leur archive suffisamment longue, les radiosondes sont largement utilisées dans les études climatologiques de la TCWV, dont les tendances depuis 1950s [68], [69], [70].

Au-dessus de l'Arctique, les TCWV par radiosondes étaient données comme une référence pour la validation des satellites/ré-analyses (ERA-Intérim, et autres)[71], ainsi que pour d'autres méthodes au-sol comme les micro-ondes radiomètres, les spectromètres (FTIR³, RAM⁴), mais surtout le GPS [72], [73], [74]. La majorité des campagnes de validation/comparaison est généralement lancée à partir du début du printemps et pendant les mois d'été. Au cours de cette thèse les radiosondes ne sont pas utilisées.

³ FTIR: ground-based Fourier transforms infrared spectrometer.

⁴ RAM: the Ny-Alesund microwave radiometer.

2.3.3 Lidars

Lidar (Light detection and ranging) est l'équivalent optique du radar. Son principe repose sur l'émission d'impulsions laser à une longueur d'onde adaptée au paramètre/composant observé dans l'atmosphère, entre le proche ultraviolet et le proche infrarouge. Les photons rétrodiffusés peuvent être détectés à l'aide d'un télescope de réception, dans un mode de détection active que l'on détaillera plus tard.

Généralement, la lumière émise peut interagir avec les différents composants de l'atmosphère par diffusion ou absorption.

La diffusion est dite « élastique » si la fréquence d'émission et de réception sont les mêmes, comme pour le lidar Rayleigh qui permet d'obtenir un profil vertical de température [75] [76], d'aérosols [77], ou de vent [78].

Les lidars de type fluorescent fournissent des informations sur les composants stratosphériques tels que NO₂, OH.

Les lidars peuvent être : basés au sol [79] ; embarqués en avion [80] qui permettent des mesures le long de sa trajectoire ; ou sur satellite comme CALIOP sur CALIPSO [81].

A haute altitude, la vapeur d'eau présente de grands gradients horizontaux et est distribuée en filaments. Dans ce cas, on ne peut pas capturer adéquatement tous ces phénomènes et processus via les images satellites. De même les radiosondes météorologiques standards souffrent d'interruptions de fonctionnement et de biais [55], [56].

En montrant une capacité à localiser les gouttelettes d'eau et les particules de glace dans l'atmosphère, les lidars donnent aux scientifiques un nouvel outil puissant pour étudier les

nuages [82]. Certains lidars permettent une meilleure caractérisation des nuages stratosphériques polaires PSCs [83] et des nuages multicouches.

Lidars permettant la détection de la vapeur d'eau dans l'atmosphère libre (au-dessus de 3 km d'altitude):

Le lidar Raman, quand la diffusion « inélastique » où le décalage fréquentiel est utilisé, de manière dépendante des composantes atmosphériques rencontrées sur le trajet de lumière. Ce lidar peut donner également des concentrations de N_2 , O_2 , O_3 [84].

La vapeur d'eau troposphérique est mesurable par lidars depuis 1969, fruit de recherche de S. Melfi et al, dont la spectroscopie Raman utilisait une seule longueur d'onde laser. Ce lidar a la capacité de fonctionnement automatique. Les effets Raman induisent un changement de fréquence de la lumière, d'une grandeur dépendante de la molécule observée. Ces décalages spectraux peuvent identifier la diffusion induite par plusieurs constituants atmosphériques. Ces premières observations sont effectuées la nuit, ensuite certaines sont faites de jour et de nuit mais limitées par la sensibilité du lidar [85].

Comparée à la diffusion élastique (Rayleigh), la diffusion Raman est faible. Et la détection de la vapeur d'eau est basée sur le rapport de la diffusion Raman de la vapeur d'eau et la diffusion Rayleigh par l'azote. Ce principe ne fournit pas une mesure directe du rapport de mélange de la vapeur d'eau, il a toujours besoin d'une calibration par d'autres instruments comme les radiosondes.

Le lidar Raman est en phase continue d'évolution, [86], le SBR (Solar Blind Raman), [87], [88], [89].

Les systèmes DIAL, ce lidar est plus sensible pour la mesure de la vapeur d'eau pendant la journée. Les mesures stratosphériques (Pelon et Mégie 1982) sont possibles mais elles nécessitent un instrument en altitude.

Le DIAL [91] [92] [93] exploite l'absorption différentielle de la vapeur d'eau à deux longueurs d'onde, dont l'une est absorbée (dite « on-line » en anglais), l'autre ne l'est pas (« off-line » en anglais). Il utilise le rapport entre le signal de retour des deux signaux. Ce rapport est directement lié à l'absorption de la vapeur d'eau, ce qui permet au DIAL d'éviter un calibrage difficile (cas de Raman) pour produire un profil continu avec des résolutions spatiales et temporelles élevées. L'erreur du DIAL peut atteindre 5% dans la troposphère. Cette erreur est inversement proportionnelle à l'énergie d'impulsion et à la puissance de récepteur.

Les lidars à diffusion Rayleigh-Mie-Raman, sont, par exemple, les lidars français développés à l'OVSQ⁵ [94]. Ces lidars peuvent donner le profil vertical de la vapeur d'eau avec une précision inférieure à 10% jusqu'à 10 km [95], ils peuvent également caractériser les cirrus fins aux latitudes moyennes pendant la nuit [96], [97]. Certains sont utilisables pour mesurer l'ozone troposphérique [98].

En régions polaires, le lidar permet l'étude des processus à fine échelle comme la détection d'inversion de l'humidité pendant l'hiver [99]. Les lidars fournissent des mesures de meilleure résolution en comparaison aux radiosondes. Les comparaisons des profils d'humidité du lidar Raman pendant la nuit avec les radiosondes Vaisala-92 (la plus récente) montrent un accord général dans l'ordre de 10% jusqu'à 8 km d'altitude [64]. Dans un autre effort, la TCWV mesurée par lidars a été comparée à celle par GPS,

⁵ Ce lidar est développé à l'Observatoire Versailles Saint Quentin en Yvelines OVSQ à Guyancourt 78280-France puis installé à l'observatoire de Maïdo à l'île de la Réunion.

radiosondes, et hygromètres au-dessus du Japon : les lidars ont trouvé des valeurs plus grandes que le GPS, et moins grandes que les radiosondes [100].

Les principales sources d'erreurs sont les erreurs systématiques, le comptage des photons et l'estimation du fond de lumière. Les mesures dans la couche limite inférieure à 3 km d'altitude sont moins fiables. Cette diminution de fiabilité est due à la présence de nuages et de précipitations qui sont des facteurs limitant supplémentaires [101]. Les lidars sont relativement coûteux, ce qui limite le développement d'un réseau dense de lidars.

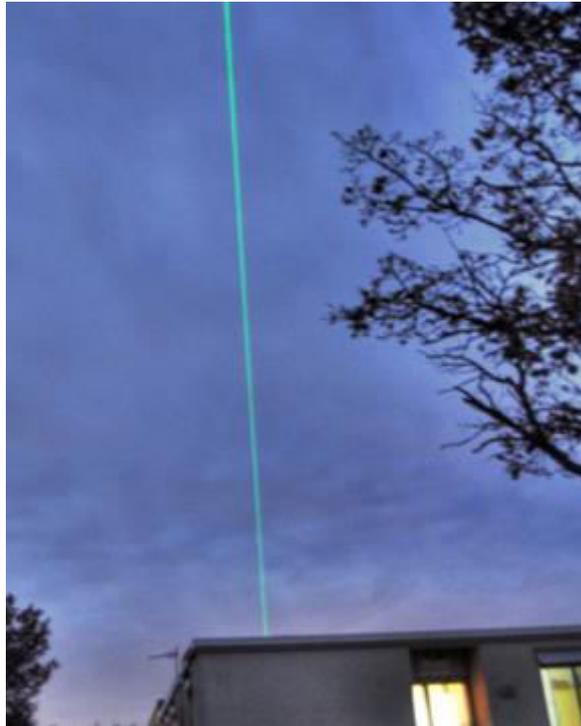


Figure 11 : Lumière du LIDAR de l'Observatoire haute province OHP, France.
Crédit : Photo prise par moi durant ERCA2015⁶.

⁶ European Research Courses of Atmospheric Science ERCA. Observatoire de Haute Provence OHP, Février 2015.

Conclusion

La vapeur d'eau atmosphérique joue un rôle clé dans le bilan radiatif et chimique de l'atmosphère terrestre. Elle fait partie de la boucle de retour ou « Feedback » de changements climatiques globaux et en Arctique. Sa terminologie riche est présentée dans ce chapitre pour ne garder que le terme TCWV utilisé par la suite de cette thèse pour étudier l'Arctique. Les trois techniques détaillées dans ce chapitre diffèrent par leur popularité et leur efficacité, mais répondent aussi à certains défis. Les hygromètres ont montré une efficacité et fiabilité de mesurer la vapeur d'eau stratosphérique. Le radiosondage est la technique la plus ancienne utilisée parmi ces trois pour la région polaire. Mais leurs archives souffrent généralement d'erreurs systématiques d'observation, d'inhomogénéité spatiale et temporelle, et d'erreurs d'échantillonnage diurnes et spatiales en raison de mesures biquotidiennes. Les lidars fournissent des mesures de meilleures résolutions en comparaison aux radiosondes. Ils permettent l'étude des processus à fine échelle en région polaire. Mais, leurs mesures sont sensibles à la présence de nuages et à l'occurrence des précipitations, surtout dans les couches basses de l'atmosphère. Par la suite, nous allons décrire différentes autres méthodes utilisées pour étudier la TCWV globalement à distance par satellites ou depuis le sol par GPS.

3. Chapitre 3 : Instrumentations et méthodes de mesure

Introduction

La vapeur d'eau est un élément clé du système climatique, une partie essentielle du cycle hydrologique global, une variable atmosphérique essentielle, mais qui reste encore difficilement mesurable. Très variable dans l'espace et dans le temps, à tel point que les concentrations de la vapeur d'eau peuvent varier de trois ordres de grandeur dans la troposphère.

Le principe de télédétection des composants atmosphériques est basé sur l'interaction entre ces constituants et le rayonnement électromagnétique activement ou passivement exploité. Le rayonnement traversant l'atmosphère se compose de signatures spectrales qui sont caractéristiques de l'absorption, de la diffusion ou de l'émission par les molécules présentes dans l'atmosphère et les aérosols. Ainsi il est possible, à partir du rayonnement mesuré à distance, d'extraire l'information sur la composition de l'atmosphère et les concentrations des gaz et des aérosols, en utilisant une méthode d'inversion.

Les instruments installés au sol (telle la technique GPS qui sera détaillée dans ce chapitre) peuvent en général observer l'atmosphère au-dessus d'un seul site, tandis que les instruments à bord des avions ou satellites peuvent recueillir des données en mode de passage ascendant ou descendant sur une zone plus large.

La surveillance avec précision des tendances de la vapeur d'eau et de la variabilité à toutes échelles pertinentes a toujours été une tâche difficile. La décroissance exponentielle de la concentration de la vapeur d'eau dans un profil vertical implique la nécessité d'une

compilation des différentes techniques pour mieux l'évaluer face aux différentes conditions.

Par la suite de ce chapitre nous allons décrire les différents méthodes/ techniques utilisées au cours de cette thèse pour mesurer la TCWV. Celles-ci incluent une base de données référentielle (basée au sol) pour tracer les incertitudes et permettre la validation de nos jeux de données satellitaires au-dessus de l'Arctique.

3.1 GPS

A l'origine, (le premier GPS (Global Positioning System) nommé le système NAVSTAR (Navigation System by Timing And Ranging)) était conçu en 1970 par les américains et était destiné aux applications militaires de localisation. Par la suite, les signaux GPS sont devenus accessibles aux civils en 1983, comme un système géodésique du positionnement.

Généralement, un système GPS est structuré de trois segments :

- ✓ *Spatial*, des satellites émettent les signaux d'une altitude d'environ 20 200 km.
- ✓ *Contrôle*, des stations terrestres suivent les satellites et corrigent les erreurs de position.
- ✓ *Utilisateur*, un récepteur GPS mesure la distance récepteur/satellite, et calcule la position du l'utilisateur.

Le système GPS fonctionne en continu et par tous temps, de façon à se rendre ouvert aux civils en temps réel. Il est économique si on considère que le coût d'un récepteur est minime en comparaison du coût du segment spatial.

Le première utilisation révolutionnaire de GPS pour les sciences ionosphériques et météorologiques avait lieu en 1994 [50]. Le principe est simple, la réfractivité atmosphérique ralentit les signaux électromagnétiques se propageant des satellites vers les récepteurs, de façon à ce qu'ils empruntent une trajectoire appelée chemin optique **S**

(Fig. 12), correspondant à un allongement apparent du trajet du signal en traversant l'atmosphère, en comparaison à celle dans le vide G .

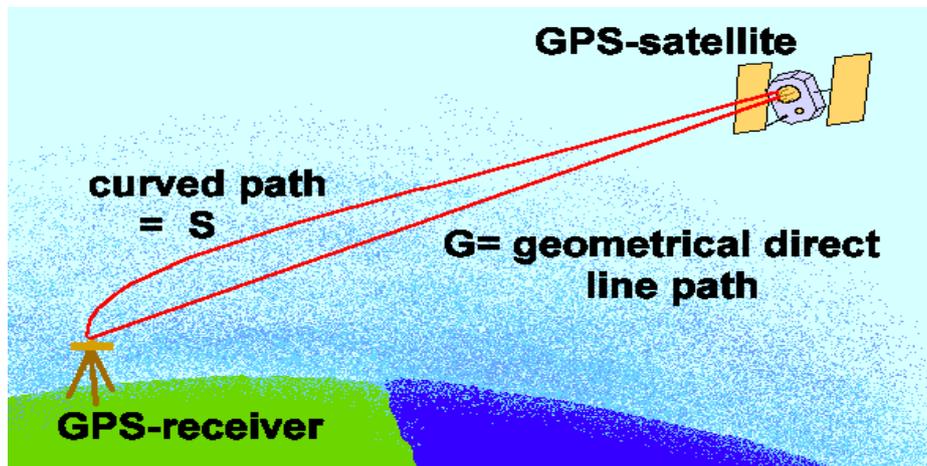


Figure 12 : Principe du GPS.

(Lorsque le faisceau se propage au travers d'une atmosphère, il se courbe S en raison de la réfraction dans le milieu traversé et subit un retard [102])

3.1.1 Modélisation de la phase

Le modèle d'observation de la phase est exprimé ci-dessous dans le formalisme de [103],

Hofmann - Wellenhof et al., 1993 :

$$L_r^s = \rho_r^s + c.(\delta t_r - \delta t_s) + \lambda. N_r^s + \delta P_{rel} - \delta P_{iono} + \delta P_{tropo} + \delta P_{ant}^s + \delta P_{ant}^r + \varepsilon$$

Avec,

ρ_r^s : Distance géométrique entre le satellite et le récepteur,

δt_r : Décalage de l'horloge du récepteur par rapport au temps GPS,

δt_s : Décalage de l'horloge du satellite par rapport au temps GPS,

λ : Longueur d'onde,

N_r^s : Ambiguïté de phase (nombre entier de cycles dans la distance ρ_r^s),

δP_{rel} : Effets relativistes,

δP_{iono} : retard/avance de phase due à la traversée de l'ionosphère,

δP_{tropo} : Retard de propagation dû à la traversée de la troposphère,

δP_{ant}^s : Décalage et variations du centre de phase dans l'antenne du satellite,

δP_{ant}^r : Décalage et variations du centre de phase dans l'antenne du récepteur,

ε : Erreurs de mesure ou de modélisation,

Notez que l'exposant s fait référence à un satellite et l'indice r à un récepteur. L'équation est spécifique à chacune des deux fréquences car tous les termes hormis ρ_r^s dépendent de la longueur d'onde λ . L'estimation des paramètres [102] inclut la position du récepteur, l'ambiguïté entière, les paramètres troposphériques et les décalages d'horloge du récepteur pour un calcul en positionnement ponctuel précis (PPP). Ce calcul se fait par une technique d'optimisation (moindres carrés ou filtrage de Kalman).

En général ce calcul est fait sur des sessions d'observations journalières de 24h. Lorsqu'une seule position est estimée par jour, il convient de corriger également les déplacements sous-diurnes de la station au niveau des observations, au moyen de modèles géophysiques.

Dans l'ionosphère (milieu dispersif), le retard dépend de la fréquence de l'onde émise. Les effets ionosphériques sont largement éliminés par une combinaison linéaire de données à bi- fréquences.

3.1.2 ZTD

Le retard troposphérique d'une observation de phase (à une direction définie par l'élévation E et l'azimut φ) est décrit par le formalisme de modèle de [104] dont les trois

fonctions de projection empiriques basées sur la forme de fraction continue de [105], [106] comme suivant:

$$\delta P_{trop}(E, \phi) = ZHD \times m_h(E) + ZWD \times m_w(E) + [G_N \cdot \cos \phi + G_E \cdot \sin \phi] \times m_g(E)$$

Avec,

G_N, G_E : Composantes Nord et Est du gradient troposphérique (estimées),

$m_h(E), m_w(E), m_g(E)$: Fonctions de projection pour les retards hydrostatique, humide, et les gradients respectivement.

Délai Zénithal Hydrostatique ZHD (corrigé à priori), représente essentiellement l'effet induit par l'air sec (notamment N₂, O₂). Il a l'ordre de grandeur qui peut dépasser 2 mètres. Il peut être corrigé à partir de la pression au sol. Il a longtemps été calculé par un modèle analytique utilisant une pression référencée à 1013 h.Pa au niveau de la mer [107]. Suite au réseau plus développé de Température et de Pression via les modèles et les observations [108] une analyse plus pratique et fiable est répandue.

Délai Zénithal Humide ZWD (estimé), la réfraction dans le domaine des micro-ondes est très sensible au contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère. La vapeur d'eau ayant une distribution spatiale et temporelle très variable, elle induit un délai humide. La correction de ce délai (de l'ordre d'une dizaine de centimètres) est une principale source d'erreur des applications géodésiques des techniques VLBI⁷ et GPS.

La prévision forcée par des mesures météorologiques terrestres fait partie des premiers efforts de modélisation des ZWD et des gradients : G_N, G_E . Mais ils sont rapidement

⁷ Un réseau de trentaine de station, leur base de données développée par le JPL (Jet Pulse Laboratoire, en Californie) est l'interférométrie de référence très longue (VLBI).

remplacés par les modèles variationnels à la fois déterministes (fonctions) ou stochastiques (marche aléatoire, Gauss-Markov) [109]. Fournissant des données purement numériques sans avoir besoin de technique annexe, cette méthode est plus exploitable pour les grands réseaux comme GNSS (que l'on utilise et sera détaillé plus tard). Certains réseaux plus limités comme le VLBI favorisent la correction par la radiométrie micro-ondes et/ou radiosondage comme une correction externe. Ces deux derniers sont également utilisés pour valider les modèles variationnels.

Le Délai Troposphérique Zénithal (ZTD), correspond en fait à une projection au zénith du retard troposphérique moyen entre les récepteurs au sol et les satellites GPS. L'estimation de ce retard au cours du traitement des données géodésiques a été originellement introduit comme un "paramètre poubelle". Mais depuis le modèle développé par [105], l'estimation de la propagation est devenue possible et leur modèle est toujours utilisé jusqu'à maintenant, passant par plusieurs phases d'amélioration, qui a permis (au moins partialement) à réduire l'incertitude de positionnement au cours des 30 dernières années.

ZTD vaut généralement de 2.3 à 2.5 m au niveau de la mer. Le retard troposphérique est sensiblement proportionnel à l'épaisseur et la densité des molécules des couches atmosphériques traversées. La variabilité de la masse d'air [102] est fonction de l'angle d'élévation. Les fonctions de projection sont définies par des modèles analytiques ou numériques.

IWV est possiblement convertie à partir de ZWD en ajustant les paramètres sur le modèle (équation) d'observation par la méthode des moindres carrés ou par un filtre Kalman.

3.1.3 IWV (TCWV)

La vapeur d'eau intégrée (IWV) est l'expression qui correspond à la masse de la vapeur d'eau verticalement intégrée dans une colonne atmosphérique au-dessus d'une unité de surface, alors c'est l'équivalent de la TCWV (voir section 2.2.f).

Nos jeux de données *GNSS/IWV utilisés dans cette thèse* est récupérées pour une station connue, à partir du formalisme du Délai Total au Zénith (ZTD):

$$ZTD = ZHD + ZWD$$

Avec,

ZTD [110], il provient de l'observatoire géodésique Pecny (République tchèque) nommé «solution repro2» et appelé GO4. Les valeurs aberrantes dans les séries temporelles (*ZTD*) ont été détectées et éliminées en utilisant la plage de contrôle et méthode de contrôle des valeurs aberrantes décrites dans [61],

ZHD [111], mais à partir des données de niveau de pression de ré-analyse ERA-Intérim [112], qui contient 37 niveaux verticaux entre 1000 h.Pa et 1 h.Pa, avec une résolution horizontale de $0,75^\circ \times 0,75^\circ$, et une résolution temporelle du 6 heures, suivant :

$$ZHD = 0.002277 P_{sfc} / f(\lambda, H),$$

Avec,

P_{sfc} : la pression de la surface,

λ, H : la latitude et l'altitude de la station, respectivement,

ZWD est la différence entre les deux délais (ZTD-ZHD), il est quasi-proportionnel à l'intégrale de la densité de la vapeur d'eau dans la colonne atmosphérique au-dessus de la station GPS.

Ensuite, IWV ($TCWV$) est converti de ZWD :

$$TCWV = ZWD \times K(T_m) \quad (5-c)$$

Avec,

$K(T_m)$: le facteur de conversion du retard à une masse, T_m : la température moyenne pondérée, calculée depuis les niveaux de pression d'ERA-Intérim [112], pareillement utilisés pour les calculs de ZHD,

Pour chaque station du réseau GNSS, les données P_{sfc} et T_m sont passées par trois étapes d'interpolation à fin d'obtenir la résolution finale désirée,

- Verticalement, à la hauteur de la station GNSS,
- Horizontalement, interpolation bilinéaire (en utilisant les 4 points de grille autour de la station) pour s'adopter à l'emplacement de la station.
- Temporellement, (sur les courbes cubiques) pour s'adapter aux données GNSS ZTD, et enfin avoir des jeux de données de TCWV à la résolution finale d'**une heure**.

3.1.4 Source d'erreur de IWV/GPS

La précision de l'IWV (TCWV) par GPS est toujours un sujet de la recherche continue. Certaines erreurs sont liées à la méthode de traitement de données, tels les biais en fonction d'un angle « cut-off » différent (5° à 40°) [113]. Pour les mesures à moindre erreurs systématiques au-dessus de régions polaires, un angle « cut-off » plus élevé est recommandé.

Les erreurs instrumentales liées à chaque site et à son équipement sont également des sources communes d'erreurs.

L'incertitude de la dérivé IWV par GPS dépend fortement de la précision du Délai Zénithal total (ZTD), déterminée par de nombreux paramètres, y compris les erreurs de position du satellite en orbite, le retard ionosphérique, le signal multi trajet, les erreurs

d'antenne liées (par exemple, les variations du centre de phase), et les fonctions cartographiques. Autres erreurs sont introduites en fonction du paramétrage utilisé dans la conversion de ZWD à IWV [114] (par exemple, l'erreur en estimation de T_m et P_{sfc} soit depuis des mesures du surface ou bien de modèles synoptiques).

Mais dans l'ensemble, une incertitude de l'IWV GNSS dérivé en dessous de 1 kg/m^2 pourrait être réalisable [115], une des raisons derrière l'avis favorable de les utiliser comme source de données référentielle.

3.1.5 IWV/GNSS : référence in-situ

La technique GPS en générale a été prouvée comme un outil efficace de sondage de la vapeur d'eau, son intérêt auprès de la communauté météorologique a augmenté en raison :

- de la densité accrue du réseau et de la stabilité à long terme,
- du gain dans le traitement des données qui assure leur qualité élevée, et des résolutions favorables pour les utiliser en entrée de modèles [57],
- de l'étude des processus (cycle diurne, variabilité saisonnière et interannuelle de TCWV) autour du monde [116]–[118],
- de l'étude du cycle de l'eau (bilan) dans plusieurs régions au monde [119],
- de leur capacité de mettre en évidence les limites d'échantionnage et les biais des autre techniques [61], [120]–[123],
- de son utilité dans la validation totalement indépendante :
 - des satellites globalement [61], [124]–[126] et régionalement: au-dessus de l'Afrique [121], [127], l'Europe [57], [65], [128], [129], la Méditerranée occidentale [130], l'Asie [131], [132], l'Australie [133], l'Antarctique [134], et l'Arctique [72],
 - d'autres techniques in-situ tel les radiosondes et les radiomètres [135],

- *des* ré analyses [118], les modèles à méso échelles [120], [136], et les modèles de prévision [120], [137], [138],
- de sa capacité à fournir des mesures en continu indépendamment des conditions météorologiques avec un échantillonnage inférieur à l'heure. Ce qui lui donne un atout particulier dans les régions à faible densité de données comme l'Arctique,

En conséquence, cette technique a son potentiel à étudier la variabilité atmosphérique de la vapeur d'eau, surtout grâce aux nombreux projets européens/internationaux.

3.1.6 IGS

Depuis 1994, l'**IGS (International GNSS Service)** archive et diffuse les données des stations de réseau **GNSS** qui regroupe le système américain **GPS** et son analogue russe **GLONASS** « **Global Orbitography Navigation Satellite System** ».

Le réseau **IGS** est constitué d'environ 506 stations permanentes (Fig. 13) toutes mises en œuvre et traitées par une fédération volontaire d'environ 200 institutions de 80 pays.

Le projet COST-716 facilita l'application métrologique du GPS, à travers la mise en place d'un service pré-opérationnel de calcul de retards troposphériques en temps quasi-réel. De plus, il contient la seule archive de données ZTD, globale et sur le long terme mais sont en permanence en phase de développement [139], [140].

IGS possède une bonne couverture régionale qui permet un jeu de données de TCWV au-dessus des certaines stations en Arctique (voir Fig. 14 pour un exemple de ces données), à utiliser dans l'étude effectuée en Chapitre V de cette thèse. Cet effort fera partie du projet européen COST716 [141], et surtout de leur récente initiative **ES1206 GNSS4SWEC** (**GNSS for Severe WEather and Climate monitoring**) dédiée au développement d'un réseau adapté pour la recherche atmosphérique des changements climatiques,

http://www.cost.eu/COST_Actions/essem/ES1206.

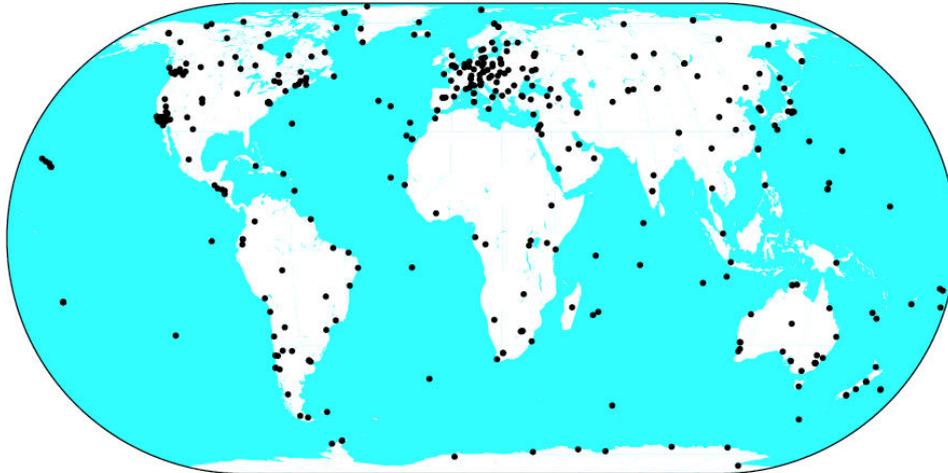


Figure 13 : Distribution géographique globale de réseau GNSS avant 2007.

Crédit : <http://igscb.jpl.nasa.gov/>

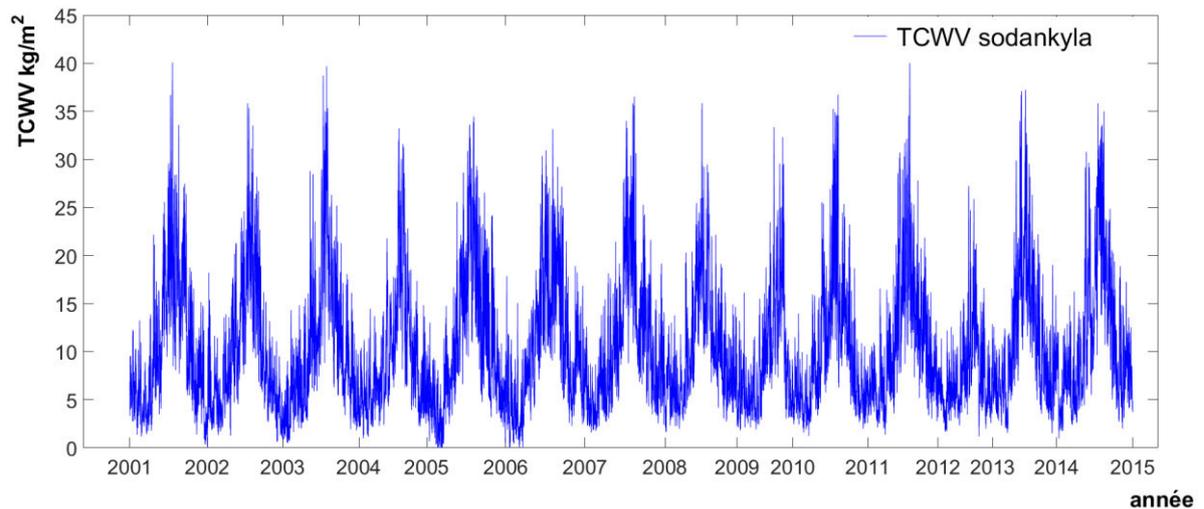


Figure 14 : Les séries temporelles de la TCWV (horaires) depuis l'IGS par (kg/m²) au-dessus de Sodankyla-Finland (67 °N, 26 °E) pour 2001-2015.

3.2 Satellites

Les instruments à bord des avions ou satellites peuvent recueillir des données ascendantes ou descendantes sur une zone plus large par rapport aux techniques basées au sol. Les instruments montés sur satellites peuvent varier selon : la géométrie de visée, le type de rayonnement observé, et la gamme spectrale utilisée parmi d'autres.

La détection de la vapeur d'eau de l'espace est possible en profitant de ces caractéristiques spectrales d'absorption ou d'émission, depuis l'ultraviolet jusqu'aux micro-ondes en passant par le visible et l'infrarouge. Les instruments (IR) (MW) peuvent mesurer la vapeur d'eau au nadir dans la troposphère tandis que les instruments avec une géométrie d'observation au limbe mesurent les profils de vapeur d'eau dans l'atmosphère moyenne. Depuis les années 1975, les observations de la vapeur d'eau deviennent possibles via les instruments embarqués en satellites. Une plateforme orbitale est donc devenue l'outil de prédilection pour réaliser la cartographie quasi globale de la vapeur d'eau. Ci-dessus un aperçu de toutes les observations par satellite (1975 - 2010) de la vapeur d'eau (Fig. 15).

Limitations, un instrument spatial peut combler les lacunes du radiosondage/GPS au-dessus de l'océan, des régions polaires, ou dans la haute troposphère où les capteurs de radiosondes sont souvent moins fiables. Mais, d'ailleurs (à la différence des observations in situ comme les ballons ou les instruments embarqués sur les avions), les mesures spatiales ne correspondent pas à des mesures directes de variables géophysiques (concentrations ou profil). De plus, les observations spatiales de la vapeur d'eau ont également ces limitations et difficultés : elles sont sensibles à la topographie de surface (neige, milieux glaciers, ou bien surfaces insuffisamment brillantes), aux dynamiques atmosphériques (vent, nuages, précipitations), ou bien à la dépendance saisonnière (Soleil). En plus, d'après les observations de satellites existantes l'extraction de la vapeur

d'eau est encore un défi sur les surfaces terrestres vertes [57]. Autrement, l'échantillonnage temporel est dépendant de la largeur de la bande du capteur, et les observations à qualité acceptées de TCWV sont limitées aux meilleures extractions des scènes de terre sans nuages.

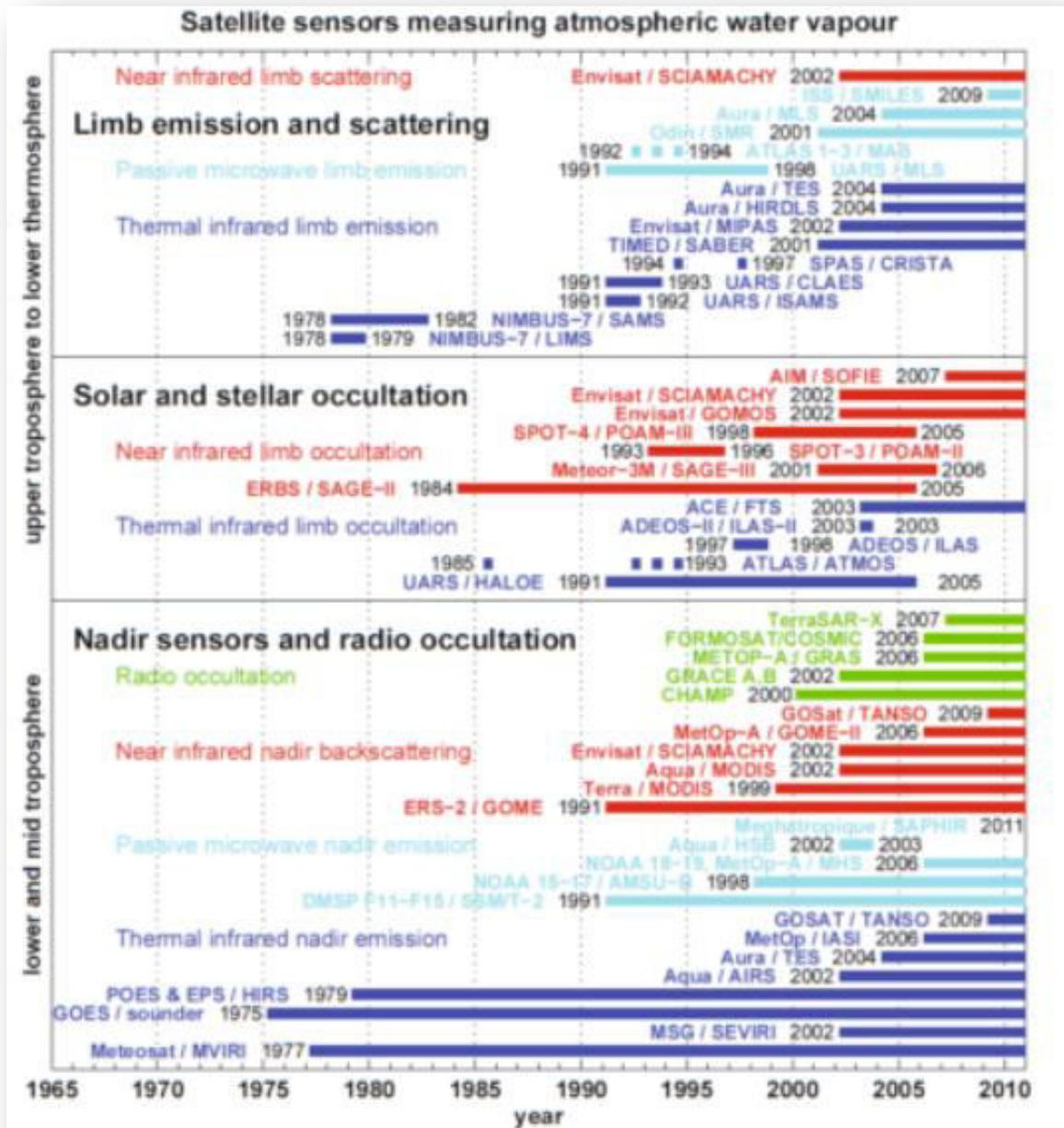


Figure 15 : Observations satellites de la vapeur d'eau de 1975 à 2011 triées selon la technique de mesures (spectre, géométrie) et l'altitude.

Crédit : [142].

3.2.1 AIRS, l'observation de la vapeur d'eau dans l'infrarouge

Historiquement, la télédétection des profils de la vapeur d'eau à partir de l'espace a été effectuée via les canaux d'émission IR. Les techniques infrarouges ont été lancées l'année 1980, embarquées en satellites en orbite polaire ou géostationnaire.

Principe. Les capteurs travaillant dans l'IR mesurent des intensités de rayonnement électromagnétique après leur passage dans l'atmosphère. L'équation du transfert radiatif (le modèle direct) décrit théoriquement ce rayonnement. Le spectre de luminances émis par le système Terre-Atmosphère est ainsi calculé à partir de notre connaissance de l'état de l'atmosphère de tel sorte que les résultats dépendent en partie des profils de température et d'humidité utilisés dans l'inversion (le model inverse), ainsi que des caractéristiques de l'instrument.

Récemment, les mesures dans l'infra-rouge ont connu une progression remarquable, et le système de traitement des données a été développé pour les rendre disponible à la communauté scientifique et aux centres opérationnels de prévision météorologique.

AIRS représente un effort développé de surmonter les limites de ces techniques, on le détaillera par la suite. AIRS mesure le rayonnement thermique ascendant et émis par l'atmosphère et la surface. Ensuite, les radiances observées sont modélisées via un algorithme de transfert radiatif (RTA), et converties aux paramètres géophysiques tel que le profil vertical de la température, de l'humidité, en plus des concentrations de certains gaz: CH₄, CO₂, O₃, etc. Par la suite, nous allons décrire sa plateforme, ses caractéristiques techniques, son protocole spécial de combinaison des observations, la géométrie, et les modèles de conversion de radiances de sous-scènes claires à la TCWV.

Plateforme. Le système de sondage atmosphérique dans l'infrarouge AIRS fait partie du système d'observation de la Terre (EOS). AIRS est embarqué sur la plateforme AQUA/NASA depuis mai 2002, pour observer le cycle de l'eau, les ondes radiatives (DLR), et pour surveiller les changements climatiques associés aux concentrations de gaz à effet de serre, en vue d'atteindre une prévision numérique plus réelle.

a. Instrumentation

[143] ont détaillé l'instrument AIRS. C'est un sondeur à balayage transversal en continu. Il est composé d'un spectromètre IR et d'un photomètre NIR/VIS.

Le spectromètre infrarouge est alimenté par un télescope. Il analyse le rayonnement thermique entre les nombres d'onde 650 cm^{-1} et 2675 cm^{-1} , avec un pouvoir de résolution moyen de $(\lambda/\lambda_{\Delta} = 1200)$. Les 2378 bandes spectrales [144] se trouvent dans les limites (3.74-4.61, 6.20-8.22, 8.8-15.4 μm), et incluent également les bandes d'absorption de la vapeur d'eau à 6.23 – 7.63 et 3.63 – 3.83 μm , (Fig. 16).

Le réseau de diffraction disperse le rayonnement du champ de l'instrument sur plusieurs matrices linéaires de détecteurs du type « HgCdTe » sur le plan focal. Afin d'obtenir la sensibilité requise, les détecteurs sont refroidis passivement par un radiateur à environ 155 K, et le plan focal est refroidi activement à environ 60 K. Le fonctionnement du spectromètre AIRS est présenté en Figure 17.

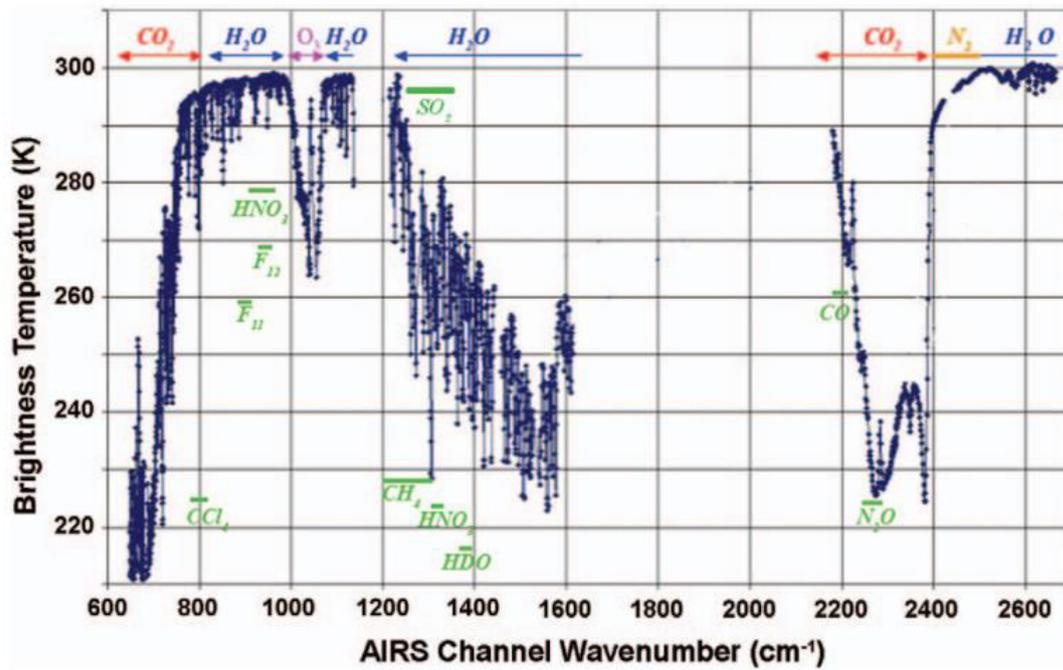


Figure 16 : Le spectre infrarouge d'AIRS qui inclut des informations sur les composants de l'atmosphère, dont: la vapeur d'eau, la température et les gaz mineurs tels que CO₂, CO, CH₄, O₃, et SO₂.

Crédit : [145].

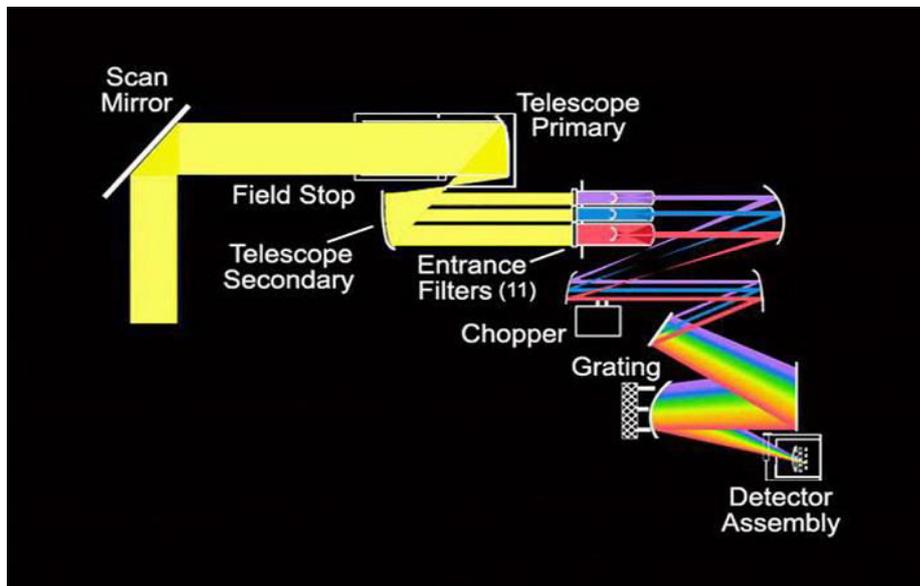


Figure 17 : Système de détection des signaux AIRS.

Crédit : Jet Propulsion Laboratory « JPL ».

