

Université  
de Liège



Université de Liège  
Faculté des Sciences  
Département de Géographie

Etude de l'évolution des conditions climatiques dans  
la région du Kilimandjaro, à l'aide du modèle MAR,  
sur la période 1951-2014

Mémoire présenté par  
Alexia FLACHAT

*En vue de l'obtention du grade de  
Master en Sciences Géographiques, orientation Climatologie, à  
finalité approfondie*

Promoteur **Xavier FETTWEIS**

Année académique  
**2014 – 2015**

Image : Le Mont Kilimandjaro vu depuis la savane du parc national d'Amboseli, Kenya  
(Afrique) - © <http://macinivnw.deviantart.com>

## Remerciements

*Je tiens à remercier toutes les personnes qui ont joué un rôle de près ou de loin dans l'aboutissement de ce travail de fin d'étude et qui m'ont apporté un appui précieux.*

*Tout d'abord, j'exprime ma reconnaissance à mon promoteur, Xavier Fettweis, qui m'a permis de travailler sur ce sujet et d'utiliser le modèle MAR. Je le remercie pour ses conseils avisés, son soutien ainsi que pour sa patience et sa disponibilité.*

*Je souhaite également remercier messieurs Douglas R. Hardy et Thomas Mölg, qui m'ont gracieusement transmis les données des stations météorologiques automatiques, installées par leurs soins au sommet du Kibo, et sans lesquelles la validation du modèle n'aurait pas été possible.*

*Je tiens aussi à remercier Michel Erpicum, pour sa grande disponibilité et les très bons conseils qu'il nous a prodigués, ainsi que pour sa passion pour la climatologie qu'il nous a transmis au cours de ses deux années.*

*Je remercie également Eric Hallot pour l'intérêt porté au sujet que j'ai choisi de travailler et d'avoir accepté d'être membre du jury final.*

*Enfin, je remercie mes proches, et en particulier ma famille, qui ont été d'un soutien incommensurable, surtout dans les moments difficiles.*



## Résumé

Les glaciers du Kilimandjaro figurent parmi les plus célèbres glaciers tropicaux. Bien qu'ils ne représentent seulement que 5% des glaciers de montagne, les glaciers tropicaux sont des témoins du réchauffement climatique très intéressants. En effet, leur temps de réponse et leur sensibilité aux variations climatiques sont bien plus importants que ceux des glaciers de plus hautes latitudes. En outre, le climat tropical est un climat très stable, qui ne présente pas de fortes amplitudes annuelles de température. De ce fait, la température est constamment négative au sommet du Kilimandjaro ce qui induit que la fonte se fait essentiellement par sublimation : la glace passe de l'état solide à l'état gazeux, sans passer par un état liquide. Si nous nous référons aux études menées depuis la moitié du 19<sup>ème</sup>, le changement climatique a eu pour conséquences d'intensifier la fonte de la calotte du Kibo, faisant passer sa superficie de 12,06 km<sup>2</sup> en 1912, à 2,36 km<sup>2</sup> en 2011. Nous avons donc décidé d'étudier à l'aide du Modèle Atmosphérique Régional (MAR), l'évolution des conditions climatiques dans la région du Kilimandjaro, sur la période 1951-2014. Nous avons donc pu mettre en avant, d'une part, que la diminution de la nébulosité et des précipitations, ainsi que l'augmentation du rayonnement solaire incident, ont joué un rôle important dans la fonte de ces glaciers. D'autre part, nous avons également démontré que les réanalyses NCEP et ERA-Intérim sur l'Afrique ne sont pas fiables, et par conséquent, le modèle MAR présente des difficultés pour représenter de manière correcte le climat et sa variabilité dans notre zone. Pour finir, nous avons analysé si nous retrouvions les évènements El Niño et La Niña, dont l'impact sur le climat Est africain a été démontré, dans les sorties du MAR.



## Abstract

Kilimanjaro glaciers appear among the most famous tropical glaciers. Even if they represent only 5% of the mountain glaciers, tropical glaciers are very interesting witnesses of the global warming. Indeed, their time of answer and their sensibility to climatic variations are more important than those of higher latitudes glaciers. Moreover, tropical climate is a very stable climate, which doesn't present strong annual amplitudes of temperature. Thereby, the temperature is constantly negative at the top of the Kilimanjaro, what induces that the melting is essentially made by sublimation : ice passes from the solid state to the gaseous one, without passing by the liquid state. If we refer to the studies led since the half of the 19<sup>th</sup>, the climate change had for consequences to intensify the melting of Kibo ice cap, making spend its surface from 12,06 km<sup>2</sup> in 1912, to 2,36 km<sup>2</sup> in 2011. Hence, we decided to study by using the Regional Atmospheric Model (MAR), the evolution of climatic conditions in the region of the Kilimanjaro, over the period 1951-2014. We were thus able to put forward, firstly, that the decrease in cloudiness and precipitation, as well as the increased solar radiation, have played an important role in the melting of these glaciers. On the other hand, we also demonstrated that the NCEP and ERA-Interim reanalyses on Africa are not reliable, and consequently, the model presents difficulties to represent in a correct way the climate in our zone. To finish, we analyzed if we found the El Niño and La Niña events, of which the impact on the East African climate has been shown, in the model outputs.





# TABLE DES MATIERES

<b>Chapitre 1</b> .....	<b>1</b>
<b>Introduction</b> .....	<b>1</b>
1.1. Contexte général .....	1
1.2. Présentation de la zone d'étude.....	2
1.3. Le climat actuel du Kilimandjaro .....	3
1.4. Les glaciers et la calotte du Kibo.....	5
1.5. La modélisation climatique et les modèles régionaux.....	9
<b>Chapitre 2</b> .....	<b>11</b>
<b>Etat de l'art</b> .....	<b>11</b>
2.1. Les glaciations et les changements climatiques récents .....	11
2.2. Les facteurs influençant la fonte de la calotte du Kilimandjaro .....	15
2.2.1 <i>Les facteurs climatiques</i> .....	16
2.2.2 <i>Les facteurs physiques</i> .....	18
2.3. Le rôle du phénomène El Niño et de l'océan Indien sur le climat Est Africain.....	22
<b>Chapitre 3</b> .....	<b>25</b>
<b>Objectifs de cette recherche et pistes de travail</b> .....	<b>25</b>
<b>Chapitre 4</b> .....	<b>27</b>
<b>Méthodologie</b> .....	<b>27</b>
4.1. Le MAR : présentation du modèle.....	27
4.2. Données utilisées .....	28
4.2.1 <i>Données de forçage</i> .....	28
4.2.2 <i>Données d'observations</i> .....	31
4.3. Initialisation du MAR .....	37
4.3.1 <i>Topographie</i> .....	37
4.3.2 <i>Choix du domaine</i> .....	38
4.3.3 <i>Simulations</i> .....	40

<b>Chapitre 5</b> .....	<b>43</b>
<b>Validation du modèle</b> .....	<b>43</b>
5.1. Températures .....	44
5.2. Précipitations .....	46
5.4. Bilan radiatif.....	52
5.5. Vent .....	57
5.6. Humidité relative.....	58
5.7. Pression atmosphérique .....	59
5.8. Le modèle CARAIB.....	59
5.7. Synthèse.....	63
<b>Chapitre 6</b> .....	<b>65</b>
<b>Résultats et discussion</b> .....	<b>65</b>
6.1. Evolution des facteurs physiques et climatiques .....	65
6.1.1. <i>Evolution de la température</i> .....	67
6.1.2. <i>Evolution des précipitations</i> .....	69
6.1.3. <i>Evolution de l'humidité relative et de la nébulosité</i> .....	70
6.1.4. <i>Evolution du bilan radiatif</i> .....	73
6.1.5. <i>Synthèse</i> .....	74
6.2. Corrélation des précipitations et du vent avec les évènements El Niño et La Niña.....	75
<b>Chapitre 7</b> .....	<b>83</b>
<b>Conclusion et perspectives</b> .....	<b>83</b>
7.1. Synthèse.....	83
7.2. Perspectives.....	83
<b>Annexes</b> .....	<b>87</b>
<b>Références</b> .....	<b>97</b>

## LISTE DES FIGURES

<b>Figure 1.1.</b> - Evolution de la surface glaciaire au cours du siècle dernier .....	1
<b>Figure 1.2.</b> - Situation géographique du Kilimandjaro 3° 35' Sud 37° 20' Est .....	2
<b>Figure 1.2.</b> - Evolution de la quantité de précipitations en fonction de l'altitude .....	3
<b>Figure 1.3.</b> - Diagramme ombrothermique de la station de l'aéroport de Tabora .....	4
<b>Figure 1.4.</b> - Carte des vents à 850 hPa (altitude 1500 m) .....	5
<b>Figure 1.5.</b> - Répartition et emplacement des principaux glaciers constituant la calotte du Mt Kilimandjaro .....	7
<b>Figure 1.6.</b> - Evolution de la superficie occupée par les glaciers de la calotte du Kilimandjaro sur une centaine d'année .....	8
<b>Figure 2.1.</b> - Localisation du Lac Victoria par rapport au Kilimandjaro .....	14
<b>Figure 2.2.</b> - Evolution des variables UEQ, EEJ et de la hauteur du niveau marin .....	15
<b>Figure 2.3.</b> - Localisation des six carottes de glace effectuées dans la calotte du Kilimandjaro .....	16
<b>Figure 2.4.</b> - Evolution des concentrations des ions et poussières présents dans les carottages ainsi que du ratio $\delta^{18}O$ .....	17
<b>Figure 2.5.</b> - Impact du rayonnement solaire sur les falaises de glace au sommet du Kilimandjaro lors des saisons sèches et des saisons pluvieuses .....	20
<b>Figure 2.6.</b> - Falaise glaciaire sur le Champ de Glace Nord (NIF) en juin 2001 .....	21
<b>Figure 2.7.</b> - Phénomène de « pénitents » au sommet du Kilimandjaro .....	21
<b>Figure 2.8.</b> - Ecart entre l'indice d'anomalies pluvieuses de l'Afrique de l'Est équatoriale et les anomalies de température de surface des océans Indien et Pacifique (DJF) sur la période 1979-1998 .....	23
<b>Figure 2.9.</b> - Corrélation de l'épaisseur des varves du lac Chala et des anomalies de température de surface de l'indice Niño 3.4 et des anomalies de températures de surface de Sud-ouest de l'océan Indien .....	24
<b>Figure 4.1.</b> - Evolution chronologique des données d'observations prises en compte dans les sets de données des ERA-40 .....	30
<b>Figure 4.2.</b> - Evolution chronologique des données d'observations conventionnelles prises en compte dans les sets de données des ERA-Interim .....	30
<b>Figure 4.3.</b> - Localisation des trois stations de la NOAA .....	32
<b>Figure 4.4.</b> - Emplacement des stations météorologiques automatiques .....	34
<b>Figure 4.5.</b> - Station météorologique automatique AWS 1 .....	35
<b>Figure 4.6.</b> - Topographie initiale et forcée. ....	37

<b>Figure 4.7.</b> – Topographie finale utilisée pour faire tourner le MAR.....	38
<b>Figure 4.8.</b> - Comparaison entre les différents domaines .....	40
<b>Figure 5.1.</b> – Variations journalières de la température de l'air observée et modélisée .....	45
<b>Figure 5.2.</b> – Variations saisonnières de la température de l'air au sommet du Kilimandjaro observée et modélisée .....	46
<b>Figure 5.3.</b> - Variations mensuelles des précipitations observées et modélisées .....	49
<b>Figure 5.4.</b> – Coupe transversale de la topographie du domaine modélisé par le MAR .....	51
<b>Figure 5.5.</b> – Variations journalière du rayonnement global pendant l'année 2006 .....	54
<b>Figure 5.6.</b> – Variations saisonnières du rayonnement solaire réfléchi et de l'albédo de la surface observés et modélisés .....	55
<b>Figure 5.7.</b> – Répartition des biomes simulé par le modèle CARAIB forcé par les sorties du MAR et du CRU sur la période 1961-1990.....	61
<b>Figure 5.8.</b> – Cartes représentant l'étagement de la végétation dans la région du Kilimandjaro et correspondance avec les biomes modélisés par CARAIB .....	62
<b>Figure 6.1.</b> – Evolution de la température de l'air modélisée sur l'ensemble du domaine ...	67
<b>Figure 6.2.</b> – Evolution de la température de l'air modélisée au sommet du Kibo .....	68
<b>Figure 6.3.</b> – Evolution des précipitations modélisées sur l'ensemble du domaine .....	70
<b>Figure 6.4.</b> – Evolution de l'humidité relative modélisée sur l'ensemble du domaine .....	71
<b>Figure 6.5.</b> – Evolution de la nébulosité modélisée sur l'ensemble du domaine .....	72
<b>Figure 6.6.</b> – Evolution du rayonnement solaire descendant et du rayonnement infrarouge incident modélisés sur l'ensemble du domaine . .....	73
<b>Figure 6.7.</b> – Corrélation entre l'indice Niño 3.4 et l'épaisseur des varves du lac Chala .....	76
<b>Figure 6.8.</b> – Corrélation entre l'épaisseur des varves avec les vitesses de vent et les précipitations annuelles modélisées .....	78
<b>Figure 6.9.</b> – Variabilité de l'épaisseur des varves du lac Chala sur les dernières 155 années .....	80
<b>Figure 6.10</b> – Anomalies des vitesses de vent et des précipitations simulées par le MAR et comparées avec les anomalies de l'épaisseur de la couche claire des varves, et l'indice Niño 3.4.....	82

## LISTE DES TABLEAUX

<b>Tableau 4.1.</b> – Tableau récapitulatif des métadonnées des stations météorologiques .....	33
<b>Tableau 4.2.</b> – Tableau reprenant toutes les variables mesurées sur le site du Kibo par la station AWS 1.....	36
<b>Tableau 4.3.</b> – Tableau reprenant toutes les variables mesurées sur le site du Kibo par la station AWS 3.....	36
<b>Tableau 4.4.</b> – Taille des domaines utilisés pour la comparaison.....	39
<b>Tableau 5.1.</b> – Longitudes, latitudes et élévations réelles et celles du pixel MAR le plus proche .....	43
<b>Tableau 5.2.</b> – Statistiques pour la validation de la température .....	44
<b>Tableau 5.3.</b> – Statistiques annuelles pour la validation des précipitations.....	47
<b>Tableau 5.4.</b> – Statistiques mensuelles pour la validation des précipitations .....	48
<b>Tableau 5.5.</b> – Statistiques annuelles pour la validation du bilan de masse total . .....	50
<b>Tableau 5.6.</b> – Statistiques annuelles pour la validation du bilan de masse positif .....	52
<b>Tableau 5.7.</b> – Statistiques journalières pour la validation du rayonnement global . .....	53
<b>Tableau 5.8.</b> – Statistiques journalières pour la validation du rayonnement solaire réfléchi. ....	54
<b>Tableau 5.9.</b> – Statistiques journalières pour la validation du rayonnement infrarouge émis par la surface .....	56
<b>Tableau 5.10.</b> – Statistiques journalières pour la validation du rayonnement infrarouge descendant .....	57
<b>Tableau 5.11.</b> – Statistiques journalières pour la validation du vent .....	57
<b>Tableau 5.12.</b> - Statistiques journalières pour la validation de l'humidité relative .....	58
<b>Tableau 5.13.</b> – Statistiques journalières pour la validation de la pression .....	59
<b>Tableau 6.1.</b> – Tendances et incertitudes des moyennes annuelles et évolution des variables principales du MAR forcé par les NCEP sur la période 1951-2014.....	66
<b>Tableau 6.2.</b> – Tendances et incertitudes des moyennes annuelles et évolution des variables principales du MAR forcé par les ERA sur la période 1960-2014.....	66
<b>Tableau 6.3.</b> – Tendances, incertitudes et évolution de la température de l'air des NCEP 1 à différents niveaux de pressions sur la période 1960-2014.....	69
<b>Tableau 6.4.</b> – Corrélations entre l'épaisseur des varves (respectivement l'indice Niño 3.4) et les précipitations et la vitesse du vent annuelles.....	77
<b>Tableau 6.5.</b> – Corrélation entre les anomalies de précipitation et de vent pour les mois d'octobre et novembre, avec les anomalies de la couche claire et l'indice Niño 3.4.....	81



## LISTE DES ABREVIATIONS UTILISEES

**a.s.l** : Above Sea Level

**AIK** : Aéroport International du Kilimandjaro

**AWS** : Automatic Weather Station

**BDM** : Bilan de masse

**COADS** : Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set

**CRU** : Climate Research Unit

**EEJ** : Eastward Equatorial Jet

**ENSO** : Indice de l'Oscillation Australe/El Niño

**FWG** : Glacier de Furtwängler

**IR** : Infrarouge

**IRICS** : International Research Institute for Climate and Society

**MAR** : Modèle Atmosphérique Régional

**MAR-ERA** : MAR forcé par les ERA

**MAR-NCEP** : MAR forcé par les NCEP

**MCG** : Modèle de Circulation Général

**MCR** : Modèle de Circulation Régional ou Modèle Climatique Régional

**NCDC** : National Centers for Environmental Information

**NGDC** : National Geophysical Data Center

**NIF** : Northern Ice Field

**NOAA** : National Oceanic and Atmospheric Administration

**SIF** : Southern Ice Field





# Chapitre 1

## Introduction

---

### 1.1. Contexte général

Le comportement des glaciers face aux fluctuations du climat en font de véritables indicateurs climatiques. Cette sensibilité est d'autant plus accrue pour les glaciers tropicaux, car ils sont proches de l'isotherme 0°C et sont soumis à un climat sans grande variabilité annuelle de la température. Ainsi une légère hausse de la température aura des conséquences sur la fonte beaucoup plus importantes que sous nos latitudes. La saisonnalité dans les précipitations et la faible amplitude des températures induisent que le bilan de masse en surface, c'est-à-dire l'accumulation par les précipitations neigeuses à laquelle est enlevée l'ablation (fonte, érosion...), de ces glaciers est un mécanisme complexe. Les températures constamment négatives infèrent que la majeure partie de la fonte se produit par sublimation, la glace passe de la phase solide à la phase gazeuse sans passer par la phase liquide. Depuis le milieu du XIXème siècle, les glaciers tropicaux ont reculés de manière significative (KASER, 1999), allant jusqu'à disparaître totalement pour certains, comme le glacier Chacaltaya dans les Andes en 2009 (RABATEL et al., 2013). La figure 1.1. montre les changements de la surface glaciaire des trois principaux sommets englacés de l'Afrique de l'Est. La tendance, bien que proportionnelle à la taille initiale du glacier, est sensiblement à la baisse.

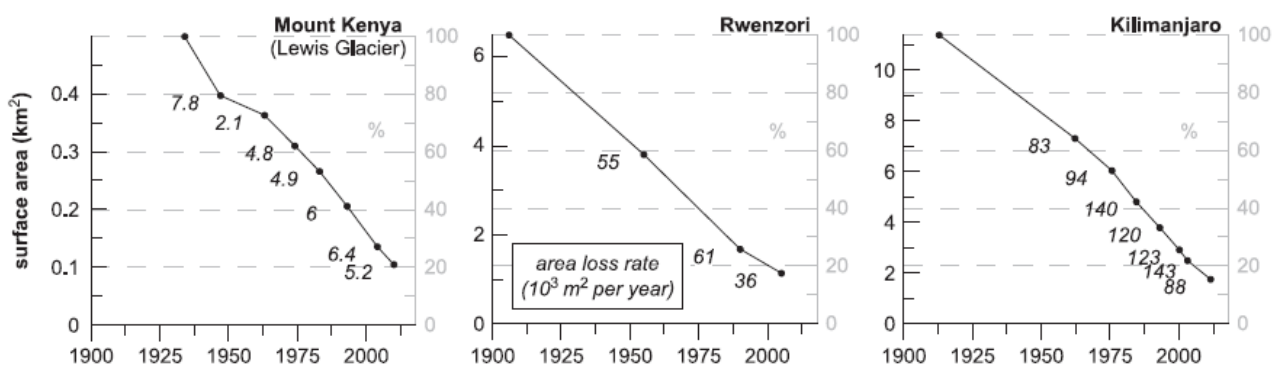


Figure 1.1. - Evolution de la surface glaciaire au cours du siècle dernier. Les chiffres sur la droite représentent le pourcentage de diminution de la surface glaciaire par rapport à la surface initiale – Sources : Mölg, T., N.J. Cullen, D.R. Hardy, G. Kaser, L. Nicholson, R. Prinz, and M. Winkler (2013): East African glacier loss and climate change: Corrections to the UNEP article "Africa without ice and snow". *Environmental Development*, vol. 6, pp. 1-6

## 1.2. Présentation de la zone d'étude

Le Kilimandjaro est situé dans la partie Nord-est de la Tanzanie (figure 1.2.), proche de la frontière kenyane. Il couvre une surface d'environ 3885 km<sup>2</sup>. Le Kilimandjaro est un ancien complexe volcanique constitué de trois sommets. Par ordre d'altitude croissante, on trouve le Shira (3962 m) à l'Ouest, le Mawenzi (5149 m) à l'Est et le Kibo au centre. Le Kibo est le plus haut avec le pic Uhuru culminant à une altitude de 5 895 mètres, ce qui en fait le sommet le plus élevé d'Afrique, et le quatrième sommet du monde après l'Everest, l'Aconcagua et le McKinley.



Figure 1.2. – Situation géographique du Kilimandjaro 3° 35' Sud 37° 20' Est – Source : © Sémhur / Wikimedia Commons / CC-BY-SA-3.0

Le Mont Kibo est un ancien stratovolcan et possède donc à son sommet une caldeira d'où s'échappe encore quelques fumeroles, de dioxyde de carbone et dioxyde de soufre principalement, qui atteignent les 78°C. Le Kilimandjaro se serait créé il y a 0,6 milliards d'année. A l'origine, c'est la tectonique de la vallée du Grand Rift à l'époque du Miocène, qui a mis en place toute une série de failles et de grabens et qui a donné naissance au massif. Le volcanisme quant à lui est apparu au cours du Pliocène, conférant au relief la forme de trois cônes, typique des stratovolcans.

La première étude scientifique du Kilimandjaro a lieu en 1848, elle est réalisée par un missionnaire allemand nommé Johannes Rebmann, qui est persuadé de trouver au sommet du corail rouge, qui se trouve généralement en milieu marin et qui est très recherché pour la fabrication de bijoux. Il va alors faire une découverte très intrigante : la présence de neige au sommet de cette montagne. Au départ la présence de la neige va être remise en cause par les Européens, qui ne pensent pas

qu'elle puisse exister à de telles latitudes. Il faudra plusieurs autres missions, afin de permettre la description détaillée de la géologie et de la géomorphologie de ce massif, et de certifier la présence de neige à son sommet. De nombreuses ascensions ont eu lieu dès la fin du XIX<sup>ème</sup> siècle. Hans Meyer sera le premier homme à parvenir au sommet en octobre 1889. Aujourd'hui les expéditions scientifiques menées sur le Kilimandjaro ont permis de dresser un bilan de l'évolution des glaciers et de la calotte au sommet depuis la fin du XIX<sup>ème</sup> siècle. En 1943, les premières photos aériennes (SPINK, 1945), permettent de mieux connaître la répartition des glaciers au sommet, et serviront de point de comparaison pour les années suivantes.

### 1.3. Le climat actuel du Kilimandjaro

Le climat dans la région du Kilimandjaro, est de type tropical de savane. En montant en altitude, le climat évolue progressivement vers un climat de steppe (semi-aride) puis désertique au sommet, en raison de la diminution des précipitations (figure 1.3.). En effet, jusqu'à 2000-2200 mètres a.s.l (1800 m) d'altitude sur le versant Sud, les précipitations augmentent, jusqu'à atteindre un pic altitudinal/maximum à 2000-2200 mètres a.s.l (RØHR & KILLINGTVEIT, 2003). Au dessus de cette limite, se produisent les précipitations néphéléniques, advectées par de forts vents venant de l'Est sous forme de nuages stratiformes. Ces dernières constituent une couronne de nuages et baignent les forêts dans une brume constante, visible à une altitude d'environ 2500 mètres. Puis les précipitations diminuent avec l'altitude, entraînant l'aridité du climat observé.

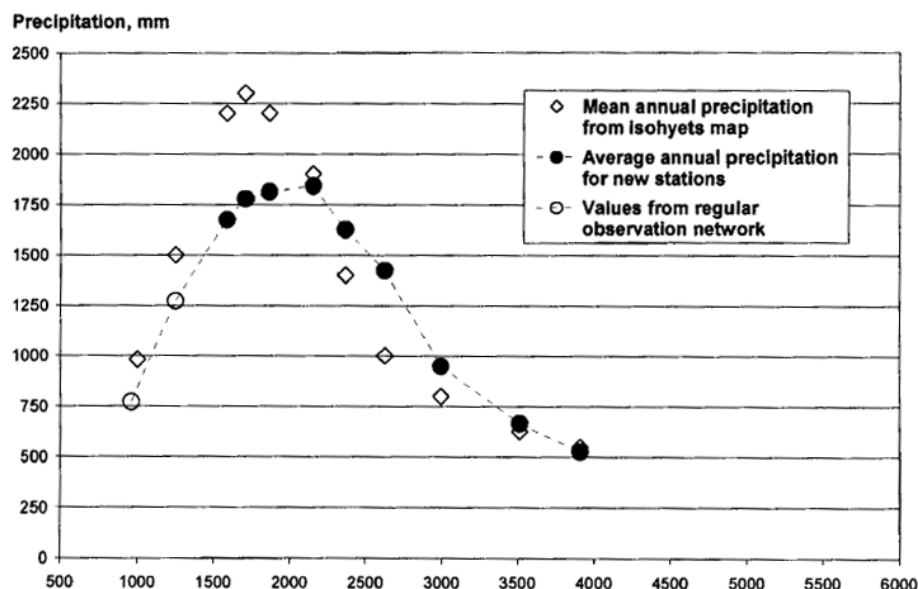
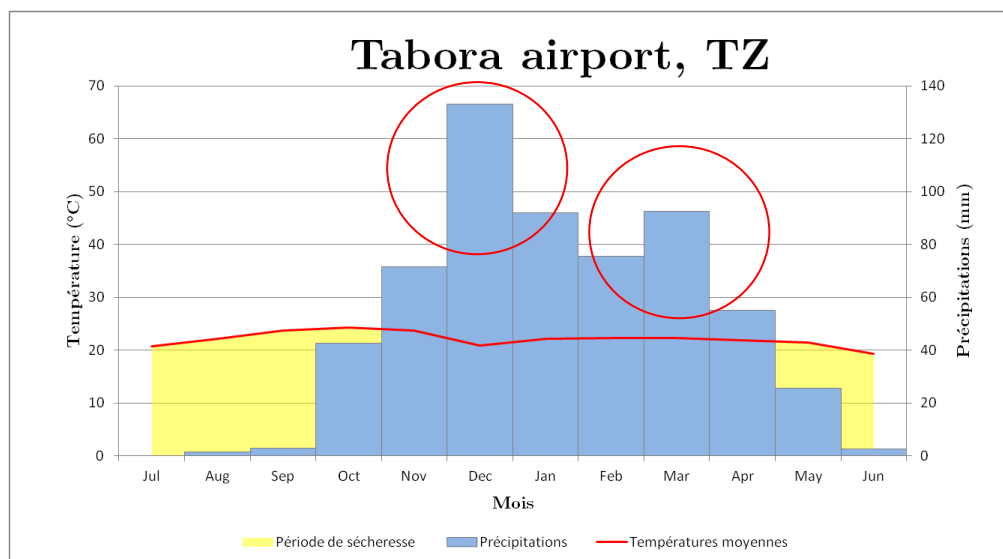


Figure 1.3. – Evolution de la quantité de précipitations en fonction de l'altitude obtenues au moyen de stations d'observations, sur le versant Sud et dans la plaine du Kilimandjaro, et relevées sur une carte d'isohyètes – Sources : RØhr P.C. & A. Killingtveit (2003) : Rainfall distribution on the slopes of Mt Kilimanjaro. *Hydrological Sciences*, vol. 48, pp. 65-77

D'une manière générale, le climat est marqué par deux saisons des pluies bien distinctes au printemps et à l'automne (hémisphère Sud), et une période de sécheresse durant l'hiver (figure 1.4.).



**Figure 1.4. – Diagramme ombrothermique de la station de l'aéroport de Tabora, TZ (5°07'S 32°83'E). La station est située à une altitude de 1210 m. La température moyenne annuelle est de 22,1°C et il tombe environ 594,7 mm de pluie par an. (Moyenne 2000 - 2010) – Source des données : NCDC NOAA**

L'origine de ces deux saisons se trouve dans la circulation sur le bassin océanique indien. En effet, elle est marquée par deux grandes périodes qui sont la mousson d'hiver, avec des vents soufflants de Nord-est, et la mousson d'été, avec des vents de Sud-ouest. En ce qui concerne la région du Kilimandjaro, les périodes les plus importantes, car elles sont responsables des saisons des pluies, sont les périodes de transitions entre les deux phases de mousson (HASTENRATH, 2001). La première s'étendant de mars à mai doit son origine à la remontée de la Zone de Convergence Intertropicale vers le Nord alors que la deuxième saison des pluies, d'octobre à décembre découle de sa descente vers le Sud. En raison de leurs intensités et durées différentes, la première saison des pluies est appelée « long rains » et la seconde « short rains ». Au Kilimandjaro, on estime que 75 à 80% de la neige tombe pendant les deux saisons des pluies. Le Kilimandjaro est tour à tour confronté à des vents soufflant du Nord-est en été, et du Sud-est en hiver, et d'Est principalement pendant l'automne et le printemps (figure 1.5.). Au niveau des températures, le climat tropical est considéré comme stable, car l'amplitude thermique au cours de l'année en un point donné est d'environ 1 à 2°C (figure 1.4.). Les températures moyennes annuelles sont comprises entre 20 et 25°C, avec un minimum en juin-juillet et un maximum en octobre-novembre. Elles diminuent avec l'altitude, selon un gradient thermique moyen de 0,6°C/100 mètres. Ainsi l'isotherme 0°C se situe aux alentours des 4000 mètres d'altitude, et au sommet du Kibo, la température annuelle moyenne oscille entre - 6 et - 7°C.

## Carte des vents à 850 hPa

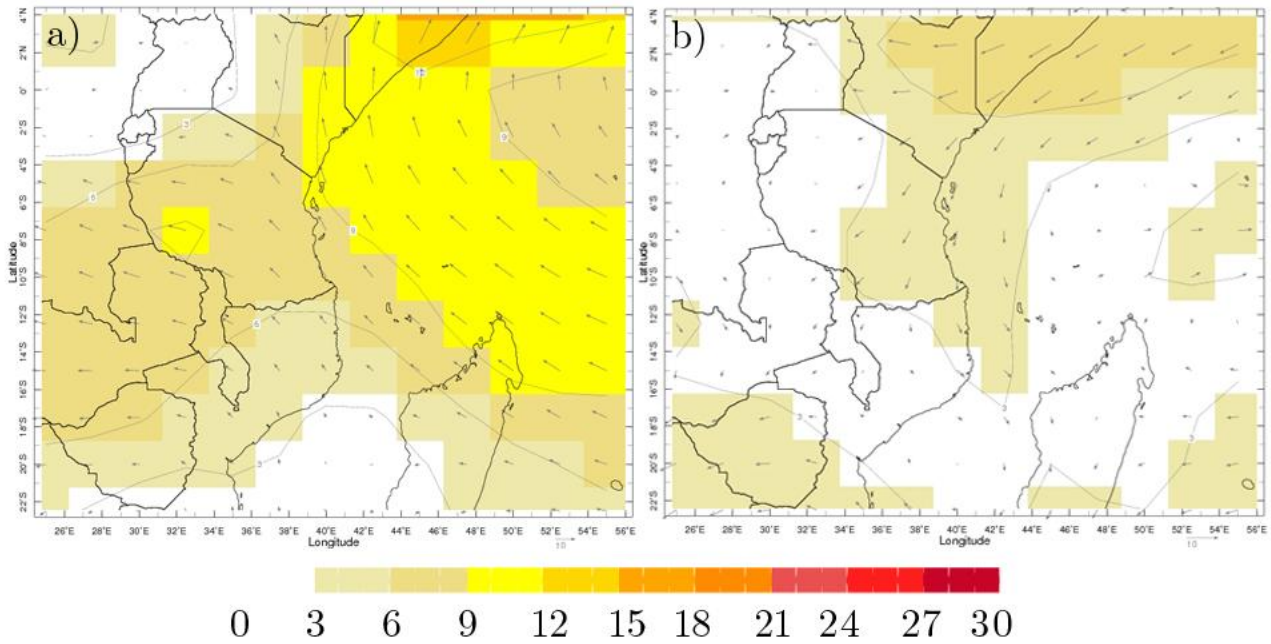


Figure 1.5. – Carte des vents à 850 hPa (altitude 1500 m). a) situation en hiver (juillet) avec des vents de Sud-est et b) situation en été (janvier) avec des vents de Nord-est – Source : IRI, Colombia University

### 1.4. Les glaciers et la calotte du Kibo

Des trois sommets qui composent le Kilimandjaro, on trouve de la glace seulement sur le Kibo. En effet, ce dernier possède à son sommet les restes d'une calotte glaciaire, de laquelle partent des langues glaciaires qui s'étendent sur les versants de la montagne (figure 1.6.).

A l'heure actuelle, les glaciers se sont considérablement retirés depuis les premières observations dans les années 1900. On distingue trois formes de glaciers (KASER et al., 2004 ou GEILINGER, 1936). D'une part, les glaciers sommitaux avec une surface horizontale et d'autre part les murs de glace ou de névé. Ces entités composaient la calotte glaciaire. Enfin, les langues glaciaires qui s'étendent sur les versants du Kilimandjaro. La calotte glaciaire était légèrement inclinée vers le Sud-ouest, ce qui a donné naissance à une répartition des glaciers de pentes non homogène. En effet, lors des saisons des pluies, les vents entraînent l'accumulation des précipitations d'un côté ou de l'autre, ainsi le côté Sud-ouest reçoit principalement les pluies pendant la « long rains » ce qui provoque une accumulation de neige plus importante de ce côté. Les glaciers présents au Nord-est n'ont donc pas une extension très importante, ils débordent à peine du cratère, jusqu'à 5600 mètres d'altitude. Au contraire, les glaciers sur le versant Sud/Sud-ouest, s'étendent jusqu'à

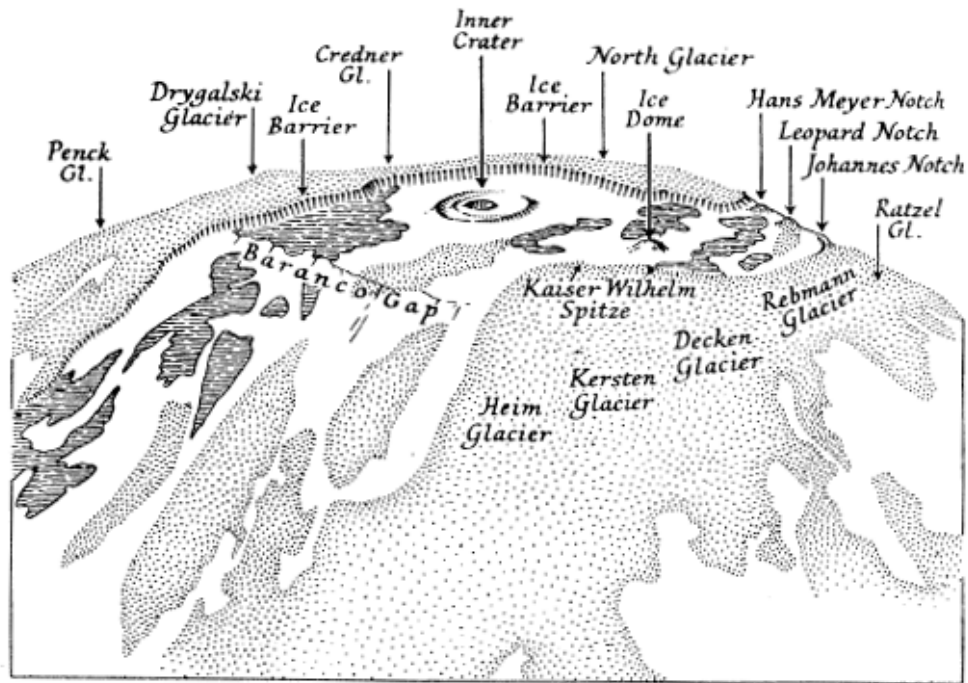
5000 mètres d'altitude. Aujourd'hui, en raison de la fonte importante, on n'observe plus que trois étendues glaciaires (figure 1.7.) (CULLEN et al., 2013) :

- (1) Le champ de glace Nord, composé principalement des glaciers Credner, Penck et Drygalski
- (2) Le champ de glace Est et le glacier de Furtwängler qui sont les derniers glaciers situés sur le plateau sommital
- (3) Le champ de glace Sud, composé d'une multitude de petits glaciers dont principalement Decken, Kersten, Rebmann et Ratzel.

