



HAL
open science

Précipitations dans les Andes tropicales : analyse spatio-temporelle, intercomparaison de forçages et impacts dans un modèle glacio-hydrologique. Cas du Rio Santa au Pérou

Lise Mourre

► To cite this version:

Lise Mourre. Précipitations dans les Andes tropicales : analyse spatio-temporelle, intercomparaison de forçages et impacts dans un modèle glacio-hydrologique. Cas du Rio Santa au Pérou. Hydrologie. Université Grenoble Alpes, 2015. Français. NNT : 2015GREAU030 . tel-01561606

HAL Id: tel-01561606

<https://theses.hal.science/tel-01561606>

Submitted on 13 Jul 2017

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

Spécialité : **Océan Atmosphère et Hydrologie**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Lise MOURRE

Thèse co-encadrée par **Thomas CONDOM**

et dirigée par **Christian VINCENT**

préparée au sein du **Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE, UMR 5564, CNRS - Grenoble INP - IRD - UJF)**
dans l'École Doctorale **Terre Univers Environnement**

Précipitations dans les Andes tropicales : analyse spatio-temporelle, inter-comparaison de forçages et impacts dans un modèle glacio-hydrologique. Cas du Rio Santa au Pérou.

Thèse soutenue publiquement le **10 décembre 2015**,
devant le jury composé de :

Olivier GAGLIARDINI

Professeur, Université Grenoble-Alpes, Grenoble, Président

Pierre RIBSTEIN

Professeur, Université Pierre et Marie Curie, Paris, Rapporteur

Mathias VUILLE

Associate Professor, University of Albany, USA, Rapporteur

Thierry LEBEL

Directeur de recherche IRD, LTHE, Grenoble, Examineur

Jhan Carlo ESPINOZA

Chercheur, Institut Géophysique du Pérou, Lima, Examineur

Thomas CONDOM

Chargé de Recherche IRD, LTHE, Grenoble, Encadrant de thèse



Remerciements

Me voici à la fin de cette belle aventure de thèse. Ces quelques lignes de remerciement sont les dernières écrites de ce manuscrit et clôturent un travail passionnant mais endurent, durant lequel j'ai été encadrée, entourée, soutenue et aidée par de nombreuses personnes que je souhaite remercier. Bien qu'il soit difficile en quelques mots de retranscrire ce vécu, j'ai tenté dans cet ultime exercice de ma vie étudiante de n'oublier personne ; et si malgré tout ces personnes se reconnaissent, un grand merci à elles !

Tout d'abord, merci Thomas pour ton encadrement, ton enthousiasme, ta disponibilité, ton dynamisme, très marqué sur le terrain (malgré les problèmes récurrents de 4x4 et les lacs gelés dont on ne pouvait pas mesurer la profondeur !), pour ton partage de connaissances, pour ta curiosité, pour ton ouverture aux autres qui m'a permis de rentrer en contact avec différentes personnes et qui me paraît être une qualité essentielle dans le monde de la recherche. Je te remercie d'avoir gardé ta porte ouverte, à quelques mètres de la mienne, et de m'avoir soutenue tout au long de cette thèse. Tout cela m'a permis d'évoluer dans le monde de la recherche durant ces 3 ans. Et merci aussi pour les quelques notes de trombone jouées le 10 !

Christian je te remercie d'avoir été mon directeur et de m'avoir écoutée durant la dernière étape de cette thèse, ce qui m'a permis de finaliser au mieux ce travail de 3 ans.

J'ai eu l'occasion de travailler avec différentes personnes au laboratoire qui m'ont beaucoup apportées. Merci Thierry pour ton regard expert, ta vision d'ensemble et ton recul sur mon travail. Je te remercie du temps que tu as passé à mon encadrement et de tes conseils précieux. Merci Jean-Manu, tu as su être juste et nous donner ton point de vue lorsque nous en avons besoin (même si on ne l'a pas forcément suivi quand on aurait du !) ; je te remercie pour l'ensemble de tes conseils. Je remercie bien sur Clémentine, c'est grâce à toi et tes sorties de WRF que ce travail a pu se faire. J'ai apprécié les échanges scientifiques constructifs qu'on a pu avoir tout au long de ma thèse malgré la distance qui sépare Lima de Grenoble ! Je remercie aussi Charles, pour les connaissances scientifiques que tu m'as pédagogiquement transmises durant ces 3 années.

Cette thèse a une dimension internationale de par le site étudié, et je te remercie encore une fois ici Thomas de m'avoir permis d'aller sur le terrain en Cordillère Blanca. Là bas, je remercie l'équipe de l'UGRH, Alejo, Gilbert, Luzmilla, Rolando, Judith, Daniel, Jean-Ca et tous les autres. J'ai aussi apprécié travailler avec les personnes de l'UNASAM, merci au professeur Figueroa de nous avoir fait confiance, merci à Dayana pour son enthousiasme et sa soif d'apprendre.

Le déroulement de cette thèse a aussi évolué grâce à des échanges avec des chercheurs internationaux : je remercie Matthias Huss qui nous a fourni des données d'épaisseur de glace, je remercie Sergio Byron Moreira qui nous a transmis des données hydrologiques, je remercie Waldo Lavado qui nous a permis d'avoir accès aux données Senamhi et je remercie Chris Frans pour son soutien lorsque je prenais en main le modèle DHSVM.

Je remercie mon jury d'avoir accepté d'évaluer mes travaux. J'ai fortement apprécié les remarques et critiques de mes deux rapporteurs, Pierre Ribstein et Mathias Vuille. Merci à Jhan Carlo Espinoza, qui en plus de son regard expert d'hydrologue a apporté un regard péruvien à mon travail, ce qui a été pour moi très important. Merci à Thierry Lebel encore une fois ; j'ai apprécié la pertinence de tes questions et l'ouverture que tu as donné à mon travail. Merci à Olivier Gagliardini pour avoir présidé ce jury de thèse.

Merci à l'excellent soutien administratif que j'ai eu au labo ; merci à leur sourire, leur chaleur, leur grande sympathie et au soin apporté à nos chères orchidées. Merci Odette, Carméline et Claire.

Ces trois années ne se seraient pas déroulées dans une aussi bonne ambiance sans l'équipe de thésards que j'ai côtoyée durant cette période. Bien évidemment, un gigantesque merci à Marine ♡, pour ton soutien inconditionnel, pour ta bonne humeur, pour ton respect de mes moments de travail silencieux, pour le développement de la forêt sur ton bureau et presque sur le mien, pour avoir été ma plus grande fan présente à (presque) tous mes concerts, pour avoir été une professeuse de tricot patiente et enthousiaste, et pour tout le reste... rdv au prochain burger ! Merci à Max qui a aussi été un super co-bureau, un bon informaticien et un chouette randonneur et amateur de bière ! Merci à Benoit pour toutes les aides fournies durant mes débuts balbutiants de thésarde. Merci à Matthias pour l'ambiance que tu as mis dans le bureau. Merci à tous les stagiaires qui sont passés mettre leur bonne humeur au bureau 106. Merci aussi à Valentin pour sa soif de vivre et ses danses enflammées, à Annette pour les quelques murs et rochers escaladés ensemble et son super chocolat hollandais, à Tania pour ces jolis moments de vie partagés en franco-espagnol, à Camille pour sa sagesse au quotidien, à Solène pour les moments partagés à la cafétéria mais aussi devant le pupitre (souvent branlant, désolée !), à Flo pour le soutien des longues journées de modélisation de printemps et sa rythmique à la gratte. Merci aussi à Stéphanie, Antoine, Thomas G. et G., François, Joseph, Louise, Aude, Jérémy, Alix, Denisse, Damien, Aurélien, Saif, Ruben, Luis, Marion, Hélène et Basile, pour les discussions animées, pour les cafés pas toujours bien dosés et pour le soutien.

Je me suis aussi fortement construite ces trois années grâce à de chouettes moments musicaux. Merci à Tête à Clique, à l'ensemble des petites vies finalement grandes qui le constitue : Sébastien, Alexis, Séverine, Maïa et encore une fois Annette. Merci à Brik-a-Balk, et aux perles d'humanité qui mettent dans cette musique leur chaleur en toute simplicité : Cyril, Marianne, Nina, Maëlle et Guillaume mais aussi encore une fois Solène, Flo, Louise et Thomas.

Je voudrais aussi remercier "les filles", qui m'ont aidées moralement et de loin dans cette thèse, et qui resteront une inconditionnelle source de bonheur dans ma vie : merci à Alice, Anne, Cam Cam, Audrey, Marie, P'tite marie, Nelly, Pauline et Régis !

Je remercie avec une grande franchise et tendresse ma famille, qui m'a aidé à me construire et qui restera, j'en suis sûre, une base solide de soutien et de partage. Merci à maman (et aux superbes moments partagés en Cordillère Huayhuash), à papa (et au nettoyage de coquilles dans l'ensemble du manuscrit), et un énorme merci aux frangins et frangines : Marion, Fabien et Baptiste. En n'étant pas la dernière d'une famille si géniale je n'aurais peut être pas été jusqu'à fouler les superbes cimes péruviennes ! Et un grand merci à Mimi.

Je remercie enfin Wesley, qui m'a accompagné d'une très belle manière durant ces trois ans de thèse, qui m'a appris à croire en moi et avec qui j'espère partager encore de nombreuses aventures.

Résumé

Le changement climatique global participe à la redistribution des ressources en eau à l'échelle de la planète. Les impacts sont particulièrement notables en région de montagne où les gradients de précipitations et de températures sont très importants. Dans les régions tropicales de hautes altitudes, au sein desquelles la variabilité spatiale des précipitations est forte, l'estimation de cette variable sur une large gamme d'échelles d'intérêt pour les climatologues, météorologues et hydrologues est un défi. La modélisation glacio-hydrologique a pour but de comprendre les processus observés actuellement pour avoir la capacité de donner des réponses sur les évolutions possibles des écoulements qui seront causés par un changement climatique et une évolution des activités anthropiques. L'enjeu d'une telle modélisation, en zone de montagne tropicale, est de reproduire non seulement l'évolution saisonnière du débit, mais aussi l'évolution annuelle et pluri-annuelle des zones englacées. Cependant, ce type d'étude reste limité par la régionalisation des variables météorologiques. Durant l'année hydrologique 2012/2013, trois types de produits de précipitations (mesures de terrain, données satellitaires, sorties de modèle climatique régional (MCR)) sont tout d'abord comparés sur le bassin versant du Rio Santa au Pérou, d'une superficie de 10 400 km², dont 3,3 % est englacée ; l'impact de ces différentes variables de forçage sur les sorties d'un modèle glacio-hydrologique semi-distribué est par la suite évalué.

Le produit satellite est celui de TRMM3B42 ; les sorties du MCR sont celles de WRF, à trois résolutions imbriquées : 27, 9 et 3 km ; les données journalières de précipitations sont interpolées en utilisant un algorithme de krigeage avec dérive externe (KED), en appliquant l'altitude ou bien les cumuls annuels des sorties de WRF comme dérive externe. Les sorties de WRF surestiment fortement les cumuls annuels, comparées aux produits TRMM ou KED. La physique du modèle permet cependant d'avoir un produit qui restitue correctement les cycles temporels saisonnier et journalier des précipitations. Le produit satellitaire TRMM montre des erreurs dans la saisonnalité des précipitations au niveau des pixels englacés et une surestimation des cumuls en saison sèche, ce qui en fait un produit qui n'est pas représentatif des champs de précipitations en zone de montagne. Les produits de krigeage sont de bons interpolateurs des précipitations à une résolution de 3 km. L'utilisation de l'altitude, comme dérive externe, entraîne une augmentation des précipitations jusqu'aux plus hauts sommets de la Cordillère Blanche ; l'utilisation des cumuls de WRF bénéficie de la prise en compte de la physique atmosphérique du modèle pour correctement représenter les précipitations orographiques. Malgré une forte surestimation des volumes précipités, la modélisation climatique fournit, pour des zones de topographie complexe peu échantillonnées, des informations essentielles sur la temporalité et la distribution spatiale des précipitations. Les mesures in situ restent cependant essentielles pour estimer les précipitations en termes de quantités et développer des méthodes d'interpolation ou de correction des sorties de modèle atmosphérique.

La modélisation glacio-hydrologique est réalisée avec l'outil DHSVM-GDM, incluant une représentation des zones englacées et de la dynamique glaciaire. La force de cet outil est de pouvoir évaluer l'ensemble des composantes du bilan en eau, à différents pas de temps. Cependant, il reste difficile de représenter correctement à la fois les zones glaciaires et les zones non englacées sur un bassin versant tel que celui du Rio Santa. L'utilisation de différentes variables de forçage montre qu'une étude approfondie sur la variable de précipitations est nécessaire en amont de toute modélisation glacio-hydrologique pour simuler les zones de hautes altitudes, impactant les résultats de la modélisation en terme de perte en volume glaciaire.

Summary

Global climate change participates in the redistribution of water resources worldwide. Impacts are particularly significant in mountainous regions where precipitation and temperature gradients are important. In high altitude tropical regions, where the spatial variability of precipitation is large, estimating this variable over the broad range of scales of interest for climatologists, meteorologists and hydrologists is challenging. Glacio-hydrological modeling aims at understanding current processes in order to have the ability to give answer on possible evolutions of stream flow that can be caused by climatic changes and the development of anthropogenic activities. The issue of such modeling, in a tropical mountain area, is to reproduce not only the evolution of seasonal flow but also the annual and multi-annual evolution of glaciated areas. However, this type of study is limited by the regionalization of meteorological variables. During the hydrological year 2012/2013, three types of precipitation products (in situ data, satellite data, outputs from a regional climate model (RCM)) are first compared over the Rio Santa watershed in Peru, with an area of 10 400 km² of which 3.3 % is glaciated; impacts of those forcing variables on the outputs of a distributed glacio-hydrological model are then evaluated.

The satellite product is TRMM 3B42; RCM outputs are obtained from WRF at three nested resolutions : 27, 9 and 3 km; daily in situ data are interpolated using a kriging with external drift (KED) algorithm, with the altitude or WRF annual precipitation amounts as the external drift. WRF outputs largely overestimate the annual totals, compared to TRMM or KED. However, the physics of the model allows to accurately reproduce the seasonal and daily time cycles of precipitation. TRMM performs poorly over ice covered surfaces and overestimate monthly value during the dry season, making it non representative of precipitation patterns in mountainous areas. Kriging products are good interpolators of precipitation at 3 km resolution. Using altitude as the external drift results in an increase of precipitation to the highest peaks of the Cordillera Blanca; using annual totals of WRF benefits from the atmospheric physic of the model to correctly represent orographic precipitation. Despite a strong overestimation of precipitation quantities, climate modeling provides essential information on the temporal and spatial distribution of precipitation for sub-sampled complex topographic area. However, in situ measurements remain essential to estimate precipitation in terms of quantities, and develop interpolation or correction methods of atmospheric model outputs.

Glacio-hydrological modeling is performed with the DHSVM-GDM model, including the simulation of glaciated areas and of the glacier dynamic. The strength of such model is to assess the overall element of the water balance, at different time steps. However, it remains difficult to properly represent both the glaciated and non-glaciated areas on a watershed such as the Rio Santa. Using various forcing variables show that a comprehensive study on precipitation is needed before any glacio-hydrological modeling to simulate high altitudes area, impacting the modeling results in terms of ice volume loss.

Resumen

El cambio climático global contribuye a la redistribución de los recursos hídricos a escala del planeta. Los impactos son particularmente significativos en regiones de montaña donde existen fuertes gradientes espaciales de precipitación y de temperatura. En las regiones tropicales de altitud elevada, en las cuales la variabilidad espacial de las precipitaciones es alta, estimar esta variable sobre una amplia gama de escala temporal y espacial resulta un desafío para los climatólogos, meteorólogos e hidrólogos. La modelación glacio-hidrológica tiene como meta entender los procesos observados actualmente para tener la capacidad de dar respuestas sobre la probable evolución de los flujos de agua causado por el cambio climático y la evolución de las actividades antrópicas. El desafío de tal modelación, en zona de montaña tropical, es reproducir no solamente la evolución estacional del caudal, sino también la evolución anual y pluri-anual de las zonas glaciares. Sin embargo, este tipo de estudio queda limitado por la regionalización de variables meteorológicas. Durante el año hidrológico 2012/2013, tres tipos de productos de precipitación (datos de terreno, datos satelitales, salidas de modelo climático regional (MCR)) fueron inicialmente comparados en la cuenca del Río Santa en Perú, cuya superficie es de 10 400 km², de los cuales 3,3 % son glaciares. Luego, se evalúa el impacto de estas diferentes variables de forzamiento sobre las salidas de un modelo glacio-hidrológico semi-distribuido.

El producto satelital es TRMM3B42; las salidas del MCR son las de WRF, a tres resoluciones anidadas : 27, 9 y 3 km; los datos diarios de precipitación son interpolados usando un algoritmo de kriging con deriva externa (KED), aplicando la altitud o los totales anuales de precipitación de las salidas de WRF como deriva externa. Las salidas de precipitación de WRF sobreestiman de manera considerable los totales anuales de precipitación, comparando con los productos TRMM o KED. La física del modelo permite sin embargo tener un producto que reproduce de manera correcta los ciclos temporales estacional y diario de las precipitaciones. El producto satelital TRMM muestra errores en la estacionalidad de las precipitaciones a nivel de los píxeles glaciares, además de una sobreestimación de las lluvias totales durante la estación seca, lo que lo hace un producto que no es representativo de los patrones de precipitación en zonas de montaña. Los productos de kriging muestran una correcta interpolación de las precipitaciones a una resolución de 3 km. El uso de la altitud, como deriva externa, produce un incremento de las precipitaciones hasta las más altas cumbres de la Cordillera Blanca; el uso de las lluvias totales de WRF permite introducir la física atmosférica contenida en las salidas del modelo para representar de manera correcta las precipitaciones orográficas. Aunque los volúmenes precipitados son sobreestimados, la modelación climática aporta informaciones esenciales sobre la temporalidad y la distribución espacial de las precipitaciones para zonas de topografía compleja con escasas muestras observacionales. Sin embargo, las observaciones in situ resultan esenciales para estimar las tasas de precipitación y desarrollar métodos de interpolación o de corrección de salidas de modelos atmosféricos.

La modelación glacio-hidrológica es realizada con DHSVM-GDM, incluyendo una representación de zonas glaciares y de la dinámica glaciaria. La fortaleza de esta herramienta radica en evaluar todos los componentes del balance hídrico, a diferente paso de tiempo. Sin embargo, resulta un desafío representar al mismo tiempo las zonas glaciares y las zonas sin glaciaria sobre una cuenca como la del Río Santa. El uso de diferentes variables de forzamiento muestra que es necesario conducir un estudio exhaustivo sobre la variable de precipitación previamente a toda modelación glacio-hidrológica para simular las zonas de elevada altitud, lo cual impacta los resultados de la modelación en términos de volumen glaciario.

Table des matières

Introduction générale	1
Partie I Contexte et objectifs de la thèse : l'hydrologie dans les Andes tropicales	7
I. CONTEXTE CLIMATIQUE : CARACTÉRISTIQUES DE LA ZONE TROPICALE.....	9
1. Quelques éléments sur le climat tropical andin.....	9
2. Glaciers en zone tropicale : caractéristiques et évolution temporelle.....	15
3. Synthèse.....	21
II. CONTEXTE MÉTÉOROLOGIQUE : PRÉCIPITATIONS DANS LES ANDES TROPICALES.....	23
1. Caractéristiques des précipitations dans les Andes tropicales.....	24
2. Mesures et produits de précipitations.....	26
3. Méthodes de spatialisation des précipitations.....	31
4. Synthèse.....	39
III. CONTEXTE MÉTHODOLOGIQUE : MODÉLISATIONS GLACIO-HYDROLOGIQUES.....	41
1. Description des processus nivo-glacio-hydrologiques.....	42
2. Différents modèles glacio-hydrologiques.....	50
3. Méthodes de calibration.....	55
4. Synthèse.....	59
IV. OBJECTIFS DE LA THÈSE ET MÉTHODOLOGIE GÉNÉRALE.....	61

Partie II Le bassin versant du Rio Santa : description géographique et données 63

V. PRÉSENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE..... 65

- 1. Caractéristiques physiques et hydrologiques du bassin versant..... 65
- 2. Glaciers de la Cordillère Blanche 72

VI. MÉTÉOROLOGIE DU BASSIN VERSANT..... 75

- 1. Différents réseaux de mesure sur la zone d'étude..... 75
- 2. Comparaison des données météorologiques (hors précipitations)..... 79

VII. HYDROLOGIE DU BASSIN VERSANT..... 85

- 1. Données de débit disponibles 85
- 2. Couverture neigeuse : données MODIS 88
- 3. Synthèse partielle : le bassin versant du Rio Santa 89

Partie III Analyse spatio-temporelle et intercomparaison des données de précipitations 91

VIII. ÉVALUATION SPATIO-TEMPORELLE DE DIFFÉRENTES DONNÉES DE PRÉCIPITATIONS..... 93

- 1. Publication : Spatio-temporal assesment of WRF, TRMM and in situ precipitation data over the Cordillera Blanca, Peru (HESS-D) 94
- 2. Synthèse des résultats 116

IX. CONSTITUTION DE NOUVELLES CHRONIQUES DE PRÉCIPITATIONS..... 117

- 1. Krigeage de données journalières 117
- 2. Utilisation du cycle diurne de WRF 122
- 3. Synthèse des jeux de données disponibles 123
- 4. Synthèse partielle : analyse des données de précipitations 126

Partie IV Modélisation glacio-hydrologique du bassin versant du Rio Santa 127

X. PRÉSENTATION DU MODÈLE GLACIO-HYDROLOGIQUE DHSVM..... 129

- 1. Structure générale et processus modélisés..... 129
- 2. Différents modules de DHSVM 130
- 3. Variables de contrôle 135

XI. CALIBRATION ET ÉVALUATION DU MODÈLE..... 137

- 1. Paramètres sensibles..... 137
- 2. Méthode de calibration..... 139

XII. IMPACT DES ENTRÉES DE PRÉCIPITATIONS ET TEMPÉRATURE SUR LA MODÉLISATION GLACIO-HYDROLOGIQUE..... 147

- 1. Variables d'entrée 148

2. Performance de l'outil de modélisation.....	148
3. Sensibilité aux variables météorologiques : valeurs annuelles et cycle diurne.....	154
4. Simulations long terme.....	161
5. Synthèse partielle : modélisation glacio-hydrologique du bassin versant du Rio Santa.....	165

Conclusion générale **167**

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES..... 177

Annexes **193**

A. FICHER DE CONFIGURATION DHSVM.....	195
1. Options.....	195
2. Constantes.....	196
3. Paramètres de sols.....	197
4. Paramètres de végétations.....	199
B. PARAMÈTRES DE CALIBRATION DHSVM.....	201
1. Set 1 de simulations.....	201
2. Set 2 de simulations.....	201
3. Set 3 de simulations : $P_{KED_{WRF}}/T_{WRF_{cor}}$ et $P_{KED_{WRF}}/T_{WRF}$	206
4. Set 3 de simulations : $P_{KED_{Altitude}}/T_{WRF_{cor}}$	206
5. Set 3 de simulations : $P_{KED_{Altitude}}/T_{WRF}$	207

Acronymes

AMO "Atlantic Multidecadal Oscillation". 13, 14, 76, 89

BES Bilan d'énergie de surface. 47

BM Bilan de masse. 45, 154

BV Bassin Versant. 124, 135

CIADERS "Centro de Información e Investigación Ambiental de Desarrollo Regional Sostenible".
65, 75, 100, 101

ENSO "El Niño Southern Oscillation". 12, 13, 14, 96

FAO "Food and Agriculture Organization of the United Nations". 43, 197

GMS "Geostationary Operational Environmental Satellite". 29

GOES "Geostationary Satellite Server". 29

GPR "Ground Penetrating Radar". 73

IRD Institut de Recherche pour le Développement. 37, 85

KED "Kriging with External Drift". 33, 34, 94, 95, 101, 102, 105, 107, 109, 110, 111, 114, 115, 116,
117, 118, 119, 123, 126, 148, 169, 170

KGE "Kling-Gupta Efficiency". 57, 135, 139, 140, 143, 144, 145, 149, 152, 154, 164, 171

KU Krigeage Universel. 33, 118

LGGE Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement. 73

LLJ "Low Level Jet". 12, 14

LMI-GREAT ICE Laboratoire Mixte International - Glaciers et Ressources en Eau dans les Andes
Tropicales : Indicateurs Climatiques et Environnementaux. 65

MCG Modèle Climatique Global. 29, 30, 31, 34, 35, 39

MCR Modèle Climatique Régional. 35, 36, 37, 38, 39

- MEI** "Multivariate ENSO Index". 14, 76, 89
- MNT** Modèle Numérique de Terrain. 70, 129
- MOD10A1** "MODIS/Terra Snow Cover Daily L3 Global 500m SIN Grid". 88, 149, 151, 152, 171
- NCEP/FNL** "NCEP/Final operational global analysis". 37, 81
- NCEP/NCAR** "National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research". 26
- NDVI** "Normalized Difference Vegetation Index". 68, 90
- NOAA** "National Oceanic and Atmospheric Administration". 13, 29
- NS** "Nash Sutcliffe". 57
- PDO** "Pacific Decadal Oscillation". 13, 14, 18, 76, 89
- RGI** "Randolf Glacier Inventory". 67, 68, 85, 90
- RMSE** "Root Mean Square Error". 58, 105, 118, 135, 152, 154, 157, 160
- SACZ** South Atlantic Convergence Zone. 11
- SENAMHI** "Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú". 75, 77, 81, 100, 159
- SIA** "Shallow Ice Approximation". 50, 53, 54
- SOI** "Southern Oscillation Index". 12
- TARN** "Transdisciplinary Research Network". 85
- TRMM** "Tropical Rainfall Measuring Mission". x, 23, 28, 29, 39, 77, 78, 93, 94, 95, 94, 95, 97, 99, 101, 103, 102, 105, 104, 105, 107, 109, 111, 113, 115, 116, 123, 126, 148, 160, 161, 164, 169, 170
- UGRH** "Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos". 18, 65, 67, 72, 73, 75, 76, 77, 85, 89, 100, 101, 135, 140, 152
- UNASAM** "Universidad Nacional Santiago Antúñez de Mayolo". 65, 75, 76, 77, 82, 83, 89, 100, 159, 174
- WMO** "World Meteorological Organization". 27
- WRF** "Weather Research and Forecasting Model". 37, 38, 77, 78, 79, 80, 81, 82, 83, 89, 93, 94, 95, 101, 102, 104, 105, 107, 108, 109, 110, 112, 114, 116, 117, 118, 121, 123, 126, 134, 148, 157, 160, 161, 164, 169, 170, 171, 174
- ZCIT** Zone de Convergence Inter Tropicale. 9, 10, 11, 29

Abréviations

- \hat{P} Valeur prédite de précipitations. 31
- μ Part déterministe dans la décomposition de la variable de précipitations pour l'application de la méthode de krigeage. 32, 34
- ϵ Part stochastique dans la décomposition de la variable de précipitations pour l'application de la méthode de krigeage. 32, 34
- γ Semi-variogramme (appelé variogramme par abus de langage). 32
- Δ Pente de la courbe de pression de vapeur à la température moyenne de l'air [kPa.K⁻¹]. 43
- Γ Constante psychrométrique [kPa.K⁻¹]. 43
- α Albédo de surface. 48
- β Pente de la surface [m/m]. 140
- θ Contenu en eau moyen du sol. 149
- ϕ Porosité du sol. 149
- α_k Mesure de la variabilité relative entre débit simulé et observé. 57
- β_k Biais normalisé entre débit simulé et débit observé. 57
- ETP* Évapotranspiration potentielle [mm]. 42, 43
- ETR* Évapotranspiration réelle [mm]. 43, 135, 149
- ET₀* Évapotranspiration de référence [mm]. 43, 82
- F_{precip}* Flux de chaleur apporté à la surface par les précipitations [W.m⁻¹]. 47
- G* Flux géothermique [W.m⁻¹]. 43, 47
- H* Flux turbulent de chaleur sensible [W.m⁻²]. 47
- K_s* Conductivité hydraulique verticale à saturation [m/s]. 149
- LE* Flux turbulent de chaleur latente [W.m⁻²]. 47
- LW* "Longwave radiation [W.m⁻²"]. 16, 47
- P* Valeur observée de précipitations. 31
- RH* Humidité relative [%]. 79

- R_n Rayonnement net [$\text{W}\cdot\text{m}^{-1}$]. 43
- SW "Shortwave radiation [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$]". 16, 47
- T_{IS} Température de l'air mesurée in situ [$^{\circ}\text{C}$]. 80
- T_{air} Température de l'air. 37, 43, 52, 79, 82
- T_{frz} Température du point de gelée. 37, 82
- Zs Profondeur de sol [m]. 140
- a_{neige} Facteur de fonte pour l'application du modèle degrés-jour [$\text{mm}\cdot\text{jour}^{-1}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$]. 52
- h Distance entre 2 points utilisé dans l'application du processus de krigeage [m]. 32
- q Rapport de mélange [kg/kg]. 79
- r Coefficient de corrélation. 57
- u_2 Vitesse du vent [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]. 43
- z_{IS} Altitude de la station de mesure [m]. 80
- z_{WRF} Altitude d'une maille WRF [m]. 80
- $P_{KED_{Altitude}}$** Précipitations issues d'un krigeage avec la variable d'altitude comme dérive externe. 149, 152, 153, 154, 157, 158, 162, 164
- $P_{KED_{WRF}}$** Précipitations issues d'un krigeage avec les cumuls de WRF3 comme dérive externe. 137, 142, 145, 148, 149, 152, 153, 154, 155, 157, 158, 160, 162, 164
- $T_{WRF_{cor}}$** Température en sortie de WRF3 corrigées. 89, 137, 141, 142, 145, 148, 149, 151, 152, 153, 154, 155, 156, 157, 159, 160, 162, 164
- T_{WRF}** Température en sortie de WRF3. 137, 141, 142, 148, 149, 151, 152, 153, 154, 155, 156, 157, 159, 162, 164

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Le changement climatique global participe à la redistribution des ressources en eau à l'échelle de la planète. Les impacts sont particulièrement notables en région de montagne où les gradients de précipitations et de température sont très importants et où le rôle de la neige et des glaciers en termes de stockage et de déstockage est à prendre en compte à différentes échelles temporelles (saisonniers, annuelle et décennale) [BARNETT et al., 2005]. Plus d'un tiers de la population globale vit à l'intérieur d'un bassin versant qui prend sa source dans un massif montagneux [BENISTON, 2003] et un quart de la population mondiale réside au sein ou au pied des reliefs [MEYBECK et al., 2001]. Les conséquences sociales et économiques d'un réchauffement climatique en zone de montagne, considérée de manière imagée comme "château d'eau" de la planète, pourraient être majeures et nécessitent une attention particulière.

Depuis 40 ans, aux échelles globale et continentale, une élévation tant de la température que des précipitations est observée, avec par exemple une hausse de température de 0,7 à 1 °C sur l'Amérique Latine et une augmentation des précipitations de 0,6 mm/jour en Amérique du Sud [MAGRIN et al., 2014]. Cependant, les impacts devront être gérés à l'échelle locale, pour laquelle les changements spatiaux et temporels de température ne sont pas uniformes [RANGWALA & MILLER, 2012]. Quant à la variable de précipitations, elle est plus difficile à documenter en zone de montagne que les températures, en raison d'un manque de stations de mesures à haute altitude [RABATEL et al., 2013; PEPIN et al., 2015] et d'une variabilité spatiale importante. Il existe donc un besoin conséquent d'études locales qui puissent fournir des scénarios climatiques fiables pour les zones de montagne. C'est alors la descente d'échelle des précipitations qui constitue l'axe majeur des recherches pour l'amélioration de la fiabilité des projections de changement climatique [VIVIROLI et al., 2011].

L'unique mesure directe de précipitations en zone de montagne se fait par l'observation in situ mais souffre d'un faible échantillonnage pour la représentation de sa variabilité spatiale [SCHEEL et al., 2011]. Les produits satellitaires fournissent la couverture globale qui fait défaut aux données de terrain, mais restent peu performants dans l'évaluation des précipitations orographiques [WARD et al., 2011]. Les modèles climatiques produisent des variables physiques cohérentes permettant de simuler les bilans en eau et pouvant être utilisés pour des études de climat modifié. Ils peinent cependant à correctement simuler la variable de précipitations [MEARNS et al., 1995; ORLOWSKY et al., 2010; GUDMUNDSSON et al., 2012]. Ces sources de données sont actuellement insuffisantes pour comprendre le degré de variabilité spatiale et temporelle des précipitations au sein des systèmes montagneux, dans leur réponse aux modifications climatiques ainsi qu'en climat présent [RANGWALA & MILLER, 2012].

Dans chacun des compartiments du cycle hydrologique, le défi actuel est de pouvoir évaluer correctement les différentes variables jouant un rôle dans les variations de stocks d'eau et dans les transferts au sein du bassin versant [KUNDZEWICZ et al., 2008]. Comme évoqué précédemment, les glaciers sont un important stock d'eau temporaire des précipitations solides à haute altitude (au-dessus de 4 800 mètres en zone tropicale [BRADLEY et al., 2009]). Au sein des bassins versants glaciaires, en contexte de réchauffement climatique, une modification importante des écoulements est attendue avec tout d'abord une fonte renforcée entraînant une augmentation du ruissellement, suivie d'une diminution des apports en eau comme conséquence globale de la réduction des volumes glaciaires [JANSSON et al., 2003]. La modélisation glacio-hydrologique a pour but de comprendre les processus observés actuellement pour avoir la capacité de donner des réponses sur les évolutions futures possibles des écoulements (en termes de quantité, de variabilité saisonnière) qui seront causées par le changement

climatique et les activités anthropiques. Un nombre croissant de modèles applicables en bassin versant glaciaire est développé, des approches simplifiées [SCHAEFLI et al., 2005] jusqu'à la prise en compte des processus physiques majoritaires, guidant la réponse hydrologique des bassins versants aux forçages climatiques et anthropiques [NAZ et al., 2014]. L'enjeu dans une telle modélisation est de reproduire non seulement l'évolution saisonnière du débit, mais aussi l'évolution annuelle et pluri-annuelle des zones englacées. Dans un tel contexte, seule une modélisation à base physique du bassin versant permet de représenter son état futur ainsi que les différentes phases transitoires. Néanmoins, simuler correctement le débit à l'exutoire d'un bassin n'indique pas que l'ensemble des flux de matières et d'énergie entre les différents compartiments du cycle de l'eau continental soit bien modélisé, notamment pour développer des prévisions en climat futur.

Malgré les progrès réalisés en termes de compréhension en hydrologie et hydrologie glaciaire (observation et modélisation), il reste de nombreux défis dont notamment la régionalisation des variables météorologiques et des précipitations, pour mieux comprendre le recul glaciaire et permettre d'estimer les écoulements dans les bassins versants plus ou moins englacés non-jaugés. Les précipitations dépendent à la fois de la circulation atmosphérique à grande échelle et de paramètres locaux tels que la topographie. Il est ainsi difficile de disposer de champs de forçage pluviométriques aux fines résolutions requises par les modèles hydrologiques (résolution spatiale de quelques centaines de mètres en zone de montagne et résolution temporelle infra-journalière). On est actuellement limité par notre manque de connaissances du changement climatique à venir et de sa réponse hydrologique et il est nécessaire de lier ces deux disciplines en réalisant des études de modélisation climatique associées à des études de modélisation hydrologique et glaciaire [VIVIROLI et al., 2011].

Il apparaît dans ce contexte deux enjeux principaux qui seront développés dans ce travail :

- 1) la régionalisation des précipitations en zone de montagne, avec comme référence des données mesurées in situ, des produits satellitaires et des sorties de modèles atmosphériques : la construction de nouveaux produits de précipitations, combinant les données disponibles, motivera la première partie de ce travail ;
- 2) la modélisation d'un bassin versant englacé à grande échelle (plus de 10 000 km²) sera l'objet d'un second objectif de travail, animé par l'évaluation de l'impact des variables de forçage de précipitations mais aussi de température sur les sorties d'un modèle glacio-hydrologique distribué.

La Cordillère Blanche, abritant un quart des glaciers tropicaux de la planète, porte bien son nom et alimente en eau le réseau d'écoulement du bassin versant du Rio Santa, localisé au Pérou, en zone tropicale. Caractérisée par un régime saisonnier de précipitations, avec une saison humide de novembre à mars et une saison sèche de mai à août, la zone tropicale sud-américaine (entre 2°N et 18°S) a connu une augmentation de + 0,13 °C par décennie au cours de la deuxième moitié du 20^e siècle [VUILLE et al., 2015]. À l'échelle continentale, le massif de la Cordillère Blanche forme une barrière orographique entre la plaine amazonienne humide à l'est et la zone côtière Pacifique sèche. Les glaciers ont une forte importance socio-économique en tant que régulateurs de l'écoulement du Rio Santa en saison sèche, pendant laquelle les précipitations sont rares [KASER et al., 2003 ; SCHAUWECKER et al., 2014]. Le bassin versant, comprenant la 22^e ville du Pérou en termes de population, est un producteur d'énergie hydroélectrique mais aussi de nombreux produits agricoles.