Le photomètre à lumière visible VIS / proche infrarouge NIR [146] a quatre bandes spectrales entre 0.4 - 1 μ m. Sa fonction principale est de fournir un support diagnostique à la spectromètre IR. Ces quatre bandes permettent d'établir une schématique pour discriminer les nuages de niveau bas et les différents types de terrain, surtout avec un champ de vision (Field Of View FOV) de NIR/VIS de 2.3 km par rapport à 13.5 km de FOV de l'IR au nadir, résultant en 36 empreintes NIR/VIS dans une seule empreinte IR.

Les canaux Vis / NIR permettent la détermination des propriétés physiques des nuages, en plus des observations des éléments du bilan énergétique de la Terre. Ils facilitent également une intégration avec celles similaires de l'imageur MODIS.

b. Mesures combiné IR/MW

Les rayons infrarouges sont fortement affectés par la présence de nuages. A tel point que près de 30% des rayonnements AIRS pourraient être bloqués sous les nuages [147]. Ces profils peuvent être moins affectés dans les bandes micro-ondes.

Les observations micro-ondes MW depuis AMSU-A (dans la région à 50 GHz) permettent efficacement de filtrer les scènes, et d'extraire la caractérisation de la couverture nuageuse moyenne entourant un groupe d'observations infrarouges. L'extrapolation entre une sous-scène claire et une autre en partie nuageuse (pour une fraction de nuages inférieure à 80%) améliore la qualité de l'interprétation [148], [149].

Afin de déduire un spectre infrarouge libre de nuages, les signaux AIRS étaient censés à combiner ceux de la micro-onde AMSU-A et du sondeur d'humidité pour le Brésil (HSB), surtout que les trois instruments (AIRS, AMSU-A, HSB) opèrent en concert sur la plateforme AQUA. Mais, le HSB a cessé d'opérer quelque mois après son lancement (en février 2003).

AMSU-A, La double unité avancée des capteurs séparés à micro-onde AMSU-A1 et AMSU-A2 ont des champs de visions co-localisés, synchronisés, et de taille égale [150]. Chaque unité est composée de 15 canaux spectraux (23- 90 GHz), dont la partie 50-60 GHz (la bande spectrale d'oxygène) fournit des informations sur la température et les précipitations, pendant que le TCWV et les nuages liquides sont extraits des trois canaux autour de 24, 31 et 89 GHz.

HSB, C'est une copie de l'AMSU-B moins le canal 89-GHz. Il est également produit en supervision du JPL⁸. C'est un sondeur à vapeur d'eau à quatre canaux, dont trois canaux près de 183 GHz et un canal à 150 GHz [145]. Il fournit des informations sur le profil vertical de la vapeur d'eau, et également de la température.

c. La géométrie de la Balle de Golf

La couverture spatiale d'AIRS est fournie par un miroir de balayage et des calibreurs thermiques. A chaque balayage, le miroir externe rotatif balaye la Terre sous-jacente de 49.5° de chaque côté du nadir, au-dessus d'une bande de 1600 km de long, donnant 90 périodes d'intégration (FOVs); deux vues d'espace sombre; deux vues d'une cible de calibration radiométrique interne; et deux vues d'une cible de calibration spectrale interne pour un total de 96 séries de mesures toutes les 2.667 secondes.

AMSU-A, le radiomètre hyperfréquence multi-spectrale à balayage transversal, produit 32 séries de mesures par balayage (30 observations de la Terre, un étalonnage de l'espace sombre et un étalonnage radiométrique du corps noir interne). Tout cela se répète toutes les 8 secondes.

Le champ de vision d'AMSU-A ($FOV = 3.3^\circ$) est trois fois plus large que celui d'AIRS ($FOV = 1.1^\circ$). De là, une seule empreinte AMSU-A est co-localisée avec 9 empreintes

⁸ Jet Propulsion Laboratory, California, USA.

AIRS. La Figure 18 montre l'alignement relatif des deux géométries [143]. Temporellement, les trois balayages d'AIRS sont synchronisés avec un seul balayage de d'AMSU toutes les 8 secondes (ce réglage est fait via l'horloge maîtresse de l'engin spatial).

La géométrie de cette combinaison est appelée l'« AIRS balle de golf » (Fig. 18). Elle s'appelle formellement champ de regard (en anglais FOR⁹) pour créer un spectre infrarouge "clair en nuage" unique.

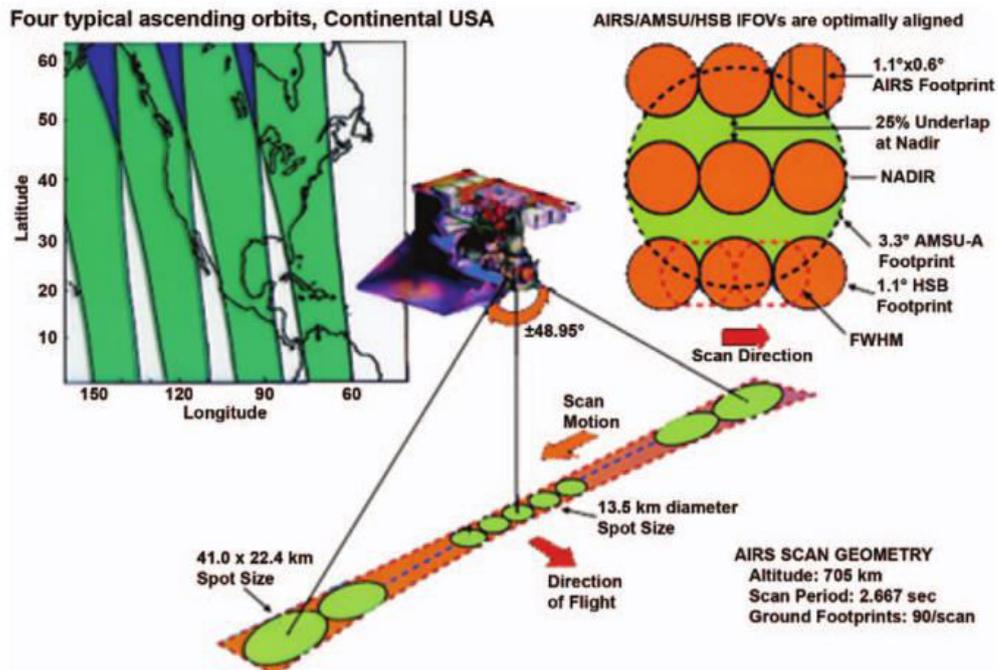


Figure 18 : La géométrie des observations combinées AIRS/AMSU.

Credit : [143], [145].

⁹ FOR : Field Of Regard

d. Radiances claires

Les signaux détectés (données de niveau 1) sont transmis à un système de traitement embarqué également sur la plateforme, dont celles IR [151], NIR/VIS [146], et MW [150]. Elles sont impliquées dans les équations d'étalonnage radiométriques de base avec des termes de correction additives.

Les radiances observées pour un canal i (R_i^{obs}) est l'intégration de la radiance monochromatique R_ν avec la fonction de réponse spectrale $SRF_i(\nu)$ ¹⁰ :

$$R_i^{obs} = \int_{\Delta\nu_i} R_\nu SRF_i(\nu) d\nu. \quad (6)$$

Avec,

R_ν : La radiance mono chronique claire et non diffusante qui s'échappe de la haute atmosphère. Elle correspond à la somme de l'émission de la surface noire, l'émission atmosphérique, la radiation thermique plongée reflétée, et la radiation solaire reflétée.

SRF_i : La fonction de réponse spectrale, appliquée sur les 66 canaux spectraux incluent les gammes d'absorption faible et forte dans le continuum de la vapeur d'eau (la fenêtre entre environ 1300 et 1600 cm^{-1}).

[148] ont détaillé le processus de *la compensation des nuages*¹¹. Cette procédure adopte deux hypothèses:

- Les propriétés radiatives de chaque type de nuage restent identiques dans tous les champs de visions (FOVs), mais sa quantité relative diffère de l'un à l'autre.

¹⁰ Spectral Responce Functions SRF_s

¹¹ Cloud-clearing.

- Tous les FOV_s ont des caractéristiques identiques dans la portion claire de leurs scènes pour le paramètre inconnu à définir (T, H₂O, etc.).

Les radiances de la portion claire de la scène sont calculées par l'équation [148] :

$$R_i = R_{i,AVG} + \sum_{K=1}^{K_{max}} \alpha_k \times \Delta R_{i,k}^T \quad (7)$$

Avec,

$R_{i,AVG}$: La radiance moyennée de tous les FOV_s du canal i

α_k : Les degrés de liberté dans les radiances pour tous les FOV_s (K) en fonction des nombres différents d'apparition des nuages. Cette constante est liée à l'erreur dans la radiance modélisée, et aux solutions prises des canaux qui vont de 4.2 à 15 μm (la gamme d'absorption du CO₂), et permettent le filtrage des nuages.

$\Delta R_{i,k}^T$: La radiance observée ajustée pour le canal (i) et le FOV (k).

e. TCWV

Le profil vertical de la vapeur d'eau (niveau 2) est calculé à partir des radiances claires observées (niveau 1). Ces calculs nécessitent un algorithme de transfert radiatif précis et rapide AIRS-RTA, décrit en détails par [152], [153]. Sa précision est déterminée par la spectroscopie utilisée pour calculer les transmissions atmosphériques, et la qualité du paramétrage de transmission.

Ce modèle est une solution itérative des moindres carrés. Il minimise la dépendance du résultat à la première hypothèse de la température T et de la humidité spécifique Q en simplifiant les hypothèses sur les propriétés des nuages dans la scène [148], et en minimisant la différence entre la radiance observée et celle calculée pour les canaux (i) de

la vapeur d'eau. Onze niveaux de pressions sont impliqués pour estimer le profil vertical de la vapeur d'eau [148]. Ensuite le PW est ajusté en utilisant une seule fonction constante de la hauteur.

i. Incertitudes et validations

[154] ont résumé certaines *sources d'erreurs pendant la phase de calibration*. Cela inclut les erreurs dans les radiances observées (instrumentation, bruit, contamination par les nuages), et les défauts du modèle de transfert radiatif, en plus des erreurs de calibration, et du manque de données fiables aux conditions initiales (la température en couche haute par exemple).

La précision obtenue est plus que 80%, les erreurs absolues (dans des couches de 1 km de la surface à près de 200 mb) sont autour de 20% [155].

[154] ont premièrement validé les paramètres atmosphériques AIRS, dont le PW ou la TCWV [156].

En plus, AIRS est un instrument efficace pour mesurer la vapeur d'eau même dans la troposphère haute entre 300 et 100 mbar [145]. Il peut également détecter directement la signature spectrale (l'énergie piégée) des cirrus qui peuvent avoir un effet de réchauffement net[157].

TCWV par AIRS est déjà validé via plusieurs études précédentes, on en mentionne en partie par la suite.

[158] ont évalué les fiabilités et incertitudes de TCWV par AIRS. [159] ont validé AIRS par rapport aux radiosondes pour l'hémisphère Nord. PW par AIRS était également comparé aux Ré-analyses (ECMWF) pendant l'été de l'Antarctique [160]. D'autres études récentes ont utilisés les données AIRS pour étudier les tendances de la TCWV au-dessus

de l'Arctique, dont [161], [162] qui ont constaté des tendances humides dans la période 2003-2011 au-dessus de certains océans arctiques.

ii. AIRX3STM_006

Dans la plupart des études précédentes, AIRS montre de l'efficacité et la fiabilité remarquable. Au cours de cette thèse nous allons poursuivre les efforts de validations d'AIRS au-dessus des régions Arctique à travers la comparaison avec GPS et d'autres techniques satellitaires.

Les données d'AIRS/TCWV utilisées sont sélectionnées à partir de la dernière version (6) [163], niveau 3, celles de produit mensuel de la colonne claire (AIRS+AMSU), officiellement nommé « **AIRX3STM_006** ». Elles sont données en grille de 1° de latitude * 1° de longitude sur tout le globe, disponible à partir de https://acdisc.gesdisc.eosdis.nasa.gov/data/Aqua_AIRS_Level3/AIRX3STM.006/.

Nous présentons un exemple de ces données pour le mois de juin 2003, incluant la partie Arctique seulement (Fig. 19). Un produit mensuel de TCWV est plus répandu pour des études futures de tendances en Arctique, où cette variabilité est moins connue par rapport aux autres régions de monde. De coup, une validation en Arctique est effectuée dans cette thèse en utilisant les données mensuelles d'AIRS TCWV.

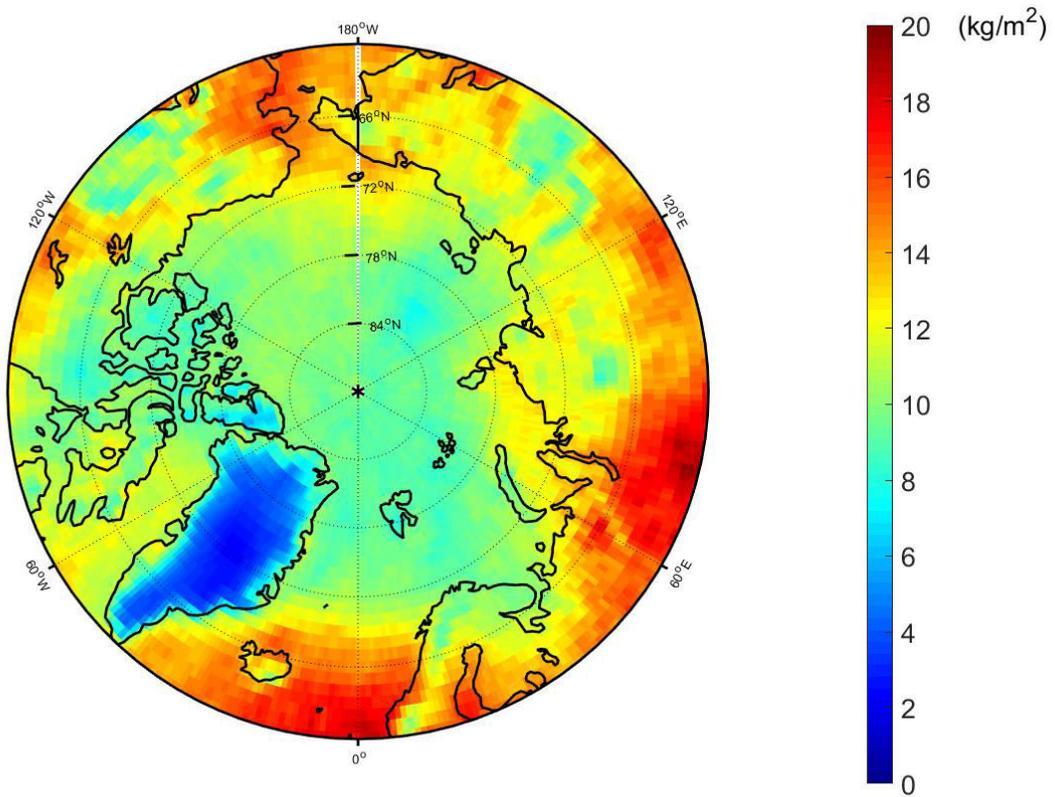


Figure 19 : AIRS TCWV au-dessus de l'Arctique en Juin 2003 en kg/m^2 .

3.2.2 MODIS, l'observation de la vapeur d'eau dans le NIR

MODIS est embarqué sur la plateforme EOS AM (Terra) depuis 1999, et depuis 2002 sur EOS PM (AQUA). Les deux satellites effectuent une couverture globale tous les 1-2 jours. Terra passe au-dessus de l'équateur à 10 : 30 TSL¹² en mode descendant, et AQUA passe à 22 : 30 TSL en mode ascendant.

MODIS observe le rayonnement solaire proche-infrarouge réfléchi par des surfaces suffisamment lumineuses et au-dessus des nuages.

MODIS a une large gamme spectrale, de 0.412 à 14.2 μm , couvrant les spectres VIS, NIR, et IR. Les 36 canaux discrets permettent des observations de H₂O, de la température, d'O₃, de la température de surface « en anglais skin temperature », des propriétés des aérosols, de la couleur de l'océan, et de la fraction nuageuse [164].

a. L'instrument MODIS-N

Le rayonnement solaire est transmis vers la surface, se réfléchit, et est retransmis à travers l'atmosphère et est ainsi mesuré par le capteur MODIS.

MODIS-N (Fig. 20) est un spectre-radiomètre d'imagerie à résolution modérée [164]. Le miroir à balayage transversal a un champ de vision FOV de 110° au nadir (la lettre N). Chaque balayage donne une image au plan focal avec un granule de 2330 km divisé en secteurs de 10 km.

Après le miroir, un télescope sépare les radiations dans les 4 plans focaux, chacun muni d'un détecteur de résolution spatiale qui peut varier : 250 m, 500 m, ou 1000 m.

¹² Temps solaire local

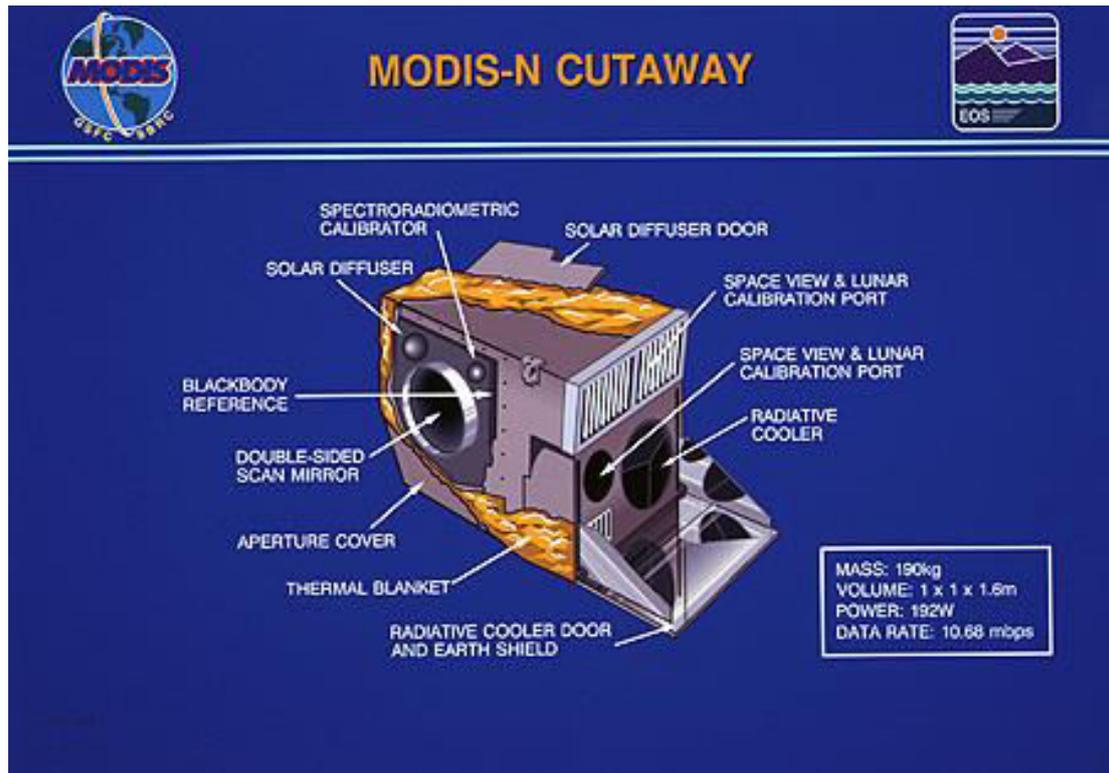


Figure 20 : Les composants majeurs de l'instrument MODIS-N.

Crédit : [164].

b. TCWV en NIR

En passant le chemin « soleil - surface terrestre - capteur », la radiance solaire dans le spectre 0.85-1.24 μm est soumise à l'absorption par la vapeur d'eau, à la dispersion par les aérosols, et à la réflexion de la surface.

Les bandes spectrales 2, 5, 17, 18, 19 sont utilisées pour la télédétection de la vapeur d'eau [164], [165]. Les canaux 18, 19, 17, à 0.936, 0.940, et 0.905 μm respectivement ont des coefficients d'absorption décroissants. Le canal à 0.936 μm est plus sensible aux conditions sèches ($\text{TCWV} \leq 10 \text{ kg/m}^2$), et/ou au-dessus des nuages. A 0.940 μm , un canal plus large est utile pour extraire le TCWV au-dessus des surfaces terrestres, ou par « sun - glint » au-dessus des surfaces libres des océans (Fig. 21).

Le canal à 0.905 μm est utilisé pour déterminer le TCWV aux conditions très humides ($\text{TCWV} \geq 40 \text{ kg/m}^2$), ou pour un Soleil plus bas. Les canaux 2 et 5 à 0.865 et 1.24 μm sont des canaux non absorbants de la vapeur d'eau. Leur position permet d'isoler les bandes absorbantes de la vapeur d'eau, et d'éviter les bandes d'absorption des autres gaz. Ils sont dédiés pour la télédétection des nuages et de la végétation.

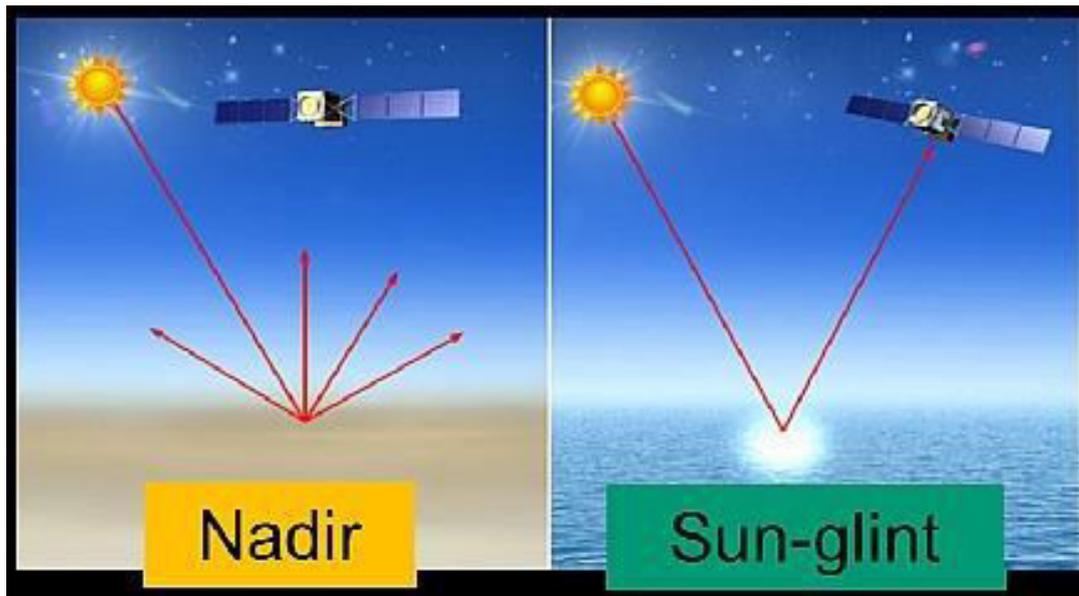


Figure 21 : La géométrie des observations MODIS en visée au nadir, et en visée sur l'océan à la surface libre (Sun-glint).

La quantité de la vapeur d'eau est dérivée en comparant le rayonnement solaire réfléchi provenant du canal absorbant du vapeur d'eau à celui de canal non absorbant.

La radiance mesurée au capteur est donnée par la formule [165] :

$$L_{sensor}(\lambda) = L_{path}(\lambda) + \left[\frac{\mu_0 * E_0(\lambda)}{\pi} \right] T(\lambda)\rho(\lambda) \quad (8)$$

Avec,

λ : Longueur d'onde,

$L_{path}(\lambda)$: La radiance diffusée le long du chemin principalement par les aérosols,

μ_0 : Le cosinus de l'angle solaire zénithal,

$E_0(\lambda)$: Le flux solaire hors-Atmosphère.

$T(\lambda)$: La transmittance atmosphérique totale (bidirectionnel), ce terme contient l'information sur la quantité totale de la vapeur d'eau dans le chemin total (Soleil-surface-capteur),

$\rho(\lambda)$: La réflectance de la surface (en négligeant les réflectances répétées des photons),

La deuxième partie du côté droit est appelée la radiance solaire réfléchiée directe

$$\left[\frac{\mu_0 * E_0(\lambda)}{\pi} \right] T(\lambda) \rho(\lambda) = L_{direct}(\lambda)$$

À proximité de 1µm, les concentrations des aérosols sont faibles, et $L_{path}(\lambda)$ est supposé être une fraction non spécifiée du $L_{direct}(\lambda)$. Et la vapeur d'eau est possible à dériver.

Les réflectances de surface sont constantes pour une longueur d'onde donnée. Mais, pour la même longueur d'onde, les valeurs de réflectances sont très différentes pour différents types de surfaces. Par conséquent, des rayonnements des canaux d'absorption individuels ne donnent pas les transmittances de la vapeur d'eau (voir équation). Mais, la TCWV peut être dérivée en comparant les rapports de réflectance de la vapeur d'eau $w(\lambda_{wv})$ pour un canal absorbant λ_{wv} et celui d'un canal non absorbant [164], [166]

$$w(\lambda_{wv}) = \frac{R^{\lambda_{wv}}}{R^{0.865}} \quad \text{(9-a)}$$

Avec,

$R^{\lambda_{wv}}$: La réflectance du canal absorbant λ_{wv}

$R^{0.865}$: La réflectance du canal non absorbant

Ensuite, ce rapport est ajusté

$$w(\lambda_{wv}) = \alpha \times \exp(-\beta \times \omega^{0.5}) \quad (9-b)$$

Avec,

α, β : Dépendants des SZA, et de l'angle d'observation,

ω : TCWV,

i. Incertitudes et erreurs

Plusieurs sources d'erreurs dans les récupérations de la TCWV de MODIS ont été décrites par [167] et résumées par la suite :

- Incertitude dans la réflectance spectrale de la surface.
- Incertitude dans l'étalonnage du capteur.
- Effet des pixels mixtes et des nuages.
- Effet d'un changement de position du canal.
- Incertitude dans l'enregistrement des pixels entre plusieurs canaux spectraux.
- Incertitude dans la température atmosphérique et le profil d'humidité.
- Incertitude dans la quantité de brume.

ii. MOD08_M3

MODIS/Terra NIR Total Precipitable Water Product niveau 2 (MOD/05) se compose de quantités de vapeur d'eau en ciel clair au-dessus de la surface terrestre, et celle au-dessus des nuages, en plus des estimations de la vapeur d'eau au-dessus des zones océaniques étendues avec « sun-glint ». Ces données sont produites en fichiers HDF-EOS. Chaque fichier contient les données de 5 minutes de mesure satellite, qui correspond à un granule

de 1350 * 2030 (largeur*longueur) pixels, chaque pixel a une taille de 1 km. Ce niveau comprend également un flag de présence de nuages, des données de géolocalisation et le temps d'intégration. Le niveau 2 « granules » est moyenné et mis en grille pour une résolution de 1°*1° (près des pôles) pour arriver au niveau 3 de mesures journalières MOD08_D3, qui sont moyennées pour chaque mois et forment le MOD08_M3 qui est utilisé dans cette thèse, https://modis-images.gsfc.nasa.gov/docs/L3_ATBD_C6.pdf. Notez que, la dérivation est faite séparément sur des pixels libres de nuages et sur des pixels nuageux. MOD08_M3 forme une grille globale équiangle cylindrique 1°*1° pour chaque mois, ci-dessus un exemple de TCWV au-dessus de l'Arctique pour juin 2003 (Fig. 22).

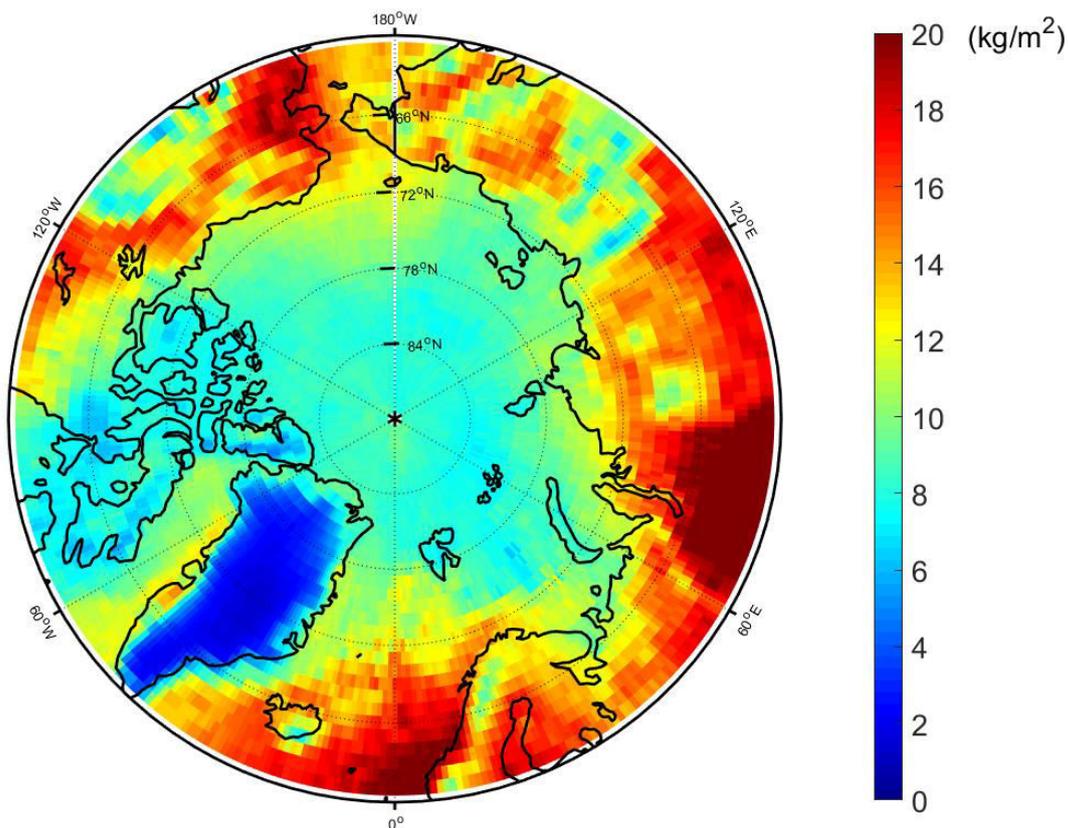


Figure 22 : MODIS TCWV au-dessus de l'Arctique en Juin 2003 en kg/m².

3.2.3 SCIAMACHY, la TCWV dans le spectre visible VIS

Des techniques exploitant la lumière rétrodiffusée peuvent également permettre de mesurer la colonne totale de la vapeur d'eau.

Notre exemple est le spectromètre d'imagerie de la cartographie atmosphérique SCIAMACHY raccourci de « SCanning Imaging Absorption spectroMeter for Atmospheric CHartographY ». Cet instrument est embarqué sur le satellite ENVISAT-1 lancé par l'agence spatiale européenne ESA depuis mars 2002. ENVISAT est sur une orbite polaire à l'altitude de 800 km, et effectue une couverture globale tous les deux à trois jours. Voir par exemple ([168], [169]) pour détails sur la mission SCIAMACHY.

Actuellement, SCIAMACHY effectue des observations avec une visée au nadir, et au limbe. Il est prévu de mesurer les rayonnements solaires et lunaires en visée d'occultation.

SCIAMACHY mesure dans le proche infrarouge, permettant l'observation des gaz additionnels liés à la problématique de l'ozone troposphérique, de l'effet de serre et des changements climatiques, tel que le méthane (CH_4), le monoxyde de carbone (CO) et l'oxyde nitreux (NO) (Fig. 22). Par la suite nous détaillerons la spécification technique à la visée nadir qui est utilisée pour l'observation de la vapeur d'eau.

a. L'instrument SCIAMACHY

SCIAMACHY a un spectromètre et un système de télescope conçus pour observer la lumière transmise, réfléchi, ou dispersée à travers l'atmosphère terrestre sur une gamme spectrale de l'UV au NIR (214 - 2380 nm), à une résolution spectrale modérée (Fig. 23). SCIAMACHY comporte deux miroirs à balayage. En visé nadir, la lumière entre dans le télescope via un seul miroir (ESM)¹³. SCIAMACHY est muni de 8 canaux concentrant le

¹³ Elevation Scan Mirror

Chapitre 3: Instrumentations et méthodes de mesure

spectre sur des réseaux de détecteurs linéaires de 1024 pixels chacun et 7 dispositifs de mesure de polarisation (PMD) [170]. Le canal 5 est dédié à l'observation de la vapeur d'eau.

Les détecteurs sont refroidis à des températures entre 235 K (canaux UV) et 150 K (canaux NIR) pour réduire le courant d'obscurité.

Plus de spécification technique sur <https://earth.esa.int/web/guest/missions/esa-operational-eo-missions/envisat/instruments/sciamachy/design>.

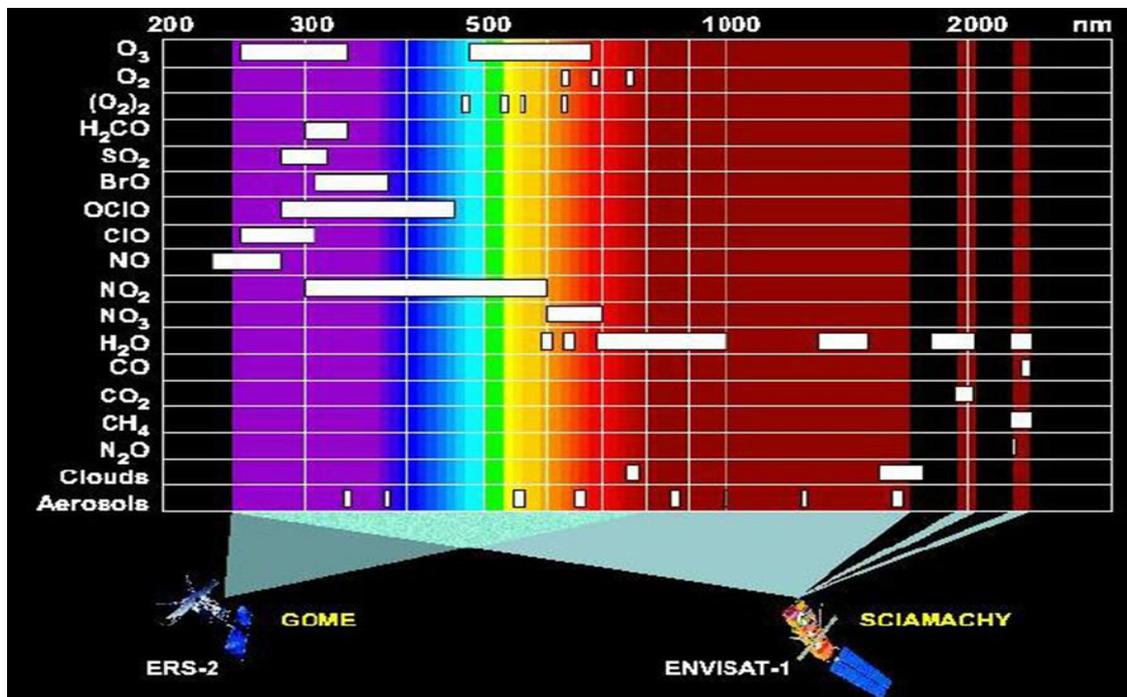


Figure 23 : Spectre de SCIAMACHY. Notez que SCIAMACHY est une version étendue de GOME lancé 8 ans plus tôt.

b. La géométrie au nadir

Le temps d'intégration nominal est de 1 seconde au nadir, correspondant à une empreinte sur le terrain de 240x30 km. Une bande complète de 960 km se compose de 4 intégrations de ce type, plus un balayage rapide inversé où le seul miroir de balayage utilisé revient à la position initiale. Certains canaux (2b-6) sont lus à une vitesse plus élevée. Le temps d'intégration le plus faible est pour le cluster de 425-530 nm (pour la récupération de NO₂, O₃) qui atteint une empreinte minimale de 30x30 km sous des niveaux de lumière suffisamment élevés, et 30 * 60 km pour la vapeur d'eau.

En fonctionnement nominal, l'observation aux visées limbe et nadir sont alternées. Une certaine masse d'air est observée deux fois en deux différentes visées, séparées par quelques minutes. La première est effectuée au limbe, et suivie d'une deuxième observation en mode nadir. Cela donne des empreintes ayant deux mesures (à deux géométries différentes), alternées avec des empreintes où aucune mesure n'est disponible. Une couverture de latitude globale est possible en modifiant les alternances entre deux orbites successives. Dans la Figure 24 on voit les empreintes d'un jour d'observation de TCWV.

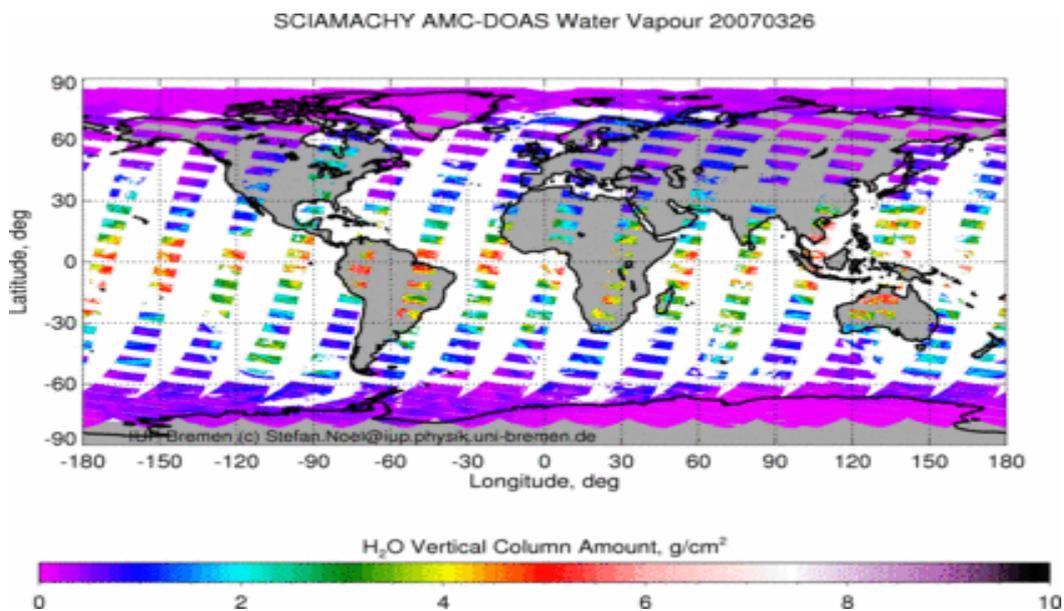


Figure 24 : SCIAMACHY TCWV : empreinte pour le 26/03/2007 en kg/m².

c. AMC-DOAS

Depuis août 2002, le profil H_2O et la TCWV sont produits à partir de la radiance visible observée au nadir via la méthode AMC-DOAS. En anglais « Air Mass Corrected Differential Optical Absorption Spectroscopy », une version développée de la méthode DOAS (connue depuis Perner and Platt, 1979). Mais, en 1999 Burrows et ses collègues ont utilisé cet approche pour la première fois depuis l'orbite par GOME en 1999 pour récupérer le TCWV [171].

Pour la méthode DOAS standard depuis l'espace, le rayonnement Terre-Atmosphère brillance est normalisé à irradiance solaire. Toutes les contributions à large bande (comme la diffusion de Rayleigh et Mie, albédo de surface) sont approximées par un polynôme, qui est soustrait du signal mesuré. La quantité d'absorbeur est ensuite dérivée des structures d'absorption différentielles restantes, impliquant généralement un modèle de transfert radiatif (Fig. 25)

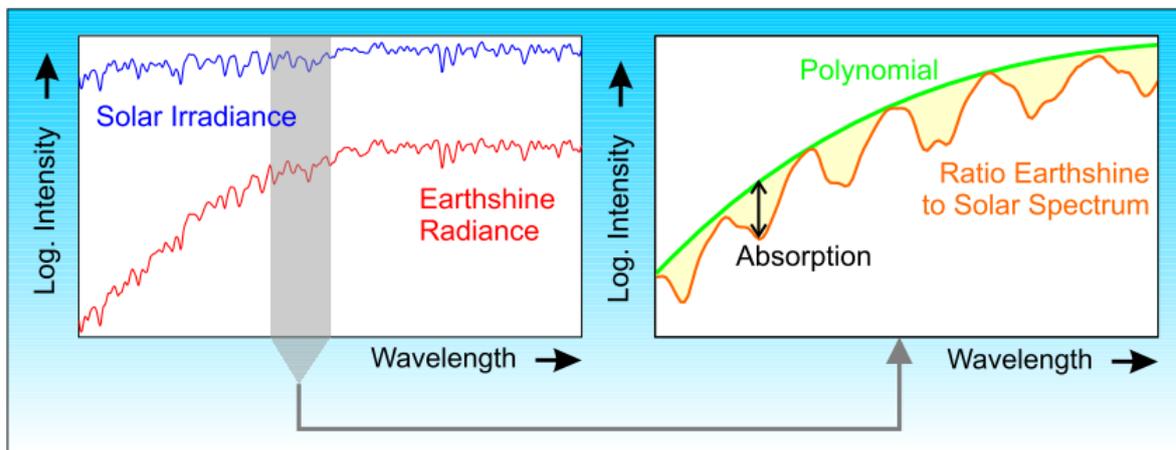


Figure 25 : Le principe de la méthode DOAS.

Credit : [171].

La méthode DOAS standard a été modifiée pour s'adapter aux caractéristiques de la vapeur d'eau, la version modifiée est appelé AMC-DOAS.

Les caractéristiques générales de cette méthode DOAS modifiée sont [171]:

- La prise en compte des effets de saturation, due aux caractéristiques spectrales différentielles très structurées, mais pas résolues par l'instrument de mesure. Il en résulte une relation non linéaire entre l'absorption différentielle et la quantité d'absorbeur. Cette non-linéarité a été paramétrée par analogie avec le terme $c C_V^b$ qui corrige de la profondeur optique inclinée, comme on le verra par la suite.
- La détermination d'un facteur de masse d'air corrigé AMF. Ce facteur compense dans une certaine mesure les informations insuffisantes des caractéristiques atmosphériques et topographiques, comme l'altitude de la surface et les nuages. L'AMF est déterminé en combinant les caractéristiques d'absorption d'O₂ avec celles d' H₂O.

La méthode AMC-DOAS est appliquée à la région spectrale entre 682 nm et 700 nm, où les absorbeurs principaux sont O₂ et la vapeur d'eau, ayant des profondeurs optiques semblables.

L'équation principale de la méthode AMC- DOAS, est donné [172]

$$\ln \left(\frac{I}{I_0} \right) = P - a (\tau_{O_2} + c C_V^b) \quad (10)$$

Avec,

I : Les radiances mesurées,

I_0 : Les irradiances solaires,

P : Un polynôme dans lequel toutes les contributions à large bande (résultant par exemple des diffusions Rayleigh et Mie, ou de l'albédo de surface) sont approximés,

a : l'AMF. Dans le cas idéal, c'est-à-dire, si les conditions atmosphériques initialisés dans le modèle correspondent aux conditions réelles, le $a = \text{AMF} = 1$,

τ_{O_2} : Ce terme définit la profondeur optique de l' O_2 , il est estimé depuis les calculs des deux cas principaux du transfert radiatif (avec et sans O_2),

C_V : TCWV,

b, c : Des quantités spectrales décrivant l'effet de la saturation et de l'absorption.

Les termes C_V, b, c peuvent être déterminés à partir de calculs de transfert radiatif en supposant différentes colonnes de la vapeur d'eau [173] (c'est-à-dire des conditions atmosphériques différentes et des différents angles solaires zénithaux SZA). Le terme c tient compte de la section efficace d'absorption effective de référence et de a . C_V et b sont extraits d'un ajustement non-linéaire.