La superficie totale de chacune de ces étendues était estimée à 2,36 km<sup>2</sup> en 2011. En raison de leur morphologie glaciaire distincte, les glaciers connaissent des régimes de fonte et d'ablation différents. Les glaciers de plateau ou horizontaux sont soumis au rayonnement de courte longueur d'onde et au flux turbulent de chaleur latente qui entraînent une ablation différentielle à l'origine du phénomène des pénitents. En raison des températures constamment négatives au sommet, les glaciers ne fondent pas directement et l'ablation qui se fait principalement par sublimation. Il en va de même pour les murs de glace, qui essuient une ablation latéralisée, en raison de leur exposition au rayonnement et de l'incidence solaire, qui change en fonction des saisons. Les glaciers de pentes, ne dépendant plus aujourd'hui de la calotte glaciaire, et ont un comportement similaire aux glaciers alpins. Ils s'en différencient néanmoins par la durée de la période d'ablation et le taux de fonte par sublimation qui est plus important aux tropiques.

La différence entre les gains et les pertes de masse d'un glacier constitue le bilan de masse. Ce bilan de masse (BDM) représente la différence entre l'accumulation neigeuse, venant de glaciers plus hauts et de la déposition, c'est-à-dire le gain de masse, et l'ablation, perte de masse par la fonte (température positive), la sublimation ou la décharge de bloc de glace (pour les glaciers suspendus). Si le BDM est négatif, c'est qu'il y a eu plus d'ablation que d'accumulation, le glacier a donc perdu de la masse et du volume. Si l'ablation est égale à l'accumulation alors le BDM sera nul. On peut distinguer du bilan de masse, celui en surface qui ne prend en compte que les processus physique de surface, liés à l'interaction entre la glace et l'atmosphère. C'est essentiellement le bilan de masse en surface qui va nous intéresser dans cette étude.

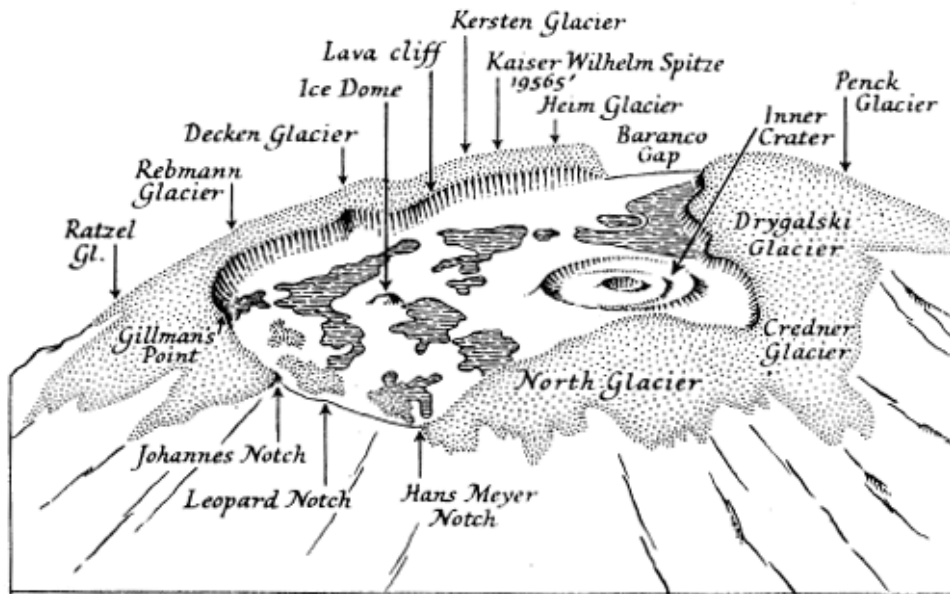
Au sommet du Kilimandjaro, l'accumulation neigeuse se fait principalement pendant les saisons des pluies (environ 80% des précipitations neigeuses), c'est-à-dire deux fois par an. Ce processus de sublimation est également possible, car l'atmosphère au contact de la glace n'est pas saturée en humidité. Ainsi pour estimer le bilan de masse du Kilimandjaro, il faut prendre en compte tous les paramètres climatiques qui entrent en jeu comme les flux radiatifs de courte longueur d'onde, les précipitations neigeuses, l'humidité relative...



Glaciers and sheets of ice on Kibo from the south-west



Johannes Notch and Kaiser Wilhelm Spitze are approximately 1 mile from Inner Crater  
 ● Glaciers    ● Ice sheets



Glaciers and sheets of ice on Kibo from the north-east

Figure 1.6. – Répartition et emplacement des principaux glaciers constituant la calotte du Mt Kilimandjaro obtenue à partir d'observations de terrain lors d'ascensions scientifiques ou d'observations aériennes (1945) – Source : Spink P.C. (1945) : Further Notes on the Kibo Inner Crater and Glaciers of Kilimanjaro and Mount Kenya, *The Geographical Journal*, vol. 106, No 5/6, pp. 210-216

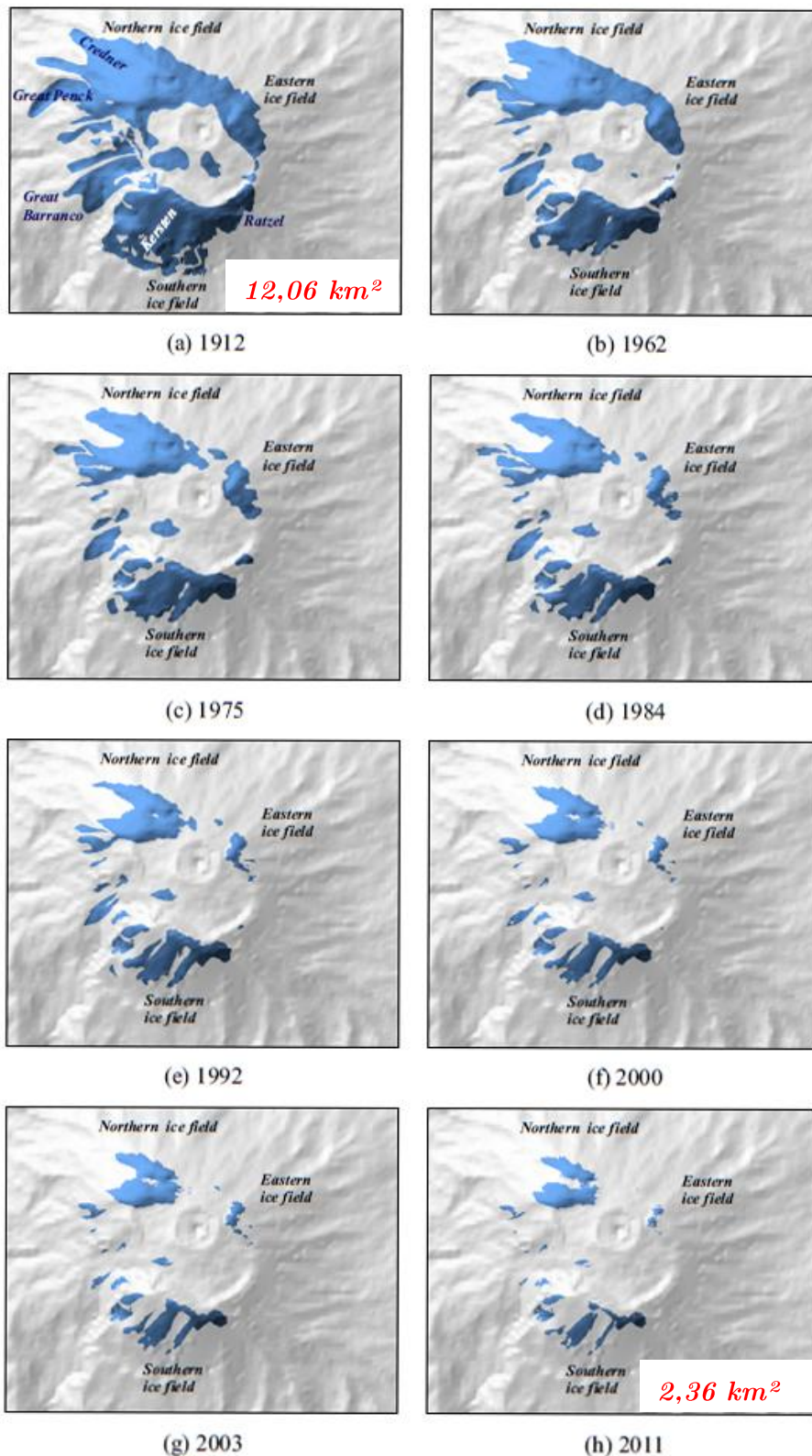


Figure 1.7. – Evolution de la superficie occupée par les glaciers de la calotte du Kilimandjaro sur une centaine d’année. La calotte a perdu 80,4 % de sa masse totale entre 1912 et 2011 avec une diminution de 19 % les cinquante premières années – Source : Cullen N.J., Sirguey P., Mòlg T., Kaser G., Winkler M., and Fitzsimons S.J. (2013) : A century of ice retreat on Kilimanjaro : the mapping reloaded, *The Cryosphere*, vol. 7, pp. 419-431



## 1.5. La modélisation climatique et les modèles régionaux

La modélisation climatique a pour objectif de représenter de manière simplifiée les divers paramètres du système climatique et leur évolution dans le temps, que ce soit dans le passé ou dans le futur. Par cette simplification, la compréhension et la paramétrisation de ces processus est ainsi plus aisée. La modélisation climatique repose sur des modèles numériques qui sont eux basés sur des lois fondamentales physiques, chimiques et biologiques exprimées au travers d'équations ou de paramétrisations, qui relient les paramètres climatiques entre eux. Dans ce mémoire nous utiliserons un modèle climatique régional (MCR). Les modèles régionaux, sont basés sur le principe des modèles de circulation générale (MCG) et ont pour but de calculer de manière complète la dynamique de l'atmosphère dans les trois dimensions : latitude, longitude et altitude. A l'inverse des modèles globaux, ils permettent de se focaliser sur une partie précise du globe, d'augmenter la résolution spatiale sans surcout en temps de calcul. Avec un modèle régional, nous pouvons utiliser une grille beaucoup plus fine, ce qui permet de représenter en détail la topographie de notre zone par exemple, et de prendre en compte des effets climatiques locaux. La physique des modèles régionaux est plus détaillée et élaborée que celle des MCG, et elle est adaptée à la région étudiée. Cependant les modèles régionaux ont besoin d'être forcés à leurs frontières latérales (température, vent, humidité, pression), car l'atmosphère ne peut être confinée à une petite région mais forme un tout à l'échelle planétaire. Pour forcer les MCR, nous utilisons les résultats de MCG pouvant être des réanalyses (NCEP, ERA-Interim...) avec une résolution beaucoup plus grossières que celle du MCR. Les résultats donnés par le modèle sont fortement dépendant de la qualité des données utilisées pour le forçage.



# *Chapitre 2*

## *Etat de l'art*

---

L'état de l'art présente l'état d'avancement des recherches et des connaissances sur la glaciologie du Kilimandjaro et les changements climatiques dans la région du Kilimandjaro, afin d'établir l'objectif du mémoire et les hypothèses de travail. La première partie résume les différentes glaciations qui ont permis de constituer la calotte et les glaciers, ainsi que les changements climatiques récents de la fin du 19<sup>ème</sup> siècle au 20<sup>ème</sup>. Par la suite, les facteurs expliquant la fonte récente de la cryosphère du Kilimandjaro seront évoqués selon les visions de deux équipes scientifiques qui ont travaillé sur le sujet. La dernière partie démontre l'impact du phénomène El Niño sur le climat de l'Afrique de l'Est, les fluctuations qui en découlent, et l'utilité des enregistrements varvés des lacs.

### **2.1. Les glaciations et les changements climatiques récents**

Les différentes glaciations du Kilimandjaro ont laissées des traces géomorphologiques dans le paysage. Différentes études (SPINK, 1945, DOWNIE, 1964, THOMPSON et al., 1984) ont été menées afin de déterminer la chronologie des événements glaciaires au Kilimandjaro. A partir de la première exploration effectuée par Meyer en 1900, l'évolution de la calotte et des glaciers a pu être suivie au travers de photographies. Mais les scientifiques ont également retrouvé des éléments dans le paysage montrant que les glaciers s'étendaient bien au-delà de leur superficie de la fin du 19<sup>ème</sup> siècle. Ainsi à l'aide de l'étude des éléments géomorphologique témoignant de la présence de glace, ainsi que par l'étude des roches magmatiques, les scientifiques/chercheurs ont pu établir une chronologie des différentes périodes glaciaires et interglaciaire qui ont eu lieu (DOWNIE, 1964). Ces éléments se divisent en deux catégories : ceux produit par l'érosion glaciaire et ceux issus des dépôts glaciaires.

Lorsque les glaciers se retirent, nous pouvons observer toutes les traces de l'érosion lors du passage de ces derniers. En effet la glace étant très abrasive, elle creuse et modèle le paysage. Ainsi les cirques glaciaires sont les éléments les plus facilement repérables grâce à leur forme de « cuvette ». Sur le Kibo, ils sont présents uniquement sur les pentes Sud, et ne sont que très peu développés. Effectivement, des

éruptions de lave ont remplies les cirques qui étaient en cours de développement depuis le Pléistocène. De ce fait, les seuls que nous pouvons aujourd'hui observer sont liés à la période de glaciation la plus tardive. Nous pouvons trouver aussi des vallées en auge ou en U qui, de la même manière que les cirques, sont beaucoup mieux définies sur le versant Sud à cause de la répartition des glaciers et donc de l'épaisseur de glace, ainsi que de l'écoulement de lave. La lave a d'ailleurs effacé en partie les vallées présentes sur le versant Nord et elles sont aujourd'hui mal définies et très peu profondes. Les stries et polis glaciaires témoignent aussi du passage du glacier et du sens de son écoulement. La nature des roches du Kibo n'a pas permis la formation abondante de stries, en revanche, les polis glaciaires sont très courants. Une autre formation très importante sur les pentes Sud du Kibo, qui ont été largement englacée, est la présence de roche moutonnée que l'on peut retrouver dans les vallées en U. Une vallée glaciaire témoigne de l'arrachement de la roche à l'aval par le glacier, alors qu'à l'amont, c'est un processus d'abrasion qui domine, et qui va donner cette forme convexe à la roche.

A la suite de l'érosion par le glacier, et particulièrement de l'arrachement du bedrock, les éléments érodés vont être transportés et déposés par le glacier sous formes de moraines. Celles-ci témoignent, notamment que lors du dernier maximum glaciaire, le sommet du Kibo était recouvert d'une calotte uniforme qui descendait jusqu'à environ 4500 mètres d'altitude. Cette calotte se divisait ensuite en vallées glaciaires jusqu'à 3900 mètres. Les glaciers ont donc créé des moraines latérales, ainsi que des moraines frontales. Ces moraines s'élèvent environ 100 mètres au dessus du fond des vallées glaciaires. Ainsi une estimation de l'épaisseur de glace indique que pendant le dernier maximum glaciaire, les glaciers ont atteint une épaisseur de 120 à 210 mètres sur les versants Sud laissant des moraines très nettes, et 60 à 110 mètres sur les versants Nord. Grâce à ces moraines il est possible d'estimer jusqu'à quelle altitude les glaciers de pente sont descendus. On peut affirmer que les glaciers sur les pentes Nord, dont les moraines sont très courtes et mal définies, sont descendus bien moins bas que ceux des pentes Sud. L'âge relatif des moraines peut être estimé par leur degré d'érosion, l'induration des roches ainsi que l'envahissement par les plantes. Sur les pentes qui ont été recouvertes de lave, on peut également recouper l'âge des moraines avec les événements éruptifs qui ont laissé des fragments de lave dans celles-ci (DOWNIE, 1964). Les moraines les plus jeunes sont celles qui sont encore bien formées, avec une crête bien dessinée, car elles n'ont pas été encore trop érodées, elles ne sont pas encore consolidées, et sont constituées de matériaux grossiers.

Le Kibo a connu six périodes glaciaires majeures, entrecoupées d'interglaciaires, depuis le Pléistocène. La première, la plus vieille connue, a eu lieu il y a 500 000 ans (HASTENRATH, 1984). Les glaces s'étendaient alors jusqu'à 4100 mètres d'altitude. On retrouve les traces de ces glaciers particulièrement visibles sur le versant Ouest, où le lit rocheux est marqué de stries glaciaires. Cette période froide

a été suivie d'un interglaciaire, mise en évidence par le fait que les roches magmatiques n'ont pas été altérées par la glace. La Seconde Glaciation, qui a laissé des traces nettement plus visibles que la précédente, s'est produite il y a 300 000 ans. Celle-ci a creusé de nombreuses vallées en U souvent profondes, avec des moraines de 30 mètres de hauteur, visibles surtout sur le versant méridional. Lors de la période interglaciaire, les glaces remontent jusqu'à environ 4500 mètres d'altitude, alors qu'elles descendaient jusqu'à 4000 mètres pendant la Seconde Glaciation. La Troisième Glaciation qui survient il y a 100 000 ans s'est déroulée de manière très similaire aux deux premières. La Quatrième Glaciation, datée entre 20 000 et 17 000 ans (EHLERS & GIBBARD, 2004), est la plus importante de toutes puisque la glace descendait jusqu'à 3400 mètres et avec certaines langues glaciaires jusqu'à 2750 mètres, le niveau le plus bas de toutes les dernières glaciations. La couverture glaciaire était alors à son maximum et recouvrait 116,6 km<sup>2</sup> soit 60 fois plus que la superficie de 2011 (THOMPSON et al., 2011). Les moraines sont présentes en de nombreux endroits entre 4200 et 3400 mètres d'altitude, et les moraines terminales des langues glaciaires isolées sont visibles entre 4100 et 2750 mètres. La glace était présente en quantité beaucoup plus importante sur les versants Sud et Ouest alors que ceux à l'Est et au Nord connaissent un léger déficit glaciaire. Ceci se traduit sur la forme des moraines qui sont très mal définies sur ces versants. Lors de la « Little Glaciation », qui a lieu entre -16 000 et -14 000 ans, le cratère est recouvert de glace, et cette glace va descendre jusqu'à une altitude supérieure de 300 mètres par rapport à celle de la glaciation principale. Cet épisode est le dernier le plus important, et sa durée a été plus courte que le précédent, laissant des moraines beaucoup plus petites. Par la suite, on enregistrera seulement un événement appelé Glaciation Récente, il y a plusieurs centaines d'années, qui réapprovisionnera les glaciers et la calotte. Selon plusieurs estimations, la glace a commencé à se retirer 200 ans seulement avant l'expédition de Meyer à la fin du 19<sup>ème</sup> siècle.

Il est possible de retracer les changements climatiques récents qui ont affectés la région du Kilimandjaro, depuis le milieu du 19<sup>ème</sup> siècle, grâce à l'étude de divers facteurs témoignant de ceux-ci. Ce sont principalement le niveau moyen des lacs, l'évolution de la pluviométrie, les variations du bilan de masse des glaciers, mais également les changements dans la circulation atmosphérique et des courants de surface de l'Océan Pacifique, ces derniers influençant de manière importante le climat de l'Afrique de l'Est (HASTENRATH, 2001). L'évolution de la variabilité climatique dans la région du lac Victoria, situé à 600 kilomètres à l'Ouest du Kilimandjaro (figure 2.1.), depuis le milieu du 19<sup>ème</sup> est représentée par la figure 2.2.. La répartition des précipitations sur la région équatoriale de l'Afrique de l'Est est gouvernée par la circulation atmosphérique qui règne sur l'Océan Indien, et notamment les vents d'Ouest combinés au courant jet équatorial allant vers l'Est (EEJ). Lorsque ces vents sont trop importants, la région du Kilimandjaro est déficitaire en pluie. Des indices,

UEQ pour les vents d'Ouest et EEJ pour le jet équatorial, ont été mis en place afin de suivre l'évolution dans le temps de ces variables (HASTENRATH et al., 1993). L'indice UEQ est défini à partir des moyennes mensuelles des observations du vent zonal dans la bande équatoriale de l'océan Indien, sur la période 1948-1987. Le deuxième indice, EEJ, est déduit des observations des courants de surface dans la bande équatoriale de l'océan Indien, sur la période 1854-1987, moyennées sur les périodes avril-mai et octobre-novembre. Ces indices sont fortement corrélés aux précipitations. Lorsqu'ils sont élevés, les précipitations sont généralement faibles. La variabilité interannuelle des précipitations peut être suivie par le changement de la hauteur du niveau du lac Victoria. Une année sèche correspond avec un niveau lacustre plus bas. Ainsi, sur la figure 2.2., on peut voir qu'à la fin du 19<sup>ème</sup> siècle, le niveau du lac chute brutalement, passant de 14 à 12 mètres en 20 ans. Ensuite la variabilité interannuelle est largement amortie, la hauteur du niveau marin varie de manière très faible et reste considérablement basse par rapport à celle observée avant 1880. On observe cependant en 1961, un événement atypique avec des précipitations abondantes et à l'inverse, des indices UEQ et EEJ très bas. On retrouve la chute brutale à la fin du 19<sup>ème</sup> dans la vitesse des alizés (figure 2.2. c)), puis la vitesse augmente de nouveau de manière progressive, les alizés se sont donc renforcées durant le 20<sup>ème</sup> siècle. Ce changement a mené à des conditions climatiques plus uniformes pendant le 20<sup>ème</sup> siècle, mais contraires à celles avant 1880, où le niveau des lacs était plus élevé et les glaciers plus étendus, ceci en raison des précipitations abondantes et des vents plus faibles.



Figure 2.1. – Localisation du Lac Victoria par rapport au Kilimandjaro –  
Source : Google Earth

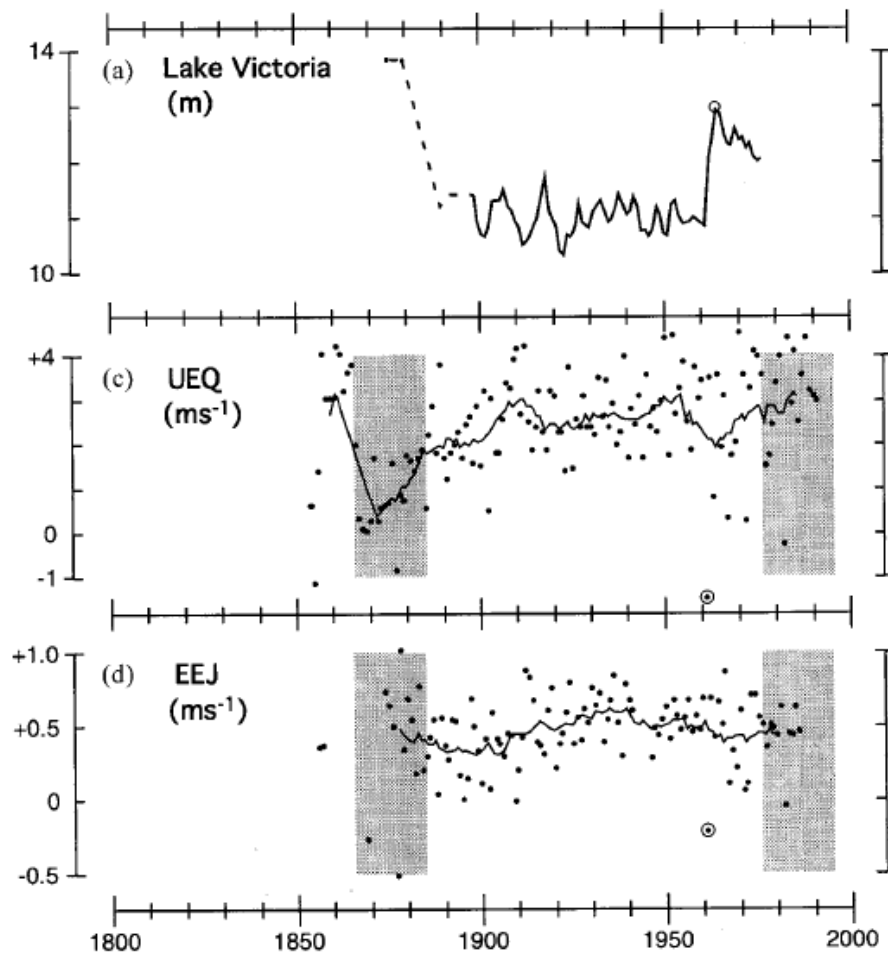


Figure 2.2. – Evolution des variables UEQ, EEJ et de la hauteur du niveau marin. a) Evolution de la hauteur du niveau de lac Victoria (en m) depuis 1870. c) Plot annuel de l'indice des vents d'Ouest sur l'océan Indien équatorial (en m/s). d) Plot annuel de l'indice du jet équatorial soufflant vers l'Est (en m/s). Les lignes continues sur c) et d) représente des moyennes glissantes sur 11 ans – Source : Hastenrath S. (2001) : Variations of East African climate during the past two centuries, *Climatic Change*, vol. 50, pp 209-217

## 2.2. Les facteurs influençant la fonte de la calotte du Kilimandjaro

Les facteurs qui jouent un rôle sur la fonte des glaces du Kilimandjaro, se divisent en deux parties. D'une part les facteurs climatiques concernant l'influence de variables telles que la température de l'air, la teneur en humidité, etc... Et d'autre part les facteurs physiques qui en découlent tels que la quantité d'énergie, les flux turbulents, etc...

### 2.2.1 Les facteurs climatiques

Les changements climatiques peuvent être reconstruit jusqu'à l'Holocène grâce à des carottes de glace prélevées sur la calotte du Kilimandjaro (THOMPSON et al., 2002). Six carottages ont été effectués en janvier et février 2000 : trois d'environ 50 mètres dans le champ de glace Nord (Northern Ice Field « NIF »), deux plus courts de 30 mètres dans le champ de glace Sud (« SIF »), et le dernier dans le glacier de Furtwängler (FWG) (figure 2.3.).

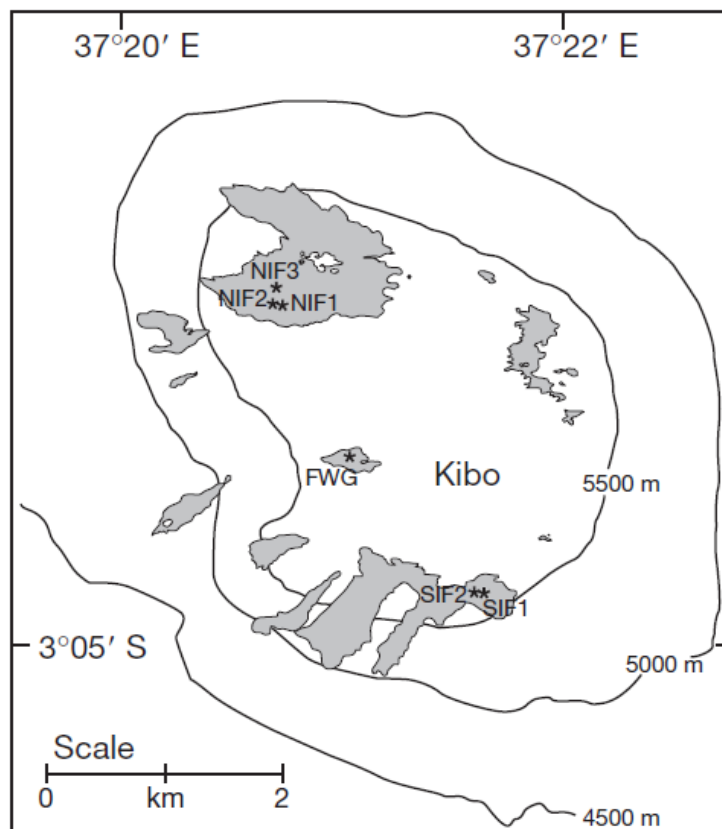


Figure 2.3. – Localisation des six carottes de glace effectuées dans la calotte du Kilimandjaro (2000) – Source : Thompson L.G., and Davis M.E. (2013) : Ice core records from Africa, *Encyclopedia of Quaternary Sciences*, 2nd Ed., Elsevier, pp 373-378

A l'aide de ces carottes il est possible d'étudier les variations des températures et des précipitations grâce au rapport  $\delta^{18}$ , qui représente le fractionnement entre  $O^{18}$  (isotope lourd) et  $O^{16}$  (isotope léger). L'isotope lourd, comme son nom l'indique, va s'évaporer beaucoup plus difficilement que l'isotope léger et va tomber avec les précipitations. Lorsque les températures sont basses, la glace va s'enrichir en  $O^{18}$  car l'eau  $H_2O^{18}$  se condense plus facilement et donc les précipitations seront enrichies en  $O^{18}$ . Grâce à la combinaison du  $\delta^{18}$  et des éléments en traces présents dans le carottage (Cl, K, Mg,...), il est possible de retrouver des événements climatiques



rapides et soudains (figure 2.4.), qui ont eu une influence sur l'évolution de la calotte glaciaire du Kilimandjaro (THOMPSON et al., 2013).

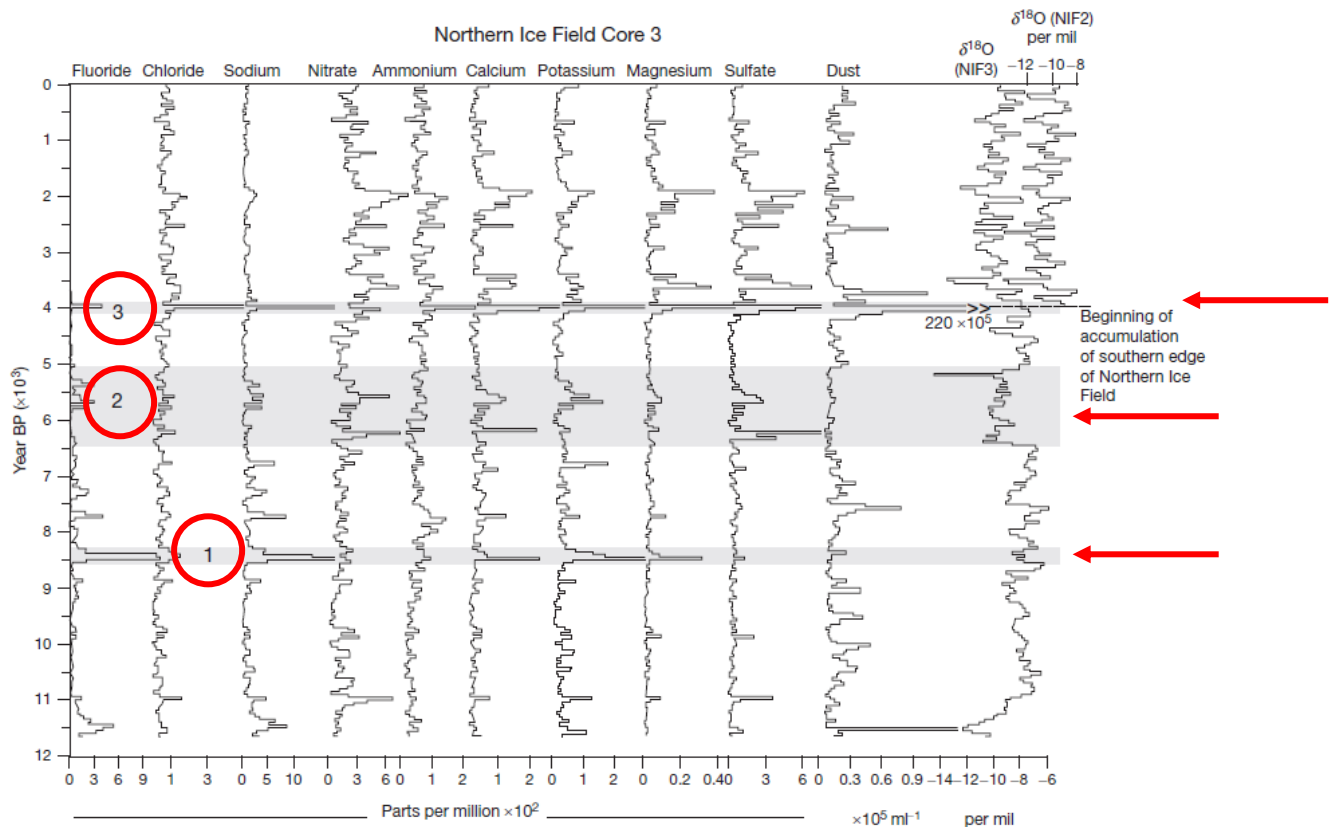


Figure 2.4. – Evolution des concentrations des ions et poussières présents dans les carottages ainsi que du ratio  $\delta^{18}$ . Les changements abrupts du climat sont repérés par les chiffres 1, 2 et 3, la zone grisée représente la durée de ces événements – Source : Thompson L.G., and Davis M.E. (2013) : Ice core records from Africa, *Encyclopedia of Quaternary Sciences*, 2nd Ed., Elsevier, pp 373-378

Trois événements majeurs ont eu lieu au cours des 10 000 dernières années. Au début de l'Holocène, entre 8,4 ka et 8,2 ka les concentrations des éléments en traces ainsi qu'une diminution du  $\delta^{18}$  indique qu'il y a eu un changement dans l'hydrologie tropicale qui a mené à une aridification de la région du Kilimandjaro. Au milieu de l'Holocène, entre 6,5 et 5,3 ka, nous avons un changement sur une période beaucoup plus longue. Le  $\delta^{18}$  chute brutalement et va rester bas pendant plus de mille ans, ce qui indique qu'une période beaucoup plus froide, et des conditions de sécheresse vont s'installer pendant beaucoup plus longtemps. Lors du troisième événement, vers 4 ka, le champ de glace Nord va subir une fonte et un retrait des murs de glace très important. La partie dans laquelle a été creusée NIF2, étant inexistante avant va se former après cette période de sécheresse, il y a environ 4 ka. Le champ de glace était donc beaucoup plus important pendant la période humide, où les précipitations étaient suffisantes pour fournir en neige la calotte.

Le retrait récent des glaces du Kilimandjaro est le retrait le plus rapide que la calotte n'ait jamais connue. Depuis 1912, le glacier a perdu 85% de sa masse, passant de 12 km<sup>2</sup> dans les années 1900 à 2,6 km<sup>2</sup> à la fin du 20<sup>ème</sup> siècle (HASTENRATH & GREICHAR, 1997). Les facteurs climatiques qui ont engendré une accélération du retrait des glaces sont mal connus. Définir quelle variables climatiques sont responsables de cette fonte est risqué, car peu de stations météorologiques ont été installées au cours du 20<sup>ème</sup> siècle. De plus, les observations obtenues de ces dernières peuvent être biaisées en raison des processus climatiques locaux. Pour Thompson (2013), c'est principalement la hausse des températures dans la région qui aurait entraîné l'accélération du retrait des glaces. Le réchauffement conduit à une élévation de l'isotherme 0°C et les glaciers se retrouvent soumis à la fonte de surface en plus du phénomène de sublimation qui les affectait. Selon le ratio  $\delta 0^{18}$ , la fonte de surface due à des températures positives prendrait actuellement le pas sur la sublimation (THOMPSON et al., 2011). Ainsi sur les quarante dernières années, une tendance à l'augmentation de la température de 0,5°C par décennie à été observée dans la région du Kilimandjaro (THOMPSON & DAVIS, 2013). De plus, les observations satellites de l'atmosphère, effectuées sur les trente dernières années du 20<sup>ème</sup> siècle, tendent à démontrer que l'atmosphère s'est aussi asséchée dans la région du Kilimandjaro. Mais ces observations sont limitée à une trentaine d'année, et donc ne montrent pas de tendance à long terme. Lors des années plus sèches, les glaciers vont accumuler peu de masse ou neige, et le phénomène de sublimation sera beaucoup plus important que la fonte de surface (inversement pour une année humide). La diminution du taux d'humidité, et par conséquent la dissipation de la couverture nuageuse s'ajoute à la hausse des températures, mais ne sont pas responsables à elles seules du retrait des glaces.

D'autres paramètres climatiques, qui semblent avoir une influence non négligeable sur le retrait glaciaire, ont été mis en évidence au début des années 2000 par G. Kaser et T. Mölg. En effet, l'humidité joue un rôle important sur le climat tropical de haute montagne et les variations du taux d'humidité de l'air vont donc influencer via le flux de chaleur latente, d'autres variables climatiques impactant le bilan de masse de la calotte et des glaciers et notamment les processus physiques.

### ***2.2.2. Les facteurs physiques***

Les facteurs climatiques ne sont pas suffisants pour expliquer la fonte des glaciers du Kilimandjaro (MÖLG et al., 2010). En effet, il faut également tenir compte des processus physiques qui régissent la fonte et qui diffèrent d'un type de glacier à un autre. Le bilan de masse des glaciers est gouverné en partie par l'énergie disponible pour la fonte. Cette énergie découle du bilan énergétique de surface du

glacier. De récentes études, basées sur la modélisation du bilan énergétique de la surface, ont démontré que lorsque la couverture nuageuse diminuait, le rayonnement de courte longueur d'onde devenait plus important et impactait fortement la fonte des glaces (MÖLG et al., 2003). Effectivement, les nuages convectifs qui peuvent se former sur les pentes du Kilimandjaro persistent généralement l'après-midi, et protègent les glaciers du rayonnement solaire et donc de la fonte. Or le changement brutal de la fin du 19<sup>ème</sup> siècle, qui a entraîné une diminution des précipitations et a mené à une période beaucoup plus sèche que la précédente, a profondément modifié le cycle diurne des nuages convectifs.

Parmi les autres variables du bilan énergétique, le flux turbulent de chaleur latente joue également un rôle sur la sublimation, et semble être le deuxième flux le plus important (MÖLG & HARDY, 2004). Assurément, la sublimation va directement être influencée par la teneur en eau de l'atmosphère et la présence de vent. Si l'atmosphère est plus sèche, on aura tendance à avoir beaucoup plus de sublimation que dans une atmosphère saturée, le vent permettant d'assurer un bon brassage de l'air afin que la couche limite ne soit pas saturée en surface et que la sublimation soit stoppée.