Le présent travail est structuré en quatre grandes parties.

Tout d'abord, le contexte global est décrit à travers une présentation des caractéristiques climatiques de la zone tropicale, de la connaissance des précipitations dans les Andes tropicales, ainsi que des outils de modélisation glacio-hydrologique. L'ensemble de cette partie amène au développement des objectifs et de la méthodologie développée dans cette thèse.

Le choix a été de travailler sur le bassin versant du Rio Santa, dont la description géographique fera l'objet de la seconde partie.

L'analyse des différentes sources de données de précipitations disponibles et le développement de nouveaux produits seront présentés dans la troisième partie : l'intercomparaison de différents produits de précipitations met en évidence les forces et les faiblesses de chacun, en amont de la combinaison de leurs forces respectives conduisant à l'obtention d'un produit novateur qui, avec une résolution horaire, permet de décrire la variabilité spatiale des précipitations sur le bassin versant du Rio Santa.

La dernière partie développe l'application d'un modèle glacio-hydrologique sur la zone d'étude, forcé par les produits de précipitations précédemment décrits. L'objectif est d'identifier les impacts d'une variation dans la spatialisation des précipitations, ainsi que dans les valeurs de température, sur les variables hydrologiques et glaciaires modélisées.

L'aboutissement de ce travail, c'est à dire l'expression des conclusions et des perspectives de cette étude couplant résultats de modélisation atmosphérique et de modélisation hydrologique, clôtureront la lecture de cette thèse.

Première partie

CONTEXTE ET OBJECTIFS DE LA THÈSE : L'HYDROLOGIE DANS LES ANDES TROPICALES

Contexte climatique : caractéristiques de la zone tropicale

De nombreuses études ont par le passé porté sur la zone tropicale andine, et notamment sur les glaciers tropicaux d'Amérique du Sud. Pour citer certaines thèses, bien que souvent multithématiques, elles sont fondées sur des études glaciologiques [SICART, 2002 ; FAVIER, 2004], climatiques [WAGNON, 1999 ; RABATEL, 2005] ou hydrologiques [CABALLERO, 2001 ; CONDOM, 2002 ; SUAREZ, 2007 ; VILLACIS, 2008 ; LEJEUNE, 2009]. Le climat tropical et les caractéristiques des glaciers tropicaux sont donc déjà largement documentés [KASER, 1999 ; KASER, 2001 ; KASER et al., 2003 ; JUEEN et al., 2007 ; LAVADO-CASIMIRO et al., 2009 ; WINKLER et al., 2009 ; MARK et al., 2010 ; HOFER et al., 2010 ; BURY et al., 2011 ; BARAER et al., 2012 ; LAVADO-CASIMIRO et al., 2012 ; GURGISER et al., 2013 ; LAVADO-CASIMIRO & ESPINOZA, 2014]. Nous ne chercherons pas dans cette première partie à effectuer une description détaillée des processus physiques caractéristiques de la zone tropicale. L'objectif est de situer le travail réalisé dans son contexte. Ce chapitre contient donc une présentation générale de la zone tropicale andine et des glaciers tropicaux. Le bassin versant étudié, celui du Rio Santa au Pérou, sera détaillé précisément dans le chapitre V. Du à un manque de disponibilité des données pour la mise en place du modèle glacio-hydrologique, le travail présenté dans ce mémoire porte sur un an de mesures, l'année hydrologique 2012/2013. Cette année particulière sera située dans le contexte global de variabilité inter-annuelle du climat andin.

1. Quelques éléments sur le climat tropical andin

1.1. Généralités

Une définition de la zone tropicale communément acceptée dans la communauté glaciologique a été donnée par KASER [1999] (figure I.1). Ainsi, cette zone est définie comme la surface où l'amplitude thermique diurne est supérieure à l'amplitude thermique annuelle. D'un point de vue astronomique, on peut aussi considérer que la zone tropicale est comprise entre les tropiques du Cancer ($23^{\circ}26'14''$ N)

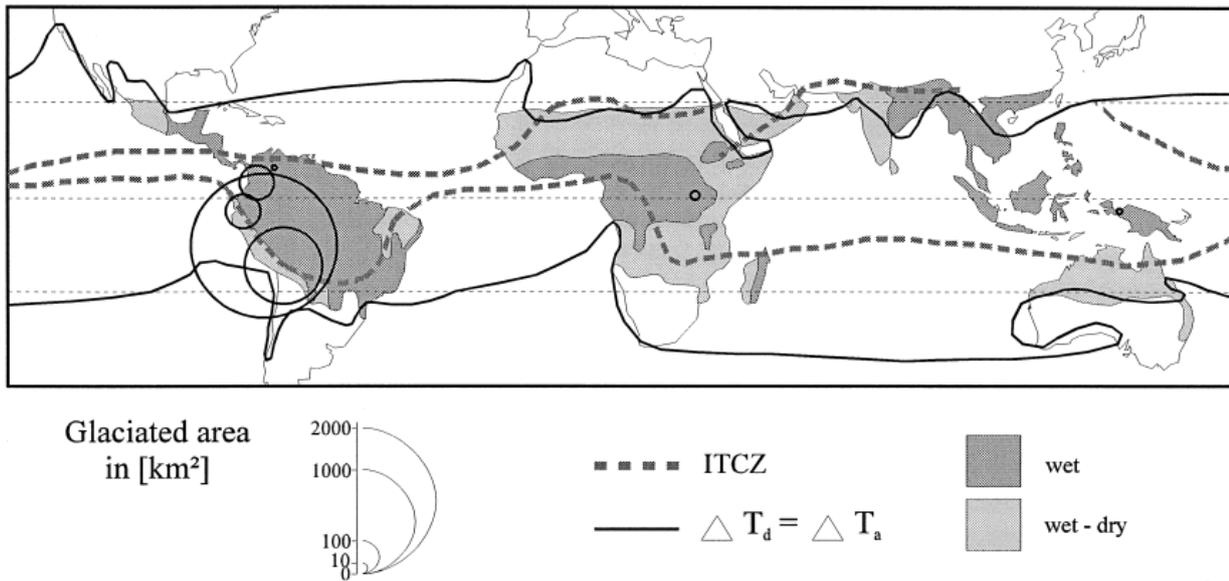


FIGURE I.1 – Les tropiques et leurs délimitations spatiales d’un point de vue glaciologique, ainsi que la distribution des aires glaciaires par pays en zone tropicale. Issue de [KASER, 1999].

et du Capricorne (23°26’14” S). Une troisième définition porte sur une délimitation climatologique en considérant que cette zone est comprise dans l’intervalle spatial de variation de la Zone de Convergence Inter Tropicale (ZCIT).

Cette zone tropicale est une zone de gain d’énergie pour le globe terrestre, en étant la région la plus éclairée de la planète [HASTENRATH, 1991]. L’ensoleillement est homogène toute l’année, contrairement aux régions plus septentrionales dont les saisons sont marquées par un cycle solaire. La durée du jour ne varie que faiblement au cours de l’année [LEJEUNE, 2009] et l’insolation montre une variation diurne prononcée [FAVIER, 2004].

Les océans couvrent 80 % de la surface de la zone tropicale et chargent d’humidité les masses d’air qui les traversent. Une des caractéristiques principales des tropiques est l’homogénéité de l’air dans une direction horizontale, contrairement aux hautes et moyennes latitudes qui connaissent des discontinuités thermiques intenses [LEJEUNE, 2009]. L’air des basses couches de l’atmosphère (< 850 hPa) est chaud et riche en vapeur d’eau ; il contient donc une énergie potentielle thermique importante, capable de libérer de grandes quantités de chaleur latente durant les processus de condensation. Ce contenu en eau des basses couches est à l’origine d’une instabilité dynamique, impliquant une activité convective plus importante verticalement qu’horizontalement.

1.2. Variations infra-annuelles

La zone tropicale peut être séparée en zone tropicale interne (avec des précipitations continues au cours de l’année) et zone tropicale externe (avec deux saisons marquées en termes de précipitations) [KASER, 1999]. Ces variations de précipitations sont liées aux variations de la ZCIT.

La ZCIT est une région de basses pressions, d’orientation est/ouest, où convergent les alizés en provenance du nord-est et du sud-est [SICART, 2002]. Les alizés sont des vents des basses couches de la troposphère, de vitesse modérée (20 km/h), qui après avoir parcourus des milliers de kilomètres

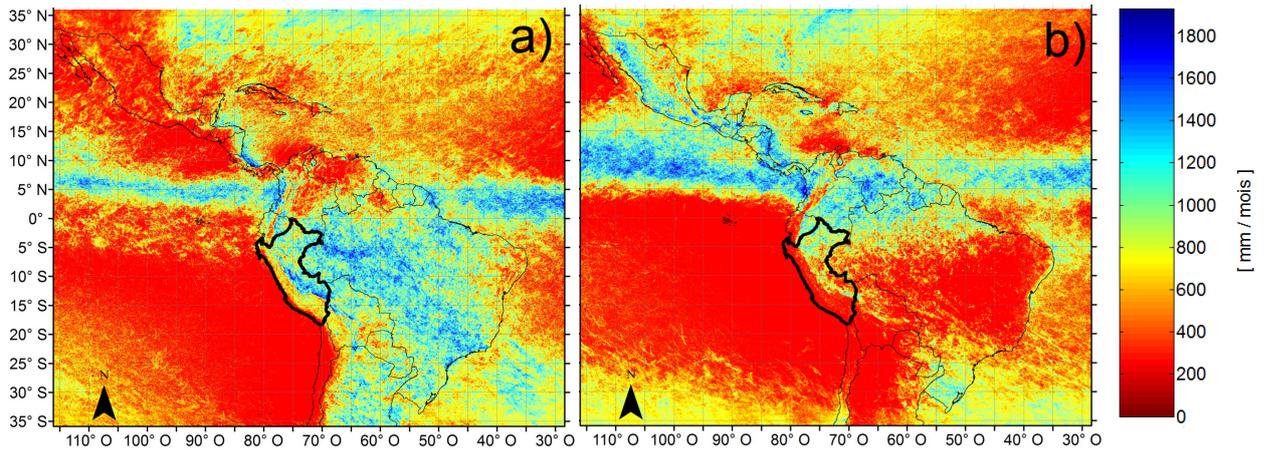


FIGURE I.2 – Moyenne climatique 1998-2009 de précipitations sur les mois de janvier (**a** - ZCIT situé plus au sud) et juillet (**b** - ZCIT situé plus au nord), issue du produit TRMM 2B31 [BOOKHAGEN, 2014]. Les frontières du Pérou sont délimitées en gras.

sur les eaux chaudes des océans tropicaux alimentent en air chaud et humide les amas convectifs de la ZCIT. A l'origine de mouvements ascendants des masses d'air, ils sont aussi sources de turbulences et de précipitations intenses.

La ZCIT évolue spatialement en fonction de la position apparente du soleil, avec un décalage de 6 à 12 semaines, à cause de l'inertie thermique importante des océans. Cette bande de convection, d'environ 300 à 500 km de large, fluctue spatialement de manière plus marquée sur les continents que sur les océans (figure I.1). Ainsi, sa localisation varie en moyenne entre 5°N et 10°N dans la zone est du Pacifique et entre 5°S (pôle convectif amazonien) et 10°N (pôle convectif d'Amérique centrale) sur le continent américain, entre les mois de janvier et juillet (figure I.2). Cette zone de convergence traduit le couplage intense océan-atmosphère présent sous les tropiques.

Dans le contexte de variabilité annuelle du pôle convectif de la ZCIT, il faut cependant noter que l'humidité de l'air est constamment élevée au dessus du bassin amazonien (12 g/kg) [GARREAUD, 2009]. La saisonnalité des précipitations en zone tropicale externe du continent sud-américain ne provient donc pas d'une variabilité dans la source d'humidité mais bien dans l'intensité de son transport. En saison humide, le réchauffement intense de la surface entraîne une déstabilisation locale de la troposphère et l'établissement de vents d'est de haute altitude favorisant le transport d'humidité à l'intérieur du continent [GARREAUD et al., 2003 ; VUILLE et al., 2003 ; FALVEY & GARREAUD, 2005]. De plus, déviés par les Andes, les alizés de nord-est produisent des vents de nord-ouest sur le continent sud-américain. Canalisés entre le relief des Andes à l'ouest et le plateau brésilien à l'est, ces vents transportent de l'humidité en provenance de l'Atlantique et forment la mousson sud-américaine. Ajoutée à cela, la convergence des alizés et de circulations extra tropicales en provenance du sud forme une bande de convection orientée du nord-ouest vers le sud-est, du sud du bassin amazonien vers le sud-est du Brésil, appelée la zone de convergence d'Atlantique Sud (South Atlantic Convergence Zone (SACZ) en anglais). En saison sèche, l'écoulement d'ouest en moyenne troposphère est trop sec pour soutenir une activité convective.

Le Pérou, dont les contours sont marqués en gras sur la figure I.2, avec le bassin versant du Rio Santa localisé à proximité de la latitude 10°S, connaît ainsi deux saisons marquées par une

différence dans les quantités de précipitations. La saison humide (novembre-mars) se caractérise par une forte évapotranspiration de l’océan Atlantique et du bassin amazonien. De basses pressions, liées à une ZCIT située au sud, font monter l’humidité du sol pour aller vers un état de saturation de l’air à haute altitude, qui provoque des précipitations convectives. Le déplacement des masses d’air à l’origine des précipitations orographiques se fait en provenance de l’océan Atlantique vers l’Amazonie puis les Andes [SUAREZ, 2007]. En saison sèche (mai-août), le pôle convectif situé plus au nord provoque une diminution de l’évaporation en provenance du bassin amazonien, résultant en une humidité trop faible pour provoquer des précipitations. La saisonnalité climatique de la zone tropicale se caractérise principalement par le cycle annuel de la pluviométrie, mais il faut noter qu’il ne se reproduit jamais identiquement d’une année à l’autre et qu’il connaît des variations pluri-annuelles largement documentées [POHL, 2007] (cf. section 1.3).

1.3. Variations inter-annuelles

On peut distinguer plusieurs périodicités de variabilité pluri-annuelles des précipitations dans la zone tropicale sud-américaine, liées à deux sources principales [ESPINOZA et al., 2009] :

- variabilité inter-décennale liée à un changement long terme des conditions de température de l’océan Pacifique (figure I.3) ;
- variabilité décennale liée à un changement dans la force du "Low Level Jet" (LLJ) sur les Andes (figure I.4, cf. section 1.3.3).

1.3.1. Évènements "El Niño Southern Oscillation"

La source majeure de variabilité inter-décennale sur une grande partie de l’Amérique du Sud résulte d’une alternance d’évènements "El Niño Southern Oscillation" (ENSO) [GARREAUD, 2009]. Ces évènements, épisodiques, ont généralement lieu tous les 2 à 7 ans. Ce phénomène est lié à une modification du flux d’humidité en provenance de l’océan Pacifique, entraînant une accentuation du gradient de température entre les tropiques et les latitudes moyennes. L’écoulement zonal en haute troposphère est perturbé et conduit à des anomalies de vent d’ouest en période de Niño et des anomalies de vents d’est en période de Niña [VUILLE et al., 2008a].

L’influence de l’ENSO sur les précipitations est hétérogène spatialement. Au niveau du bassin versant du Rio Santa, différentes études successives permettent d’en évaluer l’influence. LAGOS et al. [2008], étudiant les données de 44 stations météorologiques sur la période 1950-2002, montrent qu’au niveau du Pérou, différents régimes de précipitations existent lors d’évènements ENSO, et que ces anomalies de précipitations sont moyennement corrélées aux anomalies de température de surface de la zone Niño 4 du Pacifique Équatorial. LAVADO-CASIMIRO et al. [2012], sur le versant Pacifique du Pérou, étudiant les données hydrologiques de 20 bassins versants sur la période 1968-2006, observent des valeurs de précipitations et de débits supérieures aux valeurs moyennes lors d’évènements Niño. Dans une récente étude, LAVADO-CASIMIRO & ESPINOZA [2014] analysent les données de 155 stations météorologiques péruviennes en valeurs mensuelles sur la période 1965-2007, et concluent que les anomalies de précipitations ne sont significatives que lors de forts évènements Niño et Niña, définis lorsque l’indice "Southern Oscillation Index" (SOI) (différence de pression de l’air entre Tahiti et Darwin) est inférieur à -10 ou supérieur à 10.

Sur la partie nord de la côte péruvienne, comprenant le bassin versant du Rio Santa, les précipitations montrent des anomalies positives en fort Niño comme en fort Niña [LAVADO-CASIMIRO & ESPINOZA, 2014]. Dans la partie sud du Pérou, lors de forts Niño, ces anomalies sont de signe inverse (anomalies négatives). De fortes disparités régionales sont donc observées, parmi lesquelles nous pouvons ajouter les sécheresses sur le bassin amazonien en période de fort Niño. L'étude de LAVADO-CASIMIRO & ESPINOZA [2014] conclut que toutes ces variabilités ne peuvent pas être uniquement expliquées par un indice tel que le SOI, mais qu'il serait intéressant de prendre aussi en compte les variations de température de surface de l'océan Atlantique. Ils utilisent pour cela, en parallèle du SOI, deux nouveaux indices développés par TAKAHASHI et al. [2011]. Dans le but d'étudier les évolutions temporelles de l'ENSO et distinguer les différences entre évènements ces indices utilisent les anomalies des modes de température de surface du Pacifique tropical entre les latitudes 10°S et 10°N, et non plus uniquement les anomalies de température des zones Niño 3-4 de l'océan Pacifique Équatorial. À la suite de cette étude, TAKAHASHI & DEWITTE [2015] montrent qu'il existe un seuil d'anomalie de température de surface de l'océan au-dessus duquel la convection profonde et les vents d'ouest sont renforcés, en réponse au réchauffement de l'est du Pacifique, distinguant les évènements ENSO forts des ENSO modérés.

En ce qui concerne l'impact des évènements ENSO sur le fonctionnement des zones glaciaires, FRANCOU et al. [2004] et VUILLE et al. [2008b] montrent de manière générale qu'avec (i) des flux d'humidité réduits, (ii) des précipitations inférieures à la moyenne, (iii) et des températures plus chaudes que la normale, les évènements Niño ont généralement pour conséquences une anomalie négative de bilan de masse sur les glaciers des Andes tropicales. Cependant, la réponse des glaciers de la Cordillère Blanche est hétérogène et les observations montrent parfois des effets inverses, avec des anomalies positives de bilans masse lors d'évènements Niño [VUILLE et al., 2008b ; RABATEL et al., 2013].

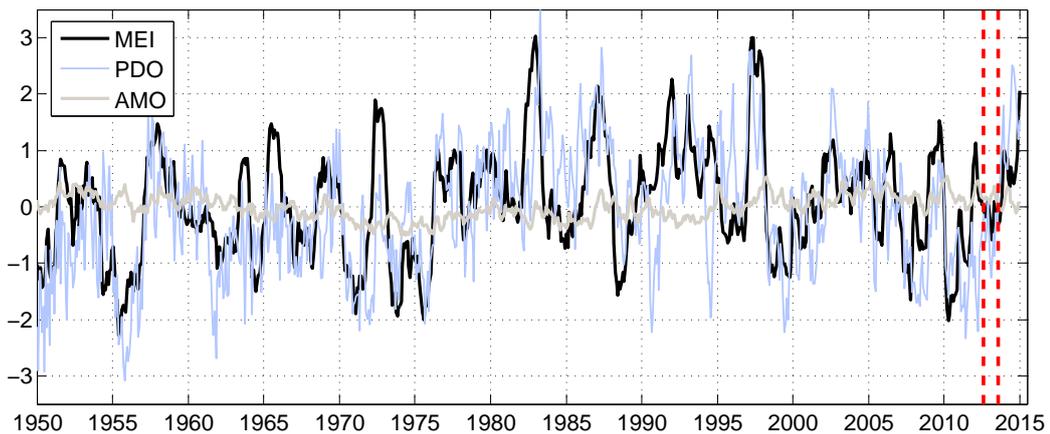


FIGURE I.3 – Variations des indices mensuels quantifiant l'ENSO (MEI), la PDO et les oscillations de l'Atlantique Nord (AMO). Données provenant de la "National Oceanic and Atmospheric Administration" (NOAA). Les barres rouges pointillées délimitent l'année hydrologique choisie dans cette étude (2012/2013).

1.3.2. Oscillation décennale pacifique et atlantique nord

D'autres sources de fluctuations des précipitations liées au couplage océan-atmosphère existent dans cette zone et sont liées à l'Oscillation Décennale Pacifique ("Pacific Decadal Oscillation" (PDO) en anglais) et aux oscillations de l'Atlantique Nord ("Atlantic Multidecadal Oscillation" (AMO) en anglais). La PDO, de manière similaire à l'ENSO, est associée à des modifications de température de surface dans l'est de l'océan Pacifique Équatorial. Les différences entre ENSO et PDO sont un signal plus faible de la PDO dans la zone ouest du Pacifique Équatorial et une étendue du signal plus importante vers les régions subtropicales dans le Pacifique Équatorial est [CHEN et al., 2001].

La figure I.3 montre les variations mensuelles des indices associés à l'ENSO, à la PDO et à la AMO au cours de la période de 1950 à nos jours. Le "Multivariate ENSO Index" (MEI) relie six variables météorologiques mesurées sur l'ensemble du Pacifique tropical. Nous pouvons observer que sur la période d'étude, l'année hydrologique 2012/2013, les trois indices montrent des valeurs moyennes (comprises dans l'intervalle borné par la moyenne +/- l'écart-type).

1.3.3. Low Level Jet

Le Low Level Jet (LLJ, ou jet de basse couche en français) correspond à une intensification du flux d'humidité pris entre les reliefs de la Cordillère des Andes à l'ouest et du plateau brésilien à l'est, dans les couches basses de la troposphère (figure I.4). C'est un transport régulier d'humidité des régions tropicales vers les régions sub-tropicales [VERA et al., 2006b]. Le LLJ sud-américain est une source d'organisation des systèmes convectifs meso-échelles et des précipitations en été et au printemps australs [VERA et al., 2006a]. Les variations de son intensité influent sur le transport de l'humidité du nord au sud du bassin amazonien et le long des pentes est des Andes. On peut observer sur le schéma de la figure I.4 le changement de direction des alizés (Northeast Trades) lorsqu'ils rencontrent la Cordillère des Andes. Ces flux, transportant de l'humidité depuis l'océan Atlantique et enrichis par l'évapotranspiration du bassin amazonien, génèrent une forte activité convective (MCS). Le relief des Andes joue ainsi un rôle significatif sur ces écoulements synoptiques. A large échelle, les Andes représentent une barrière topographique majeure à la circulation atmosphérique en Amérique du Sud [BOOKHAGEN & STRECKER, 2008]. Elles sont sources de convection et de précipitations en étant à la base de la formation du LLJ et bloquent les écoulements d'ouest en provenance du Pacifique [INSEL et al., 2010]. La topographie des Andes, avec certaines vallées d'orientation est-ouest, détermine les principales trajectoires des masses d'air humide en canalisant les vents en provenance du bassin amazonien. Nous verrons dans le chapitre suivant (chapitre II) que la topographie a aussi un effet très local, influençant les écoulements à l'échelle diurne.

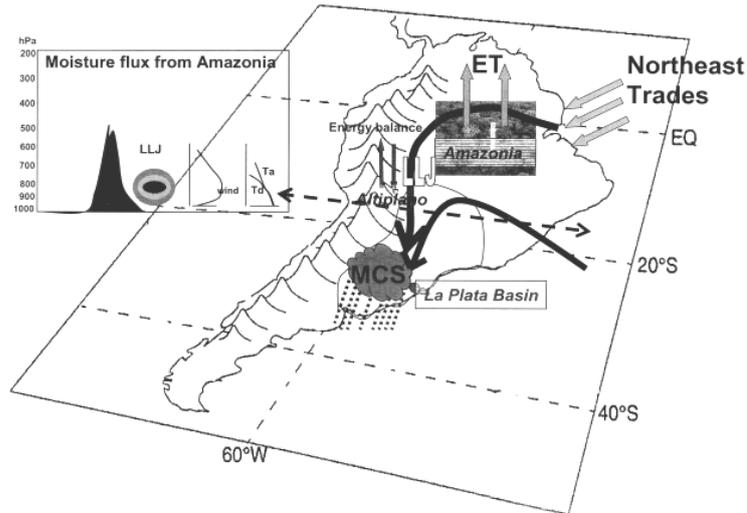


FIGURE I.4 – Schéma conceptuel du Low Level Jet (LLJ) en Amérique du Sud. Les Northeast Trades correspondent aux alizés. La MCS représente un système convectif de moyenne échelle. Issue de MARENGO et al. [2004].

2. Glaciers en zone tropicale : caractéristiques et évolution temporelle

2.1. Définition et localisation des glaciers

Recouvrant une surface d'environ 2 500 km², les glaciers tropicaux représentent moins de 5 % du total des glaciers de montagne et moins de 0,16 % des surfaces englacées de la planète [FRANCOU et al., 2000]. Ils sont localisés dans trois régions : Amérique Latine (dans les Andes ainsi qu'au Mexique), en Afrique de l'est et en Nouvelle-Guinée (figures I.1 et I.5). Mais il faut noter que plus de 99 % des glaciers tropicaux sont situés en Amérique du Sud [VUILLE et al., 2008a ; KASER, 1999] et que 70 % des glaciers tropicaux sont au Pérou [HOFER et al., 2010]. Ces glaciers sont de petites tailles (moins de 5 km²) comparativement aux glaciers alpins ou himalayens.

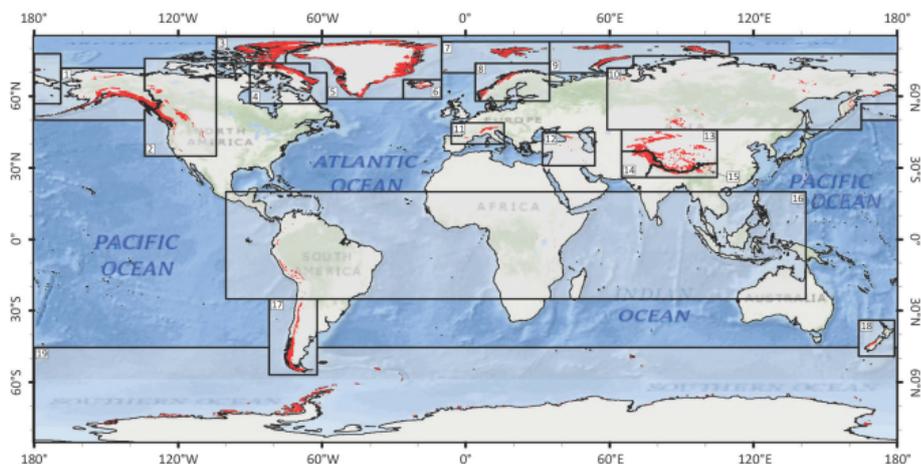


FIGURE I.5 – Région du globe couverte par des glaciers (rouge). Issue de PFEFFER et al. [2014].

D'un point de vue glaciologique, les glaciers sont des stocks de neige et de glace [JANSSON et al., 2003]. Au niveau hydrologique, le glacier est considéré comme un stock d'eau qui a un effet tampon dans le cycle hydrologique en retardant l'écoulement de l'eau vers le réseau hydrographique. L'impact des glaciers s'étale sur différentes échelles de temps, comme on peut le constater sur le schéma I.6, inspiré de JANSSON et al. [2003]. Les impacts décrits correspondent à une modification du stock de glace (sur le long terme), de neige ou d'eau (à moyen et court termes). Les variations à long terme du stock de glace ont un impact global (niveau d'eau des océans ou ressources en eau régionales), contrairement aux variations à court terme dont les impacts sont beaucoup plus locaux (albédo de surface, cycle diurne de l'écoulement directement en aval du glacier). Le fonctionnement hydrologique interne du glacier sera étudié dans le chapitre III.

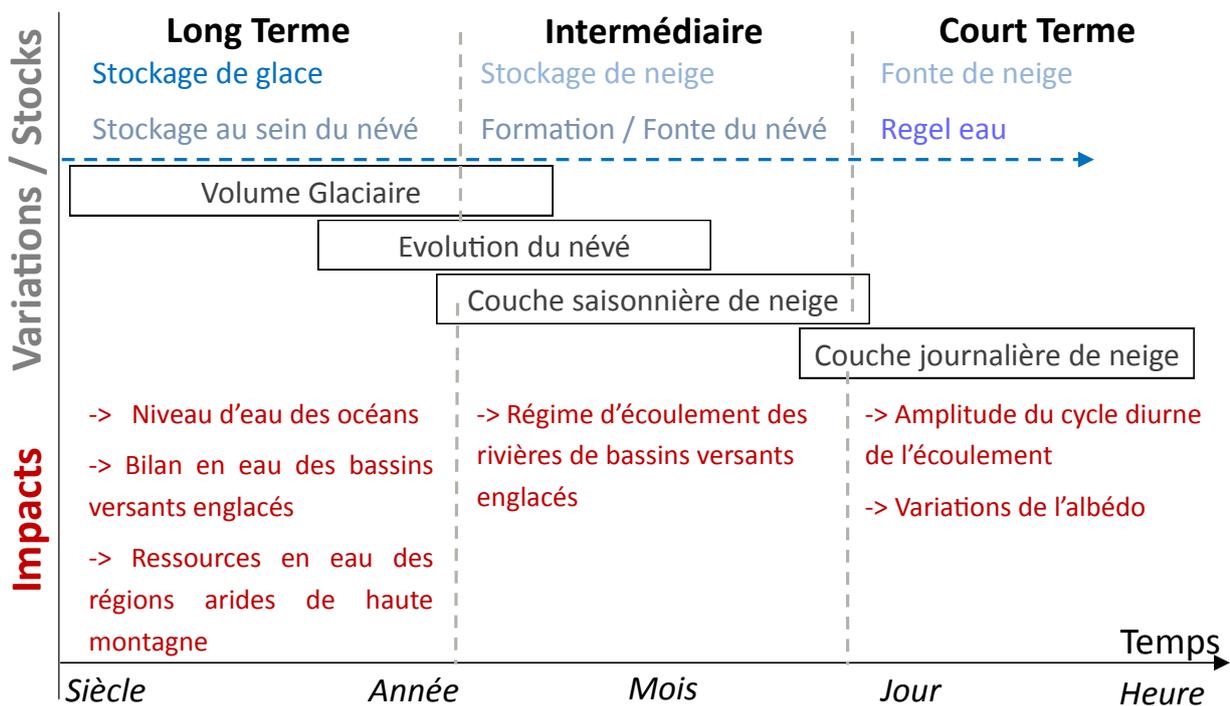


FIGURE I.6 – Schéma des différentes formes de stockage glaciaire avec échelle de temps correspondante et impact sur le cycle de l'eau. Inspiré de JANSSON et al. [2003].

2.2. Caractéristiques principales des glaciers tropicaux

Une des caractéristiques qui distingue les glaciers tropicaux des glaciers de plus haute latitude concerne leur saisonnalité hydrologique. En zone tempérée, la saisonnalité des précipitations n'est pas marquée et c'est le cycle annuel des températures qui joue un rôle important sur les termes du bilan de masse glaciaire. Dans les Alpes françaises par exemple, la saison hivernale est une période de forte accumulation et d'ablation nulle, alors qu'en période estivale, l'ablation est importante, avec de très faibles accumulations.

En zone tropicale, la température est homogène toute l'année, entraînant peu de variations de l'altitude de l'isotherme 0 °C. Il n'y a donc pas de formation de manteau neigeux hivernal ni en zone basse ni en dehors des glaciers. L'ablation est permanente au cours de l'année : le glacier déstocke [VUILLE et al., 2008b]. Sans détailler les différents termes du bilan d'énergie, qui seront explicités au chapitre III, nous pouvons d'ores et déjà, à partir du schéma simplifié de la figure I.7, observer que

l'énergie nécessaire à l'ablation en saison humide est fournie conjointement par le rayonnement solaire (rayonnement de courtes longueurs d'ondes, SW) et par le rayonnement de grandes longueurs d'ondes (LW). En saison sèche, la fonte est liée à une irradiance solaire importante. Nous verrons par la suite le rôle des flux turbulents et de la sublimation au cours de l'année. En zone tropicale, le rayonnement solaire est le flux d'énergie le plus important, mais contrairement aux zones tempérées, ce flux est peu corrélé à la température de l'air [SICART et al., 2008]. L'accumulation de neige se fait uniquement en saison humide, lorsque l'humidité spécifique, la couverture nuageuse et les précipitations sont les plus importantes [KASER, 2001]. Ainsi, le bilan de masse glaciaire (bilan des apports et des pertes de masse sur la superficie glaciaire) en zone tropicale dépend largement du début de la saison des pluies [RAMALLO, 2013].

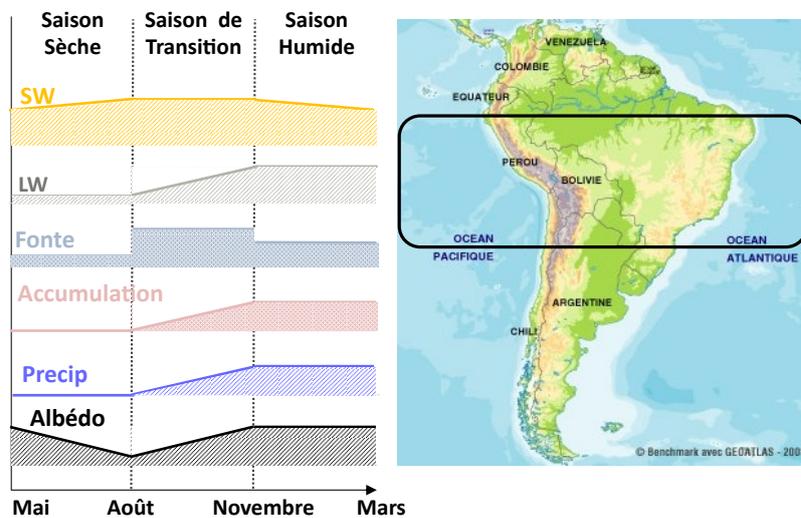


FIGURE I.7 – Schéma simplifié de l'évolution annuelle de différents flux d'énergie, ainsi que des variables de fonte et d'accumulation pour les glaciers des tropiques externes (zone encadrée sur la carte d'Amérique du Sud).

En ce qui concerne le réseau hydrologique, en aval des glaciers de la zone tropicale, la saison où l'écoulement est le plus faible (saison sèche) correspond à la période de l'année où la contribution des glaciers à l'écoulement est la plus importante [POUYAUD et al., 2005 ; SUAREZ, 2007 ; BARAER et al., 2012 ; CONDOM et al., 2012]. En Cordillère Blanca, au niveau du haut bassin versant du Rio Santa à La Balsa, bassin versant de 4 700 km² comprenant une superficie englacée de 8 %, MARK & SELTZER [2003] évaluent que les glaciers contribuent à 40 % de l'écoulement en saison sèche et à 10-20 % du débit annuel. Cependant, ces résultats sont à prendre avec précautions pour deux raisons principales. D'un côté, la notion de débit glaciaire et de contribution glaciaire est controversée dans la littérature et renferme différentes définitions :

- prise en compte uniquement de la fonte de glace [RAGETTLI & PELLICCIOTTI, 2012] ;
- prise en compte de la fonte de glace et de la fonte du manteau neigeux saisonnier [NEPAL et al., 2014] : cette distinction est importante car suivant les situations géographiques, la fonte de neige peut correspondre à une part conséquente du volume total écoulé ;
- prise en compte de la fonte de glace, de neige ainsi que des ruissellements rapides de l'eau précipitée en surface du glacier ;

- distinction entre retrait glaciaire (considéré si le bilan de masse glaciaire est négatif, qui rend donc compte de l'impact glaciaire à l'échelle inter-annuelle) et fonte glaciaire (qui prend en compte le retrait glaciaire ainsi que le stock et la fonte de glace au cours de l'année).

De l'autre côté, les résultats de contribution glaciaire varient en fonction de la méthode d'étude développée [LA FRENIERRE & MARK, 2014], parmi lesquelles on peut citer :

- la comparaison entre les mesures de débit à l'exutoire du bassin et les mesures en aval direct du glacier [GASCOIN et al., 2011] : elle utilise les hypothèses que la totalité de l'eau drainée en sortie des glaciers est d'origine glaciaire et que l'ensemble de la contribution glaciaire peut être mesurée à une station de débit au front du glacier ;
- la méthode du bilan hydrologique qui calcule la contribution glaciaire par fermeture du bilan en eau [MARK & SELTZER, 2003] : les valeurs d'évapotranspiration et d'apports souterrains sont nécessaires et des hypothèses simplificatrices sont généralement utilisées (MARK & SELTZER [2003] évaluent l'évaporation et la sublimation comme un pourcentage des précipitations et s'appuient sur l'hypothèse que les contributions souterraines sont négligeables en zone de haute montagne, ce qui peut être critiquable [BARAER et al., 2015]) ;
- la méthode des traceurs chimiques [MARK & SELTZER, 2003] : elle comporte aussi des limitations, notamment le fait que le traceur est considéré comme conservatif tout au long de l'écoulement entre la source et le point de mesure ;
- la méthode de modélisation hydrologique [CONDOM et al., 2012] : les incertitudes portent alors principalement sur l'outil et les variables d'entrée utilisés, mais l'intérêt de cette approche est que les flux en provenance glaciaire et nivale peuvent être séparés à différentes échelles de temps (de l'horaire à l'annuel, selon le pas de temps utilisé dans le modèle).