Cette méthode permet de récupérer des colonnes totales significatives de H_2O également pour des scènes en partie nuageuses [171].

En présence de nuages, l'atmosphère en-dessous des nuages va être masquée pour l'instrument, de sorte que les quantités effectives d' O_2 et d' H_2O observées par SCIAMACHY sont moindres que celles calculées par le modèle. L'AMF permettrait alors de compenser cela, et prendrait une valeur inférieure à 1. Le cas échéant, une déviation trop grande du facteur AMF de 1 indique que les conditions de l'atmosphère de référence diffèrent trop de la réalité. Dans ce cas, les colonnes d' H_2O récupérées sont considérées irréalistes.

d. TCWV

Le jeu de données utilisé dans cette thèse est celui cité par [172], elle inclut des « swath data » de niveau 2. Le produit qu'on utilise de TCWV- SCIAMACHY contient des données filtrées avec un AMF supérieur à 0.8, et des angles solaires zénithaux SZA inférieurs à 88° . En plus, il exclut les granules, en anglais « back scan », ayant une résolution spatiale plus faible.

Nous avons appliqué deux autres filtres. Un spatial pour extraire la donnée stationnaire représentative. Une distance maximale de 50 km entre le centre du granule et celui de station

est considéré acceptable. Et l'autre filtre exclut les données ayant des erreurs (de fit de données) supérieures à 20%.

En conséquence du processus de traitement spatial et qualitatif, les résultats des séries temporelles de la TCWV par SCIAMACHY au-dessus des stations arctiques sont irréguliers. Ils varient de plusieurs par jour/s à rien pour le jour/s d'après. Cela est dû à la résolution des données sources « swath data » et des processus de filtrage. De plus, les mesures dans le visible suivent une dépendance saisonnière (avec le Soleil). Cela justifie le manque (partiel ou complet) de données hivernales en fonction de la latitude de la station, un exemple de cette données pour le site de Sodankyla (Finlande) est présente par le figure 26, dont nous pouvons remarquer le manque des mesures de TCWV en Décembre au-dessus de cette station. En conséquence, une moyenne mensuelle est plus adaptée pour présenter, comparer, ou corrélérer le TCWV par SCIAMACHY pour la suite dans cette thèse (Figure 27).

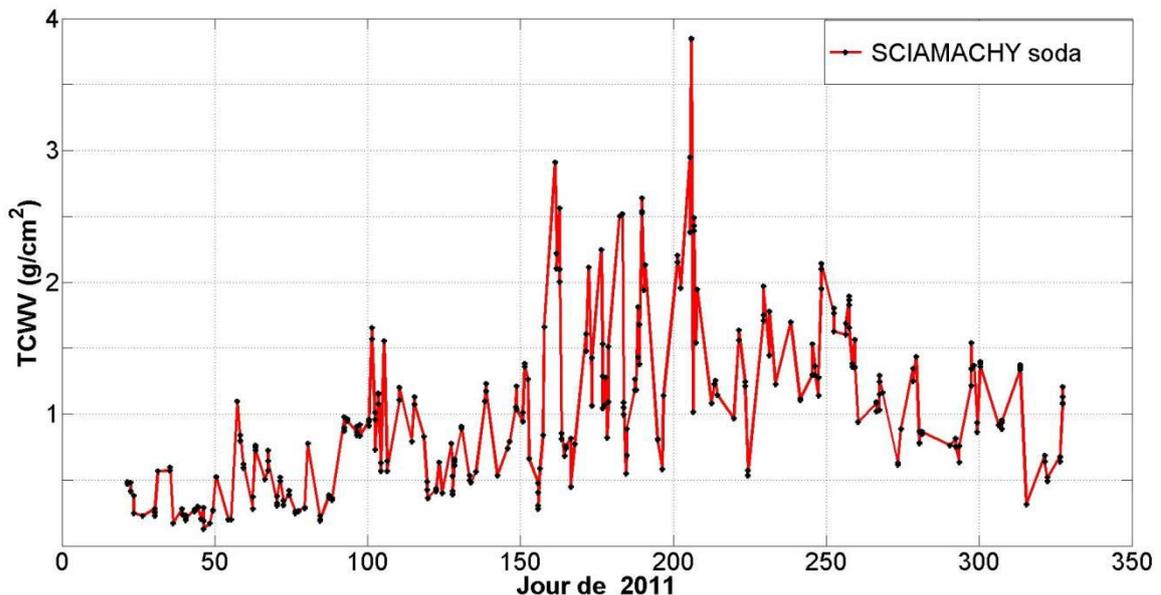


Figure 26 : TCWV par SCIAMACHY au-dessus de Sodankyla (67°N, 26°E) pour 2011, en g/cm².

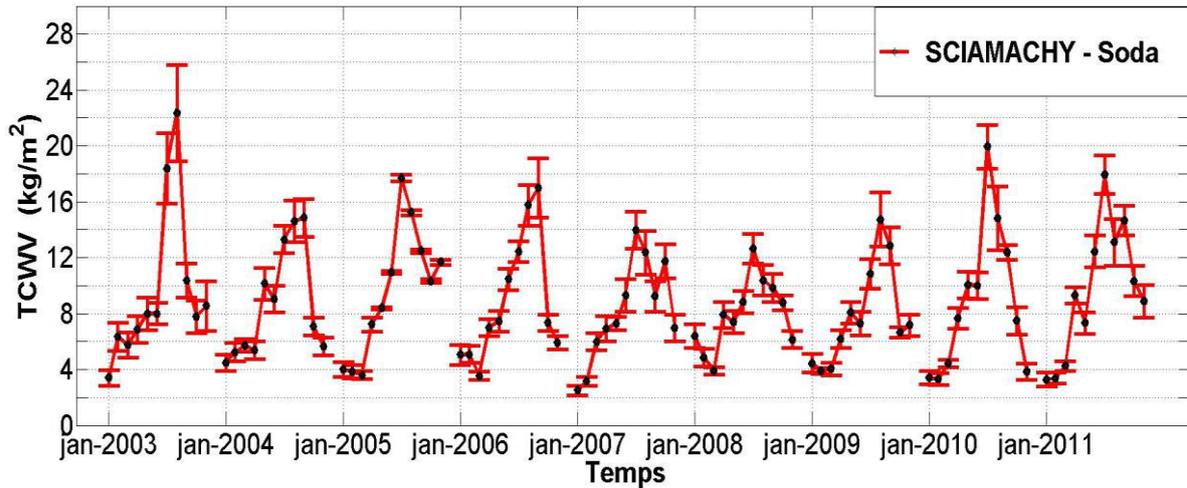


Figure 27 : La série temporelle des moyennes mensuelles de la TCWV calculée depuis les granules SCIAMACHY co-localisés à Sodankyla (67°N, 26°E) pour 2003-2011 en kg/m². Les trous correspondent aux mois de décembre. La barre d'erreur représente l'erreur standard de la moyenne.

e. SEM

L'erreur standard de la moyenne calculée (SEM) de la Figure 26 correspond à l'écart-type de l'erreur dans la moyenne calculée par rapport à la moyenne réelle. SEM est calculé en utilisant l'équation

$$SEM = \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \quad (11)$$

Avec,

σ : L'écart-type des mesures dans le mois,

n : Le nombre de mesures par mois,

Cette équation donne le SEM pour des échantillons ayant $n > 20$. Par exemple, les valeurs les plus élevées de SEM pour juillet (5) et août (7) 2003 (Fig. 26) sont dues au nombre non suffisant de mesures (18, 17) pour SEM.

En regardant la figure 27, nous remarquons le cycle saisonnier de la TCWV, avec une amplitude supérieure au mois d'août, et inférieure en janvier pour cette station.

Conclusion

Au cours de ce chapitre, nous avons détaillé les différentes techniques/méthodes qui sera utilisées pour étudier la variabilité et les tendances de la TCWV au-dessus de l'Arctique mais à différentes échelles dans cette thèse. Leurs limitations et atouts sont présentés avec un intérêt spécial pour l'Arctique. La technique GPS est choisi comme une référence dans l'étude des incertitudes et limitations des TCWV satellitaires aux stations, mais sous les réserves de disponibilité.

A la différence du GPS, les capteurs embarqués sur satellites (MODIS, AIRS, et SCIAMACHY) peuvent fournir une couverture spatiale quasi-globale. Ils sont adaptés aux études à grande échelle ou sur des régions spécifiques, mais, avec certains obstacles.

La dépendance saisonnière de SCIAMACHY limite les mesures hivernales aux régions polaires. En plus, leur archive limité à 2003-2011 (sans changements majeurs à la mission ou d'instrument) compliquent les études de changements à long terme. D'un autre côté, cette technique produit la TCWV de façon indépendante des modèles forcés par des paramètres météorologiques contrairement aux deux autres capteurs.

Le modèle direct d'inversion des radiances AIRS est soupçonné d'avoir surestimé la quantité réelle de la TCWV aux conditions trop sèches (i.e. hiver polaire). De même, l'incertitude dans les mesures par MODIS concerne principalement la température atmosphérique et le profil d'humidité, leur estimation peut être une tâche compliquée aux conditions sévères des régions polaires D'autres limitations particulières sur l'Arctique peuvent être dévoilées par la suite.

4. Chapitre 4 : La variabilité spatiale et temporelle de la TCWV

Introduction

La TCWV possède une variabilité spatiale et temporelle remarquable. L'étude de sa variabilité au-dessus de stations permet d'étudier l'effet de l'orographie, de la continentalité, du type de surfaces sous-jacentes (terre, eau ou glace) et de ses propriétés, et de la circulation atmosphérique. Ces facteurs parmi d'autres contribuent à la variabilité du cycle annuel et saisonnier d'une station à l'autre.

Ce chapitre est consacré à étudier le TCWV au-dessus de 19 stations arctiques. Leurs distributions géographiques très variées permettent d'évaluer l'effet de la latitude, de la longitude, et de la continentalité.

Nous avons choisi 19 stations localisées en latitude supérieure à 60°N, dont certaines font partie des réseaux internationaux GRUAN, IGS, NDACC (Sodankyla, Ny-Alesund, et Thule). Leurs localisations sont présentées en (Figure. 28) et (Table 1).



Figure 28 : Carte de l'Arctique au-dessus de 60°N, avec les 19 stations polaires

Table 1 : Les caractéristiques géodésiques et géographiques des stations.

<i>Station\informations</i>	<i>référence</i>	<i>Latitude(°)</i>	<i>Longitude(°)</i>	<i>Localisation géographique</i>
Thule	Thule	76N	69W	Côte Océan Arctique
Nord	Nord	81N	16W	
Summit	Sumt	72N	38W	Continentale
Sisimiut	Ssmt	67N	53W	côtière
Tasiilaq	Tslq	66N	36W	côte Atlantique
Scoresbysund	Scnd	71N	22W	
Cap Farvell	Cpfvl	60N	44W	
Hammerfest	Hmfst	71N	24E	
Bodo	Bodo	67N	14E	
Bergen	Brgn	60N	5E	
Borlang	Brlg	60N	15E	Continentale
Sodankyla	Soda	67N	26E	côtière
Porvoo	Prvo	60N	26E	
Nye -Alesund	Nylsd	79N	12E	côte Atlantique
Salekhard	Slkh	67N	67E	Continentale
Zhigansk	Zhgk	67N	123E	
Cherskii	Chsk	69N	161E	Côte Océan Arctique
Eureka	Urka	80N	86W	
Barrow	Barw	71N	156W	

4.1 Effet de la latitude

La distribution quantitative de la vapeur d'eau atmosphérique dépend généralement de la latitude. Ceci est dû à la diminution vers le pôle de la température de l'air (les rapports d'IPCC). Cette température domine la capacité de l'air à maintenir plus de l'eau à l'état vapeur. Pour examiner l'effet de la latitude sur le TCWV au-dessus de l'Arctique, nous allons montrer deux études de cas, pour deux groupes de stations. Chaque groupe contient trois stations localisées sur la même longitude (ou presque) mais en même temps sur différentes latitudes.

Groupe (i) : longitude environ de 25°E, les stations mentionnées dans l'ordre de latitude ascendant sont : Prvo, Soda, et Hmfst (Fig. 29).

Groupe (ii) : Longitude environ de 15°E, les stations mentionnées pareillement au groupe (i) sont: Brlg, Bodo, et Nylsd (Fig. 30).

Généralement, le cycle annuel de la TCWV arrive à son maxima dans le mois de juillet avec une valeur moyennée décroissante en fonction de la latitude de 12 à 22 kg/m². Le minimum TCWV est celui en hiver (janvier, février, décembre) avec une moyenne autour de 5 kg/m², les cycles saisonnières les plus faibles sont ceux de stations aux latitudes supérieures (Hmfst et Nylsd), où les conditions les plus sèches (TCWV < 10 kg/m²) dominant pendant 8 mois de l'année.

La Figure 29 présente le cycle annuel moyenné (2003-2016) de la TCWV au-dessus des stations du groupe (i). La colonne atmosphérique la plus humide est celle au-dessus de Prvo, ensuite Soda, et la plus sèche dans ce groupe est Hmfst. Cette remarque concerne tous les mois de l'année excepté sur Soda, dont l'effet de la circulation hivernale de l'Atlantique fait la différence entre Soda et les deux stations côtières du groupe (i) en hiver.

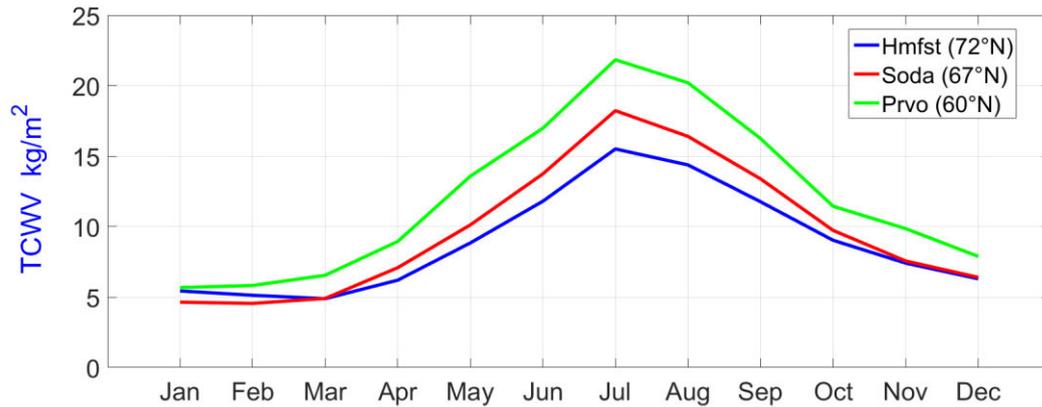


Figure 29 : Le cycle annuel de la TCWV au-dessus des stations du groupe (i) (moyenne de 2003-2016 par AIRS).

Pareillement, la Figure 30 présente le cycle annuel moyenné (2003-2016) de la TCWV au-dessus des stations du groupe (ii). Le cycle annuel des stations autour de la longitude de 15°E montre également et clairement une diminution de la TCWV avec la latitude pendant tous les mois de l'année.

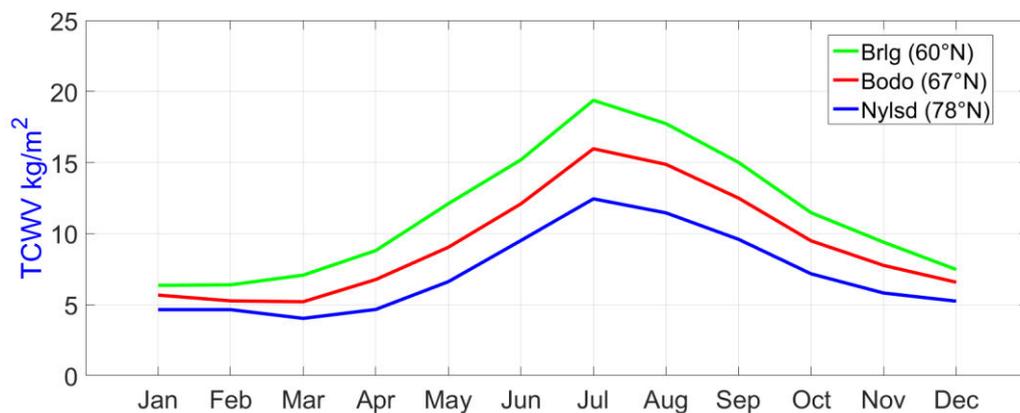


Figure 30 : Le cycle annuel de la TCWV au-dessus des stations du groupe (ii) (moyenne de 2003-2016 par AIRS).

4.2 Effet de la longitude

Généralement, le cycle annuel de la TCWV devient plus fort avec la longitude, ou la variabilité inter-saisonnière est plus remarquable aux stations orientales, avec des étés plus humides et des hivers plus secs que celui aux stations situées dans l'Arctique occidentale. Les étés les plus humides sont observés à Prvo avec une valeur moyennée de TCWV autour de 22 kg/m^2 . Cependant, les hivers les plus humides sont ceux à Brgn (60°N) en coté Atlantique, avec TCWV autour de 8 kg/m^2 . Généralement, la colonne atmosphérique la plus sèche est celle au-dessus de Sumt (au bout de la calotte glaciaire du Groenland), pendant toute l'année. Prvo a la colonne la plus humide (Latitude de 60°N).

Par la suite, nous allons étudier l'effet de la longitude sur le TCWV en regroupant nos stations aux quatre cercles selon leurs latitudes approximatives communes. Le cycle annuel de la TCWV est présenté pour chaque groupe à part,

Groupe (A) : stations aux latitudes autour de 60°N (Figure 31), mentionnées d'ouest à est, Cpfvl, Brgn, Brlg, Prvo.

Groupe (B) : stations aux latitudes autour de 66°N (Figure 32), mentionnées d'ouest à est : Ssmt, Tslq, Bodo, Soda, Slkh, Zhgk.

Groupe (C) : stations aux latitudes autour de 72°N (Figure 33), mentionnées d'ouest à est, Barw, Sumt, Scnd, Hmfst.

Groupe (D) : stations aux latitudes plus que 75°N (Figure 34), mentionnées d'ouest à est, Urka, Thule, Nord, Nylsd.

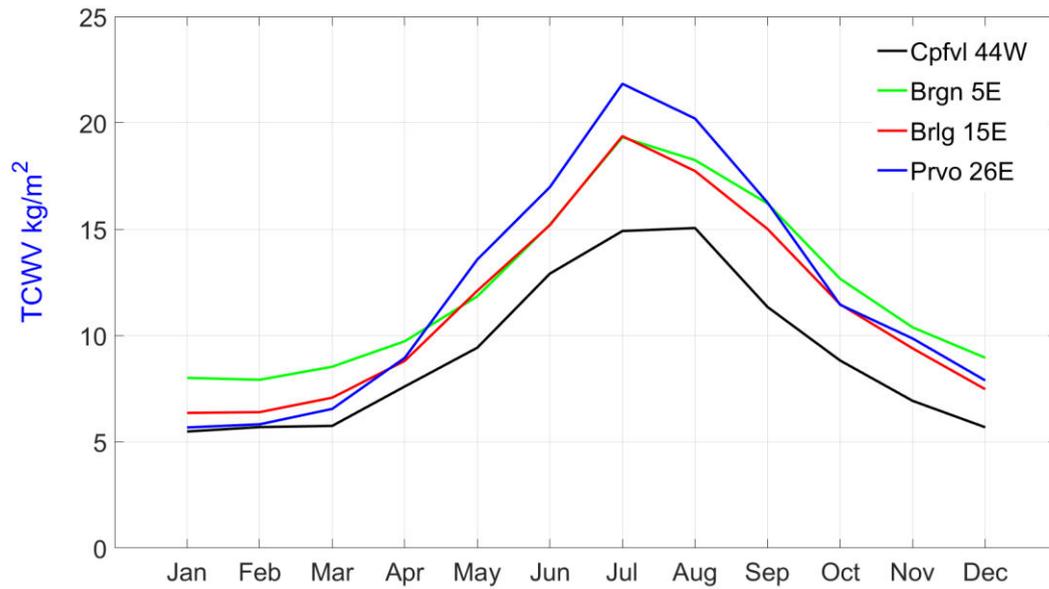


Figure 31: Le cycle annuel de la TCWV au-dessus des stations du groupe (A) (moyenne de 2003-2016 par AIRS).

Le cycle saisonnier de la TCWV devient plus fort de l'ouest à l'est pour des stations situées sur la latitude autour de 60°N. Les hivers les plus humides sont sur la côte Atlantique (Brgn). Prvo est la station orientale de ce groupe dont la variabilité inter-saisonnière la plus forte de la TCWV forcée par la distance par rapport à la côté d'Atlantique, et l'effet du golf finlandais.

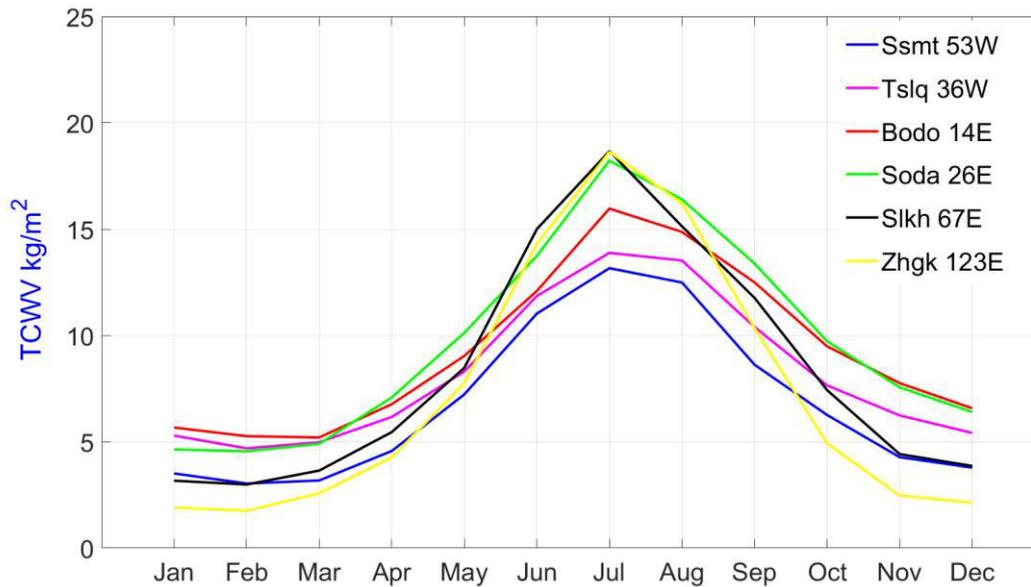


Figure 32 : Le cycle annuel de la TCWV au-dessus des stations du groupe (B) (moyenne de 2003-2016 par AIRS).

Pareillement, le long d'une latitude approximative de 66° (Fig. 32), nous observons un cycle annuel de la TCWV plus fort aux stations localisées à la toundra Sibérienne (Slkh et Zhgk), avec des étés plus humides (TCWV autour de 18 kg/m^2) mais aussi des hivers plus secs (TCWV est moins que la moitié par rapport à Bodo par exemple). La variabilité inter-saisonnière de la TCWV est moindre aux côtes atlantiques (Tslq/Bodo), dont les hivers les plus humides, chargés par l'effet de bas islandais/circulation Atlantique. L'effet de la calotte glaciaire du Groenland a produit les étés les plus secs au-dessus de Ssmt, et Tslq.

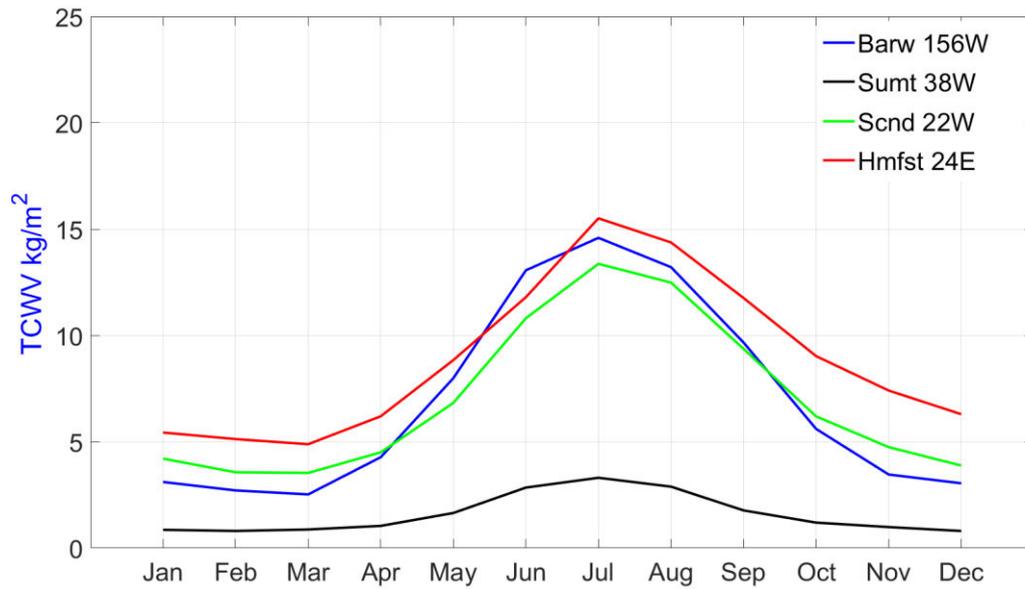


Figure 33 : Le cycle annuel de la TCWV au-dessus des stations du groupe (C) (moyenne de 2003-2016 par AIRS).

Autour d'une latitude de 72°N (Fig. 33), Hmfst a la colonne atmosphérique la plus humide, avec une valeur moyenne de TCWV qui va de 16 à 6 kg/m² de l'été à l'hiver. À l'intérieur de la calotte glaciaire Groenland, aux conditions météorologiques les plus sévères et les températures les plus basses, le cycle annuel de la TCWV est assez faible tel point que la variabilité inter-saisonnière ne dépasse pas 2 kg/m² (entre l'été et l'hiver) à Sumt.

Chapitre 4 : La variabilité spatiale et temporelle de la TCWV

Aux latitudes supérieures à 75°N (Fig. 34), le cycle annuel de la TCWV est généralement faible (pour toutes les stations), la colonne atmosphérique au-dessus de Nylsd est la plus humide tout au long de l'année. Les trois stations occidentales ont un cycle annuel assez similaire mais les hivers d'Urka sont les plus secs.

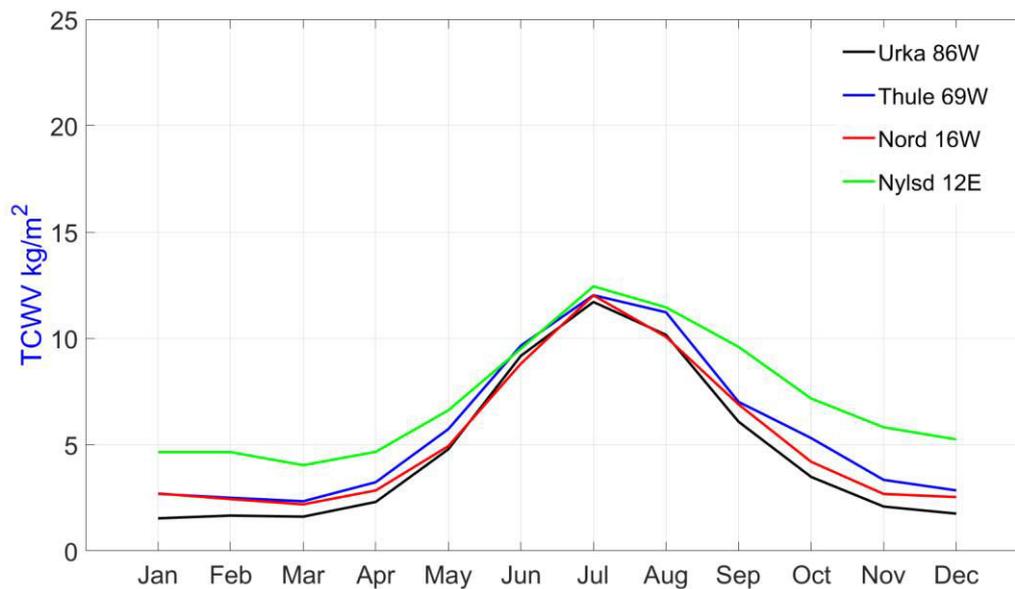


Figure 34 : Le cycle annuel de la TCWV au-dessus des stations du groupe (D) (moyenne de 2003-2016 par AIRS).

4.3 L'effet de la continentalité : la calotte glaciaire du Groenland

Pour étudier cet effet, nous allons examiner trois stations situées à la calotte glaciaire du Groenland. Ces stations sont classifiées en deux études de cas, chaque cas concerne une station côtière et une station continentale. Sumt est la station du continent.

Groupe (1) : les deux stations ont des longitudes d'environ 35°W, Tslq et Sumt (Fig. 35).

Groupe (2) : les deux stations ont des latitudes presque identiques de 72°N, Scnd et Sumt (Fig. 36).

Les trois stations de deux groupes subissent l'effet de la calotte de glace du Groenland. La magnitude de cet effet est liée principalement à la localisation par rapport aux effets côtiers. En Tslq, cet effet est plus remarqué en été, avec un maxima en juillet autour de 13 kg/m² (par rapport à 16 et 18 au-dessus des Bodo et Sodankyla qui ont presque les même latitudes mais qui n'ont pas l'effet sévère du Groenland) et un minima d'environ 5 kg/m² depuis décembre jusqu'au mois de mars. Sumt se trouve dans l'intérieur de Groenland, où la neige est présente presque toute l'année. Et les valeurs moyennes de TCWV sont toujours en-dessus de 5 kg/m², en plus d'un cycle annuel de TCWV assez faible par rapport à Hmfst (Fig. 29), ou bien Scnd (Fig. 33) par exemple qui sont sur la même latitude.

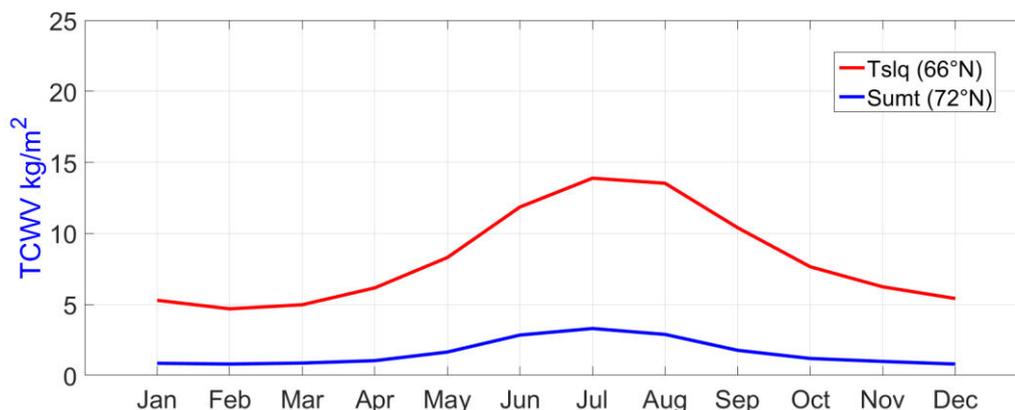


Figure 35 : Le cycle annuel de la TCWV au-dessus des stations du groupe (1) (moyenne de 2003-2016 par AIRS).

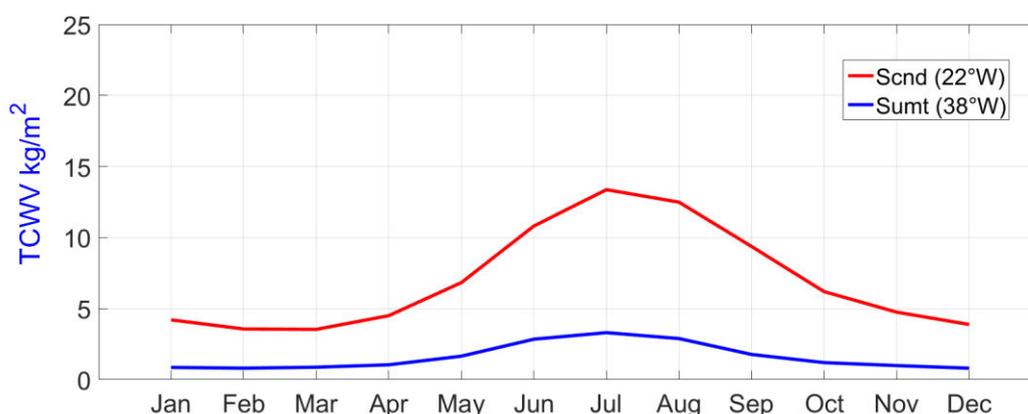


Figure 36 : Le cycle annuel de la TCWV au-dessus des stations du groupe (2) (moyenne de 2003-2016 par AIRS)

En regardant (Fig. 35,36), on observe un cycle saisonnier similaire dans les deux stations côtières (Tslq et Scnd), avec un maxima en juillet d'environ 13 kg/m^2 , et un minima autour de 5 kg/m^2 pendant les mois d'hiver en Tslq, mais moins que 5 kg/m^2 à Scnd (effet de latitude).

4.4 Effet de la circulation Atlantique

La circulation Atlantique fournit une partie important du flux entrant dans l'Arctique en hiver. Pour tester l'effet de l'Atlantique à l'échelle stationnaire, nous avons calculé la moyenne hivernale de la TCWV (2003-2016, données d'AIRS) aux trois stations (voir Fig. 28) : Bodo (Côté Atlantique), Slkh (Toundra), et Ssmt (coté de détroit de Davis, coté est du Groenland). Ces stations ont une latitude commune approximative de 67°N. Les valeurs moyennes de TCWV pendant l'hiver (moyenne de janvier, février, et décembre) sont 6, 3, 3 kg/m² à Bodo, Slkh, Ssmt respectivement. En autres mots, les quantités de la vapeur d'eau dans la colonne atmosphérique au-dessus de Bodo en hiver est le double de celle au-dessus des autres stations situées aux mêmes latitudes mais hors du secteur Atlantique. Cette remarque n'est plus valable pendant les mois d'été.

L'indice NAO (revoir le Chapitre 1, 1.3.1) est défini par la différence de pression au niveau de la mer entre 2 stations dans les zones d'action. On parle de phase positive lorsque les deux centres s'intensifient, ce qui implique un gradient méridien important de la pression et par conséquent les vents d'ouest seront dominants au-delà de 45°N. Dans la phase négative, les deux centres s'affaiblissent simultanément.

Nous avons calculé l'anomalie de la TCWV au mois de décembre par rapport au moyen de tous les décembres de 2001 à 2015, via les données MODIS.

Une étude de cas de décembre 2010, et décembre 2011 est présentée par la Figure 37. Une anomalie de décembre de la TCWV plus sèche au-dessus de la Scandinavie, mais aussi plus humide au-dessus du Groenland suit une phase négative d'oscillation NAO en 2010. Cette note est inversée dans la phase NAO positive de décembre 2011.

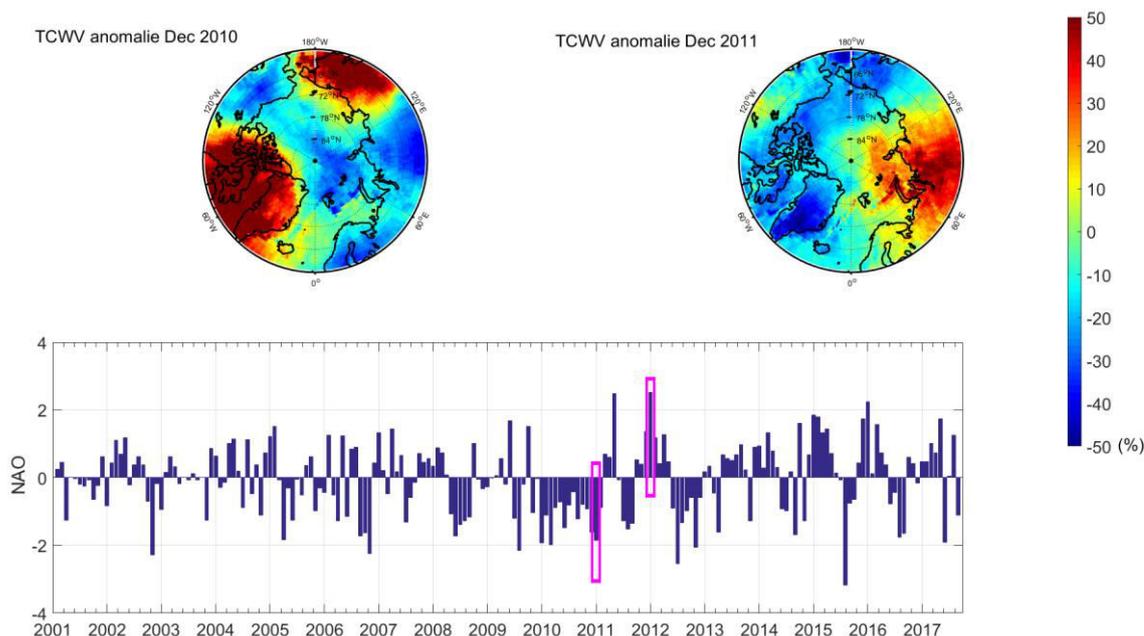


Figure 37 : L'anomalie de la TCWV en décembre 2010 et décembre 2011 coïncide à une phase forte négative précédant d'une autre positive de la NAO, NAO données sont prises de www.cpc.ncep.noaa.gov.

Conclusion

La TCWV dépende fortement de la latitude, ses quantités aux stations situées au secteur Atlantique sont plus élevées, surtout en hiver. La Toundra sibérienne a la colonne estivale la plus humide en conséquence aux températures plus élevées sur le Toundra (qui peuvent arriver à 30°C) pendant le jour polaire assez long.

La variabilité inter-saisonnière devient plus forte vers l'intérieur des continents, sauf le cas du Groenland, où les effets sévères de la calotte de glace (persistant même en été) produisent des colonnes intérieures très sèches toute l'année sans des différences importantes entre hiver et été.

5. Chapitre 5 : Incertitudes et limitations des satellites en Arctique :

Article 1

Les mesures de la TCWV par satellites sont remises en question. SCIAMACHY n'a pas été développé au début pour mesurer la vapeur d'eau atmosphérique, mais sa méthode d'inversion de la TCWV a l'avantage d'être complètement indépendante des modèles forcés par les paramètres météorologiques. AIRS est fait pour étudier le cycle hydrologique, mais, on a besoin de s'assurer qu'il peut parfaitement convenir aux études en Arctique.

MODIS a un produit atmosphère développé qui mesure de nombreux paramètres, cependant il reste à vérifier si ce produit présente des défis régionaux ou saisonniers par rapport à l'Arctique.

En général, plusieurs questions ont besoin de réponses, telles que :

- Comment peut-on comparer justement ces différentes techniques ?
- Quels facteurs contrôlent les biais, ont-ils des sensibilités différentes relatives à certaines saisons?
- Quelle méthode est la moins sensible à la présence de nuages?
- Quelle technique est plus adaptée pour les études de la TCWV en Arctique à l'échelle des stations?

Par la suite de ce chapitre, une étude comparative est effectuée. Cette comparaison vise à répondre à toutes les questions précédentes. Elle peut aider à valider les mesures satellitaires en Arctique.

La validation nécessite de comparer la TCWV par satellites à celle d'une méthode in-situ référentielle. La TCWV obtenue par conversion des retards de signaux GPS basés au sol

Chapitre 6 : Les tendances de la TCWV en Arctique

est considérée comme la référence dans cette comparaison. La comparaison est effectuée aux trois stations polaires, et les résultats sont publiés dans l'article que l'on présentera ici.

5 **Comparison of total water vapour content in the Arctic derived from GNSS, AIRS, MODIS and SCIAMACHY**

Dunya. Alraddawi¹, Alain. Sarkissian¹, Philippe. Keckhut¹, Olivier. Bock², Stefan. Noël³, Slimane. Bekki¹, Abdenour. Irbah¹, Mustapha. Meftah¹, Chantal. Claud^{1,4}

¹OVSQ-LATMOS, University Paris Saclay, Guyancourt 78280, France

²IGN-LAREG, University Paris Diderot, Paris 75013, France

³Institute of Environmental Physics, University of Bremen, 28334 Bremen, Germany

⁴LMD/IPSL, CNRS, École Polytechnique, Université Paris Saclay, ENS, PSL Research University, Sorbonne Universités, UPMC Univ Paris 06, Palaiseau, France

Corresponding author: Alain Sarkissian (alain.sarkissian@latmos.ipsl.fr)

Abstract. Atmospheric water vapour plays a key role in the Arctic radiation budget, hydrological cycle and hence climate, but its measurement with high accuracy remains an important challenge. Total Column Water Vapour (TCWV) data set derived from ground-based GNSS measurements are used to assess the quality of different existing satellite TCWV datasets, namely from the Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS), the Atmospheric Infrared System (AIRS), and the SCanning Imaging Absorption spectroMeter for Atmospheric CHartography (SCIAMACHY). The comparisons between GNSS and satellite data are carried out for three reference Arctic observation sites (Sodankyla, Ny-Alesund and Thule) where long homogeneous GNSS time series of more than a decade (2001-2014) are available. We select hourly GNSS data that are coincident with overpasses of the different satellites over the 3 sites and then average them into monthly means that are compared with monthly mean satellite products for different seasons. The agreement between GNSS and satellite time series is generally within 5% at all sites for most conditions. The weakest correlations are found during summer. Among all the satellite data, AIRS shows the best agreement with GNSS time series, though AIRS TCWV is often slightly too high in drier atmospheres (i.e. high latitude stations during fall and winter). SCIAMACHY TCWV data are generally drier than GNSS measurements at all the stations during the summer. This study suggests that these biases are associated with cloud cover, especially at Ny-Alesund and Thule. The dry biases of MODIS and SCIAMACHY observations are most pronounced at Sodankyla during the snow season (from October to March). Regarding SCIAMACHY, this bias is possibly linked to the fact that the SCIAMACHY TCWV retrieval does not take accurately into account the variations in surface albedo, notably in the presence of snow with a nearby canopy as in Sodankyla. The MODIS bias at Sodankyla is found to be correlated with cloud cover fraction and is also expected to be affected by other atmospheric or surface albedo changes linked for instance to the presence of forests or anthropogenic emissions. Overall, the results point out that a better estimation of seasonally-dependent surface albedo and a better consideration of vertically-resolved cloud cover are recommended if biases in satellite measurements are to be reduced in polar regions.

5 1 Introduction

Water vapour has an important role in the Earth radiative balance (e.g. *Kiehl and Trenberth, 1997; Trenberth and Stepaniak, 2003; Ruckstuhl et al., 2007; Trenberth et al., 2007*), hydrologic cycle (e.g. *Chahine, 1992; Serreze et al., 2006; Jones et al., 2007; Hanesiak et al., 2010*); and climate change (e.g. *Schneider et al., 1999, 2010; Held and Soden, 2000; Ramanathan and Inamdar, 2006; Rangwala et al., 2009*). The rate of the Arctic climate change is twice larger than the global one due to greenhouse gases (GHG) increase. The water vapour feedback loop is highlighted, as part of many others, responsible of the Arctic amplification (e.g. *Winton, 2006; Francis and Hunter, 2007; Miller et al., 2007; Screen and Simmonds, 2010; Chen et al., 2011; Ghatak and Miller, 2013*).

Water vapour measurements (total column / vertical profile information) are available using radiosondes since early 1940s and satellites since 1980s primarily for meteorological purposes, while GPS (Global Positioning System) has been used more recently (1990s) for humidity observations (*Bevis et al., 1992b*).