La rétroaction de l'albédo est aussi un facteur climatique essentiel, c'est lui qui va contrôler le flux de radiation de courte longueur d'onde que va recevoir le glacier. La sublimation sur les glaciers tropicaux entraîne une profonde modification des surfaces glaciaires, ce qui va avoir un effet direct sur l'albédo. Parmi ces modifications, on retrouve les pénitents (figure 2.6.), et les falaises glaciaires (figure 2.7.) qui connaissent un mode de fonte différent de celui d'un glacier avec une surface plane. Les murs glaciaires présents au sommet sont affectés principalement par les variations saisonnières de l'incidence solaire (KASER et al., 2004), de plus les flux turbulents de chaleur étant nuls sur les parois verticales, le phénomène de sublimation est minime et la fonte de surface domine. Pendant la saison sèche, la nébulosité est quasi-nulle et les murs de glace vont être exposés directement au rayonnement solaire et vont subir une ablation substantielle. A contrario, lors de la saison des pluies, la nébulosité au sommet va être beaucoup plus importante et elle va protéger les glaciers de la fonte (figure 2.5.). Or le changement dans le régime des précipitations à la fin du 19<sup>ème</sup> siècle a entraîné une réduction de la longueur de la saison des pluies, ce qui implique que les falaises glaciaires sont actuellement plus souvent exposées au rayonnement solaire qu'il y a 150 ans. L'ablation différentielle est également responsable de la formation de pénitents. Ce phénomène est engendré par la présence de débris glaciaires qui ont un albédo plus faible que celui de la glace. Une fois que la fonte commence, la surface glaciaire va prendre la forme de pyramides de glace (figure 2.5.). Ainsi, le rayonnement solaire va être piégé selon la géométrie de la surface et va accentuer ce phénomène d'ablation différentielle par des réflexions multiples entre les surfaces. Les creux présents entre chaque sommet étant plus

sombres, vont à leur tour avoir un albédo plus faible ce qui va creuser d'avantage la surface glaciaire et former des longs pics de glace. Cette structure modifie considérablement l'albédo des surfaces glaciaires et impacte donc la fonte de celles-ci.

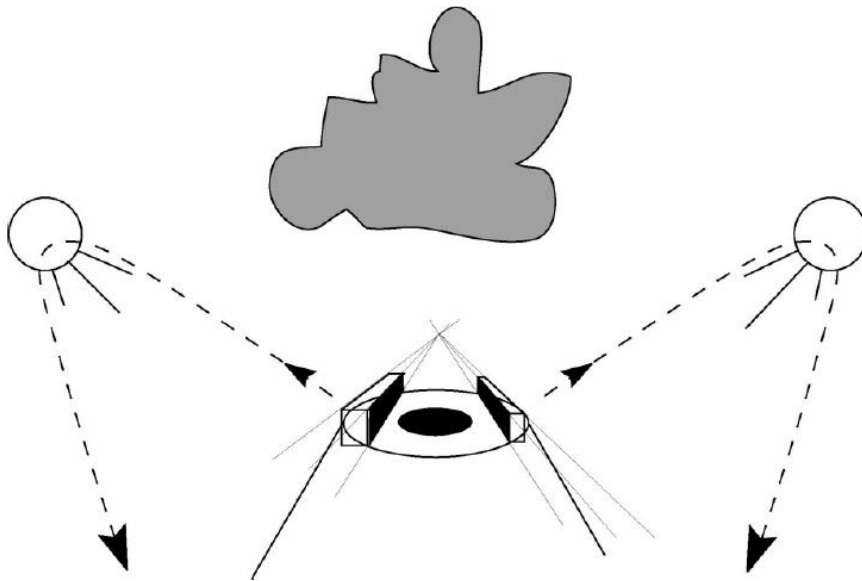


Figure 2.5. – Impact du rayonnement solaire sur les falaises de glace au sommet du Kilimandjaro lors des saisons sèches (soleil) et des saisons pluvieuses (nuages) – Source : Kaser G., Hardy D.R., Mölg T., Bradley R.S., and Hyera T.M. (2004) : Modern glacier retreat on Kilimandjaro as evidence of climate change : observations and facts, *Int. J. Climatol.*, vol. 24, pp 329-339



Figure 2.6. – Falaise glaciaire sur le Champ de Glace Nord (NIF) en juin 2001 – Source : Kaser G., Hardy D.R., Mölg T., Bradley R.S., and Hyera T.M. (2004) : Modern glacier retreat on Kilimandjaro as evidence of climate change : observations and facts, *Int. J. Climatol.*, vol. 24, pp 329-339



Figure 2.7. – Phénomène de « pénitents » au sommet du Kilimandjaro (2015) – Source : © Bene Santos

### **2.3. Le rôle du phénomène El Niño et de l'océan Indien sur le climat Est Africain**

Un phénomène périodique, tous les deux à sept ans en moyenne, peu après Noël, a lieu dans l'océan Pacifique, c'est le phénomène d'El Niño. C'est un courant océanique chaud qui s'installe entre l'Australie et les côtes péruviennes et chiliennes, dans l'océan Pacifique. Il est dû à une diminution de la différence de pression entre Tahiti et Darwin en Australie (indice d'Oscillation Australe). Les alizés soufflant vers l'Ouest vont s'annuler et être remplacés par des vents d'Ouest, ce qui va avoir pour effet de déplacer les masses d'eau chaude vers l'Est et réchauffer progressivement les eaux qui baignent les côtes péruviennes et chiliennes. Pendant El Niño, les précipitations sont très intenses sur les côtes de l'Amérique du Sud, l'upwelling côtier est ralenti, faisant disparaître le plancton et le niveau marin s'élève d'une vingtaine de centimètres. Du côté de l'Indonésie et de l'Australie la sécheresse s'installe. Ce phénomène a un fort impact économique pour les populations (pêche, tourisme...). Le phénomène inverse s'appelle La Niña. Les alizés reprennent de la vigueur et repoussent les masses d'eau chaude vers l'Ouest. On a alors une sécheresse sur les côtes péruviennes et chiliennes, alors que l'Indonésie et l'Australie connaissent des pluies diluviennes.

D'autres régions du monde subissent les conséquences du phénomène El Niño et les changements climatiques qu'il entraîne. En effet, la répartition annuelle des précipitations en Afrique de l'Est, qui doit son origine aux variations latitudinales de l'équateur météorologique, est influencée par l'oscillation australe El Niño (ENSO). En effet la migration de cette zone de convergence est provoquée en grande partie par l'oscillation australe d'une part, mais également par la température de surface de l'océan Indien d'autre part. Lors d'évènements El Niño, les précipitations reçues par l'Afrique tropicale de l'Est sont supérieures à la normale. Pendant ces épisodes, la circulation atmosphérique est profondément modifiée, et la température de surface de l'océan Indien se réchauffe à l'Ouest alors qu'elle se refroidit à l'Est, au niveau de l'Indonésie. Le réchauffement de la température de surface, proche des côtes africaines (figure 2.8.) (LATIF et al., 1999), va entraîner un déplacement beaucoup plus important de la zone de convergence intertropicale que lors de période normale. Ces modifications provoquent des précipitations beaucoup plus abondantes et un affaiblissement des vents locaux sur la zone tropicale de l'Afrique de l'Est. Le phénomène La Niña va produire les effets inverses, c'est-à-dire une période beaucoup plus sèche et venteuse sur la même région. Ainsi des années El Niño seraient favorables à l'alimentation des glaciers et de la calotte du Kilimandjaro, alors que La Niña favoriserait la fonte et le retrait de ces glaciers.

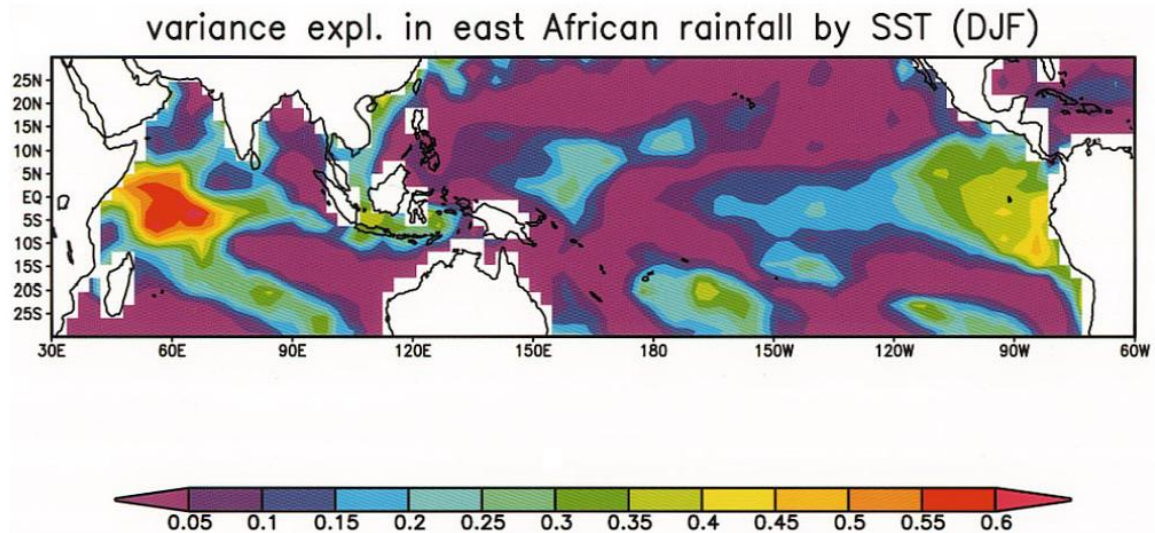


Figure 2.8. – Ecart entre l'indice d'anomalies pluviométriques de l'Afrique de l'Est équatoriale et les anomalies de température de surface des océans Indien et Pacifique (DJF) sur la période 1979-1998. L'indice d'anomalies pluviométriques de l'Afrique de l'Est équatoriale est moyenné sur la région 5°N-5°S et 35°-50°E. L'écart le plus important est situé sur la côte Est équatoriale de l'Afrique – Source : Latif M., Dommengot D., Dima M., and Grötzner A. (1999) : Role of Indian Ocean sea surface temperature in forcing East African anomalies during December-January 1997/98, *American Meteorological Soc.*, vol. 12, pp. 3497-3504

Nous pouvons reconstruire la chronologie de ces événements grâce aux enregistrements annuels dans les lacs. Il est en effet possible de savoir sous quelles conditions ils ont eu lieu en fonction de la couleur et de l'épaisseur des dépôts lacustres. La mise en place de ses varves dépend donc de certaines variables climatiques qui sont : le vent, les précipitations et l'insolation. Des vents et une insolation saisonnière élevés vont créer une couche de mélange sur une profondeur d'une quarantaine de mètres. Ces conditions vont être propices aux dépôts de ces varves (WOLFF et al., 2011). Ainsi une année très venteuse sera représentée par une varve très épaisse, et inversement. La relation entre le vent et les précipitations permet d'affirmer que les années très venteuses sont les plus sèches. Si nous relient ces conditions à celles que provoquent El Niño et La Niña la tendance qui semble se dégager est la suivante : les années El Niño plus humides et moins venteuses correspondraient à des varves anormalement fines, et inversement pour La Niña. C'est-à-dire des années plus sèches et plus venteuses qui donnent lieu à des varves anormalement épaisses. Cette tendance a été vérifiée pour le Lac Chala, situé sur la partie inférieure de la pente Est du Kilimandjaro (figure 2.9.).

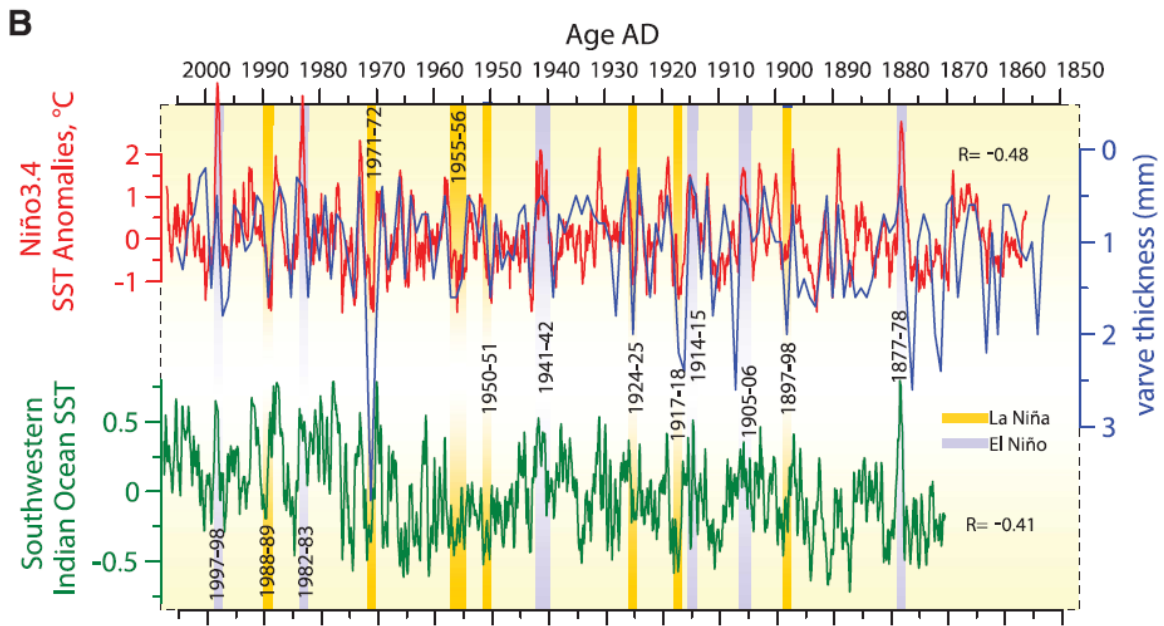


Figure 2.9. – Corrélation de l'épaisseur des varves du lac Chala et des anomalies de température de surface de l'indice Niño 3.4 et des anomalies de températures de surface de Sud-ouest de l'océan Indien – Source : Wolff C., Haug G.H., Timmermann A., Sinninghe Damsté J.S., Brauer A., Sigman D.M., Cane M.A., and Verschuren D. (2011) : Reduced interannual rainfall variability in East Africa during the Last Ice Age, *Science Mag.*, vol. 333, pp. 743-747



## *Chapitre 3*

### *Objectifs de cette recherche et pistes de travail*

---

A partir des connaissances établies dans la partie précédente, il est possible de définir les objectifs de notre travail de recherche ainsi que les hypothèses qui nous permettront de répondre à la question principale qui est la suivante : quels ont été les changements climatiques récents qui ont accéléré la fonte de la calotte glaciaire du Kilimandjaro ?

Cette recherche a de multiples objectifs qui découlent les uns des autres et qui se basent principalement sur les deux derniers points de l'état de l'art. Tout d'abord, il me faudra utiliser un modèle atmosphérique régional qui a été avant tout développé pour les régions polaires, et estimer si ce modèle est capable de simuler le climat d'autres régions, et notamment les régions tropicales dans le cas du présent mémoire. D'autre part, les sorties du modèle permettront l'analyse des changements dans les variables climatiques influençant la fonte et qui ont été évoquées plus haut comme la température, les précipitations, le rayonnement de courte longueur d'onde, l'humidité relative, le vent, la nébulosité, etc... Ces sorties seront également utiles pour étudier les facteurs physiques comme la fonte de surface, l'albédo, la sublimation et d'autres. Nous pourrons ainsi affirmer ou infirmer, sur les cinquante dernières années de données disponibles, si le modèle est capable de représenter la situation d'un glacier tropical et quels changements aux niveaux des variables climatiques et des paramètres physiques ont accentué le retrait des glaces du Kilimandjaro.

Nous pourrons également vérifier que le modèle représente bien la variabilité des précipitations, influencée par le phénomène El Niño/La Niña, à l'aide de données concernant l'épaisseur des varves du lac Chala disponibles pour les 3 000 ans avant 2005. A partir de ces vérifications, l'objectif est de voir si la variabilité des précipitations au sommet du Kilimandjaro sont impactées par ce phénomène, et d'étudier le bilan de masse de la calotte en fonction de ces événements, c'est-à-dire est-ce qu'il y a eu une accumulation plus importante lors de périodes El Niño (et inversement, ablation plus importante lors de La Niña).

Pour tenter de répondre à ma question de recherche principale, je prendrai l'hypothèse qu'il y a eu un changement au niveau de certaines variables climatiques, ainsi que le soulève Kaser (2004), comme une diminution des précipitations et de la nébulosité, une augmentation du rayonnement de courtes longueurs d'ondes, mais aussi une augmentation des températures et de la fonte par sublimation. La combinaison et l'amplification de tous ces facteurs seraient à la base cette phase de retrait rapide, et non pas seulement la température liée au contexte du réchauffement global.

# Chapitre 4

## Méthodologie

---

### 4.1. Le MAR : présentation du modèle

Le modèle MAR (Modèle Atmosphérique Régional), créé à l'Université Catholique de Louvain par Hubert GALLEE, est un modèle tridimensionnel à aire limitée, conçu dans un premier temps pour modéliser le climat dans les régions polaires (programme Antarctique, GALLEE & SHAYNES, 1994), car ce sont les zones du globe les plus stables au niveau atmosphérique (absence de convection, ...). Le but de ce modèle régional est de représenter le climat d'une région sans être contraint de le faire tourner sur la planète entière. C'est un modèle régional qui est basé sur la résolution des équations primitives de la dynamique des fluides, et notamment l'équilibre hydrostatique, les équations de conservation, et l'équation d'état. La dimension verticale est exprimée par le biais de la coordonnée normalisée de  $\sigma$ -pression, qui permet de prendre en compte l'effet de la topographie et l'intégration de l'équation de l'équilibre hydrostatique plus précise par rapport à un système de coordonnées pression uniquement. De plus le système de coordonnées  $\sigma$  induit que les couches sont plus fines en surface, ce qui permet de représenter plus précisément les interactions en surface. L'objectif premier de ce modèle est de modéliser le bilan de masse en surface et ses composantes principales telles que les précipitations, la fonte, la sublimation et la déflation.

Depuis son développement en 1994, quatre refontes essentielles ont permis d'améliorer le modèle et de rajouter des processus atmosphériques (paramétrisations physique de la turbulence, microphysique nuageuse, ...). Le noyau atmosphérique du MAR est couplé au modèle de surface terre/océan 1D SISVAT (Soil Ice Snow Vegetation Atmosphere Transfer). Ce modèle est composé de trois modules : océan, biosphère et sols, neige et glace de mer. Le couplage de ce modèle au MAR permet de représenter les échanges et les flux entre la surface, recouverte ou non de glace ou de neige, et l'atmosphère. Sont représentés principalement les flux de chaleur sensible et latente, les flux radiatifs solaire et infrarouge et les flux turbulents. Les températures de surface océanique et la glace de mer sont forcées par les réanalyses de six heures en six heures.

Le module de neige et de glace est basé sur le modèle CROCUS développé par le Centre d'Etude de la Neige de Grenoble (France). Ce module permet de représenter les flux entre les surfaces englacées ou enneigées et l'atmosphère (précipitations, flux radiatifs, chaleur sensible et latente) en décrivant de manière réaliste l'évolution des propriétés de la neige et de la glace en surface. Il est donc forcé par les variables d'entrée du MAR comme la température, l'humidité relative, la pression atmosphérique... afin de modéliser les variables internes à la couche neigeuse (densité, contenu en eau...) qui sont à l'origine de la réponse du manteau neigeux par rapport aux variations atmosphériques et ainsi permettre à ce dernier de fondre (par runoff, sublimation...), d'accumuler de la neige...

L'utilisation de ce modèle pour cette recherche permettra de simuler les conditions climatiques au sommet et dans la région du Kilimandjaro afin d'étudier leur évolution sur la fin du 20<sup>ème</sup> siècle. De plus, le couplage avec le module SISVAT, qui permet d'étudier les flux entre l'atmosphère et la surface, est une notion essentielle dans ce travail qui a pour but de déterminer quelles variables ont influencé le retrait glaciaire de ces dernières décennies. Le modèle MAR est donc un modèle qui répond entièrement aux objectifs de cette étude.

## **4.2. Données utilisées**

Pour cette étude quatre sets de données ont été utilisés. Tout d'abord, deux sets de données numériques qui sont des sorties de modèles de circulation généraux afin de forcer le MAR à ses frontières. Et par la suite deux sets de données d'observations afin de pouvoir valider les sorties du modèle par rapport à la réalité de terrain.

### ***4.2.1. Données de forçage***

Comme vu précédemment (voir Chapitre 1 - section 1.5.) les modèles régionaux, tel que le MAR, nécessitent un forçage atmosphérique toutes les six heures de leurs conditions aux frontières latérales et de surface océanique du domaine d'intégration (profil de température, d'humidité et de vent, pressions et température de surface de l'océan). Actuellement les forçages les plus performants disponibles sont les réanalyses. Les réanalyses combinent les sorties d'un modèle général de circulation atmosphérique (MCG) et des observations provenant de sources diverses (stations météorologiques, données satellites...). Ces dernières sont assimilées toutes les six heures aux sorties du MCG.

Dans ce travail, deux réanalyses ont été utilisées afin de forcer le modèle MAR : les ERA et les NCEP.

Les réanalyses ERA sont produites par le Centre Européen des Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT). Elles se divisent en deux catégories :

- les ERA-40 couvrant la période 1958-2002
- les ERA-Interim couvrant la période de 1979-2014

Les ERA-Intérim se sont substituées aux ERA-40, car ces dernières rencontraient des problèmes au niveau des assimilations de données lors de leur production. Les problèmes étaient essentiellement liés à la représentation du cycle hydrologique, la qualité de la circulation stratosphérique et la cohérence dans le temps entre les champs géophysiques réanalysés (DEE et al., 2011). De plus les ERA-Interim présentent une amélioration au niveau du contrôle de la qualité des données assimilées ainsi que de leur sélection, dans le but qu'elles soient les meilleures possibles. Le but des réanalyses est d'analyser à nouveau le climat passé jusqu'à l'actuel en collectant un maximum d'observations issues d'instruments qui ont peu ou pas changé au cours de la période réanalysée. Les observations utilisées pour les ERA-40 proviennent de nombreuses bases de données dont les principales sont le CEPMMT, mais également le Centre National pour la Prédiction Environnementale (CENP), l'agence météorologique japonaise et le Centre National pour la Recherche Atmosphérique (CNRA) (UPPALA et al., 2005). Les données d'observations assimilées ont été obtenues par radiosondage (température, humidité...), par l'analyse des images produites par des satellites géostationnaires, l'utilisation des SYNOP/SHIP, par ballon-sondes, catasondes, mesures de radiances... Toutes ces observations sont organisées en créneau de six heures puis incorporées à la base de données principale. Des observations en quantité insuffisantes pouvant être biaisées, elles ne sont gardées que si elles sont en nombre significatif afin que la base de données soit la plus proche de la réalité. La figure 4.1. montre les principales données assimilées dans les ERA-40 et les années à partir desquelles leur nombre était jugé significatif pour pouvoir être gardées. Les ERA-Interim ont apportés une amélioration par l'utilisation, dans les années 80, complète des satellites géostationnaires mais également polaires (images, sondages, capteurs d'ozone, télédétection ...) (DEE et al., 2011). Les observations conventionnelles, c'est-à-dire qui ne proviennent pas de satellites sont listées dans la figure 4.2.. Les observations des ERA sont assimilées à un modèle de prévision afin de forcer les prévisions par les observations et de produire un set de données cohérent de l'évolution de l'atmosphère sur la période de six heures et en trois dimensions. Le set de données utilisé pour forcer le modèle MAR combine les ERA-40 sur la période 1958-1978 puis les ERA-Interim de 1979 à 2014. La résolution spatiale de ces réanalyses est de  $\sim 1^\circ$ , soit une grille de 100 km par 100 km.

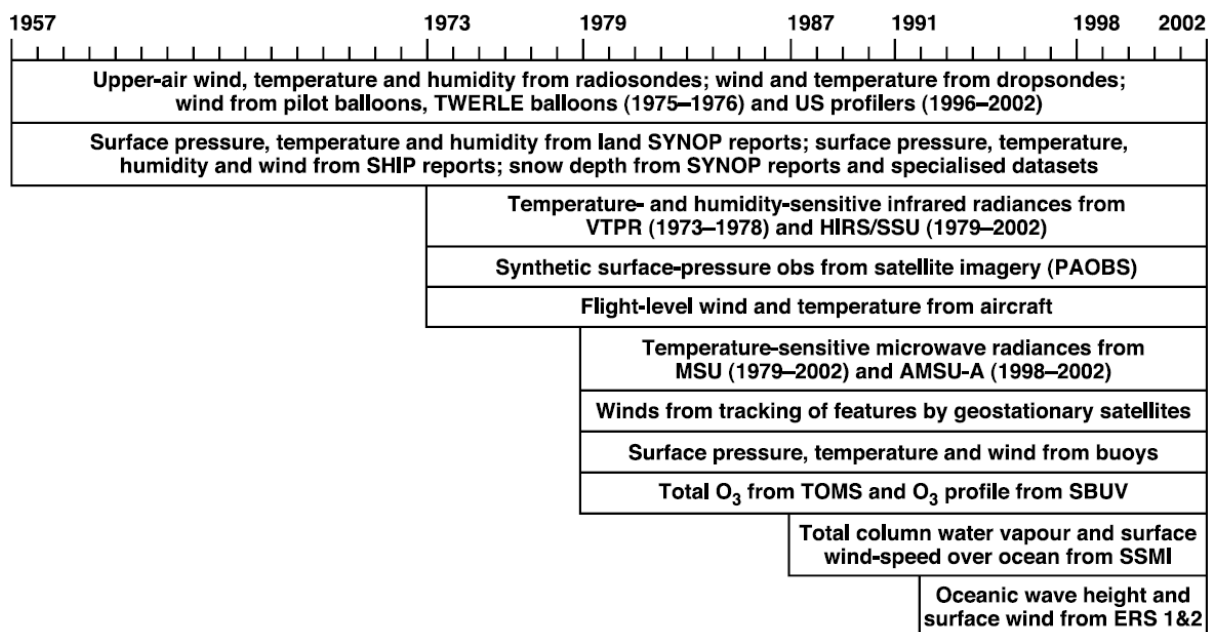


Figure 4.1. – Evolution chronologique des données d'observations prises en compte dans les sets de données des ERA-40 ainsi que les instruments de mesures – Source : Uppala S.M. et al. (2005) : The ERA-40 re-analysis, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 131, pp. 2961-3012

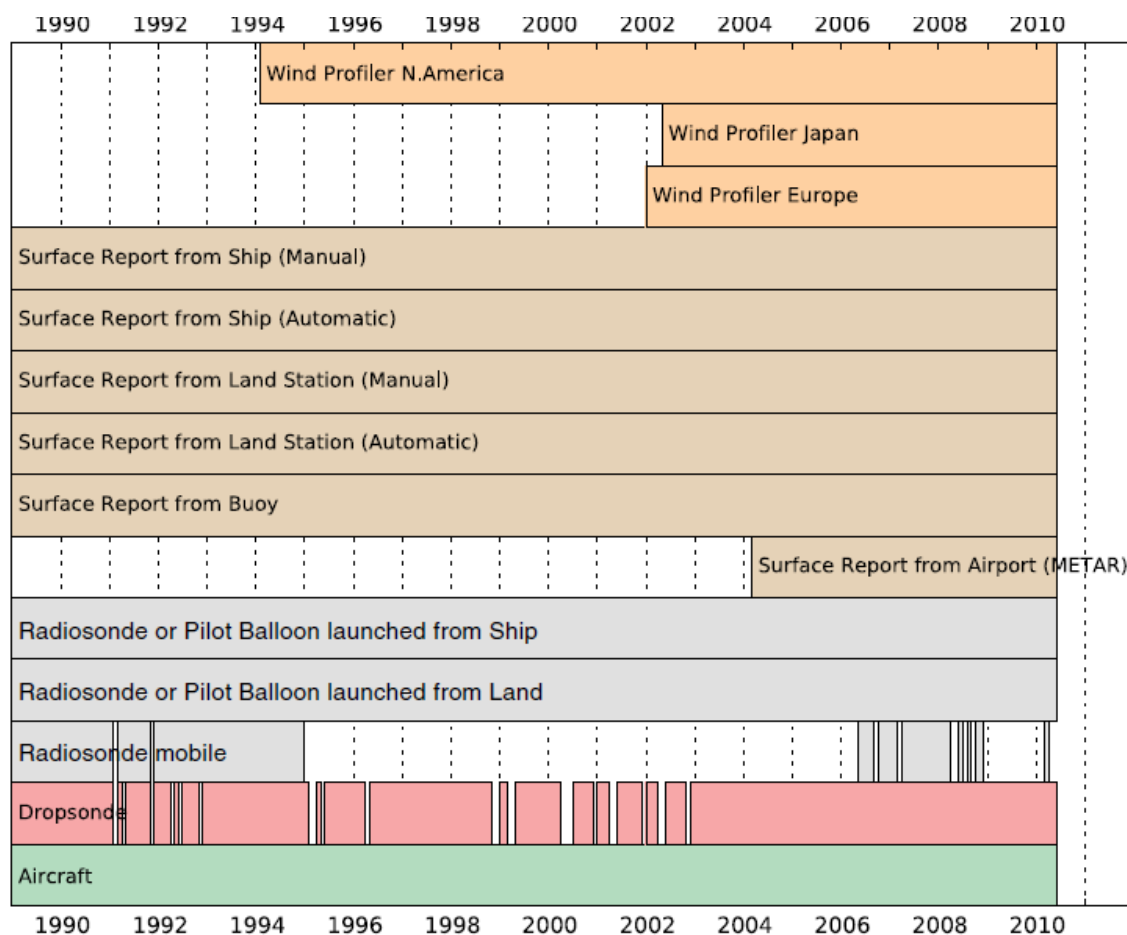


Figure 4.2. – Evolution chronologique des données d'observations conventionnelles prises en compte dans les sets de données des ERA-Interim – Source : Dee D.P. et al. (2011) : The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 137, pp. 553-597

Les réanalyses NCEP/NCAR version 1 sont le produit de la collaboration entre le Centre National pour la Prédiction Environnementale (CENP) et le Centre National pour la Recherche Atmosphérique (CNRA). Elles couvraient initialement la période 1957-1996 étendue à 1948-2014 par la suite (KALNAY et al., 2005). A la base ce projet avait pour but de fournir un aperçu et une analyse complète des champs atmosphériques et de leur évolution au cours des cinquante dernières années du 20<sup>ème</sup> siècle. Comme pour les ERA, les principales bases de données qui ont fournis les observations sont celles du CEPPMT, et de l'Agence Météorologique Japonaise ainsi que la NOAA et l'Office Météorologique du Royaume Uni (UKMO). Les observations assimilées ont été obtenues par divers instruments tels que des radiosondes, aéronefs, données marines (COADS), données synoptiques terrestres, radiances mesurées par sondages satellites... Un contrôle très stricte est mené sur ces données afin d'éliminer toute erreur. Les données mesurées par des instruments qui ont changé au cours de la période réanalysée sont éliminées, afin d'éviter tout « changement climatique » lié à cette permutation d'instrumentation. Ces données sont ensuite assimilées aux sorties d'un modèle de prévision météorologique numérique afin de former des réanalyses complètes. Puis les variables de sorties sont classées en quatre classes en fonction de leur degré de dépendance soit au modèle soit aux observations.

- la classe A inclut les variables fortement influencées par les observations, et par conséquent les plus fiables (vent, température de l'air en altitude...)

- la classe B représente les données, qui bien qu'elles soient influencées par les observations, sont conditionnées de manière importante par le modèle (humidité, température de surface...)

- la classe C regroupe les variables qui proviennent uniquement du modèle forcé par l'assimilation des données, et qui ne sont en aucun cas affectées par les observations (précipitations, nuages ...)

- la classe D rassemble toutes les variables qui ne sont influencées que par leurs valeurs climatologiques qui ne dépendent pas du modèle et qui ne varient pas dans le temps (masque terre-mer, résistance des plantes...)

Comme pour les ERA, les réanalyses NCEP/NCAR sont disponibles avec un pas temporel de six heures néanmoins, leur résolution est bien moins bonne que celle des ERA, puisqu'elle est de 2,5°, soit 250 km par 250 km.

#### ***4.2.2. Données d'observations***

Les données d'observations sont nécessaires dans la validation d'un modèle climatique. Les données de terrain représentent la réalité et sont donc indispensables

lors de l'utilisation de la modélisation. Pour cette étude, deux sets de données ont été utilisés. D'une part les données de la NOAA et d'autre part celles d'une station météorologique automatique installée au sommet du Kilimandjaro.

Les données de la NOAA proviennent de trois stations météorologiques situées au pied du Kilimandjaro, dans les villes de Moshi, Arusha et à l'aéroport du Kilimandjaro (figure 4.3.), dont le détail est fourni par le tableau 4.1.. Elles font partie de la base de données GHCN (Global Historical Climatology Network) qui regroupe toutes les données mensuelles et journalières concernant la température de l'air, les précipitations et les hauteurs de neige. Les données mensuelles sont calculées à partir des données journalières de la base de données, qui proviennent de nombreuses sources et qui sont par la suite contrôlées par une série d'examen afin de s'assurer de fournir des données sûres et de qualité.



Figure 4.3. – Localisation des trois stations de la NOAA – Source : Google Earth



Nom de la station	Moshi	Arusha	Aéroport du Kilimandjaro
ID de la station	TZ000063790	TZ000063789	TZ000063791
Latitude/Longitude	3°35'' S/37°33'' E	3°33'' S/36°63'' E	3°41'' S/37°06'' E
Altitude	831 m	1387 m	896 m
Début d'enregistrement	01/01/1950	01/02/1959	01/10/1971
Fin d'enregistrement	01/12/1989	01/12/1989	01/03/1990

Tableau 4.1. – Tableau récapitulatif des métadonnées des stations météorologiques – Source : NOAA

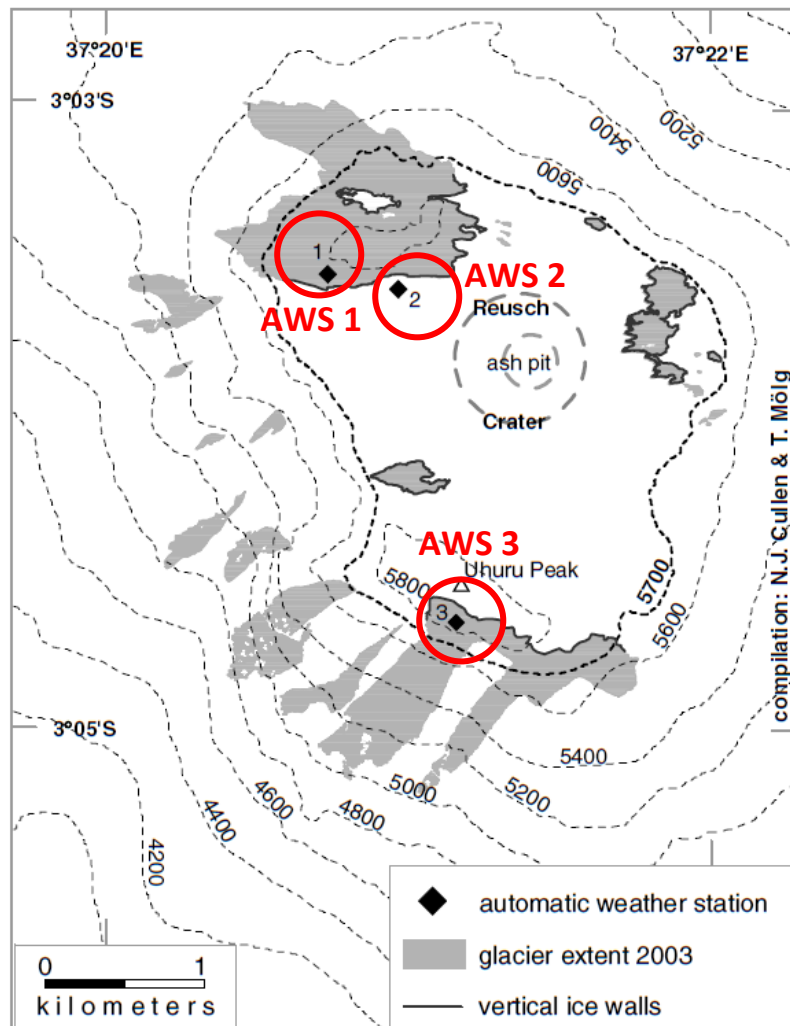
Les données d'observations dans la région du Kilimandjaro sont très peu nombreuses, et les stations de plaine ne permettent pas de représenter ni d'avoir une idée des conditions au sommet. Afin d'étudier de manière concrète les changements climatiques qui ont affecté le sommet du Kilimandjaro, trois stations météorologiques automatiques y ont été installées (MÖLG et al., 2008) :

- La première, AWS 1 (Automatic Weather Station #1), mise en service en février 2000 par l'Université du Massachusetts, est située sur le plateau glaciaire du Champ de Glace Nord (voir figure 4.4.) à une altitude de 5794 mètres a.s.l.. Elle a été installée afin d'assurer le suivi à long terme des conditions climatiques au sommet.