Les résultats de contribution glaciaire en sortie de modèle glacio-hydrologique seront donc évalués avec précaution.

En raison de la grande sensibilité des variations de leur surface et de leur volume en réponse au forçage du climat, les glaciers sont reconnus comme d'excellents indicateurs climatiques [SOLOMON et al., 2007]. Un glacier est une archive environnementale de l'évolution du climat et de ses variations d'origines naturelles et anthropiques. Les glaciers tropicaux connaissent une ablation tout au long de l'année dans leur zone basse ; la position de leur front glaciaire répond rapidement aux fluctuations de bilan de masse et donc au changement climatique [FRANCOU et al., 1995 ; WAGNON, 1999 ; FRANCOU et al., 2003 ; FRANCOU et al., 2004 ; HOFER et al., 2010]. Entre 2006 et 2013, le front du glacier Artesonraju en Cordillère Blanca a par exemple reculé d'une quarantaine de mètres (données de l'"Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos" (UGRH)). Les glaciers sont pour cette raison considérés comme d'excellents témoins de l'évolution climatique actuelle [KASER et al., 2003].

2.3. Glaciers tropicaux face au changement climatique

Certaines régions de montagne connaissent un réchauffement saisonnier plus important que la moyenne des territoires continentaux de la planète [RANGWALA & MILLER, 2012]. Cependant, il est difficile de quantifier cette évolution car elle contient une grande incertitude.

Dans la zone tropicale sud-américaine, plusieurs études ont montré des tendances positives d'évolution de la température de l'air. Entre 1939 et 1998, VUILLE & BRADLEY [2000] observent une aug-

mentation de $0,1 \text{ }^\circ\text{C}/\text{décade}$ à partir d'observations de 268 stations météorologiques. Comme indiqué dans la section 1.3, cette augmentation des températures est liée à un réchauffement du Pacifique tropical, ainsi qu'à un changement dans la nébulosité et la vapeur d'eau atmosphérique [VUILLE et al., 2008b]. Sur la période 1950-2010, VUILLE et al. [2015] évaluent le réchauffement à $0,13 \text{ }^\circ\text{C}/\text{décade}$ sur la zone sud-américaine tropicale (entre 2°N et 18°S). Ils indiquent que le réchauffement est plus marqué à haute altitude, mais que ces évolutions ne sont pas corrélées au signal de la PDO : c'est donc dans d'autres forçages qu'il faut chercher la source de cette tendance (oscillation Atlantique ou forçages anthropogéniques par exemple). Le réchauffement de l'air à haute altitude implique une modification de la limite pluie/neige. Pour un réchauffement de $0,13 \text{ }^\circ\text{C}$ en 10 ans, en considérant un gradient de température adiabatique théorique, l'altitude de la limite pluie/neige augmenterait de 20 mètres, entraînant une diminution non négligeable de la zone d'accumulation du glacier, donc de sa zone de gain de masse et de stockage de glace. En contrepartie, la fonte se fera à plus haute altitude, impactant les écoulements en aval du glacier.

Les précipitations ne montrent pas de tendance marquée durant le 20^e siècle et on pourrait conclure par conséquent qu'elles ne jouent pas un rôle majeur dans la récession glaciaire. Mais il faut garder en tête, et nous le verrons dans la suite de ce manuscrit, que cette variable reste difficile à documenter et à quantifier en zone de montagne, et que certaines caractéristiques peuvent varier à l'échelle inter-annuelle, telle que la date de démarrage de la saison des pluies (cf. chapitre II).

Dans les Andes tropicales, le retrait glaciaire est accéléré depuis la fin du 19^e siècle [KINZL, 1969]. Un ralentissement de ce retrait a été observé sur la 1^{ère} moitié du 20^e siècle, suivi d'une ré-accélération dans les années 1920 [RABATEL et al., 2013]. Actuellement, il faut noter que la fonte de l'intégralité des glaciers de la planète entraînerait une hausse du niveau des mers de $+ 0,41 \text{ m}$ [VAUGHAN et al., 2013].

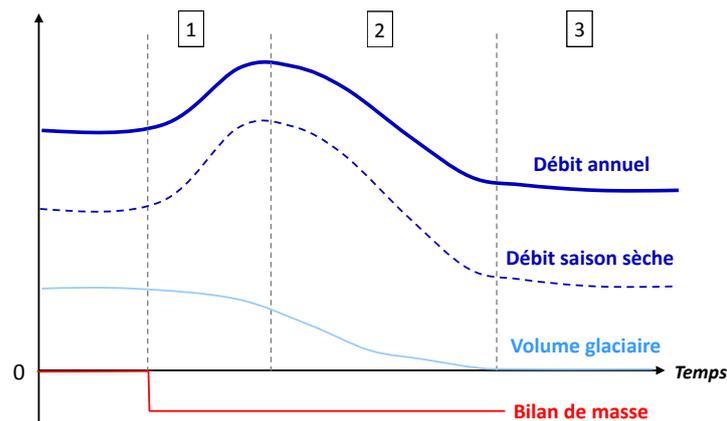


FIGURE I.8 – Phases typiques du retrait glaciaire. Inspiré de JANSSON et al. [2003] et BARAER et al. [2012].

Dans une vision hydrologique, une réduction de la taille des glaciers implique premièrement une augmentation de l'écoulement surfacique et du débit sur une période où la fonte des glaciers est renforcée (phase 1, figure I.8, inspirée de JANSSON et al. [2003] et BARAER et al. [2012]). S'ensuit après quelques décennies une diminution du volume de fonte glaciaire et une diminution du débit glaciaire lorsque la superficie du glacier devient inférieure à une taille critique (phase 2, figure I.8), jusqu'à

atteindre une totale disparition du glacier, avec la fin de l'influence glaciaire sur le débit et donc la stabilisation de ce dernier (phase 3). BARAER et al. [2012], par une méthode d'analyse statistique des données de débits journaliers, évaluent que 7 des 9 bassins versants étudiés de la Cordillère Blanche (dont les superficies varient entre 49 et 4 768 km², avec un pourcentage de superficie glaciaire entre 1 et 38,7 % en 2009) ont déjà dépassés le point critique, c'est à dire qu'ils se situent dans la phase 2 de la figure I.8.

Cette évolution du débit glaciaire a un fort impact sur les utilisateurs en aval. En effet, dans un contexte de perte de surface glaciaire et d'augmentation de l'écoulement, les populations s'adaptent en ayant accès à des quantités plus importantes d'eau [VUILLE et al., 2008b], malgré un volume disponible non pérenne à l'échelle décennale.

Au niveau glaciologique, une augmentation des températures a aussi un impact sur l'amplitude journalière du cycle de fonte [CASASSA et al., 2009]. Dans ce contexte, il est essentiel d'évaluer le cycle diurne futur de la température et des précipitations et de modéliser leur impact sur le bilan hydrologique des zones glaciaires.

3. Synthèse

Nous avons décrit dans ce chapitre les caractéristiques climatiques principales de la zone tropicale externe :

- faible amplitude thermique annuelle [KASER, 1999] et ensoleillement homogène [LEJEUNE, 2009], entraînant une ablation glaciaire tout au long de l'année ;
- cycle annuel des précipitations : saison humide de novembre à mars, avec un important transport d'humidité en provenance de l'est sur les Andes [GARREAUD et al., 2003] ; saison sèche de mai à août avec des vents d'ouest trop secs pour provoquer des précipitations.

L'évolution des températures au cours de la deuxième moitié du 20^e siècle a été évaluée à + 0,13 °C/décade en zone tropicale sud-américaine [VUILLE et al., 2015] et cette augmentation peut conduire à une amplification du cycle diurne de fonte [CASASSA et al., 2009]. Les précipitations ne montrent pas de tendance marquée sur cette même période.

En ce qui concerne les glaciers, 99 % des glaciers tropicaux sont localisés en Amérique du Sud [KASER, 1999] et 70 % se situent au Pérou [HOFER et al., 2010]. En Cordillère Blanche, les glaciers tropicaux soutiennent le débit du Rio Santa en saison sèche. MARK & SELTZER [2003] évaluent qu'ils contribuent à 40 % de l'écoulement en saison sèche et à 10-20 % du débit annuel à La Balsa, pour un bassin versant de 4 700 km² dont 8 % est englacé. Cependant, les incertitudes sur les valeurs de contributions glaciaires sont importantes et l'approche par une méthode de modélisation glacio-hydrologique peut permettre de distinguer les écoulements en provenance de la fonte de glace et de neige tout au long de l'année.



Contexte météorologique : précipitations dans les Andes tropicales

Les observations météorologiques régulières en zone de montagne n'ont pas débuté avant le milieu du 19^e siècle. Les premières observations occasionnelles nous sont fournies par l'alpiniste De Saussure dans le massif du Mont Blanc autour de l'année 1796. Il discute à cette époque les théories de physique du climat du 18^e siècle et aboutit à une compréhension du climat de montagne plus proche des théories modernes que ses contemporains physiciens. Au Pérou, ce sont des expéditions nord-américaines de campagne de mesures en 1893 et 1895 qui fournissent à la communauté scientifique les premières données (pression, température, vitesse et direction du vent, précipitations et nébulosité) autour des villes d'Arequipa et Cuzco, à des altitudes allant de 24 à 5 822 mètres (sommet du Misti) [BAILEY & PICKERING, 1906].

Malgré certaines chroniques qui atteignent de nos jours plusieurs décennies, la difficulté de l'étude du climat en zone de montagne persiste [BARRY, 2008] du fait (i) d'une localisation loin des centres urbains, donc difficile d'accès pour exécuter des travaux d'installation ou de maintenance, (ii) d'une variabilité locale très forte (une station n'est que peu représentative d'autres sites en zone de montagne), (iii) et de la difficulté de maintenir des observations standard dans un environnement hostile.

Actuellement, on observe un changement dans le paradigme autour des mesures de terrain en montagne [BARROS, 2013], avec les premières images micro-ondes et infra-rouges du satellite ERA en 1978, puis l'installation de radars au sol dans les années 1980-1990, suivie de la mission TRMM qui, en 1998, est le premier radar mesurant les précipitations envoyé dans l'espace. Sur les 20 dernières années, de nombreuses analyses de nébulosité et de précipitations depuis l'espace ont révélé l'organisation spatiale de ces variables en zone de montagne [BARROS et al., 2004]. Mais on notera dans ce chapitre des difficultés liées à la résolution spatiale des données satellitaires, ainsi qu'à leur résolution temporelle dans la perspective d'évaluer la variabilité des précipitations en zone de montagne.

L'accès à des informations météorologiques sur les zones de montagne a aussi considérablement évolué avec les progrès informatiques, qui ont permis de réaliser des simulations à partir de modèles climatiques à de fines résolutions spatiales. Les premières publications sur les modèles climatiques régionaux datent de la fin des années 1980 [DICKINSON et al., 1989; GIORGI & BATES, 1989] et leur utilisation depuis cette époque est exponentielle. Le choix de la résolution spatiale et du pas de

temps de sortie, selon les besoins de l'étude et la puissance de calcul, est laissé à l'utilisateur, dans la limite d'une convergence numérique. La masse de données peut alors elle aussi augmenter de manière exponentielle, tout en manquant parfois de précision.

Dans ce chapitre nous allons tout d'abord présenter les principaux mécanismes physiques sources de précipitations en zone de montagne. Nous donnerons ensuite d'une manière générale un aperçu avec un regard critique sur différents types de données de précipitations disponibles. Les réseaux de mesures météorologiques présents sur le bassin versant du Rio Santa seront décrits dans un chapitre distinct (chapitre VI) et une étude détaillée d'intercomparaison de données de précipitations est effectuée dans le chapitre VIII.

1. Caractéristiques des précipitations dans les Andes tropicales

1.1. Formation des précipitations

La source d'humidité en zone tropicale péruvienne est la partie nord de la plaine amazonienne [GIOVANNETTONE & BARROS, 2009]. La formation des précipitations sur les Andes se produit ensuite sous l'influence de différents processus locaux. Nous détaillerons ici le phénomène orographique ainsi que les écoulements catabatiques, qui seront repris dans la suite de ce travail. Il faut noter que l'effet de l'altitude sur la distribution verticale des précipitations en montagne est extrêmement variable [SALTER, 1919] et que nous n'irons pas dans une description fine de la physique des processus.

1.1.1. Les précipitations orographiques

Lorsque l'humidité en provenance de l'Amazonie est transportée vers l'est et atteint les pentes orientales des Andes péruviennes, les parcelles d'air s'élèvent au contact du relief, entraînant une diminution de leur pression, une détente adiabatique et donc un refroidissement. Si l'humidité des parcelles d'air est alors suffisante et que la saturation est atteinte, la vapeur d'eau se condense pour former des précipitations [FOUCAULT, 2009]. C'est le phénomène de précipitations orographiques, que l'on rencontre régulièrement en Cordillère Blanche. Si par la suite la parcelle d'air franchit le relief et redescend, elle se réchauffera suivant une adiabatique sèche et sera à la source d'un vent sec et chaud : c'est ce qu'on appelle l'effet de foehn. Ce phénomène est décrit dans la figure II.1 (issue de BARROS [2013]), représentant sur la partie gauche un émagramme théorique d'une parcelle d'air et sur la partie droite la représentation simplifiée d'un phénomène de précipitations orographiques.

Ainsi, les montagnes ne créent pas de précipitations mais modifient et amplifient des perturbations existantes [SMITH, 2006]. Les précipitations orographiques sont liées à la quantité d'humidité (plus la parcelle d'air est humide moins elle devra monter pour atteindre son état de saturation) mais aussi à la vitesse du vent, qui permet à la parcelle d'air de monter sur les flancs des montagnes.

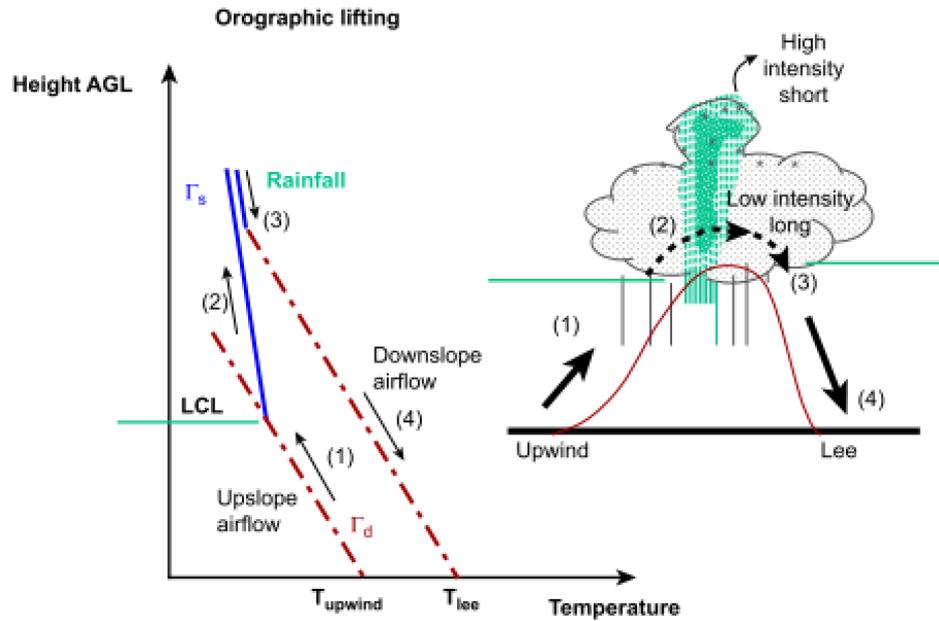


FIGURE II.1 – Représentation conceptuelle d'un phénomène de précipitations orographiques. LCL = Lifting Condensation Level = Niveau de Condensation. T = Température. Γ_d : Gradient thermique en adiabatique sec (dry). Γ_s : Gradient thermique en adiabatique saturée. Issue de BARROS [2013].

1.1.2. Les écoulements catabatiques

Les Andes centrales connaissent un fort gradient diurne des précipitations, avec un pic marqué au cours de l'après-midi et des maximums nocturnes à l'intérieur des vallées [GARREAUD, 1999; GARREAUD & WALLACE, 1997]. Ce cycle est lié à des vents catabatiques induits par la topographie et la présence de sommets et de vallées.

En effet, des masses d'air froid sont présentes à proximité de la surface dans les zones de haute altitude. Cela peut former des couches relativement épaisses, de l'ordre de 20 à 50 mètres [BARRY, 2008]. Cet air, plus lourd que l'air qui le surplombe, se retrouve en situation d'inversion thermique et s'écoule par gravité vers les vallées plus basses. C'est ce qu'on appelle un écoulement catabatique [POULOS et al., 2007].

Pour résumer, le cycle diurne des précipitations suit les processus suivants :

- au cours de la journée, les surfaces se réchauffent : l'air chaud du fond de vallée monte vers les hautes altitudes en créant des systèmes convectifs au cours de l'après-midi entraînant des précipitations sur les sommets ;
- la nuit, l'unique rayonnement est le rayonnement infra-rouge, qui ne pénètre pas dans la glace ou la neige car elles sont d'excellents isolants thermiques : l'air au contact de ces surfaces se refroidit et provoque des vents catabatiques (ou vents descendants), plus marqués sur les zones englacées que sur d'autres types de sol.

Les phénomènes locaux de précipitations orographiques et de vents catabatiques interagissent avec les phénomènes à l'échelle synoptique (écoulements en provenance de l'Amazonie ou du Pacifique pour lesquels les Andes forment une barrière orographique) décrits dans le chapitre I en section 1.3 et sont à la source, en zone de montagnes tropicales, d'écoulements complexes qui augmentent la difficulté d'estimation des précipitations.

1.2. Phase des précipitations

Les plus hauts sommets des Andes tropicales culminent à plus de 6 000 m, altitude pour laquelle les précipitations tombent sous forme solide. Dans un but de modélisation glacio-hydrologique et de compréhension du bilan en eau d'un bassin versant englacé, il est essentiel de comprendre cette composante des précipitations. Elle contribue au stockage long terme d'eau dans les glaciers lors du processus de compaction de la neige avant formation de glace. Les précipitations solides sous forme de neige en surface du glacier peuvent aussi se stocker quelques jours et donc augmenter le temps de concentration des eaux sur le bassin versant. Une chute de neige hors glacier en zone tropicale pourra contribuer à l'écoulement du réseau hydrologique au cours de la journée. Les précipitations solides sous forme de neige ont aussi un impact important sur la fusion de la glace, en augmentant l'albédo des surfaces réceptrices.

Le manque d'observations et de mesures continues à haute altitude ne nous permet cependant pas d'avoir une connaissance exhaustive de la phase des précipitations et notamment des variables contrôlant la séparation entre précipitations liquides et solides (altitude, température). Le gradient de température avec l'altitude dépend de nombreux facteurs et est variable spatialement et temporellement [JABOT et al., 2012]. De plus, pour un gradient thermique fort (supérieur au gradient thermique théorique d'une adiabatique humide de 6,5 °C/km) et des précipitations de type convectives, la différence entre température minimale à laquelle on rencontre des précipitations liquides et la température maximale pour laquelle les précipitations peuvent être sous forme solides augmente [BARRY, 2008].

Malgré cette difficulté, certaines études fournissent des informations sur l'altitude de formation des précipitations solides. Ainsi, HARRIS JR et al. [2000] et BRADLEY et al. [2009] observent entre les latitudes 20°N et 20°S une isotherme 0 °C en atmosphère libre autour de l'altitude 4 800 m +/- 300 m à partir de données du "National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research" (NCEP/NCAR) durant 20 années (1979-1998). GURGISER et al. [2013] obtiennent à partir de la calibration d'un modèle de bilan d'énergie sur le glacier Shallap, en Cordillère Blanche, une ligne de neige variant entre les altitudes 4 720 et 4 885 m pour l'année hydrologique 2007/2008. SUAREZ [2007] à partir de photos du glacier Artesonraju au sein de la Cordillère Blanche entre 2001 et 2004 observe une ligne de neige entre 4 950 et 5 000 m. On constate donc une hétérogénéité dans les résultats selon la période d'étude, l'étendue de la zone d'étude, ainsi que la méthode mise en place.

Nous verrons dans la section suivante les difficultés relatives aux observations et mesures de précipitations en zone de montagne, notamment liées à la phase des précipitations. Dans le chapitre suivant (chapitre III, section 2.4.2), nous aborderons les méthodes mises en place au sein des modèles glacio-hydrologiques pour séparer précipitations solides et liquides.

2. Mesures et produits de précipitations

Avec l'influence de phénomènes locaux tels que les effets orographiques ou les écoulements catabatiques, les précipitations en zone de montagne sont une variable extrêmement difficile à évaluer du fait de leurs importantes variabilités spatiales et temporelles. Au niveau du critère spatial, nous

verrons dans la suite de cette section que les produits de précipitations donnent accès à différentes données, de valeurs ponctuelles à des valeurs régionalisées, et que de nombreux outils de spatialisation des données sont disponibles. Relativement au critère temporel, il faut appréhender les précipitations et les produits de précipitations disponibles selon l'objectif de chaque étude. Les données mensuelles permettent d'appréhender le cycle saisonnier des précipitations, marqué en zone tropicale externe. Les données horaires sont une information essentielle pour décrire l'évolution diurne de l'albédo des surfaces glaciaires. C'est à cette échelle temporelle que nous allons développer notre étude. Dans ce contexte, nous décrirons différents produits de précipitations disponibles en zone tropicale, ainsi que diverses méthodes d'interpolation, dans le but d'obtenir un produit maillé à fine résolution spatiale ($< 10 \text{ km}^2$).

2.1. Mesures in situ

L'unique mesure directe des précipitations est la mesure in situ, à l'aide de pluviographes ou pluviomètres. L'installation et l'accès à de tels appareils dans un environnement montagneux peuvent être difficiles, laissant de nombreuses zones non échantillonnées [SALZMANN et al., 2013; SCHWARB et al., 2011]. De plus, la montagne est un environnement hostile au bon fonctionnement électronique des appareils de mesure (problèmes de gel des appareils ou problèmes liés à l'alimentation électrique). C'est donc une zone où les données sont inhomogènes en temps et en espace.

Les appareils de mesure sont soumis à des erreurs non systématiques, telles que des facteurs dépendant du site de mesure, le mauvais fonctionnement d'un appareil à un moment donné ou des erreurs d'observations, mais aussi à des facteurs systématiques (caractéristiques du pluviomètre, type de précipitations mesuré, vitesse du vent par exemple) [BARRY, 2008]. Ces dernières erreurs sont en principe corrigibles et le "World Meteorological Organization" (WMO) a réalisé entre les années 1955 et 2008 un projet d'intercomparaison de données dans le but d'extraire ces caractéristiques systématiques [SEVRUK et al., 2009]. Cette intercomparaison a principalement porté sur l'impact du vent et de l'évaporation sur les mesures. Relativement aux précipitations liquides, les pertes sont liées à la vitesse du vent, à l'intensité des précipitations et au type de précipitations, avec des pertes de 3 % en moyenne. L'impact est plus important sur les précipitations solides, pouvant aller jusqu'à des pertes de 80 % pour des appareils non protégés du vent. Ces sous-captations dépendent aussi du diamètre du collecteur.

On peut observer sur la figure II.2 différents types de pluviomètres, tous installés à proximité du glacier Artesonraju, en Cordillère Blanche. La photo A est l'intérieur d'un pluviomètre captant à auget basculant de type Hobo. Pour cet appareil, la mesure des précipitations repose sur le basculement de l'auget, dont la précision est limitée par le volume de captation de l'auget. La photo B est un pluviomètre de type Geonor, qui mesure les précipitations par pesée de la masse liquide contenue dans l'appareil à l'aide d'un fil vibrant. Dans des conditions de vent fort, les mesures peuvent comporter des erreurs si l'appareil réagit par de faibles mouvements. On voit aussi sur cette photo qu'il y a un risque de gel de l'eau captée si le pluviomètre n'est pas chauffé. La photo C montre un pluviomètre totalisateur. Ce type d'appareil fournit des mesures en fonction de la périodicité des visites d'observation, classiquement au pas de temps mensuel. C'est le seul des pluviomètres présentés qui ne nécessite pas de source d'énergie pour fonctionner ou enregistrer les données. La photo D montre

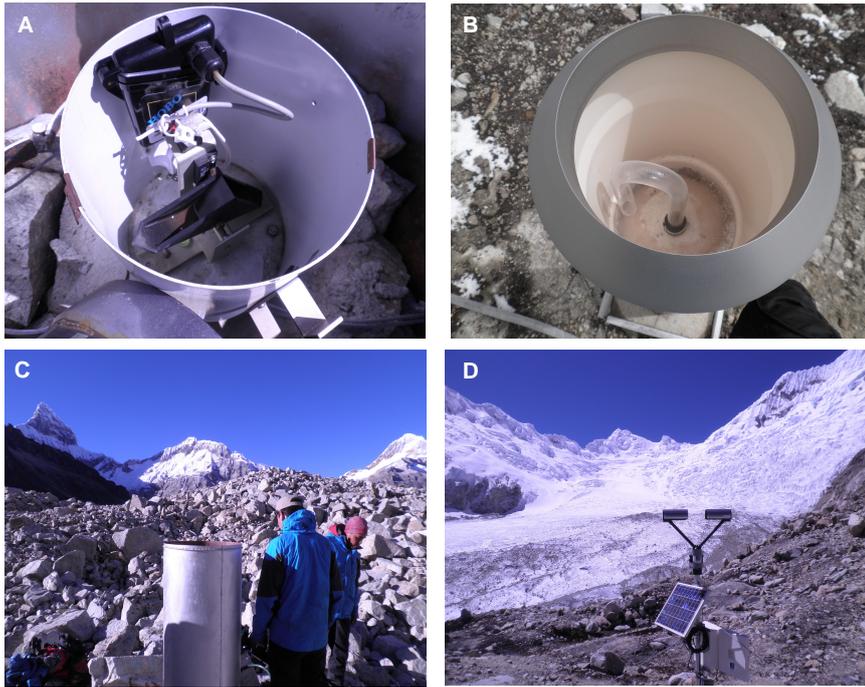


FIGURE II.2 – Pluviomètres présents sur le site de l’Artesonraju, glacier de la Cordillère Blanca. **A** - Pluviomètre à auget. **B** - Pluviomètre à pesée. **C** - Pluviomètre totalisateur. **D** - Disdromètre.

elle un disdromètre, récemment installé sur ce site (juillet 2013). C’est un spectro-pluviomètre, qui par un laser optique à rayon horizontal mesure la taille et la vitesse de chute des particules et en déduit entre autres le type et l’intensité des précipitations. La masse précipitée est calculée à partir de la taille des particules et de leur masse volumique. Les cumuls mesurés par le spectro-pluviomètre sont critiquables mais cet appareil fournit une information intéressante sur le type d’hydrométéore précipité. Le vent a aussi une forte influence sur ce type d’appareil, avec un temps de passage des particules dans le faisceau augmenté lors d’écoulements horizontaux.

Chaque appareil a donc ses caractéristiques propres qu’il faut prendre en compte dans le traitement des données de précipitations et ce ne sont que des mesures ponctuelles, non nécessairement représentatives des précipitations régionales.

2.2. Mesures satellitaires

Le manque de visibilité régionale des précipitations lors des mesures in situ peut être réduit par une mesure satellitaire des précipitations. Les mesures par satellites ont débuté dans les années 1970, avec des équipements mesurant dans le domaine des infra-rouges. Les imageurs infra-rouges mesurent la température au sommet des nuages pour la relier indirectement aux précipitations qu’ils engendrent. Un second domaine de fréquence utile dans la mesure des précipitations est le domaine des micro-ondes. Les mesures micro-ondes sont des mesures directes de l’absorption et de l’émission ou de la diffusion du rayonnement par les gouttes d’eau et les cristaux de glace contenu dans les nuages [JOBARD, 1996].

Le premier satellite équipé d’un radar pour la mesure des précipitations a été lancé lors de la mission TRMM, initiée en 1998. L’inclinaison de TRMM d’environ 35° par rapport à l’équateur

lui permet de voir la surface terrestre entre 40°S et 40°N [MURTHI et al., 2011] et d’observer un lieu donné à des heures locales variables [CHAMBON, 2011]. Il permet d’évaluer les précipitations en zones équatoriales et tropicales, où ont lieu 60 % des précipitations globales (figure II.3). TRMM est composé d’un imageur micro-onde (10-85 GHz), TMI, et d’un radar de précipitations (13,8 GHz), PR. Le PR mesure la quantité de pluie depuis la surface terrestre jusqu’à 20 km d’altitude.

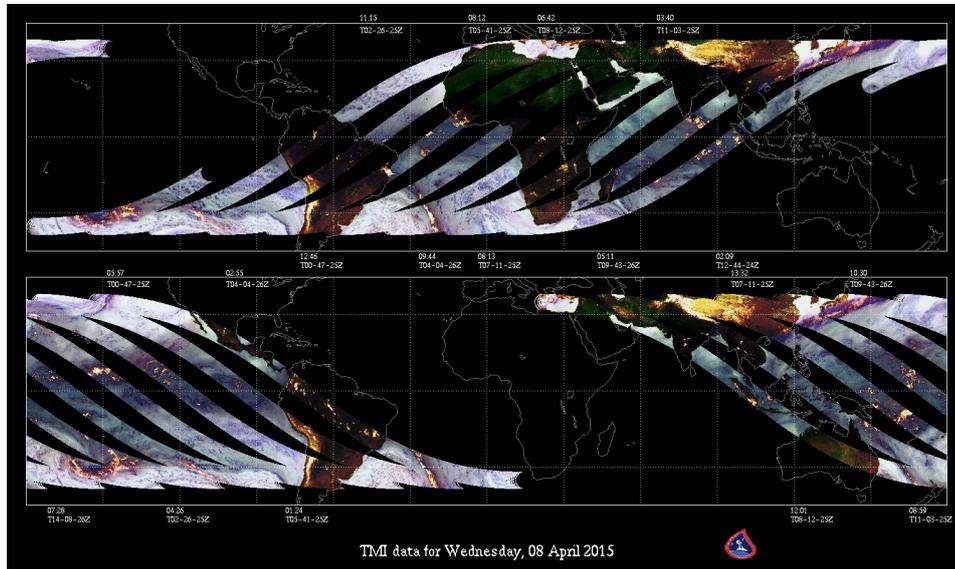


FIGURE II.3 – Orbite du satellite TRMM le mercredi 08 avril 2015.

Plusieurs produits TRMM sont disponibles. TRMM2B31 combine des informations PR et TMI pour fournir des données à environ 5 km de résolution spatiale. TRMM3B43 et TRMM3B42 sont produits par un algorithme utilisant les données TMI et PR ainsi que les données de précipitations du "Geostationary Operational Environmental Satellite" (GMS), "Geostationary Satellite Server" (GOES) E et W, Meteosat-7, Meteosat-5 et NOAA-12 [HUFFMAN et al., 2007]. La résolution temporelle de TRMM3B43 est mensuelle et celle de TRMM3B42 est de 3 heures. Leur résolution spatiale est de 0,25°. Dans la suite de ce manuscrit, nous étudierons les données TRMM3B42.

La combinaison de différentes sources de données dans les produits tels que TRMM améliore la qualité du produit dans sa représentation des précipitations. Cependant, des erreurs systématiques et aléatoires persistent, dépendant des régions d’étude et des saisons [FRANCHITO et al., 2009] et des corrections en intensité [CONDOM et al., 2011] ont déjà été appliquées pour corriger les séries de données. Mise à part la faible résolution spatiale des données TRMM (environ 27 km), un challenge persistant dans l’estimation des précipitations par satellite reste la mesure des faibles précipitations (car les pluies de faibles intensité ne sont pas captées par les micro-ondes passives) et des précipitations solides. Dans le nord du Pérou, ZULKAFLI et al. [2014] observent de plus une faible quantification des forts événements précipitants, forme prédominante de précipitations dans les régions sous influence de la ZCIT. Nous verrons dans la suite la performance de ce produit sur notre zone d’étude (chapitre VIII).

2.3. Modèles de climat globaux

Une dernière source de données présentée ici est la modélisation atmosphérique. Elle repose en grande partie sur les Modèles Climatiques Globaux (MCGs) et actuellement sur les modèles couplés

océan-atmosphère. Ce sont des systèmes complexes, coûteux en temps de calcul, ce qui implique des résolutions spatiales limitées (de l'ordre du degré). Ils permettent de réaliser des études à l'échelle globale, et sont aussi les forçages de modèles climatiques régionaux (qui seront présentés à la section 3.3).

Du fait de leur résolution spatiale grossière, la topographie dans ce type de modèle est lissée. Par exemple, avec un modèle de topographie à 1° de résolution spatiale, l'altitude maximum des Andes est de 5 500 m, bien plus bas que le plus haut sommet qui culmine à 6 962 m [BARRY, 2008]. De plus, lorsque la résolution spatiale devient plus large, il y a un décalage dans la localisation des altitudes maximales, comme on peut l'observer sur la figure II.4. L'élévation maximale sur le transect sélectionné diminue fortement à mesure que la résolution augmente, et se retrouve adjacente au maximum réel. On se rend compte avec cette figure que les processus orographiques de précipitations ne seront pas pris en compte de manière similaire aux différentes résolutions.

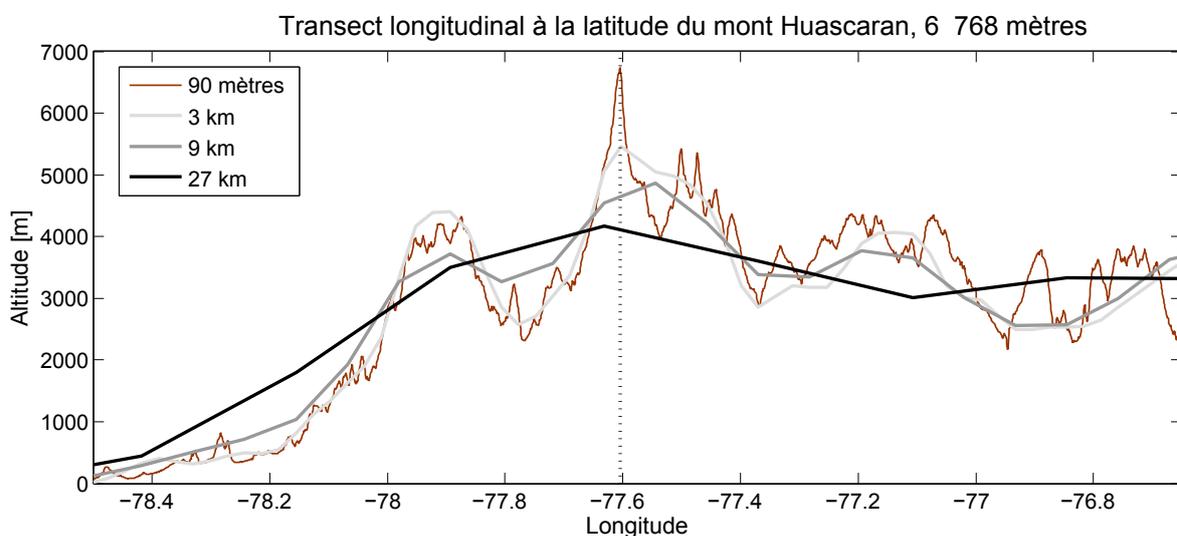


FIGURE II.4 – Évolution de la topographie selon la résolution des modèles numériques de terrain. Les données à une résolution de 90 mètres sont issues de SRTM. Les données des résolutions 3, 9 et 27 km sont celles du modèle atmosphérique régional WRF, utilisant les données USGS GTOPO30. La ligne pointillée verticale indique la longitude du mont Huascarán.

Les erreurs au sein des MCG proviennent de leur représentation simplifiée du climat, avec des hypothèses potentiellement fausses sur les processus physiques, une résolution spatiale et temporelle limitée, des erreurs dans les données de forçage, etc [BUYTAERT et al., 2009 ; PARRY, 2007]. Par exemple, relativement à la simplification des processus, il n'y pas de création d'ondes de turbulences dues à la rugosité topographique aux échelles grossières, ce qui sous-estime le transfert de l'énergie large échelle vers des structures plus petites [BARRY, 2008]. Pour compenser ce manque de transfert d'énergie, les MCG incorporent une diffusion horizontale qui évite l'accumulation d'énergie aux petites échelles non résolues.