The Total Column of Water Vapour (TCWV), also called Integrated Water Vapour (IWV), is defined as the density of water vapour in an atmospheric column over a unit area (kg m^{-2}). It is also sometimes referred as Precipitable Water (PW), which represents the height of liquid water (in mm) resulting from the condensation of all the water vapour of a vertical column over a unit area.

TCWV is characterized by large spatial and temporal variability. It affects the water cycle intensity and the atmospheric dynamics (*Sherwood et al., 2010; Trenberth et al., 2005*). Since 2010, the Global Climate Observing System (GCOS) declared the TCWV as an essential climate variable, and highlighted the importance of high resolution long time series that could enable the detection of both local and global TCWV trends.

The available satellite remote sensing techniques to observe TCWV in Micro Wave (MW), Infra Red (IR), Near Infra Red (NIR), and VISible (VIS) spectral domains are promising, with a global coverage that enables climate studies, but with limited retrieval capability (e.g. only day time, only clear skies, or over oceans only). Satellite observations are validated by ground-based techniques, traditionally radiosondes. However, radiosonde data suffer sometimes from systematic observational errors, and spatial and temporal inhomogeneity and instability (*Gaffen, 1994; Wang, 2003*), that could induce potentially regional biases, if radiosondes alone are used to validate satellite data (*Wang and Zhang, 2008, 2009; Bock and Nuret, 2009*).

GPS measurements emulate global radiosonde data as another confident reference to validate satellites and regional models (e.g. *Bock et al., 2007*, and references therein). GPS TCWV measurements are independent of the weather, performed with high temporal resolutions (a few minutes), and have continuously improved resolution (a few km for some local networks). While GPS-RO is based on a delay measurement, it can be applied similarly to different sensors, and is an ideal tool for long-term measurements, despite it can experience bias in certain specific configurations.

Currently, satellite derived water vapour accuracy is still not very well- known compared to GPS, especially over cold regions. Few previous studies approached this topic, most of which used different versions of GPS GNSS data. For example, (*Thomas et al., 2011*) compared GPS to MODIS and AIRS over 13 Antarctic stations for 2004, and found that GPS TCWV data are drier than MODIS, while wetter than AIRS. (*Palm et al., 2010*) compared GPS with SCIAMACHY and GOME-2A data over Ny-Alesund/Arctic, GPS under-estimated both satellites sensors.

5 The current study provides inter-comparisons of various measurements and methods allowing to quantify uncertainties, accuracies, and limits of several global sensors/techniques available which in turn helps improving the data analysis methods (Bock, 2012; Guerova et al., 2005, 2016) and potential trend estimates.

In this publication, we use a recently reprocessed version of GNSS TCWV (combined GPS and GLONASS) data with hourly temporal sampling covering the period from 1996 to 2014. It enabled the largest number of coincident
10 overpasses of three independent selected satellites AIRS/IR (from 2003 to 2014), MODIS/NIR (from 2001 to 2014), and SCIAMACHY/VIS (from 2003 to 2011) for inter-comparisons. Three Arctic ground-based observation sites were chosen where GNSS data are processed for TCWV observations, namely: Ny-Alesund (78°N, 12°E), Thule (76°N, 69°W), and Sodankyla (67°N, 26°E). Satellite gridded data were matched with these stations within a maximum spatial distance of 50 km.

15 The global validation efforts of the used satellites products discussed many factors affecting the satellites biases. For example, both MODIS (Gao and Kaufman, 2003) and AIRS (Fetzer et al., 2006) TCWV retrievals are limited by the accurate initialization of the humidity profile. While SCIAMACHY measurements are independant of initial humidity profile, but affected by other factors like the albedo estimation for different surfaces (Noël, 2007), MODIS measurements are known to be affected by hazy conditions, and to be less accurate over dark surfaces (albedo effect
20 like SCIAMACHY). Generally, satellites measurements are more accurate during clear sky conditions. However cloud clearing is a challenging task. The present publication uses cloud cleared products in order to assess their uncertainties for three Arctic stations. Moreover, it investigates the possible relation between these three satellites biases and the cloud cover making use of an available cloud fraction product to facilitate the study.

Section 2 describes the datasets used. Section 3 presents results of TCWV comparisons. Section 4 discusses the
25 results suggesting the link between observed biases in the satellite data and cloud cover which is shown to be a limiting factor in the retrieval of visible, near-infrared and infrared TCWV data from space. Section 5 presents conclusions.

2 Description of the data sets

2.1 GNSS

30 Originally designed for real-time navigation and positioning, GNSS was rapidly seen as a cheap and accurate technique for measuring TCWV from the ground (Bevis et al., 1992a). The principle consists in estimating the propagation delay induced by the atmosphere of the microwave signals emitted by the GNSS satellites and received by ground-based receivers. The Zenith Tropospheric Delay (ZTD) is usually parsed into its wet and hydrostatic components (ZWD and ZHD, respectively for Zenith Wet Delay, and Zenith Hydrostatic Delay). Accurate
35 estimations of surface pressure and a weighted mean temperature are required to convert GNSS ZTD into TCWV using the following formulas (Bevis et al., 1992b)

$$ZWD = ZTD - ZHD, \tag{1}$$

where ZTD is the GNSS ZTD estimate, ZHD is computed from the surface pressure (Davis et al., 1985):

5 $ZHD = 0.002277 P_{sfc} / f(\lambda, H),$

Where P_{sfc} is the surface pressure, λ and H are the latitude and altitude of the station, $f(\lambda, H)$ accounts for the geographical variation of the mean acceleration due to gravity (Davis et al., 1985).

TCWV is converted from the ZWD as:

$$TCWV = ZWD * K(T_m), \tag{2}$$

10 Where $K(T_m)$ is a delay to mass conversion factor and T_m is the weighted mean temperature.

In this study, we used GNSS ZTD data from the Geodetic Observatory Pecny (Czech Republic) named “repro2 solution” and referred to as GO4 (Dousa et al., 2017). This GNSS solution was produced with a homogeneous and optimized processing strategy. Outliers in the ZTD time series were detected and removed using the range-check and outlier check method described in (Bock et al., 2014). ZHD and T_m were computed from the ERA-Interim reanalysis pressure level data (37 vertical levels between 1000 hPa and 1 hPa, 0.75° x 0.75° horizontal resolution, 6-hourly time resolution) (Dee et al., 2011). The data were first interpolated vertically to the height of the GNSS station and then interpolated horizontally (bi-linear interpolation using the 4 grid-points surrounding the station) to the location of the station. The 6-hourly P_{sfc} and T_m data were then interpolated (with cubic splines) to the times of the GNSS ZTD data resulting in the final 1-hourly GNSS TCWV dataset.

20 In order to overcome the satellite/GNSS timing error due to limited hours of MODIS/AIRS/SCIAMACHY measurements during a month over a fixed point at the surface, the satellites passing hours over the three Arctic GNSS stations were defined through the IXION software (<http://climserv.ipsl.polytechnique.fr/ixion/index.php>). For each satellite, only GNSS TCWV corresponding to the over-passes less than 1 hour (Table 1) were used to calculate the corresponding monthly time series.

25 Seasonal variations of the TCWV over all three sites for a common period of 11 years (2004-2014) exhibit a pronounced seasonal cycle (Fig. 1) with mean values ranging from a maximum in July of 20, 14, 13 kg m⁻², to a minimum in winter of 6, 4.5, 2 kg m⁻² over Sodankyla, Ny-Alesund and Thule respectively. Extreme hourly values could reach 40 kg m⁻² (not shown) over Sodankyla. This highest amplitude appears in summer under continental climate conditions. Ny-Alesund and Thule have likely similar seasonal features. However, 30 Thule has drier winter/fall periods due to the Greenland ice sheet climate effect. “Figure 2 shows that the year to year variations of TCWV at the three stations are smaller than the seasonal cycle (Fig.1). This can be easily seen for summer values (peak values).”

2.2 MODIS

The passive imaging spectral radiometer is installed on both platforms (Terra and Aqua) of the Earth Observing System (EOS). Both satellites are launched on polar orbits since 1999 (Terra) and 2002 (Aqua). They overpass the equator at 10:30 a.m. and 1:30 p.m., respectively. The global coverage is provided within 1-2 days, through a nadir-looking geometry at a solar zenith angle of 45 degrees. The spatial resolution varies between 250 m and 1 km per pixel depending on the spectral band.

5 MODIS observes the NIR solar radiation reflected by sufficiently bright surfaces and clouds. The 36 channels cover the spectral region 0.4 - 14.4 μm and enable measurements of many other trace gases in addition to clouds and aerosols.

Five NIR channels are used for retrieving water vapour (Gao, 2003). They are centred on 0.865, 0.905, 0.936, 0.94, and 1.240 μm , in which all the surface types are sufficiently bright (albedo > 0.1). The extreme channels (0.865 and 10 1.240 μm) have no water vapour absorption features. They are used to estimate the surface reflectance. The three other channels (0.905, 0.936, and 0.94 μm) absorb water vapour with different sensitivity. The 0.936 μm channel has the strongest absorption sensitivity. TCWV is derived by a differential absorption technique involving channels with absorption and channels without. The TCWV accuracy is claimed to be 5–10% (Gao, 2003). Main uncertainties result from observations with atmospheric hazy scenes, or over dark surfaces.

15 The data used in this study are from the version 6 named MOD08_M3, clear column, level 3, monthly global product from the Terra Platform, gridded at 1° by 1°, freely available on:

ftp://ladsweb.nascom.nasa.gov/allData/6/MOD08_M3. We used TCWV records from 2001 to 2014 for Sodankyla and Ny-Alesund, and from 2004 to 2014 for Thule to enable the comparison with GPS. TCWV data pixels were considered in similar way for both MODIS and AIRS monthly 1° by 1° gridded dataset. MODIS data 20 coordinates at the centre of each gridded pixel, so a single pixel is considered per station (to avoid interpolation and select the nearest pixel to GNSS/IGS stations) and defined as follow:

$$(\text{Lat}, \text{Lon})_{(\text{Pixel})} = (\text{lat}, \text{lon})_{(\text{station})} + (0.5^\circ, 0.5^\circ), \quad (3)$$

Where $(\text{lat}, \text{lon})_{\text{station}}$ are defined in Table 1 for each of the three stations.

For example Sodankyla MODIS pixel was selected as follow:

25 $(\text{Lat}, \text{Lon})_{(\text{Soda})} = (67^\circ, 26^\circ)_{(\text{table1})} + (0.5^\circ, 0.5^\circ) = (67.5^\circ, 26.5^\circ)$

2.3 SCIAMACHY

Launched on board the satellite ENVISAT-1 in March 2002, the Scanning Imaging Absorption spectrometer for Atmospheric CHartography (SCIAMACHY) was designed to observe the earthshine radiance and the solar irradiance within limb and nadir alternating viewing geometry. SCIAMACHY nadir and limb observations cover the 30 spectra from Ultra Violet (UV) to NIR (214-2380 nm) at moderate spectral resolution (0.2-1.5 nm). The observed spectra enable the measurement of many other trace gases, as well as clouds and aerosols.

SCIAMACHY can measure water vapour at various wavelengths from the VIS to the SWIR (Short-Wave Infrared). This paper uses TCWV retrieved by the Air Mass Corrected Differential Optical Absorption Spectroscopy method, shortly AMC-DOAS (Noël et al., 2004), where water vapour is measured in nadir mode in the visible part of the 35 spectrum between 688 nm and 700 nm. This method makes use of the similar slant optical depth of both O₂ and water vapour to determine an Air Mass correction Factor (AMF) which compensates for insufficient knowledge of the atmospheric and topographic background, like surface elevation and clouds.

¹ http://dx.doi.org/10.5067/MODIS/MOD08_M3.006

5 The three stations used in this study were part of the ground-based stations contributing to the SCIAMACHY validation effort (Peters *et al.*, 2006) during which water vapour profiles alone were validated over Thule and Sodankyla, while TCWV was additionally validated over Ny-Alesund.

TCWV data used in this paper are from (Noël *et al.*, 2004), where all observations with AMF < 0.8 were removed, as well as those performed at solar zenith angles larger than 88°. We apply an extra screening that excludes data with
10 SCIAMACHY indicated error > 20 % (fitting error), and swath data of spatial distance more than 50 km (actually 54 km) to the station coordinates defined by Table 1.

This collocation is made by choosing data that meet the condition:

$$|\text{Lat}_{(\text{data})} - \text{lat}_{(\text{station})}| \leq 0.5^\circ \quad \text{and} \quad |\text{Lon}_{(\text{data})} - \text{lon}_{(\text{station})}| \leq 0.2^\circ, \quad (4)$$

This surface is defined according to SCIAMACHY swath data footprints size which is about 30 km × 60 km.

15 Then, SCIAMACHY TCWV monthly means are calculated from all the matched data to the given station. Note that SCIAMACHY data solar dependency results in winter missing months that will be indicated in details later. Our study takes place from 2003 to 2011 over Sodankyla and Ny-Alesund and from 2004 to 2011 for Thule, data range is limited by SCIAMACHY and GNSS continued records availability.

2.4 AIRS

20 The Atmospheric Infrared System (AIRS) is carried on Aqua/EOS since May 2002. This platform has an equatorial over passing at 1:30 p.m. with a sun-synchronous orbit. AIRS was dedicated to water cycle, energy, and traces gases observations. It provides twice daily global coverage with higher vertical resolutions than all previous sensors, and comparable accuracy to radiosondes (Tobin *et al.*, 2006). AIRS is a hyper-spectral scanning infrared sounder. It measures upwelling thermal radiation emitted from the atmosphere and the surface. However, almost 30% of the
25 AIRS radiances could be trapped below clouds (Susskind *et al.*, 2006). These possible profiles could be better retrieved using simultaneous observations from the Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU) (Lambriksen, 1999) in a process called “cloud-clearing” (Susskind *et al.*, 2003). The observation geometry of these combined measurements or the AIRS Field of Regard (FOR) is called “AIRS golf ball”.

Humidity profiles (level 2 products) are retrieved from cloud-cleared radiances (level 1). A set of different water vapour sensitive channels are used in addition to temperature sensitive channels. Water vapour mixing ratios at certain pressure levels are retrieved using the Radiative Transfer Algorithm AIRS-RTA described by (Strow *et al.*,
30 2003). TCWV is obtained by integrating the vertical profile of water vapour mixing ratio.

The RMSE of the AIRS water vapour profiles is estimated to 10-15% over 2-km layers in the troposphere (Fetzer *et al.*, 2003); (Divakarla *et al.*, 2006). Several studies have confirmed that both the AIRS radiances and the AIRS
35 clear-sky forward model have an absolute accuracy of around 0.2 K for the spectral channels used in temperature and water vapour retrievals (Fetzer *et al.*, 2003; Strow *et al.*, 2006).

Previous versions of AIRS TCWV were validated against radiosondes over oceanic areas (Fetzer *et al.*, 2006), and against reanalysis (EMCWF) (Susskind *et al.*, 2006). Gettelman *et al.* (2006) showed that AIRS retrievals in polar regions are unbiased relative to in-situ radiosondes. Most results indicate a small mean bias that doesn't exceed 10 %
40 with no significant dependency upon cloud amount.

5 AIRS TCWV data (*Susskind et al., 2014*) used in this study are taken from observations in the ascending orbit mode
(version 6, monthly weighted means, level 3) product, namely AIRX3STM_006. This data set should have high
quality retrievals due to the dense orbital coverage at high latitude. Similarly to MODIS data, the 1° by 1° gridded
AIRS pixels were screened. The AIRS considered TCWV pixel per station is the same as for MODIS and defined by
10 formula (3). The comparison to GNSS is done from 2003 to 2014 for Sodankyla and Ny-Alesund and from 2004 to
2014 for Thule according to AIRS and GNSS data availability.

During this study, we additionally use the AIRS cloud fraction (CF) monthly 1° by 1° data set also in the ascending
mode, namely: AIRx3STMv006 from the version 6 (*Kahn et al., 2014*) in order to study possible effects of cloud
interference on the satellites observed biases. AIRS cloud fraction is used for this study as AIRS has longest
overpasses (Table.1), which include (partially) both other sensors passing hours over the studied stations. AIRS
15 effective Cloud fraction (used here) is computed as the ratio of the number of AIRS cloudy footprints to the total
number of AIRS measurements per 1° by 1°, cloudy measurements are considered for CF>0.01.

3 Mean seasonal comparisons and discussion

3.1 GNSS vs MODIS

MODIS time series of monthly means TCWV are compared to monthly means of coincident overpassing (mentioned
20 in Table 1) GNSS data over Sodankyla and Ny-Alesund for the period 2001-2014, and over Thule for 2004-2014.
This difference in the data range is linked to the GNSS data availability, as GNSS dataset has some missing values at
Thule during 2001-2003. The results show an excellent overall agreement with a high coefficient of correlation $R >$
 96% for the monthly time series (Table 2). High correlation of the monthly time series is indeed expected since the
seasonal cycle is very marked at all three sites (Fig. 2). The mean biases are +0.4, +0.6, +1.7 kg m⁻² at Ny-Alesund,
25 Thule, and Sodankyla, respectively (Table 2). The overall positive biases indicate that MODIS generally under-
estimates TCWV compared to GPS. This was previously reported over other cold regions of the world, using other
versions of GNSS and MODIS data, for example, over the Tibetan plateau for both stations Gaize and Naque (*Liu et*
al., 2006). Here we can also notice a latitudinal decrease both in the absolute bias (in kg m⁻²) and the relative bias, as
well as in the root mean square errors (RMSE), which means that the TCWV retrieval is actually more accurate at
30 higher latitudes.

The mean biases and inter-annual variability of the individual months are analysed with boxplots in Fig. 3. A
seasonal variation can be seen at all three sites in the bias and in the dispersion (see the inter-quartile range in the
boxplots). The largest variations are observed at Sodankyla with large positive biases between September and
February, and slightly negative biases between July and August.

35 Dividing the year into four seasons, the statistics were also calculated and given in Table 2. At Ny-Alesund and
Thule the relative bias doesn't exceed 13% regardless of the season and the absolute biases are larger in (June-July-
August) JJA and SON (September-October-November). A small wet bias is observed at Ny-Alesund during spring
which was also reported for Antarctica during the transition seasons (*Thomas et al., 2011*). The inter-annual
variability is best represented for the DJF (December-January-February) and SON seasons at both high latitude sites

5 (Ny-Alesund and Thule) with correlations in the range 56 – 83% (all significant) but quite poorly in JJA with correlation values of 10 and 15% (not significant). The larger biases and lower correlations in JJA are linked with cloud cover (see section 4). At Sodankyla, the results are worse and more complex to interpret.

10 During the snow season which lasts from October to April at Sodankyla, the solar angle has a strong influence on the effective albedo, since Sodankyla is totally covered with canopy, unlike both other stations, and its forests intercept the majority of incoming solar radiation, as pointed out by (*Gryning et al., 2002*). Additionally, Sodankyla snow samples contain higher impurity concentrations (black carbon) than measured elsewhere in Arctic Scandinavia or Greenland (*Doherty et al., 2010*), as well as a bigger snow grain size. These two factors could also justify lower albedo (*Meinander et al., 2013a*). The chemical exchange between polluted atmospheric layers due to winter biomass burning and snow surface opaque the lower part of the atmosphere at the instrument's wavelengths. All the previous conditions limit the MODIS retrieval capacities (Fig. 3) and could explain the smaller snow season MODIS TCWVs values at Sodankyla. During summer at Sodankyla, MODIS TCWVs were found bigger than GNSS measurements. This opposite bias can be explained by the fact that the snow coverage nearly disappeared, in addition to the tendency of increasing MODIS TCWV with increasing water vapour at sites below 3000 m (*Lu et al., 2011*).

3.2 GNSS vs SCIAMACHY

20 Calculated monthly means of SCIAMACHY TCWV over Sodankyla and Ny-Alesund for 2003-2011 and over Thule for 2004-2011 were compared to means of coincident GNSS measurements. This comparison doesn't include winter pairs over Thule and Ny-Alesund because of missing SCIAMACHY measurements during polar winter. Similarly to MODIS, SCIAMACHY under-estimates TCWVs at all three sites with mean absolute biases between 0.6 and 2.4 kg m⁻² and relative biases between 6 and 22% (Table 2). The general dry biases agrees well with previous findings by (*Van Malderen et al., 2014b*) using different versions/retrieval methods of both GNSS and SCIAMACHY data on a multi station base with a semi-hemispheric coverage. However, our study shows smaller TCWV biases confirming the improvements of recent GNSS version used and SCIAMACHY data procedures. A good overall correlation is observed between SCIAMACHY and GNSS monthly time series with R>90 % and RMSE between 24 and 27%. The monthly mean biases (Fig. 4) show also a marked seasonal variation at all three sites. The absolute biases show a similar seasonality at all stations, having their minimum during spring and maximum during summer or fall. At Ny-Alesund and Thule, the dry biases are the largest during SON and JJA, similar to MODIS but with different magnitudes. At Sodankyla the bias is around 5 kg m⁻² in JJA, i.e. much larger and of opposite sign compared to MODIS (Table 2). The seasonal RMSE values are generally larger as well compared to MODIS at Ny-Alesund and Thule but smaller at Sodankyla where they don't exceed 30%. Inter-annual variability is generally well represented by SCIAMACHY at Ny-Alesund and Thule (R > 76% significant in all seasons except at Thule in JJA). At Sodankyla the correlations are much smaller, similarly to what we found with MODIS.

35 Consideration of surface albedo of complex surfaces could be also a challenge for the SCIAMACHY TCWV retrieval. The presence of snow with a nearby canopy (e.g. in Sodankyla) might result in a surface albedo significantly different from the prescribed surface albedo used in the AMC-DOAS method (e.g. 0.05 compared to 40 0.5) which would explain the winter biases (*Noël, 2007*). Nevertheless, the DJF and SON absolute TCWV biases

5 found here with SCIAMACHY are smaller than those found with MODIS. They are also smaller than those expected for SCIAMACHY in such conditions (Noël, 2007). On the other hand, the JJA bias at Sodankyla is the most challenging and yet unexplained issue.

3.3 GNSS vs AIRS

The AIRS TCWV monthly product shows excellent agreement with coincident GNSS measurements at all stations. 10 The overall correlation with GNSS is larger than 98 %, and the mean bias is smaller than 1 kg m^{-2} in absolute value (Table 2). These biases are in the same range as reported in previous studies over cold regions, e.g. Thomas *et al.* (2011) over Antarctica. However our study uses a more recent and improved version of both AIRS and GNSS data sets. Again, the monthly mean biases show a distinct seasonal variation at all three sites (Fig. 5). AIRS is found to be biased wet compared to GNSS during the colder and drier periods and biased dry during the moister months over 15 Ny-Alesund and Thule (Fig. 5). This observed wet/dry seasonal variation of the bias is consistent with the previous validation efforts of Rama Varma Raja *et al.* (2008) and of Van Malderen *et al.* (2014). The bias at Sodankyla follows similar seasonal variation but with an overall offset (the bias is always positive). The inter-annual variability is globally much better reproduced by AIRS than the two previous sensors as attested by the correlation coefficients $> 64\%$ (all significant except one). The correlations are higher over Ny-Alesund and Thule than Sodankyla. 20 Compared to MODIS and SCIAMACHY, the results are noticeably better at Sodankyla (seasonal bias and RMSE $< 13\%$ and 17% , respectively). So there must be a significantly different sensitivity in the measurements to the atmospheric properties over Sodankyla. In the next section we investigate more specifically the impact of cloud cover on the TCWV retrievals from all three sensors.

4 Cloud impact on TCWV observations

25 MODIS and SCIAMACHY TCWV measurements are known to be sensitive to the presence of clouds, whereas the AIRS TCWV product is less impacted by clouds as it includes microwave water vapour measurements and a robust cloud clearing technique also based on microwave measurements (Susskind *et al.*, 2003). This section uses the AIRS cloud fraction product to examine the correlations between the TCWV biases found in section 3 and cloud cover. Figure 6 describes the annual cycle of cloud fraction at the three sites based on monthly mean AIRS cloud fraction 30 product for a common period of 11 years (2004-2014). At Sodankyla, the 8-months period from May to December shows a cloud cover above 50%, with a maximum in June ($> 60\%$) and a minimum in March ($< 40\%$). At Thule, the seasonal variation is even larger with 4 months $< 35\%$ (January to April) and 4 months $> 50\%$. September has the cloudiest conditions ($> 60\%$) and April has the clearest ($< 30\%$). At Ny-Alesund, cloud cover is above 44% all year long, with values $> 50\%$ during 9 months and a relative minimum ($< 50\%$) during the JJA summer months. In this 35 section we examine the correlation coefficients between monthly TCWV biases and cloud cover with different temporal sampling. We start with the full time series of monthly means, then move on to the annual cycle (averages over all years for each of the 12 calendar months), next the inter-annual variability cycle by calendar season (DJF, MAM, JJA, SON) and finally the inter-annual variability by month.

5 4.1 GNSS vs MODIS

Although this study uses only clear column water vapour observations, the monthly time series of TCWV differences (GNSS-MODIS) show significant correlations with the coincident cloud fraction at Thule and Ny-Alesund, with $R = 39$ and 44% respectively (all significant values are given at a significance level $> 95\%$), unlike Sodankyla (Table 3). However, the annual cycle of TCWV biases shows significant correlation with coincident cloud fraction at Thule only ($R = 69\%$) unlike Ny-Alesund. This different sensitivity is due to stronger annual cycle of cloud fraction at Thule in comparison with Ny-Alesund (Fig. 6). The inter-annual variability is more dominant at Ny-Alesund in spring and summer ($R = 58\%$ in JJA and MAM), with 7 significant months with $R > 58\%$. At Thule, the inter-annual variability is significant in three seasons (DJF, JJA, and SON) but at monthly scale, only two months are significant, November with $R = 77\%$ and December with $R = 70\%$.

The high correlations between TCWV biases and cloud cover in JJA at both sites could explain the poor agreement found in section 3.1 (large biases 0.6 and 1.1 kg m^{-2} , and small correlations $R = 10$ and 15% , see Table 2) between MODIS and GNSS TCWV time series at Ny-Alesund and Thule respectively. Figure 7 gives more insight into the time series at Ny-Alesund and Thule in the most significant seasons.

Regarding Sodankyla, TCWV differences show no significant correlation with coincident cloud fraction at monthly, annual, or inter-annual variability, except during three months of the snow season ($R = 71, 76$ and 84% in November, December, and March, respectively). Though cloud cover may contribute to part of the dry biases in DJF and SON reported at Sodankyla in section 3.1, the biases at this site are probably not dominated by cloud effects. We believe that the environmental features of Sodankyla which complicate the surface albedo estimation are more responsible of limiting MODIS retrieval capabilities as previously discussed in section 3.1.

25 4.2 GNSS vs SCIAMACHY

Like with MODIS, the monthly time series of TCWV biases are significantly correlated with cloud fraction at Ny-Alesund and Thule, with $R = 26$ and 60% . However, unlike with MODIS, Sodankyla shows also a significant correlation with $R = 29\%$. The correlations at annual scale at Thule and Ny-Alesund behave again like with MODIS. They increase at Thule (from $R = 60\%$ at monthly scale to $R = 75\%$ at annual scale) and decrease at Ny-Alesund (from $R = 26\%$ to -19%), while at Sodankyla the annual variations are strongly correlated at $R = 75\%$.

Our results show thus that SCIAMACHY's TCWV retrieval is more sensitive to cloud cover than the MODIS one. This is consistent with the findings of Palm et al., (2010) who concluded that cloudy conditions introduce a severe bias at Ny-Alesund, even if the SCIAMACHY measurement passes the cloud screening filter.

As found with MODIS (section 4.1), TCWV biases and cloud cover are strongly correlated at the inter-annual scale in JJA at both Ny-Alesund and Thule with $R = 72\%$ (Table 3). This sensitivity is due to the strong inter-annual variability at both sites in JJA (Fig. 8). At Sodankyla, the inter-annual variability in TCWV biases and cloud fraction are not significantly correlated except in May with $R = -77\%$ (Table. 3). This anti-correlation is not explained yet.

5 4.3 GNSS vs AIRS

The results with AIRS are quite different compared to SCIAMACHY and MODIS. Whereas monthly time series of TCWV biases show significant positive correlation with cloud fraction at Thule ($R = 31\%$), the correlation is negative at Ny-Alesund ($R = -42\%$). The negative correlation at Ny-Alesund is explained by the pronounced but opposite annual variations of the TCWV biases (Fig. 5) and the cloud cover (Fig. 6) at this site, with an annual correlation of $R = -94\%$ (Table. 3). The inter-annual variability of TCWV biases and cloud cover are generally not significant, except for DJF at Ny-Alesund ($R = -63\%$) and a few individual months (Table 3). Figure 9 shows the DJF time series at Thule and Ny-Alesund. No summer sensitivity to cloud fraction is found as for MODIS and SCIAMACHY. At Sodankyla no significant correlations are found for the monthly means and the annual cycle. At inter-annual scale, only March shows a significant positive correlation ($R = 61\%$), similar to MODIS.

Overall, Ny-Alesund TCWV AIRS biases seasonality is almost linear with negative slope with cloud fraction. Moreover, the dominated wet biases in winter (AIRS measurements are bigger than those of GNSS unlike SCIAMACHY and MODIS, see Table 2) are found to be sensitive to cloud fraction (Table. 3). Results don't show summer sensitivity to cloud fraction as found for MODIS and SCIAMACHY. Most correlations found are sparse temporally and don't show clear features. This might be due to the fact that AIRS TCWV biases are smaller in magnitude (Table. 2) and show a different seasonality compared to MODIS and SCIAMACHY.

5 Conclusions

This paper found a very good agreement between satellite measurements and coincident GPS, with however some regional features of biases. Nearly all satellites TCWVs show dry biases compared to GPS, all year-long, with some exceptions as with AIRS wet bias in winter and fall. We generally see better agreement (higher correlation, smaller bias and RMSE) between GNSS and AIRS TCWV time series than between GNSS and MODIS or SCIAMACHY. The absolute biases don't exceed 1 kg m^{-2} with AIRS, except in summer at Sodankyla where the bias reaches 1.5 kg m^{-2} . At Sodankyla, the agreement between GNSS and satellite retrievals is lower for all three satellite measurements. We don't suspect the GNSS data as they passed a selective quality control and outlier detection procedure. Instead, we hypothesize that satellite retrievals are impact by local effects (cloud cover and canopy).

For MODIS, the inter-annual agreement is getting better with latitude over all seasons except summer. During summer, the inter-annual variability is actually getting worse at higher latitudes sites. These increase summer biases are found to be sensitive to clouds cover. Additionally, MODIS dry biases during some snowy months at Sodankyla are also correlated with cloud fraction. However, the inaccurate estimation of the surface albedo over a complex mixed surface (snow and nearby canopies) also limits the MODIS retrieval capabilities at Sodankyla.

Summer SCIAMACHY TCWV biases are found correlated to clouds cover at the higher latitudes sites (Thule and Ny-Alesund), in similar way as MODIS ones, but unlike AIRS. However, SCIAMACHY seems to be more sensitive to cloud fraction than MODIS as the annual cycle of TCWV bias for SCIAMACHY is well correlated with the annual variations of cloud fraction at Thule and Sodankyla, while MODIS annual cycle of biases show this sensitivity to clouds only at Thule. AIRS time series of TCWV differences to GNSS show a limited link with cloud

5 fraction compared to MODIS and SCIAMACHY with no clear features. Results reveal anti-correlated monthly differences with cloud fraction at Ny-Alesund, probably due to opposite correlation with clouds in winter. Overall, our results suggest a probable link between satellites TCWV biases to GNSS and cloud cover fraction, with contrasted regional and seasonal features. This sensitivity is stronger at the higher latitudes. We suggest that more robust information on clouds is included in the satellite data processing procedures in order to reduce the TCWV biases in the Arctic, and then improve space-borne instrumental uncertainties. This publication recommends the use of GNSS/TCWV in the calibration of similar satellite measurements.

15 **Acknowledgements.** This work was developed in the framework of the VEGA project and supported by the French program LEFE/INSU. This work is a contribution to the European COST Action ES1206 GNSS4SWEC (GNSS for Severe Weather and Climate monitoring; http://www.cost.eu/COST_Actions/essem/ES1206) aiming at the development of the global GNSS network for atmospheric research and climate change monitoring. The authors would like to thank Jan Dousa, GOP, Czech Republic, for providing the reprocessed GPS ZTD data, and the staff from the Climserv data centre at IPSL for providing the ERA-Interim data

References

- 20 Bevis, M., Businger, S., Herring, T. A., Rocken, C., Anthes, R. A. and Ware, R. H.: GPS meteorology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 97(D14), 15787–15801, 1992a.
- Bevis, M., Businger, S., Herring, T. A., Rocken, C., Anthes, R. A. and Ware, R. H.: GPS Meteorology: Remote Sensing of Atmospheric Water Vapor Using the Global Positioning System, *Jgr*, 97(92), 15787–15801, 1992b.
- 25 Bock, O.: GNSS: geodesie, meteorologie et climat. *Ocean, Atmosphere.*, 2012.
- Bock, O. and Nuret, M.: Verification of NWP Model Analyses and Radiosonde Humidity Data with GPS Precipitable Water Vapor Estimates during AMMA, *Weather Forecast.*, 24(4), 1085–1101, doi:10.1175/2009WAF2222239.1, 2009.
- Bock, O., Bouin, M. N., Walpersdorf, A., Lafore, J. P., Janicot, S., Guichard, F. and Agusti-Panareda, A.: 30 Comparison of ground-based GPS precipitable water vapour to independent observations and NWP model reanalyses over Africa, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 133(629 B), 2011–2027, 2007.
- Bock, O., Willis, P., Wang, J. and Mears, C.: A high-quality, homogenized, global, long-term (1993–2008) DORIS precipitable water data set for climate monitoring and model verification, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119(12), 7209–7230, doi:10.1002/2013JD021124, 2014.
- 35 Chahine, M. T.: The hydrological cycle and its influence on climate, *Nature*, 359, 6394, 359(6394), 373–380, doi:10.1038/359373a0, 1992.
- Chen, Y., Miller, J. R., Francis, J. a and Russell, G. L.: Projected regime shift in Arctic cloud and water vapor feedbacks, *Environ. Res. Lett.*, 6, 44007, doi:10.1088/1748-9326/6/4/044007, 2011.
- Davis, J. L., Herring, T. A., Shapiro, I. I., Rogers, A. E. E. and Elgered, G.: Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length, *Radio Sci.*, 20(6), 1593–1607, 1985.
- 40 Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P. and others: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data

- 5 assimilation system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137(656), 553–597, 2011.
- Divakarla, M. G., Barnett, C. D., Goldberg, M. D., McMillin, L. M., Maddy, E., Wolf, W., Zhou, L. and Liu, X.: Validation of Atmospheric Infrared Sounder temperature and water vapor retrievals with matched radiosonde measurements and forecasts, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 111(9), 1–20, doi:10.1029/2005JD006116, 2006.
- Doherty, S. J., Warren, S. G., Grenfell, T. C., Clarke, A. D. and Brandt, R. E.: Light-absorbing impurities in Arctic snow, *Atmos. Chem. Phys.*, 10(23), 11647–11680, doi:10.5194/acp-10-11647-2010, 2010.
- 10 Dousa, J. and Vaclavovic, P.: Tropospheric products of the 2nd European reprocessing (1996–2014), *Atmos. Meas. Tech. Discuss.*, doi:doi:10.5194/amt-2017-11, 2017.
- Fetzer, E., Mcmillin, L. M., Tobin, D., Aumann, H. H., Gunson, M. R., Mcmillan, W. W., Hagan, D. E., Hofstadter, M. D., Yoe, J., Whiteman, D. N., Barnes, J. E., Bennartz, R., Vömel, H., Walden, V., Newchurch, M., Minnett, P. J.,
- 15 Atlas, R., Schmidlin, F., Olsen, E. T., Goldberg, M. D., Zhou, S., Ding, H., Smith, W. L. and Revercomb, H.: AIRS / AMSU / HSB Validation, , 41(2), 418–431, 2003.
- Fetzer, E. J., Lambrigtsen, B. H., Eldering, A., Aumann, H. H. and Chahine, M. T.: Biases in total precipitable water vapor climatologies from Atmospheric Infrared Sounder and Advanced Microwave Scanning Radiometer, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 111(9), 2006.
- 20 Francis, J. and Hunter, E.: Changes in the fabric of the Arctic’s greenhouse blanket, *Environ. Res. Lett.*, 2(4), 45011, doi:10.1088/1748-9326/2/4/045011, 2007.
- Gaffen, D. J.: Temporal inhomogeneities in radiosonde temperature records, *J. Geophys. Res. Ser.*, 99, 3667, 1994.
- Gao, B.-C.: Water vapor retrievals using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) near-infrared channels, *J. Geophys. Res.*, 108(D13), 1–10, doi:10.1029/2002JD003023, 2003.
- 25 Gao, B.-C. and Kaufman, Y. J.: Water vapor retrievals using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) near-infrared channels, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 108(D13), n/a-n/a, doi:10.1029/2002JD003023, 2003.
- Gottelman, A., Fetzer, E. J., Eldering, A. and Irion, F. W.: The global distribution of supersaturation in the upper troposphere from the Atmospheric Infrared Sounder, *J. Clim.*, 19(23), 6089–6103, doi:10.1175/JCLI3955.1, 2006.
- Ghatak, D. and Miller, J.: Implications for Arctic amplification of changes in the strength of the water vapor
- 30 feedback, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118(14), 7569–7578, doi:10.1002/jgrd.50578, 2013.
- Gryning, S., Halldin, S. and Lindroth, A.: Area averaging of land surface – atmosphere fluxes in NOPEX : challenges , results and perspectives, , (December), 379–387, 2002.
- Guerova, G., Brockmann, E., Schubiger, F., Morland, J. and Mätzler, C.: An Integrated Assessment of Measured and Modeled Integrated Water Vapor in Switzerland for the Period 2001-03, *J. Appl. Meteorol.*, 44(7), 1033–1044,
- 35 doi:10.1175/JAM2255.1, 2005.
- Guerova, G., Jones, J., Dou, J., Dick, G., Pottiaux, E., Bock, O., Pacione, R., Elgered, G., Vedel, H. and Bender, M.: Review of the state-of-the-art and future prospects of the ground-based GNSS meteorology in Europe, , (June), 1–34, doi:10.5194/amt-2016-125, 2016.
- Hanesiak, J., Melsness, M. and Raddatz, R.: Observed and modeled growing-season diurnal precipitable water vapor
- 40 in south-central Canada, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 49(11), 2301–2314, doi:10.1175/2010JAMC2443.1, 2010.
- Held, I. M. and Soden, B. J.: Water Vapor Feedback and Global Warming, *Annu. Rev. Energy Environ.*, 25(1), 441–475, doi:10.1146/annurev.energy.25.1.441, 2000.

- 5 Jones, P. D., Trenberth, K. E., Ambenje, P., Bojariu, R., Easterling, D., Klein, T., Parker, D., Renwick, J., Rusticucci, M., Soden, B. and others: Observations: surface and atmospheric climate change, *Clim. Chang.* 2007 Phys. Sci. basis. Contrib. Work. Gr. I to Fourth Assess. Rep. Intergov. Panel Clim. Chang., 235–336, 2007.
- Kahn, B. H., Irion, F. W., Dang, V. T., Manning, E. M., Nasiri, S. L., Naud, C. M., Blaisdell, J. M., Schreier, M. M., Yue, Q., Bowman, K. W., Fetzer, E. J., Hulley, G. C., Liou, K. N., Lubin, D., Ou, S. C., Susskind, J., Takano, Y.,
- 10 Tian, B. and Worden, J. R.: The atmospheric infrared sounder version 6 cloud products, *Atmos. Chem. Phys.*, 14(1), 399–426, doi:10.5194/acp-14-399-2014, 2014.
- Kiehl, J. T. and Trenberth, K. E.: Earth's Annual Global Mean Energy Budget, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, doi:10.1175/1520-0477(1997)078<0197:EAGMEB>2.0.CO;2, 1997.
- Lambigtsen, B. H.: AIRS Project Algorithm Theoretical Basis Document Level 1 b Part 3: Microwave Instruments,
- 15 1999.
- Liu, J., Liang, H., Sun, Z. and Zhou, X.: Validation of the Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer precipitable water vapor product using measurements from GPS on the Tibetan Plateau, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 111(14), 1–5, doi:10.1029/2005JD007028, 2006.
- Lu, N., Qin, J., Yang, K., Gao, Y., Xu, X. and Koike, T.: On the use of GPS measurements for Moderate Resolution
- 20 Imaging Spectrometer precipitable water vapor evaluation over southern Tibet, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 116(23), 1–7, doi:10.1029/2011JD016160, 2011.
- Van Malderen, R., Brenot, H., Pottiaux, E., Beirle, S., Hermans, C., De Mazière, M., Wagner, T., De Backer, H. and Bruyninx, C.: A multi-site intercomparison of integrated water vapour observations for climate change analysis, *Atmos. Meas. Tech.*, 7(8), 2487–2512, doi:10.5194/amt-7-2487-2014, 2014a.
- 25 Van Malderen, R., Brenot, H., Pottiaux, E., Beirle, S., Hermans, C., De Mazière, M., Wagner, T., De Backer, H. and Bruyninx, C.: A multi - site intercomparison of integrated water vapour observations for climate change analysis, *Atmos. Meas. Tech.*, 7, 2487–2512, doi:10.5194/amtd-7-1075-2014, 2014b.
- Meinander, O., Kazadzis, S., Arola, A., Riihelä, A., Räisänen, P., Kivi, R., Kontu, A., Kouznetsov, R., Sofiev, M., Svensson, J., Suokanerva, H., Aaltonen, V., Manninen, T., Roujean, J.-L. and Hautecoeur, O.: Geoscientific
- 30 Instrumentation Methods and Data Systems Spectral albedo of seasonal snow during intensive melt period at Sodankylä, beyond the Arctic Circle, *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 3793–3810, doi:10.5194/acp-13-3793-2013, 2013a.
- Miller, J. R., Chen, Y., Russell, G. L. and Francis, J. A.: Future regime shift in feedbacks during Arctic winter, *Geophys. Res. Lett.*, 34(23), 7–10, doi:10.1029/2007GL031826, 2007.
- Noël, S.: Product Specification Document for SCIAMACHY water vapour column swath data derived using the
- 35 AMC-DOAS method., 2007.
- Noël, S., Buchwitz, M. and Burrows, J. P.: First retrieval of global water vapour column amounts from SCIAMACHY measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 4(1), 111–125, doi:10.5194/acp-4-111-2004, 2004.
- Palm, M., Melsheimer, C., Noel, S., Heise, S., Notholt, J., Burrows, J. and Schrems, O.: Integrated water vapor above Ny Alesund, Spitsbergen: a multi-sensor intercomparison, *Atmos. Chem. Phys.*, 10(3), 1215–1226,
- 40 doi:10.5194/acp-10-1215-2010, 2010.
- Piters, A. J. M., Bramstedt, K., Lambert, J.-C. and Kirchhoff, B.: Overview of SCIAMACHY validation: 2002-2004, *Atmos. Chem. Phys.*, 6(1), 127–148, doi:10.5194/acpd-5-7769-2005, 2006.