- La deuxième et la troisième, AWS 2 et 3, ont été installées en février 2005. AWS 2 est située sur le plateau sommital et a pour but spécifique l'étude des falaises glaciaires présentes au sommet du Kilimandjaro. La troisième, AWS 3, est établie à 5873 m a.s.l., sur le glacier de pente Kersten, situé dans le Champ de Glace Sud, depuis février 2005. Les données de cette station ont été utilisées pour valider et forcer un modèle de bilan de masse (voir MÖLG et al., 2008). Pour cette étude, ce sont les données des stations AWS 1 et AWS 3 qui ont été utilisées et fournies gracieusement par messieurs Douglas R. Hardy, Université du Massachusetts et Thomas Mölg, Université d'Erlangen-Nürnberg. Les données récoltées par les stations sont récapitulées dans les tableaux 4.2. et 4.3..

La station AWS 1 fournit la vitesse du vent et la radiation incidente de courte longueur d'onde sont collectées chaque minute, tandis que la température de l'air et l'humidité sont mesurées toutes les dix minutes. Par la suite, les données sont stockées sous forme de moyenne horaire. Le changement dans la protection contre les radiations du capteur de température entraîne une inhomogénéité dans les valeurs avant et après 2004. En effet, avant 2004 le capteur ne possédait pas de ventilation alors que par la suite, il a été remplacé par un capteur ventilé de manière naturelle. Un albédomètre, permettant de mesurer la radiation de courte longueur d'onde

réfléchi par la glace, a été ajouté à la station en 2002. Un réseau de sept perches à neige mesurant le bilan de masse (figure 4.5.) par le biais de capteur ultrasoniques, a été installé à proximité de la station météorologique. Il permet de suivre l'évolution du bilan de masse au cours du temps, et de quantifier les précipitations. Les données mises à disposition par Douglas R. Hardy concernent la température de l'air ainsi que la hauteur de la surface glaciaire.



**Figure 4.4. – Emplacement des stations météorologiques automatiques –**  
 Source : Mölg T., Cullen N.J., Hardy D.R., Kaser G., and Klok L. (2008) : Mass balance of a slope glacier on Kilimandjaro and its sensitivity to climate, *Int. J. Climatol.*, vol. 28, pp. 881-892

Des visites régulières de la station sont menées, afin de s'assurer du bon fonctionnement des instruments, et de vérifier que la station ne s'est pas affaissée à cause d'une ablation glaciaire trop importante (comme ce fut le cas entre octobre 2000 et février 2001).

Les instruments de la station AWS 3 permettent de faire des mesures toutes les minutes pour chaque variable météorologique. Par la suite, les données sont stockées dans la base de données sous forme de moyenne toutes les 30 minutes. Comme pour la station AWS 1, des visites de contrôle sont effectuées et une vérification rigoureuse sur les données est réalisée. Toutes les données de cette station nous ont été fournies par Thomas Mölg, qui les a utilisées dans son étude de 2008 pour quantifier le bilan de masse d'un glacier de pente (MÖLG et al., 2008).



Figure 4.5. – Station météorologique automatique AWS 1. Les ronds rouges indiquent l'emplacement des piquets servant à la mesure du bilan de masse - Source : Douglas R. Hardy <http://kiboice.blogspot.be>

Variable mesurée	Unités	Hauteur du capteur	Précision	Instrument
Radiation incidente courte longueur d'onde	W/m <sup>2</sup>	3m40	± 3%	Pyranomètre (Eppley 8-48)
Température de l'air	°C	2m20	± 0,3°C	Capteur Rotronic (MP101A)
Pression de vapeur	hPa	2m20	± 1%	Capteur Rotronic (MP101A)
Vitesse du vent	m/s	3m75	± 0,3 m/s	Moniteur de vent (RM Young 05103)
Pression de l'air	hPa	-	± < 0,05 %	Capteur de pression (Setra 270)
Précipitations	cm/mois	2m20	± 1 cm	Capteur à ultrasons (Campbell Scientific SR50)

Tableau 4.2. – Tableau reprenant toutes les variables mesurées sur le site du Kibo par la station AWS 1 – Les données en vert sont celles qui ont été mises à notre disposition par Douglas R. Hardy – Source : Mölg T., and Hardy D.R. (2004) : Ablation and associated energy balance of a horizontal glacier surface on Kilimandjaro, *Journal of Geophysical Research*, vol. 109

Variable mesurée	Unités	Hauteur du capteur	Précision	Instrument
Radiation In/out courte longueur d'onde	W/m <sup>2</sup>	-	± 10%	Radiomètre CNR1 (Kipp and Zonen)
Radiation In/out longue longueur d'onde	W/m <sup>2</sup>	-	± 10%	Radiomètre CNR1 (Kipp and Zonen)
Température	°C	1 m 75	± 0,2°C	Capteur Rotronic (MP100A)
Humidité relative	%	1 m 75	± 2%	Capteur Rotronic (MP100A)
Vitesse du vent	m/s	1 m 85	± 0,3 m/s	Moniteur de vent (RM Young 05103 - 5)
Pression	hPa	-	± 0,2 hPa	Capteur de pression (Setra 278)
Précipitations	cm	-	± 0,4 %	Capteur à ultrasons (SRS Campbell SR50)

Tableau 4.3. - Tableau reprenant toutes les variables mesurées sur le site du Kibo par la station AWS 3 – Source : Mölg T., et al. (2009) : Quantifying climate change in the tropical midtroposphere over East Africa from glacier shrinkage on Kilimandjaro, *Journal of Climate*, vol. 22, pp. 4162–4181

## 4.3. Initialisation du MAR

### 4.3.1. Topographie

La première étape dans l'initialisation du modèle MAR sur notre zone consiste à vérifier que la topographie utilisée par le modèle correspond à la topographie réelle. La topographie du MAR est basée sur le set de données provenant du modèle ETOPO1, qui est un modèle numérique d'élévation mondial produit par la NOAA. Il simule le relief de la Terre entière grâce à des sets de données régionales ou mondiales de topographie. Sa résolution horizontale est de 1 minute d'arc ce qui correspond à une grille de résolution d'environ 2 kilomètres.

La topographie initiale du Kilimandjaro produite par NESTOR a une résolution de 5 kilomètres, (figure 4.6.) est beaucoup trop basse par rapport à la réalité. En effet, l'altitude du sommet du Kilimandjaro simulée est de 4800 mètres alors qu'en réalité le sommet atteint les 5895 mètres, soit une différence de 1100 mètres environ. Si nous laissons la topographie dans cette configuration, il est évident qu'il ne neigerait jamais au sommet du Kilimandjaro car le sommet est situé en dessous de l'isotherme 0°C. Pour palier à ce problème, nous avons choisi de forcer l'altitude de la zone correspondant à la montagne en elle-même, une zone de 6 pixels sur 6 pixels (résolution de 5 kilomètres). L'altitude sur cette zone a été forcée de manière homogène, afin d'obtenir une continuité entre les pentes inférieures et les pentes de la zone forcée.

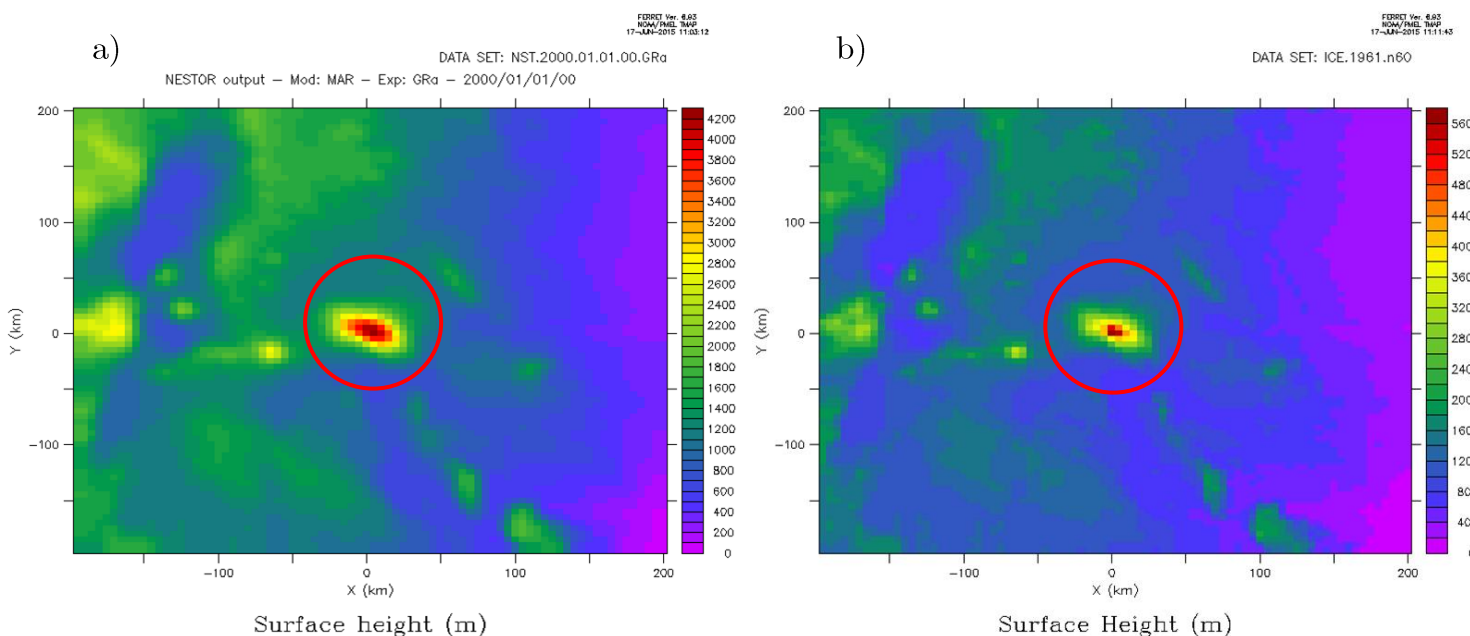


Figure 4.6. – a) Topographie initiale b) Topographie avec forçage au sommet pour atteindre une altitude plus proche de l'altitude réelle

L'altitude obtenue à la suite du forçage est de 5696 mètres pour le sommet, ce qui réduit la différence d'altitude à 200 mètres. Cette différence est due à la résolution choisie pour faire tourner le MAR qui est de 5 kilomètres. Par la suite un lissage des reliefs aux frontières (cratère du Ngorongoro à l'Ouest et West Usambara Mountains au Sud), culminant entre 1500 et 2000 mètres, à été réalisé, afin que ces derniers influencent le moins possible les précipitations (figure 4.7.) et fassent sauter le modèle numériquement à cause des vents de pente incompatibles avec les conditions aux frontières. Pour terminer, nous avons forcé le pixel du sommet pour qu'il soit recouvert de glace et non seulement de neige.

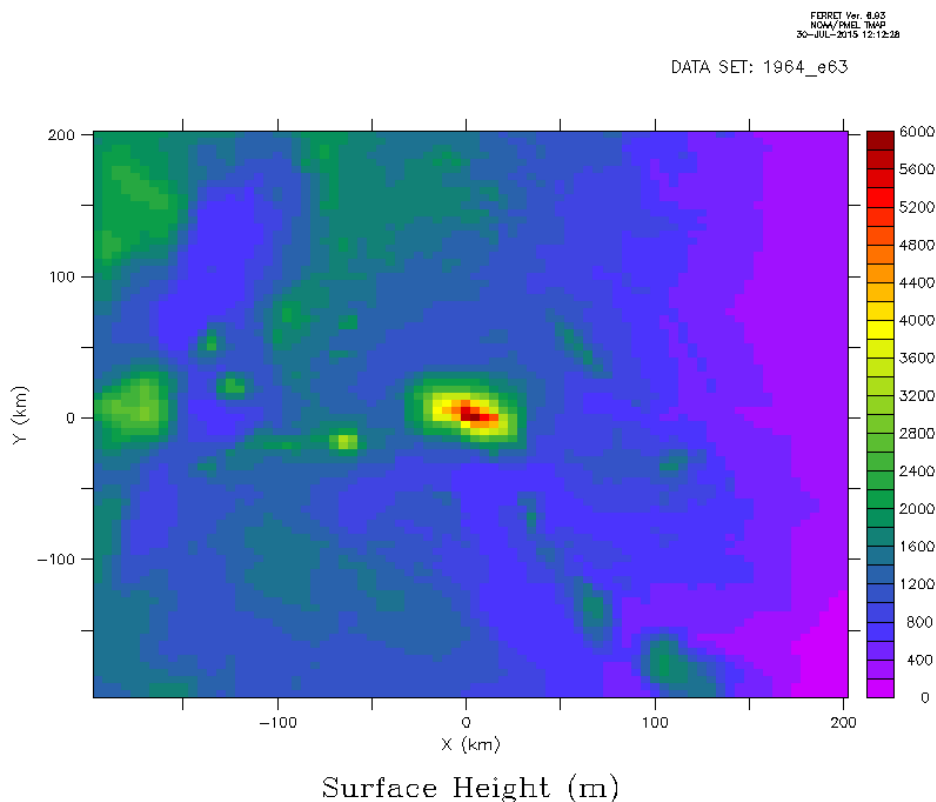


Figure 4.7. – Topographie finale utilisée pour faire tourner le MAR

### 4.3.2. Choix du domaine

Le choix de la taille du domaine d'intégration est une étape importante pour mener à bien les simulations. En effet, la taille a une influence sur la quantité de précipitations qui vont tomber à l'intérieur de notre zone d'intérêt sachant que le MAR a besoin de plusieurs pixels pour former sa propre nébulosité et ses précipitations correspondantes. Si le domaine est trop petit, les nuages n'auront pas assez de pixels/temps pour se former dans le modèle avant de précipiter. Au contraire, si le domaine est trop grand, le temps de calcul sera beaucoup plus

important. C'est pourquoi il est nécessaire de choisir la bonne taille du domaine, afin d'avoir un temps de calcul raisonnable, et une quantité de précipitations qui ne soit pas conditionnées par la position des frontières latérales.

Pour déterminer la taille qui a le moins d'influence sur les précipitations, nous avons effectués une série de comparaisons quant aux quantités de précipitations simulées. Nous avons créé quatre domaines, listés dans le tableau 4.4., de tailles différentes mais dont la topographie et la résolution spatiale sont identiques. Ensuite, nous avons fait tourner le modèle sur un mois pendant la saison des pluies pour chacun de ces domaines. Avant de comparer les domaines entre eux nous nous sommes assuré que les différences de topographie entre chaque domaine étaient nulles, pour prévenir tout biais lié à un relief imprévu.

<b>Domaine</b>	A	B	C	D
<b>Taille</b>	60 x 60 pixels	70 x 70 pixels	80 x 80 pixels	90 x 90 pixels
<b>Résolution</b>	5 km	5 km	5 km	5 km

**Tableau 4.4. - Taille des domaines utilisés pour la comparaison**

La figure 4.8. reprend les comparaisons graphiques effectuées entre chaque domaine et le domaine D. Les précipitations ont été sommées sur une période de 15 jours, pendant le mois d'avril 1979. La comparaison des domaines D et A indique que les précipitations sont nettement surestimées par le domaine A, au niveau du Kilimandjaro, puisque la différence est supérieure à 500 millimètres au sommet. De plus lorsque l'on regarde sur le reste du domaine, nous avons des écarts très importants, allant de 50 millimètres à 250 millimètres et plus lorsque l'on est en présence de reliefs. Le domaine A est donc mauvais car il surestime trop les précipitations en certains endroits. La comparaison entre le domaine D et le domaine B donne des résultats beaucoup plus comparables. En effet, les écarts sur le domaine sont beaucoup moins importants, ils sont de l'ordre de 50 millimètres pour une quantité totale moyenne de 135 millimètres. Nous pouvons voir que les plages de couleur vertes indiquent que c'est le domaine B qui donne plus de précipitations, et inversement pour la couleur jaune, c'est le domaine D qui surestime. Nous avons donc déjà plus de stabilité par rapport à la comparaison précédente. Néanmoins, il y a une surestimation de l'ordre de 150 millimètres du domaine C au niveau du sommet du Kilimandjaro, et de 200 millimètres sur les sommets principaux. La dernière comparaison, entre les domaines D et C est la plus utile. Effectivement, il y a principalement une seule plage de couleur sur tout le domaine et y compris au sommet du Kilimandjaro, ce qui veut dire que le domaine C surestime de manière uniforme les précipitations, d'environ 50 millimètres. Cette dernière comparaison indique que les domaines C et D simulent la même quantité de précipitations. Le

choix du domaine se porte donc sur celui qui a la plus petite taille, 80 x 80 pixels à une résolution de 5 km, et ce dans le but diminuer le temps de calcul.

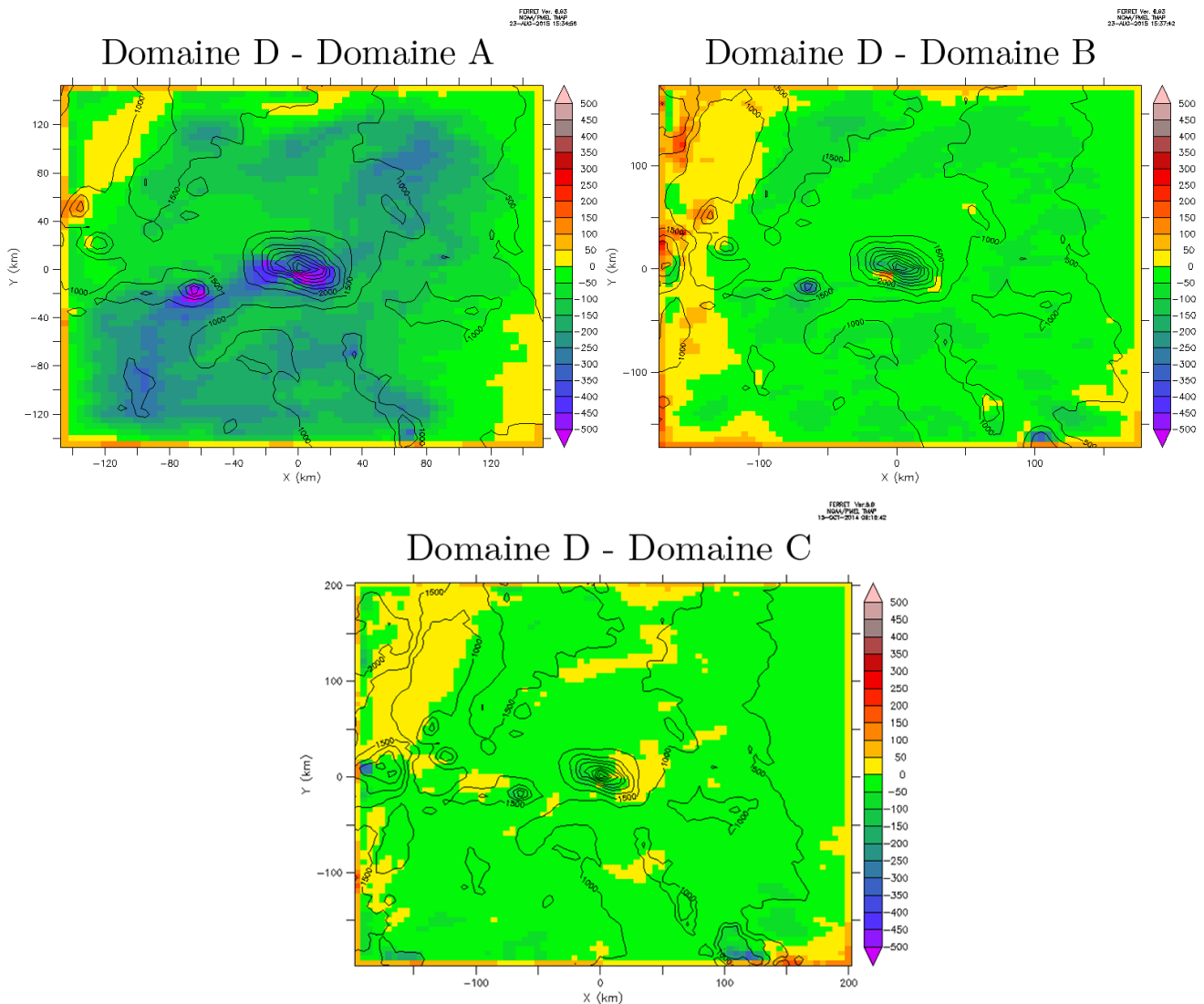


Figure 4.8. - Comparaison entre les différents domaines – Cumul des précipitations sur la deuxième quinzaine du mois d’avril 1979 – Echelle : millimètres

### 4.3.3. Simulations

Nous avons donc lancés les simulations sur un domaine de 80 x 80 pixels à une résolution de 5 kilomètres, qui est la plus grande résolution que nous puissions avoir avec le MAR sachant qu’il utilise l’hypothèse hydrostatique. La taille de la calotte du Kilimandjaro occupe donc un pixel, qui a été choisi comme étant le pixel central du domaine ( $x=40, y=40$ ).



Deux runs ont été lancés avec pour forçage externe toutes les six heures les NCEP/NCAR Réanalyses 1 (domaine GRn) pour l'un et les ERA pour l'autre (domaine GRe). La première simulation forcée par les NCEP couvre la période 1948 – 2014 et la seconde avec les ERA, 1958 – 2014. Afin d'améliorer le temps de calcul les runs ont été divisés en 66 simulations (respectivement 56) de deux ans avec une année de spin-up à chaque fois. Le spin-up est le temps nécessaire au modèle pour qu'il se restabilise vis-à-vis de l'atmosphère, de la neige, du sol... Dans notre cas une année suffit pour une simulation de deux ans. Une fois que toutes les simulations ont tournées, seule la dernière année est gardée.



# Chapitre 5

## Validation du modèle

---

Ce chapitre vise à définir la véracité du modèle à représenter le climat observé. La validation consiste à comparer les variables des sorties du modèle avec les observations et d'évaluer statistiquement si le modèle est bon. Dans le cas de cette étude, la validation s'est portée sur toutes les variables qui étaient mises à disposition dans les données d'observation (voir Chapitre 4 – section 4.2. – paragraphe 4.2.2.). Les données modélisées du pixel le plus proche de l'emplacement réel des stations (tableau 5.1.) ont été extraites des fichiers NetCDF et analysées statistiquement.

Stations	Longitude (°S)	Latitude (°E)	Longitude MAR (°S)	Latitude MAR (°E)	Altitude (m)	Altitude MAR (m)	Biais de l'altitude (m)
<b>AWS* 1</b>	3,05	37,34	3,06	37,34	5794	5696	98
<b>AWS 3</b>	3,07	37,35	3,06	37,34	5873	5696	177
<b>Moshi</b>	3,35	37,33	3,33	37,34	831	1039	208
<b>Arusha</b>	3,33	36,63	3,33	36,62	1387	1423	36
<b>Aéroport du Kilimandjaro</b>	3,47	37,06	3,42	37,07	896	881,4	14,6

Tableau 5.1. – Longitudes, latitudes et élévations réelles et celles du pixel MAR le plus proche. Le biais de l'altitude correspond à la différence entre le pixel MAR et les observations (\*AWS = Automatic Weather Station)

L'altitude est un facteur important, qui joue un rôle majeur sur le climat. Les biais d'altitude entre la réalité et la modélisation vont donc avoir un impact sur les analyses statistiques. Par ailleurs, les stations AWS situées au sommet du Kilimandjaro, sont représentées par le même pixel dans le MAR.

Pour chaque variable, les analyses statistiques ont été réalisées en fonction des données disponibles (annuelles, mensuelles ou journalières). Les valeurs ont par la suite été moyennées sur toute la période d'observation, afin de n'obtenir qu'une seule valeur qui représentera l'ensemble des données. Ce large échantillon de données mis à notre disposition va permettre de voir si le modèle est capable de représenter les variations du climat à différentes échelles de temps (variabilité interannuelle, variabilité mensuelle...). Le biais est la différence moyenne entre les données

modélisées et les données d'observation afin de quantifier l'erreur du modèle par rapport à la réalité. La corrélation et le RMSE (Root Mean Square Error) ont également été calculés pour chaque variable. Ils permettront de vérifier si le modèle est capable de représenter les variations du climat, et de jauger si le modèle surestime ou sous-estime les variables. Pour la suite la station de l'Aéroport International du Kilimandjaro sera notée « AIK ».

## 5.1. Températures

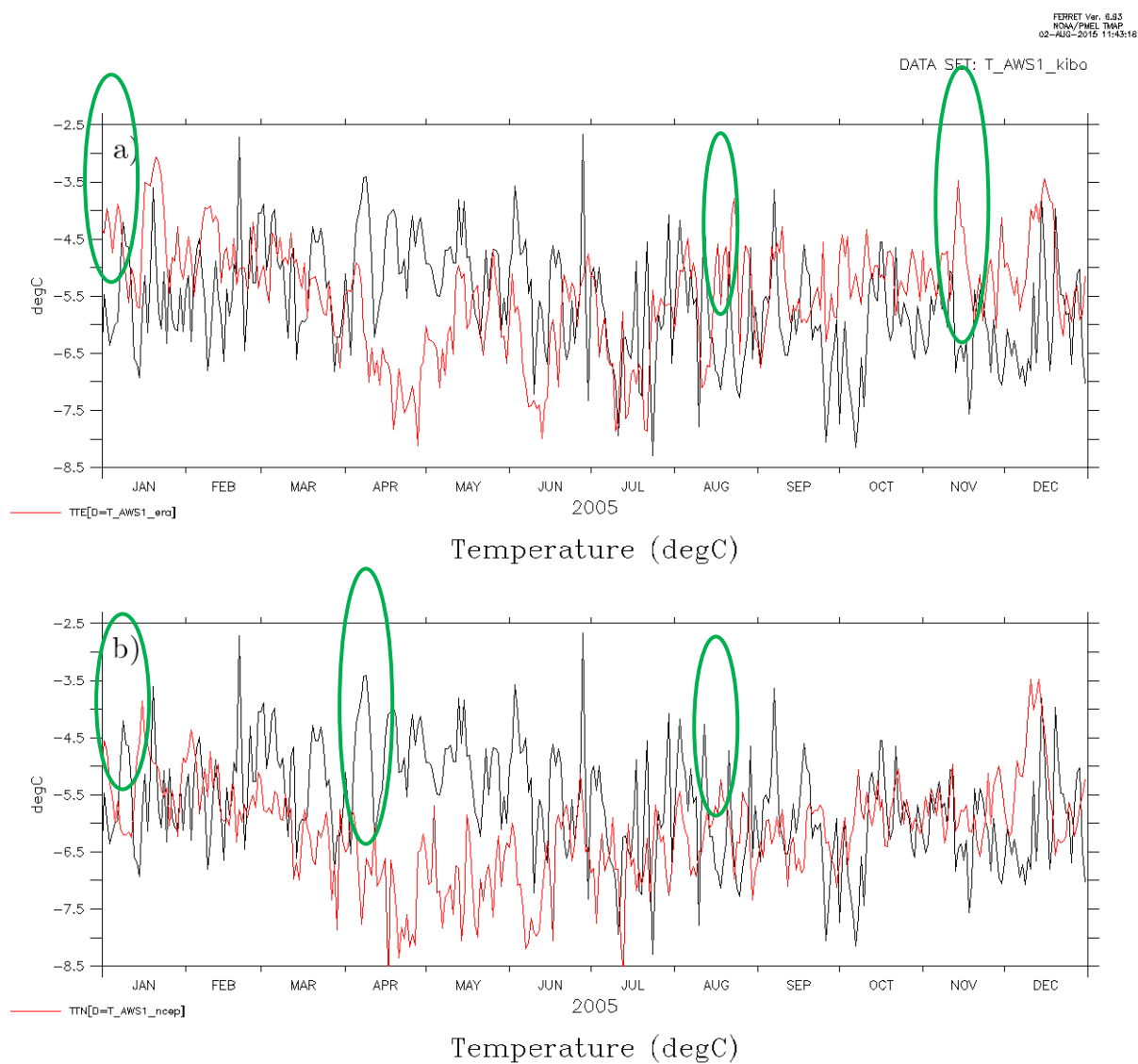
Le tableau 5.2. présente les résultats obtenus pour la validation de la température journalière obtenue dans les deux stations AWS. Dans les observations, quelques données sont manquantes pour la station AWS 1, notamment du 24 juin 2004 au 16 septembre 2004. En raison d'une forte ablation, le mât de la station météorologique s'est incliné, biaisant toutes les mesures effectuées par la station. Les données de températures manquantes, ont été enlevées dans la série du MAR pour ne pas influencer les statistiques.

<i>Journalières</i>						
ERA						
Stations	Période	Observation	Modélisation	Biais moyen	Corrélation	RMSE
AWS 1	2000-2010	-6,27 °C	-5,48 °C	0,79 °C	0,56	1,31 °C
AWS 3	2005-2008	-6,84 °C	-5,38 °C	1,46 °C	0,46	1,80 °C
NCEP						
Stations	Période	Observation	Modélisation	Biais moyen	Corrélation	RMSE
AWS 1	2000-2010	-6,27 °C	-6,22 °C	0,05°C	0,46	1,13 °C
AWS 3	2005-2008	-6,84°C	-6,01 °C	0,83 °C	0,37	1,38 °C

Tableau 5.2. – Statistiques pour la validation de la température

La corrélation entre le modèle et les observations est moyenne, car elle ne dépasse jamais 0,50 sauf pour les ERA et la station AWS 1. Le modèle n'est donc pas capable de représenter les variations journalières de températures. En effet, si la plupart du temps la corrélation semble correcte, le modèle présente aussi quelques anti-corrélations (figure 5.1.). La majeure partie de ces anti-corrélations se produit lorsque le changement de température est trop important, le modèle a tendance à produire le changement de température inverse par rapport à la réalité. En revanche, le modèle reproduit de manière correcte les variations saisonnières de température (figure 5.2.). Le RMSE qui est compris entre 1 et 2°C permet d'affirmer que le modèle est capable de simuler le bon intervalle de valeurs de température. Le biais

moyen entre la modélisation et les observations peut provenir du fait que l'altitude du pixel sélectionné est inférieure à l'altitude réelle. En effet, le modèle simule à chaque fois des températures plus chaudes que les températures réelles. Cependant, ce biais entre le modèle et les observations n'est pas statistiquement significatif, car il est en moyenne de  $1^{\circ}\text{C}/1,5^{\circ}\text{C}$ , or la température au sommet connaît des variations moyennes (écart-type) de plus de  $2^{\circ}\text{C}$  entre deux jours consécutifs.



**Figure 5.1. – Variations journalières de la température de l'air observée à la station AWS 1 (courbe noire) et modélisée (courbe rouge) sur l'année 2005. a) Modélisation MAR forcée par les ERA. b) Modélisation MAR forcée par les NCEP**

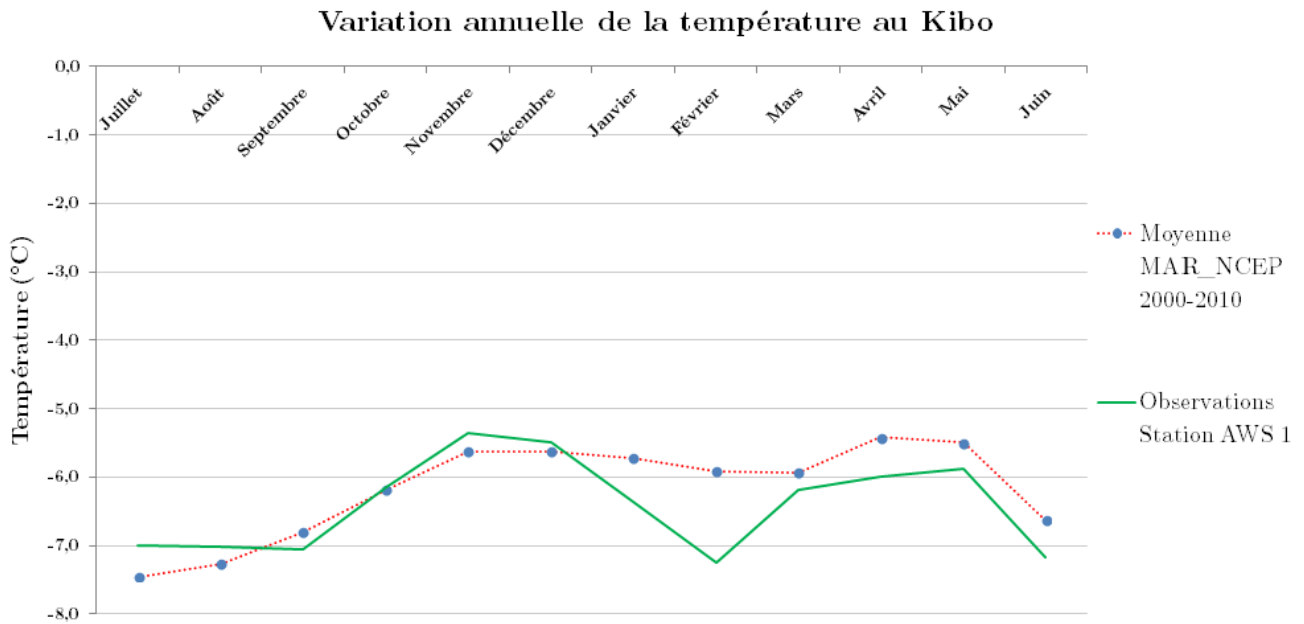


Figure 5.2. – Variations saisonnières de la température de l’air au sommet du Kilimandjaro observée et modélisée (moyennes mensuelles sur la période 2000-2010). Les données du modèle MAR forcé par les NCEP ont été utilisées car elles présentent le meilleur rapport corrélation/RMSE.

D’une manière générale, nous remarquons que les valeurs sont meilleures pour la station AWS 1, c’est-à-dire que la température modélisée se rapproche plus de la température mesurée par la station AWS 1 que de celle mesurée par la station AWS 3. Par ailleurs nous remarquerons que le MAR forcé par les ERA a une meilleure corrélation que lorsqu’il est forcé par les NCEP, ce qui veut dire que le modèle forcé par ces réanalyses permet de mieux représenter les variations journalières de température. A l’inverse, MAR-NCEP présentent un biais moins important que MAR-ERA, ceci induit que le modèle forcé par les réanalyses NCEP simule des valeurs de température plus proche des valeurs observées.

## 5.2. Précipitations

Pour la validation des précipitations, nous nous sommes basés sur les données d’observations des stations de la NOAA. Les données sont disponibles sous forme de cumuls mensuels et annuels, c’est pourquoi les statistiques ont été effectuées sur les deux périodes temporelles. Ainsi, par des statistiques annuelles (tableau 5.3.) nous serons en mesure de vérifier si le modèle représente bien la variabilité interannuelle, et par des statistiques mensuelles (tableau 5.4.), c’est la représentation de la saisonnalité des précipitations (c’est-à-dire les saisons sèches et les saisons des pluies) qui sera étudiée.

*Annuelles*

ERA						
Stations	Période	Observation	Modélisation	Biais moyen	Corrélation	RMSE
Moshi	1960-1989	899 mm	1717 mm	818 mm	0,08	963 mm
Arusha	1960-1989	864 mm	1405 mm	540 mm	0,28	712 mm
AIK	1972-1988	547 mm	696 mm	148 mm	0,05	372 mm
NCEP						
Stations	Période	Observation	Modélisation	Biais moyen	Corrélation	RMSE
Moshi	1951-1989	866 mm	473 mm	- 393 mm	0,29	472 mm
Arusha	1960-1989	864 mm	368 mm	- 496 mm	0,34	567 mm
AIK	1972-1988	547 mm	318 mm	- 229 mm	0,35	308 mm

Tableau 5.3. – Statistiques annuelles pour la validation des précipitations

Dans ce tableau, la différence entre les sorties du modèle, qui est forcé d'une part par les ERA et d'autre part par les NCEP, est très flagrante. En effet, MAR-ERA présente une corrélation quasiment nulle avec les observations. MAR-NCEP, montre une corrélation légèrement plus importante sans toutefois être assez forte pour affirmer que le modèle représente parfaitement les variations interannuelles. Le RMSE est également très significatif, il est beaucoup plus élevé pour MAR-ERA, ce qui indique que le MAR n'arrive pas à quantifier de manière juste les précipitations. Ceci permet de confirmer que le modèle, qu'il soit forcé par les ERA ou les NCEP, ne permet pas de représenter précisément la variabilité interannuelle des précipitations. Lorsque l'on regarde les quantités moyennes de précipitations observées et modélisées par MAR-ERA, elles sont quasiment doublées par rapport à la réalité pour les villes de Moshi et Arusha. Pour la station de l'aéroport du Kilimandjaro, il est difficile de faire l'équivalence car la période de données disponibles est divisée par deux par rapport aux deux autres stations. Si l'on regarde le biais moyen, il s'avère que, pour le même forçage d'humidité au départ, le modèle forcé par les ERA donne plus de précipitations que la réalité, alors que lorsqu'il est forcé par les NCEP, il sous-estime les quantités de précipitations. Il apparaît donc, que les deux sets de réanalyses sur la même région, ont une influence très différente sur les sorties du modèle.