Les MCG résolvent des échelles spatiales plus grandes que celles associées à la formation des nuages ou des processus précipitants. Ces derniers doivent donc être paramétrisés, de manière parfois brutale, et de nombreuses incertitudes résident dans la prise en compte des problèmes de convection. Ces paramétrisations sont basées sur la correcte modélisation du bilan d'énergie, du cycle de l'humidité et de la simulation des nuages [JOHNSON & SHARMA, 2011]. Les précipitations, souvent incorrectes soit en phase, soit en fréquence, soit en intensité, dépendent d'autres variables météorologiques qui

sont elles mieux appréciées dans les modèles climatiques (comme l’humidité relative ou les températures de surface de l’océan). Au niveau du Pérou, des erreurs importantes entraînent pour certains modèles un biais chaud de température de surface en zone côtière en comparaison aux températures de surface de Reynolds observées [GOUBANOVA et al., 2011], ce qui peut être une source d’erreur dans la modélisation du cycle de l’humidité. En termes de précipitations, c’est un biais humide qui est observé sur la côte péruvienne [DA ROCHA et al., 2009].

Dans un contexte d’étude du changement climatique, il est difficile d’établir l’impact d’une modification du climat à l’échelle globale en termes d’hydrologie à cause des biais et de la faible résolution des MCG [ASHFAQ et al., 2010]. L’augmentation de la résolution améliore les champs de pression, et l’augmentation conjointe de la précision dans la solution des équations hydrodynamiques devrait améliorer la représentation des précipitations [BARRY, 2008]. Nous décrivons et verrons comment appliquer une modélisation à plus fine résolution avec un modèle de climat régional dans la section 3.3.

3. Méthodes de spatialisation des précipitations

3.1. Interpolation des données in situ

L’interpolation spatiale est un traitement mathématique utile pour la connaissance de manière continue sur le territoire d’un phénomène naturel. La base de l’interpolation est la connaissance ponctuelle du phénomène issue de mesures de terrain ainsi que le choix d’un outil permettant d’évaluer les valeurs régionalisées. En ce qui concerne les données de précipitations, l’interpolation spatiale répond donc au besoin de connaître les quantités précipitées en d’autres points que les sites de mesure. On parle ici d’interpolation point à point, mais cette interpolation peut aussi être réalisée d’un point vers une surface.

3.1.1. Inverse de la distance

C’est une méthode déterministe qui consiste à prévoir la valeur d’une variable en un point non échantillonné grâce à une moyenne pondérée des valeurs voisines observées. L’équation d’application de cette méthode est la suivante :

$$\hat{P}(s_i) = \sum_{o=1}^n \frac{\frac{1}{|s_o - s_i|^d}}{\sum_{o=1}^n \frac{1}{|s_o - s_i|^d}} P(s_o) \quad (\text{II.1})$$

Avec $\hat{P}(s_i)$ valeur prédite des précipitations au point i , $P(s_o)$ valeur observée des précipitations au point o , $|s_o - s_i|$ distance euclidienne entre les deux points, n le nombre de stations au voisinage du point i utilisées dans l’interpolation et d un nombre réel positif appelé le paramètre de puissance.

3.1.2. Régression linéaire

La régression linéaire simple utilise des coordonnées spatiales comme variables explicatives (Rxy, équation II.2a), mais cette méthode peut être complexifiée en ajoutant l'altitude (Rxyz, équation II.2b). Les relations sont de la forme :

$$\hat{P}(s_i) = a_0 + a_1.x_i + a_2.y_i + \epsilon \quad (\text{II.2a})$$

$$\hat{P}(s_i) = a_0 + a_1.x_i + a_2.y_i + a_3.z_i + \epsilon \quad (\text{II.2b})$$

Avec x_i et y_i les coordonnées du point i et z_i son altitude. ϵ est l'erreur de la prédiction. a_0 , a_1 et a_2 sont des paramètres de calage. Une limitation dans cette approche est le fait que la relation établie n'est valable que pour la localisation étudiée, sans possibilité de transposition spatiale.

3.1.3. Krigeage

Cette méthode d'interpolation spatiale, issue des travaux de l'ingénieur minier sud-africain Krige, est une des premières méthodes à avoir pris en compte la structure de dépendance spatiale des données. Elle représente un estimateur linéaire sans biais optimal (au sens de la moindre variance) obtenu par combinaison linéaire des informations disponibles (équation II.3). Elle utilise une fonction modélisant la décroissance de la corrélation spatiale suivant la distance entre les points (donnée par le semi-variogramme).

$$\hat{P}(s_i) = \sum_{o=1}^n \lambda_o P(s_o) \quad (\text{II.3})$$

Les poids λ_o attribués à chacune des estimations \hat{P}_i doivent respecter :

- une prévision non biaisée (la moyenne des erreurs de prévision doit être nulle) : $E[\hat{P}(s_i) - P(s_i)] = 0$;
- une variance de l'erreur de prévision minimale : $\min(\text{Var}[\hat{P}(s_i) - P(s_i)])$.

3.1.3.a. Décomposition de la variable aléatoire

La variable estimée peut être étudiée en distinguant une part déterministe $\mu(s)$, effet de l'altitude par exemple, et une part stochastique $\epsilon(s)$ (effets locaux) (II.4).

$$P(s) = \mu(s) + \epsilon(s) \quad (\text{II.4})$$

La théorie du krigeage repose sur l'hypothèse de stationnarité de la fonction ϵ (les fluctuations), c'est à dire que la loi de probabilité de la fonction aléatoire est invariante par translation, elle ne dépend donc pas de l'origine du champ. Plus précisément, la stationnarité intrinsèque est définie par :

$$E[\epsilon(s) - \epsilon(s+h)] = cste \quad (\text{II.5})$$

$$\text{Var}[\epsilon(s) - \epsilon(s+h)] = 2\gamma(h) \quad (\text{II.6})$$

où h est la distance entre deux points.

L'espérance de tout accroissement de la fonction ϵ est constante, quel que soit le point considéré (équation II.5) et la variance de tout accroissement existe et dépend uniquement de h (équation II.6). On appelle cette variance d'accroissement le variogramme, noté $2\gamma(h)$. Par abus de langage, le semi-variogramme $\gamma(h)$ est communément appelé le variogramme. La fonction aléatoire ϵ est alors déterminée par analyse variographique.

3.1.3.b. Le variogramme

Le variogramme évalue la similarité des paramètres de deux échantillons en fonction de la distance qui les sépare [ARMSTRONG & CARIGNAN, 1997]. Le variogramme est fonction de la longueur et de l'orientation de h , il reflète donc la longueur caractéristique (la portée) et l'anisotropie du phénomène. Le comportement du variogramme à l'origine renseigne sur la continuité et la régularité spatiale du phénomène observé [DEVEUGHELE & RIZZOLI, 1976].

Trois paramètres vont conditionner le variogramme (figure II.5) :

- le palier : c'est l'ordonnée maximale de la courbe du variogramme ; au delà de cette distance qui correspond au seuil d'indépendance des valeurs, le variogramme tend vers une limite ;
- la pépité : c'est l'ordonnée à l'origine de la courbe du variogramme ; l'effet pépité quantifie la variance d'estimation entre 2 points proches et traduit l'irrégularité du phénomène spatial à l'origine ;
- la portée : c'est l'abscisse, donc la distance, à partir de laquelle les données ne sont plus corrélées spatialement.

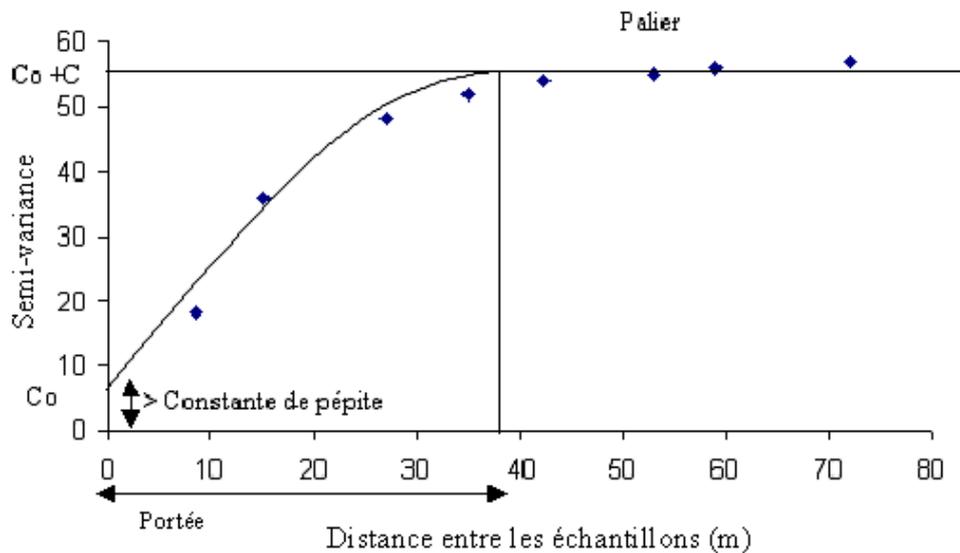


FIGURE II.5 – Exemple de variogramme théorique.

Nous avons dans cette étude utilisé deux types de krigeage : le Krigeage Universel (KU) et le "Kriging with External Drift" (KED) (krigeage avec dérive externe en français). Ce sont deux types de krigeage avec tendance, pour lesquels la variable recherchée est fonction des coordonnées spatiales

ou de variables régionalisées. On obtient des équations du type :

$$\text{Krigage Universel : } \hat{P}(s) = \sum_{o=1}^n f_o(s)\beta_o + \epsilon(s) \quad (\text{II.7a})$$

$$\text{Krigage avec Dérive Externe : } \hat{P}(s) = \sum_{o=1}^n f_o(w)\beta_o + \epsilon(s) \quad (\text{II.7b})$$

Dans les équations II.7, β_o sont des coefficients optimaux associés aux fonctions f_o ; ils ne dépendent que des coordonnées spatiales. f_o est une fonction des coordonnées spatiales ($f_o(s)$) ou de la variable régionalisée ($f_o(w)$). C'est donc la forme de la tendance μ qui détermine le type de krigage à effectuer. Dans le krigage avec dérive externe, μ est non constante, fonction linéaire de la variable régionalisée (la topographie par exemple).

Après avoir déterminé la forme de la dérive dans le cas du KED, on cherche à résoudre les équations du krigage pour trouver les pondérateurs optimaux f_o et β_o du système et déterminer $\epsilon(s)$ à l'aide des valeurs du variogramme. On modélise tout d'abord un variogramme expérimental, en se basant sur les données des stations, pour ensuite définir le variogramme théorique. Ce variogramme peut prendre différentes formes : linéaire avec ou sans palier, sphérique, exponentiel, entre autres. Le choix final du variogramme se fait par ajustement entre la courbe théorique et la courbe expérimentale. Finalement, l'interpolation peut être effectuée grâce à de nombreux outils dédiés, tel que le package Gstat de R [PEBESMA, 2004] utilisé dans cette étude.

Les résultats de ces différentes méthodes d'interpolation sont présentés au chapitre IX. Nous pouvons déjà citer quelques limitations quant à l'interpolation des données de précipitations journalières par krigage :

- le variogramme, estimé en utilisant toutes les précipitations disponibles, repose sur l'hypothèse qu'il représente correctement la variabilité spatiale d'une région entière [GOTTARDI et al., 2012] ;
- certaines stations comportant des lacunes en données journalières, le krigage n'est pas nécessairement basé sur le même nombre de stations pour chaque journée ; la base de krigage dans ce cas est variable, ce qui peut entraîner des résultats erronés ;
- la base statistique de l'interpolation spatiale du krigage ne repose que sur les données in situ ; les phénomènes physiques à la source de formation des précipitations n'ont donc aucune influence sur cette méthode d'interpolation, et si le réseau n'est pas spatialement représentatif (assez de stations à haute altitude par exemple), certains processus peuvent être sous-estimés ou non perçus (la dérive externe en KED peut permettre d'intégrer les phénomènes physiques si de nouvelles variables météorologiques sont utilisées comme dérive).

3.2. Descente d'échelle statistique

La modélisation climatique est de plus en plus utilisée pour étudier les climats aux échelles régionales et les impacts du changement climatique. A partir des informations fournies par les MCG, de nombreux outils de descente d'échelle statistique ont été développés. De tels outils relient les variables prédictives (décrivant l'état de l'atmosphère à grande échelle issues des MCG) à des variables prédites (qui sont les variables climatiques locales ou régionales) en appliquant une relation statistique entre

le climat régional et les paramètres grande échelle [BOÉ, 2007]. Les variables prédictives sont sélectionnées selon le problème étudié, tout en sachant que certaines variables telles que les précipitations comportent des erreurs importantes dans les MCG (cf. section 2.3).

Différents modèles sont disponibles, dont nous pouvons dresser une liste non exhaustive [ORLOWSKY et al., 2010] :

- modèle de régression : relation statistique entre MCG et climat régional ;
- méthode des analogues : recherche dans une archive historique du patron de circulation MCG le plus similaire au jour considéré ; les variables sont consistantes entre elles à chaque pas de temps ;
- générateur de climat stochastique : génère une série temporelle pour chaque variable climatique en respectant ses propriétés statistiques ; les combinaisons de variables peuvent alors être physiquement incohérentes.

Chacune de ces méthodes statistiques comporte des inconvénients. Les méthodes de régression ont tendance à sous-estimer la variabilité originelle du signal [JAKOB THEMESSEL et al., 2011 ; SCHMIDL et al., 2007]. En ce qui concerne la méthode des analogues, elle nécessite une longue archive de données, et le choix des variables prédictives a un impact important sur la qualité des résultats finaux. Un des points cruciaux est aussi la définition de la similarité [JAKOB THEMESSEL et al., 2011]. Les variables prédites par cette méthode peuvent être incohérentes temporellement.

Les erreurs associées à ces méthodes de descente d'échelles varient selon la statistique de la série de précipitations à laquelle on s'intéresse [JOHNSON & SHARMA, 2011]. De nouvelles méthodes conjointes peuvent aussi être appliquées. HAGG et al. [2010] utilisent une méthode hybride entre modèle de régression et générateur stochastique de temps pour évaluer les valeurs de température et précipitations dans le Nord Caucase. Cependant, ils concluent que l'erreur sur les précipitations est importante (entre 4 et 71 % selon les saisons) et que malgré ses exigences numériques, il semble essentiel d'utiliser une descente d'échelle dynamique pour avoir une correcte estimation de cette variable. Une autre incertitude, mais que nous n'aborderons pas dans le cadre de cette étude, provient du fait que les descentes d'échelles statistiques sont applicables dans une hypothèse de stationnarité des schémas statistiques, ce qui n'est pas vérifiable en climat futur.

3.3. Descente d'échelle dynamique : les modèles de climat régionaux

Dans un but de modélisation hydrologique couplée à un modèle de climat, il est nécessaire d'avoir une modélisation climatique fine échelle (1-5 km) pour représenter la topographie des vallées hydrologiques, sources de convection [GIOVANNETTONE & BARROS, 2009]. Nous avons vu dans la section précédente que les descentes d'échelle statistiques des MCG n'étaient pas nécessairement un outil fiable dans l'obtention de valeurs de précipitations. On peut alors recourir à des Modèles Climatiques Régionaux (MCRs) qui permettent de simuler à fine échelle les processus physiques afin qu'ils soient consistants avec l'évolution grande échelle du climat prédit par les MCG. Il faut noter que le terme MCR est employé ici pour définir tout modèle de descente d'échelle dynamique, même lorsque ces modèles sont appliqués sur des périodes courtes que l'on ne peut théoriquement pas qualifier de simulations climatiques.

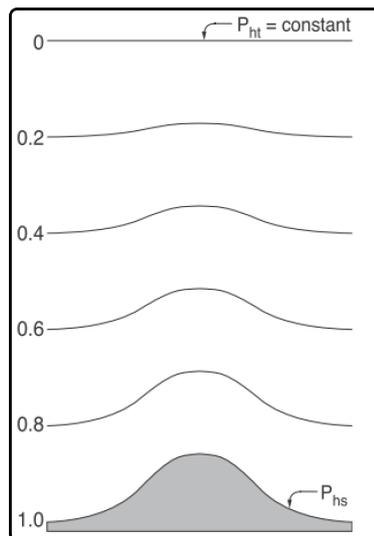


FIGURE II.6 – Coordonnées en direction verticale des niveaux sigma dans les modèles de climat régionaux. Issue de SKAMAROCK et al., 2005.

Les MCR sont des modèles à aire géographique limitée, dont le domaine de modélisation est d'une taille inférieure ou égale à celle d'un continent. Ils reposent sur le fait que le climat régional est conditionné mais pas entièrement explicité par l'état des variables à grande échelle [BROMWICH et al., 2005]. Les MCR sont initialement forcés à leurs frontières de domaine de simulation par des sorties de MCG ou des réanalyses. Généralement, entre la résolution du MCR et celle du MCG qui le force, il existe un facteur pouvant varier de 2 à 5. Il y a ensuite deux méthodes d'emboîtement d'échelles possibles pour affiner la résolution de modélisation :

- one-way nesting : les informations échangées sont uniquement transmises du domaine de départ (grande échelle) vers le domaine d'arrivée ;
- two-way nesting : l'échange d'information se fait dans les deux sens, avec donc un retour d'expérience d'une résolution à l'autre.

Au niveau de l'échelle verticale, les MCR utilisent actuellement différents niveaux sigma qui discrétisent l'espace vertical en différents niveaux non homogènes (figure II.6). Cela permet de mieux prendre en compte la topographie du relief dans la résolution des équations de la mécanique des fluides. Ce nombre de couches en direction verticale aura une influence sur la localisation des précipitations et le transport des hydrométéores en altitude. Il peut être de l'ordre de 45 à 90 pour une résolution verticale fine.

L'échelle spatiale des MCR permet d'avoir une meilleure discrétisation spatiale des états de surface, comme les lacs, les lignes de côte, ou les glaciers. Les détails de la topographie à fine échelle (figure II.4) permettent d'améliorer la simulation de structures cinématiques complexes, leur dynamique, et les flux d'humidité associés [GARVERT et al., 2007]. Ainsi, la distribution des précipitations au niveau des barrières orographiques est largement améliorée lorsque le modèle est exécuté à une résolution spatiale inférieure ou égale à 4 km [GARVERT et al., 2007].

La modélisation régionale permet aussi d'avoir une estimation de la proportion de précipitations solides face aux précipitations liquides. Cependant, les schémas de discrétisation de la phase des précipitations utilisent les valeurs de température de l'air proche de la surface, avec parfois un par-

titionnement brutal. Le schéma de surface Noah-MP propose par exemple trois options [NIU et al., 2011] :

- le schéma complexe de JORDAN [1991] ;
- le schéma de BATS [YANG & DICKINSON, 1996] qui assume des précipitations solides si $T_{air} < T_{frz} + 2.2K$ (T_{air} est la température de l'air, T_{frz} la température du point de gelée) et des précipitations liquides dans les autres cas ;
- le schéma simple assumant des précipitations solides si $T_{air} < T_{frz}$ et de la pluie sinon.

Les sorties de MCR, comme toutes variables spatialisées, ont tendance à être lissés, suivant le fait que deux points voisins en sortie de MCR sont beaucoup plus corrélés que deux stations météorologiques à la même distance [DÉQUÉ, 2007], ce qui est particulièrement vrai pour les précipitations dont la variabilité en zone de montagne est importante. Des biais persistent dans les sorties de précipitations des MCR [ORLOWSKY et al., 2010 ; GUDMUNDSSON et al., 2012]. GARVERT et al. [2007] observent par exemple des surestimations sur les pentes au vent et des sous-estimations sur le versant opposé. Malgré un affinement de la résolution spatiale, tous les processus petite échelle ne peuvent pas être pris en compte dans les MCR, pour lesquels par exemple les phénomènes de convection sont parfois encore représentés à une échelle trop grossière [ORLOWSKY et al., 2010]. En plus de la taille de maille, des erreurs sont liées à la paramétrisation micro-physique du modèle. Ces paramètres sont issus de connaissances scientifiques et d'expériences passées, mais il peuvent être largement variables en espace et pourraient dépendre de la taille de maille (impliquant une modification pour chaque nouvelle résolution spatiale, à l'identique des paramètres pour les modèles hydrologiques) [DUFFY et al., 2003].

Avec l'augmentation de la puissance de calcul qui permet de faire tourner des modèles à toujours plus fine résolution spatiale, on peut se questionner sur l'intérêt d'une telle précision face à notre niveau de connaissances et de représentation numérique des processus physiques gouvernant les précipitations et les flux d'humidité [BOYLE, 1993 ; LEUNG & QIAN, 2003].

Nous étudierons dans cette thèse les sorties du modèle climatique "Weather Research and Forecasting Model" (WRF) [SKAMAROCK et al., 2005]. Le travail de la post-doctorante Clémentine Junquas de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) nous a permis d'avoir accès à cet ensemble de données, d'avril 2012 à juillet 2014 à des résolutions temporelles infra-journalières. C'est un modèle non-hydrostatique forcé par des analyses climatiques "NCEP/Final operational global analysis" (NCEP/FNL). Il est utilisé en one-way nesting aux résolutions spatiales de 27, 9 et 3 km (que nous nommerons respectivement par la suite WRF27, WRF9 et WRF3). Plusieurs configurations de WRF ont été testées pour le mois de février 2013, incluant différents schéma de convection, de microphysique, de couche limite planétaire et de schéma de surface. Les résultats de cet ensemble de configuration (WRF-EM) sont présentés à la figure II.7. La surestimation des précipitations est fréquente dans les modèles numériques atmosphériques [MEARNS et al., 1995], et a été observée pour toutes les paramétrisations utilisées, sur l'ensemble du domaine. L'écart-type entre l'ensemble des configurations est cependant inférieur au biais calculé par rapport aux données TRMM2B31. La configuration retenue, détaillée au chapitre VIII, est considérée représentative des champs de précipitations produits par les modèles atmosphériques sur la zone d'étude. En effet, la configuration choisie minimise le biais positif de précipitations sur les Andes tropicales au-dessus de 3 500 mètres et simule

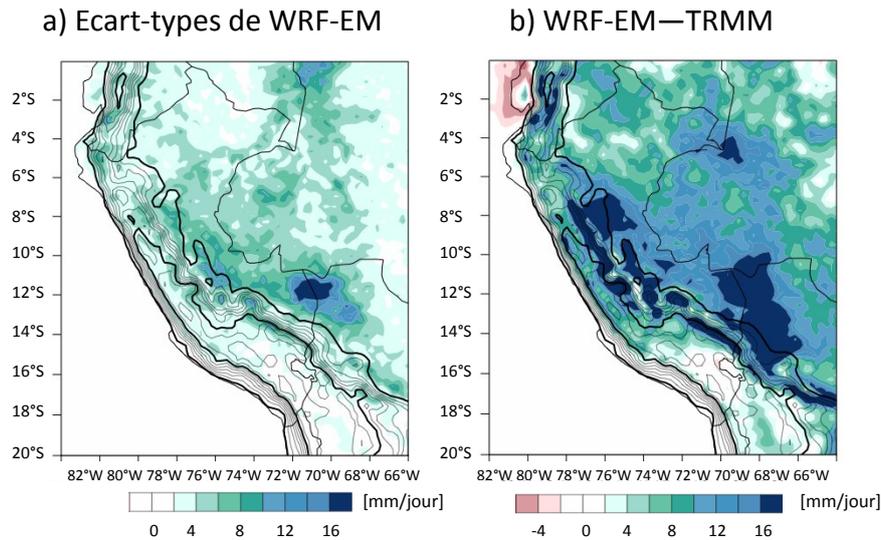


FIGURE II.7 – Écart-types des précipitations [mm/jour] calculé sur l'ensemble des 6 configurations de WRF-EM pour le mois de février 2013 (a) et comparaison avec le produit TRMM2B31 sur le mois de février 2013 (b). Figure Clémentine Junquas.

correctement la distribution spatiale régionale des précipitations (maximum de précipitations sur le bassin amazonien et les pentes est des Andes).

Plus de détails sur le modèle et sur ses sorties de précipitations sont donnés au chapitre VIII. Les autres variables météorologiques sont étudiées au chapitre VI en section 2. Nous verrons que l'utilisation directe des sorties de WRF comporte de nombreuses limitations. Les biais des MCR doivent nécessairement être étudiés en climat actuel, pour lequel nous avons des éléments de réponse pour comprendre les sources d'erreur ; en contexte de climat futur, on peut largement s'interroger sur les limites de leur utilisation et sur les incertitudes d'interprétations des impacts du changement climatique à partir de telles données.

4. Synthèse

Malgré une évolution dans l'accès aux données de précipitations en zone de montagne, notamment tropicale, avec les données satellitaires TRMM et le développement de modèles de climat régionaux, des difficultés persistent quant à l'étude de cette variable dans des zones de topographie complexe, où la variabilité spatiale des précipitations est forte. Les limitations portent principalement sur le manque de mesures à haute altitude, sur la faible résolution des données TRMM et les incertitudes importantes associées aux sorties de précipitations des modèles atmosphériques à échelle régionale. De nombreuses données sont néanmoins disponibles, à différentes échelles spatiales et temporelles. Le schéma II.8 résume les différentes sources de données météorologiques et leur utilisation en descente d'échelle ou en interpolation. En gras sont présentées les méthodes de spatialisation couramment utilisées (interpolation des données in situ, descente d'échelle statistique avec des variables issues de MCG comme prédicteurs, descente d'échelle dynamique forcée par un MCG). Mais dans un but de minimisation des erreurs et des incertitudes de chaque méthode, il est parfois intéressant de combiner méthode dynamique et statistique [JAKOB THEMESL et al., 2011] comme indiqué en traits fins sur le schéma : (i) fusion des sorties de MCR avec les sorties de descente d'échelle statistique, (ii) ou fusion des descentes d'échelle statistiques ou dynamiques avec des données in situ. De plus, il est possible de combiner les méthodes d'interpolation statistiques avec les sorties de MCR comme nous le verrons au chapitre IX. On parle ici de méthodes applicables en climat actuel, pour lequel les données in situ sont disponibles et dont les informations permettent de débiaiser les différents produits de précipitations issus de modélisation ou de sources satellitaires.

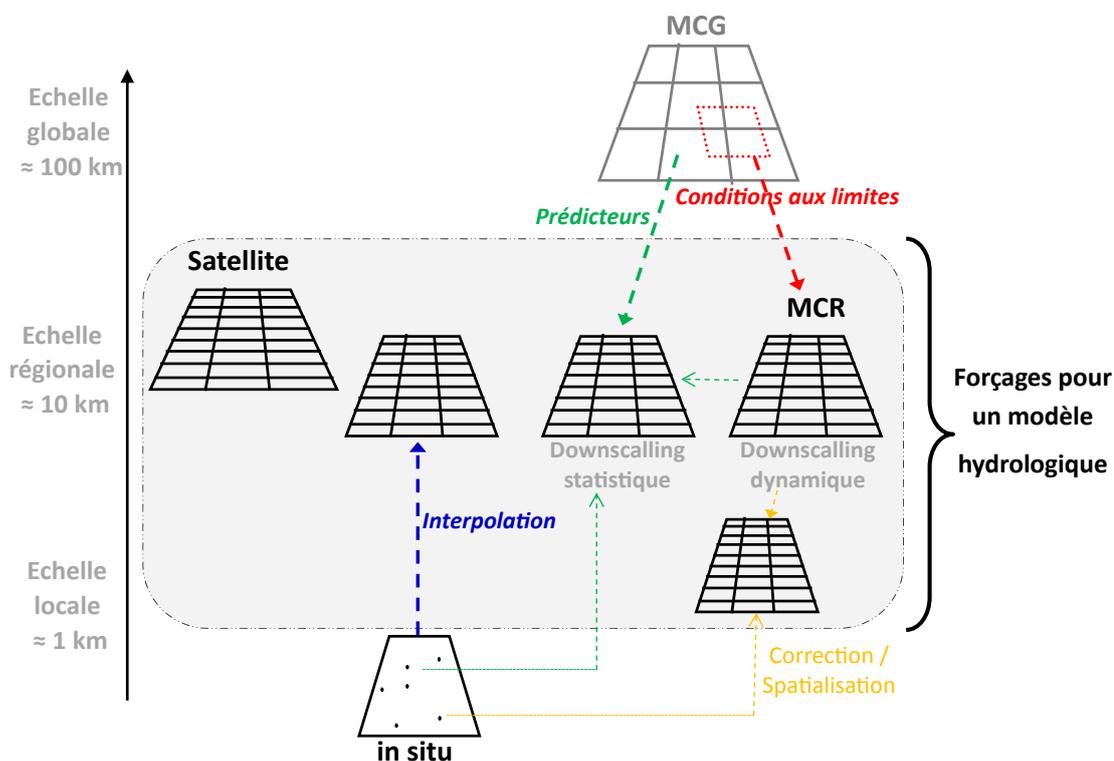
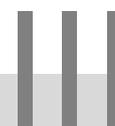


FIGURE II.8 – Schéma des différentes sources de données utilisables en entrée d'un modèle hydrologique.



Contexte méthodologique : modélisations glacio-hydrologiques

En zone de montagne, les interactions entre cryosphère et hydrologie sont complexes et actives sur différentes échelles de temps (figure I.6) et il est essentiel de comprendre les processus mis en jeu dans ces systèmes dans un contexte de changement climatique. Pour avoir une estimation du système dans sa globalité, l'établissement de modèles est nécessaire, fondés sur les connaissances que l'on a du milieu étudié. L'enjeu est de reproduire non seulement l'évolution saisonnière du débit, mais aussi l'évolution annuelle et pluri-annuelle des zones englacées. Il faut alors développer une stratégie de modélisation permettant d'atteindre cet objectif dans le contexte prescrit. De nombreux modèles hydrologiques existent, mais nous verrons qu'ils sont peu nombreux à pouvoir répondre aux exigences découlant d'une modélisation conjointe des fonctionnements glaciologique et hydrologique des bassins versants.

Le premier modèle hydrologique, construit de manière empirique, voit le jour en 1850 [MULVANY, 1850]. Le développement du calcul numérique débute dans les années 1960, dans le but d'incorporer à la modélisation hydrologique les notions de non linéarité et de distribution spatiale [EAGLESON, 1994]. Par la suite se développe le besoin de prendre en compte les interactions géophysiques larges échelles entre la surface terrestre et l'atmosphère pour comprendre et prévoir la variabilité hydrologique. Cette question du couplage reste actuellement en suspens, notamment dans des études à l'échelle locale en zone tropicale.

Nous avons vu dans le chapitre précédent les difficultés liées à la bonne connaissance des précipitations en zone de montagne. Il faut dans ce contexte tenir compte de la disponibilité et de la validité des données météorologiques lors du choix du modèle et garder en tête l'objectif de la modélisation (étude de crue, de processus ou bien de ressources en eau par exemple). La première partie de ce chapitre revient sur quelques notions importantes sur lesquelles est fondée la modélisation hydrologique en faisant un tour d'horizon des principaux processus à l'œuvre dans les zones englacées ainsi qu'en aval au sein du bassin versant. La seconde partie porte sur les différents types de modèles disponibles applicables aux bassins versants glaciaires ainsi que leurs conditions d'application.

1. Description des processus nivo-glacio-hydrologiques

Cette section a pour but de passer en revue les principaux processus du cycle hydrologique d'un bassin versant englacé, qui contrôlent la variabilité spatiale et temporelle du signal de l'écoulement à l'exutoire. Ce n'est pas une description approfondie et détaillée, mais une présentation nécessaire à la description future des différents modèles glacio-hydrologiques (section 2) et des méthodes de calibration (section 3). Les informations concernant les processus hydrologiques d'évaporation, de ruissellement et d'infiltration sont en grande partie issues du livre de LLAMAS [1985].

1.1. Bilan en eau

Les principales composantes du bilan en eau d'un bassin versant tropical sous influence glaciaire sont présentées dans la figure III.1.

En zone non glaciaire, les processus de cheminement de l'eau sont les suivants :

- évapotranspiration : transformation de l'eau de sa phase liquide vers sa phase gazeuse ; cette composante dépend principalement de la température de l'air et de son humidité, liées au rayonnement solaire, de la pression atmosphérique et du vent, mais aussi de la température et de l'humidité du sol ;
- infiltration : absorption d'eau par le sol puis transfert et percolation vers les couches inférieures et la nappe d'eau saturée ; cette composante dépend de l'épaisseur du sol, de son humidité, de la couverture végétale et du taux de compaction du sol ;
- ruissellement : écoulement de l'eau par gravité à la surface du sol, suivant le gradient topographique ; cette composante dépend de la capacité d'infiltration, de la perméabilité et de la profondeur du sol, ainsi que de la durée, de l'intensité, de la distribution spatiale et de la phase des précipitations ; le ruissellement peut provenir d'un refus à l'infiltration (lorsque le volume de précipitations diminué de l'évapotranspiration et de l'interception est supérieur au taux d'infiltration du sol), c'est le ruissellement hortonien, ou d'un ruissellement superficiel par saturation, lorsque la charge hydraulique est importante et que la surface de la nappe atteint la surface du sol.

Au niveau de l'hydrologie souterraine, on distingue la zone de sol saturée de la zone non saturée (au sein de laquelle se produisent les processus d'infiltration). Le paramètre principal qui caractérise la nappe aquifère (zone saturée) est le coefficient de conductivité hydraulique K [m/s]. Il est exprimé en débit par unité de surface et est une mesure du degré de facilité que possède le milieu poreux à laisser s'écouler l'eau à travers ses interstices. Il en découle le coefficient de transmissivité qui, exprimé en débit par longueur, représente la conductivité hydraulique intégrée sur l'épaisseur de la zone saturée .

1.1.1. Évapotranspiration

L'évapotranspiration peut être quantifiée par différentes méthodes. Soit par des mesures directes in situ à l'aide de lysimètres, soit à travers le bilan énergétique ou hydrique (méthode de Penman Monteith, équation III.1), soit grâce à des méthodes empiriques dont les coefficients sont obtenus par analyse statistique. Il faut distinguer trois variables d'évapotranspiration [GILLI et al., 2012] :

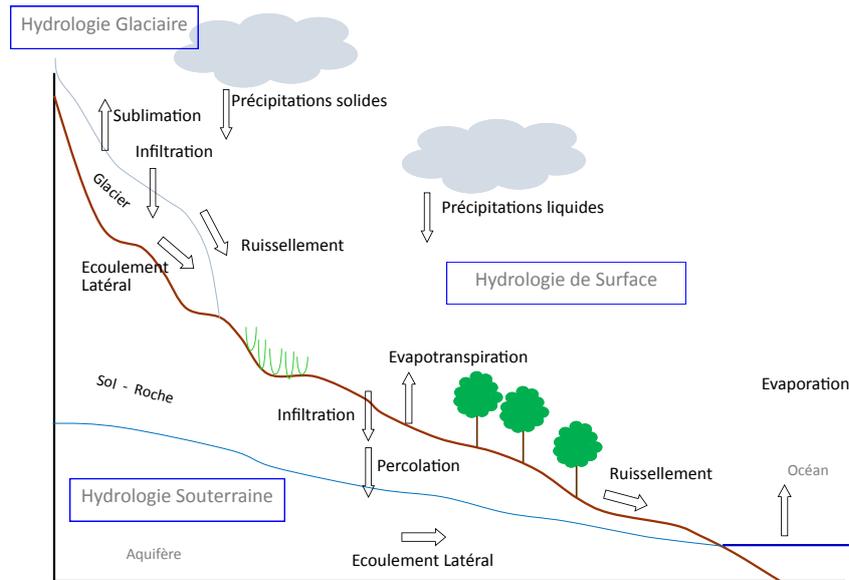


FIGURE III.1 – Schéma des principales composantes du bilan en eau d'un bassin versant englacé, en zone tropicale (pas de couvert neigeux durable).

- évapotranspiration potentielle (ETP) : correspond à la quantité d'eau théoriquement évaporable par une surface d'eau libre ;
- évapotranspiration réelle (ETR) : quantité d'eau réellement évaporée, qui dépend des conditions naturelles (par exemple végétation ou nature du sol) et de la quantité d'eau disponible dans le sol ;
- évapotranspiration de référence (ET_0) : utilisée généralement en agronomie, elle correspond à l'évapotranspiration d'une surface de référence, dont toutes les caractéristiques sont connues.

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \Gamma \frac{900}{T_{air} + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \Gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (\text{III.1})$$

Dans l'équation III.1, issue de la "Food and Agriculture Organization of the United Nations" (FAO), R_n est le rayonnement net [W.m^{-1}], G le flux de chaleur dans le sol [W.m^{-1}], Δ la pente de la courbe de pression de vapeur à la température moyenne de l'air [kPa.K^{-1}], $(e_s - e_a)$ le déficit de pression de vapeur de l'air [kPa], Γ la constante psychrométrique [kPa.K^{-1}], T_{air} la température de l'air [$^{\circ}\text{C}$] et u_2 la vitesse du vent [m.s^{-1}].