- 5 Rama Varma Raja, M. K., Gutman, S. I., Yoe, J. G., McMillin, L. M. and Zhao, J.: The validation of AIRS retrievals of integrated precipitable water vapor using measurements from a network of ground-based GPS receivers over contiguous United States, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 25(3), 416–428, doi:10.1175/2007JTECHA889.1, 2008.
- Ramanathan, V. and Inamdar, A.: The radiative forcing due to clouds and water vapor, *Front. Clim. Model.*, 119–151, doi:10.1017/CBO9780511535857.006, 2006.
- 10 Rangwala, I., Miller, J. R. and Xu, M.: Warming in the Tibetan Plateau: Possible influences of the changes in surface water vapor, *Geophys. Res. Lett.*, 36(6), 1–6, doi:10.1029/2009GL037245, 2009.
- Ruckstuhl, C., Philipona, R., Morland, J. and Ohmura, A.: Observed relationship between surface specific humidity, integrated water vapor, and longwave downward radiation at different altitudes, *J. Geophys. Res.*, 112(D3), 1–7, doi:10.1029/2006JD007850, 2007.
- 15 Schneider, E. K., Kirtman, B. P. and Lindzen, R. S.: Tropospheric Water Vapor and Climate Sensitivity, *J. Atmos. Sci.*, 56, 1649–1658, doi:10.1175/1520-0469(1999)056<1649:TWVACS>2.0.CO;2, 1999.
- Schneider, T., O’Gorman, P. a. and Levine, X.: Water vapor and the dynamics of climate changes, *Rev. Geophys.*, (48), 1–22, doi:10.1029/2009RG000302.1.INTRODUCTION, 2010.
- Screen, J. a and Simmonds, I.: The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification.,
20 *Nature*, 464(7293), 1334–1337, doi:10.1038/nature09051, 2010.
- Serreze, M. C., Barrett, A. P., Slater, A. G., Woodgate, R. A., Aagaard, K., Lammers, R. B., Steele, M., Moritz, R., Meredith, M. and Lee, C. M.: The large-scale freshwater cycle of the Arctic, *J. Geophys. Res. Ocean.*, doi:10.1029/2005JC003424, 2006.
- Sherwood, S. C., Roca, R., Weckwerth, T. M. and Andronova, N. G.: Tropospheric Water Vapor , Convection , and
25 *Climate* , 48(2009), 1–29, doi:10.1029/2009RG000301.1.INTRODUCTION, 2010.
- Strow, L. L., Hannon, S. E., De Souza-Machado, S., Motteler, H. E. and Tobin, D.: An Overview of the AIRS Radiative Transfer Model, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 41(2), doi:10.1109/TGRS.2002.808244, 2003.
- Strow, L. L., Hannon, S. E., De-Souza Machado, S., Motteler, H. E. and Tobin, D. C.: Validation of the Atmospheric Infrared Sounder radiative transfer algorithm, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 111(D9), 2006.
- 30 Susskind, J., Barnet, C. D. and Blaisdell, J. M.: Retrieval of Atmospheric and Surface Parameters From AIRS / AMSU / HSB Data in the Presence of Clouds, , 41(2), 390–409, 2003.
- Susskind, J., Barnet, C. D., Blaisdell, J. M., Iredell, L., Keita, F., Kouvaris, L., Molnar, G. and Chahine, M. T.: Accuracy of Geophysical Parameters Derived from AIRS/AMSU as a Function of Fractional Cloud Cover, *J. Geophys. Res.*, 111(D9), D09S17, 2006.
- 35 Susskind, J., Blaisdell, J. M. and Iredell, L.: Improved methodology for surface and atmospheric soundings, error estimates, and quality control procedures: the atmospheric infrared sounder science team version-6 retrieval algorithm, *J. Appl. Remote Sens.*, 8(1), 84994, doi:10.1117/1.JRS.8.084994, 2014.
- Thomas, I. D., King, M. A., Clarke, P. J. and Penna, N. T.: Precipitable water vapor estimates from homogeneously reprocessed GPS data: An intertechnique comparison in Antarctica, *J. Geophys. Res. Atmos.*,
40 doi:10.1029/2010JD013889, 2011.
- Tobin, D. C., Revercomb, H. E., Knuteson, R. O., Lesht, B. M., Strow, L. L., Hannon, S. E., Feltz, W. F., Moy, L. A., Fetzer, E. J. and Cress, T. S.: Atmospheric Radiation Measurement site atmospheric state best estimates for

- 5 Atmospheric Infrared Sounder temperature and water vapor retrieval validation, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 111(9), 1–18, doi:10.1029/2005JD006103, 2006.
- Trenberth, K. E. and Stepaniak, D. P.: Covariability of Components of Poleward Atmospheric Energy Transports on Seasonal and Interannual Timescales, *J. Clim.*, 16(22), 3691–3705, doi:10.1175/1520-0442(2003)016<3691:COCOPA>2.0.CO;2, 2003.
- 10 Trenberth, K. E., Fasullo, J. and Smith, L.: Trends and variability in column-integrated atmospheric water vapor, *Clim. Dyn.*, 24(7–8), 741–758, 2005.
- Trenberth, K. E., Smith, L., Qian, T., Dai, A. and Fasullo, J.: Estimates of the Global Water Budget and Its Annual Cycle Using Observational and Model Data, *J. Hydrometeorol.*, 8(4), 758–769, doi:10.1175/JHM600.1, 2007.
- Wang, J.: Performance of operational radiosonde humidity sensors in direct comparison with a chilled mirror dew-point hygrometer and its climate implication, *Geophys. Res. Lett.*, 30(16), 10–13, doi:10.1029/2003GL016985, 2003.
- 15 Wang, J. and Zhang, L.: Systematic errors in global radiosonde precipitable water data from comparisons with ground-based GPS measurements, *J. Clim.*, 21(10), 2218–2238, doi:10.1175/2007JCLI1944.1, 2008.
- Wang, J. and Zhang, L.: Climate applications of a global, 2-hourly atmospheric precipitable water dataset derived from IGS tropospheric products, *J. Geod.*, 83(3–4), 209–217, doi:10.1007/s00190-008-0238-5, 2009.
- 20 Winton, M.: Amplified Arctic climate change: What does surface albedo feedback have to do with it?, *Geophys. Res. Lett.*, 33(3), 1–4, doi:10.1029/2005GL025244, 2006.

5

Table 1: Over passing hours of each sensor in universal time (UT) at three GNSS sites

Station\instrument	MODIS (UT)	SCIAMACHY (UT)	AIRS(UT)
Sodankyla (67° N,26° E)	08 – 12 & 17 – 21	08 – 11 & 17 – 20	23 – 03 & 09 – 12
Thule (76° N,69° W)	15 – 04	16 – 20 & 22 – 02	06 – 19
Ny-Alesund (78° N,12° E)	09 – 22	10 – 20	23 – 13

10

15

20

25

30

35

Table 2 : Bias, RMSE and linear correlation coefficient between MODIS NIR, SCIAMACHY VIS, AIRS IR clear column TCWV retrievals and GNSS TCWV estimates, at Ny-Alesund (78° N, 12° E), Thule (76° N, 69° W), and Sodankyla (67° N, 26° E). Correlations with significance level > 95% are in bold.

	Station (Period)	Season	N of pairs	Bias (kg/m ²)	Bias (%)	RMSE (%)	R (%)
GNSS vs. MODIS	Ny-Alesund (2001-2014)	Monthly	168	0.4	3	18	96
		DJF	13	0.4	9	14	77
		MAM	14	0.0	-0.6	14	58
		JJA	14	0.6	4	7	10
		SON	14	0.8	12	13	56
	Thule (2004-2014)	Monthly	132	0.6	10	16	98
		DJF	10	0.3	13	17	83
		MAM	11	0.4	10	13	71
		JJA	11	1.1	10	14	15
		SON	11	0.6	13	14	83
	Sodankyla (2001-2014)	Monthly	166	1.7	24	33	96
		DJF	13	2.8	47	48	30
		MAM	14	1.5	18	19	74
		JJA	14	-1.1	-6	9	41
		SON	14	3.5	32	32	76
GNSS vs. SCIAMACHY	Ny-Alesund (2003-2011)	Monthly	81	1.5	22	27	97
		DJF	-	-	-	-	-
		MAM	9	1.1	22	23	81
		JJA	9	1.7	14	14	76
		SON	9	1.9	24	25	76
	Thule (2004-2011)	Monthly	72	0.6	6	24	96
		DJF	-	-	-	-	-
		MAM	8	-0.2	-5	9	88
		JJA	8	1.1	10	11	69
		SON	8	1.4	25	26	90
	Sodankyla (2003-2011)	Monthly	98	2.4	19	25	90
		DJF	8	1.1	21	27	26
		MAM	9	1.4	17	18	71
		JJA	9	4.9	27	29	19
		SON	9	1.8	16	18	48
GNSS vs. AIRS	Ny-Alesund (2003-2014)	Monthly	144	-0.1	-8	19	98
		DJF	11	-0.8	-22	26	83
		MAM	12	-0	-2	4	97
		JJA	12	1	9	9	94
		SON	12	-0.6	-8	9	96
	Thule (2004-2014)	Monthly	132	-0.3	-18	31	99
		DJF	11	-0.8	-41	44	97
		MAM	11	-0.3	-9	14	85
		JJA	11	0.5	4	5	82
		SON	11	-0.5	-11	12	92
	Sodankyla (2003-2014)	Monthly	142	1	9	14	98
		DJF	11	0.8	13	17	50
		MAM	12	0.7	9	9	90
		JJA	12	1.5	8	10	64
		SON	12	1	8	11	58

5

Table 3: Correlation coefficients (%) between TCWV biases and coincident cloud cover at Sodankyla (SODA) (67° N, 26° E), Thule (THUL) (76° N, 69° W), and Ny-Alesund (NYAL) (78° N, 12° E) for all months, annual cycle, and inter-annual variability (by season and by month). Correlations with significance level > 95% are in bold.

	MODIS			SCIAMACHY			AIRS		
	SODA	THUL	NYAL	SODA	THUL	NYAL	SODA	THUL	NYAL
Monthly	-3	39	44	29	60	26	12	31	-42
An-cycle	-38	68	6	75	75	-19	36	42	-94
DJF	43	69	53	-49	-	-	-18	44	-63
MAM	46	15	58	-37	18	5	4	9	17
JJA	53	68	58	27	72	72	36	49	56
SON	14	69	53	-42	-3	36	-24	0	18
Jan	18	48	58	30	-	-	-9	18	-47
Feb	51	52	44	-32	47	57	25	20	7
Mar	84	17	78	31	32	42	61	21	32
Apr	24	-10	42	-31	-26	23	5	-18	13
May	43	52	49	-77	23	30	45	65	34
Jun	44	51	0	7	-15	34	-13	44	-63
Jul	37	57	81	29	75	80	27	29	52
Aug	22	-32	81	-33	73	60	-10	16	-14
Sep	7	2	58	-40	7	37	-6	-68	33
Oct	-12	-8	10	-29	55	35	-24	10	-27
Nov	71	77	65	-27	-	-	-47	16	-27
Dec	76	70	73	-	-	-	11	34	-9

10

15

20

5

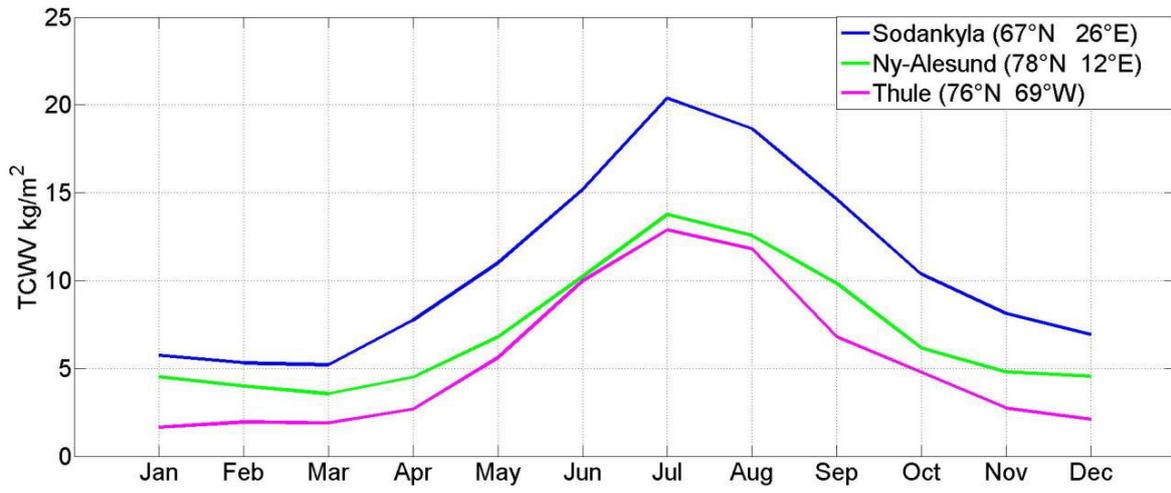


Figure 1 : Annual cycle of TCWV from GNSS for the period 2004 to 2014 (in kg m^{-2}).

10

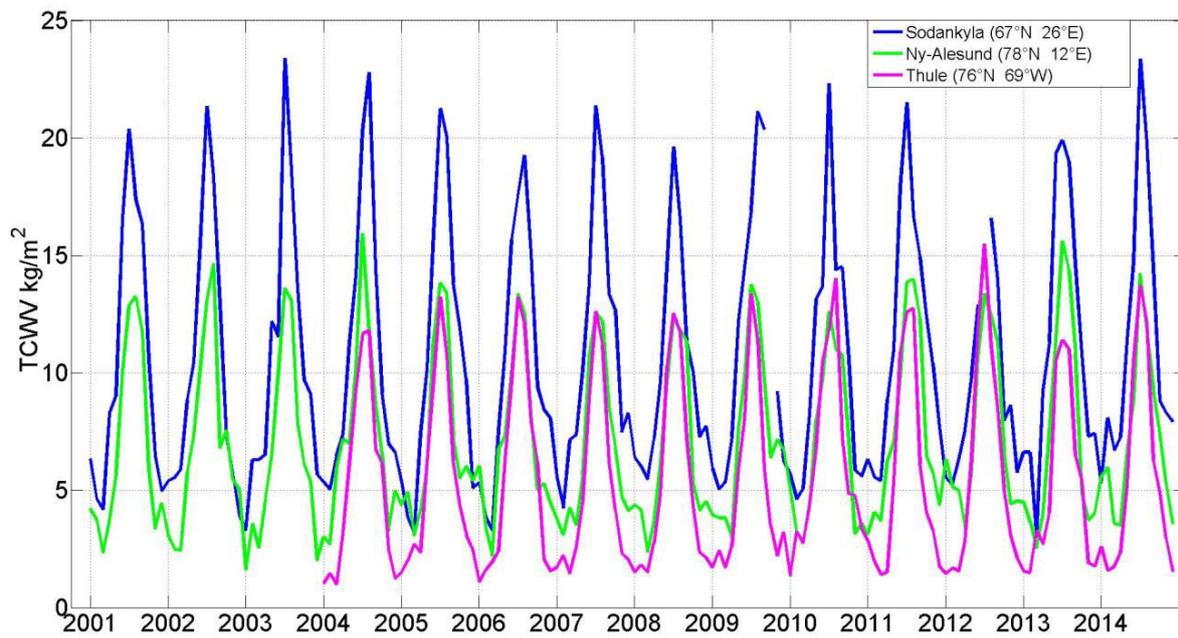
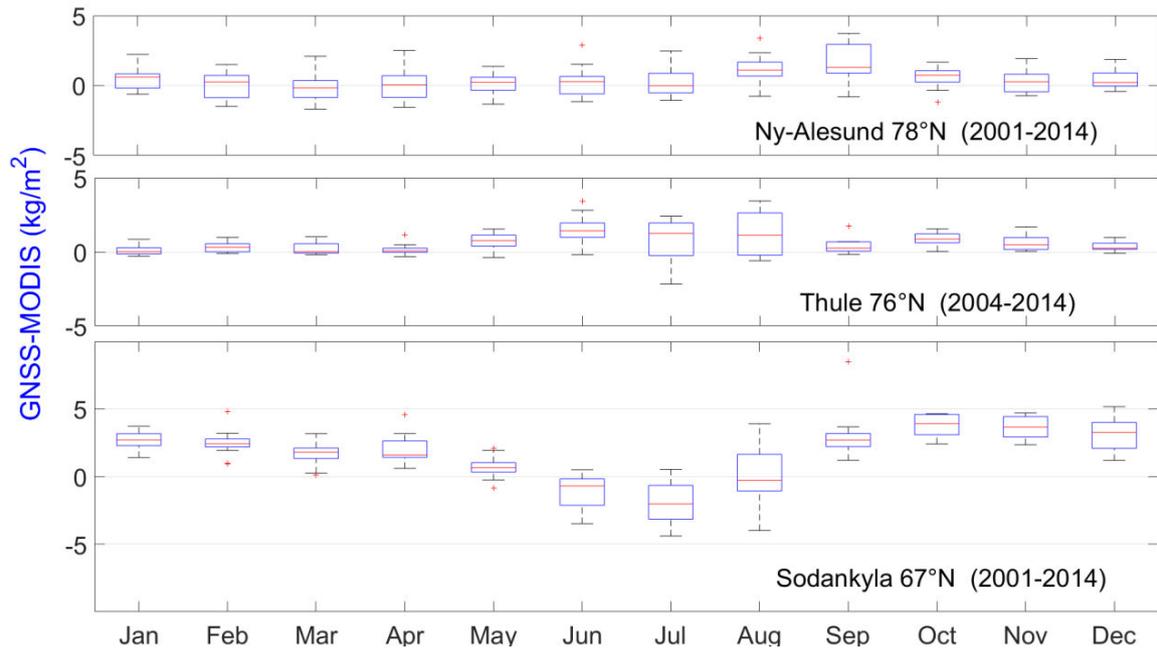


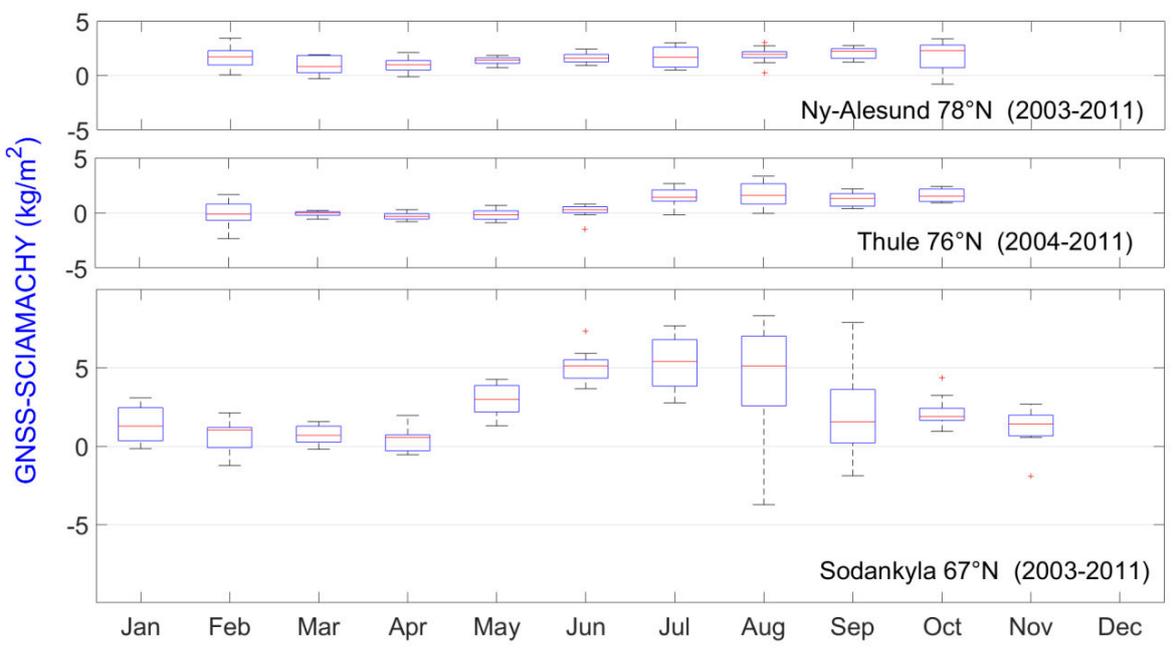
Figure 2: Monthly time series of TCWV from GNSS over the full period of observation at each site (in kg m^{-2}).



5

Figure 3: Box plot of the TCWV differences (GNSS - MODIS) for (2001-2014) at Sodankyla (67° N, 26° E) and Ny-Alesund (78° N, 12° E), and at Thule (76° N, 69° W) for (2004-2014) in kg m^{-2} . The central red mark indicates the median absolute TCWV difference of the month for the whole period; blue boxes indicate the 25th and 75th percentiles, respectively; black bars (whiskers) extend to ± 1.5 times the inter-quartile range from the median; Outliers are displayed using the '+' symbol.

10



15

Figure 4: Box plot of the difference (GNSS - SCIAMACHY) at Sodankyla (67° N, 26° E) and Ny-Alesund (78° N, 12° E) for (2003-2011), and at Thule (76° N, 69° W) for (2004-2011) in kg m^{-2} . The boxplot indications are same as Fig. 3.

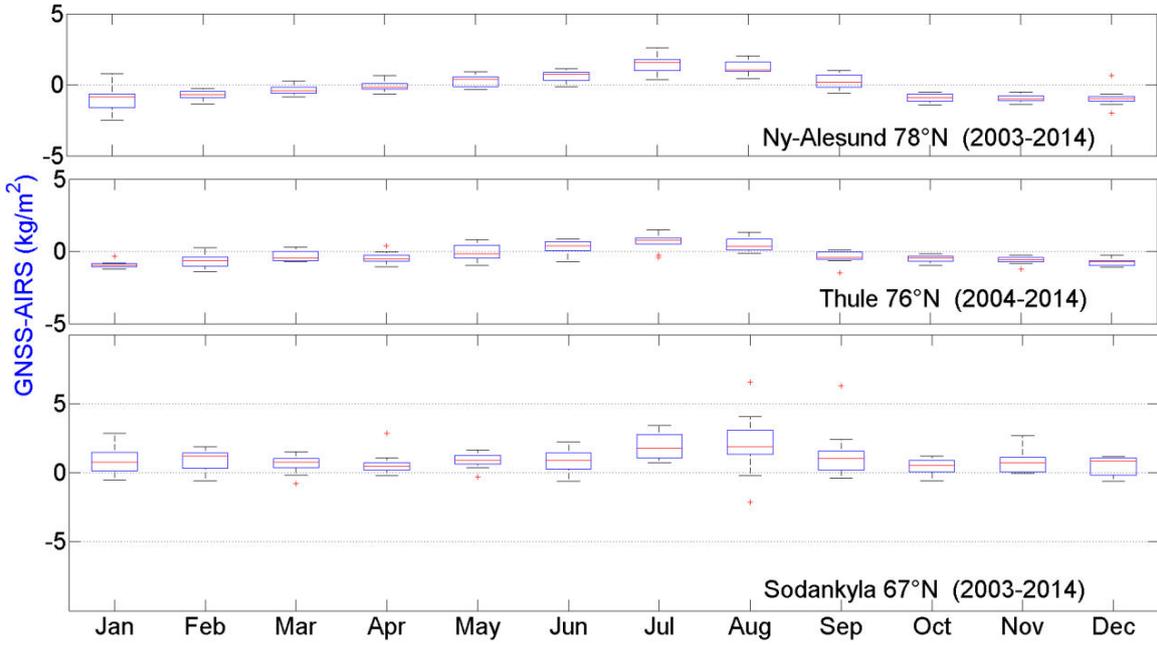


Figure 5 : Box plot of the difference (GNSS - AIRS) for (2003-2014) at Sodankyla (67° N, 26° E) and Ny-Alesund (78° N, 12° E), and for (2004-2014) at Thule (76° N, 69° W) in kg m⁻². The boxplot indications are same as Fig. 3.

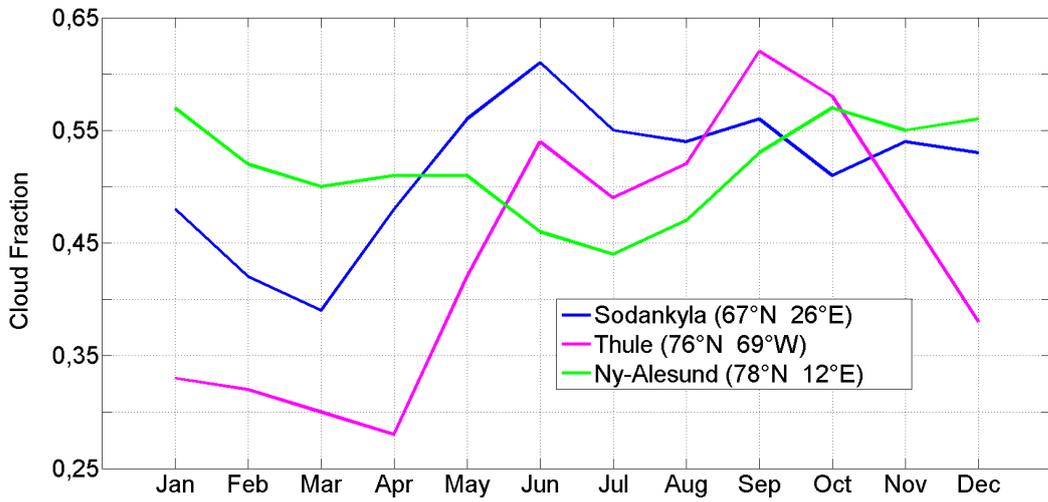
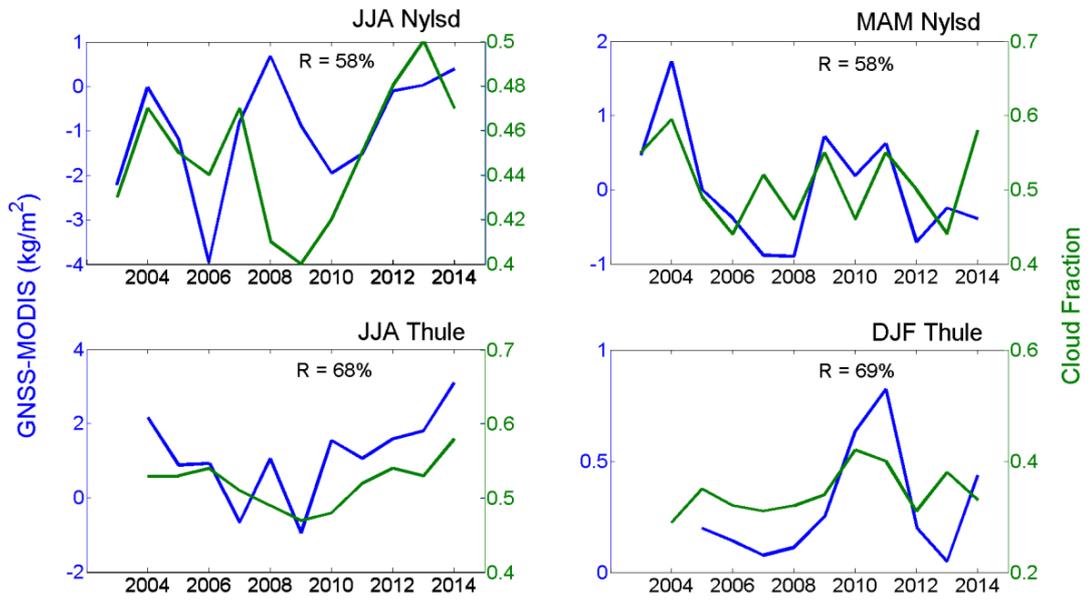
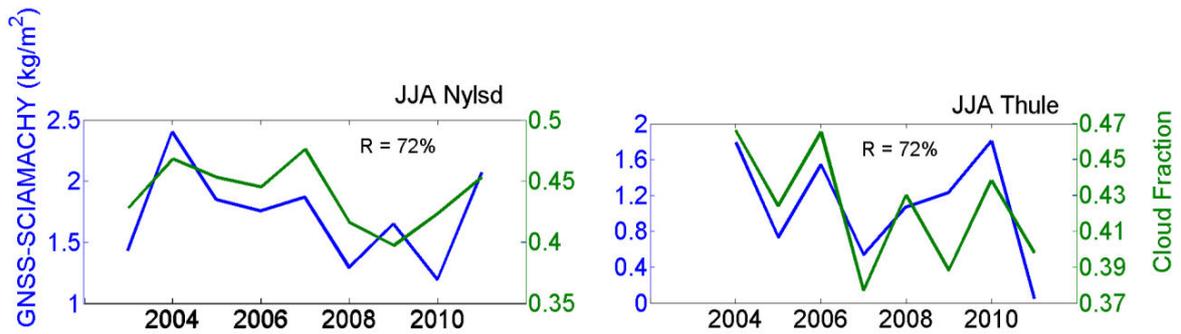


Figure 6: Annual cycle of AIRS cloud fraction for 2004-2014.



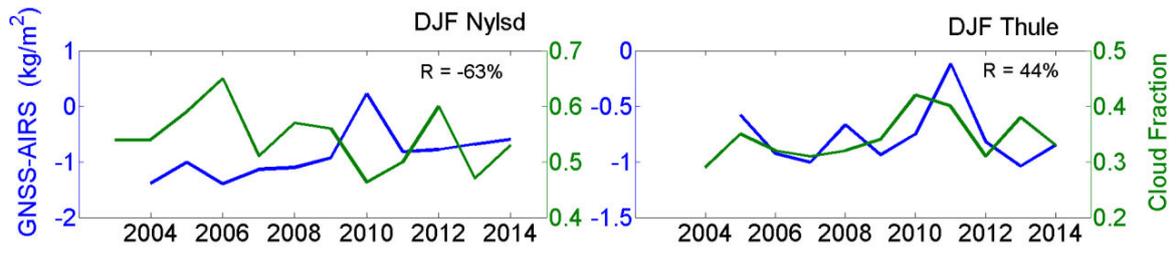
5

Figure 7: GNSS – MODIS TCWV differences (kg m^{-2}) and cloud fraction at Ny-Alesund (78° N , 12° E) on JJA, and MAM; and at Thule (76° N , 69° W) on JJA, and DJF for (2003-2014).



10

Figure 8: GNSS – SCIAMACHY TCWV differences (kg m^{-2}) and cloud fraction on JJA at Ny-Alesund (78° N , 12° E) and Thule (76° N , 69° W) for (2003-2011).



5

Figure 9: GNSS – AIRS TCWV differences (kg m⁻²) and cloud fraction on DJF at Ny-Alesund (78° N, 69° W) and Thule (76°N, 69°W) for (2003-2014).

6. Chapitre 6 : Les tendances de la TCWV en réponse au changement climatique en Arctique

Introduction

L'analyse d'humidité est une partie essentielle dans les études climatiques globales, telles que l'analyse du cycle hydrologique global et le bilan radiatif où il est important que le champ de vapeur d'eau atmosphérique soit connu avec précision.

Les études incluses dans le quatrième rapport mondial gouvernemental [174] (IPCC2007) montrent que l'humidité spécifique a tendance à suivre les variations de la température de surface avec une augmentation globale moyenne de 0,06 g/kg par décennie sur la période (1976-2004). L'augmentation de l'humidité spécifique correspond à environ 4,9% par °C de réchauffement dans le monde entier, et à 5,7% par °C au-dessus de l'océan, sous réserve d'une humidité relative constante. Sur le continent, le taux d'augmentation est légèrement inférieur (4,3% par °C), ce qui suggère une légère réduction de l'humidité relative quand la température augmente.

Par la suite nous montrerons certaines études précédents sur les tendances de la vapeur d'eau, soit stratosphérique, ou la TCWV.

a. Tendances de la vapeur d'eau stratosphérique

Depuis les années 1980, plusieurs équipes surveillent la vapeur d'eau stratosphérique. Parmi eux, le groupe ozone et vapeur d'eau NOAA / ESRL / GMD à Boulder, Colorado. Ils ont effectué des mesures in situ des rapports de mélange (fractions moléculaires) de la troposphère libre inférieure (~ 2 km) jusqu'à la stratosphère moyenne (~ 28 km). Les observations jusqu'à 1996 ont montré que la vapeur d'eau stratosphérique est en train

d'augmenter au cours des dernières années à un taux d'environ 1% par an (Rosenlof et al., 2001). Toutefois, les processus conduisant à cette augmentation sont mal compris et le suivi à long terme est nécessaire. Dès le début du vingt et unième siècle, la vapeur d'eau stratosphérique a une variabilité remarquable, à tel point qu'elle ne suit plus une tendance significative [47].

b. Tendances de la TCWV

Depuis 2010, le Système mondial d'observation du climat (GCOS) a déclaré le TCWV comme une variable climatique essentielle et a souligné l'importance d'une série longue, de résolution suffisante, qui permettrait de détecter les tendances locales et mondiales.

Globalement, plusieurs études portent sur les tendances de la TCWV, traditionnellement à travers des méthodes de radiosondage (détaillées au chapitre 2).

[68] ont démontré des tendances positives au-dessus de 50 stations de radiosondage pour la période (1973-1990), en corrélation générale (sauf pour les tropiques) avec la température de surface de manière variée en fonction du site et de la saison. Pareillement, [69] ont utilisé les radiosondes pour détecter une augmentation de TCWV pendant la période 1973-1995 généralement pour l'hémisphère nord, et plus particulièrement au-dessus de la Chine, des îles du Pacifique, et au-dessus de l'Amérique du nord.

[175] ont observé une augmentation rapide de la TCWV à travers l'Europe centrale sur la période allant de 1995 à 2003. Leur analyse a relié cette augmentation à la température de surface, les régions de réchauffement sont accompagnées d'une augmentation de l'humidité contrairement aux régions de refroidissement.

Les difficultés de mesures d'humidité dans l'Arctique génèrent une qualité de données relativement faibles. Ceci est probablement la raison d'un nombre de publications limité

dans l'Arctique. Dans cette thèse, nous allons nous focaliser sur l'effet de changements récents en Arctique sur les tendances de la TCWV.

6.1 L'amplification arctique

Au cours des dernières décennies, l'Arctique a connu un réchauffement considérablement plus rapide que la moyenne mondiale dans un phénomène documenté depuis 1980 appelé « l'amplification de l'Arctique ». Cette amplification est caractérisée par une tendance annuelle de la température de surface au cours des années 1979 à 2008 deux fois plus grande que la tendance mondiale de ces dernières décennies à toutes les saisons (sauf l'été), et un déclin automnal de l'étendue de la mer [176]–[180], [181]. On parlera plutôt de ces conséquences proches du cycle de l'eau au niveau terrestre et atmosphérique.

6.1.1 Changements terrestres

Plusieurs conséquences sur l'hydrologie terrestre sont rapportées [9], [182] incluant les glaciers en recul, l'amincissement et la dégradation du stockage de la banquise âgée [183], la fonte récente de la glace centrale du Groenland, le réchauffement du pergélisol (Alaska, Russie) [184]–[186], l'avancement des forêts et l'empiètement des arbustes sur les paysages de la toundra nordique [187].

Aux latitudes de 70° à 80°N, une grande partie de l'évolution du cycle de l'eau est liée à la fonte des glaciers aux régions proche-côtières qui s'accélère et entraîne la montée du niveau de la mer. Pareillement, l'extension de la banquise (forcée par le réchauffement arctique) diminue, influençant les transferts d'eaux douces (flux de ruissellement) et fournit plus de surface libre d'océan. Le réchauffement de sa surface peut accélérer et densifier le cycle hydrologique polaire par une source supplémentaire d'humidité.

L'étendue des glaces de la mer (maxima en mars et minima en septembre) a diminué à un taux de 12,4 % pour septembre par décennie, et de 2.6 % en mars par décennie pour la période 1979-2010, avec une réduction associée de l'épaisseur de la glace, en plus d'une perte pluriannuelle de la glace de mer [188]. La phase négative de son anomalie persiste depuis 2001 (Fig. 2) selon les mesures satellitaires de la NSIDC (en anglais National Snow and Ice Data Center).

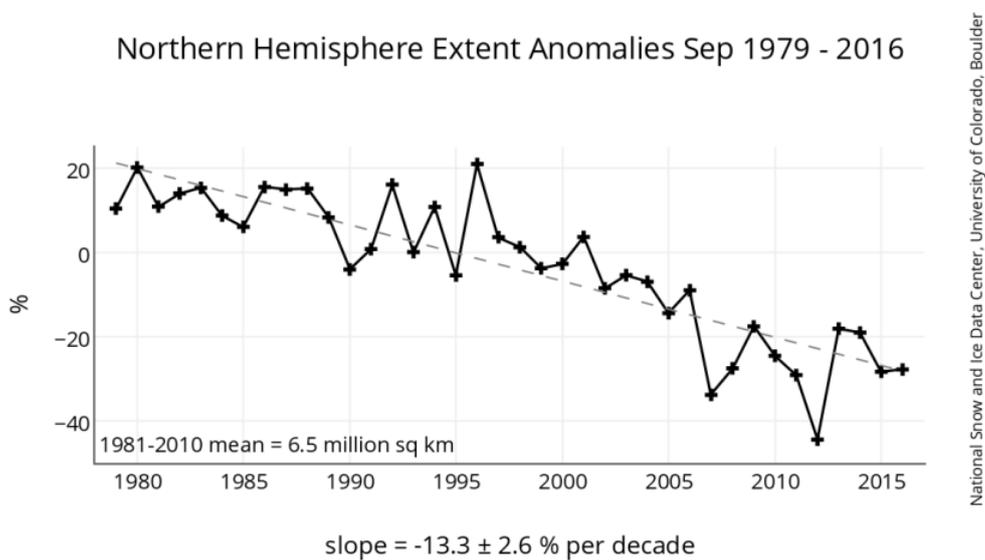


Figure 38 : L'anomalie de l'étendue de la glace de mer en septembre sur 30 °N - 90 °N, par rapport à la moyenne de 1979-2016.

Crédit: National Snow and Ice Data Center NSIDC. University of Colorado.

6.1.2 Changements atmosphériques

Plusieurs études ont fourni des preuves que le transport de la circulation thermo-haline méridionale du sud peut être un facteur contribuant au réchauffement en Arctique [189], dont les principales portes sont : le nord de l'Atlantique Nord, le Pacifique subpolaire Nord et la mer du Labrador [190].

L'impact atmosphérique de la fonte des glaces étudié par [191] pour la période 1979-2009 en utilisant des modèles s'est manifesté plus fortement dans les zones maritimes Arctique, où ils ont entraîné un transfert accru d'énergie de l'océan vers l'atmosphère, un réchauffement et une humidification de la troposphère inférieure, un affaiblissement de l'inversion de la température, et une augmentation de l'altitude de la couche limite. Ces changements sont plus prononcés en automne et au début de l'hiver (septembre-décembre).

Au-dessus de 70°N, [192] et ses références, trouvent une relation non linéaire entre le PW et le DLR (le flux d'ondes radiatives longues descendantes, en anglais Downward Longwave Radiation). Cette relation est caractérisée par une sensibilité forte hors périodes d'été (forcé par l'amplification arctique) et pour les régions les plus sèches et froides comme l'océan Arctique central, l'archipel canadien et le Groenland. Mais, [177] ont conclu qu'une augmentation de la vapeur d'eau atmosphérique, partialement en réponse à la réduction de la couverture de glace de mer, peut aussi favoriser le réchauffement de la couche basse de l'atmosphère pendant l'été et au début de l'automne.

Selon [193], les changements de la couverture nuageuse représentent une rétroaction positive dans le doublement du dioxyde de carbone dans les simulations, ce qui représente environ un tiers du réchauffement de la planète et 40 % du réchauffement de l'Arctique.

[9] ont résumé des tendances atmosphériques observées (et leur degré de confidentialité) en réponse au réchauffement arctique (Table. 1 de leurs article). Ils ont constaté des tendances du stockage atmosphérique en vapeur d'eau (on les détaillera plus tard) positives fiables, des tendances négatives de la précipitation en Scandinavie (sécheresse au-dessus du continent), et des tendances positives des flux du transport d'humidité (plus du transport vers le nord de l'Atlantique nord).

En général, le réchauffement Arctique est caractérisé par une variabilité spatiale et temporelle, affectée par les modèles de circulation atmosphérique, les conditions de la glace de la mer, et la température de la surface des océans [6]. Certaines prédictions assurent une continuité des augmentations de la température moyenne avec des changements dans la quantité et la nature des précipitations [194], [195], en plus des changements dans les trajectoires et de l'intensité des tempêtes [196].

6.2 Les tendances de la TCWV en réponse à l'amplification arctique : Article 2

1 Article

2 Enhanced MODIS atmospheric total water vapour 3 content trends in response to the Arctic Amplification

4 D. Alraddawi ¹, P. Keckhut ¹, A. Sarkissian ¹, O. Bock ², A. Irbah ¹, S. Bekki ¹, C. Claud ^{1,3}, M.
5 Meftah¹

6 ¹ Atmosphere, Environment and Spatial Observations Laboratory (LATMOS)/CNRS France

7 ² IGN-LAREG, University Paris Diderot, Paris 75013, France

8 ³ LMD/IPSL, CNRS, École Polytechnique, Université Paris Saclay, ENS, PSL Research University, Sorbonne
9 Universités, UPMC Univ Paris 06, Palaiseau, France

10 * Correspondence: Alain.Sarkissian@latmos.ipsl.fr; Tel: +33(0)180285265

11 Academic Editor: name

12 Received: date; Accepted: date; Published: date

13 **Abstract:** In order to assess the strength of the water vapour feedback within the Arctic climate
14 change, 15 years of the Total Column-integrated density of Water Vapour (TCWV) from the
15 Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS) are analysed. Arctic TCWV distribution,
16 trends, and anomalies for the 2001-2015 periods, broken down by seasons and months, are
17 analysed. Enhanced local Spring TCWV trends above the terrestrial Arctic regions are discussed in
18 relation to land snow cover and vegetation changes. Upward TCWV trends above the oceanic
19 areas are discussed in lien with sea ice extent and sea surface temperature changes.

20 Increased winter TCWV (up to 40%) south of the Svalbard archipelago are observed, these trends
21 are probably driven by a local warming and sea ice extent decline. Similarly, the Barents/Kara
22 regions undergone wet trends (up to 40%), also associated with winter/fall local sea ice loss.
23 Positive late summer TCWV trends above the western Greenland and Beaufort seas (about 20%)
24 result from enhanced upper ocean warming and thereby a local coastal decline in ice extent. The
25 Mackenzie and Siberia enhanced TCWV trends (about 25%) during spring are found to be
26 associated with coincident decreased snow cover and increased vegetation, as a result of the
27 earlier melt onset. Results show drier summers at Eurasia and western Alaska regions, though to
28 be affected by changes in albedo from changing vegetation. Other TCWV anomalies are also
29 presented and discussed in relation to the dramatic decline in sea ice extent and exceptional rise in
30 sea surface temperature.

31 **Keywords:** Water vapour; Arctic; trends.

32

33 1. Introduction

34 The Arctic amplification [1]–[6] is the phenomenon by which climate change is amplified in
35 Arctic with respect to global changes. It is partly related to the ice-albedo feedback mechanism. The
36 Arctic region has been experiencing a strong surface warming and decreases in sea ice extent and
37 thickness. This phenomenon which is well documented [7] appears to be accelerating in the last
38 decades. Several feedbacks are involved in the Arctic amplification (e.g. [3], [8]–[12]), notably those
39 associated with the atmospheric hydrological cycle [13]. The warming of the lower part of the Arctic
40 atmosphere [14] is found to be sensitive to the albedo changes due to increasing pollution signs (as
41 Black Carbon) on the Arctic ice/snow [15], as well as the increase of the atmospheric northward
42 transport of heat and moisture [16]. The water vapour spatiotemporal distribution and the

43 amplitude of its response to Arctic climate change are major sources of uncertainty in the
44 understanding and prediction of the amplification mechanism[3].

45 This work assesses the long-term changes in atmospheric water vapour in response to the
46 recent exceptional warming of the Arctic region within the period 2001-2015. We focus on the
47 column-integrated amount, the Total Column of Water Vapour (TCWV), also called Integrated
48 Water Vapour. This amount is defined as the mass of water vapour in an atmospheric column over
49 a unit area (kg m^{-2}). It is also sometimes referred as precipitable water in satellites observations,
50 which represents the height of liquid water (in mm) that would result from the condensation of all
51 the water vapour of a vertical column over a unit area.