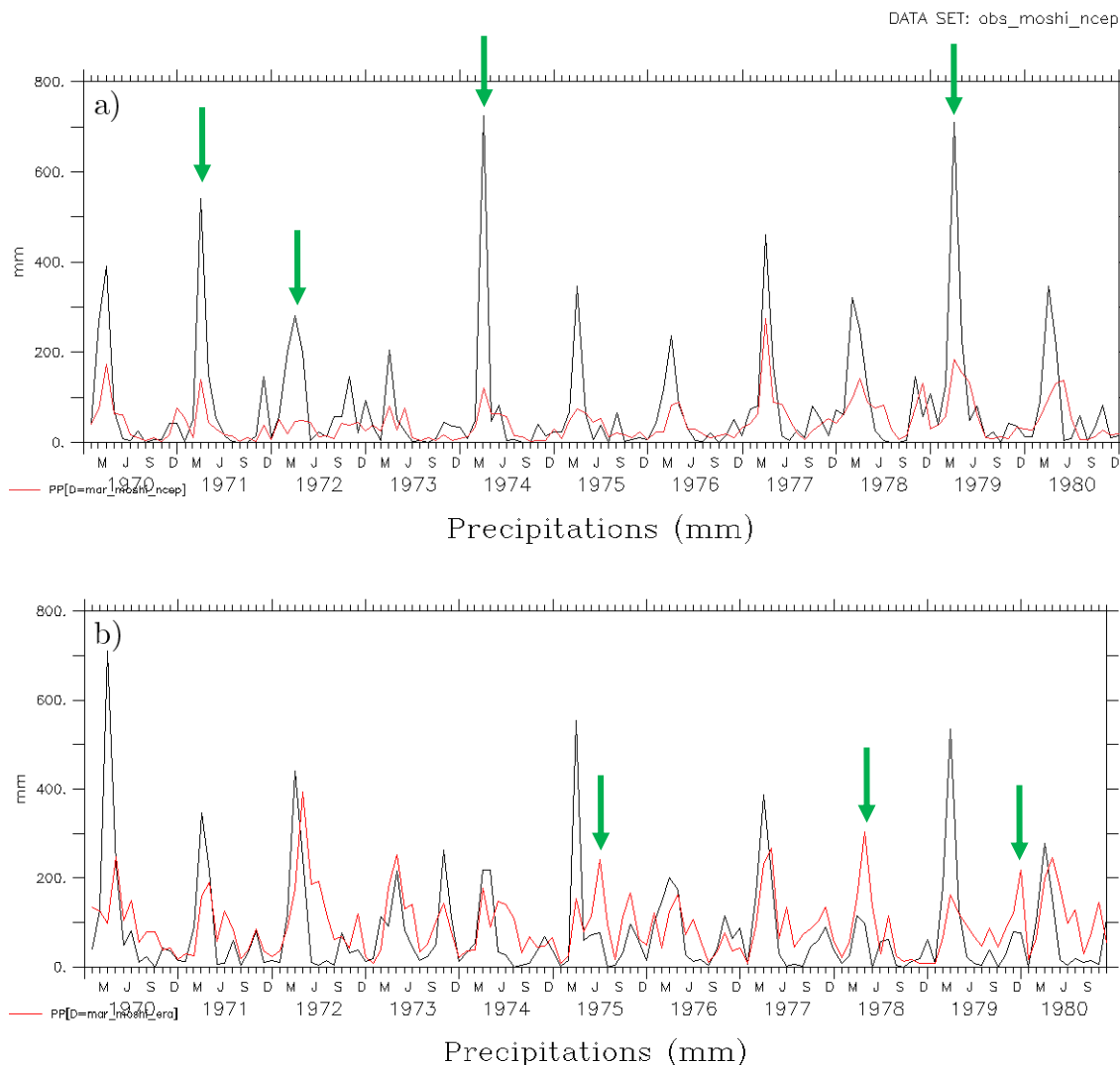
*Mensuelles*

ERA						
Stations	Période	Observation	Modélisation	Biais moyen	Corrélation	RMSE
Moshi	1960-1989	74 mm	143 mm	68 mm	0,31	152 mm
Arusha	1960-1989	72 mm	117 mm	45 mm	0,33	112 mm
AIK	1972-1988	45 mm	56 mm	11 mm	0,41	68 mm
NCEP						
Stations	Période	Observation	Modélisation	Biais moyen	Corrélation	RMSE
Moshi	1951-1989	71 mm	40 mm	- 31 mm	0,57	94 mm
Arusha	1960-1989	71 mm	39 mm	- 31 mm	0,50	83 mm
AIK	1972-1988	45 mm	25 mm	- 19 mm	0,57	52 mm

Tableau 5.4. – Statistiques mensuelles pour la validation des précipitations

Les statistiques mensuelles présentent un aspect totalement différent. En effet, la corrélation est meilleure. MAR-NCEP montre une corrélation moyenne à forte ( $> 0,50$ ) avec les observations, ce qui indique que le modèle semble plutôt bien représenter la saisonnalité des précipitations, lorsqu'il est forcé par les NCEP. Le RMSE, que ce soit pour MAR-NCEP ou pour MAR-ERA, est inférieur à l'écart-type des observations, ce qui signifie que le modèle est capable de simuler de manière correcte les quantités de précipitations. Cependant, la figure 5.3. et le biais moyen indique que le modèle représente avec difficultés les événements extrêmes. Effectivement, MAR forcé par les NCEP sous-estime les quantités de précipitations surtout lors des saisons des pluies, quant à MAR-ERA, il surestime les événements pluvieux lors des saisons sèches.





**Figure 5.3. - Variations mensuelles des précipitations observées (courbe noire) et modélisées (courbe rouge) sur la période 1970 – 1980. a) Modélisation MAR forcée par les NCEP. b) Modélisation MAR forcée par les ERA – Les flèches vertes indiquent des exemples de surestimation/sous-estimation, pour la figure a), la sous-estimation se produit à chaque saison des pluies (chaque pics)**

### 5.3. Bilan de masse

La validation du bilan de masse repose sur les données des stations AWS 1 et AWS 3. La station AWS 1 a enregistré l'accumulation et l'ablation au sommet, c'est-à-dire que la hauteur de neige varie à la fois de manière positive et négative. C'est pourquoi nous avons pu étudier le bilan de masse total (tableau 5.5.) grâce aux données de cette station. La station AWS 3 a enregistré seulement les variations positives de la hauteur de neige, qui permettent par la suite d'estimer les quantités de précipitations au sommet du Kilimandjaro. Cependant, nous ne sommes pas en

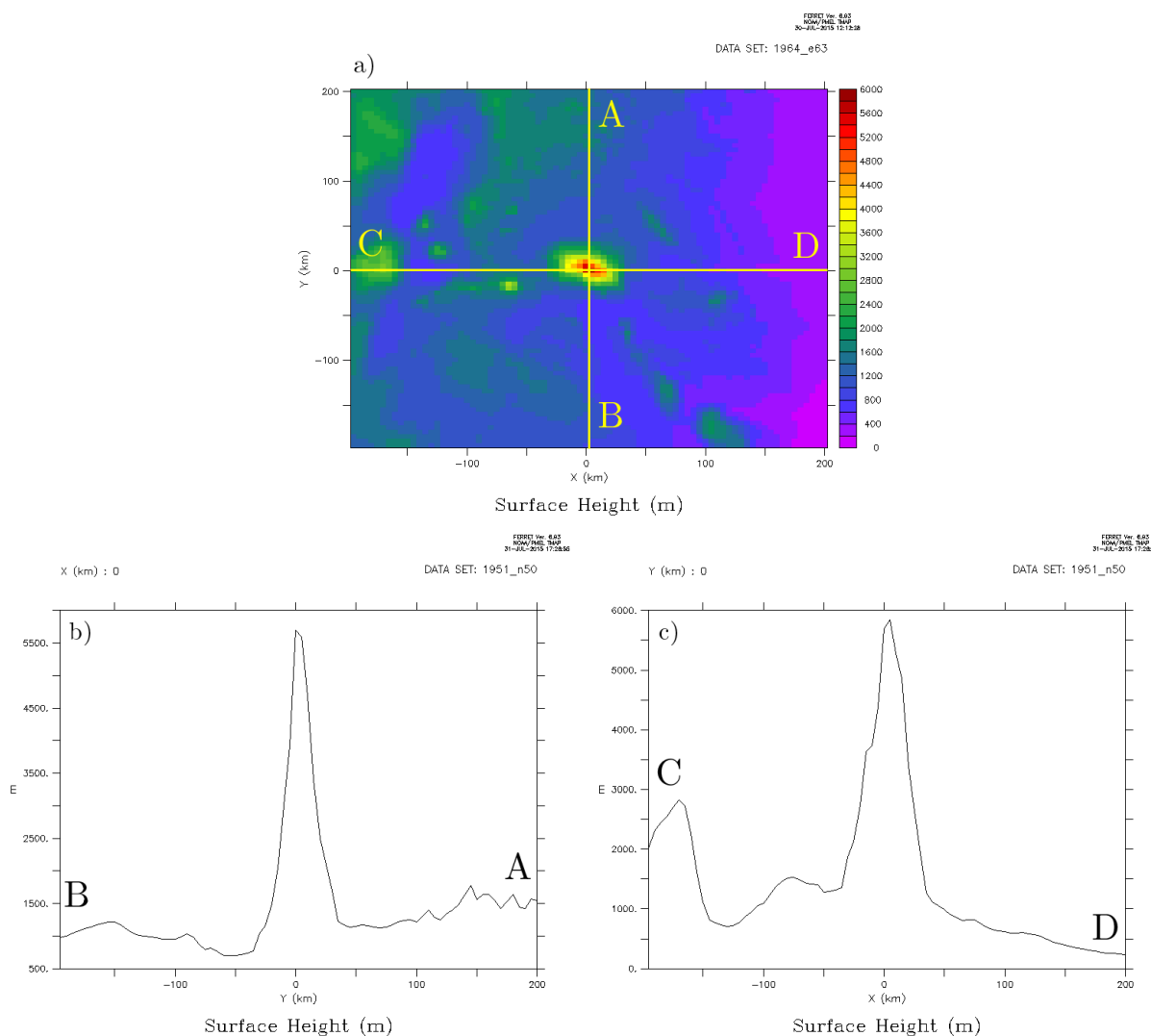
mesure d'effectuer des statistiques annuelles sur les données de la station AWS 3 car la période de mesure n'est pas suffisamment longue (3 ans). Nous avons donc étudié dans un deuxième temps le bilan de masse positif (tableau 5.6.), soit l'accumulation de neige, grâce aux données positives de hauteurs de neige de la station AWS 1.

<i>Annuel</i>		<b>Bilan de masse total</b>				
<b>ERA</b>						
Stations	Période	Observation	Modélisation	Biais moyen	Corrélation	RMSE
AWS 1	2001-2010	-0,23 m	2,34 m	2,57 m	-0,02	2,75 m
<b>NCEP</b>						
Stations	Période	Observation	Modélisation	Biais moyen	Corrélation	RMSE
AWS 1	2001-2010	-0,23 m	1,40 m	1,63 m	- 0,03	1,74 m

Tableau 5.5. – Statistiques annuelles pour la validation du bilan de masse total, soit l'accumulation et l'ablation.

Pour le bilan de masse total, la corrélation entre les observations et la modélisation est nulle. De plus si l'on regarde le biais moyen ainsi que le bilan de masse total modélisé, nous pouvons voir que le modèle crée une accumulation beaucoup trop importante par rapport à la fonte. Nous avons donc regardé en détail pourquoi le bilan de masse du modèle est biaisé de la sorte. L'étude des chutes de neige et des flux principaux de la fonte (sublimation et fonte de surface) représentés par le modèle, nous ont apporté les réponses aux questions que nous nous posions. En effet, les chutes de neige modélisées au sommet sont quasiment inexistantes, puisqu'il tombe environ 20 cm par an chaque année. Le flux de la sublimation modélisé est négatif, ce qui indique qu'il y a plus de déposition plutôt que de sublimation. Pour finir, la fonte de surface issue du modèle est très importante puisqu'elle est responsable d'une perte de glace d'1m60 en moyenne par année. Or comme nous l'avons expliqué précédemment (Chapitre 1 – Section 1.4.), les conditions climatiques au sommet du Kilimandjaro permettent essentiellement la fonte par sublimation, la fonte de surface devrait donc être quasiment nulle, et le flux de sublimation devrait être positif. L'essentiel des précipitations modélisées au sommet du Kilimandjaro tombent sous forme de pluie, qui est transformée par la suite, grâce au module SISVAT, en neige. Ce « défaut » provient de la topographie de notre région. Effectivement, celle-ci induit un changement brutal et rapide d'altitude, les versants sont très abrupts (figure 5.4.). Cette variation très rapide infère sur l'hypothèse hydrostatique (Annexe 8) utilisée par le modèle car les variations spatiales de

pression et d'altitude (induisant des déplacements verticaux) sont trop importantes par rapport à l'échelle à laquelle l'hypothèse hydrostatique peut être appliquée. Par ailleurs, l'essentiel des nuages au Kilimandjaro se situent à mi-hauteur, à 2500 mètres, au niveau des forêts de brume et de brouillard. Ceci n'est pas reproduit par le modèle qui prévoit une forte nébulosité au sommet du aux incohérences physiques induites dans le modèle du fait de l'utilisation de l'hypothèse hydrostatique, qui néglige les déplacements verticaux dans les équations de la dynamique atmosphérique. Le modèle produit alors une ascension des précipitations (météores en négligeant les vents de pentes), et il va alors pleuvoir de manière abondante au sommet du Kilimandjaro, alors que la température moyenne est de  $-6^{\circ}\text{C}$  !



**Figure 5.4.** – Coupe transversale de la topographie du domaine modélisé par le MAR – L'axe des ordonnées représente l'élévation (en m) et l'axe des abscisses la distance (en km). a) Emplacement des coupes transversales sur le domaine. b) Coupe transversale du Sud au Nord. c) Coupe transversale d'Est en Ouest.

<i>Annuel</i>		<b>Bilan de masse positif</b>				
<b>ERA</b>						
<b>Stations</b>	<b>Période</b>	<b>Observation</b>	<b>Modélisation</b>	<b>Biais moyen</b>	<b>Corrélation</b>	<b>RMSE</b>
<b>AWS 1</b>	2001-2010	1,40 m	3,11 m	1,71 m	- 0,14	1,88 m
<b>NCEP</b>						
<b>Stations</b>	<b>Période</b>	<b>Observation</b>	<b>Modélisation</b>	<b>Biais moyen</b>	<b>Corrélation</b>	<b>RMSE</b>
<b>AWS 1</b>	2001-2010	1,40 m	1,82 m	0,42 m	0,20	0,64 m

Tableau 5.6. – Statistiques annuelles pour la validation du bilan de masse positif, soit l’accumulation basées sur les données d’observation de la station AWS 1.

Lorsque l’on étudie juste la partie du bilan de masse positif (accumulation), deux tendances opposées émergent entre le Mar forcé par les ERA ou par les NCEP. En effet, MAR-ERA représente, d’une part, très mal les variations de l’accumulation par rapport à la réalité, d’autre part, la quantité accumulée est largement surestimée. En effet, l’accumulation modélisée correspond au double de l’accumulation réelle, soit une différence d’1m50 qui n’est pas négligeable. Le MAR forcé par les ERA, n’est donc pas capable de représenter de manière satisfaisante l’accumulation au sommet du Kilimandjaro. Le modèle forcé par les NCEP est capable de représenter des valeurs correctes d’accumulation.

La validation du bilan de masse repose sur des valeurs annuelles. Jusqu’ici, dix ans de données nous ont été fournies pour la station AWS 1 et trois ans pour la station AWS 3. Pour que la validation soit correcte, l’idéal serait de récolter un nombre de données beaucoup plus important, et donc d’attendre encore quelques années de mesures avant de pouvoir faire des statistiques robustes, au vu de la variabilité interannuelle.

#### **5.4. Bilan radiatif**

La validation du bilan radiatif repose sur les flux mesurés par la station AWS 3, c’est-à-dire : le rayonnement global, le rayonnement solaire réfléchi, le rayonnement infrarouge descendant et le rayonnement infrarouge émis par la surface. Les données ont également été analysées de manière journalières sur une période de trois ans. Les analyses statistiques sont résumées dans les tableaux ci dessous.

<i>Journalières</i>		<b>Rayonnement Global</b>				
<b>ERA</b>						
<b>Stations</b>	<b>Période</b>	<b>Observation</b>	<b>Modélisation</b>	<b>Biais moyen</b>	<b>Corrélation</b>	<b>RMSE</b>
<b>AWS 3</b>	2005-2008	337,47 W/m <sup>2</sup>	235,77 W/m <sup>2</sup>	- 101,07 W/m <sup>2</sup>	0,36	122,99 W/m <sup>2</sup>
<b>NCEP</b>						
<b>Stations</b>	<b>Période</b>	<b>Observation</b>	<b>Modélisation</b>	<b>Biais moyen</b>	<b>Corrélation</b>	<b>RMSE</b>
<b>AWS 3</b>	2005-2008	337,47 W/m <sup>2</sup>	272,57 W/m <sup>2</sup>	- 64,91 W/m <sup>2</sup>	0,39	91,74 W/m <sup>2</sup>

Tableau 5.7. – Statistiques journalières pour la validation du rayonnement global basées sur les données d'observation de la station AWS 3.

Le rayonnement global représente la somme du rayonnement solaire direct et indirect, c'est-à-dire, le rayonnement qui provient directement du soleil et celui qui est diffusé et réfléchi par les nuages ou l'atmosphère. Nous pouvons voir que la corrélation journalière est faible ( $< 0,5$ ), cependant le MAR semble représenter de manière correcte les variations saisonnières du rayonnement global (figure 5.5.). Le biais entre la modélisation et les observations est négatif, ce qui induit que le modèle sous-estime le rayonnement global qui arrive en surface. Cette sous-estimation provient du fait que la nébulosité modélisée au sommet est très importante : 79% en moyenne pour MAR-NCEP et 95% pour MAR-ERA. Le sommet est donc couronné de nuages tout au long de l'année dans le MAR. Ces nuages jouent un rôle important sur le rayonnement, puisqu'ils vont en absorber une partie, et réémettre une plus petite quantité de rayonnement. En réalité la nébulosité au sommet du Kilimandjaro est faible, sauf au moment des saisons des pluies. Le modèle représente de manière plus juste les fluctuations et le rayonnement global, lorsqu'il est forcé par les NCEP.

## Rayonnement global

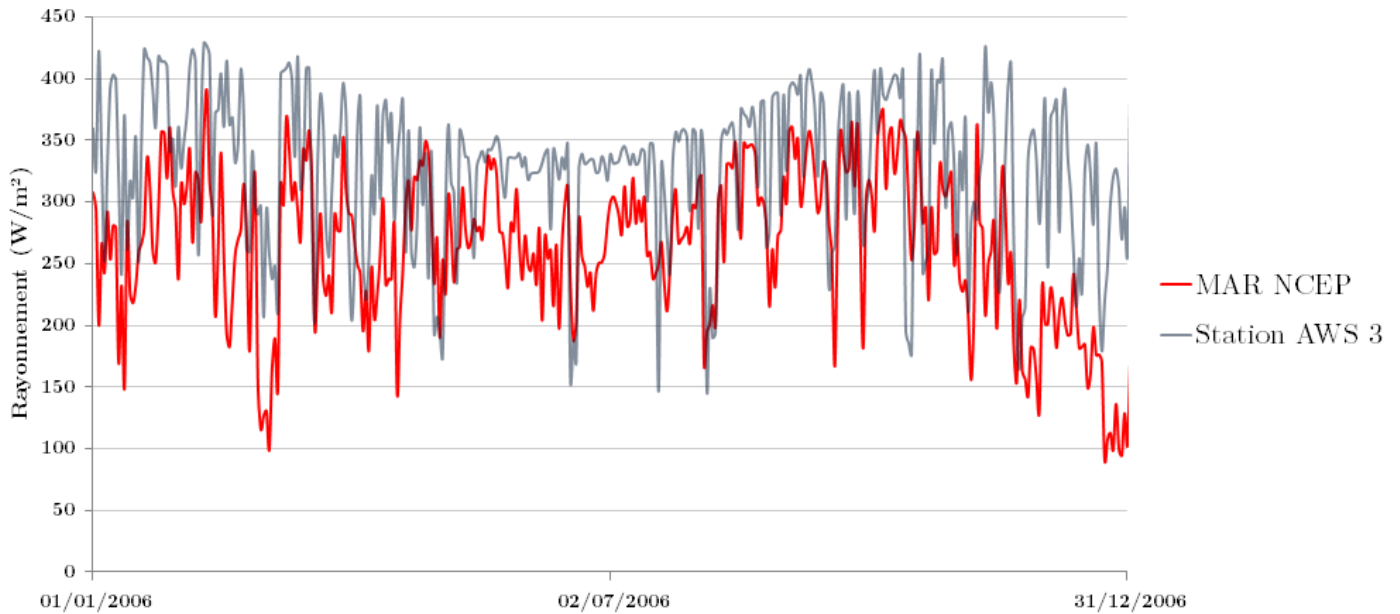


Figure 5.5. – Variations journalière du rayonnement global pendant l’année 2006. La courbe rouge représente les données modélisées par le modèle forcé par les NCEP et la courbe grise les données mesurées.

### *Journalières*

### Rayonnement solaire réfléchi

ERA						
Stations	Période	Observation	Modélisation	Biais moyen	Corrélation	RMSE
AWS 3	2005-2008	183,47 W/m <sup>2</sup>	59,48 W/m <sup>2</sup>	- 123,99 W/m <sup>2</sup>	-0,25	134,61 W/m <sup>2</sup>
NCEP						
Stations	Période	Observation	Modélisation	Biais moyen	Corrélation	RMSE
AWS 3	2005-2008	183,47 W/m <sup>2</sup>	64,66 W/m <sup>2</sup>	- 118,81 W/m <sup>2</sup>	-0,08	127,39 W/m <sup>2</sup>

Tableau 5.8. – Statistiques journalières pour la validation du rayonnement solaire réfléchi basées sur les données d’observation de la station AWS 3.

Le rayonnement solaire réfléchi est la portion du rayonnement qui est réfléchi par la surface et dans ce cas, par le glacier. Il dépend directement de l’albédo du sol. Ici, les observations et la modélisation ne montrent aucune corrélation et semble même légèrement anti-corrélées pour MAR-ERA. De plus, le modèle ne montre aucune saisonnalité, c’est-à-dire que le rayonnement solaire réfléchi est constant dans le temps comme le montre la figure 5.6. a). Ceci vient du fait que l’albédo simulé au

sommet du Kilimandjaro est également constant (figure 5.6. b)), et vaut en moyenne 0,75.

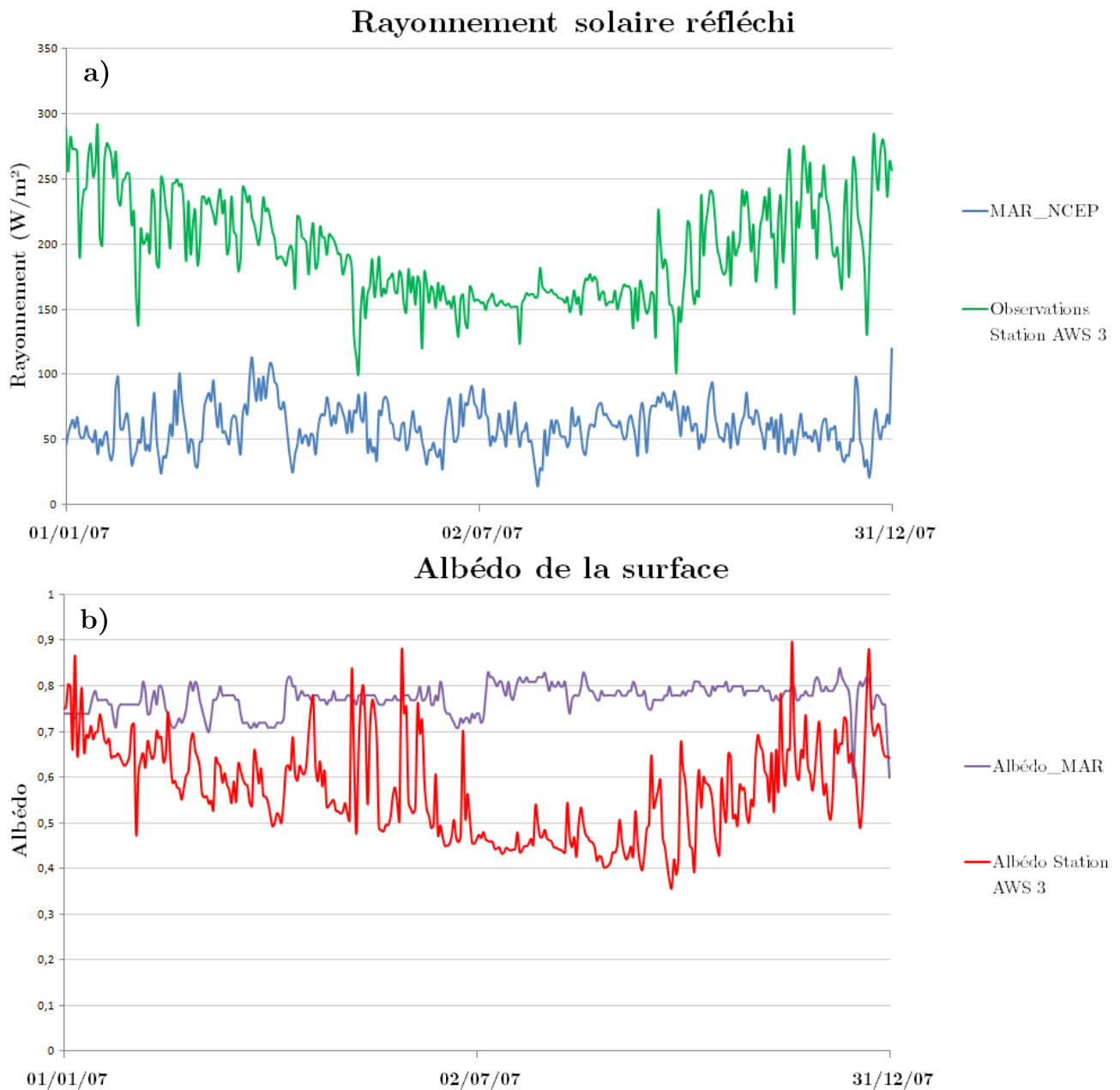


Figure 5.6. – a) Variations saisonnières du rayonnement solaire réfléchi mesuré par la station AWS 3 (courbe verte) et modélisée par le MAR forcé par les NCEP (courbe bleue) du 01/01/2007 au 31/12/2007. b) Variations saisonnières de l'albédo de la surface mesuré par la station AWS 3 (courbe rouge) et modélisé par le MAR forcé par les NCEP (courbe violette) du 01/01/2007 au 31/12/2007.

L'albédo simulé par le MAR est fortement influencé par le problème des précipitations au sommet du Kilimandjaro (voir Section précédente). En effet, les quantités de précipitations modélisées au sommet peuvent atteindre plus de 3000 mm/an pour MAR-NCEP et plus de 6000 mm/an pour MAR-ERA. Le sommet est donc recouvert en permanence de neige fraîche ce qui entraîne une valeur d'albédo moyenne de 0,75 (albédo de la neige fraîche). L'albédo réel lui varie entre 0,3 lors des saisons sèches, laissant la glace apparente, et 0,7 pendant les saisons des pluies, recouvrant le glacier d'une couche de neige. L'écart moyen indique que le modèle sous-estime la quantité de rayonnement réfléchi. Ce dernier découle du rayonnement global, or comme nous l'avons montré précédemment, celui-ci est sous-estimé.

<i>Journalières</i>		<b>Rayonnement infrarouge émis par la surface</b>				
<b>ERA</b>						
<b>Stations</b>	<b>Période</b>	<b>Observation</b>	<b>Modélisation</b>	<b>Biais moyen</b>	<b>Corrélation</b>	<b>RMSE</b>
<b>AWS 3</b>	2005-2008	277,22 W/m <sup>2</sup>	303,34 W/m <sup>2</sup>	26,12 W/m <sup>2</sup>	0,46	27,48 W/m <sup>2</sup>
<b>NCEP</b>						
<b>Stations</b>	<b>Période</b>	<b>Observation</b>	<b>Modélisation</b>	<b>Biais moyen</b>	<b>Corrélation</b>	<b>RMSE</b>
<b>AWS 3</b>	2005-2008	277,22 W/m <sup>2</sup>	298,78 W/m <sup>2</sup>	21,56 W/m <sup>2</sup>	0,42	23,29 W/m <sup>2</sup>

Tableau 5.9. – Statistiques journalières pour la validation du rayonnement infrarouge émis par la surface basées sur les données d'observation de la station AWS 3.

La corrélation entre les observations et la modélisation reste moyenne pour ce dernier rayonnement. Selon la loi de Stefan-Boltzmann, le rayonnement infrarouge émis par la surface dépend directement de la température de la surface. Plus la surface est chaude, plus le rayonnement sera important. Or une surface recouverte de neige n'a pas la même température qu'une surface recouverte de glace. C'est pourquoi la différence entre le rayonnement observé et modélisé, résulte de la couche de neige présente en permanence au sommet dans le modèle.



<i>Journalières</i>						
<b>Rayonnement infrarouge descendant</b>						
<b>ERA</b>						
Stations	Période	Observation	Modélisation	Biais moyen	Corrélation	RMSE
<b>AWS 3</b>	2005-2008	178,88 W/m <sup>2</sup>	252,12 W/m <sup>2</sup>	73,24 W/m <sup>2</sup>	0,61	81,20 W/m <sup>2</sup>
<b>NCEP</b>						
Stations	Période	Observation	Modélisation	Biais moyen	Corrélation	RMSE
<b>AWS 3</b>	2005-2008	178,88 W/m <sup>2</sup>	237,48 W/m <sup>2</sup>	58,60 W/m <sup>2</sup>	0,53	69,91 W/m <sup>2</sup>

Tableau 5.10. – Statistiques journalières pour la validation du rayonnement infrarouge descendant basées sur les données d’observation de la station AWS 3.

La corrélation pour le rayonnement infrarouge descendant est correcte ( $> 0,5$ ), mais le modèle montre quand même des difficultés pour représenter fidèlement les variations journalières. Le rayonnement infrarouge descendant est dirigé par les gaz à effet de serre et la nébulosité. Ainsi, de manière similaire au rayonnement global, l’excédent modélisé est le résultat de la forte nébulosité présente au sommet tout au long de l’année.

## 5.5. Vent

Le tableau 5.11. présente les statistiques calculées pour la validation du vent sur notre domaine. La station AWS 3 mesure la vitesse du vent, c’est pourquoi nous avons comparé la vitesse du vent modélisée et observée au sommet du Kilimandjaro.

<i>Journalières</i>						
<b>ERA</b>						
Stations	Période	Observation	Modélisation	Biais moyen	Corrélation	RMSE
<b>AWS 3</b>	2005-2008	4,98 m/s	6,04 m/s	1,06 m/s	0,17	2,71 m/s
<b>NCEP</b>						
Stations	Période	Observation	Modélisation	Biais moyen	Corrélation	RMSE
<b>AWS 3</b>	2005-2008	4,98 m/s	6,11 m/s	1,13 m/s	0,25	2,66 m/s

Tableau 5.11. – Statistiques journalières pour la validation du vent basées sur les données d’observation de la station AWS 3.

La faible corrélation indique que la variation de la vitesse du vent est un paramètre très difficile à modéliser. Le vent au sommet du Kilimandjaro présente des

variations journalières très importantes allant jusqu'à plus de 10 m/s certains jours. Le modèle ne réussit pas à représenter ces variations extrêmes, car l'amplitude journalière modélisée ne dépasse jamais 3 m/s. Le vent, surtout dans cette région, dépend de conditions très locales à petite échelle, et encore plus au sommet du Kilimandjaro (régime de brises, effet de foehn...). Il est difficile, avec une résolution de 5 kilomètres, de représenter de manière précise les variations de la vitesse du vent. Cependant le biais de l'ordre de 1 m/s indique que le MAR est capable de modéliser le vent moyen même s'il le surestime de manière générale.

## 5.6. Humidité relative

La station AWS 3 a également enregistré les valeurs d'humidité relative journalières, nous avons donc effectué la comparaison avec les sorties du modèle.

<i>Journalières</i>						
<b>ERA</b>						
Stations	Période	Observation	Modélisation	Biais moyen	Corrélation	RMSE
<b>AWS 3</b>	2005-2008	60,67 %	91,79 %	31,12 %	0,48	39,68 %
<b>NCEP</b>						
Stations	Période	Observation	Modélisation	Biais moyen	Corrélation	RMSE
<b>AWS 3</b>	2005-2008	60,67 %	90,76 %	30,09 %	0,40	39,30 %

Tableau 5.12. - Statistiques journalières pour la validation de l'humidité relative basées sur les données d'observation de la station AWS 3.

Nous remarquons en premier lieu que l'humidité relative au sommet est très faible, et compte tenu des températures constamment négatives, l'atmosphère est très sèche au sommet. Le modèle surestime de manière générale l'humidité relative au sommet. En effet, l'humidité moyenne est de 91%, cela veut dire que le MAR représente une atmosphère proche de la saturation. Si l'on se reporte aux sections 5.3. et 5.4., le modèle est cohérent avec lui-même. Comme il simule de la pluie en quantité abondante au sommet et une nébulosité trop élevée, il est normal que la valeur d'humidité relative soit beaucoup trop haute. La corrélation entre les observations et les sorties du modèle indique que le modèle ne représente pas correctement les variations journalières de l'humidité relative. De plus, il n'est pas capable de modéliser la saisonnalité de cette variable, qui diminue de manière générale pendant la saison sèche.

## 5.7. Pression atmosphérique

L'analyse statistique de la pression est basée tout comme les analyses précédentes sur les données journalières issues de la station AWS 3 située au sommet du Kilimandjaro.

<i>Journalières</i>						
<b>ERA</b>						
Stations	Période	Observation	Modélisation	Biais moyen	Corrélation	RMSE
<b>AWS 3</b>	2005-2008	501,76 hPa	511,55 hPa	9,79 hPa	0,85	9,79 hPa
<b>NCEP</b>						
Stations	Période	Observation	Modélisation	Biais moyen	Corrélation	RMSE
<b>AWS 3</b>	2005-2008	501,76 hPa	512,16 hPa	10,40 hPa	0,81	10,40 hPa

Tableau 5.13. – Statistiques journalières pour la validation de la pression basées sur les données d'observation de la station AWS 3.

La corrélation entre les observations et le modèle est forte ( $> 0,50$ ), ce qui nous permet d'affirmer que le modèle est capable de bien représenter les variations de pression au sommet du Kilimandjaro. La pression est une variable qui est issue des réanalyses et qui est modélisée sur toute la Terre par les MCG. C'est une variable qui dépend donc peu des conditions climatiques de la région, mais uniquement de la topographie et de la circulation atmosphérique à large échelle. La pression modélisée par le MAR dépend donc des conditions aux limites. Ainsi, le fait que la corrélation ne soit pas encore tout à fait excellente provient essentiellement de la qualité des réanalyses disponibles pour l'Afrique. Le biais moyen entre la pression modélisée par le MAR et la pression mesurée au sommet du Kilimandjaro résulte uniquement de la différence d'altitude entre le pixel du sommet et l'altitude réelle de la station. Le MAR simule donc une pression plus élevée car l'altitude du pixel central est inférieure de 200 mètres environ par rapport à l'altitude réelle.

## 5.8. Le modèle CARAIB

CARAIB est un modèle dynamique de végétation développé par Louis François du Laboratoire de Physique Atmosphérique et Planétaire de l'Université de Liège. Ce modèle permet de simuler la végétation en fonction du climat et du type de sol, de l'échelle locale à globale et sur plusieurs échelles temporelles. Il est composé d'un module hydrologique qui permet d'estimer la quantité d'eau dans le sol disponible pour la végétation, mais également un module de carbone, qui permet de

calculer les flux et les puits entre les différents réservoirs terrestres (photosynthèse, respiration autotrophe et hétérotrophe ...). Ces deux modules sont complétés par un module de germination, qui modélise la dispersion des graines, et d'un module de mortalité qui gère le cycle de vie de chaque type de plante en fonction du stress hydrique et thermique. Le modèle est capable de représenter 26 types de plantes fonctionnelles et différentes en fonction du climat.

Nous nous sommes servis du modèle CARAIB afin de valider de manière qualitative le modèle MAR. En effet, CARAIB nécessite un forçage avec des données d'entrée climatiques qui vont lui permettre de simuler la végétation correspondante. Ces données sont la température de l'air, les précipitations, le pourcentage d'ensoleillement, l'humidité relative de l'air et la vitesse du vent. Il est donc intéressant d'étudier si les sorties du MAR permettent au modèle CARAIB de simuler la bonne végétation sur la région du Kilimandjaro. Pour se faire, nous avons donc forcé CARAIB avec les sorties du MAR forcé lui même par les NCEP, car ces réanalyses donne de meilleure résultats sur notre zone, si l'on se réfère aux sections précédentes. A titre de comparaison, nous avons également forcé CARAIB par les données du CRU (Climatic Research Unit). Ces données sont constituées de moyennes mensuelles obtenues à partir de données de stations météorologiques moyennées sur la période 1961-1990. Les données de ces stations météorologiques ont été interpolées sur une grille latitude, longitude et élévation afin de couvrir toute la planète, avec une résolution de 0,5.

La figure 5.7., montre les cartes des biomes issues du modèle forcé d'une part par les sorties du MAR (a) et d'autre part par les données du CRU (b). La différence principale se situe au niveau de la plaine au pied du Kilimandjaro. En effet, CARAIB forcé par le MAR simule dans cette zone une végétation de type savane et prairie tropicale, alors que lorsqu'il est forcé par les données du CRU, il simule une part plus importante de forêt et de savane boisé ouverte. Cette différence résulte du fait que les quantités de précipitations des données du CRU sont le double de celle modélisée par le MAR pour cette région. Nous pouvons également remarquer que le MAR entraîne l'apparition d'un nouveau biome au sommet du Kilimandjaro qui est la forêt de type boréale ou montagnarde. L'étagement est sinon sensiblement le même pour les deux forçages. Le refroidissement en altitude entraîne la transformation de la végétation en prairie et toundra. On remarque que le modèle CARAIB est parfaitement capable de modéliser la calotte glaciaire et l'absence de végétation au sommet du Kibo.