Différentes valeurs sont proposées dans la littérature pour les zones montagneuses du Pérou, compilées dans le tableau III.1. La zone circumlacustre du lac Titicaca est située à une distance d'environ 1 000 km de la zone d'étude. Les travaux de TARAZONA SANTOS [2005] comparent sur la zone du Rio Santa différentes méthodes pour calculer l' ET_0 mensuelle. Ces valeurs, reprises par SUAREZ [2007] et SUAREZ et al. [2008] concluent à une ET_0 annuelle moyenne de 1 100 mm/an à l'altitude de 3 700 mètres en utilisant la formule de Penman modifiée par GARCIA et al. [2004]. L'évapotranspiration varie de manière importante avec l'altitude, surtout en saison sèche (1 mm/km sur le site de Llanganuco en Cordillère Blanche) [HELLSTROM et al., 2010]. L'équation de Penman modifiée

Tableau III.1 – Différentes valeurs d'évapotranspiration potentielle et de référence donnée par la littérature.

Source	Localisation	Altitude [m]	Méthode	ET [mm/jour]	ET [mm/an]
CRUZ, 2014	Lac Titicaca	3 812 - 3 900	Mesures <i>ETP</i>	2.92 - 4.11	1 255
TARAZONA SANTOS [2005]	Rio Santa	3 700	Formule Penman ET_0		1 100
HELLSTROM et al. [2010]	Llanganuco	3 800	Formule Penman ET_0		980
	<i>Saison humide</i>			2.25	
	<i>Saison Sèche</i>	3 900		3.25	
	<i>Saison Sèche</i>	4 600		2.5	

par GARCIA et al. [2004], utilisant les valeurs de rayonnement solaire et de bilan radiatif, permet de prendre en compte les effets d'altitudes (variations topographiques et pentes).

1.1.2. Sublimation

La sublimation correspond au passage de l'eau de l'état solide à l'état gazeux. Pour le glacier, elle correspond à une faible perte de masse mais une forte consommation d'énergie. En effet, la sublimation de la glace consomme 8,5 fois plus d'énergie que la fonte [SCHAUWECKER et al., 2014]. La sublimation peut être quantifiée grâce à des mesures directes à l'aide de lysimètres ou estimée par une méthode de bilan d'énergie.

En saison sèche, en zone tropicale externe, l'albédo est trop élevé pour que la surface atteigne une température de fusion, et l'ablation est alors due à la sublimation [HASTENRATH, 1978 ; SICART et al., 2005 ; SICART et al., 2008]. En saison des pluies, au contraire, l'humidité de l'air réduit la sublimation et toute l'énergie est disponible pour la fonte [SICART, 2002]. Ce flux est largement contrôlé par les hauteurs de rugosité en surface du glacier [SICART, 2002].

A partir de données de réanalyses NCEP, SORUCO et al. [2009] estiment au glacier du Zongo en Bolivie (dont la couverture glaciaire est présente entre les altitudes 4 850 et 6 000 mètres) sur la période 1948-2008 une valeur de sublimation annuelle de 171 mm eq.eau. FRANCOU et al. [1995] et WAGNON et al. [1999] estiment respectivement que la part de la sublimation par rapport à l'ablation totale est de 10 % et 15 %. Au niveau du Rio Santa, GURGISER et al. [2013], avec l'application d'un modèle de bilan d'énergie, évaluent que 8 % de l'ablation en saison humide et 17 à 22 % en saison sèche est produite par les processus de sublimation et d'évaporation en surface du glacier Shallap. WINKLER et al. [2009], avec une campagne de mesure de 15 jours sur le glacier de l'Artesonraju en Cordillère Blanche, estiment qu'en saison sèche, la sublimation consomme 60 à 90 % de l'énergie totale disponible.

1.1.3. Infiltration

L'infiltration d'eau dans le sol peut être appréhendée en utilisant certains coefficients :

- capacité d'infiltration : flux d'eau maximal que le sol est capable d'absorber à sa surface [m/s] ;
- porosité et taille des pores : contrôlent l'espace des interstices du sol capable de contenir de l'eau liquide ;
- capacité au champ : capacité maximale de rétention d'eau dans le sol.

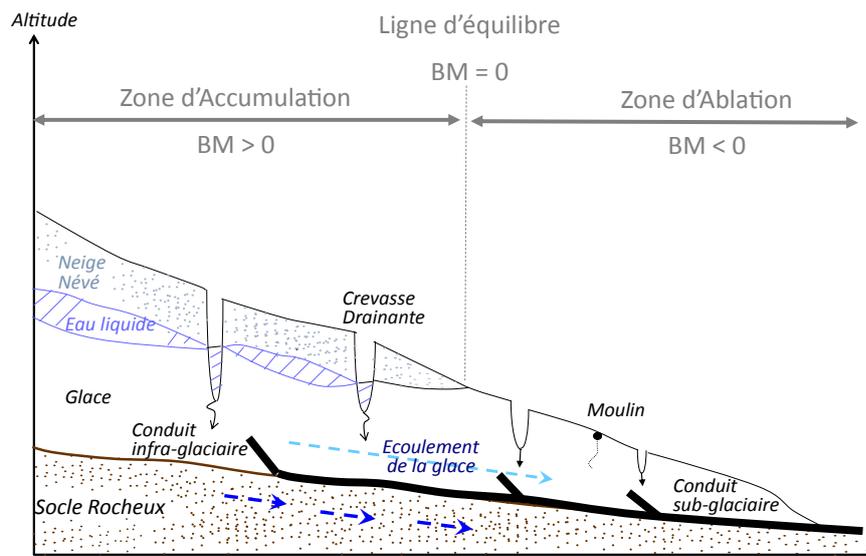


FIGURE III.2 – Coupe longitudinale théorique d'un glacier montrant les principales composantes de son réseau hydrologique, et les zones d'ablation et d'accumulation distinguées par le Bilan de masse (BM). Inspiré de FOUNTAIN & WALDER [1998]

Nous verrons dans l'utilisation et l'application du modèle glacio-hydrologique l'importance de ces différents paramètres (Partie IV).

Au niveau du glacier, en zone d'accumulation, l'eau liquide percole à travers la neige et le névé, et peut former une couche d'eau perchée sur la couche de glace imperméable qu'elle rencontre (figure III.2). Cette nappe d'eau liquide peut ensuite s'écouler au travers de crevasses [FOUNTAIN & WALDER, 1998]. En zone d'ablation, l'écoulement se forme directement en surface du glacier, et circule ensuite à travers les crevasses ou les moulin. L'eau liquide, en profondeur des crevasses, fournit de l'énergie pour fondre la glace et créer des conduits infra-glaciaires puis sub-glaciaires. Mais l'eau liquide à l'intérieur du glacier peut aussi regeler et par endroit augmenter la masse glaciaire. Ces processus hydrologiques au sein du glacier retardent l'écoulement à son exutoire, et ne sont que rarement pris en compte dans les modèles glacio-hydrologiques, généralement simplifiés. Cette simplification s'appuie sur l'hypothèse que ces écoulements au sein du glacier sont évacués à l'échelle journalière. À l'intérieur même du glacier, il est difficile de savoir où est stockée l'eau sous forme liquide [JANSSON et al., 2003] et le système de drainage glaciaire semble subir d'importantes évolutions saisonnières.

1.2. Bilan de masse glaciaire

Le bilan de masse glaciaire est gouverné par deux principaux processus : l'ablation et l'accumulation, localisés dans deux zones distinctes éponymes (figure III.2).

L'accumulation est un processus qui permet au glacier de gagner de la masse, par chutes de précipitations solides. Ces chutes de précipitations, sous forme de neige ou grésil, se déposent en surface du glacier, pour ensuite être compactées et former de la glace. L'ablation, au contraire, est un processus de perte (fonte ou sublimation, de manière préférentielle en surface du glacier).

Les précipitations solides, déposées principalement en zone d'accumulation, peuvent être redistribuées spatialement en surface du glacier par des processus d'avalanches ou de transport par le vent. Le transport de glace de la zone d'accumulation vers la zone d'ablation se fait par fluage (la dynamique glaciaire sera détaillée en section 1.4).

Le bilan de masse glaciaire est le bilan comptable en eau contenue dans le glacier. La zone d'accumulation est une zone de bilan de masse positif, la zone d'ablation une zone de bilan de masse négatif, et ces deux zones sont séparées par la ligne d'équilibre du glacier (figure III.2). Le bilan de masse peut s'estimer par différentes méthodes :

- méthode hydrologique : comparaison des précipitations et du débit de fonte [e.g. SICART, 2002, KASER et al., 2003, VUILLE et al., 2008b, SORUCO et al., 2009] ;
- méthode glaciologique : par échantillonnage direct des changements de masse de surface du glacier en différents points et spatialisation de ces mesures [e.g. WAGNON et al., 2007, SORUCO et al., 2009, RABATEL et al., 2011] ;
- méthode numérique : par calcul du bilan d'énergie de surface (cf. section 1.3), on déduit l'énergie disponible pour la fonte et la sublimation et évalue le bilan de masse du glacier [e.g. SICART et al., 2011, FAVIER et al., 2011, GURGISER et al., 2013] ;
- méthode photogrammétrique : des modèles numériques de terrain à très haute précision (de 50 cm à 1 mètre) sont établis à partir de clichés aériens ou des images satellites, et la comparaison entre images à différentes dates permet d'établir la différence de bilan de masse [e.g. RABATEL et al., 2005, JORDAN et al., 2005, MARK & SELTZER, 2005, SORUCO et al., 2009].

Il faut distinguer le bilan de masse local, qui fournit des valeurs ponctuelles (à partir de mesures de balises d'ablation, puits d'accumulation ou bien calcul du bilan d'énergie en un point), du bilan de masse global qui évalue le bilan de masse total du glacier, en moyennant les valeurs ponctuelles par tranches d'altitudes puis en les rapportant à leur superficie, ou bien directement par méthode hydrologique ou photogrammétrique.

Le bilan de masse varie de manière importante suivant l'altitude, la localisation géographique, mais aussi d'une année à l'autre (figure III.3). On observe par exemple pour le glacier Artesonraju en Cordillère Blanche, une dispersion des mesures d'ablation annuelle assez importante sur la période 2003/2013, comme observé au glacier du Zongo [SORUCO et al., 2009]. Les mesures d'accumulation, en revanche, montrent moins d'hétérogénéité. La ligne d'équilibre pendant cette période varie entre 4 940 et 5 120 mètres. Cette variation de 180 mètres modifie la superficie de la zone d'accumulation et peut avoir une grande importance sur le bilan de masse. Les trois glaciers péruviens dont les valeurs mesurées de bilan de masse sont présentées à la figure III.3b sont situés dans le massif de la Cordillère Blanche, respectivement du nord au sud, séparés à vol d'oiseau par des distances de 66 et 20 kilomètres. Les disparités de bilan de masse en zone d'ablation sont aussi marquées, bien que ces glaciers aient tous les trois une orientation principale ouest. On peut cependant considérer ces différences (1,5 mètres eq. eau à 4 900 mètres) comprises dans l'incertitude de mesure du bilan de masse par la méthode glaciologique.

Les incertitudes liées au bilan de masse par tranche d'altitude dépendent du nombre de balises installées sur ces parties du glacier, mais aussi de leur localisation. Le glacier, avec ses variations de pentes, d'orientation, d'exposition au rayonnement solaire et d'exposition au vent, connaît de

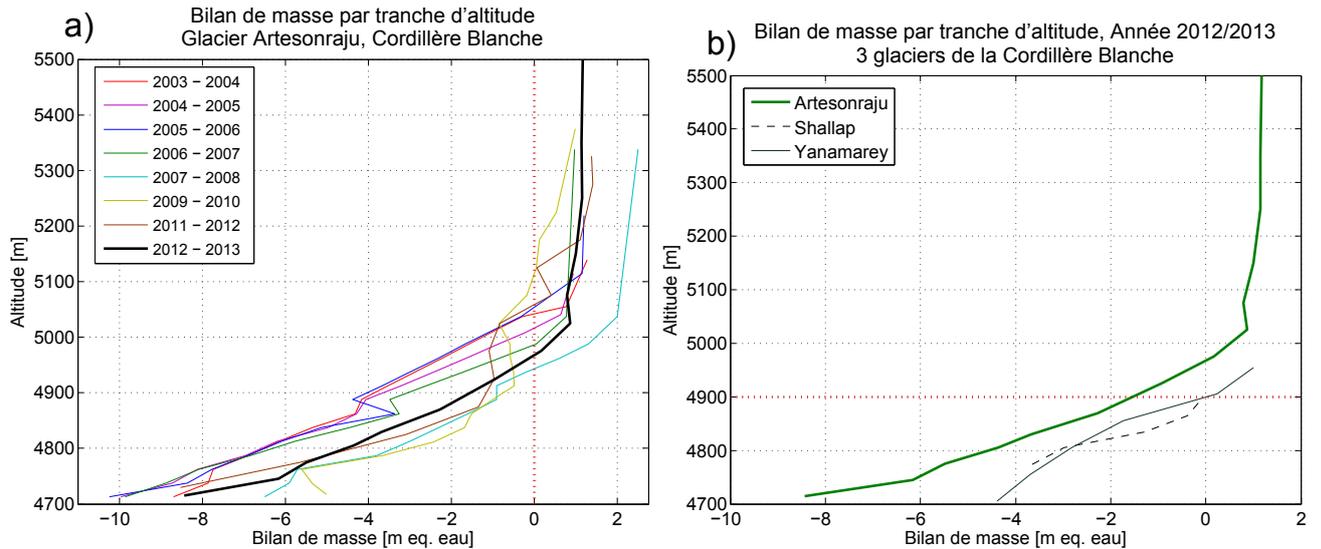


FIGURE III.3 – a) Bilan de masse par tranches d'altitude pour le Glacier Artesonraju de l'année 2003 à l'année 2013. En tirets rouges, la ligne d'équilibre du glacier. b) Comparaison de gradient de bilan de masse pour 3 glaciers de la Cordillère Blanche pour l'année 2012/2013. En tirets rouge, altitude 4 900 m.

fortes hétérogénéités spatiales d'ablation, qu'il est difficile d'évaluer par une méthode glaciologique. SORUCO et al. [2009] montrent que le réseau de mesure lié à la méthode glaciologique, comparé aux résultats des méthodes hydrologiques et photogrammétriques, n'est pas entièrement représentatif de la superficie du glacier. Les méthodes photogrammétriques à haute résolution permettent d'évaluer les variabilités spatiales d'ablation, mais elles n'ont pas encore été appliquées en Cordillère Blanche.

A partir de ces mesures de bilan de masse par tranche d'altitude, le calcul du bilan de masse global repose sur la superficie des tranches d'altitude. Cependant, sur les zones de très haute altitude, il est parfois difficile de déterminer avec précision ces superficies, à cause d'erreurs sur le masque du bassin versant glaciaire.

Les mesures en zone d'accumulation peuvent être une indication de la quantité de précipitations reçues par le glacier en altitude, mais cela néglige les valeurs de sublimation et fonte à l'altitude considérée.

1.3. Bilan d'énergie

Le Bilan d'énergie de surface (BES) du glacier contrôle les processus de fonte. Il correspond au bilan des flux d'énergie arrivant et partant d'une surface considérée, de glace ou de neige [FAVIER et al., 2011]. Lorsque les transferts horizontaux d'énergie sont négligés, l'étude du BES se ramène à un problème unidimensionnel. L'énergie reçue à la surface de glace ($F_{surface}$) peut être calculée à partir des flux radiatifs (SW et LW) et turbulents (H et LE) (équation III.2) [OKE, 1987].

$$F_{surface} = SW \downarrow - SW \uparrow + LW \downarrow - LW \uparrow + LE + H + F_{precip} + G \quad (III.2)$$

$SW \downarrow$ et $SW \uparrow$ sont respectivement le rayonnement de courtes longueurs d'ondes incident et réfléchi par la surface. $LW \downarrow$ et $LW \uparrow$ sont les rayonnements de grandes longueurs d'ondes incident et

émis par la surface. H et LE sont respectivement le flux turbulent de chaleur sensible et de chaleur latente. Généralement, les flux sont comptés positivement lorsqu'ils sont orientés vers la surface. G est le flux géothermique, qui correspond à un apport de chaleur depuis le socle rocheux vers la base du glacier. F_{precip} est la quantité de chaleur apportée par les précipitations, produisant un échange d'énergie au travers du gradient de température entre l'eau précipitée et la surface. Ce dernier flux est généralement négligé dans les modèles simplifiés de bilan d'énergie. Au sein du manteau neigeux et de la glace, la température de surface, régie par les échanges d'énergie entre l'atmosphère et la surface, permet une transmission de l'énergie aux couches inférieures de neige/glace par conduction thermique.

Un terme important contrôlant le bilan d'énergie des glaciers tropicaux est l'albédo [RABATEL et al., 2013; SCHAUWECKER et al., 2014], qui est le rapport entre énergie solaire réfléchie par la surface et énergie solaire incidente ($\alpha = \frac{SW_{\uparrow}}{SW_{\downarrow}}$). L'évolution de cette variable en zone tropicale est rapide (variations horaires), avec des gammes de variations significatives au cours de la journée. Cependant, ces valeurs sont difficiles à quantifier car les mesures de terrain contiennent des erreurs liées à la pente [SICART et al., 2001] et doivent être corrigées de l'angle d'incidence du rayonnement solaire, important en début et fin de journée. Le paramètre de décroissance, calibré par GURGISER et al. [2013] pour l'équation de OERLEMANS & KNAP [1998] au glacier Shallap, confirme une décroissance rapide de l'albédo en valeur horaires en Cordillère Blanche.

Différentes formules ont été développées pour modéliser les variations d'albédo [e.g. GRANGER & GRAY, 1990; OERLEMANS & KNAP, 1998; BROCK et al., 2000], dont les principales différences portent sur les formes de décroissance de l'albédo au cours du temps. Ces formules utilisent des grandeurs mesurables, telles que le nombre de jour depuis la dernière chute de neige ou l'épaisseur du manteau neigeux. D'autres formulations, plus complexes, nécessitent de nombreuses informations pour détailler les propriétés de surface de la neige à micro-échelle [voir par exemple BRUN et al., 1992].

De nombreuses difficultés sont liées à l'estimation des valeurs d'albédo. La plupart des formules de la littérature ne simulent pas les variations à court terme de cette variable. Après une faible chute de neige, l'albédo, ré-initialisé à sa valeur maximale, a tendance à être surestimé, avec une mauvaise prise en compte de la couche de neige sous-jacente [WHITAKER et al., 2003; MACHGUTH et al., 2008; GURGISER et al., 2013; NAZ et al., 2014]. Il faut noter qu'une erreur sur la valeur de l'albédo de la neige a un impact beaucoup plus important sur le bilan d'énergie qu'une erreur sur l'albédo de la glace. Ainsi, une diminution de l'albédo de la neige de 0,8 à 0,7 augmentera l'énergie solaire absorbée de 50 %, alors qu'une variation d'ampleur similaire dans les faibles valeurs d'albédo (0,3) fera varier la quantité d'énergie absorbée de moins de 20 % [SICART, 2002].

La spatialisation de l'albédo est aussi source d'incertitudes. En effet, l'influence de l'albédo de la neige sur le bilan d'énergie impose une prise en compte correcte de l'albédo en zone d'accumulation, ainsi qu'en zone d'ablation lorsque surviennent des chutes de neige. Cependant, à haute altitude, la neige est moins soumise aux processus de fonte qu'en zone plus basse et la transformation de l'albédo au cours du temps est réduite. Les formulations à base physique ainsi qu'une correcte prise en compte des gradients altitudinaux de précipitations et température devraient simuler ces variations altitudinales d'albédo. Néanmoins, GURGISER et al. [2013] sont conduits à ajouter un gradient altitudinal de

Tableau III.2 – Différentes valeurs d'albédo utilisées en modélisation glacio-nivale.

Source	Localisation	Valeur
Albédo glace		
OERLEMANS & KNAP, 1998	Morteratschgletscher, Suisse	0,34
MACHGUTH et al., 2008	Morteratschgletscher, Suisse	0,34
SICART, 2002	Zongo, Bolivie	0,35
GURGISER et al., 2013	Shallap, Peru	0,20
Albédo neige fraîche		
OERLEMANS & KNAP, 1998	Morteratschgletscher, Suisse	0,75
MOLG et al., 2008	Kilimanjaro, Tanzanie	0,83
SICART, 2002	Zongo, Bolivie	0,90
GURGISER et al., 2013	Shallap, Peru	0,85
Albédo neige sale		
OERLEMANS & KNAP, 1998	Morteratschgletscher, Suisse	0,53
MOLG et al., 2008	Kilimanjaro, Tanzanie	0,68
SICART, 2002	Zongo, Bolivie	0,60
GURGISER et al., 2013	Shallap, Peru	0,60

valeur de décroissance de l'albédo au cours du temps. Les évolutions de l'albédo peuvent aussi varier entre saison sèche et saison humide en zone tropicale externe. En saison sèche, les variations diurnes de l'albédo sont uniquement liées au cycle de l'angle zénithal solaire. En revanche, en saison humide, les fluctuations horaires de l'albédo sont plus importantes, liées à une transformation rapide de la neige lors des processus de fusion, ainsi qu'à un impact de la nébulosité [SICART, 2002].

La tableau III.2 reprend les valeurs d'albédo de glace, neige fraîche et névé de différentes études. On peut observer que les valeurs d'albédo de la neige ont une gamme de variation relativement forte, et on verra par la suite que c'est un paramètre important à calibrer dans des études de bilan de masse et d'énergie glaciaire (Partie IV, chapitre XI).

1.4. Dynamique glaciaire

Afin de quantifier les changements de volume des glaciers, il est nécessaire de prendre en compte leur bilan de masse, mais aussi leur dynamique. Cette dernière est essentielle pour comprendre et anticiper la réaction des glaciers aux modifications du climat à l'échelle pluri-décennale [RÉMY & TESTUT, 2006]. Ainsi, sous l'effet de son propre poids, le glacier, fluide que l'on peut considérer visco-plastique non newtonien, s'écoule par déformation interne [GSELL, 2014] pour s'ajuster aux changements de masse glaciaire. L'écoulement de la glace suit les lois de conservation de la quantité de mouvement, de masse et de chaleur de la mécanique des fluides. La viscosité du fluide correspond à sa résistance à l'écoulement. La plasticité indique que le matériau, soumis à une contrainte, ne reprendra pas sa forme initiale s'il n'est plus soumis à cette contrainte. Elle traduit donc un comportement non linéaire et irréversible.

La dynamique glaciaire peut se faire par glissement basal, elle est alors fonction du régime thermique des glaciers. Lorsque la base du glacier est tempérée ($T = 0$ °C), la formation d'un film d'eau entre la glace et la roche provoque le glissement. Le glacier connaît aussi des déformations internes, qu'il est possible de quantifier grâce à la loi de Glen [GLEN, 1955] (équation III.3). Cette loi de transfert relie de manière non linéaire le taux de déformation locale du matériau à la contrainte appliquée.

$$\dot{\epsilon}_{ij} = B(T)\sigma_e^{n-1}\sigma'_{ij} \quad (\text{III.3})$$

Dans l'équation III.3, $\dot{\epsilon}_{ij}$ est le taux de déformation locale, σ'_{ij} est le déviateur des contraintes, σ_e la scission efficace (correspond au second invariant du tenseur des contraintes déviatoires) et $B(T)$ est un paramètre fonction de la température. La viscosité de la glace peut être déduite de cette loi : $\eta = \frac{1}{2B(T)\sigma_e^{n-1}}$. La vitesse de déformation de la glace est ainsi fonction de sa température et de la puissance de contrainte [RÉMY & TESTUT, 2006]. Le paramètre de Glen n a une valeur moyenne de 3 (ce paramètre prend la valeur de 1 pour un fluide visqueux newtonien) [PATERSON, 1994].

Dans le but d'étendre cette loi à l'ensemble du glacier, l'hypothèse dite de couche mince (ou "Shallow Ice Approximation" (SIA) en anglais) est encore largement utilisée [GREVE, 1997]. Elle repose sur l'hypothèse que la glace ne se déforme que dans le sens principal de l'écoulement, par cisaillement vertical de la colonne de glace, et que l'épaisseur du glacier est très petite devant ses directions horizontales. Ainsi, l'influence des contraintes et frottements latéraux imposés par les versants n'est pas prise en compte. Cette hypothèse permet de simplifier les modèles de dynamique glaciaire mais ses conditions d'application dépendent de la géométrie du glacier (rapport longueur/épaisseur) et de la pente de son lit rocheux [LE MEUR et al., 2004]. La SIA n'est par exemple pas applicable pour les glaciers suspendus, les glaciers très raides ou les langues glaciaires. Des méthodes permettant d'utiliser l'hypothèse SIA pour des glaciers à topographie complexe ont été développées [JAROSCH et al., 2013]. Le problème étant que les flux de glace calculés peuvent parfois retirer plus de glace d'un pixel qu'il n'en contient dans son état original, ce modèle utilise un schéma de discrétisation spatiale de second ordre pour limiter les flux de glace et ainsi vérifier la conservation de la masse.

2. Différents modèles glacio-hydrologiques

La modélisation en science de l'environnement est un outil essentiel pour comprendre l'évolution actuelle, future et passée de ce qui nous entoure. De nombreux modèles hydrologiques sont actuellement disponibles et applicables en zone de montagne. Ils peuvent se différencier par leur discrétisation spatiale, la prise en compte d'un écoulement de la glace, la méthode de transfert des lames d'eau en surface, ou encore la prise en compte d'écoulements souterrains. Il serait long et difficile de faire un état de l'art complet des différentes approches développées en modélisation hydrologique, largement documentées ces dernières années avec la croissance des intérêts environnementaux, sociaux et économiques en zone de montagne. Nous verrons qu'il existe certaines grandes catégories de modèles glacio-hydrologiques, mais que la frontière entre ces catégories reste poreuse.

Nous nous appuyerons sur une dizaine de modèles glacio-hydrologiques pour détailler les principales caractéristiques et limites des modèles communément utilisés en zone de montagne.

2.1. Représentation des processus hydrologiques

Le choix d'un modèle hydrologique est crucial dans toute étude de bilan en eau, et une décision subjective dans le choix du modèle peut avoir des conséquences importantes lorsque cela se fait dans le cadre d'une étude d'interprétation du changement climatique [JONES et al., 2006 ; MENDOZA et al., 2015]. L'hydrologue modélisateur a alors face à lui plusieurs choix :

Modèle empirique, conceptuel ou physique ?

Modèle global, semi-distribué ou distribué ?

Plusieurs combinaisons sont possibles, il existe par exemple des modèles distribués physiques tout autant que conceptuels. Cependant, il faut noter qu'un modèle qu'on qualifiera de "physique" comporte toujours une part de conceptuel. Les connaissances scientifiques du complexe cycle de l'eau et les ressources numériques actuelles ne nous ont pas encore permis de développer un modèle hydrologique entièrement physique, qui serait uniquement développé à partir des équations de base de la physique et ne nécessiterait aucune calibration. Comme tout modèle actuellement utilisé doit être calibré et repose sur des concepts établis par le développeur du modèle, il est nécessaire d'appliquer un modèle dont les concepts sont en accord avec les connaissances du fonctionnement hydrologique de la zone d'étude ainsi que de critiquer les résultats en sortie du modèle, qui n'est pas une représentation parfaite de la réalité.

Un modèle global évalue le bassin versant comme unique unité d'étude. Un modèle semi-distribué divise le bassin versant en différentes unités hydrologiques, qui peuvent être des sous-bassins versants, des unités spatiales ayant des comportements hydrologiques similaires [VIVIROLI et al., 2009] ou des bandes d'altitude [SCHAEFLI et al., 2005]. Un modèle distribué, ou mécaniste, assimile et simule les informations spatiales cellule par cellule sur une grille prescrite [NAZ et al., 2014]. Cette approche spécifie les relations entre chaque entité mécanique (cellule) voisine et permet de décrire l'évolution d'une variable au cours du temps en tout point de l'espace [LE MOINE, 2008]. En zone de montagne, où la variabilité des processus est forte, un modèle distribué pourra prendre en compte les variations de température selon l'altitude et l'orientation/exposition de la surface, dans un but par exemple d'avoir une bonne discrimination de la phase des précipitations.

Un modèle distribué nécessite des informations météorologiques mais aussi topographiques, ou de sol et végétation, en tout point de l'espace. Un modèle physique nécessitera un nombre important d'informations pour alimenter les équations régissant l'hydrologie du bassin versant. En ce qui concerne les paramètres, les modèles conceptuels s'appuient généralement sur des paramètres empiriques non mesurables, qu'il est nécessaire de calibrer. Les paramètres des modèles à base physique devraient généralement pouvoir être mesurés sur le terrain, mais en zone de montagne il est difficile de faire des campagnes de mesure pour obtenir leurs valeurs, et il faut aussi tenir compte de leur importante variabilité spatiale. Finalement, on peut s'interroger sur l'intérêt d'augmenter la discrétisation spatiale des modèles compte tenu du niveau de connaissance sur les valeurs à attribuer à chaque paramètre. Les modèles distribués, considérés généralement plus réalistes [BEVEN, 2001], doivent donc être développés et appliqués avec plus d'attention quant à l'échelle spatiale utilisée, aux paramètres mesurables, aux paramètres à calibrer, etc.

2.2. Représentation des processus glaciologiques

2.2.1. Modèles de fonte de neige et glace

Nous avons vu dans le chapitre I que les montagnes de la zone tropicale ne connaissent pas de couverture neigeuse saisonnière. Deux approches de modélisation du comportement du manteau neigeux seront cependant décrites, applicables au comportement de la glace à la suite de l'adaptation de certains paramètres.

2.2.1.a. Modèle degrés-jour

Le modèle degrés-jour est un modèle conceptuel qui propose une estimation de la lame d'eau de fonte sur la base d'un indice de température de l'air [LAFAYSSE, 2011]. La formulation initiale du modèle degrés-jour est celui de l'équation III.4, où a_{neige} est un facteur de fonte en $\text{mm}\cdot\text{jour}^{-1}\cdot\text{C}^{-1}$, T_m est la température du seuil de déclenchement de la fonte et T_{air} la température de l'air [SCHAEFLI et al., 2005]. L'application aux zones englacées se fait par une modification de a_{neige} en a_{glace} .

$$Fonte = a_{neige}(T_{air} - T_m) \quad (\text{III.4})$$

Les valeurs de a_{neige} et a_{glace} varient fortement selon la localisation de l'étude. Ainsi, sur 36 glaciers étudiés dans 7 pays (Norvège, Canada, Russie, Kirghizstan, Suède, USA et Kazakhstan), les valeurs de a_{neige} varient entre 2,4 (glacier Place au Canada) et 7,7 (glacier Bondhusbreen en Norvège) et les valeurs de a_{glace} entre 4 (glacier Zavisha au Canada) et 10,7 (glacier Bondhusbreen) [RADIĆ & HOCK, 2011].

Cette méthode simple pour obtenir le bilan de masse repose sur l'hypothèse que la température de l'air est un bon proxy de l'intensité du bilan d'énergie de surface. Elle se base uniquement sur la connaissance des variables météorologiques de température et précipitations. Il est cependant difficile de représenter la variabilité spatiale des processus de fonte avec cette approche. De plus, utilisant des paramètres empiriques, on peut se poser la question de sa transférabilité en climat futur ou pour d'autres zones géographiques [HOCK, 1999]. Une approche, consistant à inclure le rayonnement de courtes longueurs d'ondes incident, permet de prendre en compte la variabilité diurne et spatiale du degrés-jour, en condition de ciel clair [HOCK, 1999]. Cette approche améliore significativement les résultats pour des glaciers à moyenne et haute latitude. Il semble cependant que le rayonnement net, importante source d'énergie en zone tropicale, ne soit que peu corrélé à la température sur cette partie du globe [SICART et al., 2008]. Ce type de modèle est largement utilisé en modélisation hydrologique, car il est simple et nécessite peu de données et peu de paramètres à calibrer.

2.2.1.b. Modèle de bilan d'énergie

La méthode du bilan d'énergie de surface résout l'intégralité des termes du bilan d'énergie en surface du glacier (équation III.2). C'est donc une méthode qui représente la physique, mais nécessite de nombreuses données météorologiques (température de l'air, humidité relative, vitesse du vent, précipitations, rayonnement solaire incident, rayonnement infra-rouge) [HOCK & HOLMGREN, 2005]. Et comme nous l'avons souligné plus tôt (section 2.1), elle nécessite des paramètres difficilement mesurables tels que la rugosité du terrain, l'albédo minimal de la glace, ou maximal de la neige. Le

bilan d'énergie peut être résolu uniquement en surface, sur plusieurs couches de neige, ou encore sur une stratification complexe du manteau neigeux, ce qui est le cas du modèle CROCUS de Météo-France [BRUN et al., 1992; VIONNET et al., 2012; MASSON et al., 2013]. En zone glaciaire tropicale, ce modèle semble bien adapté pour reproduire le bilan de masse du glacier et les lames d'eau formées en surface (études de LEJEUNE et al. [2007] au Charquini et au Zongo (Bolivie), étude de WAGNON et al. [2009] à l'Antizana (Équateur)). De plus, il existe plusieurs schémas de modélisation de l'albédo en surface des glaciers qui ont chacun une influence sur la qualité du résultat final et dont la validité et les coefficients dépendent du site étudié (cf. section 1.3). Les modèles de bilan d'énergie sont généralement calibrés ponctuellement en unidimensionnel, puis spatialisés à l'échelle du glacier par extrapolation/interpolation des variables de forçage. Il faut donc avoir une bonne connaissance de la variabilité de ces variables de forçage pour reproduire l'hétérogénéité de la fonte. Cette méthode de bilan d'énergie est moins utilisée dans les modèles hydrologiques que la méthode degrés-jour car elle demande de nombreuses données de forçage et a un coût numérique élevé.

Il est possible d'utiliser indépendamment deux modèles : les lames d'eau produites par la fonte de neige/glace en sortie d'un modèle nivo-glaciologique sont alors utilisées en entrée d'un modèle hydrologique appliqué aux zones non englacées. Cependant, nous nous intéressons ici uniquement aux modèles couplés, directement applicables aux bassins versants englacés.

2.2.2. Évolution du couvert glaciaire

Une composante non encore classiquement prise en compte dans les modèles hydrologiques (bien qu'en fort développement) est la modélisation de la dynamique de la glace. C'est pourtant essentiel dans des études d'interprétation du changement climatique car le volume et l'aire glaciaires, qui évoluent avec sa dynamique, sont des moteurs principaux de l'influence glaciaire sur l'hydrologie et contrôlent son évolution future [BARAER et al., 2012].

Dans un but de simulation de la dynamique glaciaire, de nombreux modèles ont été développés ; ils sont fondés sur des lois empiriques [e.g. OERLEMANS et al., 1998; HUSS et al., 2010; VINCENT et al., 2000], de la physique simplifiée [e.g. IMMERZEEL et al., 2011; HARPER, 2003; LE MEUR & VINCENT, 2003], ou résolvent sans approximation la totalité des équations de la mécanique des fluides gouvernant l'écoulement de la glace (équations nommées full-stokes) (par exemple GAGLIARDINI et al. [2013] avec une récente application au glacier Zongo en Bolivie [RÉVEILLET et al., 2015]). Ces derniers modèles nécessitent de prendre en compte l'ensemble de l'environnement géographique du glacier et requièrent un nombre important de données d'entrée (modèle numérique de terrain de la surface du glacier, de son socle rocheux, bilan de masse de surface et vitesse d'écoulement du glacier en surface).

Les modèles full-stokes sont rarement couplés à un module hydrologique car leur coût de calcul est trop important. La méthode de HUSS et al. [2008], qui à partir d'observations passées, associe une élévation de la surface du glacier à un changement d'élévation de surface, est couplée à un module hydrologique dans le modèle GERM. Malgré la détermination de coefficients empiriques pour obtenir un état du glacier à un instant donné, ce modèle montre de bonnes performances dans la reproduction des changements d'épaisseur du glacier au cours du temps [HUSS et al., 2010]. Le modèle de Immerzeel [IMMERZEEL et al., 2011] est un modèle à haute résolution combinant cryosphère et hydrologie. À

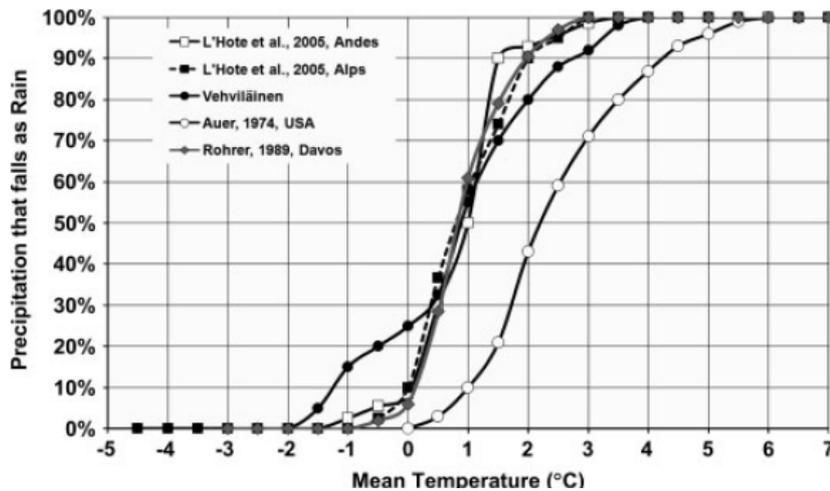


FIGURE III.4 – Différentes courbes de proportion de précipitations solides en fonction de la température, pour différents sites dans le monde. Issue de KIENZLE [2008].

partir de la loi de glissement de Weertman, il évalue une vitesse de glissement pour chaque cellule à un pas de temps journalier. L'inconvénient de cette méthode est qu'elle nécessite des données de vitesse d'écoulement du glacier à des pas de temps fins pour la validation et qu'elle ne prend pas en compte l'écoulement du glacier par fluage. Le modèle GDM de NAZ et al. [2014], utilisant la simplification SIA avec l'amélioration de JAROSCH et al. [2013] et la loi de glissement de Weertman, résout les équations de bilan de masse et de quantité de mouvement en temps et en espace, et a été couplé au modèle hydrologique DHSVM.