52 TCWV is characterized by a spatial and temporal variability which is not completely
53 understood yet over the Arctic. It affects the water cycle intensity and the atmospheric dynamics
54 [17]. The Global Climate Observing System (GCOS) considers the TCWV as an essential climate
55 variable, with the priority of detecting both local and global TCWV trends using suitable data sets.

56 Ground-based and space-borne techniques can be used to study TCWV trends. Traditionally,
57 radiosondes are the most favoured data, having the longest archives on a quasi-global scale.
58 However, changes in the types of humidity sensors complicate the records analysis, especially from
59 1973 upwards [18], and mostly at the polar regions [19]. [20] Analysed radiosondes data and
60 reported a nearly global increase in surface–500-hPa precipitable water and in specific humidity for
61 the 1973–95 period. These upward trends are likely to be associated with the increasing global mean
62 tropospheric temperature during this period and hence in the capacity of the atmosphere in holding
63 water vapour. Satellites provide global coverage datasets but their records tend to be rather short
64 compared to other techniques. [21] used the Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) global ocean
65 data sets to assess the TCWV trends (in an extension of the study by [20]). Their results suggest
66 positive trends from 1988 to 2003, connected with changes in Sea Surface Temperatures (SST) for
67 the North Atlantic area. [22] merged the SCanning Imaging Absorption spectroMeter for
68 Atmospheric CHartography (SCIAMACHY) and the Global Ozone Monitoring Experiment
69 (GOME) data set in order to analyze the global TCWV trends for the 1996-2002 period. They found
70 positive trends over Greenland, East Europe, and Siberia. The Arctic based TCWV trends studies
71 are still limited. [19], and [20] analysed the Atmospheric Infrared System (AIRS) data for the
72 2003-2011 period and found regional positive TCWV trends over the Arctic Ocean. These trends
73 were linked to coincident sea ice extent decline accompanied with enhanced regional evaporation
74 rates. Using meteorological re-analyses, [25] examined changes in the Arctic TCWV for the
75 1979-2010 period. Similarly, positive Arctic TWCV trends are observed from 1979 to 2011,
76 widespread over the Arctic during autumn and spring but centred over the Atlantic sector in winter
77 [3]. These trends appear to be sensitive to downward long wave flux, which is in turn known to be
78 sensitive to TCWV, and much more in winter than summer in the Arctic. Moreover, their
79 simultaneous increasing has a positive feedback to the Arctic Amplification. [3]. The current study
80 follows these efforts and tries to study the interactions via the interface Atmosphere-surface. We
81 examine (this time) the impact of 15 years of several interesting terrestrial Arctic changes on TCWV
82 trends, using MODIS monthly product, addressed for climatic purposes, but not previously used
83 (in limits of our knowledge) in similar studies in the Arctic region. The Arctic surface is defined
84 here by land and ocean above 60°N .

85 Section 2 describes the used dataset. Section 3 presents the TCWV seasonal and monthly
86 features. Section 4 examines the seasonal linear trends. Section 5 shows TCWV responses to certain
87 amplification observations and discusses the results linked to Snow cover, vegetation, SST, and sea
88 ice area variability, while section 6 concludes.

89 2. Data set

90 The passive-imaging spectro-radiometer with moderate resolution MODIS installed on the
91 satellite TERRA (EOS) since 1999 has now an important complete record from 2001 through 2016
92 and is still operating. On a polar orbit, MODIS/Terra overpasses the equator at 10:30 a.m., and
93 provides a global coverage within 1-2 days, through a nadir-looking geometry. The spatial

94 resolution varies between 250 m and 1 km per pixel depending on the spectral band. MODIS
95 observes the near-infrared solar radiation reflected by sufficiently bright surfaces and clouds. The
96 36 channels cover the spectral region 0.4 - 14.4 μm and enable measurements of many trace gases in
97 addition to clouds and aerosols properties.

98 Seasonal values used in this study are generated as the three months average for that season
99 [December–January–February (DJF), March–April–May (MAM), June–July–August (JJA), and
100 September–October–November (SON)], with at least two available months for each seasonal value.
101 Here we note that DJF (year) is considered as follows:

$$102 \quad \text{DJF (year)} = \text{average (December (year-1), January (year), February (year))} \quad (1)$$

103 Monthly anomalies (used later in section 5) are generated relative to the mean monthly values over
104 the data period (2001-2015). Seasonal anomalies are calculated as the average of the three-monthly
105 anomalies for that season. Correlations are considered for data time series after removing the
106 trend's signal, as both compared time series have trends and these trends would give a false
107 correlation if not removed, by removing trends, we could check for more realistic correlations. In
108 this section, we present the various datasets used.

109 2.1 MODIS TCWV

110 Five Near-IR MODIS channels are useful for remote sensing of water vapour during the day
111 [26]. These bands are 0.865, 0.905, 0.936, 0.94, 1.240 μm , in which all the surface types are
112 sufficiently bright (albedo > 0.1). The external bands have no water vapour absorption features; but,
113 they are used to estimate the surface reflectance. The bands 0.905, 0.936, 0.94 absorb water vapour
114 with different sensitivity. 0.936 μm has the strongest absorption sensitivity; it's used mostly for
115 drier conditions measurements, while the weak absorption channel at 0.905 μm is useful for
116 measurements at low solar elevation TCWV can be derived from absorbed and non-absorbed
117 nearby channel. Its accuracy is claimed to be 5–10% [26]. Errors would result from observations
118 during atmospheric hazy scenes, or over dark surfaces.

119 This study uses the 15 years (2001-2015) TCWV from MODIS, namely: the product
120 MOD08_M3, clear column, level 3, monthly global product $1^\circ \times 1^\circ$ gridded data set, from Terra
121 platform. This data is freely available at ftp://ladsweb.nascom.nasa.gov/allData/6/MOD08_M3.
122 More information about this data set could found at
123 https://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproduct/pdf/MOD_08.pdf. The MODIS TCWV used refers to
124 water vapour near infrared clear column over bright surfaces and over the ocean by sun glint only.
125 This monthly product has been calculated as the mean of Level-3 weighted daily means. The
126 metadata includes many details on the content and pixel nomination method.

127 However, we would like to highlight the uncertainty of MODIS TCWV data set which was
128 found to be more sensitive to clouds presence during summer, this problem is cited by the authors
129 of this paper in a previous validation effort of the same used dataset over the polar regions during
130 all the studied period (all seasons)[27].

131 2.2 MODIS Snow Cover

132 Section 5 discussed the TCWV trends over land with response to the snow cover variability;
133 the discussion is carried out using MODIS snow/ice cover monthly product (MOD10CM) from
134 version 6, freely available through: <https://n5eil01u.ecs.nsidc.org/MOST/MOD10CM.006>.

135 The monthly average snow cover data set is reported in 0.05 degree (approx. 5 km) resolution
136 Climate Modelling Grid (CMG) cells. Where, the monthly averages are computed from daily snow
137 cover observations in the MODIS/Terra level 3 Global product named (MOD10C1) data set.
138 Through our study, the 0.05° monthly values are screened to be coherent with the used TCWV data
139 (1°).

140 The MODIS snow cover products provide fractional snow cover, data are ranged from 0 (0% of
141 the area is covered with snow in this pixel) to 1 (100% of the pixel area is fully snow covered). The
142 overall absolute accuracy of MODIS snow cover daily products is about ~93%, varying by land
143 cover, topography, and season[28]. The largest factor affecting the accuracy of the MODIS snow

144 products is snow cloud confusion. However, The MODIS cloud mask [29] problem concern mainly
145 Antarctica [28].

146 2.3 MODIS vegetation index

147 The TCWV response to the Arctic terrestrial vegetation changes is also investigated by means
148 of the Normalized Difference Vegetation Index NDVI from MODIS [30], this index is widely used
149 over the Arctic [31]. Monthly MODIS/Terra vegetation index used (MOD13C2) is also from version
150 6, publicly available on <ftp://ladsweb.nascom.nasa.gov/allData/6/MOD13C2>, more details on this
151 product could be found on:
152 https://lpdaac.usgs.gov/dataset_discovery/modis/modis_products_table/mod13c2_v006.

153 Normalized Difference Vegetation Index NDVI is defined based on the different reflectivity of
154 green plants with different wavelengths. More clearly, the contrast between red and near-infrared
155 responses is a sensitive measure of vegetation amount, with maximum (red, NIR) differences
156 occurring over a full canopy and minimal contrast over targets with little or no vegetation [30].
157 NDVI is calculated by rationing the difference between the NIR and red bands reflectance by their
158 sum as following:

$$159 \quad \text{NDVI} = (\text{NIR} - \text{RED}) / (\text{NIR} + \text{RED}), \quad (2)$$

160 Where,

161 NIR is surface reflectance in the near infrared (0.725–1.1 mm),

162 RED is the reflectance in the visible radiation (0.55–0.70 mm),

163 The gridded NDVI maps used here is produced from MODIS surface reflectance corrected for
164 molecular scattering, ozone absorption, and aerosols, as input to the algorithm equations. They
165 have spatial resolution of $0.05^\circ \times 0.05^\circ$, so they are screened in a similar way to snow cover data set to
166 have finally the same $1^\circ \times 1^\circ$ resolution as that of TCWV data set. The NDVI data set have the valid
167 range from -0.2 to 1, where negative data referred to ice, water, or snow covered regions, while data
168 near 0 is coincident to bare soil.

169 2.4 MODIS Sea Surface Temperature

170 The Sea Surface Temperature is defined as the temperature ($^\circ\text{C}$) of nearest sea (Ocean) layer to
171 the atmosphere. We use the MODIS Terra global level 3 mapped SST products derived from the 11
172 μm thermal infrared (IR) band (channel 31) which belongs to the latest MODIS SST reprocessing
173 (R.2014.0) <ftp://podaac-ftp.jpl.nasa.gov/allData/modis/L3/docs/UserGuideMODISL3v2014.0.pdf>.
174 As daytime mid-IR SST products are known to suffer from reflected sunlight contamination.

175 The monthly MODIS SST product was chosen with spatial resolution of 9.26 km for daytime
176 passes. The SST data global uncertainty is about ± 0.1 degrees Celsius. This data set is freely
177 available and detailed at
178 <ftp://podaac-ftp.jpl.nasa.gov/allData/modis/L3/terra/11um/v2014.0/9km/monthly>,
179 ftp://podaac-ftp.jpl.nasa.gov/allData/modis/L3/docs/MODIS_SST_Guide_Doc.pdf The $0.083^\circ \times 0.083^\circ$
180 MODIS thermal SST data set is screened to $1^\circ \times 1^\circ$ to match the TCWV data set, and thereby to be
181 coherently used in the discussion carried out in section 5.

182 2.5 NSIDC sea ice extent

183 In order to assess the TCWV response to the Sea ice extent changes through the 2001-2015
184 periods, we use sea ice extent (concentration, area) data from the National Snow and Ice Data
185 Centre NSIDC version 2, identified as G02135 [32], available at:
186 <ftp://sidacs.colorado.edu/DATASETS/NOAA/G02135/north/monthly>.

187 This data set is generated from brightness temperature data and is designed to provide a
188 consistent time series of sea ice concentrations spanning the coverage of several passive microwave
189 instruments, the Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR), the Special Sensor
190 Microwave Imager (SSM/I), Special Sensor Microwave Imager Sounder (SSMIS), on board of
191 Defence Meteorological Satellite Program (DMSP, DMSP 5D-3/F17, DMSP 5D-3/F18, Nimbus-7)

192 from the National Oceanic and Atmospheric Administration NOAA. The data are provided in the
193 polar stereographic NSIDC projection at a grid cell size of 25 x 25 km. they are screened to 1°*1° to
194 enable the comparison with TCWV.

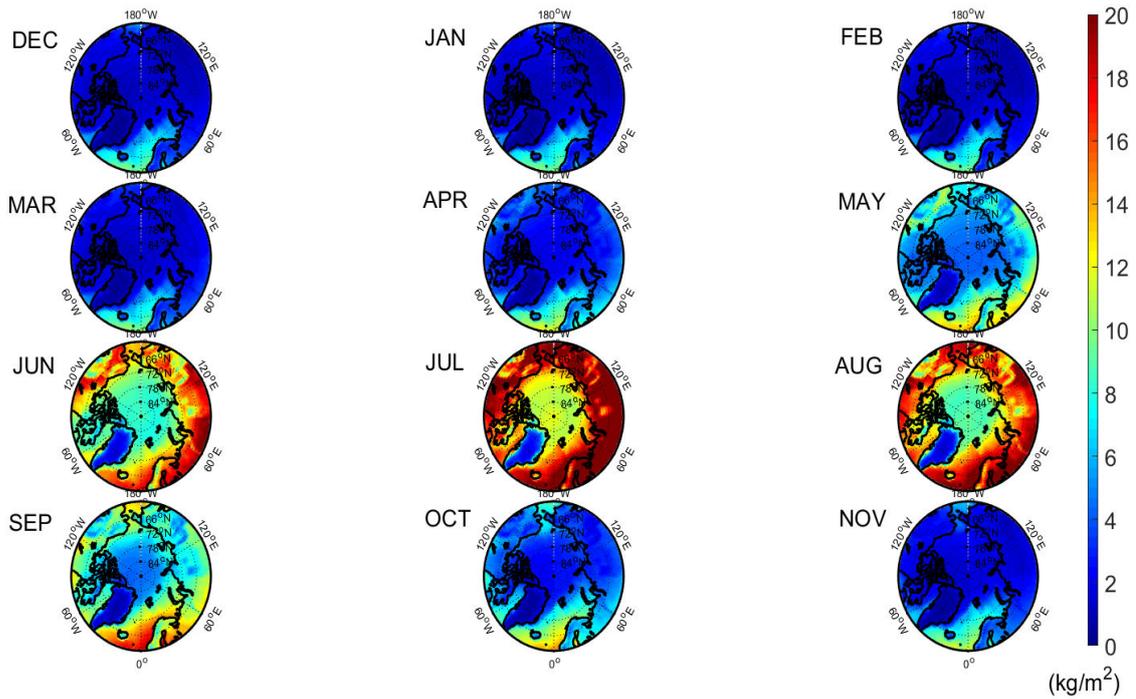
195 3 TCWV features

196 Spatial TCWV variability generally depends on latitude, orography, continental underlying
197 surface type, and atmospheric condition among others. The temporal variability is found to be
198 mainly linked to air temperature changes (IPCC 4th report), with maximum sensitivity during the
199 colder seasons over the Arctic. Figure 1 shows the averaged Arctic TCWV distribution in the 12
200 months from 2001 to 2015. While the four seasons mean TCWV are presented in Figure 2.

201 Consequently, Arctic TCWV decreases towards the pole. Snow season normally starts in
202 October, this season is characterized by glacial surfaces on lands (permafrost, snow, etc.), and on
203 oceans (sea ice, snow, etc.). It also witnesses the lowest temperatures and thereby a lower TCWV
204 (Clausius-Clapeyron relationship). During 6 months of the year, almost no solar radiation reaches
205 the North Pole. Driest conditions (DJF TVWV below 5 kg m⁻²) dominate over Greenland, East
206 Siberia, North Canada, the Arctic Ocean and its surrounded ice-covered seas. The Atlantic sector
207 has more ice-free zones and thereby has wetter relative conditions (TCWV up to 8 kg/m²), these
208 conditions are modified by the North Atlantic circulations coming from lower latitudes in winter.

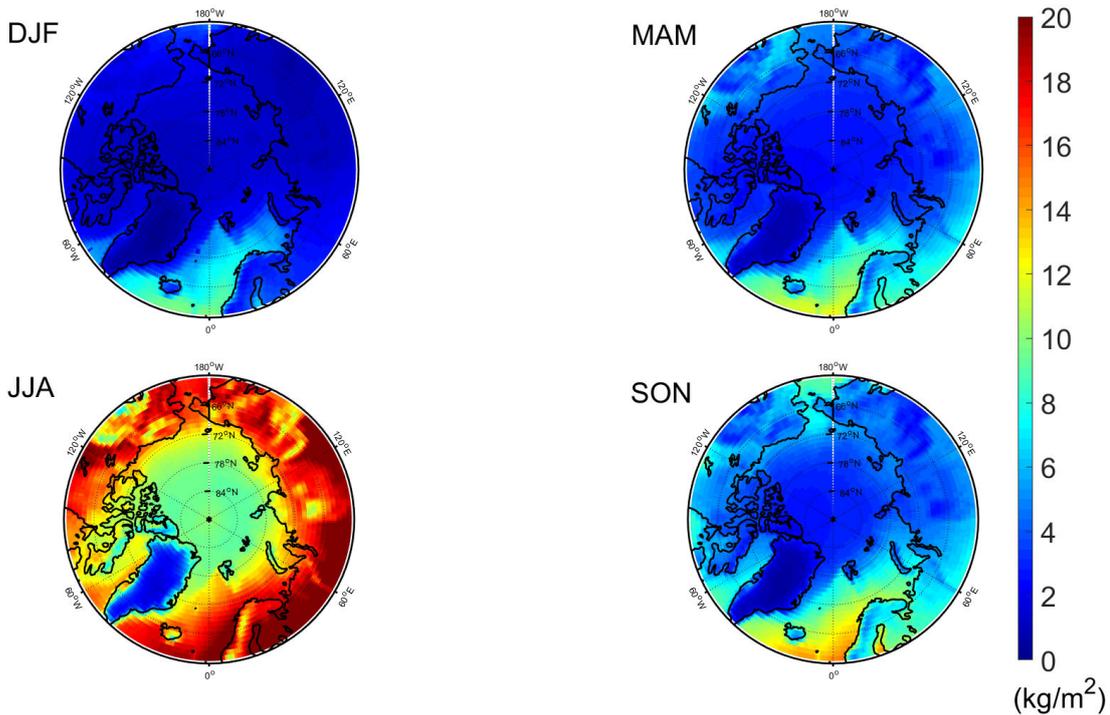
209 The rising temperatures help to start the snowmelt in April (or later, depending on local,
210 regional, and inter-annual variability[6], [33]). Within the watersheds permafrost degradation
211 period, rivers flow resume their movements towards the Laptev and East Siberian Seas[34], and the
212 spring revegetation favourite wetter conditions in May (about 10 kg/m²) by evapotranspiration[35]
213 at the Siberian/ Mackenzie watersheds (Figure 1). However, the Atlantic sector is still the most
214 humid region with TCWV values reach 14 kg/m² in spring.

215 Summer months witness nearly complete presence of sunlight, and more open waters, in
216 addition to the majority of liquid precipitation especially above vegetated European Arctic, Siberia,
217 and north Canada [35], all the previous conditions favourite more humid atmospheric columns. The
218 most humid TCWV is observed in July with average TCWV exceeds 25 kg/m² for most regions, but
219 lower TCWV values are observed at the higher altitudes (include: the Norwegian and Ural
220 Mountains, the Central Siberian uplands, the Chukchi and Verkoyansk ridges, and the Rocky
221 Mountains). The central Arctic Ocean has even drier TCWV with averaged JJA around 14 kg m⁻²,
222 the driest conditions are reported at Greenland ice sheet with TCWV less than 5 kg/m² at the
223 interior Greenland.



224
225
226

Figure 1. Monthly distribution of 2001-2015 TCWV mean in kg m^{-2} .



227
228
229

Figure 2. Seasonal distribution of 2001-2015 TCWV mean in kg m^{-2} . Note that winter TCWV mean is carried out for 2002-2015 (DJF).

230 4 TCWV linear trends and discussion

231 Water vapour is a good indicator of the climate system responses to global and thereby Arctic
232 warming [3], [36]. We now investigate the linear trends during all seasons. TCWV data are filtered
233 and pixels with one or more missing months are omitted (marked in white in Figure 3), then trends

234 were calculated from least-square fit for the remaining pixels. Figure 3 presents significant absolute
 235 TCWV linear trends at the 95% confidence level. Trends are considered with respect to the first year
 236 of the record (2001) for a given month (or season), at each pixel separately. Mean relative trend
 237 formal errors are 15, 12, 10, and 12 % in DJF, MAM, JJA, and SON respectively.

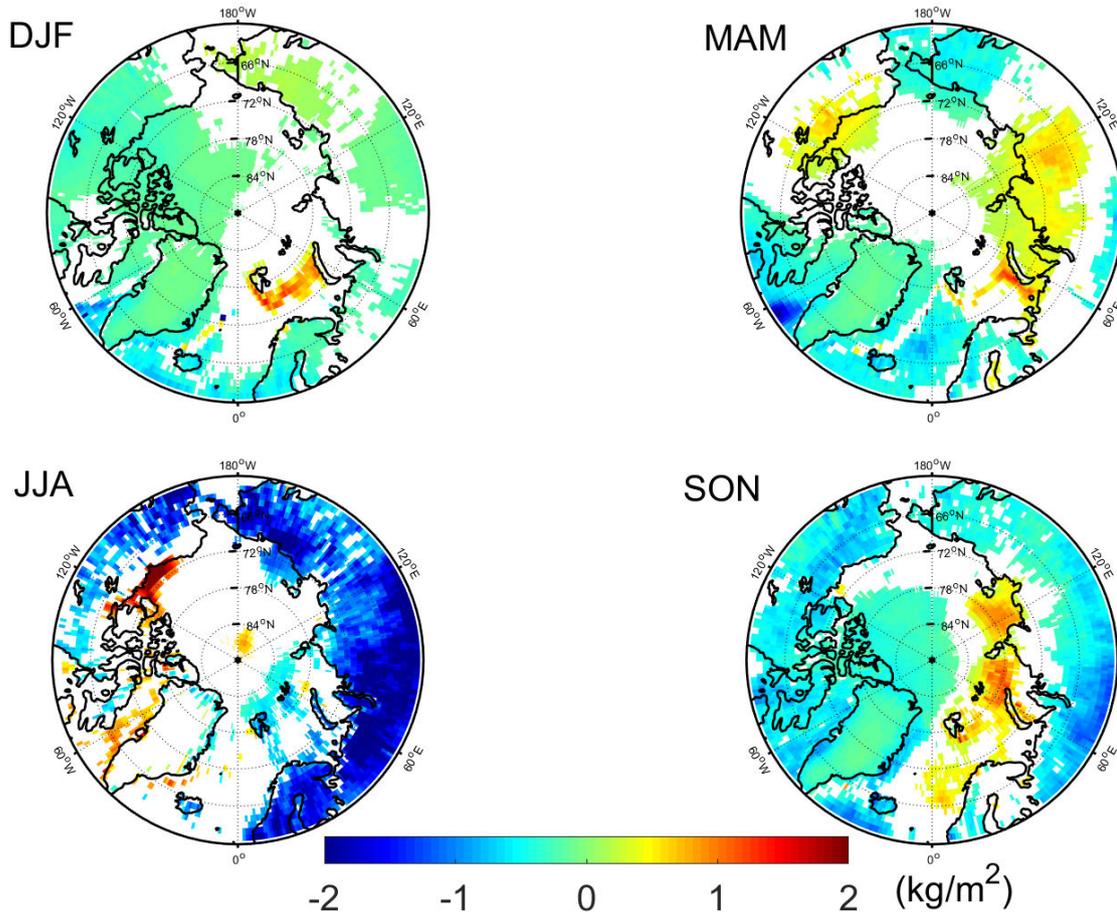
238 Increased TCWV winter/fall trends are observed at the Svalbard region with up to 2 kg/m².
 239 And slightly decreased trends are observed south of Iceland, and south western Greenland seas.

240 Upward TCWV trends (up to 2 kg m⁻²) are observed over the Barents, Kara, and Laptev seas
 241 in the transition seasons, reaching its maximum over some parts of the Barents sea in spring, and
 242 over most three seas in fall. These trends are already noticed in winter time on the Barents Sea area
 243 (south of Svalbard) with more than 2 kg m⁻².

244 Enhanced Spring TCWV trends are observed over the Siberian tundra and the Mackenzie
 245 watershed and the neighbouring coasts with up to 1 kg m⁻².

246 Summer enhanced trends of up to 3 kg m⁻² are observed in the Beaufort Sea, and of about 1
 247 kg/m² in the western Greenland summer open water region. Generally, MODIS data don't show
 248 important TCWV trends at the terrestrial Greenland regardless the season.

249 Downward trends are mostly pronounced at the terrestrial Arctic in summer with TCWV up to
 250 3 kg/m², also in fall but with weaker magnitude (less than 1 kg/m²).
 251



252

253 **Figure 3.** Seasonal TCWV linear trends in kg.m⁻²/decade of 2001-2015. DJF trends were calculated for
 254 2002-2015; while MAM, JJA, and SON for 2001-2015. Statistically significant trends at the 95%
 255 confidence level based on a Student's t test are shown in color. Pixels with missing data or not
 256 significant trends at the 95% confidence level are in white.

257 **General discussions**, Increasing winter and fall air temperature and precipitation have already
258 affected Svalbard [37]. Additionally, [38] have stated a loss in the winter ice extent and
259 concentration north of Svalbard which could have an extra positive feedback on TCWV trends.

260 Earlier melt onset on the Barents, Kara, Laptev, and Beaufort seas [39] could contribute to
261 wetter than averaged Spring TCWV amounts, and thereby a MAM TCWV positive trend in
262 addition to the reported increased freshwater discharge of the Mackenzie River into the Beaufort
263 Sea by about 25 % since 2003 [40].

264 Arctic fall sea ice extent at the eastern part of the Arctic ocean (against the Siberian west and
265 middle coasts) has a downward trend. This local sea ice cover reduction has increased the vertical
266 heat flux in autumn and early winter [7], and has locally increased the air temperature [3]. All these
267 mechanisms could explain the wet local TCWV SON trend.

268 The Beaufort Sea has experienced a summer sea ice extent/area decline in 2007, the
269 deformation towards thinner ice, earlier melt onset, later freeze-up, and thereby longer periods of
270 open water [41], [42]. This region is exposed to heat flux fed by the Pacific circulations across the
271 Bering Strait [43] coincident with clearest skies and thereby enhanced down welling radiation.
272 Within the clearest conditions, MODIS measurements are more confidences, and the upward
273 summer TCWV trend (around 2 kg/m²) are observable. Similar upwards trends are observed also in
274 MAM (Fig. 3) but with weaker magnitude. Both trends are consistent with local increased
275 evaporation rates seen by other instruments [44].

276 A record observed Greenland ice-sheet melt during summer 2012 (July), is thought to be
277 forced by warmer atmosphere (with record air temperature anomalies at the 600-700hPa), which
278 induces more frequent southerly warm air advection along the western Greenland coast and over
279 the neighboring Canadian Arctic Archipelago[45] and low liquid clouds [46] associated with new
280 near-surface air temperature records, during the whole summer months of 2012 [47]. These
281 observations may contribute to the enhanced summer TCWV trends reported in the western
282 Greenland seas.

283 The current study discusses upward TCWV trends with respect to certain Arctic changes (section
284 5); the negative TCWV trends are not discussed in this paper, as they need farther investigations.

285 **5 TCWV responses to Arctic Amplification**

286 In general, Arctic amplification is characterized by spatial and temporal variability, affected
287 by atmospheric circulation patterns [48][49], sea ice conditions[50], and ocean surface temperature
288 [51].

289 The Arctic climate undergoes many changes, with seasonal and regional features [52].
290 According to the IPCC report of 2014, widespread expansion of shrubs and other vegetation is
291 taking place around the tundra biome, known as the greening of the Arctic. Some recent studies
292 assure that, during non-summer seasons, some Arctic regions are generally becoming a source of
293 carbon rather than a sink [53], forced by changes in albedo, and enhanced by permafrost increased
294 temperature [54] [55]and thereby thawing.

295 Since 2000, many observations state this change, including an Arctic persistence winter
296 warmed phase [56], unprecedented September sea ice declines [64]–[66], and regional summer
297 upward trends of sea surface temperature [57].

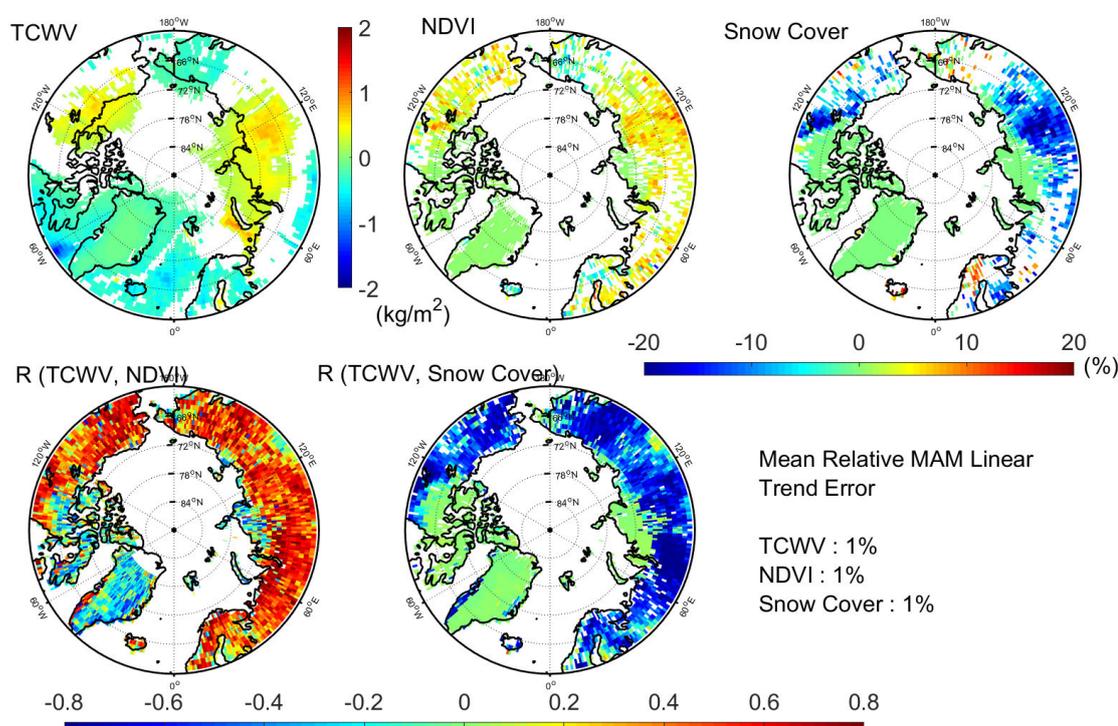
298 Our current study tracks the TCWV changes during some exceptional events at the Arctic.
299 Many MODIS data sets are used, including the Sea Surface Temperature SST (°C), Snow cover
300 product (fraction), and Normalized Differential Vegetation Index NDVI (fraction), in addition to the
301 NSIDC Sea ice extent data set, all of which were detailed previously in section 2.

302 *5.1 Spring and summer TCWV trends in response to NDVI and Snow cover changes*

303 The initial modification of the Arctic vegetation (as one of the impacts of the recent climate
304 changes) takes place at the vegetation boundaries of the Arctic tundra. Increases in vegetation

305 productivity have been observed across the Arctic (e.g. [58]), recent analyses suggest that the
 306 general increases in productivity concern all vegetation types [59]. We try to trace these changes
 307 and show when and where the TCWV has its most notable response to them. Additionally, we
 308 inspect how the snow cover trends evolve for the same studied period of spring 2001-2015. Figure 4
 309 shows the TCWV, NDVI, and snow cover linear trends at the 95% significant level in spring
 310 (2001-2015), as well as the correlations between the TCWV and each of NDVI and snow cover. The
 311 enhanced TCWV trend over the Siberian and Mackenzie lands is found to be coincident with
 312 enhanced NDVI trends and decreased snow cover, which refers to the earlier snowmelt onset cited
 313 previously for both regions (section 4). Additionally, the inter-annual variability of TCWV in spring
 314 shows a significant positive correlation with NDVI, while an opposite correlation with the snow
 315 cover fraction (Fig.4).

316 The above-mentioned regions also undergone a maintaining decreased snow cover surfaces
 317 and the later snow seems to be replaced by green areas. These green areas transfer extra water
 318 vapour to the atmosphere by evapotranspiration.



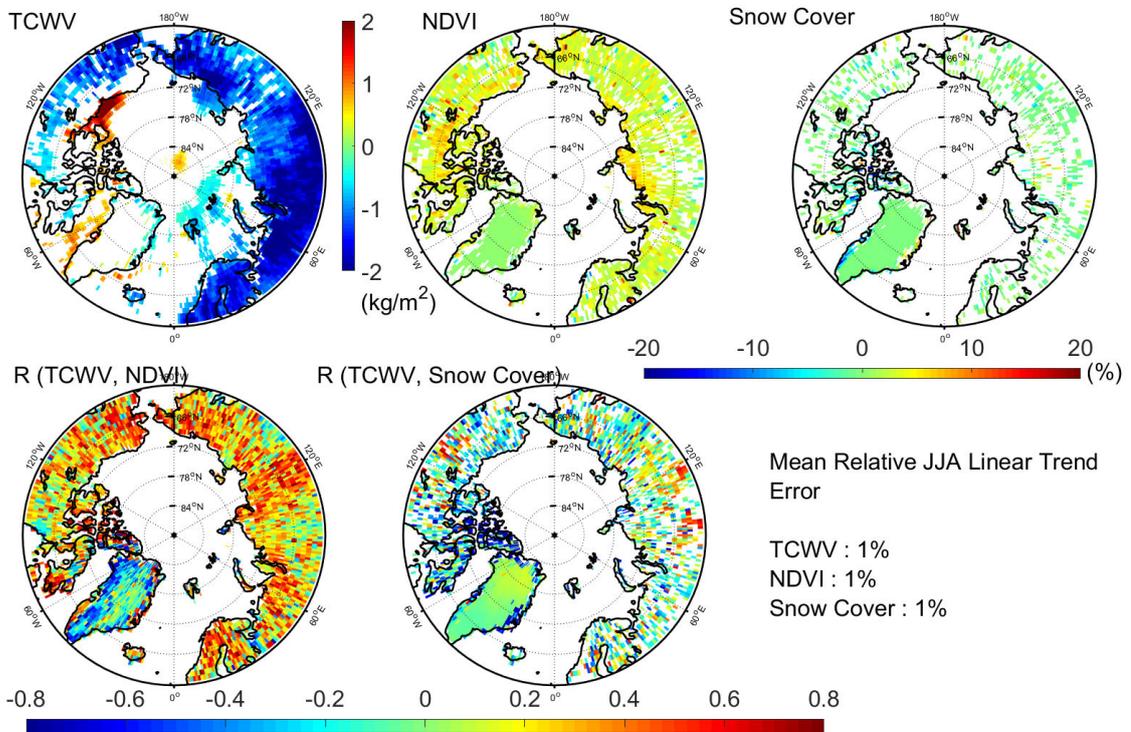
319 **Figure 4.** (Upper plots) Absolute trends in MAM of TCWV, NDVI, and Snow cover from left to right
 320 respectively. (Lower plots) Correlation coefficients in MAM of (left) TCWV with NDVI and (right)
 321 TCWV with Snow Cover for the whole 15 years data. Note that TCWV trends are in kg/m²/decade,
 322 and NDVI and snow cover use the same colour bar (bottom), their trends are in % /decade. Both
 323 correlation maps use the colour bar at the bottom. Only statistically significant trends at the 95%
 324 confidence level based on a Student's t test are shown. Pixels with missing data or not significant
 325 trends at the 95% confidence level are in white.
 326

327 Increased NDVI trends are previously observed in the Beaufort region coasts and inlands [60].
 328 Driving the evapotranspiration rates and thereby contributing to the local wet TCWV trends
 329 observed in MAM and JJA (Fig. 4, 5).

330 In summer (Fig. 5), nearly all the Siberian lands show slightly enhanced vegetation areas, but
 331 with no significant magnitude of snow cover trends. MODIS TCWV trends above the eastern
 332 terrestrial arctic and western Alaska show negative trend, and the correlated patterns of summer
 333 TCWV and each of NDVI and snow cover are scattered and don't show a spatially consistent
 334 feature. The decreased summer TCWV trends at the Siberian and Canadian regions are observed in
 335 coincident with slightly increased vegetation.

336 In response to higher summer temperatures, increased vegetation productivity and shrubs
 337 expansion are observed in many sites of Alaska and Siberia [61] [62]. Increased shrubs cover in the
 338 Arctic is expected to have major implications for the energy exchange between land surface and
 339 atmosphere [63]. Experimental studies reveal that deciduous shrubs expansion, within the early
 340 spring onset melt and thereby longer shrubs growing season, may reduce the summer permafrost
 341 thaw and the surface albedo [64] [65] [66]. Additionally, soils temperatures (under shrubs) are
 342 found to be reduced in summer (e.g. [67]). Moreover, the boreal Eurasia undergoes warmer
 343 summers without increased precipitations, they are vulnerable to drought stress and fire regimes
 344 shifts, [68][69]. All previous studies show signs of drier summers over some Siberian and Alaskan
 345 parts. However, we do believe that farther investigations (not provided by this study) are still
 346 needed to better discuss and explain these trends.

347 MODIS TCWV data set seems to be able to detect the enhanced TCWV trends in summer at the
 348 western Greenland and Beaufort seas (Fig. 5). This ability is thought to be due to clearer summer
 349 conditions over both regions[70], and thereby more realistic MODIS TCWV local summer
 350 measurements [27]. TCWV summer trends at the oceanic part are to be discussed again later with
 351 respect to sea surface temperature trends.

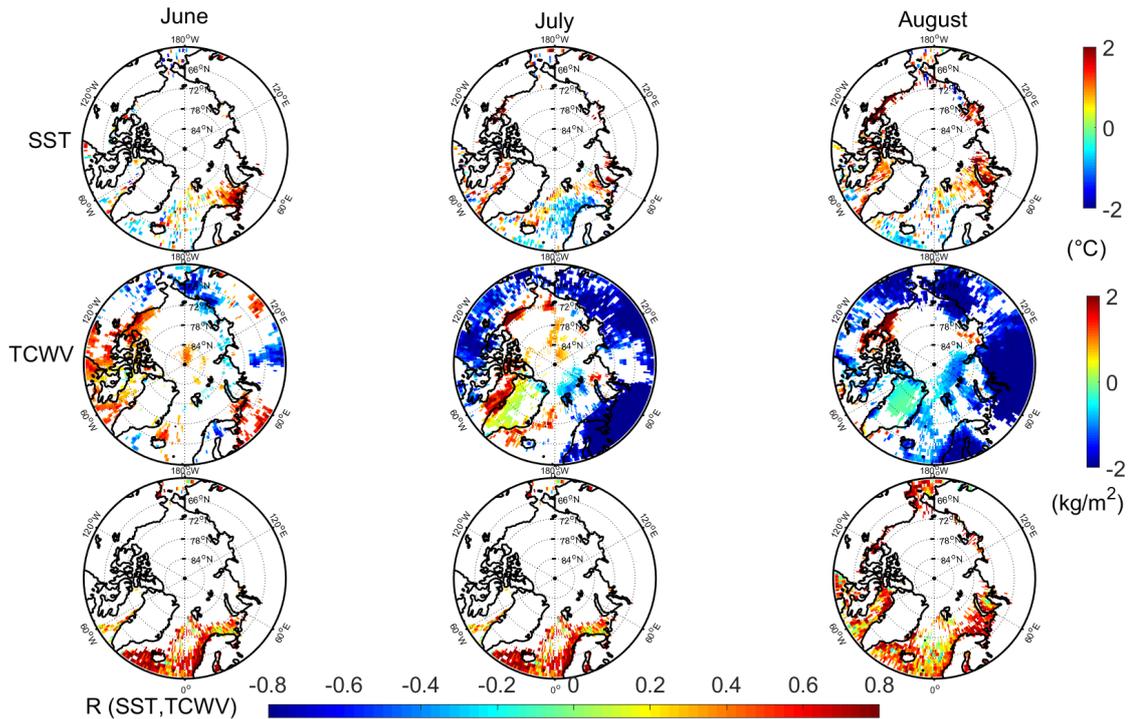


352 **Figure 5.** (Upper plots) Absolute trends in JJA of TCWV, NDVI, and Snow cover from left to right
 353 respectively. (Lower plots) Correlation coefficients in JJA of (left) TCWV with NDVI and (right)
 354 TCWV with Snow Cover for the whole 15 years data Note that TCWV trends are in kg/m²/decade,
 355 and NDVI and snow cover use the same colour bar (bottom), their trends are in %/decade. Both
 356 correlation maps use the colour bar at the bottom. Only statistically significant trends at the 95%
 357 confidence level based on a Student’s t test are shown. Pixels with missing data or not significant
 358 trends at the 95% confidence level are in white.
 359

360 **5.2 TCWV response to regional upper ocean warming (TCWV trends in response to SST trends)**

361 Enhanced solar heating of the upper ocean has been observed over the Beaufort [57] and the
 362 western Greenland seas[71] in July and August. This results in positive local SST trends over both
 363 regions. But MODIS TCWV data response to these trends is not the same. More clearly, the Beaufort
 364 Sea region show enhanced TCWV trends in both July and August (Fig. 6) coincident with enhanced
 365 SST trends. Nevertheless, the enhanced TCWV trends over the west Greenland seas are observed
 366 only in July, but no longer in August (Fig. 6). Please notice also the TCWV response to the increased

367 SST in the Barents Sea region in June. The previously mentioned zones of wet TCWV trends are
 368 affected by the principal paths of the meridional humid flux [72] into the Arctic in summer [35].



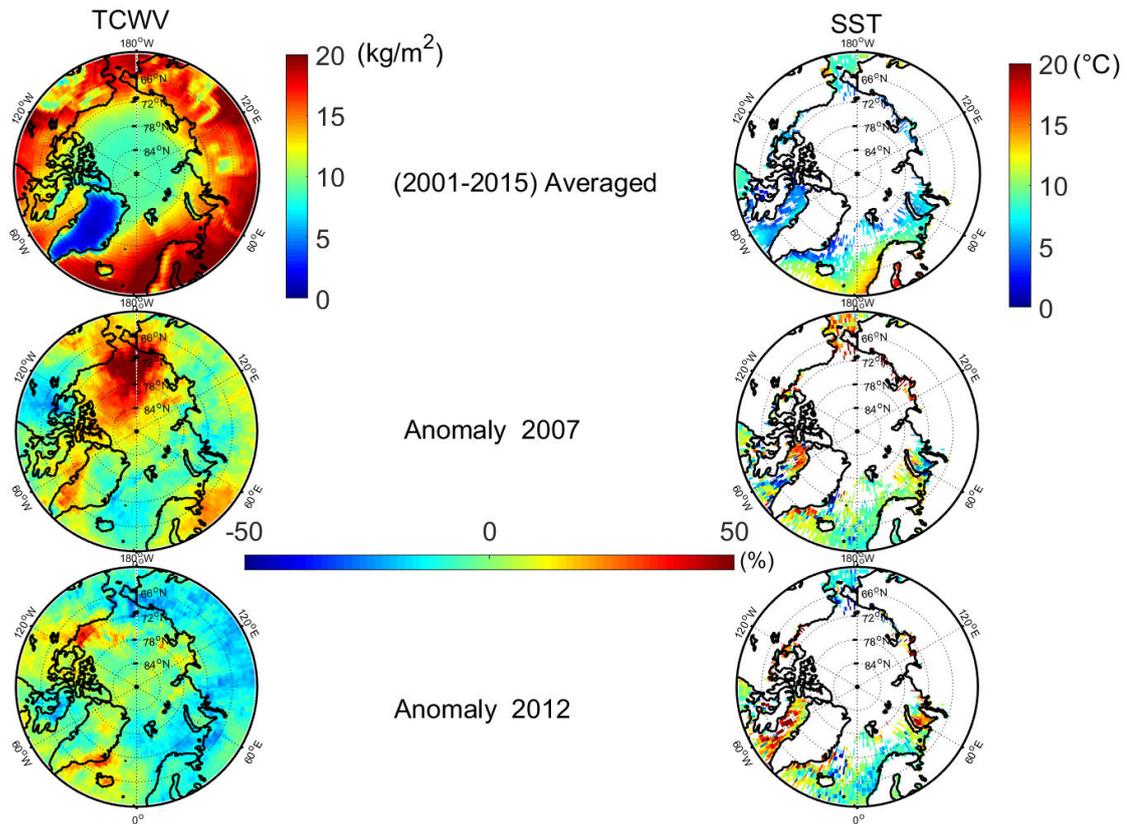
369 **Figure 6.** (Upper plots) Absolute trends of SST in June, July, and August from left to right
 370 respectively, by °C/decade of (2001-2015). (Middle plots) Absolute trends of TCWV in June, July,
 371 and August from left to right respectively, by kg/m²/decade of (2001-2015). (Lower plots)
 372 Correlation coefficients of TCWV with SST in June (left), July (middle), and August (right) for the
 373 whole 15 years data. Trends Colour bars are on the right. Correlation maps use the colour bar on the
 374 bottom. Only statistically significant trends at the 95% confidence level based on a Student's t test
 375 are shown. Pixels with missing data or not significant trends at the 95% confidence level are in white
 376

377 One case study could be the exceptional Augusts of 2007 & 2012 (Fig. 7). In 2007, the SST
 378 showed an enhancing anomaly of more than 50% in the Laptev, the eastern Siberian, and the Baffin
 379 Bay, but not that obvious at the Chukchi Sea. These anomalies were coincident to wet TCWV
 380 anomalies that extended to the whole northern and eastern Canadian archipelago and more
 381 strongly towards the Arctic Ocean from most sides.