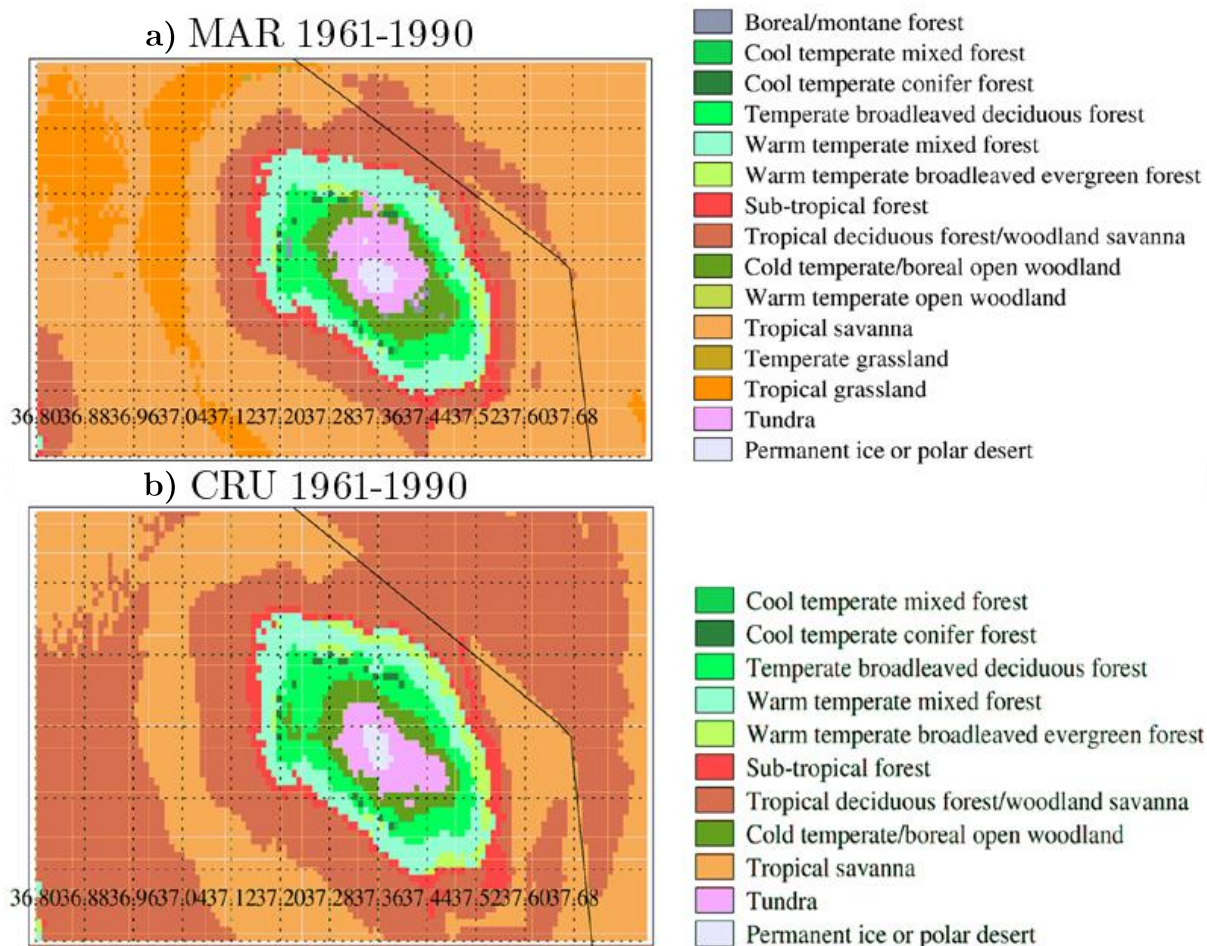


Figure 5.7. – Répartition des biomes simulé par le modèle CARAIB forcé par les sorties du MAR (a) et par les données du CRU (b) sur la période 1961-1990

Nous avons par la suite comparé les sorties du modèle CARAIB avec des cartes de végétation du Kilimandjaro, afin de vérifier le degré d'exactitude du modèle par rapport à la réalité (figure 5.8. a) et b)). CARAIB est capable de représenter le bon étagement de la végétation si l'on regarde les équivalences entre la cartes et les sorties du modèle. Cependant, nous pouvons remarquer que la plaine au pied du Kilimandjaro est de type savane ou prairie, avec des zones cultivées par l'homme. Les zones cultivés et influencé par l'homme (plantation, jardins...) ne sont pas représentées par le module CARAIB. Cependant, au vue des comparaisons entre les sorties du modèle et des cartes de végétation, nous pouvons affirmer que CARAIB forcé par le MAR, donne de meilleurs résultats sur la région du Kilimandjaro que lorsqu'il est forcé par les données du CRU.

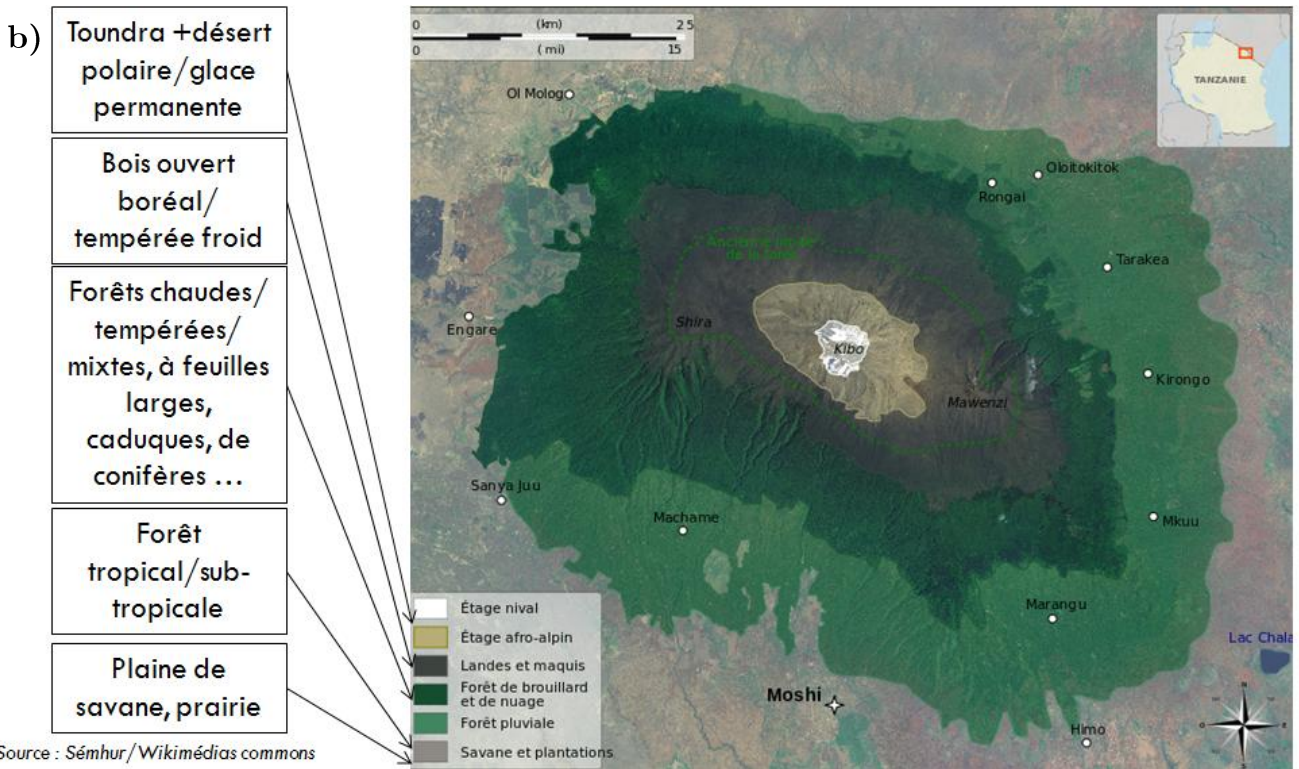
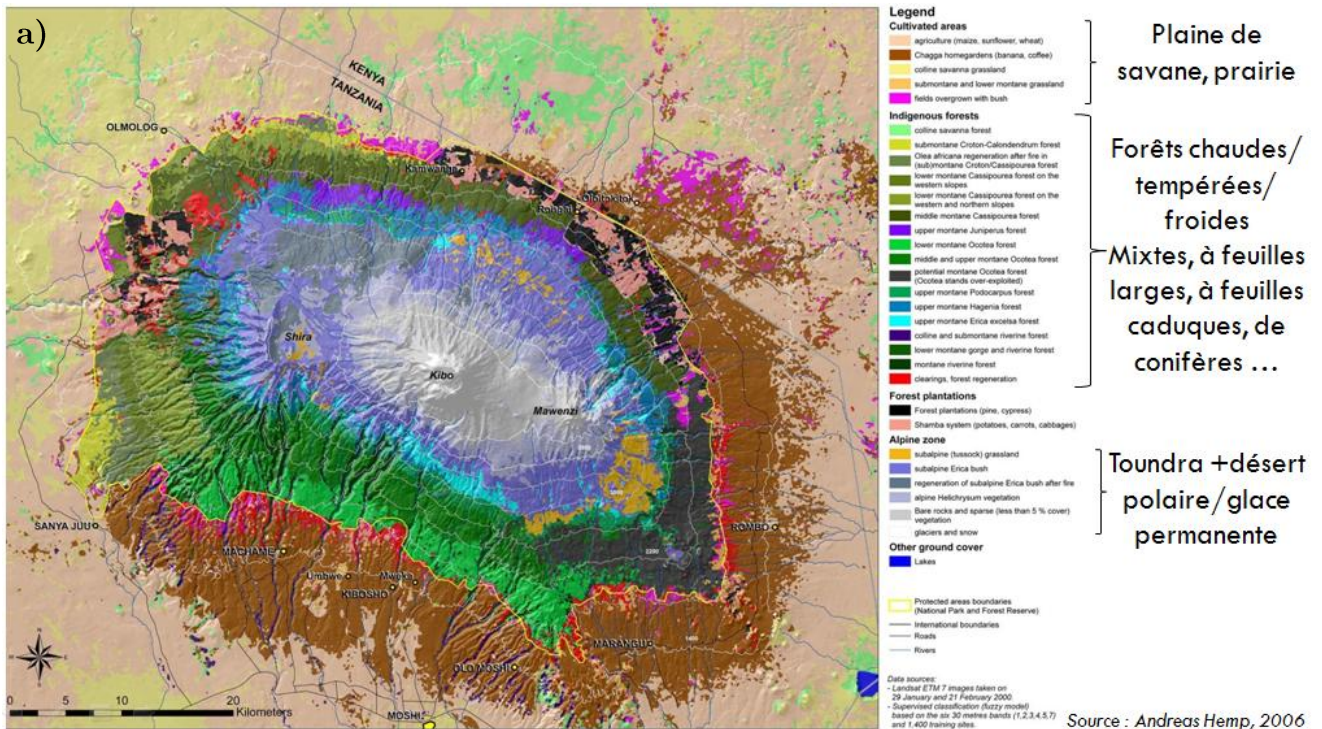


Figure 5.8. – Cartes représentant l'étagement de la végétation dans la région du Kilimandjaro et correspondance avec les biomes modélisés par CARAIB. a) Annexe 1 et 2 - Source : Andreas HEMP, 2006 – Vegetation of Kilimanjaro : hidden endemics and missing bamboo, African Journal of Ecology, Volume 44, Issue 3, pages 305–328, September 2006. b) Annexe 3 - Source : Wikimédias commons - Sémhur

## 5.7. Synthèse

Ce chapitre a démontré que le modèle MAR n'est pas capable de représenter de manière correcte les variations du climat de notre région. En effet, les corrélations journalières sont non statistiquement robustes, voir anti-corrélées pour la plupart des variables. Il est donc impossible pour le MAR de représenter les variations journalières du climat. Cependant, le modèle semble mieux représenter la saisonnalité du climat, c'est-à-dire qu'il est capable de différencier les conditions lors des saisons sèches, des conditions lors des saisons des pluies. D'une manière générale, le MAR forcé par les NCEP nous donne de meilleurs résultats si l'on regarde à la fois la corrélation et le range des valeurs simulées par rapport aux valeurs observées. Lorsqu'il est forcé par les ERA, le MAR simule toujours de manière excessive (précipitations, bilan de masse,...) ou insuffisante les quantités. Néanmoins, les ERA sont à même de produire des données plus en adéquation avec la variabilité interannuelle (meilleure corrélation que pour les NCEP).

La différence entre les sorties du MAR qu'il soit forcé par les NCEP ou par les ERA, reste cependant importante et démontre donc que les réanalyses sur l'Afrique restent très mauvaises, comme le montre la comparaison avec la pression (Section 5.7.) où une corrélation  $> 0,95$  aurait été attendue. Effectivement, l'Afrique est un continent peu instrumentalisé au niveau des stations météorologiques, sondages atmosphériques,... et par conséquent, les réanalyses sont « pauvres » en données d'observations terrestres assimilées. Par ailleurs, l'interpolation des données, biaise de manière significative ces réanalyses car les stations sont très distantes les unes par rapport aux autres. Il est donc difficile avec le peu de données fournies de produire des sets de réanalyses de qualité sur l'Afrique. Si l'on veut que le MAR soit capable de tourner parfaitement sur l'Afrique de manière générale, il faudra sensiblement améliorer la qualité des réanalyses.

Malgré cela, le forçage du modèle CARAIB par les sorties du MAR nous permet de voir que le climat simulé par ce dernier permet de représenter au minimum et de manière homogène les conditions climatiques de la région. Effectivement, les sorties de CARAIB forcé par le MAR offre un bien meilleur résultat que les sortie du modèle forcé par les données du CRU.





# Chapitre 6

## Résultats et discussion

---

Le chapitre précédent nous a permis de montrer que le MAR était capable de représenter les variations interannuelles du climat. Sur cette base, nous avons étudié par la suite l'évolution du climat et de l'accumulation neigeuse, depuis 1951, et tiré des tendances à partir des sorties du modèle forcé par les deux sets de réanalyses. Dans un deuxième temps, nous avons analysé la corrélation des précipitations et du vent modélisés par le MAR, avec les épaisseurs des varves du Lac Chala, afin de déterminer si le modèle est capable de représenter l'influence des événements El Niño/La Niña.

### 6.1. Evolution des facteurs physiques et climatiques

Tout d'abord, nous nous sommes focalisés sur les changements climatiques dans la région du Kilimandjaro qui ont eu une influence sur le bilan de masse de la calotte du Kibo. Pour cela, nous avons étudié l'évolution annuelle des variables principales qui jouent un rôle essentiel dans les processus physiques de la fonte, c'est-à-dire la température, les précipitations, le bilan radiatif et ses composantes, ainsi que la nébulosité, la température de surface ... Sachant que le modèle n'est pas valide au sommet du Kilimandjaro du fait de l'utilisation de l'hypothèse hydrostatique, nous avons décidé d'étudier l'évolution de ces variables moyennées sur l'ensemble de notre domaine d'intégration, en prenant soin d'ôter une zone de 10 pixels de chaque côté du domaine, afin de ne pas être influencé par les valeurs aux frontières qui sont forcées par les réanalyses. Faire des moyennes annuelles sur tout le domaine permet de représenter l'évolution climatique à l'échelle de la région et non pas seulement au sommet du Kilimandjaro. En effet, les variations climatiques qui impactent le sommet du Kilimandjaro découlent de variations qui affectent toute la zone tropicale de l'Afrique de l'Est.

Nous avons étudié les variations de ces variables de manière qualitative, d'une part, au moyen de graphiques, et de manière quantitative en appliquant des régressions linéaires afin de déterminer les tendances linéaires de l'évolution annuelle de chaque variable sur la période 1951-2014 (Annexe 4). Par la suite, nous avons

déterminé la significativité statistique de cette tendance, c'est-à-dire est ce qu'il y a une réelle augmentation/diminution, en calculant la marge d'incertitude associée à la tendance. Pour se faire nous avons utilisé la méthode de Snedecor et Cochran (1971), basée sur la marge d'incertitude pour l'intervalle de confiance 95% (Annexe 5). Pour être significative, la tendance doit être supérieure à la marge d'incertitude. Les tableaux 6.1. et 6.2. présentent, pour les variables principales, la tendance et la marge d'incertitude, ainsi que l'évolution sur la période complète de simulation.

<b>NCEP</b>			
<b>VARIABLES</b>	<b>TENDANCE</b> <i>annuelle</i>	<b>INCERTITUDE</b> <i>annuelle</i>	<b>EVOLUTION</b> (1951-2014)
Température (°C)	0,021	0,004	1,34
Précipitations (mm)	- 3,23	1,23	- 206,72
Humidité relative (%)	- 0,078	0,02	- 4,90
Rayonnement solaire descendant (W/m <sup>2</sup> )	0,21	0,06	13,44
Rayonnement IR incident (W/m <sup>2</sup> )	- 0,07	0,04	- 4,48
Nébulosité	- 0,002	0,0005	- 0,128

Tableau 6.1. – Tendance et incertitude des moyennes annuelles et évolution des variables principales (unités de la variable) du MAR forcé par les NCEP sur la période 1951-2014

<b>ERA</b>			
<b>VARIABLES</b>	<b>TENDANCE</b> <i>annuelle</i>	<b>INCERTITUDE</b> <i>annuelle</i>	<b>EVOLUTION</b> (1960-2014)
Température (°C)	0,017	0,004	0,94
Précipitations (mm)	- 7,38	3,03	- 405,90
Humidité relative (%)	- 0,052	0,02	- 2,86
Rayonnement solaire descendant (W/m <sup>2</sup> )	0,29	0,09	15,95
Rayonnement IR incident (W/m <sup>2</sup> )	- 0,02	0,04	- 1,10
Nébulosité	- 0,002	0,0007	- 0,110

Tableau 6.2. – Tendance et incertitude des moyennes annuelles et évolution des variables principales (unités de la variable) du MAR forcé par les ERA sur la période 1960-2014

### 6.1.1. Evolution de la température

La température de l'air (à 3m ici au dessus de la surface) est un facteur important car c'est elle qui va régir la fonte de la calotte au sommet. Si elle est positive, le glacier va fondre par ruissellement de surface, alors que si elle est négative, il va y avoir sublimation. La figure 6.1. montre l'évolution de la température sur l'ensemble de la région du Kilimandjaro sur la période 1951-2014.

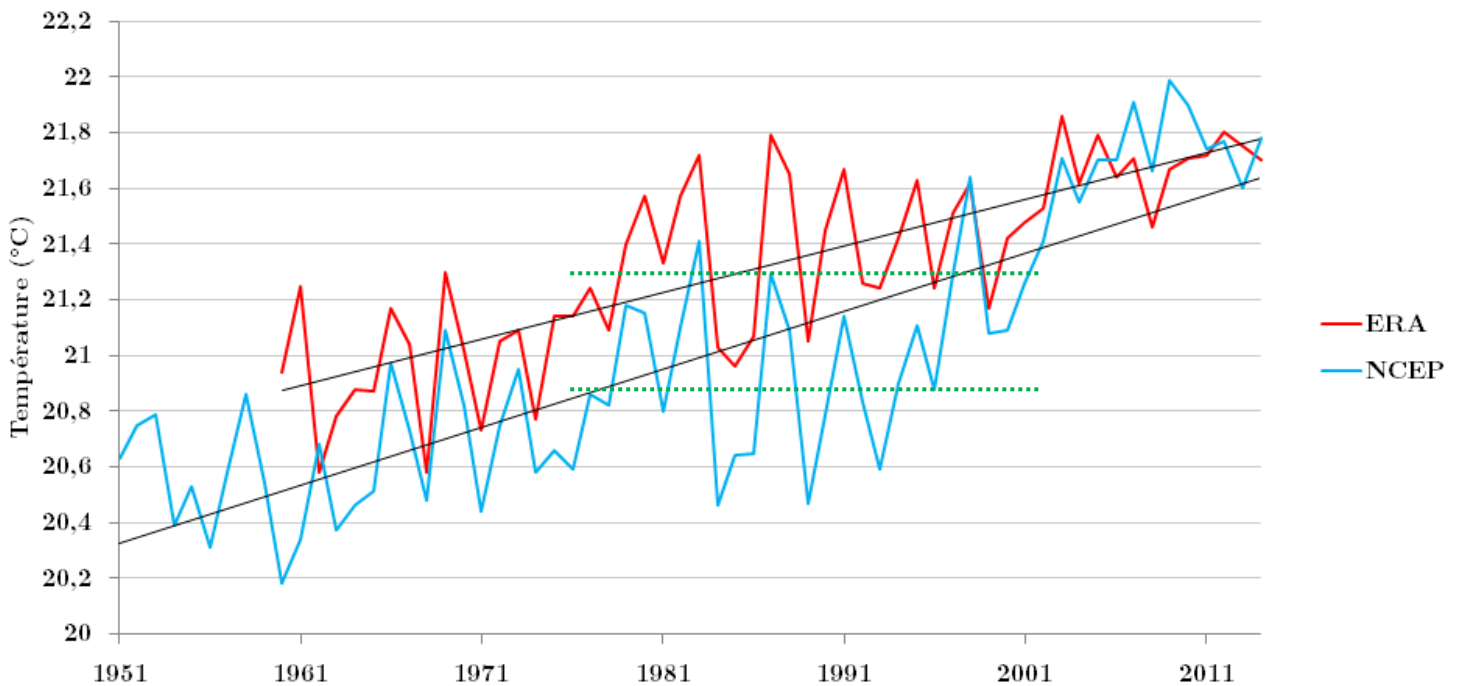


Figure 6.1. – Evolution de la température sur l'ensemble du domaine modélisée par MAR-NCEP (courbe bleue) et par MAR-ERA (courbe rouge), sur la période 1951-2014.

Tout d'abord nous pouvons voir que les deux sets de réanalyses sont faiblement corrélées, et en particulier avant 1979 et après 2003, alors que, d'une manière générale, lorsque l'on force le modèle MAR par les NCEP et les ERA, les courbes sont parfaitement corrélées (FETTWEIS, 2015). Ce qui confirme le fait que la qualité des réanalyses pour l'Afrique n'est pas aussi bonne que pour d'autres régions du monde. Cependant, ces dernières montrent la même évolution sur la période, c'est-à-dire une augmentation significative de la température d'environ  $0,02^{\circ}\text{C}$  par an et qui mène à une augmentation d'un  $1,3^{\circ}\text{C}$  sur 64 ans pour MAR-NCEP et  $0,9^{\circ}\text{C}$  sur 55 ans pour MAR-ERA. Cette hausse significative pourrait être à l'origine de l'accélération du retrait des glaces du Kibo. Toutefois, la température semble avoir connue une période de stabilité dans son évolution (courbe pointillée verte), entre les années 1970 et 2000. Par ailleurs, si nous nous intéressons à l'évolution de la température au sommet, comme le montre la figure 6.2., nous pouvons facilement voir que la température de l'air au sommet ne se comporte pas de la même manière.

En effet, même si la tendance est à l'augmentation (Annexe 6b et 7b), de  $0,001^{\circ}\text{C}$  par an pour MAR-NCEP et de  $0,004^{\circ}\text{C}$  par an pour MAR-ERA, elle n'est pas statistiquement significative. La température au sommet ne s'est donc pas réchauffée de manière considérable sur les 64 dernières années, pour entraîner une accélération de la fonte en surface.

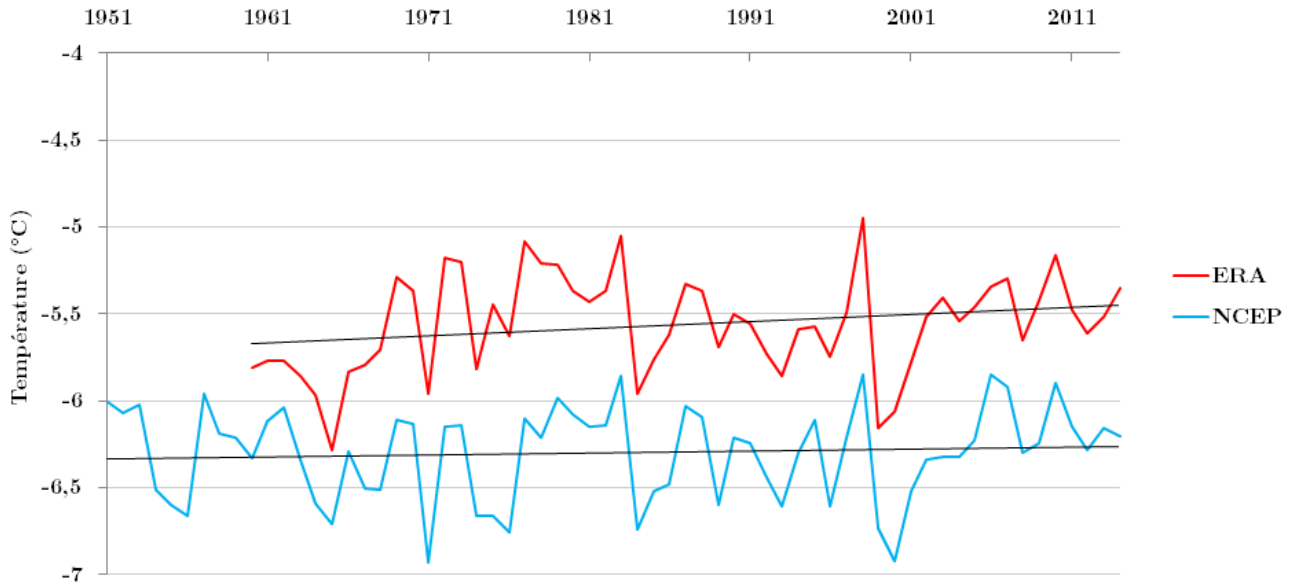


Figure 6.2. – Evolution de la température de l'air au sommet du Kibo, sur l'ensemble du domaine modélisée par MAR-NCEP (courbe bleue) et par MAR-ERA (courbe rouge), sur la période 1951-2014.

Nous nous sommes intéressé de plus près au fait que le comportement de la température ne soit pas le même en surface et au sommet du Kilimandjaro. Pour ce faire, nous avons étudié l'évolution de la température de l'air sur l'ensemble de la région du Kilimandjaro que nous avons modélisée dans le MAR, sur la période 1951-2014 et à différents niveaux de pression (les principaux). Nous nous sommes basé sur la température moyenne annuelle des réanalyses brutes NCEP Reanalyses 1 car elles couvrent toute la période étudiée, aux niveaux de pression 1000 hPa, 925 hPa, 850 hPa, 700hPa, 600 hPa, 500 hPa et 400 hPa. Nous avons calculé les tendances et les marges d'incertitude, avec la méthode de Snedecor et Cochran (1971) (Annexe 5), afin de voir comment ces dernières se comportaient avec l'altitude. Le tableau 6.3. résume les résultats obtenus pour chaque niveau.

Pression (hPa)	1000	925	850	700	600	500	400
Tendance annuelle (°C)	0,02	0,02	0,02	0,02	0,005	0,001	0,001
Incertitude annuelle (°C)	0,004	0,004	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003
Evolution (1951-2014) (°C)	1,28	1,28	1,28	1,28	0,32	0,064	0,064

**Tableau 6.3. – Tendance, incertitude et évolution de la température de l’air des NCEP 1 à différents niveaux de pressions sur la période 1951-2014**

Dans un premier temps, nous pouvons remarquer que la tendance montrée par les NCEP sur la période est la même que celle modélisée par MAR-NCEP, que ce soit pour la température en plaine (à 0,10°C près) ou pour la température au sommet. De plus, nous pouvons voir que la tendance à l’augmentation de la température, sur la période, tend à diminuer avec l’altitude, ce qui explique pourquoi la tendance est nulle au sommet. En effet, la température en plaine (1000 hPa) a augmenté de 1,28°C en 55 ans alors qu’au sommet (entre 500 et 400 hPa), l’augmentation n’a été que de 0,06°C sur la même période. La température de l’air au sommet n’est pas donc pas influencée de la même manière par le réchauffement de la surface, que la température dans la plaine. Il serait intéressant d’essayer de comprendre pourquoi la tendance est plus faible au sommet, au dessus de 500 hPa, mais c’est hors contexte de notre travail. La surface et sa rugosité n’ont plus d’impact de manière générale sur les mouvement de l’air, et dans ce cas ci sur la température.

### ***6.1.2. Evolution des précipitations***

Les précipitations sont également un facteur important pour le bilan de masse du glacier. En effet, ces dernières sont à l’origine de la croissance des glaciers grâce à l’accumulation neigeuse. Leur rôle est donc primordial, car sans précipitations, un glacier est voué à disparaître en raison d’une ablation continue. La figure 6.3. présente l’évolution de la quantité de précipitations sur l’ensemble du domaine. Les valeurs annuelles ont été obtenues par sommation des précipitations moyennes journalières sur l’ensemble du domaine. Comme pour les températures, nous remarquons que les courbes ne présentent aucune corrélation entre elles. La variabilité interannuelle est beaucoup plus importante avec les ERA. MAR-NCEP semble suggérer un climat plus stable au niveau des précipitations.

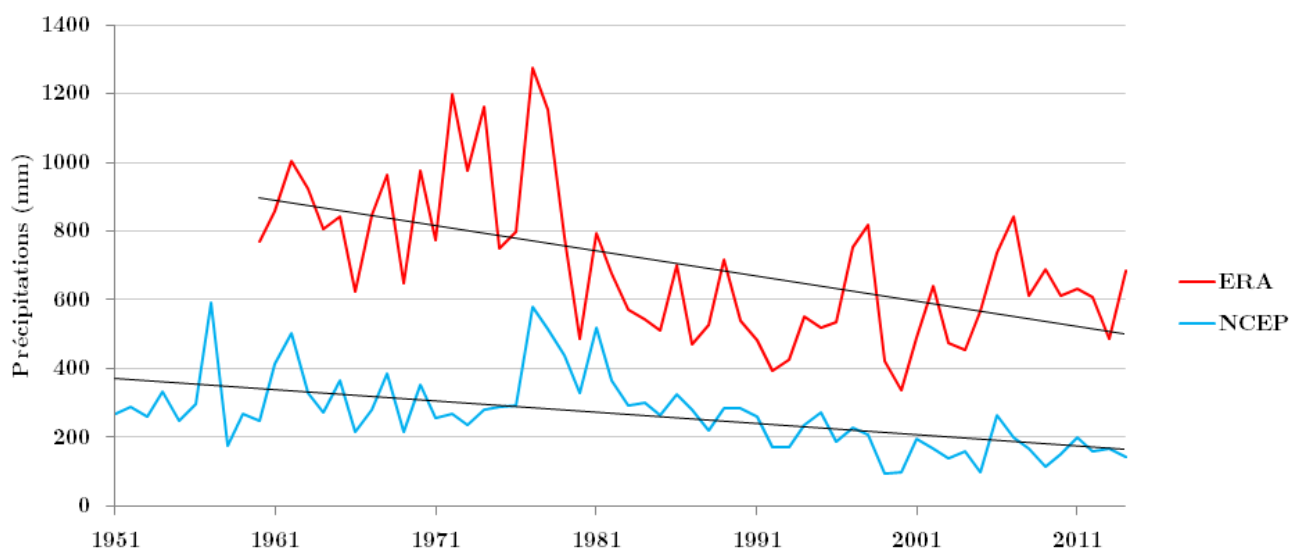


Figure 6.3. – Evolution des précipitations sur l’ensemble du domaine modélisées par MAR-NCEP (courbe bleue) et par MAR-ERA (courbe rouge), sur la période 1951-2014.

Nous pouvons remarquer, qu’à l’inverse des températures, les précipitations ont plutôt connue une diminution au cours des 64 dernières années. Cette diminution est beaucoup plus marquée pour les ERA, puisque la tendance est de  $-7,38 \text{ mm/an}^2$ , contre  $-3,23 \text{ mm/an}^2$  pour les NCEP. En 1979, nous avons un saut dans la quantité des précipitations simulées par MAR-ERA correspondant au passage des ERA-40 (1958-1978) aux ERA-Interim (1979-2014) pour forcer le MAR. Les ERA-40 sont connues pour surestimer l’humidité dans la haute atmosphère. Biais qui a été corrigé dans les ERA-Interim. Dès lors la tendance obtenue avec MAR-ERA est probablement moins robuste. La diminution des précipitations dans la région du Kilimandjaro entraîne une diminution de l’accumulation neigeuse au sommet de la calotte. En effet, les précipitations neigeuses gouvernent la partie accumulation du bilan de masse des glaciers. Si l’accumulation diminue et que la fonte augmente, les glaciers sont voués à disparaître.

### 6.1.3. Evolution de l’humidité relative et de la nébulosité

Les prochains paramètres étudiés sont l’humidité relative et la nébulosité. En effet, ces deux variables jouent un rôle important d’une part sur la sublimation pour l’humidité relative, et d’autre part sur la quantité de rayonnement qui va être absorbé et réfléchi, pour la nébulosité. La figure 6.4. présente dans un premier temps l’évolution de l’humidité relative sur l’ensemble de la région du Kilimandjaro.

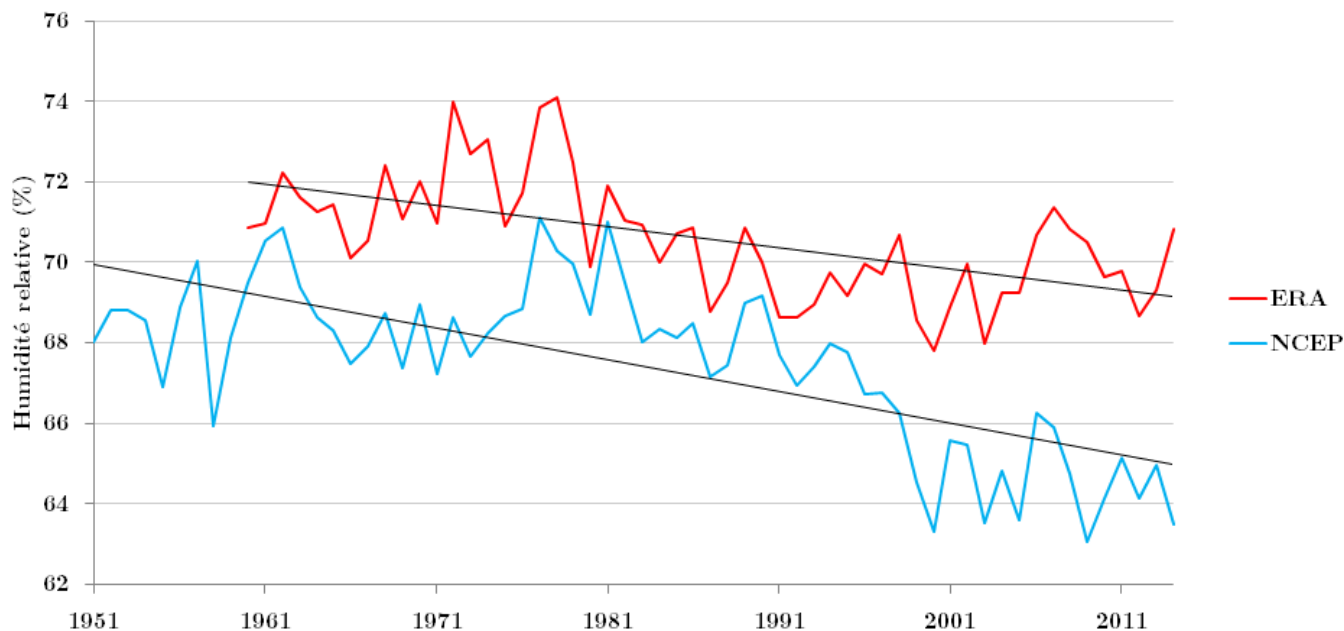


Figure 6.4. – Evolution de l’humidité relative sur l’ensemble du domaine modélisée par MAR-NCEP (courbe bleue) et par MAR-ERA (courbe rouge), sur la période 1951-2014.

De manière générale, l’humidité relative a diminué significativement sur la période 1951-2014. Le MAR forcé par les NCEP présente une diminution plus marquée, avec un taux de diminution de 0,08 % par an contre un taux de 0,05 % par an lorsqu’il est forcé par les ERA. L’humidité relative a donc diminué de 3% en 55 ans pour MAR-ERA contre 5% en 64 ans pour MAR-NCEP. L’atmosphère s’est donc asséchée sur la région du Kilimandjaro. Nous pouvons distinguer la période de transition entre les ERA-40 et les ERA-Intérim marquée par une diminution de l’humidité, qui correspond à la période retrouvée dans les séries des précipitations et de la température. La période de transition est plus sèche car les précipitations étaient moins abondantes lors du passage des ERA-40 aux ERA-Intérim.

Globalement, la diminution de l’humidité relative joue un rôle sur la sublimation au sommet du Kilimandjaro. Effectivement, l’air s’est également asséché au sommet si l’on se réfère aux valeurs de la tendance de l’humidité relative dans les Annexes 6b et 7b. Cet assèchement de l’air, combiné au vent va entraîner une augmentation du processus de sublimation à la surface du glacier. En effet, la sublimation ne peut se produire que si l’air à la surface du glacier n’est pas saturé en humidité, car la vaporisation de la glace libère de l’humidité dans l’air. L’assèchement de l’air est donc un facteur favorable pour la sublimation, qui va s’accroître au cours des années. Cependant, il est impossible de vérifier que la sublimation modélisée a augmenté depuis 1951, car le modèle est biaisé au sommet du Kilimandjaro, et il simule plutôt de la déposition au lieu de sublimer la glace (voir section précédente).