2.2.3. Phase des précipitations

Concernant les précipitations en zone de montagne et en zone glaciaire, un des enjeux pour une modélisation correcte du bilan de masse est la phase des précipitations. Une méthode relativement simple consiste à évaluer un seuil de température statique, à partir duquel toutes les précipitations seront considérées comme liquides ou solides. Une seconde approche consiste à déterminer une plage de température pour laquelle les précipitations sont mixtes [KIENZLE, 2008], comme l'illustre la figure III.4. Une méthode de bilan d'énergie psychrométrique peut aussi être utilisée pour estimer la phase des précipitations [HARDER, 2013]. Utilisant le fait que cette phase n'est pas influencée seulement par la température proche du sol mais par les propriétés de la colonne d'atmosphère traversée, cette méthode calcule la température de l'hydrométéore pour la mettre en relation avec la fraction de précipitations liquides. Cette méthode a été appliquée et vérifiée pour un site de la Kananaskis Valley au Canada. Cependant, elle nécessite des données fiables et à haute résolution de précipitations et autres variables météorologiques ainsi que des données de phase pour le calcul de différents coefficients. Les modèles hydrologiques utilisent généralement la méthode de la plage de température, moins brutale que la méthode du seuil fixe et moins difficile à mettre en place que la méthode de HARDER [2013]. Différentes valeurs des seuils de température utilisés sont répertoriées dans le tableau III.3.

Tableau III.3 – Différentes valeurs de seuil de température pour différencier la phase des précipitations.

Localisation	Seuil min $T_{\text{liquide}} [^{\circ}\text{C}]$	Seuil max $T_{\text{solide}} [^{\circ}\text{C}]$	Pas de temps	Source
Llanganuco Cordillère Blanche, Pérou	0,5	3,3	1 h	BURNS [2012] DAI [2008]
Shallap Cordillère Blanche, Pérou	1	2,5	1 h	GURGISER et al. [2013] ROHRER [1989]
Charquini Andes boliviennes	-1	3	30 min	L'HOTE et al. [2005]
Davos Alpes suisses	-0,5	3	30 min	L'HOTE et al. [2005]
Kananaskis Valley Canada	0	5	15 min	HARDER [2013]
Kananaskis Valley Canada	-1,5	9	1 jour	HARDER [2013]

2.3. Modèles couplés Glaciologie - Hydrologie

Le tableau III.4 ainsi que la figure III.5 répertorient une dizaine de modèles couplés glaciologiques - hydrologiques (pour plus de modèles, la revue de LA FRENIERRE & MARK [2014] peut être consultée). On remarque la diversité des approches et le fait qu'il n'y a pas de lien entre représenter physiquement les processus hydrologiques en zone non englacés et représenter la fonte de neige et glace par une méthode de bilan d'énergie. La plupart des études ne comportent pas de module de dynamique glaciaire. Le schéma de la figure III.5 est uniquement une illustration simplifiée de cette diversité. Il est extrêmement difficile de classer les modèles entre conceptuels et physiques, sachant que l'un aura une représentation physique des processus de fonte (exemple ALPINE3D) mais pas de dynamique glaciaire, ou l'autre utilisera un modèle degrés-jour pour alimenter un modèle de dynamique glaciaire simplifié (exemple GERM). L'unique modèle que nous citons ici et dont la représentation de tous les processus est à base physique (avec cependant l'approximation SIA) est le modèle couplé DHSVM-GDM.

3. Méthodes de calibration

Le nombre important de paramètres associés aux modèles glacio-hydrologiques nécessite l'application d'une méthode de calibration adéquat dans un but d'optimisation du modèle. Certains paramètres mesurables ne nécessitent pas de calibration, et pour les autres, on s'appuie généralement sur l'hypothèse assez brutale qu'ils sont constants dans le temps, comme inhérent au système [WAGENER, 2003].

Différentes méthodes existent, du simple essai-erreur manuel, à des algorithmes automatiques par itérations successives, ou des tests aléatoires de nombreux jeux de données. Afin d'explorer exhaustivement l'espace des valeurs acceptables des paramètres du modèle, les procédures de calibration nécessitent en général d'effectuer un grand nombre de simulations. Ce nombre peut diminuer si on

Tableau III.4 – Modèles glacio-hydrologiques de la littérature. C = Conceptuel. P = Physique. DJ = Degrés-Jour. BE = Bilan d'énergie. UH = Unité Hydrologique. La colonne "Neige" porte sur la modélisation des processus de fonte de neige et de glace. La colonne "Dyn" porte sur les modèles de dynamique glaciaire.

Nom et Source	Sol	Neige	Dyn	BV/Région	Sup. Tot. [km ²]	% englacé	Δt	Δx	Nbre param. sensibles
CROCUS-SURFEX ETCHEVERS et al., 2002	P	BE	-	Alpes Françaises	86 500		3 h	8 km	
GSM-SOCONT SCHAEFLI et al., 2005	C	DJ	-	Alpes Suisses	39 - 169	36-52	Jour	UH	7
GERM HUSS et al., 2008	C	DJ	C	Alpes Suisses		39-65	Jour	25 m	9
PREVAH VIVIROLI et al., 2009	C	DJ	-	Alpes Suisses			Heure	UH	
HBV KONZ & SEIBERT, 2010	C	DJ	-	Alpes Suisses et Autrichiennes	11-165	38-78	Jour	UH	12
- IMMERZEEL et al., 2011	C	DJ	C	Himalaya	360	46	Jour	90 m	8
TOPKAPI RAGETTLI & PELLICCIOTTI, 2012	C	DJ	-	Andes Chiliennes	241	14	Heure	100 m	9
DHSVM-GCM NAZ et al., 2014	P	BE	P	Rocheuses Canadiennes	1367	96	3h	200 m	6
ALPINE3D KOBIEBSKA et al., 2013	C	BE	-	Alpes Suisses	95	20	Heure	200 m	

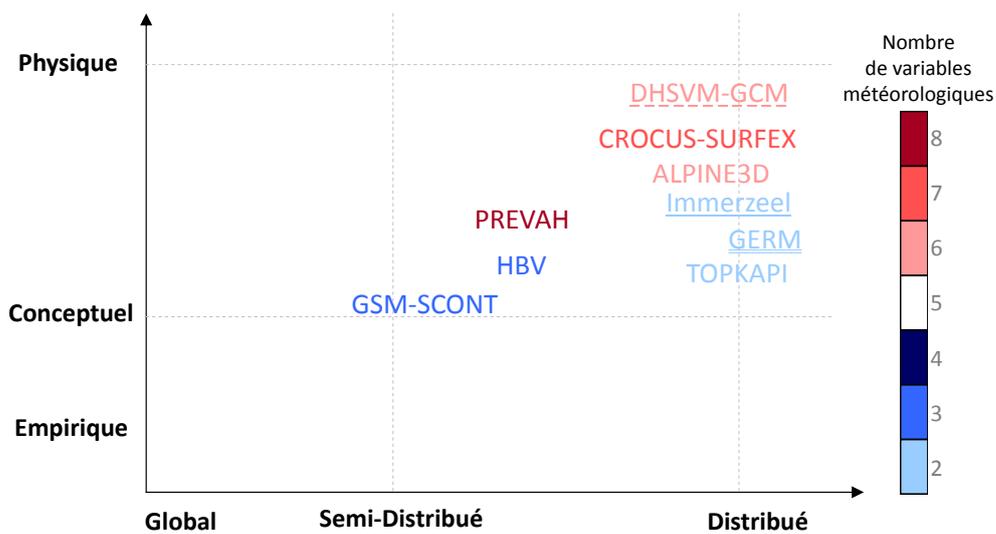


FIGURE III.5 – Classement schématique de différents modèles glacio-hydrologiques cités dans le tableau III.4. Les couleurs correspondent au nombre de variables météorologiques nécessaires pour chaque modèle. Le soulignage correspond au nombre de variables glaciologiques nécessaires au modèle de dynamique glaciaire (tiret = 1 ; simple = 2 ; double = 3).

réduit la gamme de variation des paramètres à partir d'observations qualitatives ou d'études préliminaires.

La fonte glaciaire peut être vue comme une source additionnelle d'eau dans le bilan hydrologique, que le modèle peut utiliser pour compenser une mauvaise paramétrisation des zones non englacées du bassin versant [KONZ & SEIBERT, 2010]. La seule information de débit n'informant pas sur l'étendue des surfaces enneigées et englacées, il est intéressant d'ajouter des contraintes dans la phase de cali-

bration qui peuvent être une multiplication des variables étudiées, une étude conjointe sur différents sites, ou plusieurs réponses d'un même signal (par exemple débit journalier et module mensuel). Cela peut permettre d'améliorer la robustesse du modèle, c'est à dire sa capacité à être transféré à d'autres bassins ou à d'autres situations climatiques.

L'utilisation d'un unique indicateur de performances du modèle peut conduire au problème largement documenté d'équifinalité (ou non-unicité) [BEVEN & BINLEY, 1992]. C'est à dire que le modèle a un ensemble de solutions acceptables : des jeux de paramètres très différents peuvent tous donner des résultats jugés corrects sur la ou les variables de calibration choisies. Le modélisateur n'a alors pas connaissance de la supériorité de l'une ou l'autre des configurations. Le nombre de solutions satisfaisantes augmente d'ailleurs avec le nombre de paramètres [GSELL, 2014]. Dans ce contexte, la calibration multiobjectif est préconisée par de nombreux auteurs [e.g. WAGENER, 2003, GUPTA et al., 2008], malgré le fait que l'ajout d'autres variables dans le processus de calibration peut entraîner une réduction de la qualité de simulation du débit en sortie (mais le reste des processus est physiquement plus cohérent avec la réalité).

De récentes études en bassins versants englacés appuient l'utilisation d'une variable glaciaire dans la calibration. KONZ & SEIBERT [2010], avec un modèle conceptuel et 12 paramètres à calibrer, estiment que l'ajout d'une seule donnée de bilan de masse annuel permet de contraindre le modèle hydrologique. Et cela peut s'extrapoler à d'autres variables, telles que l'humidité du sol, ou encore la profondeur de nappe. Pour SCHAEFLI & HUSS [2011], appliquant un modèle semi-distribué conceptuel dans les Alpes Suisses, l'information du bilan de masse saisonnier est un pré-requis à la calibration. MAYR et al. [2013], avec un modèle conceptuel spatialement distribué, ajoutent aux critères de calibration sur les débits quatre critères sur les bilans de masse, ce qui permet de réduire les erreurs systématiques. Il faut cependant ajouter des variables qui sont pertinentes et comportent peu d'erreurs de mesure. L'utilisation du bilan de masse global, selon la méthode de mesure mais aussi la taille des mailles du domaine de simulation, n'est pas nécessairement adéquat sur de grands bassins versants partiellement englacés car le passage des données mesurées ponctuelles à la régionalisation de cette variable est difficile.

Mis à part la validation multivariable, le comportement du modèle glacio-hydrologique peut aussi être évalué sur différents bassins, pour s'assurer de la robustesse des résultats de manière plus locale (l'unique information du débit à l'exutoire globalise l'ensemble des processus).

Les fonctions objectifs agrègent les mesures des distances entre la réponse simulée et le signal observé du système [WAGENER, 2003]. Le critère du "Nash Sutcliffe" (NS) calculé sur un hydrogramme de crue est le plus couramment utilisé [NASH & SUTCLIFFE, 1970]. Cependant, la maximisation du NS est liée à un comportement où la variabilité relative est égale au coefficient de corrélation r^2 , dont la valeur est toujours inférieure à 1 car aucun modèle n'est parfait. Le NS a donc tendance à sous-estimer la variabilité du débit et des pics de crue. Pour pallier cela, GUPTA et al. [2009] proposent un nouvel indice, le "Kling-Gupta Efficiency" (KGE), que nous utiliserons dans cette étude. La formulation du KGE est la suivante :

$$KGE = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (\alpha_k - 1)^2 + (\beta_k - 1)^2} \quad (\text{III.5})$$

Où r est le coefficient de corrélation entre la série temporelle observée (de moyenne μ_o et d'écart-type σ_o) et la série simulée (de moyenne μ_s et d'écart-type σ_s). α_k est une mesure de la variabilité relative

entre valeurs simulées et observées (équation III.6a) et β_k est le biais (rapport entre moyenne simulée et moyenne observée) (équation III.6b).

$$\alpha_k = \frac{\sigma_s}{\sigma_o} \quad (\text{III.6a})$$

$$\beta_k = \frac{\mu_s}{\mu_o} \quad (\text{III.6b})$$

Lorsque que l'on veut établir une calibration sur d'autres variables que le débit, il est possible d'utiliser des indices relativement simples comme le biais ou l'erreur quadratique moyenne ("Root Mean Square Error" (RMSE) en anglais) (équations III.7). Dans ces dernières équations, S et O sont respectivement la variable simulée et observée au pas de temps i , n étant le nombre total de pas de temps.

$$\text{bias} = \sum_{i=1}^n (S_i - O_i) \quad (\text{III.7a})$$

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (S_i - O_i)^2} \quad (\text{III.7b})$$

Pour les calibrations multicritères, on peut utiliser un indice qui globalise l'ensemble des résultats obtenus pour chaque critère [MAYR et al., 2013]. Il faut tout d'abord redéfinir chaque indice de manière adimensionnelle (équation III.8) [CHUNTIAN, 1999] puis calculer un indicateur final basé sur ces nouveaux indices (équation III.9) [SEIBERT, 2000]. $x_{i,j}$ est la valeur de l'indice de la $j^{\text{ième}}$ fonction objectif (parmi les m fonctions) pour la $i^{\text{ième}}$ simulation. $x_{i,worst}$ et $x_{i,best}$ sont les valeurs maximales et minimales prises par cette fonction. A partir des valeurs de CM, on peut choisir le meilleur jeu de paramètres pour la calibration proposée.

$$M_{ij} = \frac{x_{i,j} - x_{i,worst}}{x_{i,best} - x_{i,worst}} \quad (\text{III.8})$$

$$CM = \sqrt[m]{M_{i,1}M_{i,2}M_{i,3}\dots M_{i,m}} \quad (\text{III.9})$$

4. Synthèse

Un grand nombre de modèles glacio-hydrologiques ont été développés, ayant chacun leurs caractéristiques propres en termes de représentation des processus, de discrétisation spatiale et de données d'entrée par exemple. Dans cette étude de modélisation glacio-hydrologique du bassin versant du Rio Santa au cours d'une année hydrologique, nous devons répondre à deux questions principales :

- **Quelle discrétisation spatiale choisir ?** La zone connaît une topographie complexe (les hauts sommets de la Cordillère Blanche formant une barrière orographique aux flux d'humidité en provenance du bassin amazonien). Dans ce contexte de forte variabilité spatiale, nous préférons utiliser une discrétisation spatiale fine, avec des mailles régulières sur toute la zone d'étude, et non une division en différentes unités hydrologiques. Cela permet par exemple de représenter finement les processus au niveau des glaciers, situés à différentes altitudes et présentant des expositions et des pentes variées.
- **Comment représenter les processus ?** Notre étude ne porte que sur un an de données, mais l'objectif à long terme est l'étude de l'impact du changement climatique sur la zone d'étude. De plus, nous avons accès à des sorties de modèle climatique régional, produisant l'ensemble des données météorologiques régionalisées sur la zone d'étude. Le choix se porte donc sur une représentation la plus physique possible des processus, en zone glaciaire ainsi qu'en aval des glaciers. La valeur des nombreux paramètres requis par une telle approche sera fixée suite à différentes phases de calibration, avec pour validation des variables hydrologiques de débits en différents points du bassin versant.

Nous utiliserons dès lors dans cette étude le modèle glacio-hydrologique DHSVM-GDM [WIGMOSTA et al., 1994 ; NAZ et al., 2014], permettant de calculer le bilan de masse et le bilan d'énergie pour toutes les mailles du bassin versant et de modéliser la dynamique glaciaire mensuelle de l'ensemble des glaciers de la Cordillère Blanche.

Objectifs de la thèse et méthodologie générale

Les études locales de ressource en eau, et pour cela les travaux de modélisation et d'analyses glacio-hydrologiques, sont de plus en plus fréquents, notamment dans un cadre de conseil des décideurs publics et politiques. Nous avons vu que la chaîne de modélisation est complexe et qu'il est essentiel d'avoir une bonne connaissance des incertitudes avant de conclure sur la réponse hydrologique d'un bassin versant face au changement climatique [MENDOZA et al., 2015].

Les sources d'erreurs et incertitudes des études d'impact du changement climatique couvrent différentes phases [CHEN et al., 2011] :

- sélection d'un scénario d'émission de gaz à effet de serre ;
- choix d'un modèle climatique ;
- choix des conditions initiales du modèle climatique ;
- choix de la méthode de descente d'échelle ;
- sélection d'une structure de modèle hydrologique ;
- choix des paramètres du modèle hydrologique.

On s'intéresse dans ce travail aux trois dernières phases : de la descente d'échelle pour l'obtention de variables de forçage à la mise en place et à l'application du modèle hydrologique. Dans le cadre de ce travail, on ne cherche pas à comprendre ou bien à prévoir les impacts du changement climatique sur la zone d'étude, mais on se situe en amont de cette problématique. L'objectif principal est de comprendre, étudier et questionner ces phases de modélisation (descente d'échelle, calibration et application du modèle) qui peuvent être mises en place pour prévoir les impacts du changement climatique.

La zone d'étude est une zone sensible en termes de ressource en eau, avec une influence glaciaire non négligeable sur le débit, notamment en saison sèche. La topographie complexe de cette zone de montagne invite à utiliser une modélisation physique afin de représenter la variabilité spatiale des processus. Nous allons alors utiliser le modèle hydrologique DHSVM couplé au modèle glaciologique GDM. Le manque de données de terrain en zone de montagne tropicale nous incite à avoir recours à différentes sources de données de forçage. De plus, la variabilité spatiale importante des variables météorologiques sur une zone complexe n'est pas représentée avec le réseau d'une trentaine de sta-

tions météorologiques auxquelles nous avons accès sur la zone du bassin versant du Rio Santa d'une superficie d'environ 10 000 km². On s'intéresse donc à une chaîne de modélisation non couplée, c'est à dire sans prendre en compte les rétroactions possibles entre surface et atmosphère, selon la logique suivante :

Module de création de variables de forçage météorologiques

⇒ Modélisation glacio-hydrologique

Le but est d'évaluer le message porté par les sorties d'une telle modélisation et d'évaluer le poids que l'on peut lui accorder dans une chaîne décisionnelle. Le travail porte sur un an de données, car les variables d'entrée des périodes précédentes et plus récentes sur la zone comprennent de trop nombreuses lacunes.

Dans ce contexte, la thèse s'articule autour de deux axes.

- 1) **Évaluation du forçage pluviométrique** : On ne cherche pas à quantifier les erreurs, mais on évalue les différences entre les jeux de données de précipitations disponibles et on les caractérise en termes d'intensité et de fréquence. On s'interroge sur l'utilisation et la comparaison de données à différentes résolutions spatiales, mais aussi sur l'importance de la représentativité des différentes résolutions temporelles et leurs impacts comme données d'entrée dans une modélisation glacio-hydrologique. Le but étant l'obtention de différents jeux de données de précipitations à moyenne résolution spatiale (< 5x5 km²).
- 2) **Application du modèle glacio-hydrologique sélectionné** : Avec un choix du modèle établi, tout en sachant que chaque modèle a ses caractéristiques propres, on regarde l'influence des variables de forçage et plus particulièrement du couple précipitations/température sur les sorties du modèle. Le modèle DHSVM va ainsi être appliqué sur le bassin versant du Rio Santa, d'une superficie d'environ 10 000 km², comprenant 3,3 % de couverture glaciaire, dans un contexte climatique de tropiques externes, qui implique une saisonnalité importante des précipitations, une faible variation thermique et une ablation permanente des glaciers au cours de l'année. Deux évaluations sont faites : sur le modèle calibré, on confronte les configurations et les résultats obtenus, et sur le modèle non calibré, on regarde l'impact d'une variation de précipitations/température sur le débit, l'évapotranspiration et les variables glaciaires du pas de temps annuel au pas de temps horaire.

Deuxième partie

LE BASSIN VERSANT DU RIO SANTA : DESCRIPTION GÉOGRAPHIQUE ET DONNÉES



Présentation de la zone d'étude

Le programme de recherche "Neiges et Glaciers tropicaux" devenu Laboratoire Mixte International - Glaciers et Ressources en Eau dans les Andes Tropicales : Indicateurs Climatiques et Environnementaux (LMI-GREAT ICE) a été lancé en 1991 par Pierre Ribstein et Bernard Francou. C'est un programme de coopération internationale qui a permis le développement de réseaux de mesures dans les Andes tropicales sur les glaciers de l'Antizana et du Carihuayrazo en Équateur, le glacier Artesonraju au Pérou, et les glaciers Zongo, Charquini et Chacaltaya (disparu depuis) en Bolivie. C'est dans le cadre de ce programme que se sont développées les études françaises en Cordillère Blanche, en commun avec les partenaires locaux (en particulier l'UGRH basée à Huaraz). A l'occasion de cette thèse, nous avons étendu la coopération avec l' "Universidad Nacional Santiago Antúñez de Mayolo" (UNASAM) et leur projet "Centro de Información e Investigación Ambiental de Desarrollo Regional Sostenible" (CIADERS). Nous étudions dans cette thèse le bassin versant alimenté par la majeure partie des glaciers de la Cordillère Blanche. Les caractéristiques géographiques de cette zone d'étude sont présentées dans ce chapitre.

1. Caractéristiques physiques et hydrologiques du bassin versant

1.1. Morphologie du bassin versant

La région d'étude de cette thèse est le bassin versant du Rio Santa, situé au Pérou, à 250 km au nord de sa capitale, Lima. Elle est comprise entre les latitudes 10°12' et 7°58' sud, et les longitudes 78°41' et 77°13' ouest (figure V.1).

1.1.1. Caractéristiques topographiques

La topographie du bassin versant est relativement hétérogène, s'étirant de l'océan Pacifique jusqu'au plus haut sommet péruvien, le pic Huascarán culminant à 6 768 mètres. Le Rio Santa s'écoule

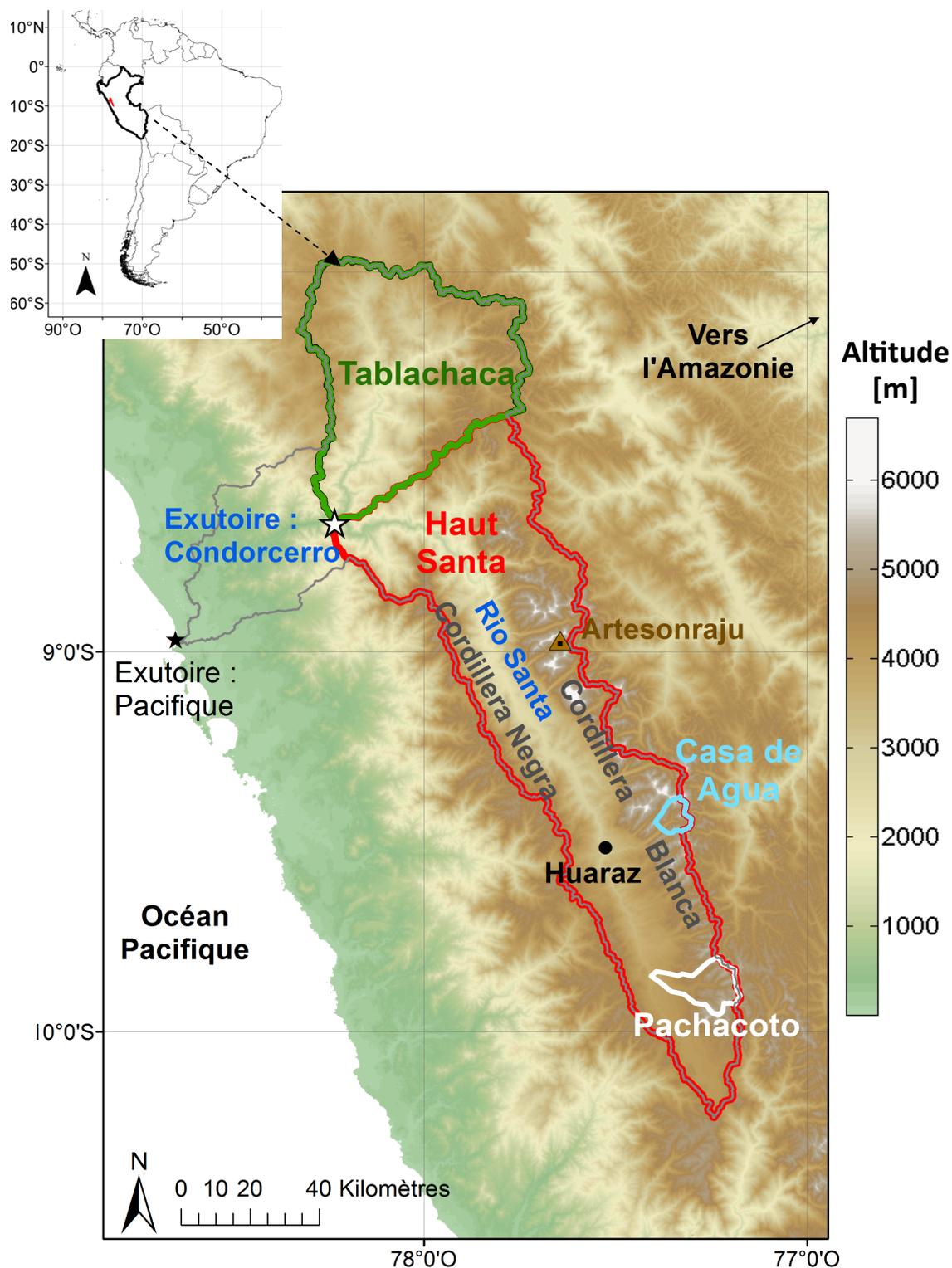


FIGURE V.1 – Bassin versant du Rio Santa dans sa totalité ainsi que les 4 sous bassins étudiés : le Santa à Condorcerro, le bassin versant de Tablachaca (en vert), le bassin versant du Haut Santa (en rouge) et le bassin versant de Pachacoto (en blanc). Sont aussi indiqués le bassin versant de Casa de Agua (en bleu) étudié pour son cycle diurne de débit dans les chapitres VII et XII, les localisations de la ville de Huaraz (où se situe la station hydrologique de Miraflores) ainsi que du glacier Artesonraju. La topographie est issue de STRM, à 90 mètres de résolution spatiale (<http://srtm.csi.cgiar.org/>).

Tableau V.1 – Couvertures glaciaires de la totalité de la Cordillère Blanche et de la zone comprise au sein du bassin versant du Rio Santa.

Année	Cordillère Blanche [km ²]	Rio Santa [km ²]	Source
1970	723	503	Inventaires UGRH [ZAPATA et al., 2008]
2007	536	361	Inventaires UGRH [ZAPATA et al., 2008]
2013	493	346	RGI 3.2

dans sa partie amont du sud vers le nord entre la Cordillère Blanche à l'est et la Cordillère Noire à l'ouest. L'altitude maximale de la Cordillère Noire est de 5 178 mètres (montagne Cancahua).

La Cordillère Blanche est une chaîne de montagne d'environ 180 km de longueur, orientée du NNO vers le SSE [KASER et al., 2003]. Elle comporte de nombreux glaciers, mais sa couverture glaciaire connaît une diminution marquée au cours du 20^e siècle (tableau V.1), avec actuellement une superficie glaciaire de 493 km², dont 346 km² sont compris dans le bassin versant du Rio Santa (valeurs issues du "Randolf Glacier Inventory" (RGI) version 3.2, datant du 31 août 2013 : <http://www.glims.org/RGI/>).

Le retrait glaciaire, chiffré dans le tableau V.1, est sans précédent depuis le Petit Âge de Glace (qui a duré du 15^e à la fin du 18^e siècle) [RABATEL et al., 2013]. Les glaciers de la Cordillère Blanche ont connu un point de rupture à la fin des années 1970, passant d'un bilan de masse moyen de -0,2 m eq. eau sur la période 1964-1975 à -0,75 m eq. eau sur la période 1976-2010 [HASTENRATH & AMES, 1995; KASER & GEORGES, 1997; GEORGES, 2004]. CHEVALLIER et al. [2004] estiment que la perte en superficie des 18 principaux glaciers péruviens est de 20 % entre les années 1960 et 1990.

La Cordillère Noire ne comporte aucun glacier et n'est que sporadiquement couverte de neige.

1.1.2. Caractéristiques géologiques

Les roches du bassin versant du Rio Santa sont d'origine sédimentaires, métamorphiques et ignées. La Cordillère Blanche est constituée d'un batholite de granodiorite âgé du tertiaire supérieur, de sédiments du Crétacé et de dépôts morainiques glaciaires du Pléistocène et du Petit Âge de Glace. La Cordillère Noire comporte de nombreux minéraux actuellement exploités (argent, plomb, zinc, cuivre et or).

Les principaux types de sol rencontrés dans le bassin versant du Rio Santa sont les suivants [MORERA, 2014] (figure V.2) :

- litosol : constitué de roches sédimentaires, volcaniques et métamorphiques ; il se situe sur des reliefs marqués et peut s'étendre jusqu'aux formations nivo-glaciaires ;
- regosol : c'est un sol très peu évolué, dont la roche mère est meuble et faiblement altérée ; il est sableux et riche en gravier ;
- paramosol : c'est un sol acide, riche en matière organique, qui se développe au dessus de 3 900 m, sur un matériel igné et métamorphique ;
- paramo (andosol) : sol volcanique ;

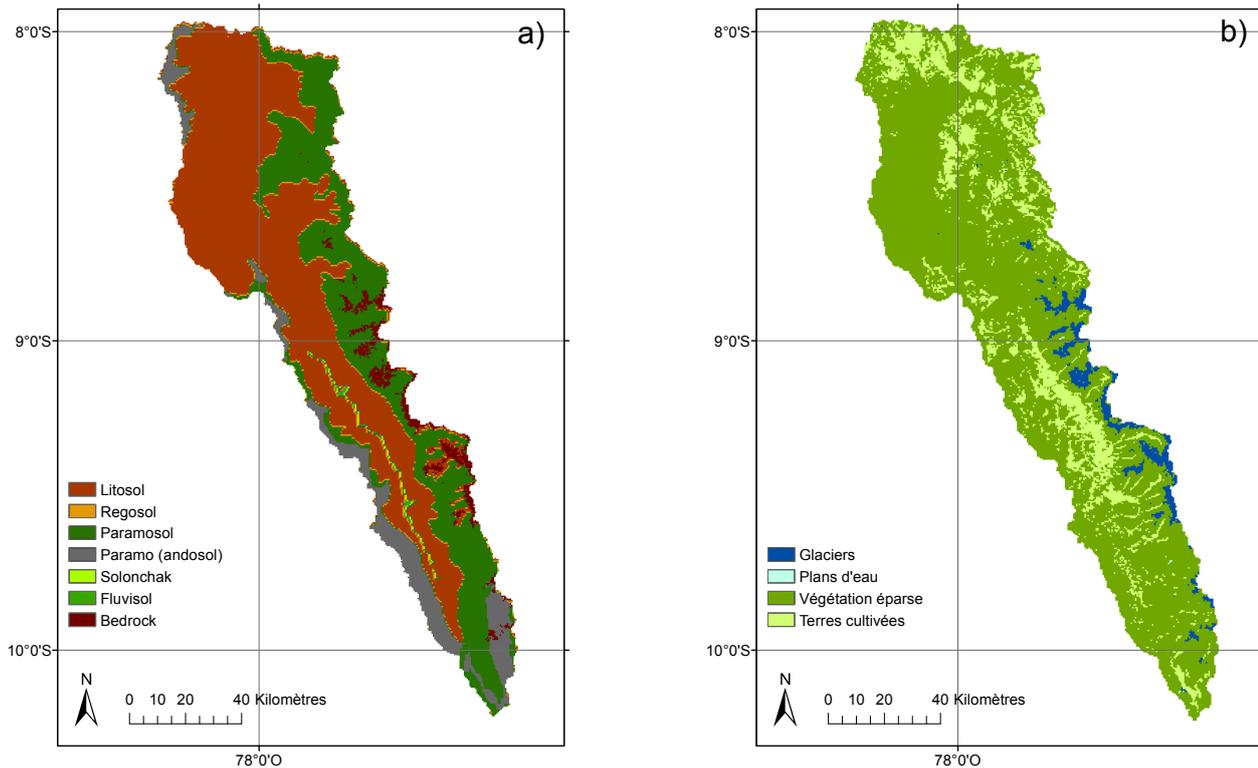


FIGURE V.2 – Cartes des différents types de sol (a) et d'occupation du sol (b) présents sur le bassin versant du Rio Santa à Condorcerro.

- solonchak : sol saumâtre ;
- fluvisol : sol alluvionnaire principalement rencontré dans le lit de rivières asséchées, au niveau des surfaces agricoles du bassin versant.

Des informations complémentaires concernant les sols présents sur le bassin peuvent être consultées sur le site internet du Ministère de l'agriculture et du risque péruvien (suivre ce lien à partir du document au format pdf).

Il existe une différence de caractéristiques géologiques entre le bassin versant du Haut-Santa et celui de Tablachaca. MORERA et al. [2013], par une étude de flux sédimentaires, montrent que cette différence ne se situe pas dans la distribution des sols mais dans leur lithologie, avec un fort apport sédimentaire en provenance du bassin versant de Tablachaca comparé à celui du Haut Santa. Dans la suite de cette thèse nous distinguerons ainsi un litosol du bassin versant de Tablachaca de celui du Haut Santa. De plus, les rivières du bassin versant de Tablachaca sont plus profondes et s'écoulent dans des vallées moins longues que les vallées glaciaires de la Cordillère Blanche, comme on peut l'observer sur la figure V.3.

En ce qui concerne les types d'occupation du sol, les fortes pentes des hautes altitudes du bassin versant du Rio Santa n'autorisent pas une végétation abondante. En aval des sommets, on peut rencontrer des forêts peu denses de *Polylepis*, des zones de sol nu ou des zones humides. Enfin, le bassin versant du Rio Santa comporte aussi de nombreuses zones de cultures agricoles. Une carte de couverture végétale de la zone a été établie à 90 mètres de résolution spatiale avec une méthode de classification supervisée par maximum de vraisemblance [GIRARD & GIRARD, 1999] à partir de données Landsat 8 des mois de juillet et août 2013 (suivre ce lien pour le site internet de téléchargement

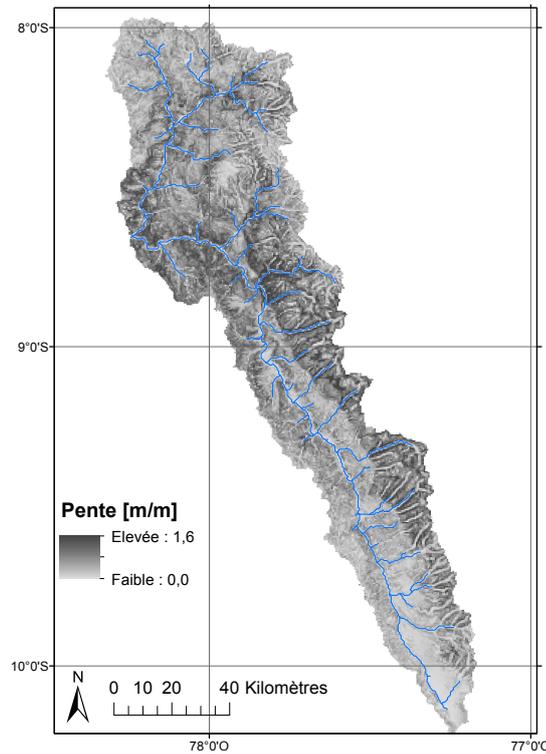


FIGURE V.3 – Cartes des pentes du bassin versant du Rio Santa à Condorcerro et réseau de drainage.

des données). La classification repose sur l'indice de végétation "Normalized Difference Vegetation Index" (NDVI) et sur un échantillonnage manuel de la zone utilisant des images Google Earth géoréférencée. Avec cette quantité d'information, nous avons choisi de définir quatre types d'occupation du sol : une zone de glaciers, une zone de plans d'eau, une zone de végétation éparse (regroupant les zones de forêt et les zones humides) et une zone de terres agricoles (figure V.2). Le tableau V.2 résume la répartition en type et occupation du sol pour les quatre bassins versants étudiés. Au niveau de la couverture glaciaire, pour corriger les superficies englacées, les résultats de la classification supervisée ont été couplés aux données du RGI 3.2, pris dans notre étude comme données de référence.