382 Again in 2012, and out of the Chukchi Sea, the upper ocean warming was more distinguished
 383 in Denmark Strait, Baffin Bay, and Davis straits, southeastern Greenland sea as well as at the
 384 Beaufort open water. Consequently, these warm spots drove a wetter than usual coincident
 385 anomaly of TCWV (weaker at the Davis Strait, while no wet trends are observed at the Kara Sea).

386 Overall, we do believe that the wet TCWV trends are driven by the local dramatic observed sea
 387 ice decline in 2007 and 2012 (stated previously in section 4) more than the locally enhanced SST
 388 trends. Logically, both unusual late summers have resulted in dramatic September sea ice extent
 389 decline in 2007 and 2012, which will be discussed below.

390



391
 392 **Figure 7.** TCWV anomaly during the exceptional August of 2007 and 2012 with respect to
 393 (2001-2015) mean. (Upper plots) averaged August TCWV, SST for 2001-2015 by kg/m², °C from left
 394 to right respectively. (Middle plots) 2007 August anomaly of TCWV, SST (%) respectively, and
 395 (Lower plots) same as second but for 2012.

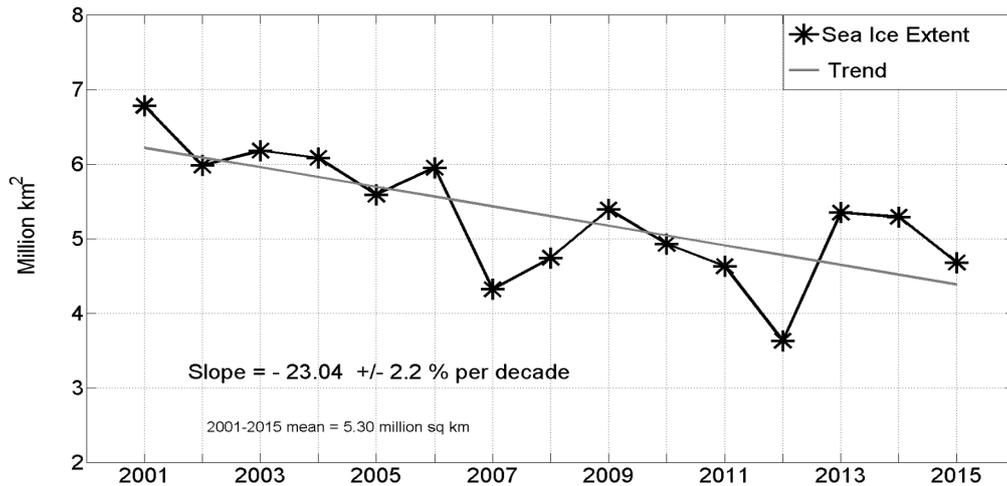
396 *5.3 TCWV response to sea ice extent retreat*

397 Many studies state that the Arctic sea ice has experienced a shift from abundant perennial ice
 398 to predominantly seasonal ice [73], [74]. Sea ice extent is considered for areas having more than 15
 399 % ice concentration. The seasonal cycle of the Arctic sea ice extent is characterized by a minimum in
 400 September and a maximum in March.

401 The accelerated sea ice melting would increase the open water areas after the summer
 402 warming. Most of these regions are on the northern North Atlantic and the Barents-Kara in winter,
 403 and above the Beaufort sea in summer, while above the Chukchi sea and the Bering Strait in early
 404 fall.

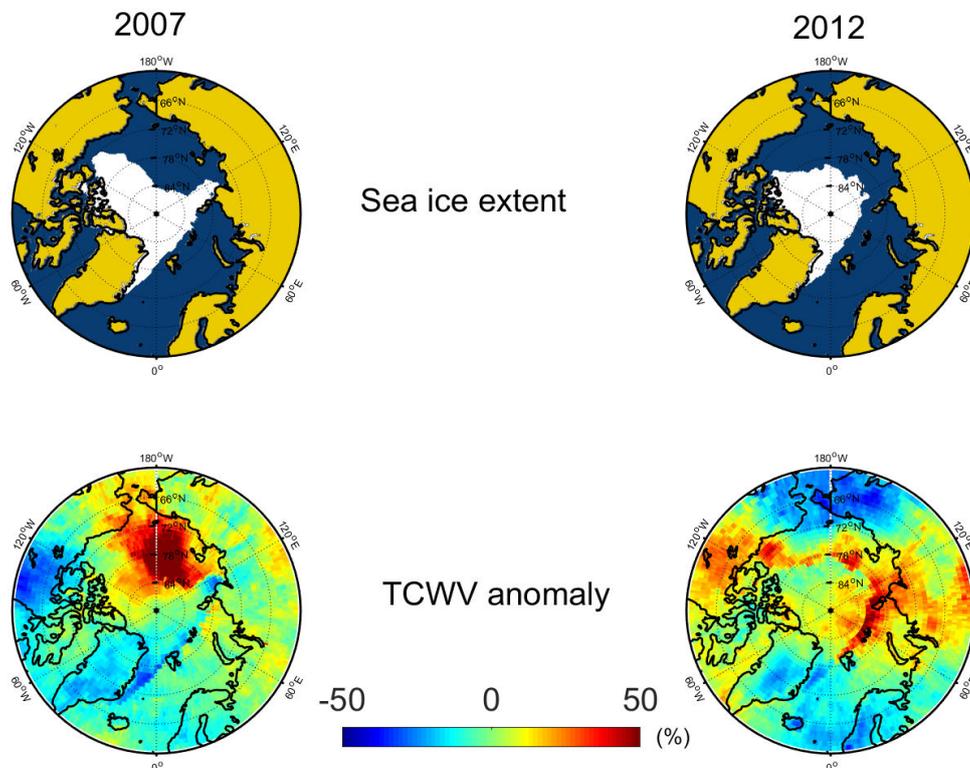
405 *5.3.1 September sea ice extent decline in 2007 and 2012*

406 Sea ice extent negative anomaly phase is clearly observed since 2001 according to NSIDC
 407 analysis (Fig. 8). With the most dramatic declines in September 2007 and September 2012 [75]–[77].
 408 Moreover, most coasts above 70°N experience longer ice-free periods as a result of earlier melt
 409 onset and later freeze-up [41]. September TCWV linear trends are thought to be sensitive to the sea
 410 ice extent changes per decade of the study period of 2001-2015.



411
 412 **Figure 8.** September Sea ice extent linear trend over 60°N-90°N with respect to 2001-2015 mean. The
 413 shown trends are statistically significant at the 95% confidence level based on a Student’s t test. Data
 414 are from NSIDC.

415 Within the study of [78], the Chukchi and Beaufort sea ices showed a strong and pronounced
 416 variability with a large decrease from 90% in April to about 10% in September, unlike the
 417 Greenland Sea ice variability which is rather small. However, for both zones, the sea ice
 418 concentration is shown to be inversely correlated with specific humidity and temperature. Here we
 419 present only the TCWV anomalies for September to show the regional response to the decline of sea
 420 ice extent. Figure 9 shows the most dramatic September sea ice declines, and the local and greater
 421 coincident TCWV positive anomaly.



422
 423 **Figure 9.** September sea ice extent (white areas of the upper plots) and TCWV anomaly (% , lower plots) for
 424 2007, and 2012. Anomaly is calculated with respect to (2001-2015) mean.

425 5.3.2 Barents and Kara amplification

426 Enhanced Atlantic downward infrared radiation has contributed to local winter sea ice decline,
 427 particularly in the Barents–Kara seas and Baffin Bay [79],[48].

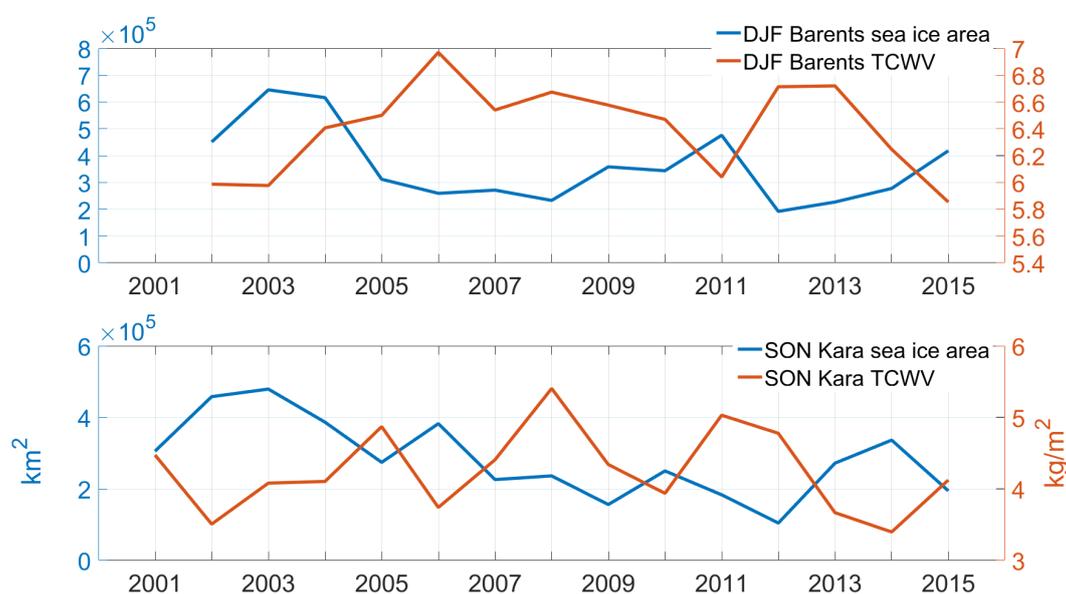
428 The net radiation budget has a clear enhanced trend since 2001 over Svalbard, with enhanced
 429 downward long wave radiation in winter [80].

430 TCWV winter trends show a positive response to the mentioned local winter sea ice decline
 431 (Fig. 3). Here we select two domains of 5° by 5° located over the Barents Sea and over the Kara Sea
 432 (Table 1), to show the winter and fall TCWV in both regions respectively. The selected squares
 433 belong to the region that shows an enhanced TCWV trends (Fig. 3).

434 **Table 1.** Localisation of both examined TCWV regions of the Barents and Kara Seas.

Region	Latitude range	Longitude range
Barents	75°N – 79°N	30°E – 34°E
Kara	76°N – 80°N	85°E – 89°E

435 Regionally averaged winter(fall) time series of both TCWV (squares) and sea ice area (all area)
 436 for the Barents (Kara) regions are presented (Fig. 10). Note that winter sea ice area time series
 437 represent the regional averaged winter NSIDC data set (for the whole Barents/kara Sea) calculated
 438 for the same period 2002-2015, while TCWV regional average is the average of the selected square
 439 (Table-1). Figure 10 highlights clearly the significant inversed correlations between TCWV and sea
 440 ice area time series for the studied period, with negative correlations coefficients of about -68,-58%
 441 for Barents in DJF and Kara in SON respectively, agreeing with [78]. This confirms that the
 442 observed SON and DJF local enhanced TCWV trends are temporally sensitive to the local sea ice
 443 decline over the studied seas.



444
 445 **Figure 10.** Regionally averaged time series of sea ice area (km²) and TCWV (kg/m²) from 2001 to
 446 2015 in winter (DJF) for the Barents Sea and in fall (SON) for the Kara Sea. Note that TCWV studied
 447 regions are defined in Table 1.

448 **6. Conclusion**

449 TCWV trends are assessed for 15 years of the recent Arctic amplification phases using MODIS
 450 monthly climatologically dataset. Results point out enhanced but widespread trends all over the
 451 Arctic, temporally and spatially associated with the Arctic changes. Winter wet TCWV trends are
 452 clearly observed south of Svalbard archipelago extending to the Barents Sea. These trends result

453 from persistent local warming phases accompanied by a decline of sea ice. Increasing spring TCWV
454 at the Siberian and the Mackenzie watersheds thought to result from increased vegetation in areas
455 where snow cover is degrading. Summer sea ice minima events accompanied by clear sky
456 conditions particularly over the Beaufort and west Greenland have favoured a wetter than usual
457 TCWV at both regions. Eurasia and western Alaska experience drier summers, these trends are
458 associated with reported local warmed summers in absence of increased precipitations. However,
459 farther investigations are needed to explain these trends. The dramatic decline of fall sea ice extent
460 in the Chukchi and Beaufort regions have led to local enhanced TCWV. This study shows that the
461 TCWV response is more sensitive to the minimum sea ice extent events than the upper ocean
462 temperature changes. Among the most sensitive TCWV regions to this sea ice decline are: the
463 Barents (in winter) and the Kara (in fall). The observed anomalies and trends are thought to be
464 reasonably coherent with observations from other data sets.

465 **Acknowledgement:** This work was funded by the European project EDU-Arctic. This work was developed
466 in the framework of the VEGA project and supported by the CNRS program LEFE/INSU.

467 References

- 468 [1] I. V. Polyakov, G. V. Alekseev, R. V. Bekryaev, U. Bhatt, R. L. Colony, M. A. Johnson, V. P.
469 Karklin, A. P. Makshtas, D. Walsh, and A. V. Yulin, "Observationally based assessment of
470 polar amplification of global warming," *Geophys. Res. Lett.*, 2002.
- 471 [2] M. C. Serreze and J. A. Francis, "The Arctic Amplification Debate," *Clim. Change*, vol. 76, no.
472 3, pp. 241–264, 2006.
- 473 [3] D. Ghatak and J. Miller, "Implications for Arctic amplification of changes in the strength of
474 the water vapor feedback," *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 118, no. 14, pp. 7569–7578, 2013.
- 475 [4] M. C. Serreze, A. P. Barrett, J. C. Stroeve, D. N. Kindig, and M. M. Holland, "The emergence
476 of surface-based {Arctic} amplification," *Cryosph.*, vol. 3, no. 1, pp. 11–19, 2009.
- 477 [5] R. V. Bekryaev, I. V. Polyakov, and V. A. Alexeev, "Role of polar amplification in long-term
478 surface air temperature variations and modern arctic warming," *J. Clim.*, vol. 23, no. 14, pp.
479 3888–3906, 2010.
- 480 [6] J. Cohen, J. A. Screen, J. C. Furtado, M. Barlow, D. Whittleston, D. Coumou, J. Francis, K.
481 Dethloff, D. Entekhabi, J. Overland, and J. Jones, "Recent Arctic amplification and extreme
482 mid-latitude weather," *Nat. Geosci.*, vol. 7, no. 9, pp. 627–637, Sep. 2014.
- 483 [7] T. Vihma, *Effects of Arctic Sea Ice Decline on Weather and Climate: A Review*, vol. 35, no. 5. 2014.
- 484 [8] J. a Screen and I. Simmonds, "The central role of diminishing sea ice in recent Arctic
485 temperature amplification.," *Nature*, vol. 464, no. 7293, pp. 1334–1337, 2010.
- 486 [9] Y. Chen, J. R. Miller, J. a Francis, and G. L. Russell, "Projected regime shift in Arctic cloud
487 and water vapor feedbacks," *Environ. Res. Lett.*, vol. 6, p. 44007, 2011.
- 488 [10] J. Francis and E. Hunter, "Changes in the fabric of the Arctic's greenhouse blanket," *Environ.*
489 *Res. Lett.*, vol. 2, no. 4, p. 45011, 2007.

- 490 [11] J. R. Miller, Y. Chen, G. L. Russell, and J. A. Francis, "Future regime shift in feedbacks
491 during Arctic winter," *Geophys. Res. Lett.*, vol. 34, no. 23, pp. 7–10, 2007.
- 492 [12] M. Winton, "Amplified Arctic climate change: What does surface albedo feedback have to
493 do with it?," *Geophys. Res. Lett.*, vol. 33, no. 3, pp. 1–4, 2006.
- 494 [13] J. A. Screen, I. Simmonds, C. Deser, and R. Tomas, "The atmospheric response to three
495 decades of observed arctic sea ice loss," *J. Clim.*, vol. 26, no. 4, pp. 1230–1248, 2013.
- 496 [14] J. Hansen, M. Sato, R. Ruedy, L. Nazarenko, A. Lacis, G. A. Schmidt, G. Russell, L. Aleinov,
497 M. Bauer, S. Bauer, and others, "Climate and Dynamics-D18104-Efficacy of climate forcings
498 (DOI 10.1029/2005JD005776)," *J. Geophys. Res. D-Atmospheres*, vol. 110, no. 18, 2005.
- 499 [15] J. Hansen, M. Sato, R. Ruedy, P. Kharecha, A. Lacis, R. Miller, L. Nazarenko, K. Lo, G. A.
500 Schmidt, G. Russell, I. Aleinov, S. Bauer, E. Baum, B. Cairns, V. Canuto, M. Chandler, Y.
501 Cheng, A. Cohen, A. Del Genio, G. Faluvegi, E. Fleming, A. Friend, T. Hall, C. Jackman, J.
502 Jonas, M. Kelley, N. Y. Kiang, D. Koch, G. Labow, J. Lerner, S. Menon, T. Novakov, V. Oinas,
503 J. Perlwitz, J. Perlwitz, D. Rind, A. Romanou, R. Schmunk, D. Shindell, P. Stone, S. Sun, D.
504 Streets, N. Tausnev, D. Thresher, N. Unger, M. Yao, and S. Zhang, "Dangerous human-made
505 interference with climate: a GISS modelE study," *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 7, no. 9, pp.
506 2287–2312, 2007.
- 507 [16] R. G. Graverson, "Do changes in the midlatitude circulation have any impact on the Arctic
508 surface air temperature trend?," *J. Clim.*, vol. 19, no. 20, pp. 5422–5438, 2006.
- 509 [17] S. C. Sherwood, R. Roca, T. M. Weckwerth, and N. G. Andronova, "Tropospheric Water
510 Vapor, Convection, and Climate," vol. 48, no. 2009, pp. 1–29, 2010.
- 511 [18] D. J. Gaffen, A. Robock, and W. P. Elliott, "Annual cycles of tropospheric water vapor," *J.*
512 *Geophys. Res.*, vol. 97, no. D16, p. 18185, 1992.
- 513 [19] J. A. Screen and I. Simmonds, "Half-century air temperature change above Antarctica:
514 Observed trends and spatial reconstructions," *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 117, no. D16, 2012.
- 515 [20] R. J. Ross and W. P. Elliot, "Radiosonde-based Northern Hemisphere tropospheric water
516 vapor trends," *J. Clim.*, vol. 14, no. 7, pp. 1602–1612, 2001.
- 517 [21] K. E. Trenberth, J. Fasullo, and L. Smith, "Trends and variability in column-integrated
518 atmospheric water vapor," *Clim. Dyn.*, vol. 24, no. 7–8, pp. 741–758, 2005.
- 519 [22] S. Mieruch, S. Noël, H. Bovensmann, and J. P. Burrows, "Analysis of global water vapour
520 trends from satellite measurements in the visible spectral range," *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 8,
521 no. 3, pp. 491–504, 2008.
- 522 [23] L. N. Boisvert and J. C. Stroeve, "The Arctic is becoming warmer and wetter as revealed by
523 the Atmospheric Infrared Sounder," *Geophys. Res. Lett.*, vol. 42, no. 11, pp. 4439–4446, 2015.

- 524 [24] L. N. Boisvert, T. Markus, and T. Vihma, "Moisture flux changes and trends for the entire
525 Arctic in 2003–2011 derived from EOS Aqua data," *J. Geophys. Res. Ocean.*, vol. 118, no. 10,
526 pp. 5829–5843, 2013.
- 527 [25] M. C. Serreze, A. P. Barrett, and J. Stroeve, "Recent changes in tropospheric water vapor
528 over the Arctic as assessed from radiosondes and atmospheric reanalyses," *J. Geophys. Res.*
529 *Atmos.*, vol. 117, no. 10, 2012.
- 530 [26] B.-C. Gao, "Water vapor retrievals using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
531 (MODIS) near-infrared channels," *J. Geophys. Res.*, vol. 108, no. D13, pp. 1–10, 2003.
- 532 [27] D. Alraddawi, A. Sarkissian, P. Keckhut, O. Bock, S. Noël, S. Bekki, A. Irbah, M. Meftah, and
533 C. Claud, "Comparison of total water vapour content in the Arctic derived 5 from GPS,
534 AIRS, MODIS and SCIAMACHY," *Atmos. Meas. Tech. Discuss*, vol. 5194, pp. 2017–195.
- 535 [28] D. K. Hall and G. A. Riggs, "Accuracy assessment of the MODIS snow products," vol. 21,
536 pp. 1534–1547, 2007.
- 537 [29] S. Platnick, M. D. King, S. A. Ackerman, W. P. Menzel, B. A. Baum, J. C. Riédi, and R. A.
538 Frey, "The MODIS cloud products: Algorithms and examples from terra," *IEEE Trans.*
539 *Geosci. Remote Sens.*, vol. 41, no. 2 PART 1, pp. 459–472, 2003.
- 540 [30] A. Huete and C. Justice, "Modis Vegetation Index Algorithm Theoretical Basis," *Environ.*
541 *Sci.*, no. Mod 13, p. 129, 1999.
- 542 [31] D. A. Stow, A. Hope, D. McGuire, D. Verbyla, J. Gamon, F. Huemrich, S. Houston, C.
543 Racine, M. Sturm, K. Tape, L. Hinzman, K. Yoshikawa, C. Tweedie, B. Noyle, C. Silapaswan,
544 D. Douglas, B. Griffith, G. Jia, H. Epstein, D. Walker, S. Daeschner, A. Petersen, L. Zhou, and
545 R. Myneni, "Remote sensing of vegetation and land-cover change in Arctic Tundra
546 Ecosystems," *Remote Sens. Environ.*, vol. 89, no. 3, pp. 281–308, 2004.
- 547 [32] F. Fetterer, K. Knowles, W. Meier, and M. Savoie, "Sea Ice Index, Version 2," *Boulder, Color.*
548 *USA. NSIDC Natl. Snow Ice Data Cent.*, 2016.
- 549 [33] J. Mortin, S. E. L. Howell, L. Wang, C. Derksen, G. Svensson, R. G. Graversen, and T. M.
550 Schröder, "Extending the QuikSCAT record of seasonal melt–freeze transitions over Arctic
551 sea ice using ASCAT," 2014.
- 552 [34] C. G. Fichtot, K. Kaiser, S. B. Hooker, R. M. W. Amon, M. Babin, S. Bélanger, S. A. Walker,
553 and R. Benner, "Pan-Arctic distributions of continental runoff in the Arctic Ocean," *Sci. Rep.*,
554 vol. 3, p. 1053, 2013.
- 555 [35] E. Jakobson and T. Vihma, "Atmospheric moisture budget in the Arctic based on the ERA-40
556 reanalysis," *Int. J. Climatol.*, vol. 30, no. 14, pp. 2175–2194, 2010.
- 557 [36] I. M. Held and B. J. Soden, "Robust responses of the hydrologic cycle to global warming," *J.*
558 *Clim.*, vol. 19, pp. 5686–5699, 2006.

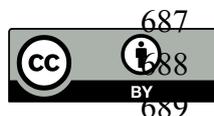
- 559 [37] J. I. López-Moreno, J. Boike, A. Sanchez-Lorenzo, and J. W. Pomeroy, "Impact of climate
560 warming on snow processes in Ny-Ålesund, a polar maritime site at Svalbard," *Glob. Planet.*
561 *Change*, vol. 146, pp. 10–21, 2016.
- 562 [38] I. H. Onarheim, L. H. Smedsrud, R. B. Ingvaldsen, and F. Nilsen, "Loss of sea ice during
563 winter north of Svalbard," *Tellus, Ser. A Dyn. Meteorol. Oceanogr.*, vol. 66, no. 1, 2014.
- 564 [39] J. C. Stroeve, T. Markus, L. Boisvert, J. Miller, and A. Barrett, "Changes in Arctic melt season
565 and implications for sea ice loss," *Geophys. Res. Lett.*, vol. 41, pp. 1216–1225, 2014.
- 566 [40] D. Doxaran, E. Devred, and M. Babin, "A 50 % increase in the mass of terrestrial particles
567 delivered by the Mackenzie River into the Beaufort Sea (Canadian Arctic Ocean) over the
568 last 10 years," *Biogeosciences*, vol. 12, pp. 3551–3565, 2015.
- 569 [41] T. Markus, J. C. Stroeve, and J. Miller, "Recent changes in Arctic sea ice melt onset, freezeup,
570 and melt season length," *J. Geophys. Res. Ocean.*, vol. 114, no. 12, pp. 1–14, 2009.
- 571 [42] J. A. Maslanik, C. Fowler, J. Stroeve, S. Drobot, J. Zwally, D. Yi, and W. Emery, "A younger,
572 thinner Arctic ice cover: Increased potential for rapid, extensive sea-ice loss," *Geophys. Res.*
573 *Lett.*, vol. 34, no. 24, pp. 2004–2008, 2007.
- 574 [43] R. A. Woodgate, K. Aagaard, and T. J. Weingartner, "Interannual changes in the Bering
575 Strait fluxes of volume, heat and freshwater between 1991 and 2004," *Geophys. Res. Lett.*, vol.
576 33, no. 15, pp. 2–6, 2006.
- 577 [44] L. N. Boisvert and J. C. Stroeve, "The Arctic is becoming warmer and wetter as revealed by
578 the Atmospheric Infrared Sounder," *Geophys. Res. Lett.*, vol. 42, no. 11, pp. 4439–4446, 2015.
- 579 [45] X. Fettweis, E. Hanna, C. Lang, A. Belleflamme, M. Erpicum, and H. Gallée, "Brief
580 communication " Important role of the mid-tropospheric atmospheric circulation in
581 the recent surface melt increase over the Greenland ice sheet ";" *Cryosph.*, vol. 7, pp.
582 241–248, 2013.
- 583 [46] R. Bennartz, M. D. Shupe, D. D. Turner, V. P. Walden, K. Steffen, C. J. Cox, M. S. Kulie, N. B.
584 Miller, and C. Pettersen, "July 2012 Greenland melt extent enhanced by low-level liquid
585 clouds," *Nature*, vol. 496, no. 7443, pp. 83–86, 2013.
- 586 [47] E. Hanna, X. Fettweis, S. H. Mernild, J. Cappelen, M. H. Ribergaard, C. A. Shuman, K.
587 Steffen, L. Wood, and T. L. Mote, "Atmospheric and oceanic climate forcing of the
588 exceptional Greenland ice sheet surface melt in summer 2012," *Int. J. Climatol.*, vol. 34, no. 4,
589 pp. 1022–1037, 2014.
- 590 [48] B. Luo, D. Luo, L. Wu, L. Zhong, and I. Simmonds, "Atmospheric circulation patterns which
591 promote winter Arctic sea ice decline," *Environ. Res. Lett.*, vol. 12, no. 5, p. 54017, 2017.
- 592 [49] S. Lee, T. Gong, S. B. Feldstein, J. Screen, and I. Simmonds, "Revisiting the cause of the
593 1989–2009 Arctic surface warming using the surface energy budget: downward infrared

- 594 radiation dominates the surface fluxes," *Geophys. Res. Lett.*, pp. 1–8, 2017.
- 595 [50] I. Simmonds, "Comparing and contrasting the behaviour of Arctic and Antarctic sea ice over
596 the 35 year period 1979-2013," *Ann. Glaciol.*, vol. 56, no. 69, pp. 18–28, 2015.
- 597 [51] T. Vihma, J. Screen, M. Tjernström, B. Newton, X. Zhang, V. Popova, C. Deser, M. Holland,
598 and T. Prowse, "The atmospheric role in the Arctic water cycle: A review on processes, past
599 and future changes, and their impacts," *Journal of Geophysical Research G: Biogeosciences*, vol.
600 121, no. 3. pp. 586–620, 2016.
- 601 [52] J. Blunden, D. S. Arndt, J. Blunden, and D. S. Arndt, "State of the Climate in 2015," *Bull. Am.*
602 *Meteorol. Soc.*, vol. 97, no. 8, p. Si-S275, 2016.
- 603 [53] E. E. Webb, E. A. G. Schuur, S. M. Natali, K. L. Oken, R. Bracho, J. P. Krapek, D. Risk, and N.
604 R. Nickerson, "Increased wintertime CO₂ loss as a result of sustained tundra warming," *J.*
605 *Geophys. Res. Biogeosciences*, vol. 121, no. 2, pp. 249–265, 2016.
- 606 [54] K. Schaefer, H. Lantuit, V. E. Romanovsky, E. A. G. Schuur, and R. Witt, "The impact of the
607 permafrost carbon feedback on global climate," *Environ. Res. Lett.*, vol. 9, no. 8, p. 85003,
608 2014.
- 609 [55] B. K. Biskaborn, J. P. Lanckman, H. Lantuit, K. Elger, D. A. Streletskiy, W. L. Cable, and V. E.
610 Romanovsky, "The new database of the Global Terrestrial Network for Permafrost
611 (GTN-P)," *Earth Syst. Sci. Data*, vol. 7, no. 2, pp. 745–759, 2015.
- 612 [56] J. E. Overland, M. Wang, and S. Salo, "The recent Arctic warm period," *Tellus, Ser. A Dyn.*
613 *Meteorol. Oceanogr.*, vol. 60 A, no. 4, pp. 589–597, 2008.
- 614 [57] D. K. Perovich, J. A. Richeter-Menge, K. F. Jones, and B. Light, "Sunlight, water, and ice:
615 Extreme Arctic sea ice melt during the summer of 2007," *Geophys. Res. Lett.*, vol. 35, no. 11,
616 pp. 2–5, 2008.
- 617 [58] A. G. Bunn and S. J. Goetz, "Trends in satellite-observed circumpolar photosynthetic activity
618 from 1982 to 2003: The influence of seasonality, cover type, and vegetation density," *Earth*
619 *Interact.*, vol. 10, no. 12, 2006.
- 620 [59] P. S. A. Beck and S. J. Goetz, "Corrigendum: Satellite observations of high northern latitude
621 vegetation productivity changes between 1982 and 2008: ecological variability and regional
622 differences," *Environ. Res. Lett.*, vol. 7, no. 2, p. 29501, 2012.
- 623 [60] U. S. Bhatt, D. A. Walker, M. K. Raynolds, J. C. Comiso, H. E. Epstein, G. Jia, R. Gens, J. E.
624 Pinzon, C. J. Tucker, C. E. Tweedie, and P. J. Webber, "Circumpolar Arctic tundra vegetation
625 change is linked to sea ice decline," *Earth Interact.*, vol. 14, no. 8, 2010.
- 626 [61] I. H. Myers-Smith, B. C. Forbes, M. Wilmking, M. Hallinger, T. Lantz, D. Blok, K. D. Tape,
627 M. Macias-Fauria, U. Sass-Klaassen, E. Lévesque, S. Boudreau, P. Ropars, L. Hermanutz, A.
628 Trant, L. S. Collier, S. Weijers, J. Rozema, S. A. Rayback, N. M. Schmidt, G.

- 629 Schaepman-Strub, S. Wipf, C. Rixen, C. B. Ménard, S. Venn, S. Goetz, L. Andreu-Hayles, S.
630 Elmendorf, V. Ravolainen, J. Welker, P. Grogan, H. E. Epstein, and D. S. Hik, "Shrub
631 expansion in tundra ecosystems: dynamics, impacts and research priorities," *Environ. Res.
632 Lett.*, vol. 6, no. 4, p. 45509, 2011.
- 633 [62] K. D. Tape, D. D. Gustine, R. W. Ruess, L. G. Adams, and J. A. Clark, "Correction: Range
634 expansion of moose in Arctic Alaska linked to warming and increased shrub habitat," *PLoS
635 One*, vol. 11, no. 7, pp. 1–12, 2016.
- 636 [63] F. S. Chapin, "Role of Land-Surface Changes in Arctic Summer Warming," *Science (80-.)*,
637 vol. 310, no. 5748, pp. 657–660, 2005.
- 638 [64] D. Blok, M. M. P. D. Heijmans, G. Schaepman-Strub, A. V. Kononov, T. C. Maximov, and F.
639 Berendse, "Shrub expansion may reduce summer permafrost thaw in Siberian tundra," *Glob.
640 Chang. Biol.*, vol. 16, no. 4, pp. 1296–1305, 2010.
- 641 [65] D. Blok, G. Schaepman-Strub, H. Bartholomeus, M. M. P. D. Heijmans, T. C. Maximov, and
642 F. Berendse, "The response of Arctic vegetation to the summer climate: relation between
643 shrub cover, NDVI, surface albedo and temperature," *Environ. Res. Lett.*, vol. 6, no. 3, p.
644 35502, 2011.
- 645 [66] M. M. Loranty, S. J. Goetz, and P. S. A. Beck, "Tundra vegetation effects on pan-Arctic
646 albedo," *Environ. Res. Lett.*, vol. 6, no. 2, p. 29601, 2011.
- 647 [67] I. H. Myers-Smith and D. S. Hik, "Shrub canopies influence soil temperatures but not
648 nutrient dynamics: An experimental test of tundra snow-shrub interactions," *Ecol. Evol.*, vol.
649 3, no. 11, pp. 3683–3700, 2013.
- 650 [68] S. Piao, X. Wang, P. Ciais, B. Zhu, T. Wang, and J. Liu, "Changes in satellite-derived
651 vegetation growth trend in temperate and boreal Eurasia from 1982 to 2006," *Glob. Chang.
652 Biol.*, vol. 17, no. 10, pp. 3228–3239, 2011.
- 653 [69] W. Buermann, B. Parida, M. Jung, G. M. MacDonald, C. J. Tucker, and M. Reichstein,
654 "Recent shift in Eurasian boreal forest greening response may be associated with warmer
655 and drier summers," *Geophys. Res. Lett.*, 2014.
- 656 [70] J. E. Kay, T. L'Ecuyer, A. Gettelman, G. Stephens, and C. O'Dell, "The contribution of cloud
657 and radiation anomalies to the 2007 Arctic sea ice extent minimum," *Geophys. Res. Lett.*, vol.
658 35, no. 8, pp. 1–5, 2008.
- 659 [71] C. L. Parkinson and J. C. Comiso, "On the 2012 record low Arctic sea ice cover: Combined
660 impact of preconditioning and an August storm," *Geophys. Res. Lett.*, vol. 40, no. 7, pp.
661 1356–1361, 2013.
- 662 [72] A. Dufour, O. Zolina, and S. K. Gulev, "Atmospheric moisture transport to the arctic:
663 Assessment of reanalyses and analysis of transport components," *J. Clim.*, vol. 29, no. 14, pp.

- 664 5061–5081, 2016.
- 665 [73] J. C. Comiso, “Large decadal decline of the arctic multiyear ice cover,” *J. Clim.*, vol. 25, no. 4,
666 pp. 1176–1193, 2012.
- 667 [74] J. Maslanik, J. Stroeve, C. Fowler, and W. Emery, “Distribution and trends in Arctic sea ice
668 age through spring 2011,” *Geophys. Res. Lett.*, vol. 38, no. 13, pp. 2–7, 2011.
- 669 [75] J. Stroeve, M. Serreze, S. Drobot, S. Gearheard, M. Holland, J. Masalink, W. Meier, and T.
670 Scambos, “Arctic sea ice extent plummets in 2007,” *Eos (Washington. DC).*, vol. 89, no. 2, pp.
671 13–20, 2008.
- 672 [76] J. C. Comiso, C. L. Parkinson, R. Gersten, and L. Stock, “Accelerated decline in the Arctic sea
673 ice cover,” *Geophys. Res. Lett.*, 2008.
- 674 [77] J. C. Stroeve, V. Kattsov, A. Barrett, M. Serreze, T. Pavlova, M. Holland, and W. N. Meier,
675 “Trends in Arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3 and observations,” *Geophys. Res. Lett.*,
676 vol. 39, no. 16, pp. 1–7, 2012.
- 677 [78] G. Mioche, O. Jourdan, M. Ceccaldi, and J. Delano??, “Variability of mixed-phase clouds in
678 the Arctic with a focus on the Svalbard region: A study based on spaceborne active remote
679 sensing,” *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 15, no. 5, pp. 2445–2461, 2015.
- 680 [79] D.-S. R. Park, S. Lee, and S. B. Feldstein, “Attribution of the Recent Winter Sea Ice Decline
681 over the Atlantic Sector of the Arctic Ocean*,” *J. Clim.*, vol. 28, no. 10, pp. 4027–4033, 2015.
- 682 [80] M. Maturilli, A. Herber, and G. König-langlo, “Surface Radiation Climatology for
683 Ny-Ålesund , Svalbard (78 . 9 ° N), Basic Observations for Trend Detection Corresponding
684 Author : short- and longwave radiation are operated since August 1992 in the frame of the
685 Baseline since August 1993 . The long-te,” pp. 331–339, 2015.

686



687 © 2017 by the authors. Submitted for possible open access publication under the
688 terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license
689 (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

7. Chapitre 7 : Conclusion et perspectives

Les échanges thermodynamiques sont en phase continue via l'atmosphère Arctique. Le transport humide des latitudes inférieures contribue à la redistribution locale humide d'une manière locale ou générale, temporaire ou à terme long.

Les mesures de la vapeur d'eau au-dessus de l'Arctique est une tâche difficile, ces faibles quantités nécessitent des mesures à qualité haute, surtout pour les conditions sévères en Arctique. Cette thèse contribue aux efforts d'améliorer la qualité des mesures satellitaires existantes en régions polaires. A cette fin, une nouvelle base de données de retards de signaux GPS basés au sol sont convertis en TCWV au-dessus de certaines stations arctiques. Les mesures satellitaires de TCWV en NIR/VIS/IR depuis les capteurs MODIS, SCIAMACHY, et AIRS respectivement ont été validés à travers la comparaison au GPS en trois stations polaires. Cette validation est faite en sélectionnant les heures de mesures du GPS qui correspond le mieux aux heures de passage des satellites au-dessus de ces stations. Logiquement, les mesures en hiver par SCIAMACHY aux latitudes supérieures à 70°N sont manquantes (la dépendance saisonnière). L'accord entre le GPS et les séries chronologiques par satellite est généralement mieux que 5% sur tous les sites pour la plupart des conditions. Mais la variabilité interannuelle est différente en été, surtout pour MODIS. La comparaison a permis de dévoiler certains défis de mesures en NIR et VIS.

Malgré le fait d'utiliser des mesures satellitaires extraites en scènes claires pour la validation, les mesures de SCIAMACHY et MODIS ont montré une sensibilité accrues à la présence de nuages, surtout en été pour les stations à haute latitudes. Par contre, les mesures de TCWV par AIRS sont le plus proche de GPS et le moins affectées par les nuages, suite à la procédure successive de filtration de scènes de nuages appliquée par

AIRS à travers la combinaison aux mesures MW. Mais AIRS est suspectée d'avoir surestimé le TCWV aux conditions extrême de sécheresse (l'hiver aux stations à haute latitudes).

L'estimation inexacte de l'albédo de surface sur une surface mixte complexe (végétations avec neige) limite également les capacités de récupération de TCWV depuis MODIS et SCIAMACHY.

Une meilleure estimation de l'albédo de surface dépendant de la saison, en plus d'une meilleure prise en compte de la couverture de nuages résolue verticalement, est recommandée si les biais dans les mesures des satellites de vapeur d'eau doivent être réduits dans les régions polaires.

Suite à la validation aux régions polaires, une étude des tendances de la TCWV à grande échelle est devenue possible, en élargissant l'échelle locale, sur la terre et océan au-dessus de 60 °N. Nous suivons des efforts précédents visant à examiner l'impact de 15 années de changements exceptionnels en Arctique sur les tendances de TCWV. Nous utilisons le produit MODIS mensuel (déjà validé à l'échelle de stations), destiné aux études climatiques. L'intérêt dans cette base de données est sa durée en Arctique.

Les tendances et anomalies accrues sont discutées principalement en réponse aux changements observés en Arctique au cours de 2001-2015, celles qui concernent la végétation, la couverture de neige, et la glace de mer.

Les tendances accrues de la TCWV peuvent être liées à l'augmentation locale de surfaces vertes relative à la neige pendant les saisons transitoires. Des tendances augmentées de la TCWV étaient observables par MODIS, forcé par le réchauffement estival local pendant les vagues de chaleurs au temps de ciels clairs. Un déclin dramatique de la glace de mer

près des côtes Sibériennes et de la cote du Beaufort a entraîné une augmentation locale observée de la TCWV en début d'automne. Une phase de réchauffement au niveau de l'archipel du Svalbard, persistant en toutes saisons sauf l'été, a entraîné également des quantités supplémentaires de la TCWV. La détection et justification de tendances est une tâche toujours loin d'être accomplie. Les mesures en Arctique sont toujours en question, les mesures de la TCWV au-dessus de surfaces vertes en hiver, ou à travers du ciel nuageux en été sont des défis majeurs.