Dans un deuxième temps, nous avons analysé l'évolution de la nébulosité sur la période. La figure 6.5. nous montre cette évolution sur la période 1951-2014. La nébulosité est exprimée en fraction du ciel couvert par les nuages. Ici encore, nous pouvons voir que la nébulosité sur l'ensemble du domaine a diminué au cours de la période simulée, aussi bien lorsque le modèle est forcé par les ERA que par les NCEP. La tendance est la même pour les deux réanalyses, ce qui donne une diminution totale de 13 % pour les MAR-NCEP et de 11 % pour MAR-ERA. Là aussi, nous retrouvons comme pour l'humidité relative, la transition entre les ERA-40 et les ERA-Intérim, avec une nébulosité plus faible.

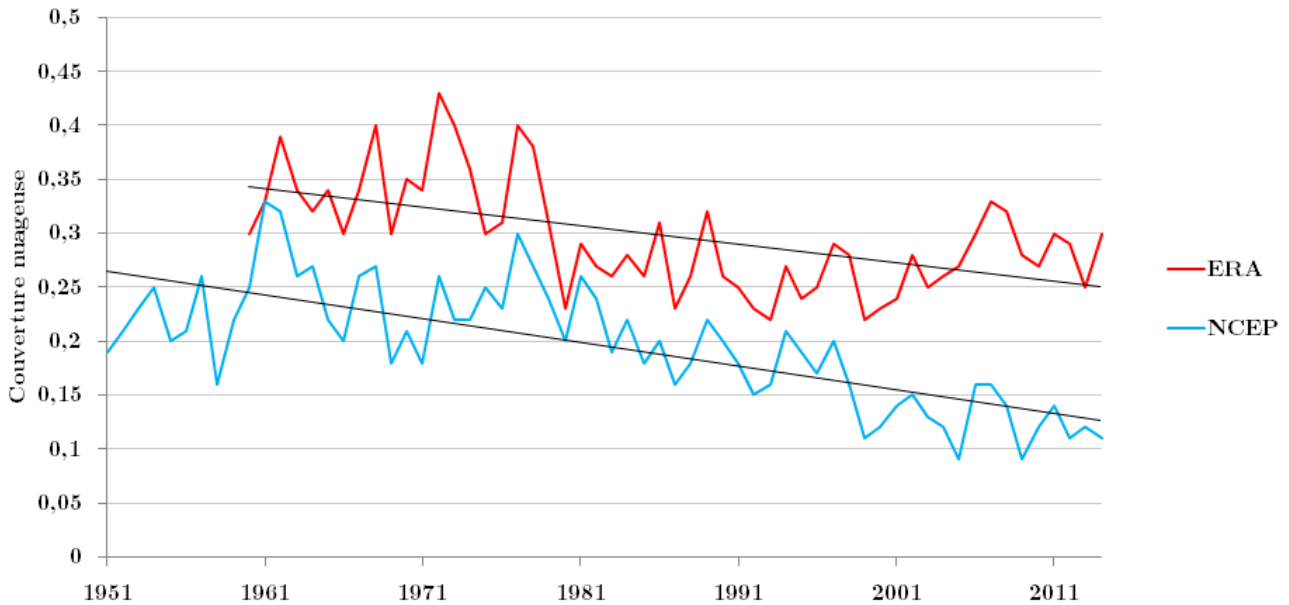


Figure 6.5. – Evolution de la nébulosité sur l'ensemble du domaine modélisée par MAR-NCEP (courbe bleue) et par MAR-ERA (courbe rouge), sur la période 1951-2014.

Cette diminution générale de la nébulosité va jouer un rôle important sur le bilan radiatif. Effectivement, les nuages absorbent d'une part le rayonnement solaire et le rediffuse vers la surface et l'espace en quantité moins importante par rapport au rayonnement solaire direct qui arrive immédiatement à la surface. Par ailleurs, la réflectivité des nuages peut être très importante (de l'ordre de l'albédo de la neige fraîche) et ainsi réfléchir une partie importante du rayonnement solaire. Si la nébulosité diminue, une part beaucoup plus importante de rayonnement solaire direct arrivera en surface. La nébulosité joue aussi un rôle sur le rayonnement thermique. En effet, les nuages jouent le rôle d'un bouclier protecteur qui empêche la surface de se refroidir. Or si la nébulosité diminue, le rayonnement thermique émis par la surface va avoir tendance à s'échapper vers l'espace, car il est beaucoup moins retenu par la couverture nuageuse. Cependant l'augmentation de la concentration en gaz à effet de serre va avoir pour conséquence de contrer ce phénomène et donc maintenir une température plus élevée en surface.



#### 6.1.4. Evolution du bilan radiatif

Pour finir, nous nous sommes penchés sur l'évolution du bilan radiatif, et en particulier sur le rayonnement incident (solaire et infrarouge). Ainsi, nous essayerons dans cette partie de relier l'évolution de la nébulosité, vue dans la section précédente, avec l'évolution des différents flux incidents modélisés par le modèle. Le rayonnement solaire et le rayonnement infrarouge incidents sont les flux qui ont un impact plus important sur le bilan de masse du glacier. La figure 6.6. représente l'évolution du rayonnement solaire descendant (a) et du rayonnement infrarouge incident (b). Le rayonnement solaire modélisé est la somme du solaire direct et du solaire diffus, c'est-à-dire réfléchi et diffusé par l'atmosphère et les nu

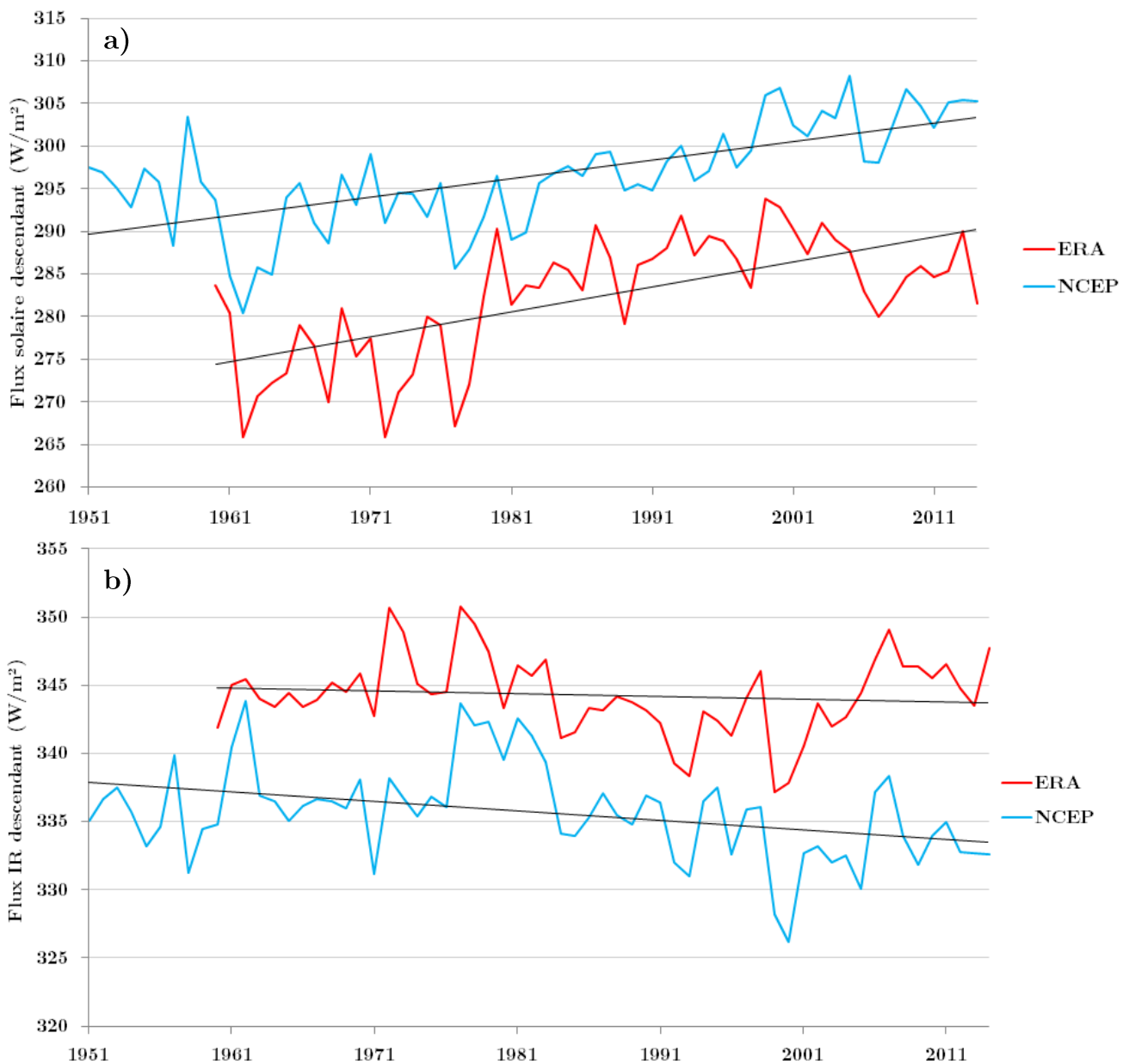


Figure 6.6. – Evolution du rayonnement solaire descendant a) et du rayonnement infrarouge incident b) sur l'ensemble du domaine modélisés par MAR-NCEP (courbe bleue) et par MAR-ERA (courbe rouge), sur la période 1951-2014.

Le rayonnement solaire a évolué de la même manière lorsque le modèle est forcé par les NCEP et par les ERA. Il a connu une augmentation significative sur les dernières années. En effet, avec une hausse moyenne de  $0,21 \text{ W/m}^2$  par an pour MAR-NCEP et une hausse de  $0,29 \text{ W/m}^2$  par an pour MAR-ERA, le rayonnement solaire a augmenté en moyenne de  $14 \text{ W/m}^2$ . Le rayonnement thermique incident a quant à lui, diminué sur la période, mais si la tendance est significative pour MAR-NCEP ( $-0,07 \text{ W/m}^2$  par an), elle ne l'est pas pour MAR-ERA ( $-0,02 \text{ W/m}^2$  par an). Le rayonnement infrarouge a diminué mais pas de manière aussi importante, si nous comparons cette évolution à celle du rayonnement solaire descendant.

Cette évolution est corrélée à celle de la couverture nuageuse sur l'ensemble du domaine (voir Section précédente – figure 6.5.). En effet, la diminution de la nébulosité est à l'origine de l'augmentation du rayonnement solaire incident d'une part (en surface) et de la diminution du rayonnement thermique descendant d'autre part. Cette augmentation du rayonnement solaire descendant contribue donc au réchauffement de la surface des glaciers. Si la surface du glacier est suffisamment réchauffée pour que sa température soit positive au zénith du soleil, alors le phénomène de fonte de surface va s'ajouter au processus de sublimation pour faire fondre le glacier.

Le rayonnement thermique descendant, quant à lui, connaît une diminution qui est cependant beaucoup moins importante vis-à-vis de l'augmentation du rayonnement solaire. Ceci provient du fait que le rayonnement infrarouge n'est pas seulement émis par les nuages, mais également par les gaz à effet de serre. Nous pouvons donc être amenés à penser que l'augmentation de la concentration en gaz à effet de serre dans l'atmosphère compense en quelque sorte la diminution de la nébulosité. La période de transition entre les ERA-40 et les ERA-Intérim, qui est une période plus sèche, a accentué l'augmentation du rayonnement solaire descendant et la diminution du rayonnement infrarouge incident.

### **6.1.5. Synthèse**

En résumé, l'accélération de la fonte de la calotte du Kibo est due à une combinaison de l'évolution des paramètres climatiques et physiques qui régissent la fonte. En effet, la diminution des précipitations entraîne une accumulation neigeuse moins importante, et l'assèchement de l'air favorise le processus de sublimation. Il y a donc moins de matière à fondre et l'augmentation de l'ablation prend le pas sur l'accumulation, entraînant une diminution générale de la masse gagnée par la calotte. Si nous regardons l'évolution de tous les paramètres ensemble, il en ressort le fait que le rôle de la nébulosité est plus important que celui de la température, car l'évolution de la température de l'air au sommet du Kilimandjaro (Annexe 6b) et 7b)) n'est pas

significative par rapport à l'évolution de la nébulosité. La diminution de la nébulosité entraîne une augmentation de la quantité de rayonnement solaire qui arrive à la surface de la calotte, et favorise la fonte. De plus, la diminution du flux infrarouge descendant nous indique que l'augmentation de la température n'est pas suffisante par rapport à la diminution de la couverture nuageuse. En effet, si la température de l'air augmente, le flux thermique émis par l'atmosphère devrait également augmenter et entraîner plus de fonte. Or la température au sommet de la calotte (proche de la température de l'atmosphère libre) n'a pas augmenté contrairement à la température en plaine. Ce serait principalement la diminution de la nébulosité, des précipitations, de l'humidité relative et l'augmentation du rayonnement solaire qui ont entraîné une accélération dans le retrait de la calotte du Kibo.

## **6.2. Corrélation des précipitations et du vent avec les évènements El Niño et La Niña**

Dans un second temps, nous avons voulu voir si le MAR était capable de simuler les années El Niño et La Niña, dont nous avons vu l'impact sur le climat précédemment, (Chapitre 2 – Section 2.3.) sur les précipitations et le vent. Nous avons donc analysé la corrélation entre les sorties du modèle et l'indice Niño 3.4 et l'épaisseur des varves.

La corrélation entre l'épaisseur des varves du lac Chala et l'indice Niño 3.4 a été démontrée par Wolff dans son étude de 2011. Il a notamment démontré que cette épaisseur variait en fonction des conditions climatiques et principalement en fonction des précipitations et de la vitesse du vent. Ainsi une année plus sèche que la normale et plus venteuse produit des couches beaucoup plus épaisses qu'une année très pluvieuse et moins venteuse, en raison d'un meilleur brassage des sédiments et donc une déposition plus importante. Grâce à cette évolution, il a réussi à montrer que cette épaisseur anormalement fine ou épaisse, était reliée aux évènements El Niño et La Niña, par le biais de l'indice Niño 3.4 ( $R = -0,48$ ). Cet indice fait partie des nombreux indices décrivant l'Oscillation Australe, et est basé sur la température de surface de l'océan Pacifique, dans le but de définir les années El Niño/La Niña. Niño 3.4 est appelé ainsi car il recoupe les zones des indices Niño 3 et Niño 4. Il représente l'anomalie moyenne de la température de surface entre les latitudes 5°N et 5°S et les longitudes 170°W et 120°W, autrement dit sur la région équatoriale de l'océan Pacifique. Cette région a l'avantage de présenter une très grande variabilité temporelle. De plus elle est située tout proche de la zone où les changements de la température de surface sont très importants, entraînant la formation du phénomène El Niño/La Niña.

A partir de cela, nous avons décidé de voir si les sorties du MAR pour le vent et les précipitations montraient une corrélation avec l'épaisseur des varves et donc l'indice Niño 3.4, afin d'en déduire si le modèle forcé par les réanalyses est capable de représenter l'influence de ces événements. Dans un premier temps, nous avons étudié les événements El Niño et La Niña qui ont eu le plus d'influence sur l'épaisseur des varves. Pour cela, nous avons regardé quelles années étaient le plus marquées au niveau des varves, c'est-à-dire lors de quelles années leur épaisseur était la plus anormalement fine ou épaisse. Les années en jaune représentent les événements La Niña, avec des conditions beaucoup plus sèches et venteuses et les années en vert représentent El Niño, avec des conditions beaucoup humides. Il en ressort dix périodes réparties équitablement entre El Niño et La Niña, comme le montre la (figure 6.7.), qui semblent plutôt corrélées avec les événements. Cependant, on observe un léger décalage entre les séries, qui est sûrement dû au fait que l'épaisseur de la varve ne correspond pas à une année calendrier précise, nous verrons pourquoi par la suite. Sur la figure 6.7., la période 1970/1971 semble être la plus intéressante, car elle présente la plus forte anomalie au niveau des varves. Par la suite, en sachant que l'épaisseur des varves n'est pas corrélée avec tous les événements, nous avons choisi de regarder si le modèle est capable de représenter l'influence des événements les plus importants, c'est-à-dire les années en jaune et vert, qui ont eues l'impact le plus important sur le climat de l'Afrique de l'Est.

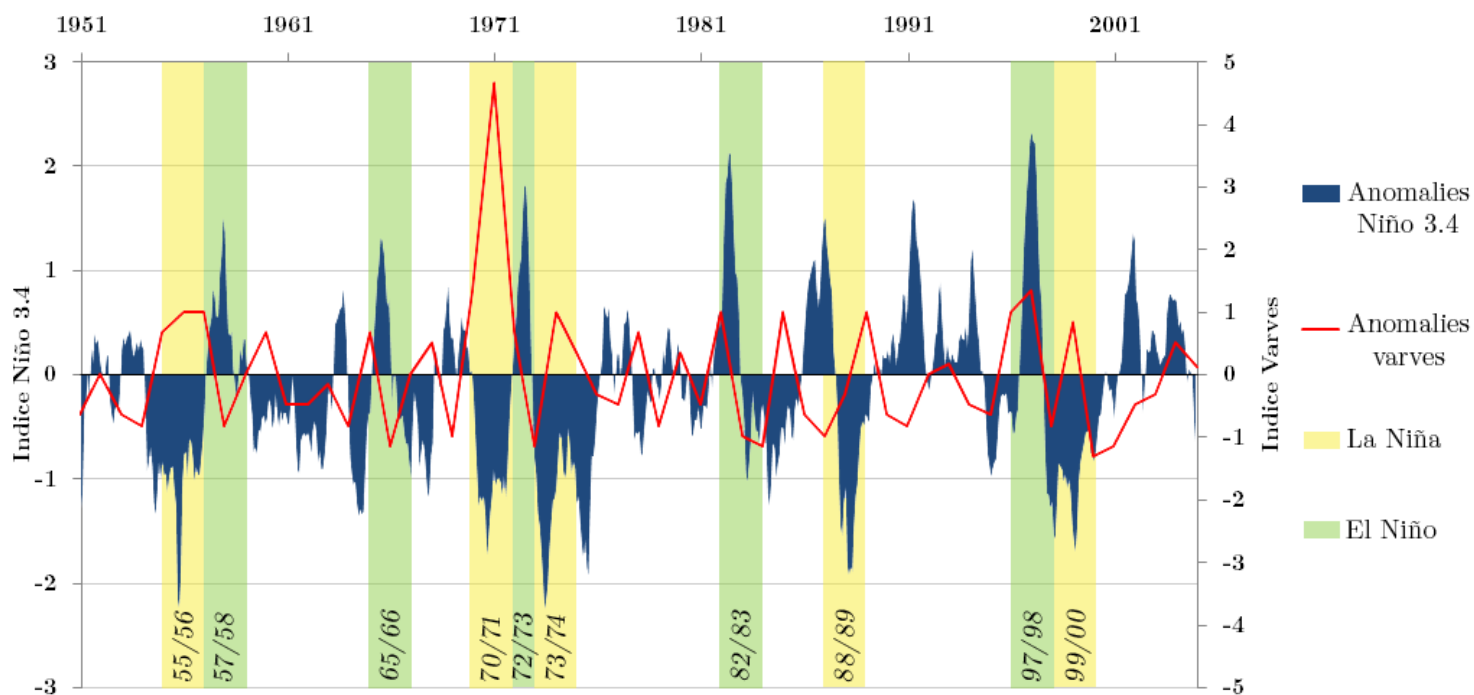


Figure 6.7. – Corrélation entre l'indice Niño 3.4 (courbe bleue) et l'épaisseur des varves du lac Chala (courbe rouge) sur la période 1951-2005. Données pour l'indice Niño 3.4 tirées des bases de données du Centre de Prévisions pour le Climat (CPC NOAA). Données pour l'épaisseur des varves tirées de Wolff C., et al. (2011) : Reduced interannual rainfall variability in East Africa during the Last Ice Age, *Science Mag.*, vol. 333, pp. 743-747

Les données des varves se présentant sous la forme de données annuelles, nous avons tout d'abord étudié la corrélation annuelle entre l'épaisseur des varves et les précipitations et les vitesses de vent annuelles pour chacune des réanalyses. Le tableau 6.4. présente les résultats obtenus. Les calculs de corrélation ont été effectués sur base de la standardisation des données du vent, des précipitations et de l'épaisseur des varves (centrées/réduites).

	<b>Corrélation varves/précipitations</b>	<b>Corrélation Niño 3.4/précipitations</b>
<b>ERA</b>	0,2	- 0,16
<b>NCEP</b>	0,06	0,04
	<b>Corrélation varves/vent</b>	<b>Corrélation Niño 3.4/vent</b>
<b>ERA</b>	0,15	-0,2
<b>NCEP</b>	-0,08	0,009

**Tableau 6.4. – Corrélations entre l'épaisseur des varves (respectivement l'indice Niño 3.4) et les précipitations et la vitesse du vent annuelles**

Il apparaît de manière évidente que les corrélations sont nulles. Nous devrions obtenir une corrélation entre les varves et le vent, et une anti-corrélation avec les précipitations, puisque les varves s'épaississent lors de période venteuses et sèches. En ce qui concerne l'indice Niño 3.4, nous devrions avoir une corrélation avec les précipitations et une anti-corrélation avec le vent, car un indice positif de Niño 3.4 correspond à une année El Niño et par conséquent une année plus humide. Pour MAR-NCEP, dans tout les cas, la corrélation est nulle. En ce qui concerne MAR-ERA, la corrélation est légèrement plus élevée, mais elle est positive à la fois pour les précipitations et le vent quand nous comparons avec les varves, et négative lorsque nous comparons avec l'indice Niño 3.4.

Nous avons par la suite, vérifié au niveau graphique, afin de se rendre compte s'il y avait un décalage temporel entre les séries. La figure 6.8. présente l'évolution des indices des vitesses de vent (a) et des précipitations (b) en comparaison à l'évolution de l'indice de l'épaisseur des varves. Les vitesses de vents simulées par le modèle lorsqu'il est forcé par les NCEP sont en premier lieu parfaitement anti-corrélées jusqu'au début des années 1960, puis de nouveau sur la période 1970/1980. A partir de l'année 1985, la corrélation devient meilleure ( $R=0,25$ ), c'est-à-dire que lorsque le vent va diminuer d'intensité, l'épaisseur des varves va suivre la même évolution. La corrélation nulle s'explique donc par le fait qu'une partie de la série est

anti-corrélée avec l'épaisseur des varves. MAR-ERA semble présenter une meilleure corrélation dans l'ensemble, ce qui se traduit par un coefficient plus élevé. Cependant, nous pouvons noter que la période entre les années 1965 et 1970 (utilisant les ERA-40) reste plutôt mal corrélée. Au niveau des anomalies, les années qui semblent se détacher au niveau du vent sont les suivantes : 70/71 (pour les ERA uniquement), 88/89, 97/98 et 99/00.

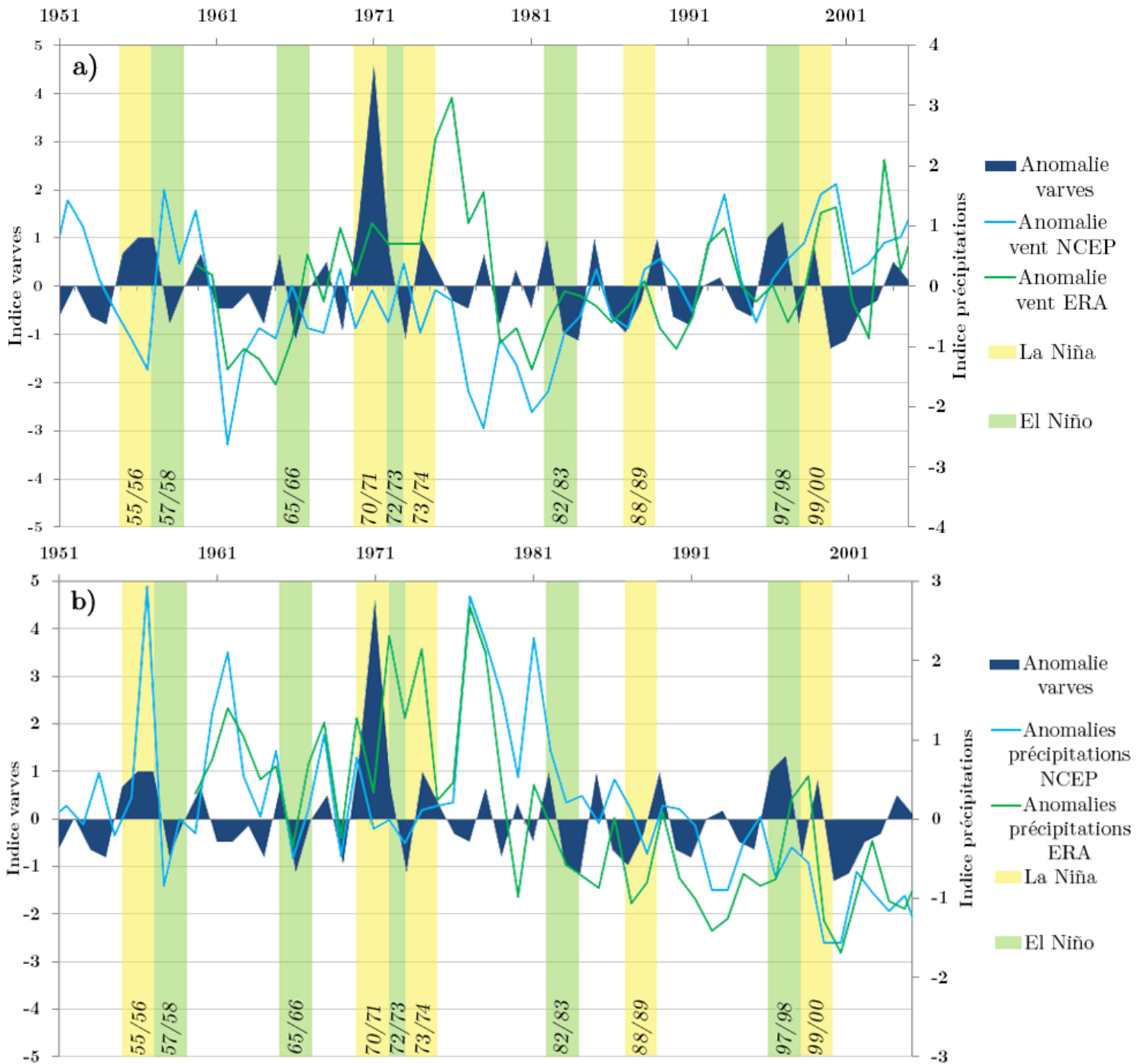


Figure 6.8. – a) Corrélation entre l'épaisseur des varves (bleu foncé) et les vitesses de vent simulées par les NCEP (bleu clair) et les ERA (vert). b) Corrélation entre l'épaisseur des varves et les précipitations annuelles simulées par les NCEP (bleu clair) et les ERA (vert).

Si nous regardons au niveau des précipitations, les deux réanalyses montrent le même comportement. Nous pouvons voir que les courbes sont corrélées en de nombreux endroits et surtout sur le début de période jusqu'en 1970, alors que la tendance devrait être l'inverse. Sur le reste de la période, les courbes montrent une anti-corrélation. Si nous regardons comme pour le vent, les années qui semblent se détacher sont les suivantes : 97/98 et 99/00.

Ces résultats sont néanmoins à considérer avec précaution. En effet, nous ne pouvons pas affirmer sur la base de ces résultats peut concluants que le MAR est capable de représenter l'influence des événements El Niño et La Niña à l'échelle annuelle. De plus il existe un décalage temporel important entre les séries des varves et les sorties du modèle, ce qui implique qu'une année avec une forte anomalie représentée par le modèle, n'est pas forcément présentes dans les observations. Il est important de rappeler que la corrélation entre l'épaisseur des varves et l'indice El Niño ( $R = -0,48$ ) n'est pas significative toutefois.

Les résultats obtenus précédemment sont dus au fait que le mécanisme qui relie l'épaisseur des couches en fonction des événements El Niño est plus complexe qu'une simple accumulation annuelle. En effet, les couches sont composées de deux parties, une claire et une foncée. Cette différence de couleur provient de la nature des sédiments qui composent la couche, et qui par conséquent se déposent sous des conditions climatiques différentes. Ainsi la couche claire correspond à la saison sèche la plus longue, qui s'étend du mois de juin à octobre, pendant laquelle les précipitations sont beaucoup moins abondantes et le vent est plus important. Au contraire, la couche foncée se dépose pendant les saisons humides, c'est-à-dire des mois de novembre à décembre et de mars à mai, et pendant la très courte saison sèche qui couvre les mois de janvier et février. Cependant, d'après l'étude de Wolff (2011), la variabilité de l'épaisseur totale de la varve est dirigée par celle de la couche claire (figure 6.9.). Cette figure présente la relation entre l'épaisseur totale de la varve, celles des couches claires et foncées, avec l'indice Niño 3.4. Nous pouvons voir que c'est l'épaisseur de la couche claire qui est la plus corrélée avec l'indice Niño 3.4, et que l'épaisseur de la couche foncée ne varie pas de manière aussi importante au cours du temps.

Cette différence provient directement de l'influence des conditions climatiques, lors d'évènements El Niño/La Niña. En effet, lorsque ces phénomènes se mettent en place, ils durent en général entre 12 et 18 mois. La Niña a plus d'influence sur le climat de l'Afrique de l'Est. Lorsque La Niña s'installe, la saison sèche se prolonge sur les mois d'octobre et novembre, qui sont alors beaucoup plus venteux. Au contraire, lorsqu'El Niño se met en place, la saison sèche et venteuse s'abrège aux mois d'octobre et novembre, et les conditions humides se mettent en place. Ce sont donc ces mois ci qui vont avoir le plus d'influence sur l'épaisseur de la couche claire et

donc sur l'épaisseur totale des varves. Les vitesses de vent sont en général, plus impactées que les précipitations. Ainsi, si les mois d'octobre et novembre présentent une anomalie positive du vent c'est une année La Niña, au contraire, si l'anomalie est négative, c'est une année El Niño.

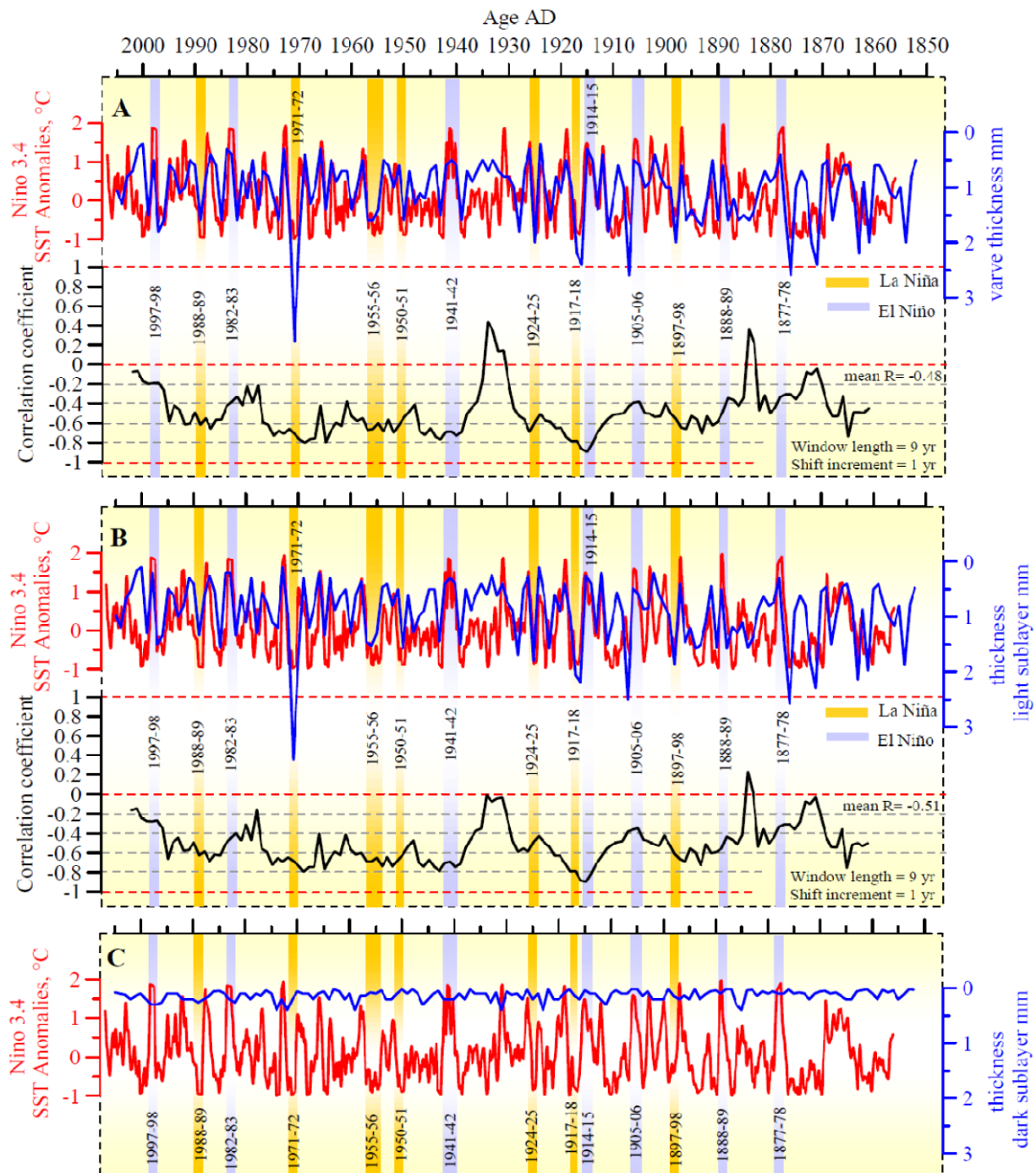


Figure 6.9. – Variabilité de l'épaisseur des varves du lac Chala sur les dernières 155 années. Comparaison de l'épaisseur totale (A), de la couche claire (B) et de la couche foncée (C) avec l'indice Niño 3.4. La couche claire présente une meilleure corrélation avec l'indice Niño 3.4 par rapport à la couche foncée - Source : Wolff C., et al. (2011) : Reduced interannual rainfall variability in East Africa during the Last Ice Age, Science Mag., vol. 333, pp. 743-747



Nous avons donc vérifié en premier lieu, si nous retrouvions cette tendance dans les sorties du modèle. Pour cela, nous avons calculé les anomalies des précipitations et des vitesses du vent sur les mois d'octobre et novembre de chaque année. Par la suite, nous avons comparé ces anomalies, avec l'indice Niño 3.4 et l'épaisseur de la couche claire des varves de l'année correspondante. Le tableau 6.5. présente les résultats obtenus.

	<b>Corrélation couche claire/précipitations</b>	<b>Corrélation Niño 3.4/précipitations</b>
<b>ERA</b>	0,07	0,14
<b>NCEP</b>	0,01	0,08
	<b>Corrélation couche claire/vent</b>	<b>Corrélation Niño 3.4/vent</b>
<b>ERA</b>	0,27	-0,49
<b>NCEP</b>	0,11	- 0,003

**Tableau 6.5. – Corrélation entre les anomalies de précipitation et de vent pour les mois d'octobre et novembre, avec les anomalies de la couche claire et l'indice Niño 3.4**

Les corrélations MAR-NCEP sont toutes très mauvaises, ce qui induit que lorsque que le modèle est forcé par ces réanalyses, il n'est pas capable de représenter une variabilité en relation avec l'indice Niño 3.4 et l'épaisseur des varves. Pour MAR-ERA, les résultats sont plus probants, et notamment pour le vent. Pour les précipitations, la corrélation avec l'indice Niño 3.4 va dans le bon sens, c'est-à-dire qu'elle est positive, même si elle reste faible ( $< 0,50$ ). Si nous étudions les deux séries, il se trouve que sur certaines périodes, les précipitations simulées sont parfaitement anti-corrélées avec l'indice. Pour le vent, les ERA sont plutôt bien anti-corrélés avec l'indice Niño 3.4, et corrélés avec l'épaisseur de la couche claire. Ceci signifie que si l'on force le modèle avec les ERA, il est capable de représenter la variabilité interannuelle du vent induite par les évènements El Niño/La Nina. Pour les précipitations, nous pouvons affirmer que le modèle est capable de représenter dans l'ensemble les principales variations de l'indice inférée par l'oscillation australe, mais qu'il faut toutefois faire très attention aux périodes qui sont anti-corrélées. Il convient toutefois de rappeler que la variabilité interannuelle dans cette région n'est pas entièrement dirigée par l'oscillation australe mais que d'autres phénomènes (encore méconnus) interviennent probablement.

La figure 6.10. présente les anomalies pour les précipitations et le vent, par rapport à celles de l'épaisseur de la couche claire et de l'indice Niño 3.4 pour les

ERA-intérim. Nous pouvons nous rendre compte que le vent est bien anti-corrélé avec l'indice et plutôt bien corrélé avec l'épaisseur de la couche claire. Pour les précipitations, nous distinguons deux périodes principales où la corrélation est mauvaise : de 1960 à 1970 et de 1985 à 1995. Nous pouvons également observer, que seuls les événements les plus importants sont représentés par le MAR. En effet, pour les deux séries, nous pouvons retrouver de façon évidente les événements des années suivantes : 1970/71, 1972/73, 1982/83 et 1997/98. Les autres événements semblent décalés temporellement à la fois pour les précipitations et le vent.