Tableau V.2 – Répartition en occupation et type de sols sur les quatre bassins versants étudiés (voir figure V.1) ; calculée à partir d'une résolution spatiale de 500 mètres.

	Condorcerro	Haut Santa	Tablachaca	Pachacoto
Occupation [%]				
Glaciers	3,2	4,65	0,03	4,5
Plans d'eau	0,05	0,05	0,06	0
Végétation éparse	79	80,1	76,45	90,7
Terres cultivées	17,75	15,2	23,46	4,8
Sol [%]				
Litosol	52,1	43,8	70,7	7,2
Regosol	3	3,3	2,4	1,6
Paramosol	31,2	35,3	22,2	38,4
Paramo (andosol)	9,9	12,3	4,7	48,7
Solonchak	0,3	0,4	0	0
Fluvisol	0,2	0,2	0	0
Bedrock	3,3	4,7	0	4,1

1.1.3. Caractéristiques hydrologiques

Le régime hydrologique du bassin versant du Santa à Condorcerro est pluvio-glaciaire, comme on peut le voir sur la figure V.4. Lorsqu'il n'y a que très peu de précipitations, en saison sèche (particulièrement en juin, juillet et août), la fonte des glaciers soutient le régime hydrologique. Mais en saison sèche, le débit est aussi garanti par des apports souterrains (à 60 % en moyenne [MARK et al., 2010]). En partie amont, les fortes pentes favorisent cependant le ruissellement, avec un effet rapide sur le débit.

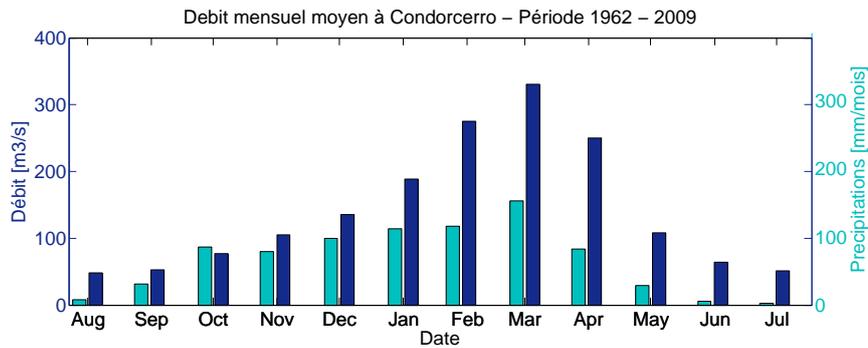


FIGURE V.4 – Débit moyen mensuel à Condorcerro (bleu foncé), sur la période 1962-2009, avec précipitations mensuelles (bleu clair) à la station de Recuay (localisée dans la partie Sud du bassin versant du Rio Santa) sur la même période.

Notre étude porte principalement sur le bassin versant du Santa avec un exutoire à Condorcerro. Nous n'avons pas accès aux données de débit à l'exutoire Pacifique du bassin versant, et la zone côtière péruvienne connaît un climat aride différent du reste du bassin que nous n'étudierons pas dans cette thèse. Les caractéristiques des quatre bassins versants indiquées sur la figure V.1 sont données dans le tableau V.3. Les courbes hypsométriques du bassin versant du Santa à Condorcerro pour différentes résolutions ainsi que des autres bassins versants étudiés sont présentées sur la figure V.5. On observe que pour des résolutions de Modèle Numérique de Terrain (MNT) inférieures à 3 km, la différence des courbes hypsométriques est faible, ce qui est important pour la future application d'un modèle hydrologique distribué et le choix de la résolution spatiale associée. Relativement aux quatre bassins versants étudiés, on observe une différence marquée entre le bassin de Pachacoto et celui de Tablachaca concernant leur taille et les gammes d'altitude sur lesquelles ils se situent : les altitudes minimales et maximales de Tablachaca sont 545 et 5 006 mètres et celles de Pachacoto 3 702 et 5 567 mètres. On rappelle que le bassin versant du Rio Santa avec un exutoire à Condorcerro correspond à la jonction des bassins versants du Haut-Santa et de Tablachaca (figure V.1).

Tableau V.3 – Caractéristiques des bassins versants étudiés, dont la localisation est indiquée sur la figure V.1 ; calculée à partir d'une résolution spatiale de 90 mètres. Le pourcentage glaciaire est indiqué pour l'année 2012/2013.

Bassin Versant	Superficie [km²]	% glaciaire	Altitude max [m]	Altitude min [m]
Condorcerro	10 388	3,27	6 758	479
Haut-Santa	7 184	4,73	6 758	507
Tablachaca	3 182	0,008	5 006	545
Pachacoto	204	4,04	5 567	3 702

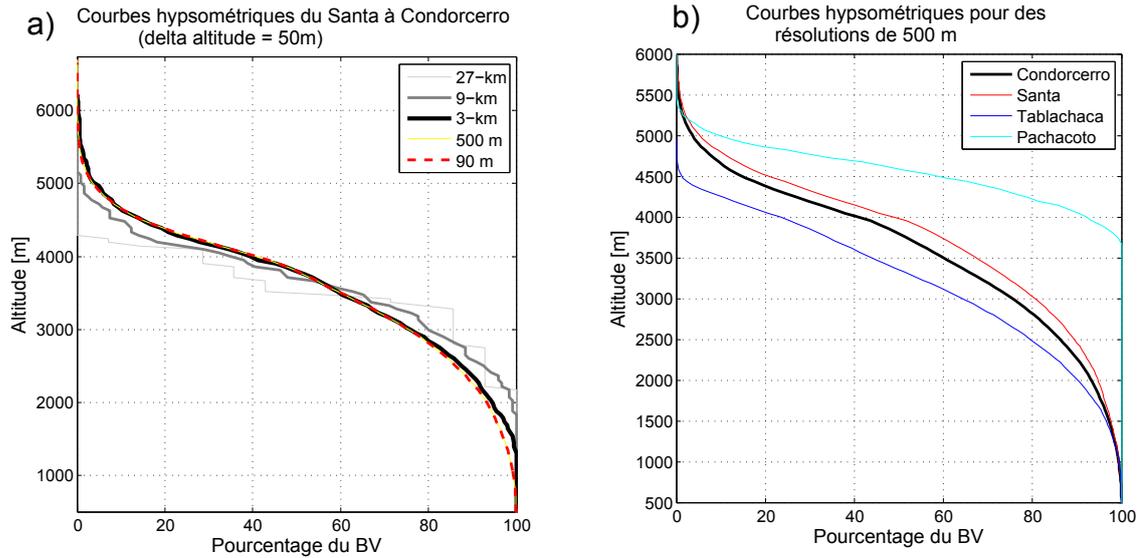


FIGURE V.5 – a) Courbes hypsométriques pour le bassin versant du Rio Santa à Condorcerro pour différentes résolutions spatiales de MNT.
b) Courbes hypsométriques pour les quatre bassins versants étudiés (résolution spatiale de 500 mètres).

1.2. Importance de la ressource en eau

1.2.1. Importance sociale

Le Rio Santa a une importance majoritairement sociale pour la population vivant dans le Callejon de Huaylas (c'est à dire la haute vallée du Rio Santa) qui utilise l'eau de la rivière pour une consommation humaine et une agriculture à petite échelle. En effet, l'étude de MARK et al. [2010] dont les données proviennent du recensement péruvien de 2007 indique une population de 267 000 habitants. Elle est répartie entre les grandes villes de Huaraz (96 000 hab.), Caraz (13 000 hab.), Yungay (8 000 hab.), Carhuaz (7 200 hab.), Recuay (2 700 hab.) et Catac (2 400 hab.) mais aussi les 1 500 communautés rurales présentes sur la zone.

Depuis les années 1990, la production agricole massive, consommatrice d'eau, a augmenté sur le bassin, principalement dans un but d'exportation en dehors de la région. En parallèle, le développement de nouvelles mines en Cordillère Noire augmente la demande et soumet la ressource en eau à une pression importante [BURY, 2005 ; BEBBINGTON & BURY, 2009].

Avec un retrait glaciaire marqué ces dernières décennies (Tableau V.1), la région pourrait devenir vulnérable à un stress hydrique. Pour les habitants du Callejon de Huaylas, le retrait glaciaire est rapide et les impacts du changement climatique affectent la vulnérabilité humaine à travers l'accès à la ressource en eau, la production agro-pastorale et la variabilité climatique [MARK et al., 2010].

1.2.2. Importance économique

Les eaux du Rio Santa ont aussi une forte importance économique. Tout d'abord, les glaciers participent au développement touristique de la région, avec notamment le glacier facilement accessible depuis Huaraz de Pasto Ruri ainsi que de nombreux treks réalisables dans le massif montagneux englacé de la Cordillère Blanche. De plus, deux industries majeures sont implantées sur son bassin :

la centrale hydroélectrique de Huallanca (Cañon del Pato) et le projet agronomique de Chavimochic. Un troisième projet de moins grande ampleur est le projet hydraulique de Chincas, dont le but est d'ouvrir des surfaces agricoles et d'améliorer les systèmes d'irrigation en utilisant l'eau du Rio Santa au niveau de la zone côtière, aux abords de la ville de Chimbote (329 000 habitants).

1.2.2.a. Centrale hydroélectrique de Huallanca

La centrale hydroélectrique de Huallanca se situe à la sortie du Cañon del Pato, sur le bassin du Haut Santa. Par dérivation d'une partie du cours d'eau avant turbinage, elle peut produire une énergie d'une puissance effective de 263 MW. Elle est importante pour la région, mais aussi pour l'ensemble du pays, en faisant partie des centrales qui produisent la majeure partie de l'électricité du Pérou. Sa construction date de 1958. Il en a suivi l'aménagement de certains lacs de la Cordillère Blanche (Laguna Cullicocha, Laguna Aguascocha et Laguna Rajucolta [SUAREZ, 2007]) dans un but de régulation du débit en entrée de la centrale.

1.2.2.b. Projet Chavimochic

Le projet Chavimochic fait partie du Rio Santa dans sa partie côtière, en aval de Condorcerro. Il n'est donc pas situé dans la zone d'étude exactement, mais est un projet important en ce qui concerne la ressource en eau de la région. En effet, c'est principalement un projet d'agriculture d'exportation qui capte une grande partie des eaux du Rio Santa avant son exutoire au Pacifique à travers un réseau de canaux ouverts, de tunnels, de conduits couverts et d'autres infrastructures sur une longueur de 270 km. Ce projet comporte aussi la construction d'une station hydroélectrique et une station de traitement d'eau potable pour la ville de Trujillo, d'une population de plus de 800 000 habitants. Une modification du régime d'écoulement et du volume écoulé du Rio Santa aura donc un impact fort sur ce projet, qui a lui-même un poids économique important au niveau du pays.

2. Glaciers de la Cordillère Blanche

La Cordillère Blanche est le système montagneux qui divise dans cette région du monde les eaux entre les pentes continentales du Pacifique et celles de l'Atlantique. Comme nous l'avons vu dans une section précédente (section 1.1.1) elle comporte de nombreux glaciers (402 en Cordillère Blanche selon l'inventaire de 2007 de l'UGRH [ZAPATA et al., 2008]) dont on peut évaluer l'étendue sur la figure V.6.

Dues aux conditions géologiques et tectoniques, les glaciers de la Cordillère Blanche sont très pentus, comportent ainsi beaucoup de crevasses et sont difficiles d'accès, ce qui complique les mesures glaciologiques de bilan de masse.

Des données de localisation des fronts glaciaires sont cependant disponibles depuis les années 1940 [AMES & FRANCOU, 1995 ; HASTENRATH & AMES, 1995]. Les mesures de bilan de masse de l'UGRH ont repris depuis les années 2000 sur trois glaciers de la Cordillère Blanche (Artesonraju, Shallap et Yanamarey localisés sur la figure V.6), et les mesures de variation de fronts glaciaires sont effectuées sur les glaciers de Gajap, Uruashraju, Alpamayo, Broggi et Pasto Ruri. La figure V.7 montrent les valeurs de bilans de masse et mesures d'accumulations annuelles pour le glacier Artesonraju. Au regard de ces valeurs, l'année 2012/2013 étudiée dans cette thèse montre un comportement moyen.

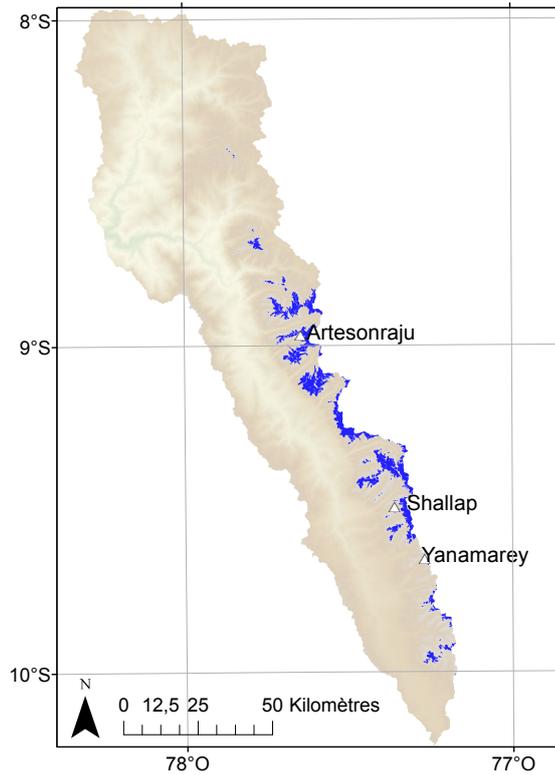


FIGURE V.6 – Couverture glaciaire de la Cordillère Blanche à l’intérieur du bassin versant du Rio Santa (à partir des données du RGI3.2). Sont aussi localisés les glaciers dont les données sont utilisées dans cette étude : Artesonraju, Shallap et Yanamarey.

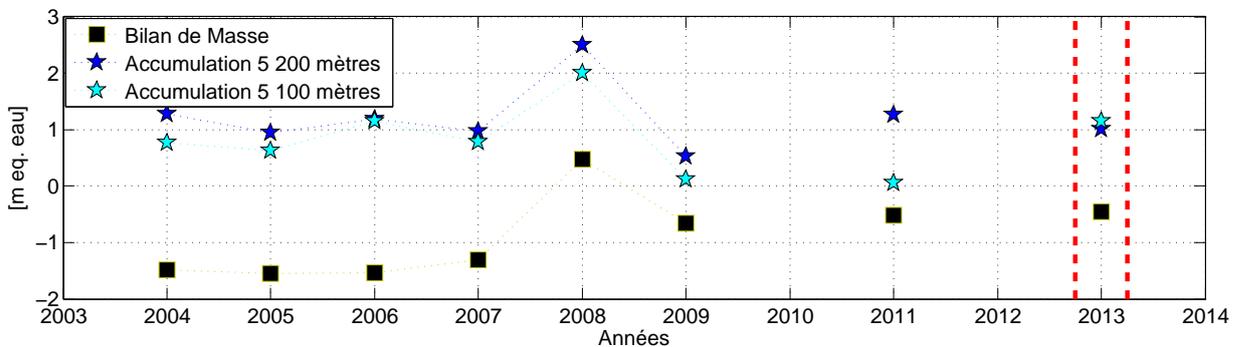


FIGURE V.7 – Bilans de masse et accumulations annuelles entre les années 2003 et 2013 sur le glacier Artesonraju. Mesures UGRH. Les traits verticaux rouges délimitent l’année d’étude 2012/2013.

On rencontre en Cordillère Blanche différents types des glaciers (figure V.8) [RAU et al., 2005] :

- glaciers suspendus : ce sont des corniches glaciaires qui se maintiennent au niveau de parois pentues, se présentant parfois presque à la verticale ; ils sont dépourvus de langue terminale et évacuent leurs glaces par chutes de séracs ;
- glaciers de calotte : recouvrent les sommets d’un ”chapeau de glace” qu’ils évacuent par des langues glaciaires de versant (dont les pentes sont plus importantes que les glaciers de vallée) ;
- glaciers de vallée : ils ont une vaste surface d’accumulation et se présentent en fond de vallée glaciaire avec une langue mince et convexe.

Dans le but d’appliquer le modèle hydrologique DHSVM-GDM, nous avons eu accès à des données d’épaisseur de glace, fournies par M. Huss. Les valeurs d’épaisseurs sont calculées selon la méthode



FIGURE V.8 – Glaciers de la Cordillère Blanche. (a) Glacier suspendu (Artesonraju). (b) Glacier de calotte (Copa). (c) Glacier de vallée (Artesonraju).

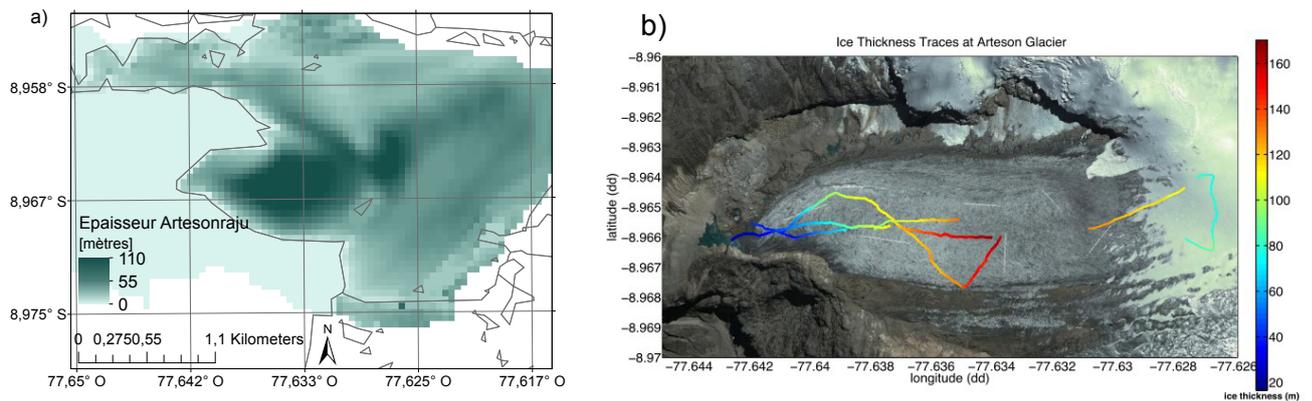


FIGURE V.9 – Épaisseur de glace du glacier Artesonraju. (a) Épaisseur issue du modèle de HUSS & FARINOTTI [2012]. (b) Épaisseur mesurée par GPR [CHISOLM et al., 2014].

de FARINOTTI et al. [2009] et HUSS & FARINOTTI [2012]. Les flux volumiques glaciaires, calculés à partir de bilans de masse glaciaire distribués et de la loi d'écoulement de Glen, permettent d'évaluer l'épaisseur de glace de chaque glacier. Les données sont à une résolution spatiale de 25 mètres. On peut confronter ces données à une campagne de mesure de "Ground Penetrating Radar" (GPR) réalisée sur le glacier Artesonraju au cours du mois de juillet 2013 conjointement par une équipe américaine menée par D. McKinney de l'Université du Texas, par les scientifiques de l'UGRH et A. Rabatel du Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE) (figure V.9, CHISOLM et al., 2014). Il est difficile de comparer les données ponctuelles des mesures de GPR aux valeurs issues du modèle de Huss à une résolution spatiale de 25 mètres, mais les gammes de valeurs et de variations spatiales sont similaires. Les contours glaciaires utilisés par HUSS & FARINOTTI [2012] sont issus du RGI 3.2.

Les glaciers de la Cordillère Blanche ont un régime thermique particulier. En zone d'accumulation, les glaciers sont considérés comme froids, avec donc une température de la glace inférieure à 0 °C. Un carottage de THOMPSON et al. [1995] au Huscaran a montré que ce glacier avait une température négative à l'altitude de 6 500 m. En revanche, au niveau de leur zone d'ablation, ces glaciers sont tempérés, donc à 0 °C, entraînant un glissement basal plus important (cf. section 1.4) [PATERSON, 1994].

Météorologie du bassin versant

Le modèle hydrologique utilisé nécessite un nombre important de données de forçage météorologiques. Nous cherchons tout d'abord à obtenir un maximum d'informations à partir des observations météorologiques de terrain, principalement en ce qui concerne les précipitations. Dans ce but, nous avons accès à trois sources de données : des données fournies par le "Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú" (SENAMHI), des données fournies par l'UGRH et des données fournies par l'UNASAM (programme CIADERS). Dans le but de modéliser le cycle diurne des variables hydrologiques et glaciologiques, on cherche principalement à avoir des données au pas de temps horaire. Cette compilation de données nous permet d'avoir un réseau initial de 37 stations météorologiques, que nous allons décrire dans ce chapitre.

Nous avons choisi dans la suite de ce document de définir une année hydrologique comme la période allant du 1^{er} août de l'année n-1 au 31 juillet de l'année n. Cette période est déterminée en fonction du régime de précipitations, qui débutent à la fin du mois d'août.

1. Différents réseaux de mesure sur la zone d'étude

1.1. Stations SENAMHI

Les 18 stations de mesure du réseau SENAMHI auxquelles nous avons accès fournissent des données de précipitations, humidité relative, température minimale et température maximale, au pas de temps journalier. Ces stations vont de l'altitude 216 mètres (Buena Vista) à l'altitude 4 400 m (Milpo). Certaines de ces stations font partie d'un réseau historique, dont les premières données ont été acquises dans les années 1960. Ces chroniques historiques sur 10 stations (cf. tableau VI.1) nous ont permis de calculer un indice pluviométrique afin de situer notre année d'étude dans son contexte climatique. Cet indice est calculé avec la formule de l'équation VI.1, pour laquelle P_j^i sont les précipitations annuelles de l'année i à la station j [mm/an], \bar{P}_j et σ_j sont la moyenne [mm/an] et l'écart type interannuels des précipitations à la station j et N est le nombre de stations.

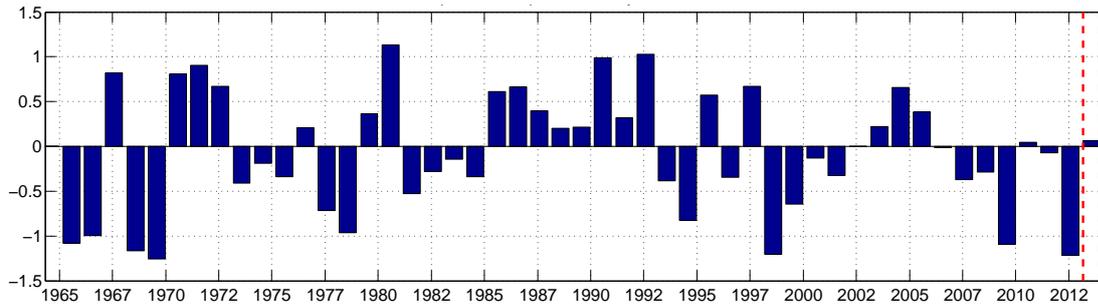


FIGURE VI.1 – Indice pluviométrique moyen sur 10 stations du réseau SENAMHI. Les barres verticales rouges encadrent l'année d'étude.

$$I_P = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{P_j^i - \bar{P}_j}{\sigma_j} \quad (\text{VI.1})$$

Le calcul de cet indice nous indique que l'année hydrologique 2012/2013 est une année moyenne au regard des précipitations observées sur la zone depuis 1965 (figure VI.1). Cela confirme ce que nous avons pu conclure en observant les indices synoptiques de MEI, PDO et AMO (figure I.3) ainsi que les valeurs de bilans de masse du glacier Artesonraju (figure V.7).

1.2. Stations UGRH

Nous utilisons dans cette étude pour l'année 2012/2013 les données de 3 stations de l'UGRH. L'intérêt de ces stations est leur localisation à haute altitude (elles sont toutes situées à plus de 4 200 mètres). Ce sont des pluviomètres à augets avec des mesures automatiques à pas de temps horaire. Cependant, nous utiliserons cette information uniquement en cumul journalier, car le basculement de l'auget lors de précipitations solides peut subir un décalage temporel.

De plus, sur le site de l'Artesonraju, les mesures de quatre pluviomètres totalisateurs sont disponibles entre les années 2002 et 2008. Ces pluviomètres, dont trois sont situés sur les moraines du glacier et un est situé en aval de la laguna Artesoncocha, nous fournissent des informations sur le gradient altitudinal de précipitations à haute altitude (figure VI.2). En effet, en valeurs mensuelles, le gradient n'est pas marqué et n'est pas homogène temporellement sur la période d'étude allant de septembre 2003 à septembre 2008.

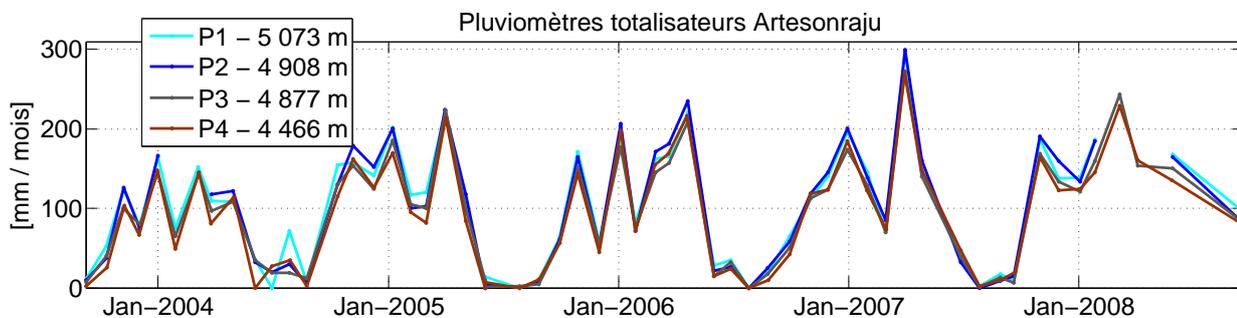


FIGURE VI.2 – Précipitations mensuelles à quatre altitudes différentes sur le site du glacier Artesonraju.

1.3. Stations UNASAM

Le réseau des stations de l'UNASAM est un réseau qui a été installé durant le début de l'année 2012. C'est par le biais d'un projet du professeur R. Figueroa que l'université de Huaraz et un groupe d'étudiants ont installé 16 stations météorologiques dans la région d'Ancash au Pérou. Ces stations mesurent à un pas de temps horaire la température de l'air, l'humidité relative, la pression atmosphérique, les précipitations, le rayonnement solaire incident et réfléchi ainsi que la vitesse et direction du vent. Ces 16 stations installées sur la zone d'étude nous ont permis de considérablement améliorer notre connaissance de ces variables météorologiques sur la région. Cependant, par manque de moyens, la maintenance de ces stations ne peut pas être correctement effectuée et cela impacte grandement la qualité des données. Ainsi, pour l'année hydrologique 2012/2013, on compte 9,4 % de lacunes sur les précipitations en valeur horaire et 17 % en journalier (on considère une journée sans données dès lors qu'une valeur horaire est manquante). Pour l'année 2013/2014, ces chiffres montent à 23,5 % en valeur horaire et 74 % en journalier. Ce manque de données a ainsi contraint notre période d'étude et de modélisation à une unique année hydrologique (du 1^{er} août 2012 au 31 juillet 2013).

Un récapitulatif des stations et des pourcentages de lacunes associées aux données de précipitations journalières sur l'année hydrologique 2012/2013 se trouve dans le tableau VI.1 et la localisation des stations étudiées est présentée sur la figure VI.3.

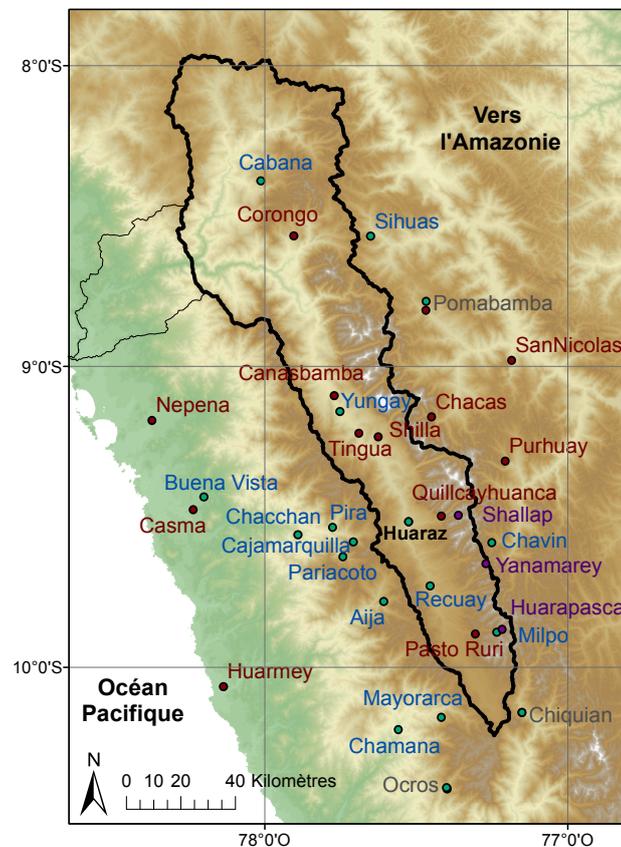


FIGURE VI.3 – Carte de localisation des stations météorologiques. En bleu les stations du réseau SENAMHI, en violet celles du réseau UGRH et en rouge celles du réseau UNASAM. Quatre localisations (Pomabamba, Chiquian, Ocros et Huaraz) comportent deux stations (SENAMHI et UNASAM).

Tableau VI.1 – Stations météorologiques utilisées dans cette étude, provenant de trois sources de données (SENAMHI, UGRH, UNASAM) et lacunes associées aux valeurs de précipitations journalières sur la période août 2012 - juillet 2013. Les stations du SENAMHI utilisées dans le calcul de l'indice pluviométrique sont en caractères d'imprimerie. Les données de précipitations des stations en italiques ne seront plus utilisées dans la suite de cette étude car elle dépassent le seuil de 25 % de lacunes journalières.

Δt	SENAMHI <i>Journalier</i>		UGRH <i>Horaire</i>			UNASAM <i>Horaire</i>		
Nom	Altitude [m]	% Lacunes	Nom	Altitude [m]	% Lacunes	Nom	Altitude [m]	% Lacunes
Aija	3 440	8,2	<i>Huarapasca</i>	<i>5 150</i>	<i>35,1</i>	Cañasbamba	2 350	6,0
Buena Vista	216	0	Shallap	4 281	23,0	Casma	133	2,2
Cabana	3 160	0	<i>Yanamarey</i>	<i>4 701</i>	<i>20,3</i>	Chacas	3 770	23,8
<i>Cajamarquilla</i>	<i>3 325</i>	<i>8,2</i>				Chiquian	3 405	12,6
Chacchan	2 285	0				Corongo	3 172	7,1
Chamana	1 221	0				Huarmey	18	1,6
Chavin	3 137	0				Nepaña	125	5,7
Chiquian	3 382	0				Ocros	3 268	18,6
Mayorarca	3 200	17,0				<i>Pasto Ruri</i>	<i>4 145</i>	<i>48,5</i>
Milpo	4 400	8,5				<i>Pomabamba</i>	<i>2 950</i>	<i>100</i>
Ocros	3 230	0				Purhuay	3 480	19,2
Pariacoto	1 260	0				Quillcayhuanca	3 850	17,3
Pira	3 625	0				San Nicolas	2 786	15,1
Pomabamba	3 605	0,3				Huaraz	3 091	2,5
Recuay	3 444	8,2				Shilla	3 040	0,8
Huaraz	3 079	8,2				Tingua	2 500	7,7
Sihuas	3 375	0						
Yungay	2 527	0						

1.4. Couverture spatiale

Nous avons décrit dans la section 2 du chapitre II les produits de précipitations utilisés. Nous avons vu qu'ils couvrent différentes résolutions spatiales, de la mesure ponctuelle aux stations, aux résolutions de WRF (ici à 27, 9 et 3 km) ainsi qu'à la résolution de TRMM (environ 27 km). Nous pouvons observer des portions de ces différents maillages sur la figure VI.4. Le maillage à 27 km est trop grossier pour représenter la variabilité pluviométrique spatiale de la zone d'étude. Il faut noter que les données TRMM ainsi que les sorties de WRF sont des moyennes spatiales pour chaque point de grille et non des données ponctuelles.

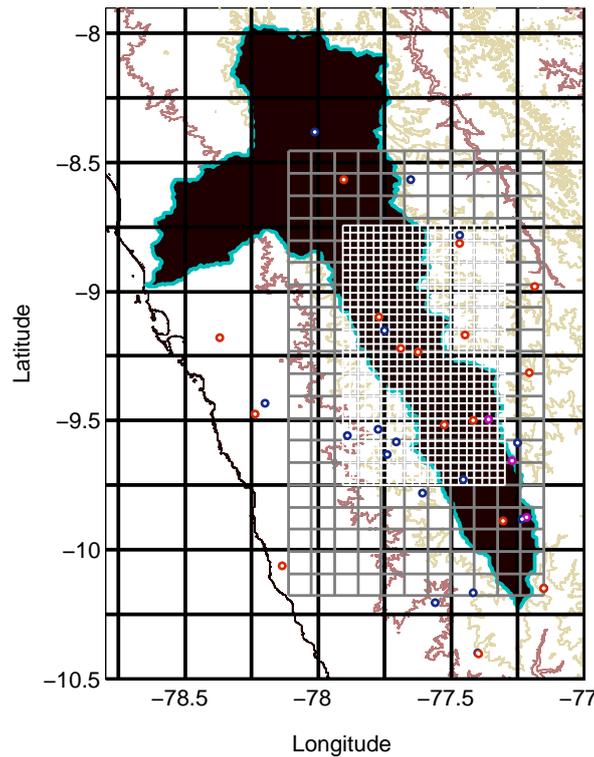


FIGURE VI.4 – Indications des maillages à 27 km de résolution (noir), 9 km (gris) et 3 km (blanc) sur la zone du Rio Santa. Les points rouges correspondent aux stations SENAMHI, violets à celles de l'UGRH et bleus à celles de l'UNASAM. Les lignes de niveaux topographiques sont indiquées tous les 2 000 mètres.

2. Comparaison des données météorologiques (hors précipitations)

Le chapitre VIII de cette thèse est consacré à la comparaison des données de précipitations entre les valeurs in situ, les sorties de WRF et les données TRMM. Nous commençons ici par effectuer une comparaison entre les autres variables météorologiques de WRF3 et les valeurs mesurées in situ.

L'humidité relative RH , qui n'est pas une variable de sortie de WRF, est calculée avec la formule VI.2, dans laquelle q est le rapport de mélange [kg/kg], P_{sfc} est la pression de surface [Pa], T_{air} la température de l'air [K] et pq_0 , a_2 , a_3 et a_4 sont des constantes respectivement égales à 379,90, 17,27, 273,16 et 36,86.

$$RH = \frac{q}{pq_0/P_{sfc}} e^{a_2 \frac{(T_{air}-a_3)}{(T-a_4)}} \quad (VI.2)$$

On peut observer sur la figure VI.5 que l'humidité relative est correctement représentée en sortie de WRF3. Le rayonnement solaire semble légèrement surestimé par WRF3 (figure VI.6), mais cela peut s'expliquer par des effets d'ombrage à la station qui ne sont pas présents sur la maille de 3 km. En ce qui concerne le vent (figure VI.7), les résultats sont moins concluants, mais cela se justifie par le fait que cette variable connaît une forte variabilité spatiale et que la comparaison d'une valeur

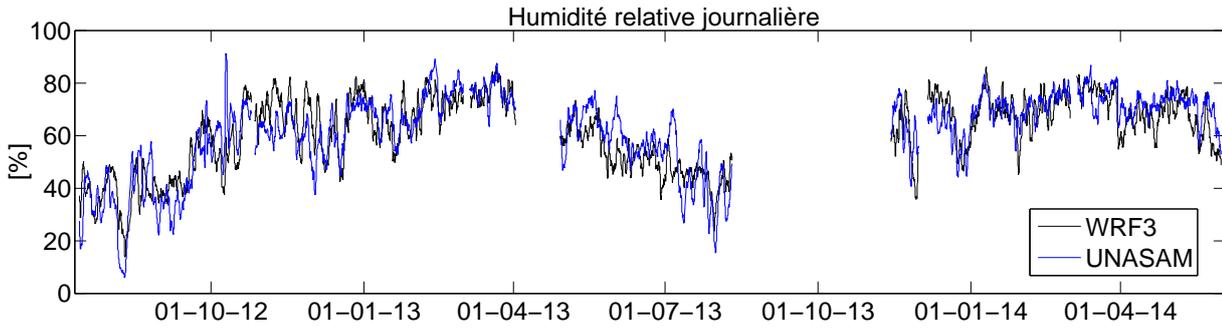


FIGURE VI.5 – Humidité relative journalière à la station UNASAM de Huaraz. Données in situ en bleu et WRF3 en noir.