Liste des références

- [1] M. T. Chahine, 'The hydrological cycle and its influence on climate', *Nature*, 359, 6394, vol. 359, no. 6394, pp. 373–380, 1992.
- [2] G. S. Benton, R. T. Blackburn, and V. O. Snead, 'The role of the atmosphere in the hydrologic Cycle', *Trans. Am. Geophys. Union*, vol. 31, no. 1, p. 61, 1950.
- [3] Y. Zhang, D. J. Seidel, J.-C. Golaz, C. Deser, and R. a. Tomas, 'Climatological Characteristics of Arctic and Antarctic Surface-Based Inversions *', *J. Clim.*, vol. 24, no. 19, pp. 5167–5186, 2011.
- [4] E. W. Kolstad, T. J. Bracegirdle, and I. A. Seierstad, 'Marine cold-air outbreaks in the North Atlantic: temporal distribution and associations with large-scale atmospheric circulation', *Clim. Dyn.*, vol. 33, no. 2, pp. 187–197, 2009.
- [5] C. J. Vörösmarty *et al.*, 'The Hydrologic Cycle and its Role in Arctic and Global Environmental Change: A Rationale and Strategy for Synthesis Study', no. September, p. 84, 2000.
- [6] T. Vihma *et al.*, 'The atmospheric role in the Arctic water cycle: A review on processes, past and future changes, and their impacts', *Journal of Geophysical Research G: Biogeosciences*, vol. 121, no. 3, pp. 586–620, 2016.
- [7] E. L. Andreas, 'Near-surface water vapor over polar sea ice is always near ice saturation', *J. Geophys. Res.*, vol. 107, no. C10, p. 8033, 2002.
- [8] P. O. G. Persson, 'Measurements near the Atmospheric Surface Flux Group tower at SHEBA: Near-surface conditions and surface energy budget', *J. Geophys. Res.*, vol. 107, no. C10, pp. 1–35, 2002.
- [9] D. White *et al.*, 'The arctic freshwater system: Changes and impacts', *J. Geophys. Res. Biogeosciences*, vol. 112, no. 4, pp. 1–21, 2007.
- [10] C. Claud, 'Arctic meteorology'.
- [11] J. M. Wallace, Y. Zhang, and L. Bajuk, 'Interpretation of interdecadal trends in Northern Hemisphere surface air temperature', *Journal of Climate*, vol. 9, no. 2, pp. 249–259, 1996.
- [12] 'hurrell.NAO.1995.pdf' . .
- [13] N. Skific, J. A. Francis, and J. J. Cassano, 'Attribution of projected changes in atmospheric moisture transport in the Arctic: A self-organizing map perspective', *J. Clim.*, vol. 22, no. 15, pp. 4135–4153, 2009.
- [14] A. SORTEBERG and J. E. WALSH, 'Seasonal cyclone variability at 70°N and its impact on moisture transport into the Arctic', *Tellus A*, vol. 60, no. 3, pp. 570–586, May 2008.
- [15] J. E. Walsh, X. Zhou, D. Portis, and M. C. Serreze, 'Atmospheric contribution to hydrologic variations in the Arctic', *Atmosphere-Ocean*, vol. 32, no. 4, pp. 733–755, 1994.
- [16] M. C. Serreze, 'Climatological aspects of cyclone development and decay in the Arctic', *Atmosphere-Ocean*, vol. 33, no. 1, pp. 1–23, 1995.
- [17] T. Vinje, 'Fram Strait Ice Fluxes and Atmospheric Circulation: 1950-2000', *J. Clim.*, vol. 14, no. 16, pp. 3508–3517, 2001.
- [18] B. Brümmer, S. Thiemann, and A. Kirchgäßner, 'A cyclone statistics for the Arctic based on European Centre-re-analysis data', *Meteorol. Atmos. Phys.*, vol. 75, no. 3, pp. 233–250, 2000.

- [19] X. Zhang, J. E. Walsh, J. Zhang, U. S. Bhatt, and M. Ikeda, 'Climatology and interannual variability of Arctic cyclone activity: 1948-2002', *J. Clim.*, vol. 17, no. 12, pp. 2300–2317, 2004.
- [20] L. Gimeno, R. Nieto, M. Vázquez, and D. a. Lavers, 'Atmospheric rivers: a mini-review', *Front. Earth Sci.*, vol. 2, no. March, pp. 1–6, 2014.
- [21] V. Sanial *et al.*, 'Journal of Geophysical Research : Oceans', *J. Geophys. Res. Ocean.*, vol. 119, no. June 2011, pp. 2227–2237, 2014.
- [22] K. L. Brubaker, D. Entekhabi, and P. S. Eagleson, 'Estimation of continental precipitation recycling', *Journal of Climate*, vol. 6, no. 6. pp. 1077–1089, 1993.
- [23] M. C. Serreze *et al.*, 'The large-scale freshwater cycle of the Arctic', *J. Geophys. Res. Ocean.*, vol. 111, no. 11, 2006.
- [24] T. W. N. Haine *et al.*, 'Arctic freshwater export: Status, mechanisms, and prospects', *Glob. Planet. Change*, vol. 125, pp. 13–35, 2013.
- [25] J. E. Cherry, L. B. Tremblay, S. J. Déry, and M. Stieglitz, 'Reconstructing solid precipitation from snow depth measurements and a land surface model', *Water Resour. Res.*, vol. 41, no. 9, pp. 1–15, 2005.
- [26] A. N. Rogers, D. H. Bromwich, E. N. Sinclair, and R. I. Cullather, 'The Atmospheric Hydrologic Cycle over the Arctic Basin from Reanalyses. Part II: Interannual Variability*', *J. Clim.*, vol. 14, no. 11, pp. 2414–2429, 2001.
- [27] A. K. Betts, J. H. Ball, and P. Viterbo, 'Evaluation of the {ERA-40} surface water budget and surface temperature for the {Mackenzie} {River} basin', *J. Hydrometeorol.*, vol. 4, no. December 2003, pp. 1194–1211, 2003.
- [28] M. C. Serreze *et al.*, 'The large-scale freshwater cycle of the Arctic', *J. Geophys. Res. Ocean.*, 2006.
- [29] M. C. Serreze, R. G. Barry, and J. E. Walsh, 'Atmospheric Water Vapor Characteristics at 70 N.', *Journal of Climate*, vol. 8, no. 4. pp. 719–731, 1995.
- [30] M. C. Serreze and A. J. Etringer, 'Precipitation characteristics of the Eurasian Arctic drainage system', *Int. J. Climatol.*, vol. 23, no. 11, pp. 1267–1291, 2003.
- [31] E. Jakobson and T. Vihma, 'Atmospheric moisture budget in the Arctic based on the ERA-40 reanalysis', *Int. J. Climatol.*, vol. 30, no. 14, pp. 2175–2194, 2010.
- [32] K. L. Brubaker, D. Entekhabi, and P. S. Eagleson, 'Atmospheric water vapor transport and continental hydrology over the Americas', vol. 155, no. 3-4, pp. 402-428, 1994.
- [33] Y.-H. Ryu, J. a. Smith, and E. Bou-Zeid, 'On the Climatology of Precipitable Water and Water Vapor Flux in the Mid-Atlantic Region of the United States', *J. Hydrometeorol.*, vol. 16, no. 1, pp. 70–87, 2015.
- [34] K. E. Trenberth, L. Smith, T. Qian, A. Dai, and J. Fasullo, 'Estimates of the Global Water Budget and Its Annual Cycle Using Observational and Model Data', *J. Hydrometeorol.*, vol. 8, no. 4, pp. 758–769, Aug. 2007.
- [35] J. T. Kiehl and K. E. Trenberth, 'Earth's Annual Global Mean Energy Budget', *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, vol. 78, no. 2, pp. 197–208, Feb. 1997.
- [36] K. E. Trenberth and D. P. Stepaniak, 'Covariability of Components of Poleward Atmospheric Energy Transports on Seasonal and Interannual Timescales', *J. Clim.*, vol. 16, no. 22, pp. 3691–3705, Nov. 2003.
- [37] K. P. Shine, I. V Ptashnik, and G. Rädel, 'The Water Vapour Continuum: Brief History and Recent

- Developments', *Surv. Geophys.*, vol. 33, no. 3, pp. 535–555, 2012.
- [38] R. H. Tipping and Q. Ma, 'Theory of the water vapor continuum and validations', *Atmos. Res.*, vol. 36, no. 1–2, pp. 69–94, 1995.
- [39] F. De Tomasi, P. Martano, M. Miglietta, and A. Morabito, 'Lidar monitoring of water vapor and comparison with numerical simulations', *Nuovo Cimento C Geophysics Space Physics C.*, vol. 26, pp. 373–385, 2003.
- [40] K. E. Trenberth, A. Dai, R. M. Rasmussen, and D. B. Parsons, 'The changing character of precipitation', *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, vol. 84, no. 9, p. 1205–1217+1161, 2003.
- [41] J. Hanesiak, M. Melsness, and R. Raddatz, 'Observed and modeled growing-season diurnal precipitable water vapor in south-central Canada', *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, vol. 49, no. 11, pp. 2301–2314, 2010.
- [42] L. Back, K. Russ, Z. Liu, K. Inoue, J. Zhang, and B. Otto-Bliesner, 'Global hydrological cycle response to rapid and slow global warming', *J. Clim.*, vol. 26, no. 22, pp. 8781–8786, 2013.
- [43] T. Schneider, P. a. O'Gorman, and X. Levine, 'Water vapor and the dynamics of climate changes', *Rev. Geophys.*, no. 48, pp. 1–22, 2010.
- [44] I. M. Held and B. J. Soden, 'Water vapor feedback and global warming', *Annu. Rev. Energy Environ.*, vol. 25, no. 1, pp. 441–475, 2000.
- [45] E. K. Schneider, B. P. Kirtman, and R. S. Lindzen, 'Tropospheric Water Vapor and Climate Sensitivity', *J. Atmos. Sci.*, vol. 56, pp. 1649–1658, 1999.
- [46] H. Rosenlof, S. J. Oltmans, D. Kley, J. M. Russell, E. W. Chiou, W. P. Chu,... & E. E. Remsberg, 'Stratospheric water vapor increases over the past half-century s', *Geophys. Res. Lett.*, vol. 28, no. 7, pp. 1195–1198, 2001.
- [47] D. J. Hartmann *et al.*, 'Observations: Atmosphere and Surface', *Clim. Chang. 2013 Phys. Sci. Basis. Contrib. Work. Gr. I to Fifth Assess. Rep. Intergov. Panel Clim. Chang.*, pp. 159–254, 2013.
- [48] O. Bock, F. Guichard, S. Janicot, J. P. Lafore, M. N. Bouin, and B. Sultan, 'Multiscale analysis of precipitable water vapor over Africa from GPS data and ECMWF analyses', *Geophys. Res. Lett.*, vol. 34, no. 9, 2007.
- [49] P. D. Jones, K. E. Trenberth, P. Ambenje, R. Bojariu, D. Easterling, T. Klein,...& B. Soden., 'Observations: Surface and Atmospheric Climate change', *Climate change 2007*, pp. 235-336, 2007.
- [50] M. Bevis, S. Businger, T. ~A. Herring, C. Rocken, R. ~A. Anthes, and R. ~H. Ware, 'GPS Meteorology: Remote Sensing of Atmospheric Water Vapor Using the Global Positioning System', *Jgr*, vol. 97, no. 92, pp. 15787–15801, 1992.
- [51] L. M. Miloshevich, H. V??mel, D. N. Whiteman, and T. Leblanc, 'Accuracy assessment and correction of Vaisala RS92 radiosonde water vapor measurements', *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 114, no. 11, p. 13103, 2009.
- [52] K. E. Cady-Pereira, M. W. Shephard, D. D. Turner, E. J. Mlawer, S. A. Clough, and T. J. Wagner, 'Improved daytime column-integrated precipitable water vapor from vaisala radiosonde humidity sensors', *J. Atmos. Ocean. Technol.*, vol. 25, no. 6, pp. 873–883, 2008.
- [53] D. J. Gaffen, A. Robock, and W. P. Elliott, 'Annual cycles of tropospheric water vapor', *J. Geophys. Res.*, vol. 97, no. D16, p. 18185, 1992.
- [54] H. Vömel, D. E. David, and K. Smith, 'Accuracy of tropospheric and stratospheric water vapor measurements by the cryogenic frost point hygrometer: Instrumental details and observations', *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 112, no. 8, pp. 1–14, 2007.

- [55] W. P. Elliott, R. J. Ross, and W. H. Blackmore, ‘Recent changes in NWS upper-air observations with emphasis on changes from VIZ to Vaisala radiosondes’, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, vol. 83, no. 7, pp. 1003–1017, 2002.
- [56] J. Wang, L. Zhang, A. Dai, F. Immler, M. Sommer, and H. Vömel, ‘Radiation dry bias correction of vaisala RS92 humidity data and its impacts on historical radiosonde data’, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, vol. 30, no. 2, pp. 197–214, 2013.
- [57] G. Guerova, E. Brockmann, F. Schubiger, J. Morland, and C. Mätzler, ‘An Integrated Assessment of Measured and Modeled Integrated Water Vapor in Switzerland for the Period 2001-03’, *J. Appl. Meteorol.*, vol. 44, no. 7, pp. 1033–1044, 2005.
- [58] T. M. Weckwerth, ‘The Effect of Small-Scale Moisture Variability on Thunderstorm Initiation’, *Mon. Weather Rev.*, vol. 128, no. 12, pp. 4017–4030, 2000.
- [59] F. Guichard, D. Parsons, and E. Miller, ‘Thermodynamic and radiative impact of the correction of sounding humidity bias in the tropics’, *J. Clim.*, vol. 13, no. 20, pp. 3611–3624, 2000.
- [60] J. Wang and L. Zhang, ‘Systematic errors in global radiosonde precipitable water data from comparisons with ground-based GPS measurements’, *J. Clim.*, vol. 21, no. 10, pp. 2218–2238, 2008.
- [61] O. Bock, P. Willis, J. Wang, and C. Mears, ‘A high-quality, homogenized, global, long-term (1993-2008) DORIS precipitable water data set for climate monitoring and model verification’, *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 119, no. 12, pp. 7209–7230, 2014.
- [62] J. Van. Baelen, J.-P. Aubagnak, and A. Dabas, ‘Comparison of Near – Real Time Estimates of Integrated Water Vapor Derived with GPS , Radiosondes , and Microwave Radiometer’, *Mon. Weather Rev.*, pp. 201–210, 2005.
- [63] A. E. Niell, A. J. Coster, F. S. Solheim, V. B. Mendes, and P. C. Toor, . R. B. Langley, C. A. Ruggles, ‘Measurement of Water Vapor by GPS , WVR , and Radiosonde’, *Proceedings 11th working meeting on European VLBI for geodesy and astrometry*, 1996.
- [64] M. Adam *et al.*, ‘Water vapor measurements by Howard university Raman lidar during the waves 2006 campaign’, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, vol. 27, no. 1, pp. 42–60, 2010.
- [65] Z. Li, J. P. Muller, and P. Cross, ‘Comparison of precipitable water vapor derived from radiosonde, GPS, and Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer measurements’, *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 108, no. 20, 2003.
- [66] A. Dai, J. Wang, R. H. Ware, and T. Van Hove, ‘Diurnal variation in water vapor over North America and its implications for sampling errors in radiosonde humidity’, *Water Vap. Diurnal Var. Over North Am.*, vol. 107, no. D10, p. ACL 11-1-ACL 11-14, 2002.
- [67] J. Wang and L. Zhang, ‘Climate applications of a global, 2-hourly atmospheric precipitable water dataset derived from IGS tropospheric products’, *J. Geod.*, vol. 83, no. 3–4, pp. 209–217, 2009.
- [68] D. J. Gaffen, W. P. Elliott, and A. Robock, ‘Relationships between tropospheric water vapor and surface temperature as observed by radiosondes’, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 19, no. 18, pp. 1839–1842, 1992.
- [69] R. J. Ross and W. P. Elliot, ‘Radiosonde-based Northern Hemisphere tropospheric water vapor trends’, *J. Clim.*, vol. 14, no. 7, pp. 1602–1612, 2001.
- [70] I. Durre, C. N. Williams, X. Yin, and R. S. Vose, ‘Radiosonde-based trends in precipitable water over the Northern Hemisphere: An update’, *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 114, no. 5, pp. 1–8, 2009.
- [71] L. M. Miloshevich, H. Vömel, D. N. Whiteman, B. M. Lesht, F. J. Schmidlin, and F. Russo, ‘Absolute accuracy of water vapor measurements from six operational radiosonde types launched during AWEX-G and implications for AIRS validation’, *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 111, no. 9, pp. 1–25, 2006.

- [72] S. A. Buehler *et al.*, ‘A multi-instrument comparison of integrated water vapour measurements at a high latitude site’, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 12, no. 22, pp. 10925–10943, 2012.
- [73] M. Palm *et al.*, ‘Integrated water vapor above Ny Alesund, Spitsbergen: a multi-sensor intercomparison’, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 10, no. 3, pp. 1215–1226, 2010.
- [74] a. I. Bokoye *et al.*, ‘Multisensor analysis of integrated atmospheric water vapor over Canada and Alaska’, *J. Geophys. Res.*, vol. 108, no. D15, p. 4480, 2003.
- [75] P. Keckhut *et al.*, ‘An evaluation of uncertainties in monitoring middle atmosphere temperatures with the ground-based lidar network in support of space observations’, *J. Atmos. Solar-Terrestrial Phys.*, vol. 73, no. 5–6, pp. 627–642, 2011.
- [76] A. Hauchecorne *et al.*, ‘Tentative detection of clear-air turbulence using a ground-based Rayleigh lidar’, *Appl. Opt.*, vol. 55, no. 13, pp. 3420–3428, 2016.
- [77] S. M. Khaykin *et al.*, ‘Variability and evolution of mid-latitude stratospheric aerosol budget from 22 years of ground-based lidar and satellite observations’, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, p. (under Review), 2016.
- [78] A. Hauchecorne and M. L. Chanin, ‘5EP NOVEMBER’, vol. 88, pp. 3843–3849, 1983.
- [79] I. S. McDermid, ‘Ground-based lidar and atmospheric studies’, *Surv. Geophys.*, vol. 9, no. 2, pp. 107–122, 1987.
- [80] D. Bruneau, P. Quaglia, C. Flamant, M. Meissonnier, and J. Pelon, ‘Airborne Lidar LEANDRE II for Water-Vapor Profiling in the Troposphere. I. System description.’, *Appl. Opt.*, vol. 40, no. 21, pp. 3450–61, 2001.
- [81] D. M. Winker *et al.*, ‘Overview of the CALIPSO mission and CALIOP data processing algorithms’, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, vol. 26, no. 11, pp. 2310–2323, 2009.
- [82] A. Garnier *et al.*, ‘Retrieval of cloud properties using CALIPSO imaging infrared radiometer. Part I: Effective emissivity and optical depth’, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, vol. 51, no. 7, pp. 1407–1425, 2012.
- [83] J. Jumelet, S. Bekki, C. David, and P. Keckhut, ‘Statistical estimation of stratospheric particle size distribution by combining optical modelling and lidar scattering measurements’, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, vol. 8, no. 3, pp. 8913–8949, 2008.
- [84] C. David *et al.*, ‘Evaluation of stratospheric ozone, temperature, and aerosol profiles from the LOANA lidar in Antarctica’, *Polar Sci.*, vol. 6, no. 3–4, pp. 209–225, 2012.
- [85] D. N. Whiteman, S. H. Melfi, and R. a Ferrare, ‘Raman lidar system for the measurement of water vapor and aerosols in the Earth’s atmosphere’, *Appl. Opt.*, vol. 31, no. 16, p. 3068, 1992.
- [86] S. A. Kwon, Y. Iwasaka, T. Shibata, and T. Sakai, ‘Vertical distribution of atmospheric particles and water vapor densities in the free troposphere: Lidar measurement in spring and summer in Nagoya, Japan’, *Atmos. Environ.*, vol. 31, no. 10, pp. 1459–1465, 1997.
- [87] F. De Tomasi, P. Martano, M. Miglietta, A. Morabito, and M. R. Perrone, ‘Lidar monitoring of water vapor and comparison with numerical simulations’, *Luglio-Agosto*, vol. 26, 2003.
- [88] D. M. Tratt, D. N. Whiteman, B. B. Demoz, R. W. Farley, and J. E. Wessel, ‘Active Raman sounding of the earth’s water vapor field’, *Spectrochim. Acta - Part A Mol. Biomol. Spectrosc.*, vol. 61, no. 10, pp. 2335–2341, 2005.
- [89] Y. Wang, D. Hua, J. Mao, L. Wang, and Y. Xue, ‘A detection of atmospheric relative humidity profile by UV Raman lidar’, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.*, vol. 112, no. 2, pp. 214–219, 2011.

- [90] J. Pelon, 'Ozone monitoring in the troposphere and lower stratosphere: Evaluation and operation of a ground-based lidar station', vol. 87, pp. 4947–4955, 1982.
- [91] V. Wulfmeyer, 'Ground-based differential absorption lidar for water-vapor and temperature profiling: development and specifications of a high-performance laser transmitter', *Appl. Opt.*, vol. 37, no. 18, pp. 3804–3824, 1998.
- [92] G. Ehret *et al.*, 'Low stratospheric water vapor measured by an airborne DIAL', *Geosci. Remote Sens. Symp. 2000. Proceedings. IGARSS 2000. IEEE 2000 Int.*, vol. 4, pp. 1462–1464 vol.4, 2000.
- [93] A. R. Nehrir, K. S. Repasky, J. L. Carlsten, M. D. Obland, and J. A. Shaw, 'Water vapor profiling using a widely tunable, amplified diode-laser-based differential absorption lidar (DIAL)', *J. Atmos. Ocean. Technol.*, vol. 26, no. 4, pp. 733–745, 2009.
- [94] D. Dionisi *et al.*, 'Water vapor observations up to the lower stratosphere through the Raman lidar during the Mado Lidar Calibration Campaign', *Atmos. Meas. Tech.*, vol. 8, no. 3, pp. 1425–1445, 2015.
- [95] C. Hoareau, P. Keckhut, A. Sarkissian, J. L. Baray, and G. Durry, 'Methodology for water monitoring in the upper troposphere with Raman lidar at the Haute-Provence observatory', *J. Atmos. Ocean. Technol.*, vol. 26, no. 10, pp. 2149–2160, 2009.
- [96] P. Keckhut, A. Hauchecorne, S. Bekki, A. Colette, C. David, and J. Jumelet, 'Indications of thin cirrus clouds in the stratosphere at mid-latitudes', *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 5, no. 12, pp. 3407–3414, 2005.
- [97] C. Hoareau, P. Keckhut, V. Noel, H. Chepfer, and J.-L. Baray, 'A decadal cirrus clouds climatology from ground-based and spaceborne lidars above the south of France (43.9° N–5.7° E)', *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 13, no. 14, pp. 6951–6963, 2013.
- [98] J.-L. Baray *et al.*, 'Description and evaluation of a tropospheric ozone lidar implemented on an existing lidar in the southern subtropics', *Appl. Opt.*, vol. 38, no. 33, pp. 6808–6817, Nov. 1999.
- [99] M. Gerding, C. Ritter, M. Müller, and R. Neuber, 'Tropospheric water vapour soundings by lidar at high Arctic latitudes', *Atmos. Res.*, vol. 71, no. 4, pp. 289–302, 2004.
- [100] T. Sakai, T. Nagai, M. Nakazato, T. Matsumura, N. Orikasa, and Y. Shoji, 'Comparisons of raman lidar measurements of tropospheric water vapor profiles with radiosondes, hygrometers on the meteorological observation tower, and GPS at Tsukuba, Japan', *J. Atmos. Ocean. Technol.*, vol. 24, no. 8, pp. 1407–1423, 2007.
- [101] Water vapor Project, 'The Role of Water Vapor in Climate', *Proceeding Nasa Work. GEWEX-GVaP*, 1991.
- [102] O. Bock, HDR, 'GNSS: géodésie, météorologie et climat', 2012.
- [103] J. Collins, H. Lichtenegger, and B. Hofmann Wellenhof, 'Global Positioning System: Theory and Practice'. New York, Springer, Book, 1993.
- [104] J. L. Davis and T. A. Herring, I.I. Shapiro, A. E. E. Rogers and J. Elgered, 'Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length', *Radio Sci.*, vol. 20, no. 6, pp. 1593–1607, 1985.
- [105] W. Marini, 'Correction of satellite tracking data for an arbitrary tropospheric profile', *Radio Sci.*, vol. 7, no. 2, pp. 223–231, 1972.
- [106] Y. E. Bar-Sever, P. M. Kroger, and J. a Borjesson, 'Estimating horizontal gradients of tropospheric path delay with a single GPS receiver', *J. Geophys. Res.*, vol. 103, no. B3, pp. 5019–5035, 1998.
- [107] H. W. Janes, R. B. Langley, and S. P. Newby, 'Analysis of tropospheric delay prediction models: comparisons with ray-tracing and implications for GPS relative positioning', *Bull. Géodésique*, vol.

65, no. 3, pp. 151–161, Sep. 1991.

- [108] J. Boehm, R. Heinkelmann, and H. Schuh, ‘Short Note: A global model of pressure and temperature for geodetic applications’, *J. Geod.*, vol. 81, no. 10, pp. 679–683, Oct. 2007.
- [109] D. M. Tralli and S. M. Lichten, ‘Stochastic estimation of tropospheric path delays in global positioning system geodetic measurements’, *Bull. Géodésique*, vol. 64, no. 2, pp. 127–159, 1990.
- [110] J. Dousa, P. Vaclavovic, and M. Elias, ‘Tropospheric products of the 2nd European reprocessing (1996–2014)’, *Atmos. Meas. Tech. Discuss.*, vol. 10, no. 9, pp. 3589, 2017.
- [111] J. L. Davis, T. A. Herring, I. I. Shapiro, A. E. E. Rogers, and G. Elgered, ‘Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length’, *Radio Sci.*, vol. 20, no. 6, pp. 1593–1607, 1985.
- [112] D. P. Dee, S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, and F. Vitart, ‘The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system’, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 137, no. 656, pp. 553–597, 2011.
- [113] T. Ning and G. Elgered, ‘Trends in the atmospheric water vapor content from ground-based GPS: The impact of the elevation cutoff angle’, *IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens.*, vol. 5, no. 3, pp. 744–751, 2012.
- [114] M. Bevis *et al.*, ‘GPS Meteorology: Mapping Zenith Wet Delays onto Precipitable Water’, *Journal of Applied Meteorology*, vol. 33, no. 3, pp. 379–386, 1994.
- [115] T. Ning *et al.*, ‘The uncertainty of the atmospheric integrated water vapour estimated from GNSS observations’, *Atmos. Meas. Tech.*, vol. 9, no. 1, pp. 79–92, 2016.
- [116] S. Bastin, C. Champollion, O. Bock, P. Drobinski, and F. Masson, ‘Diurnal cycle of water vapor as documented by a dense GPS network in a coastal area during ESCOMPTE IOP2’, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, vol. 46, no. 2, pp. 167–182, 2007.
- [117] S. Jin, Z. Li, J. Cho, S. Jin, Z. Li, and J. Cho, ‘Integrated Water Vapor Field and Multiscale Variations over China from GPS Measurements’, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, vol. 47, no. 11, pp. 3008–3015, Nov. 2008.
- [118] O. Bock, F. Guichard, S. Janicot, J. P. Lafore, M.-N. Bouin, and B. Sultan, ‘Multiscale analysis of precipitable water vapor over Africa from GPS data and ECMWF analyses’, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 34, no. 9, May 2007.
- [119] K. M. Larson, E. E. Small, E. D. Gutmann, A. L. Bilich, J. J. Braun, and V. U. Zavorotny, ‘Use of GPS receivers as a soil moisture network for water cycle studies’, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 35, no. 24, p. L24405, Dec. 2008.
- [120] O. Bock and M. Nuret, ‘Verification of NWP Model Analyses and Radiosonde Humidity Data with GPS Precipitable Water Vapor Estimates during AMMA’, *Weather Forecast.*, vol. 24, no. 4, pp. 1085–1101, 2009.
- [121] O. Bock *et al.*, ‘Comparison of ground-based GPS precipitable water vapour to independent observations and NWP model reanalyses over Africa’, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 133, no. 629 B, pp. 2011–2027, Oct. 2007.
- [122] J. Wang, L. Zhang, A. Dai, T. Van Hove, and J. Van Baelen, ‘A near-global, 2-hourly data set of atmospheric precipitable water from ground-based GPS measurements’, *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 112, no. 11, pp. 1–17, 2007.
- [123] S. H. Byun and Y. E. Bar-Sever, ‘A new type of troposphere zenith path delay product of the international GNSS service’, *J. Geod.*, vol. 83, no. 3–4, pp. 367–373, 2009.

- [124] R. Van Malderen, H. Brenot, E. Pottiaux, S. Beirle, C. Hermans, M. De Mazière, ... and C. Bruyninx, 'Evaluating satellite retrievals of Integrated water vapour data by co-located ground-based devices for climate change analysis', *Proceedings of the Joint EUMETSAT/AMS Satellite Conference 2013*.
- [125] M. K. R. V. Raja, S. I. Gutman, J. G. Yoe, and L. M. Mcmillin, 'The validation of AIRS retrievals of integrated precipitable water vapor using measurements from a network of ground-based GPS receivers over the contiguous United States', *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 25, no 3, pp. 416-428, 2008..
- [126] S. Vey, R. Dietrich, K. P. Johnsen, J. Miao, and G. Heygster, 'Comparison of tropospheric water vapour over antarctica derived from AMSU-B data, ground-based GPS data and the NCEP/NCAR reanalysis', *J. Meteorol. Soc. Japan*, vol. 82, no. 1B, pp. 259–267, 2004.
- [128] O. Bock, P. Bossler, L. David, C. Thom, J. Pelon, P. Keckhut, A. Sarkissian, A. Pazmino, and F. Goutail 'Accuracy assessment of water vapour measurements from in-situ and remote sensing techniques during the DEMEVAP 2011 campaign', *Atmos. Meas. Tech*, vol. 16, p. 11529, 2014.
- [129] S. Lutz, M. Troller, A. Somieski, A. Walpersdorf, and E. A. Doerflinger, 'GPS tomography and remote sensing techniques for water vapor determination in the ESCOMPTE campaign', *Proc. IGS Work. Symp. Berne, Switzerland. URL*, vol. [http](http://igs.cbrjplnasagov/), p. 2004.
- [130] J. Haase, M. Ge, H. Vedel, and E. Calais, 'Accuracy and Variability of GPS Tropospheric Delay Measurements of Water Vapor in the Western Mediterranean', *J. Appl. Meteorol.*, vol. 42, no. 11, pp. 1547–1568, 2003.
- [131] S. Kumar, A. Singh, and A. Prasad, 'Annual variability of water vapor from GPS and MODIS data over the Indo-Gangetic Plains', *J. Ind. Geophys. Union (January)*, vol. 13, no. 1, pp. 17–23, 2009.
- [133] S. Choy, C. S. Wang, T. K. Yeh, J. Dawson, M. Jia, and Y. Kuleshov, 'Precipitable water vapor estimates in the Australian region from ground-based GPS observations', *Adv. Meteorol.*, vol. 2015, 2015.
- [134] I. D. Thomas, M. A. King, P. J. Clarke, and N. T. Penna, 'Precipitable water vapor estimates from homogeneously reprocessed GPS data: An intertechnique comparison in Antarctica', *J. Geophys. Res. Atmos.*, 2011.
- [135] R. Ohtani and I. Naito, 'Comparisons of GPS-derived precipitable water vapors with radiosonde observations in Japan', *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 105, no. D22, pp. 26917–26929, Nov. 2000.
- [136] M. S. F. V. De Pondeva and X. Zou, 'A Case Study of the Variational Assimilation of {GPS} Zenith Delay Observations into a Mesoscale Model', *J. Appl. Meteorol.*, vol. 40, no. 9, pp. 1559–1576, 2001.
- [137] S. Marcus, J. Kim, T. Chin, D. Danielson, and J. Laber, 'Influence of GPS precipitable water vapor retrievals on quantitative precipitation forecasting in Southern California', *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, vol. 46, no. 11, pp. 1828–1839, 2007.
- [138] J. Liu, Z. Sun, H. Liang, X. Xu, and P. Wu, 'Precipitable water vapor on the Tibetan Plateau estimated by GPS, water vapor radiometer, radiosonde, and numerical weather prediction analysis and its impact on the radiation budget', *J. Geophys. Res.*, vol. 110, no. D17, p. D17106, 2005.
- [139] S. Heise, G. Dick, G. Gendt, T. Schmidt, and J. Wickert, 'Integrated water vapor from IGS ground-based GPS observations: initial results from a global 5-min data set', *Ann. Geophys.*, vol. 27, no. 7, pp. 2851–2859, 2009.
- [140] J. Dousa and G. V. Bennett, 'Estimation and evaluation of hourly updated global GPS Zenith Total Delays over ten months', *GPS Solut.*, 2013.
- [141] G. Elgered and COST Office, 'COST Action 716: exploitation of ground-based GPS for operational

- numerical weather prediction and climate applications : final report', *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 118, no. 14, pp. 7962–7981, 2005.
- [142] N. Kämpfer, *Monitoring Atmospheric Water Vapour: Ground-Based Remote Sensing and In-situ Methods, International Space Science Institute, Bern (Switzerland), ISSI Scientific Reports Series, Vol. 10*. 2012.
- [143] H. H. Aumann, M. T. Chahine, C. Gautier, M. D. Glodberg, E. Kalnay, L. M. Mcmillin, H. Revercomb, P. W. Rosenkranz,... and D. H. Staelin , 'AIRS/AMSU/HSB on the Aqua Mission: Design, Science Objectives, Data Products, and Processing Systems', *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 41, no. 2, 2003.
- [144] M. Hofstadter, H. Aumann, E. Manning, S. Gaiser, C. Gautier, & Yang, S 'AIRS Algorithm Theoretical Basis Document Level 1B Part 1: Infrared Spectrometer', 1999.
- [145] M. T. Chahine *et al.*, 'Improving weather forecasting and providing new data on greenhouse gases', *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, vol. 87, no. 7, pp. 911–926, 2006.
- [146] M. Hofstadter, H. H. Aumann, E. Manning, S. Gaiser, C. Gautier, and S. Yang, 'AIRS Algorithm Theoretical Basis Document Level 1b, Part 2: Visible-Infrared Channels', 1999.
- [147] J. Susskind *et al.*, 'Accuracy of geophysical parameters derived from Atmospheric Infrared Sounder / Advanced Microwave Sounding Unit as a function of fractional cloud cover', *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 111, pp. 1–19, 2006.
- [148] J. Susskind, C. D. Barnet, and J. M. Blaisdell, 'Retrieval of Atmospheric and Surface Parameters From AIRS / AMSU / HSB Data in the Presence of Clouds', *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* vol. 41, no. 2, pp. 390–409, 2003.
- [150] B. H. Lambrigtsen, 'AIRS Project Algorithm Theoretical Basis Document Level 1 b Part 3: Microwave Instruments', 1999.
- [151] H. Aumann, 'AIRS Algorithm Theoretical Basis Document Level 1B Part 1: Infrared Spectrometer', 1999.
- [152] M. T. Chahine *et al.*, 'AIRS Level 2 Algorithm Theoretical Basis Document Version 2.1 AIRS-TEAM RETRIEVAL FOR CORE PRODUCTS AND GEOPHYSICAL PARAMETERS Level 2', 1999.
- [153] L. L. Strow, S. E. Hannon, S. De Souza-Machado, H. E. Motteler, and D. Tobin, 'An Overview of the AIRS Radiative Transfer Model', *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 41, no. 2, 2003.
- [154] E. Fetzer *et al.*, 'AIRS / AMSU / HSB Validation', *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 41, no. 2, pp. 418–431, 2003.
- [155] J. Susskind *et al.*, 'Accuracy of Geophysical Parameters Derived from AIRS/AMSU as a Function of Fractional Cloud Cover', *J. Geophys. Res.*, vol. 111, no. D9, p. D09S17, 2006.
- [156] E. J. Fetzer, B. H. Lambrigtsen, A. Eldering, H. H. Aumann, and M. T. Chahine, 'Biases in total precipitable water vapor climatologies from Atmospheric Infrared Sounder and Advanced Microwave Scanning Radiometer', *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 111, no. 9, 2006.
- [157] M. T. Chahine *et al.*, 'Improving weather forecasting and providing new data on greenhouse gases', *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 2006.
- [158] D. C. Tobin *et al.*, 'Atmospheric Radiation Measurement site atmospheric state best estimates for Atmospheric Infrared Sounder temperature and water vapor retrieval validation', *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 111, no. 9, pp. 1–18, 2006.
- [159] M. G. Divakarla *et al.*, 'Validation of Atmospheric Infrared Sounder temperature and water vapor retrievals with matched radiosonde measurements and forecasts', *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 111,

- no. 9, pp. 1–20, 2006.
- [160] H. Ye *et al.*, ‘Atmospheric total precipitable water from AIRS and ECMWF during Antarctic summer’, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 34, no. 19, pp. 1–5, 2007.
- [161] L. N. Boisvert and J. C. Stroeve, ‘The Arctic is becoming warmer and wetter as revealed by the Atmospheric Infrared Sounder’, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 42, no. 11, pp. 4439–4446, 2015.
- [162] L. N. Boisvert, T. Markus, and T. Vihma, ‘Moisture flux changes and trends for the entire Arctic in 2003-2011 derived from EOS Aqua data’, *J. Geophys. Res. Ocean.*, vol. 118, no. 10, pp. 5829–5843, 2013.
- [163] J. Susskind, J. M. Blaisdell, and L. Iredell, ‘Improved methodology for surface and atmospheric soundings, error estimates, and quality control procedures: the atmospheric infrared sounder science team version-6 retrieval algorithm’, *J. Appl. Remote Sens.*, vol. 8, no. 1, p. 84994, 2014.
- [164] M. D. King, Y. J. Kaufman, W. P. Menzel, and D. Tanre, ‘Remote sensing of cloud, aerosol, and water vapor properties from the moderate resolution imaging spectrometer (MODIS)’, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 30, no. 1, pp. 2–27, 1992.
- [165] B.-C. Gao, ‘Water vapor retrievals using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) near-infrared channels’, *J. Geophys. Res.*, vol. 108, no. D13, pp. 1–10, 2003.
- [166] B.-C. Gao and K. Yoram J., ‘The MODIS Near-IR Water Vapor Algorithm Product ID : MOD05 - Total Precipitable Water’, *Algorithm Tech. Backgr. Doc.*, pp. 1–25, 1992.
- [167] Y. J. Kaufman and B.-C. Gao, ‘Remote sensing of water vapor in the near IR from EOS/MODIS’, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 30, no. 5, pp. 871–884, 1992.
- [168] H. Bovensmann *et al.*, ‘SCIAMACHY: Mission Objectives and Measurement Modes’, *Journal of the atmospheric sciences* vol. 56, no 2, pp. 127-150.1999.
- [169] J. P. Burrows, H. Bovensmann, J. Frerick, K. V Chance, A. H. P. Goede, and C. Muller, ‘Atmospheric trace gas sounding with SCIAMACHY’, *Advances in Space Research*, vol. 26, no 12, pp. 1949-1954 2000.
- [170] Theoretical Document, ‘SCIAMACHY ATBD Algorithm Theoretical Baseline Document’, no. 6, pp. 1–122, 2014.
- [171] S. Noël, H. Bovensmann, and J. P. Burrows, ‘Water vapour retrieval from GOME data including cloudy scenes’, , Scientific report, Bremen University, 2000.
- [172] S. Noël, M. Buchwitz, and J. P. Burrows, ‘First retrieval of global water vapour column amounts from SCIAMACHY measurements’, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 4, no. 1, pp. 111–125, 2004.
- [173] S. Noel, H. Bovensmann, J. P. Burrows , J. Frerick ’, K. V Chance ’, and A. H. P. Goede3, ‘Global Atmospheric Monitoring with SCIAMACHY’, *Pergamon Phys. Chem. Earth (C)*, vol. 24, no. 5, 1999.
- [174] D. C. Lowe and N. Zealand, ‘Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing’, *In: climate change 2007*, vol. 30, no. 22, pp. 129–234, 2007.
- [175] R. Philipona, B. Dürr, A. Ohmura, and C. Ruckstuhl, ‘Anthropogenic greenhouse forcing and strong water vapor feedback increase temperature in Europe’, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 32, no. 19, pp. 1–4, 2005.
- [176] I. V. Polyakov, ‘Observationally based assessment of polar amplification of global warming’, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 29, no. 18, pp. 3–6, 2002.
- [177] J. a Screen and I. Simmonds, ‘The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification.’, *Nature*, vol. 464, no. 7293, pp. 1334–1337, 2010.

- [178] M. C. Serreze, A. P. Barrett, J. C. Stroeve, D. N. Kindig, and M. M. Holland, 'The emergence of surface-based Arctic amplification', *Cryosph.*, vol. 3, no. 1, pp. 11–19, 2009.
- [179] R. V. Bekryaev, I. V. Polyakov, and V. A. Alexeev, 'Role of polar amplification in long-term surface air temperature variations and modern arctic warming', *J. Clim.*, vol. 23, no. 14, pp. 3888–3906, 2010.
- [180] M. Winton, 'Amplified Arctic climate change: What does surface albedo feedback have to do with it?', *Geophys. Res. Lett.*, vol. 33, no. 3, pp. 1–4, 2006.
- [181] M. C. Serreze and J. A. Francis, 'The Arctic Amplification Debate', *Clim. Change*, vol. 76, no. 3, pp. 241–264, 2006.
- [182] L. Hinzman *et al.*, 'Evidence and implications of recent climate change in Northern Alaska and other arctic regions', *Clim. Change*, vol. 72, no. 3, pp. 251–298, 2005.
- [183] J. C. Stroeve *et al.*, 'Tracking the Arctic's shrinking ice cover: Another extreme September minimum in 2004', *Geophys. Res. Lett.*, vol. 32, no. 4, pp. 1–4, 2005.
- [184] T. E. Osterkamp, T. Zhang, and V. E. Romanovsky, 'Evidence for a Cyclic Variation of Permafrost Temperatures in Northern Alaska', *Permafr. Periglac. Process.*, vol. 5, no. 3, pp. 137–144, 1994.
- [185] T. E. Osterkamp, 'The recent warming of permafrost in Alaska', *Glob. Planet. Change*, vol. 49, no. 3–4, pp. 187–202, 2005.
- [186] S. Smith, M. Burgess, and A. Taylor, 'High Arctic permafrost observatory at Alert, Nunavut—analysis of a 23 year data set', *Int. Conf. Permafr.*, 2003.
- [187] M. C. Serreze *et al.*, 'Observational evidence of recent change in the northern high- latitude environment', *Clim. Change*, vol. 46, no. 1–2, pp. 159–207, 2000.
- [188] J. C. Stroeve *et al.*, 'Trends in Arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3 and observations', *Geophys. Res. Lett.*, vol. 39, no. 16, pp. 1–7, 2012.
- [189] X. Y. Yang, J. C. Fyfe, and G. M. Flato, 'The role of poleward energy transport in arctic temperature evolution', *Geophys. Res. Lett.*, vol. 37, no. 14, pp. 1–5, 2010.
- [190] A. Dufour, O. Zolina, and S. K. Gulev, 'Atmospheric moisture transport to the arctic: Assessment of reanalyses and analysis of transport components', *J. Clim.*, vol. 29, no. 14, pp. 5061–5081, 2016.
- [191] J. A. Screen, I. Simmonds, C. Deser, and R. Tomas, 'The atmospheric response to three decades of observed arctic sea ice loss', *J. Clim.*, vol. 26, no. 4, pp. 1230–1248, 2013.
- [192] D. Ghatak and J. Miller, 'Implications for Arctic amplification of changes in the strength of the water vapor feedback', *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 118, no. 14, pp. 7569–7578, 2013.
- [193] S. Vavrus, 'The impact of cloud feedbacks on Arctic climate under Greenhouse forcing', *J. Clim.*, vol. 17, no. 3, pp. 603–615, 2004.
- [194] A. Lynch, P. Uotila, and J. J. Cassano, 'Changes in synoptic weather patterns in the polar regions in the twentieth and twenty-first centuries part 2: Antarctic', *Int. J. Climatol.*, vol. 26, no. 9, pp. 1181–1199, 2006.
- [195] J. J. Cassano, P. Uotila, A. H. Lynch, and E. N. Cassano, 'Predicted changes in synoptic forcing of net precipitation in large Arctic river basins during the 21st century', *J. Geophys. Res. Biogeosciences*, vol. 112, no. 4, pp. 1–20, 2007.
- [196] J. Finnis, M. M. Holland, M. C. Serreze, and J. J. Cassano, 'Response of Northern Hemisphere extratropical cyclone activity and associated precipitation to climate change, as represented by the community climate system model', *J. Geophys. Res. Biogeosciences*, vol. 112, no. 4, pp. 1–14, 2007.