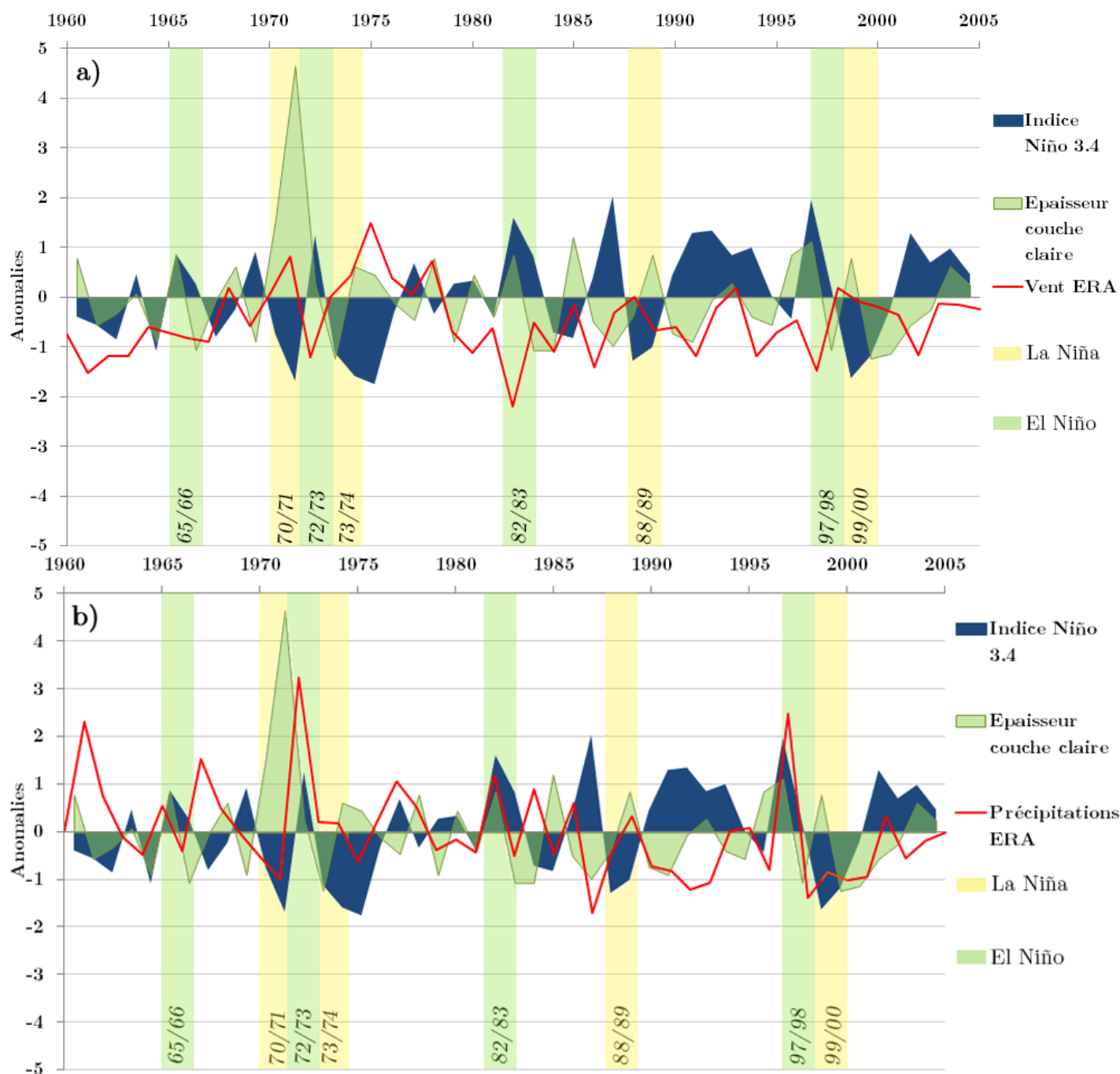


Figure 6.10. – Anomalies des vitesses de vent a) et des précipitations b) simulées par le MAR forcé par les ERA. Comparaison avec les anomalies de l'épaisseur de la couche claire des varves, et l'indice Niño 3.4.

# Chapitre 7

## Conclusion et perspectives

---

### 7.1. Synthèse

Cette étude avait pour but de vérifier la capacité du modèle MAR à simuler le climat des régions tropicales, forcé par les réanalyses : ERA et NCEP. Dans un deuxième temps, les sorties du MAR sur la période 1951-2014 nous ont montré quels étaient réellement les facteurs qui ont entraînés une accélération de la fonte de la calotte du Kibo. Et enfin, cette recherche a permis aussi de mettre en avant les capacités du modèle à représenter l'influence des événements El Niño/La Niña, dans cette région de l'Afrique de l'Est. Pour terminer, nous avons également étudié si ces événements jouaient un rôle sur les variations dans l'accumulation neigeuse au sommet du Kilimandjaro.

Nous avons donc commencé par la validation du modèle sur notre zone d'étude, afin de voir s'il était capable de modéliser de manière correcte son climat. Après l'étude réalisée au Chapitre 4, nous avons conclu que le MAR représente avec difficultés le climat de notre zone. En effet, le MAR représente de manière correcte les variations saisonnières, par contre il ne parvient pas à représenter les variations journalières ou interannuelles, et ce notamment pour les précipitations. Nous avons également pu remarquer que le MAR forcé par les NCEP donnait de meilleurs résultats si nous regardons à la fois la corrélation et le RMSE. Cependant, même si le modèle forcé par les ERA surestime de manière générale les variables climatiques, il produit des résultats qui sont beaucoup mieux corrélés avec les variations climatiques réelles. La validation du MAR sur une région africaine, nous a prouvé que les réanalyses ne sont pas bonnes sur l'Afrique, car le réseau d'instruments météorologiques servant à construire les réanalyses reste très modeste et n'est pas entretenu de manière régulière. Toutefois, le fait que les ERA-Interim (1979-2014) soient basées en partie sur des observations satellites (ce qui n'est pas le cas de NCEP) permet au modèle de simuler de manière plus correcte les variations climatiques sur notre région. Une autre forme de validation a été utilisée par le biais du modèle de végétation CARAIB forcé par les sorties du MAR. En effet, ceci a démontré que les données simulées par le MAR ne sont pas totalement aberrantes

puisque le modèle CARAIB réussit à simuler une végétation qui correspond mieux à la réalité que s'il est forcé par les données CRU.

Par la suite, nous nous sommes servi des sorties du MAR, afin d'étudier les tendances climatiques sur la période 1951-2014. En effet, le but second était d'étudier les variations des facteurs climatiques sur cette période afin de déterminer lesquels ont joué un rôle plus important sur la fonte de la calotte du Kibo. Nous avons pu en conclure que la diminution de la nébulosité et des précipitations avait un impact beaucoup plus important que les changements de températures. C'est donc la combinaison de la diminution de la nébulosité, de l'humidité relative, des précipitations et de l'augmentation du rayonnement solaire descendant qui ont entraîné cette accélération dans le retrait de la calotte. Nous avons également pu remarquer que la transition entre les ERA-40 et les ERA-Interim, en 1979, était particulièrement visible dans les sorties du MAR. En effet, le saut dans les variables comme les précipitations ou la nébulosité sont très importants, car les ERA-40 avaient tendance à surestimer l'humidité dans la haute atmosphère. La transition a donc entraîné un assèchement « artificiel », qui n'est pas lié au modèle, et les tendances simulées par MAR-ERA sont probablement moins robustes.

Pour terminer, nous avons analysé les séries des précipitations et des vitesses de vent simulées par le MAR, afin de voir si nous retrouvions les anomalies liées aux événements El Niño/La Niña. Pour se faire nous nous sommes référé à l'étude effectuée par Wolff (2011), et nous avons effectué des comparaisons par rapport aux épaisseurs des varves du lac Chala et à l'indice Niño 3.4. Nous avons montré que le modèle représente seulement les années les plus importantes, celles qui ont eu le plus d'influence sur le climat de l'Afrique de l'Est et qui ont également été retrouvés dans l'enregistrement des varves. Nous avons très bien vu qu'il n'y aucune corrélation annuelle, et qu'il a fallu focaliser notre étude sur les mois d'octobre et novembre, qui sont les plus impactés par ces événements. Les ERA, qui comme nous l'avons vu tout au long de notre recherche, sont les plus aptes à représenter les variations du climat, nous ont assuré les meilleurs résultats, par rapport aux NCEP qui ne présente aucune corrélation. Ceci nous a permis d'affirmer encore une fois que les ERA sont les meilleures réanalyses en ce qui concerne les variations climatiques de notre zone d'étude.

## 7.2. Perspectives

Ce travail de recherche a permis d'étudier tous nos objectifs, mais il a également soulevé de nouvelles questions qui pourront être étudiées par la suite, et mis en lumière certains points à améliorer.

Tout d'abord, nous avons vu que le MAR n'était pas capable de représenter de manière correcte le climat sur l'Afrique et en particulier sur les régions tropicales. D'une part parce que les réanalyses sont mauvaises sur ce continent. Le premier point à améliorer, si nous voulons être capables de pouvoir faire tourner des modèles de manières correctes sur ces régions, est la qualité des réanalyses. Une amélioration permettrait en particulier aux modèles régionaux de pouvoir modéliser un climat plus proche du climat réel avec la bonne variabilité interannuelle. Ensuite, le problème majeur rencontré au sommet du Kilimandjaro est dû au relief de la montagne. En effet, à une résolution de 5 kilomètres, les pentes du Kilimandjaro représentées par le modèle sont beaucoup trop abruptes. Ceci entraîne le non respect de l'hypothèse hydrostatique (Annexe 8) qui fait sauter la physique du modèle. Une version non-hydrostatique du modèle combinée à une résolution spatiale plus élevée permettrait de modéliser les conditions climatiques au sommet du Kilimandjaro de manière plus précise et robuste.

Par ailleurs, l'amélioration du modèle MAR sur les régions tropicales permettrait d'étudier l'évolution future des glaciers tropicaux présents également en Amérique du Sud. L'étude de cette évolution est un enjeu important car nous ne savons pas exactement quand les glaciers seront amenés à disparaître. Or dans des régions très sèches, les glaciers les plus bas et qui fondent par ruissellement de surface sont indispensables pour les populations qui dépendent des cours d'eau alimentés par l'eau des glaciers. Ce travail de recherche a également servi à avoir une meilleure compréhension du mécanisme des facteurs physiques qui jouent un rôle essentiel sur la fonte des glaciers tropicaux. Ceci est très intéressant dans les régions tropicales car nous avons vu que la température très basse n'autorise que la fonte directe. Il sera donc intéressant dans le futur d'étudier l'évolution de l'isotherme  $0^{\circ}\text{C}$  dans les montagnes tropicales, afin de savoir si la fonte de surface se substituera au phénomène de sublimation. Pour finir, il serait intéressant d'intégrer au MAR le phénomène de pénitents. Effectivement, ils jouent un rôle essentiel sur le bilan de masse des glaciers tropicaux car ils modifient profondément l'albédo de la surface du glacier.



# *Annexes*

---

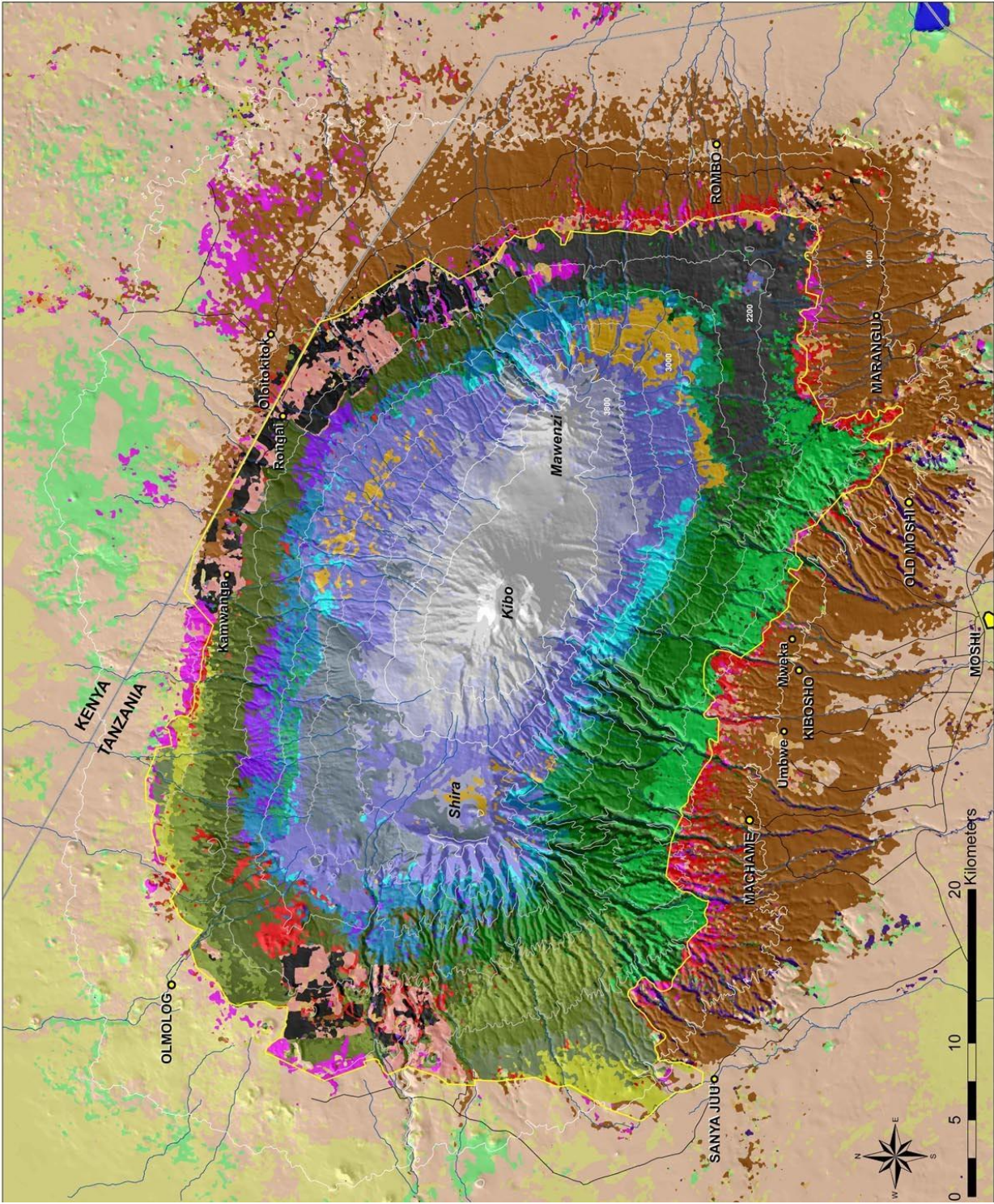
## TABLE DES ANNEXES

<b>ANNEXE 1</b> – Carte de végétation .....	89
<b>ANNEXE 2</b> – Légende de la carte de végétation .....	90
<b>ANNEXE 3</b> – Carte de l'étagement de la végétation dans la région du Kilimandjaro .....	91
<b>ANNEXE 4</b> – Régression linéaire – Calcul de la pente et de l'ordonnée à l'origine	91
<b>ANNEXE 5</b> – Calcul des tendances avec la méthode de Snedecor et Cochran (1971), basée sur la marge d'incertitude pour l'intervalle de confiance 95% .....	92
<b>ANNEXE 6</b> – Tendances et incertitude des moyennes annuelles et évolution des variables principales du MAR forcé par les NCEP sur la période 1951-2014 (a) sur l'ensemble du domaine et (b) au sommet du Kilimandjaro.....	93
<b>ANNEXE 7</b> – Tendances et incertitude des moyennes annuelles et évolution des variables principales du MAR forcé par les ERA sur la période 1960-2014 (a) sur l'ensemble du domaine et (b) au sommet du Kilimandjaro.....	94
<b>ANNEXE 8</b> – Hypothèse et équilibre hydrostatique .....	95










ANNEXE 1 – Carte de végétation tirée de Andreas HEMP, 2006 – *Vegetation of Kilimanjaro : hidden endemics and missing bamboo, African Journal of Ecology, Volume 44, Issue 3, pages 305–328, September 2006.*



## Legend



### Cultivated areas

-  agriculture (maize, sunflower, wheat)
-  Chagga homegardens (banana, coffee)
-  colline savanna grassland
-  submontane and lower montane grassland
-  fields overgrown with bush







### Indigenous forests

-  colline savanna forest
-  submontane Croton-Calondendrum forest
-  Olea africana regeneration after fire in (sub)montane Croton/Cassipourea forest
-  lower montane Cassipourea forest on the western slopes
-  lower montane Cassipourea forest on the western and northern slopes
-  middle montane Cassipourea forest
-  upper montane Juniperus forest
-  lower montane Ocotea forest
-  middle and upper montane Ocotea forest
-  potential montane Ocotea forest (Ocotea stands over-exploited)
-  upper montane Podocarpus forest
-  upper montane Hagenia forest
-  upper montane Erica excelsa forest
-  colline and submontane riverine forest
-  lower montane gorge and riverine forest
-  montane riverine forest
-  clearings, forest regeneration

### Forest plantations

-  Forest plantations (pine, cypress)
-  Shamba system (potatoes, carrots, cabbages)

### Alpine zone

-  subalpine (tussock) grassland
-  subalpine Erica bush
-  regeneration of subalpine Erica bush after fire
-  alpine Helichrysum vegetation
-  Bare rocks and sparse (less than 5 % cover) vegetation
-  glaciers and snow

### Other ground cover

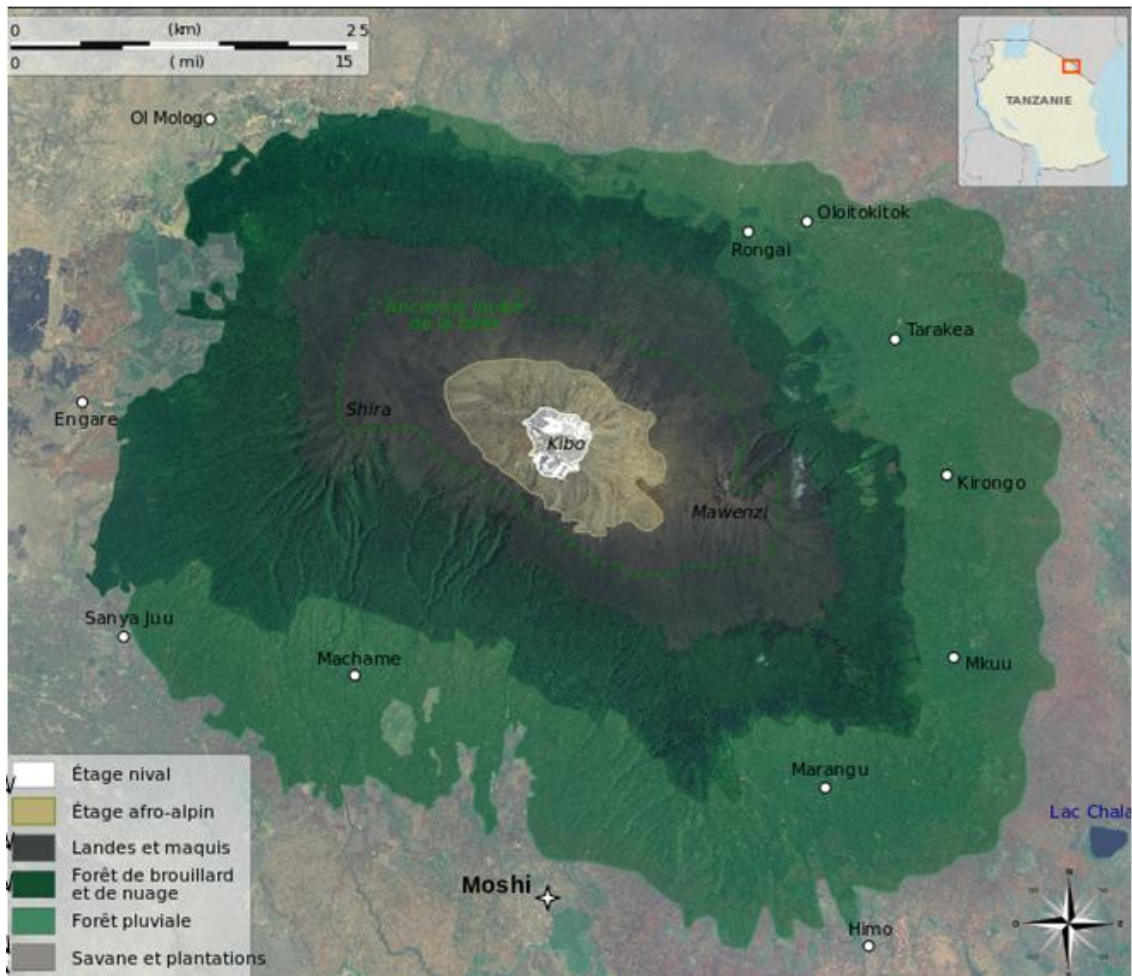
-  Lakes
-  Protected areas boundaries (National Park and Forest Reserve)
-  International boundaries
-  Roads
-  Rivers

#### Data sources:

- Landsat ETM 7 images taken on 29 January and 21 February 2000.
- Supervised classification (fuzzy model) based on the six 30 metres bands (1,2,3,4,5,7) and 1,400 training sites.

ANNEXE 3 – Carte de l'étagement de la végétation dans la région du Kilimandjaro tirée de Wikimédias commons – Sémhur

---



ANNEXE 4 – Régression linéaire – Calcul de la pente et de l'ordonnée à l'origine – Source : LANG C. (2011) : Modeling of the surface mass balance in Svalbard with the regional climate model MAR over 1958-2010

---

Dans cette annexe, nous vous présentons la démarche effectuée pour calculer les coefficients  $a$  et  $b$  (la pente et l'ordonnée à l'origine) de l'équation de la régression linéaire utilisée dans le Chapitre 6. Les valeurs de  $a$  et  $b$  de l'équation  $y = at + b$ , sont celles qui minimisent le  $\chi^2$  (somme des carrés des écarts).

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^N (A_i - (a + b \times t_i))^2$$

La minimisation du  $\chi^2$  est obtenue en calculant ses dérivées par rapport à  $a$  et  $b$ . On obtient ainsi la valeur des paramètres  $a$  et  $b$  :

$$\begin{cases} a = \frac{S_{xx}S_y - S_{xy}S_x}{\Delta} \\ b = \frac{NS_{xy} - S_xS_y}{\Delta} \end{cases}$$

avec :

$$\Delta = NS_{xx} - S_x^2 \quad \text{et} \quad \begin{cases} S_x = \sum_{i=1}^N t_i \\ S_y = \sum_{i=1}^N A_i \\ S_{xy} = \sum_{i=1}^N A_i t_i \\ S_{xx} = \sum_{i=1}^N t_i^2 \end{cases}$$

**ANNEXE 5 – Calcul des tendances avec la méthode de Snedecor et Cochran (1971), basée sur la marge d’incertitude pour l’intervalle de confiance 95% - Source : LANG C. (2011) : Modeling of the surface mass balance in Svalbard with the regional climate model MAR over 1958-2010**

---

La formule suivante donne la marge d’incertitude pour l’intervalle de confiance 95% :

$$\begin{cases} e_1 = \sum (trend(a_i) - a_i)^2 \\ e_2 = \sum (t_i - \text{mean}(t_i))^2 \\ \text{range} = \sqrt{e_1 / ((2010 - 1958 - 1) \times e_2)} \times k \end{cases}$$

Avec -  $t_i$  est la  $i$ -ème année de la série

-  $a_i$  est la valeur de la variable pour l’année  $t_i$

-  $trend(a_i)$  est la valeur de la tendance pour l’année  $t_i$

-  $k = 1,96$  pour l’intervalle de confiance 95%

ANNEXE 6 – Tendance et incertitude des moyennes annuelles et évolution des variables principales du MAR forcé par les NCEP sur la période 1951-2014 sur l'ensemble du domaine (a) et au sommet du Kilimandjaro (b)

NCEP			
VARIABLES	TENDANCE <i>annuelle</i>	INCERTITUDE <i>annuelle</i>	EVOLUTION (1951-2014)
<i>a)</i>			
Epaisseur optique	- 0,013	0,004	- 0,834
Humidité spécifique (g/kg)	- 0,002	0,003	- 0,128
Pression (hPa)	0,02	0,005	1,28
Vent (m/s)	0,002	0,001	0,128
Rayonnement solaire réfléchi (W/m <sup>2</sup> )	0,17	0,04	10,88
Rayonnement IR émis par la surface (W/m <sup>2</sup> )	0,084	0,021	5,37
Flux de chaleur sensible (W/m <sup>2</sup> )	0,03	0,02	1,92
Flux de chaleur latente (W/m <sup>2</sup> )	- 0,002	0,004	- 0,128
<i>b)</i>			
Température (°C)	0,001	0,003	0,06
Précipitations (mm)	- 36,3	13,50	- 2329,6
Température de surface (°C)	- 0,01	0,004	- 0,64
Humidité relative (%)	- 0,05	0,02	- 3,20
Densité manteau neigeux (kg/m <sup>3</sup> )	2,80	0,75	179,2
Sublimation	- 0,001	0,0009	- 0,06
Rayonnement solaire descendant (W/m <sup>2</sup> )	0,58	0,14	37,12
Rayonnement solaire réfléchi (W/m <sup>2</sup> )	0,11	0,07	7,04
Rayonnement IR émis par la surface (W/m <sup>2</sup> )	- 0,24	0,07	- 15,36
Rayonnement IR réfléchi (W/m <sup>2</sup> )	- 0,04	0,02	- 2,56
Flux de chaleur latente (W/m <sup>2</sup> )	- 0,11	0,03	- 7,04
Flux de chaleur sensible (W/m <sup>2</sup> )	- 0,036	0,026	- 2,30
Nébulosité	- 0,002	0,0004	- 0,13
Epaisseur optique	- 0,033	0,014	- 2,11

ANNEXE 7 – Tendance et incertitude des moyennes annuelles et évolution des variables principales du MAR forcé par les ERA sur la période 1960-2014 sur l'ensemble du domaine (a) et au sommet du Kilimandjaro (b)

ERA			
VARIABLES	TENDANCE <i>annuelle</i>	INCERTITUDE <i>annuelle</i>	EVOLUTION (1960-2014)
<i>a)</i>			
Epaisseur optique	0,017	0,004	0,94
Humidité spécifique (g/kg)	- 7,38	3,03	- 405,90
Pression (hPa)	- 0,052	0,02	- 2,86
Vent (m/s)	0,29	0,09	15,95
Rayonnement solaire réfléchi (W/m <sup>2</sup> )	- 0,02	0,04	- 1,10
Rayonnement IR émis par la surface (W/m <sup>2</sup> )	- 0,002	0,0007	- 0,110
Flux de chaleur sensible (W/m <sup>2</sup> )	0,017	0,004	0,94
Flux de chaleur latente (W/m <sup>2</sup> )	- 7,38	3,03	- 405,90
<i>b)</i>			
Température (°C)	0,004	0,005	0,22
Précipitations (mm)	- 14,79	14,45	- 814
Température de surface (°C)	- 0,002	0,005	- 0,11
Humidité relative (%)	- 0,03	0,02	- 1,65
Densité manteau neigeux (kg/m <sup>3</sup> )	3,36	0,99	184,8
Sublimation	- 0,003	0,001	- 0,165
Rayonnement solaire descendant (W/m <sup>2</sup> )	0,45	0,15	24,75
Rayonnement solaire réfléchi (W/m <sup>2</sup> )	0,29	0,06	15,95
Rayonnement IR émis par la surface (W/m <sup>2</sup> )	- 0,14	0,08	- 7,7
Rayonnement IR réfléchi (W/m <sup>2</sup> )	- 0,009	0,02	- 0,495
Flux de chaleur latente (W/m <sup>2</sup> )	- 0,01	0,04	- 0,55
Flux de chaleur sensible (W/m <sup>2</sup> )	- 0,07	0,03	- 3,85
Nébulosité	- 0,0002	0,0003	- 0,011
Epaisseur optique	- 0,05	0,02	- 2,75

*« L'hypothèse hydrostatique affirme que l'on est en droit d'appliquer l'équation hydrostatique aux points de la basse atmosphère et de la moyenne atmosphère situés sur une même verticale ou, autrement dit, que l'on est fondé à supposer qu'à tout instant, les forces s'y exerçant verticalement sur une parcelle d'air donnée sont pratiquement identiques à celles auxquelles celle-ci serait soumise si à ce même instant elle se trouvait à l'état de repos. » (Météo France)*

En outre, d'après cette définition, nous pouvons utiliser l'équation hydrostatique définie comme suit :

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g$$

Avec : P la pression, z la hauteur, g la gravité et  $\rho$  la densité du fluide.

Cette équation induit que les variations de pression en fonction de l'altitude (dans notre cas) se font proportionnellement à la densité du fluide et à la gravité. Pour que l'hypothèse hydrostatique soit applicable, il est nécessaire que les valeurs du poids et de la poussée d'Archimède qui s'exercent sur une particule d'air soit plus grandes que les autres forces verticales.





# Références

---

Cullen N.J., Mölg T., Kaser G., Hussein K., Steffen K. and Hardy D.R. (2006) : Kilimanjaro glaciers : Recent areal extent from satellite data and new interpretation of observed 20<sup>th</sup> century retreat rates, *Geophysical Research Letters*, vol. **33**

Cullen N.J., Mölg T., Kaser G., Steffen K. and Hardy D.R. (2007) : Energy-balance model validation on the top of Kilimanjaro, Tanzania, using eddy covariance data, *Annals of Glaciology*, vol. **46**, pp. 227-233

Cullen N.J., Sirguey P., Mölg T., Kaser G., Winkler M., and Fitzsimons S.J. (2013) : A century of ice retreat on Kilimanjaro : the mapping reloaded, *The Cryosphere*, vol. **7**, pp. 419-431

Dee D.P. *et al.* (2011) : The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. **137**, pp. 553-597

Downie C. (1964) : Glaciations of Mount Kilimanjaro, Northeast Tanganyika, *Geological Society of America Bulletin*, vol. **75**, No 1, pp. 1-16

Ehlers J. and Gibbard P. (2004) : Quaternary glaciations – Extent and Chronology Part III : South America, Asia, Africa, Australasia, Antarctica, *Developments in Quaternary Sciences*, vol. **2**, Part C

Fettweis X. (2015) : Estimation de l'évolution du bilan de masse en surface au Groenland de 1900 à 2014 à l'aide du modèle MAR, *XXVIIIe Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Liège 2015*

Gallée H. and Schaynes G. (1994) : Development of a Three-Dimensional Meso- $\gamma$  Primitive equation model : katabatic winds simulation in the area of Terra Nova Bay, Antarctica, *American Meteorological Society*, vol. **122**, pp. 671-685

Gasse F. (2002) : Kilimanjaro's secrets revealed, *Science*, vol. **298**, No 5593, pp. 548-549

Geilinger W. (1936) : The retreat of the Kilimanjaro glaciers, *Tanganyika Notes and Records*, vol. **2**, pp. 7-20

- Gurgiser W., Mölg T., Nicholson L. and Kaser G. (2013) : Mass-balance model parameter transferability on a tropical glacier, *Journal of Glaciology*, vol. **59**, No 217, pp. 845-858
- Hastenrath S. (1984) : The glaciers of Equatorial East Africa, publié par D. Reidel Publishing Company
- Hastenrath S., Nicklis A. and Greischar L. (1993) : Atmospheric-Hydrospheric mechanisms of climate anomalies in the Western Equatorial Indian ocean, *Journal of Geophysical Research*, vol. **98**, No C11, pp. 20219-20235
- Hastenrath S. and Greischar L. (1997) : Glacier recession on Kilimanjaro, East Africa, 1912–89, *Journal of Glaciology*, vol. **43**, pp. 455–459
- Hastenrath S. (2001) : Variations of East African climate during the past two centuries, *Climatic Change*, vol. **50**, pp 209-217
- Humphries D.W. (1959) : Preliminary notes on the glaciology of Kilimanjaro, *Journal of Glaciology*, vol. **3**, No 26, pp. 475-479
- Irion R. (2001) : The melting snows of Kilimanjaro, *Science*, vol. **291**, No 5509, pp. 1690-1691
- Kalnay *et al.* (1996) : The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, vol. **77**, pp. 437-470.
- Kaser G. (1999) : A review of the modern fluctuations of tropical glaciers, *Global and Planetary Change*, vol. **22**, pp. 93-103
- Kaser G. (2001) : Glacier-climate interaction at low-latitude, *Journal of Glaciology*, vol. **47**, No 157, pp. 195-204
- Kaser G., Hardy D.R., Mölg T., Bradley R.S., and Hyera T.M. (2004) : Modern glacier retreat on Kilimandjaro as evidence of climate change : observations and facts, *Int. J. Climatol.*, vol. **24**, pp 329-339
- Latif M., Dommenges D., Dima M., and Grötzner A. (1999) : Role of Indian Ocean sea surface temperature in forcing East African anomalies during December-January 1997/98, *American Meteorological Soc.*, vol. **12**, pp. 3497-3504

- Mölg T., Hardy D.R. and Kaser G. (2003) : Solar-radiation-maintained glacier recession on Kilimanjaro drawn from combined ice-radiation geometry modeling, *Journal of Geophysical Research*, vol. **108**, No D23
- Mölg T., Georges C. and Kaser G. (2003) : The contribution of increased incoming shortwave radiation to the retreat of the Rwenzori glaciers, East Africa, during the 20<sup>th</sup> century, *International Journal of Climatology*, vol. **23**, pp. 291-303
- Mölg T., and Hardy D.R. (2004) : Ablation and associated energy balance of a horizontal glacier surface on Kilimanjaro, *Journal of Geophysical Research*, vol. **109**
- Mölg T., Cullen N.J., Hardy D.R., Kaser G., and Klok L. (2008) : Mass balance of a slope glacier on Kilimandjaro and its sensitivity to climate, *Int. J. Climatol.*, vol. **28**, pp. 881-892
- Mölg T., *et al.* (2009) : Quantifying climate change in the tropical midtroposphere over East Africa from glacier shrinkage on Kilimandjaro, *Journal of Climate*, vol. **22**, pp. 4162–4181
- Mölg T., Kaser G. and Cullen N.J. (2010) : Glacier loss on Kilimanjaro is an exceptional case, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, vol. **107**, No 17
- Mölg, T., N.J. Cullen, D.R. Hardy, G. Kaser, L. Nicholson, R. Prinz, and M. Winkler (2013) : East African glacier loss and climate change: Corrections to the UNEP article "Africa without ice and snow". *Environmental Development*, vol. **6**, pp. 1-6
- Nicholson S.E. and Jeeyoung Kim (1977) : The relationship of the El Niño-Southern Oscillation to Africa Rainfall, *International J. of Glaciology*, vol. **17**, pp. 117-135
- Nicholson S.E. and Xungang Y. (2001) : Rainfall conditions in equatorial East Africa during the nineteenth century as inferred from the record of Lake Victoria, *Climatic Change*, vol. **48**, pp. 387-398
- Rabatel A. *et al.* (2013) : Current state of glaciers in the tropical Andes : a multi-century perspective on glacier evolution and climate change, *The Cryosphere*, vol. **7**, pp. 81-102
- RØhr P.C. & A. Killingtveit (2003) : Rainfall distribution on the slopes of Mt Kilimanjaro. *Hydrological Sciences*, vol. **48**, pp. 65-77
- Ropelewski C.F. and Halpert M.S. (1988) : Precipitation patterns associated with the High Index Phase of the Southern Oscillation, *Journal of Climate*, vol. **2**, pp. 268-284

- Snedecor G.W. and Cochran W.G. (1971) : Statisticals methods, *Iowa Stae University Press*
- Spink P.C. (1945) : Further Notes on the Kibo Inner Crater and Glaciers of Kilimanjaro and Mount Kenya, *The Geographical Journal*, vol. **106**, No 5/6, pp. 210-216
- Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Grootes P.M., Pourchet M. and Hastenrath S. (1984) : Tropical glaciers : potential for ice core paleoclimatic reconstructions, *J. of Geophysical Research*, vol. **89**, No D3, pp. 4638-4646
- Thompson L.G. *et al.* (2002) : Kilimanjaro ice core records : evidence of Holocene climate change in tropical Africa, *Science*, vol. **298**, pp. 589-593
- Thompson L.G., Brecher H.H., Mosley-Thompson E., Hardy D.R. and Mark B.G. (2009) : Glacier loss on Kilimanjaro continues unabated, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, vol. **106**, No 47, pp. 19770-19775
- Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Davis M.E. and Mountain K. (2011) : A paleoclimatic perspective on the 21<sup>st</sup>-century glacier loss on Kilimanjaro, Tanzania, *Annals of Glaciology*, vol. **52**, pp. 60-68
- Thompson L.G., and Davis M.E. (2013) : Ice core records from Africa, *Encyclopedia of Quaternary Sciences*, 2nd Ed., Elsevier, pp 373-378
- Uppala S.M. *et al.* (2005) : The ERA-40 re-analysis, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. **131**, pp. 2961-3012
- Wolff C., Haug G.H., Timmermann A., Sinninghe Damsté J.S., Brauer A., Sigman D.M., Cane M.A., and Verschuren D. (2011) : Reduced interannual rainfall variability in East Africa during the Last Ice Age, *Science Mag.*, vol. **333**, pp. 743-747