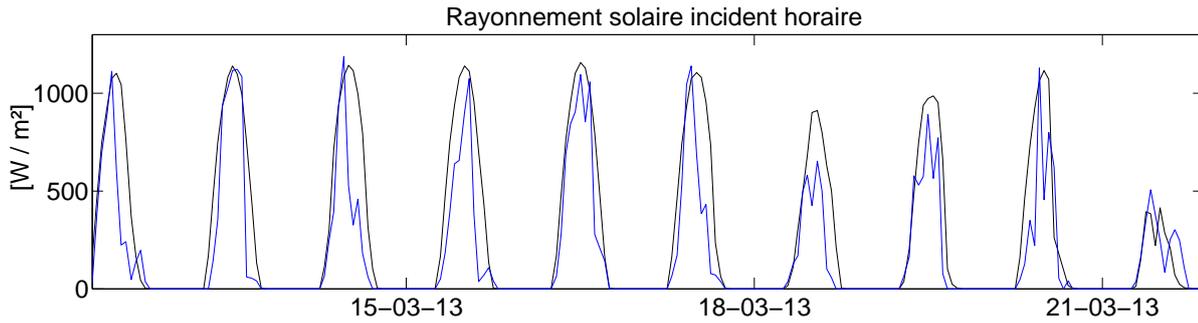


FIGURE VI.6 – Rayonnement solaire incident horaire à la station UNASAM de Huaraz. Données in situ en bleu et WRF3 en noir.

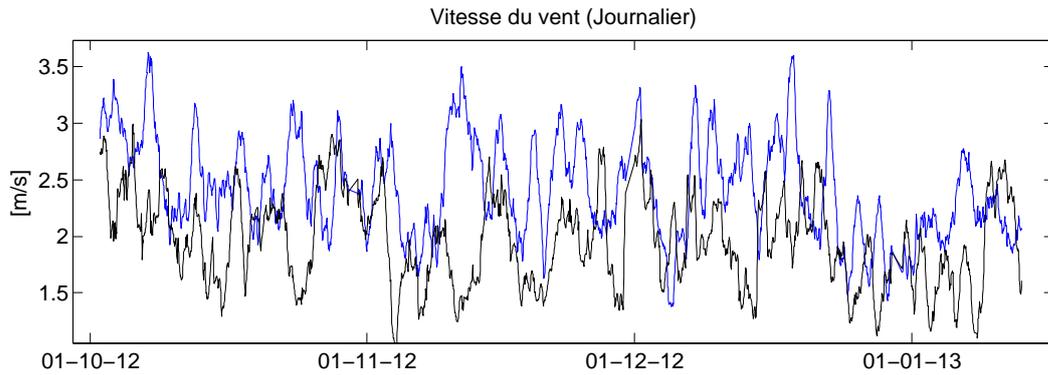


FIGURE VI.7 – Vitesse moyenne journalière du vent à la station UNASAM de Chacas. Données in situ en bleu et WRF3 en noir.

ponctuelle à une moyenne sur une maille de 3 km en termes de vitesse de vent n'est pas réaliste. On notera que les gammes de valeurs sont cependant respectées. Nous n'avons pas de mesures in situ de rayonnement de grandes longueurs d'ondes pour valider les sorties de WRF3.

En ce qui concerne les valeurs de température, les altitudes d'une station et de la maille de 3 km qui lui correspond sont différentes et cela influe sur cette variable. Afin de s'affranchir de cette contrainte, nous avons choisi d'appliquer le gradient adiabatique théorique de $-6,5 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$ avec la formule de l'équation VI.3 (T_{IS} et T_{IScor} sont respectivement la température in situ mesurée et la température in situ corrigée pour s'affranchir de la différence d'altitude en $^\circ\text{C}$; z_{IS} et z_{WRF} sont les altitudes de la station et celle de la maille WRF correspondante en mètres).

$$T_{IScor} = T_{IS} + (z_{WRF} - z_{IS})(-0.0065) \quad (\text{VI.3})$$

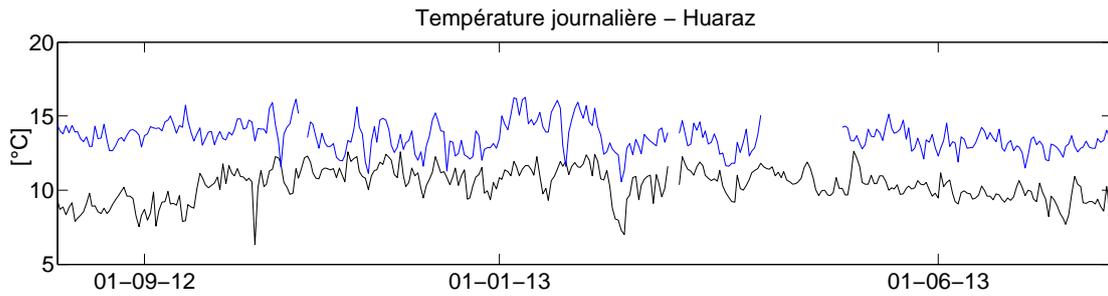


FIGURE VI.8 – Température journalière à la station UNASAM de Huaraz. Données in situ corrigées de l'altitude (cf. équation VI.3) en bleu et sorties de WRF3 en noir.

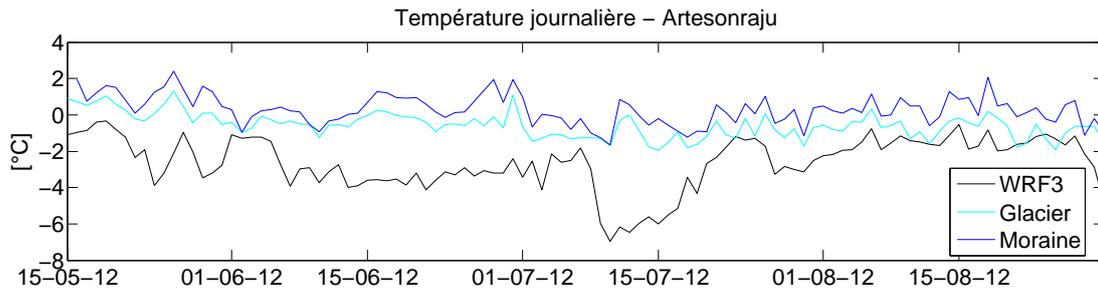


FIGURE VI.9 – Température journalière proche du glacier Artesonraju. Données in situ corrigées de l'altitude (cf. équation VI.3) en bleu (sur la moraine gauche du glacier) et bleu clair (sur le glacier) et sorties de WRF3 en noir.

La valeur de $-6,5 \text{ °C/km}$ a précédemment été utilisée en Cordillère Blanche dans les études de JUEEN et al. [2007] et CAREY et al. [2012]. Nous observons cependant à chaque station de mesure une sous-estimation des températures dans les sorties du modèle WRF3 (figures VI.8 et VI.9). La différence d'altitude entre la station et la maille WRF correspondante pour la localisation de Huaraz est de 14 mètres. On peut noter que l'utilisation d'un gradient de -5 °C/km entraînerait une correction de $0,075 \text{ °C}$ et qu'un gradient de -8 °C/km une correction de $0,1128 \text{ °C}$, valeurs largement inférieures à la différence observée entre les deux séries de température journalière de la figure VI.8.

A l'aide des données de température du SENAMHI, nous avons pu vérifier que ce biais n'était pas causé par une erreur de mesure in situ (figure VI.13a). Il faut noter que la variable de température à 2 mètres en sortie de WRF est une variable diagnostique, c'est à dire qu'elle n'est pas explicitement calculée dans l'algorithme du modèle, qu'elle n'affecte pas les champs de température du modèle à différents niveaux mais qu'elle est calculée à partir des sorties de température de surface et de température au premier niveau vertical. Le modèle WRF est dans notre cas utilisé avec une discrétisation verticale en 27 niveaux sigma.

Le biais froid de WRF est documenté dans la littérature et met en cause plusieurs erreurs :

- paramétrisation de la couche limite planétaire : sous-estimation de la turbulence verticale, de la hauteur de la couche limite [REEVES et al., 2011] ;
- rayonnements : erreurs dans le bilan radiatif, dans les flux de chaleur avec une mauvaise paramétrisation du schéma de rayonnement [MÜLLER & SCHERER, 2005] ;
- conditions initiales ou latérales : erreurs dans l'initialisation des températures de surface ou de l'humidité du sol [CHENG & STEENBURGH, 2005] ainsi qu'une mauvaise paramétrisation de la conductivité thermique du sol [MASSEY et al., 2014].

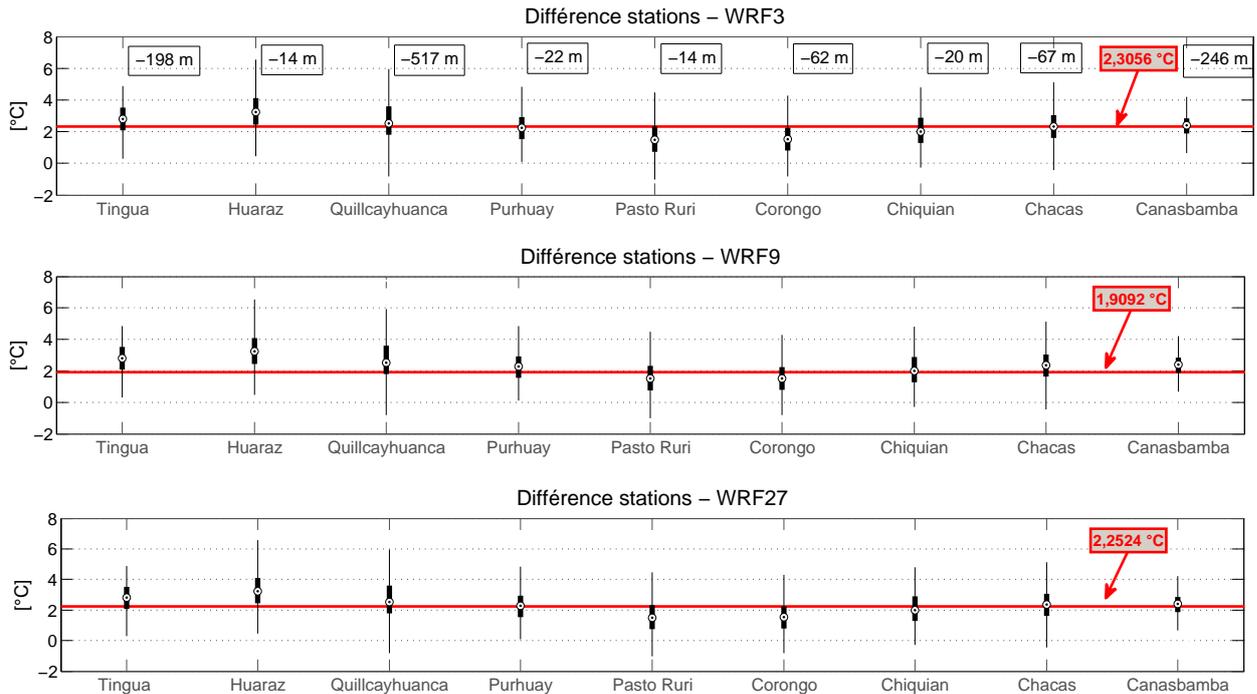


FIGURE VI.10 – Pour 9 stations du réseau UNASAM, box plot des différences entre températures journalières in situ et températures journalières issues de WRF aux trois différentes résolutions : 3, 9 et 27 km. Le gradient de température théorique adiabatique a été appliqué aux stations UNASAM pour corriger la différence d’altitudes entre stations et maille (cf. équation VI.3). Les lignes horizontales rouges correspondent à la moyenne de ces différences de température pour toutes les stations, avec indication de la valeur calculée. Les différences d’altitudes entre stations et maille WRF sont indiquées sur le graphique du haut pour la résolution 3 km.

Les rayonnements de courtes longueurs d’ondes sont en accord avec les observations de terrain (figure VI.6), mais nous n’avons pas de mesures de rayonnements de grandes longueurs d’onde pour vérifier le rayonnement net en sortie de WRF. Les biais en température sont similaires aux trois résolutions de WRF (27, 9 et 3 km) (figure VI.10) et pourraient alors être liés aux forçages latéraux par les analyses NCEP/FNL. Nous n’avons cependant pas accès à ces données pour vérifier cette hypothèse. La similarité du biais en température entre WRF27, WRF9 et WRF3 (figure VI.10) peut aussi être liée au fait que les paramétrisations sont inchangées entre ces différentes résolutions.

En ce qui concerne les schémas de surface, trois options du schéma Noah-MP ont été testées pour le mois de février 2013 (cf. section 3.3) :

- option 1 : schéma complexe de JORDAN [1991] ;
- option 2 : schéma de BATS [YANG & DICKINSON, 1996] ;
- option 3 : schéma simple avec des précipitations solides si $T_{air} < T_{frz}$ (température du point de gelée).

Pour ces trois schémas, nous comparons l’évapotranspiration de référence (ET_0) à la localisation de Huaraz calculée avec la formule de l’équation III.1 de Penman-Monteith. L’ ET_0 est aussi calculée à partir des variables météorologiques mesurées à la station UNASAM de Huaraz. Le rayonnement de grandes longueurs d’ondes n’étant pas mesuré, nous avons utilisé pour cette variable les sorties horaires de WRF3. Nous observons une faible différence entre les valeurs d’évapotranspiration journalière pour les trois schémas de surface et les valeurs sont en accord avec les celles obtenues à partir

des mesures in situ (figure VI.11). Le calcul de l' ET_0 nécessitant les valeurs de vitesse du vent, pression atmosphérique, température de l'air, rayonnement net et humidité relative, on peut considérer que ces variables sont cohérentes entre elles dans les sorties de WRF3. Les valeurs obtenues sont cependant largement supérieures aux valeurs de la littérature évoquées en section 1.1.1 du chapitre III, documentées pour de plus hautes altitudes (Huaraz est à 3 091 mètres d'altitude). Nous pouvons alors considérer que ce n'est pas le schéma de surface qui est à la base du biais froid observé dans les sorties de WRF. Par la suite, le schéma Noah-MP option 2 a été utilisé car il minimise la surestimation des précipitations et est plus réaliste en termes de quantité de neige précipitée à haute altitude.

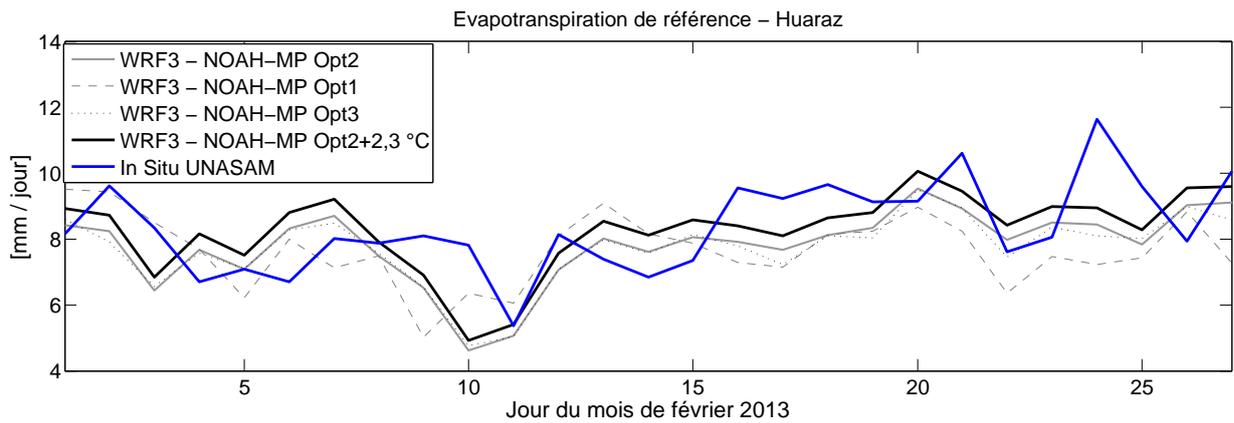


FIGURE VI.11 – Évapotranspiration de référence, en valeurs journalières, à la localisation de Huaraz, à partir des données de 3 schémas de surface de WRF (Noah-MP option 1, 2 et 3), des températures de WRF corrigées pour le schéma 2, ainsi que pour les données in situ UNASAM.

Pour finir, nous pouvons constater que le réchauffement de WRF en début de journée est insuffisant (figure VI.12) et que cela peut aussi être une cause de températures trop froides. Ainsi, la différence entre les températures mesurées et les températures WRF3 sont plus importantes entre 10 h et 15 h que pendant le reste de la journée, et cela pourrait être lié à des erreurs dans les caractéristiques de surface de WRF.

Dans cette thèse, nous ne chercherons cependant pas à déterminer avec précision la source de ce biais froid mais bien à tenter de dé-biaisier les sorties de WRF3 dans le but d'obtenir un jeu de

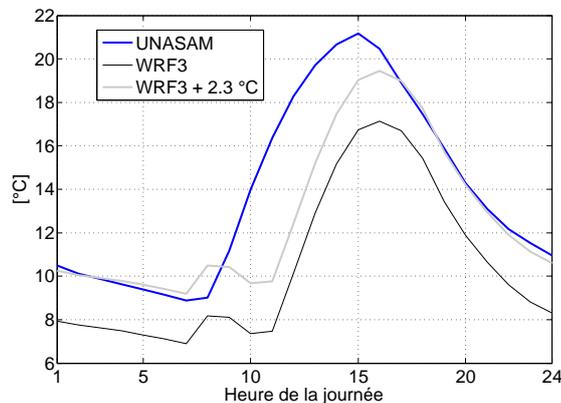


FIGURE VI.12 – Cycle diurne moyen de température horaire de WRF3, WRF3 corrigé et des mesures in situ pour la localisation de Huaraz sur la période août 2012 - février 2013.

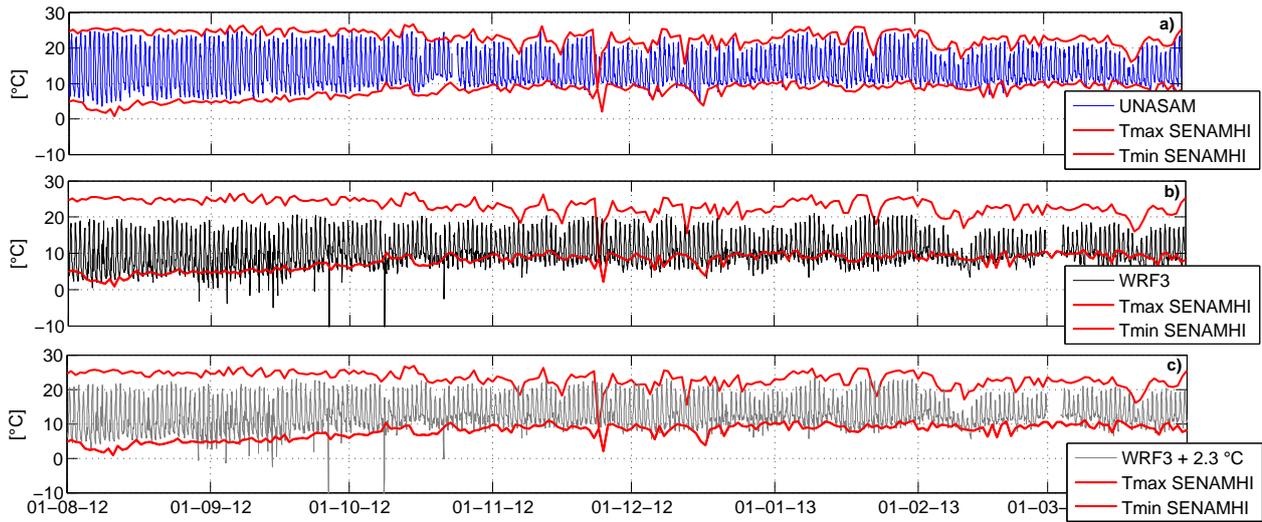


FIGURE VI.13 – Températures horaires de UNASAM (a), WRF3 (b) et WRF3 corrigé (c) à la localisation de Huaraz. Les températures minimales et maximales du SENAMHI (en rouge) sont des valeurs journalières.

données de températures régionalisées sur la zone d'étude en accord avec les valeurs mesurées in situ. Pour cela, nous avons comparé les séries de températures journalières des stations UNASAM avec les sorties de WRF3, WRF9 et WRF27 aux mailles correspondantes, en appliquant le gradient théorique adiabatique de température aux données in situ pour les corriger de la différence d'altitudes entre stations et maille (figure VI.10). Étant donné que ce biais est relativement similaire pour toutes les stations quelque soit leur altitude (hormis les stations de la côte que nous n'avons pas traitées ici) et que ce biais est homogène temporellement (figure VI.13), nous avons choisi d'appliquer un facteur de correction de 2,30 °C sur l'ensemble des données de température de WRF3 selon l'équation VI.4. C'est ce facteur correctif qui est appliqué lorsque nous parlons des données WRF3 corrigées (figures VI.11, VI.12 et VI.13).

$$T_{WRF_{cor}} = T_{WRF} + 2,3056 \tag{VI.4}$$

Hydrologie du bassin versant

Dans le but de valider les sorties du modèle glacio-hydrologique, nous utilisons des données hydrologiques de débit en différents points du bassin versant du Rio Santa, des données MODIS de couverture de neige ainsi que des données de bilan de masse du glacier Artesonraju qui ont été présentées précédemment (chapitre V).

Des stations hydrométriques historiques de suivi de débit ont été mises en place dans les années 1950 sur le bassin versant du Rio Santa par l'entreprise péruvienne Electro-Peru dans le but de quantifier et d'optimiser le fonctionnement de la centrale hydroélectrique de Huallanca. La plupart de ces stations ont été déséquipées lors du rachat de cette société dans les années 1990. Actuellement, le bassin versant est instrumenté par le réseau "Transdisciplinary Research Network" (TARN), l'IRD et l'UGRH.

1. Données de débit disponibles

1.1. Réseau de stations

Le tableau VII.1 fait une synthèse de l'ensemble des stations existantes et des données auxquelles nous avons eu accès. Trois stations ne sont pas citées ici : Llullan et Coyllur qui ont été désinstallées en juillet 2013 et qui ne comportaient pas de courbe de tarage, et Parón qui est une station en sortie du lac éponyme dont le niveau d'eau est régulé par une communauté résidant en aval du lac et dont les données comportent de nombreuses lacunes.

Nous ne nous intéressons pas dans cette thèse à l'évolution historique des débits sur le bassin du Rio Santa mais à l'année hydrologique 2012/2013. Dans le tableau VII.2 sont présentées les lames d'eau écoulées durant cette année hydrologique en parallèle des pourcentages de couverture glaciaire des bassins versants étudiés (issue du RGI 3.2). On peut observer une bonne corrélation entre ces deux variables, qui met en valeur l'importance des écoulements provenant de la fonte nivale et glaciaire

sur les bassins à forte composante glaciaire. Ces données ne permettent pas de quantifier les apports glaciaires mais nous étudierons pour cela en détail les sorties du modèle glacio-hydrologique.

Tableau VII.1 – Synthèse des stations hydrologiques existant sur le bassin versant du Rio Santa depuis les années 1950. Les lacunes pour l'année 2012/2013 sont comptées en données journalières du 1^{er} août 2012 au 31 juillet 2013. * signifie que les données de hauteur d'eau sont disponibles mais qu'il n'y a pas de courbe de tarage pour obtenir les séries de débit. En gras sont indiquées les stations dont les données sont utilisées dans la suite de cette étude pour calibrer le modèle hydrologique. En gras et italique sont indiquées les stations dont les données de l'année 2012/2013 sont utilisées dans la suite de ce chapitre et au chapitre XII pour l'étude du cycle diurne de débit.

Station	Début	Fin	Δt	% Lacunes	% Lacunes 2012/2013
Artesoncocha	21/06/1996	31/12/2009	30 min	29	-
	02/07/2012	20/08/2014	15 min	73	50
<i>Casa de Agua</i>	05/07/2008	09/02/2014	15 min	28	0
Chancos	01/01/1953	25/05/1999	Jour	2	-
	30/06/2009	11/06/2014	15 min	17	0*
Condorcerro	01/06/1957	27/02/2010	Jour	0,6	-
	01/09/2011	30/09/2013	12 h	0	0
Cuchillacocha	06/07/2008	17/07/2013	15 min	20	70
Jaapshan	02/07/2008	14/07/2013	1 h	54	5*
La Balsa	01/01/1954	31/03/2009	Jour	2	-
La Recreta	20/11/1952	01/03/1996	Jour	0	-
	24/06/2009	08/06/2014	15 min	30	14
Llanganuco	01/09/1953	23/10/2008	Jour	16	-
	06/11/2008	14/06/2014	15 min	35	91
<i>Miraflores</i>	12/01/1987	25/02/1998	Jour	7	-
	09/07/2008	14/07/2013	1 h	52	5
Pachacoto	01/01/1985	25/10/1997	Jour	7	-
	03/07/2008	09/02/2014	15 min	8	0
Pumapampa	10/07/2008	10/06/2014	15 min	52	89
Querococha	01/01/1953	11/11/1998	Jour	0	-
	30/06/2008	02/07/2014	15 min	51	95
Santa	24/08/2002	31/01/2010	Jour	0	-
	01/09/2011	30/09/2013	12 h	3	8,5
Shallap	24/10/2012	02/06/2013	15 min	0.5	40
Tablachaca	02/09/2002	31/01/2010	Jour	0	-
	01/09/2011	30/09/2013	12 h	0	0
Yanamarey	22/12/2001	02/07/2014	15 min	21	95

Tableau VII.2 – Valeurs de lame d'eau écoulee pour l'année hydrologique 2012/2013, de pourcentage de couverture glaciaire du bassin versant correspondant et de la superficie de ce bassin.

Nom	Lame d'eau [mm]	% glaciaire	Superficie [km ²]
Casa de Agua	927	24,03	64,4
Condorcerro	462,5	3,27	10 388
Miraflores	510,8	3,91	2 267
Pachacoto	432,1	4,04	204
Tablachaca	268,2	0,008	3 182

1.2. Cycle diurne

Les informations horaires et infra-horaires de 3 stations hydrométriques sur le bassin versant du Haut Santa sont disponibles pour l'année hydrologique 2012/2013 : Casa de Agua (en amont de la station météorologique de Quillcayhuanca, figure VI.3), Pachacoto (figure V.1) et Miraflores (située à la sortie de la ville de Huaraz). Les cycles diurnes de débit pour la saison humide (de novembre à mars) montrent pour les trois stations un pic en deuxième partie de journée. Pour la station de Casa de Agua (figure VII.1a), le cycle diurne montre aussi un pic en deuxième partie de journée en saison sèche (de mai à août). Ce cycle est caractéristique d'un comportement glaciaire. En effet, le pic de température autour de 13 h (figure VII.1b) provoque une fonte de neige et glace, qui après un temps de transfert d'environ 7 h, atteint la station de mesure aux alentours de 20 h. Les précipitations à la station de Quillcayhuanca, située en sortie de la vallée glaciaire où est localisée la station de Casa de Agua, sont relativement homogènes temporellement et sont très faibles en saison sèche.

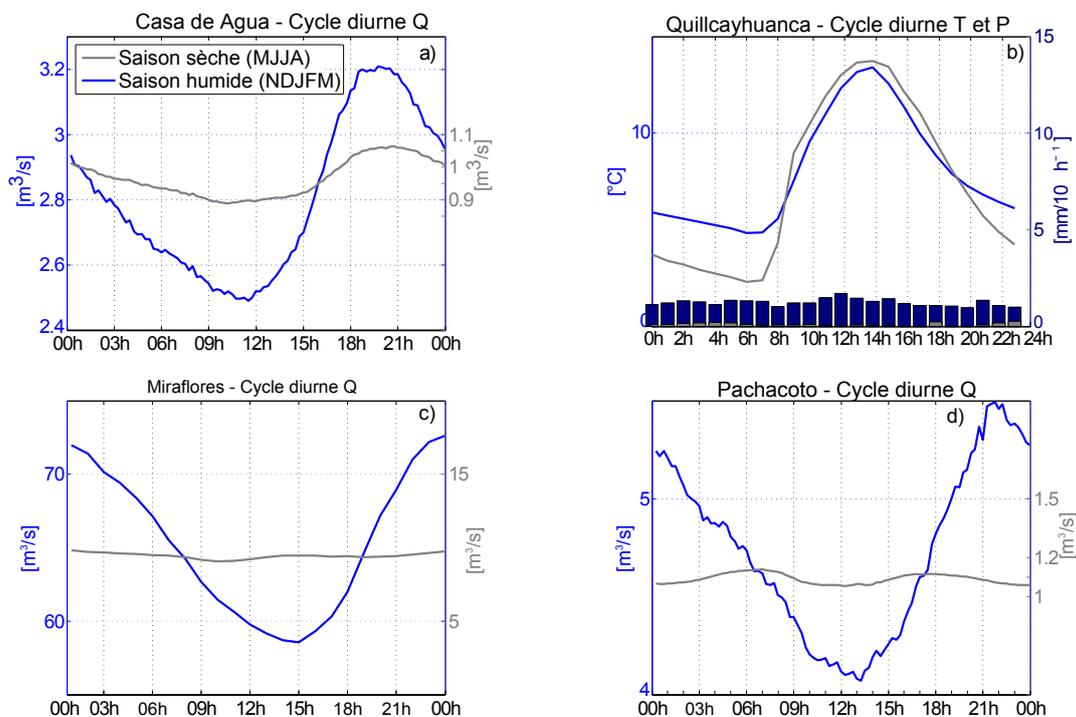


FIGURE VII.1 – Cycle diurne de débit (a,c,d) en bleu pour les mois de novembre-décembre-janvier-février-mars de la saison humide, en gris pour les mois de mai-juin-juillet-août de la saison sèche, pour l'année hydrologique 2012/2013. Cycle de température et précipitations à la station UNASAM de Quillcayhuaca (proche de Casa de Agua) pour l'année hydrologique 2012/2013 en b).

Les bassins versants avec un exutoire à Pachacoto et Miraflores ne connaissent pas de cycle diurne marqué en saison sèche. La fonte, ainsi que le réservoir souterrain soutiennent le débit à des valeurs très faibles. Le pic de débit à Pachacoto en saison humide se présente autour de 22 h, retardé en comparaison à celui de Casa de Agua dont la distance avec les premiers glaciers est inférieure (9,5 km pour Casa de Agua, 19 km pour Pachacoto). Cette indication de distance est qualitative, car l'inclinaison des pentes a aussi une forte influence sur les temps de transfert au sein du bassin. Il est difficile de conclure quant aux données à Miraflores, car son bassin est constitué de divers sous-bassins versants glaciaires, ayant chacun leur comportement propre. La fonction obtenue est donc une convolution des hydrogrammes de chaque sous-bassin.

2. Couverture neigeuse : données MODIS

Les données du produit journalier "MODIS/Terra Snow Cover Daily L3 Global 500m SIN Grid" (MOD10A1) permettent de réaliser des cartes de couvertures neigeuses à 500 mètres de résolution spatiale. Nous utiliserons ces données autour du glacier Artesonraju, ce qui nous permettra d'évaluer cette variable en sortie du modèle DHSVM. Étant donné la couverture nuageuse importante en Cordillère Blanche lors de la saison humide, nous ne travaillons pas avec des chroniques temporelles mais nous utiliserons les données du 1^{er} février 2013 présentées en figure VII.2.

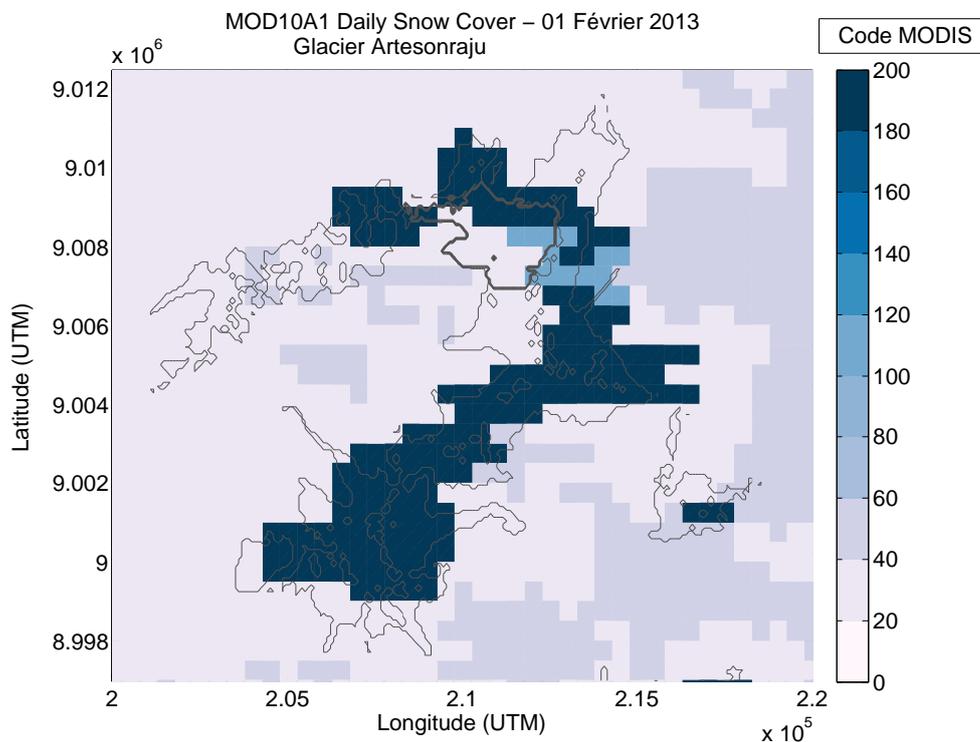


FIGURE VII.2 – Produit journalier MOD10A1 de couverture de neige. En gris clair (valeur = 25) les zones sans neige, en gris (50) les zones nuageuses, en bleu (100) la glace et en bleu foncé (200) la neige. Image du 1^{er} février 2013. En gris sont indiqués les contours glaciaires du massif Artesonraju à 90 mètres de résolution.

3. Synthèse partielle : le bassin versant du Rio Santa

Le bassin versant du Rio Santa à Condorcerro, caractérisé par un régime pluvio-glaciaire, ainsi que trois de ses sous-bassins versants (Haut Santa, Tablachaca et Pachacoto) sont étudiés dans cette thèse et leurs écoulements glacio-hydrologiques seront modélisés dans la Partie IV. Ces bassins versants se distinguent en termes de types de sol (tableau V.2), mais aussi de superficies englacées et de gammes d'altitudes couvertes par les bassins (tableau V.3).

En termes de débit, les exutoires de Condorcerro, du Haut Santa et de Tablachaca font l'objet uniquement de données à un pas de temps de 12 heures. Pour les stations fournissant des données au pas de temps horaire, le cycle diurne de fonte est marqué tout au long de l'année sur les bassins versants à fortes composantes glaciaires, et marqué uniquement en saison humide pour les bassins versants dont la couverture glaciaire est inférieure à 10 %. Ce cycle est lié au cycle diurne des précipitations, montrant un pic en début d'après-midi pour les zones de haute altitude de la Cordillère Blanche et de la Cordillère Noire et un pic plus tardif en fin de journée dans la vallée du Rio Santa, caractéristiques des précipitations orographiques et de vents catabatiques (cf. section 1 du chapitre II et section 1.4.3 du chapitre suivant).

Les données météorologiques in situ ont été compilées pour 37 stations au sein et aux alentours du bassin versant du Rio Santa pour l'année hydrologique couvrant la période du 1^{er} août 2012 au 31 juillet 2013 (tableau VI.1 et figure VI.3). Nous sommes contraints de travailler avec une unique année hydrologique car les 16 stations de l'UNASAM, qui hormis les 3 stations de l'UGRH sont les seules à fournir des données de précipitations au pas de temps horaire, n'ont été installées que récemment (au début de l'année 2012) et comportent déjà de trop nombreuses lacunes pour l'année hydrologique 2013/2014. Au regard des indices synoptiques de MEI/PDO/AMO sur la période 1950-2013 (figure I.3), des données de précipitations sur la période 1965-2013 (figure VI.1) et des données de bilans de masse glaciaires de l'Artesonraju sur la période 2003-2013 (figure V.7), nous pouvons affirmer que l'année d'étude a un comportement météorologique moyen vis à vis des périodes considérées.

La régionalisation des données de précipitations sera évaluée et décrite en détails dans les chapitres VIII et IX. En ce qui concerne les autres variables météorologiques nécessaires à l'application du modèle glacio-hydrologique DHSVM (humidité relative, température de l'air, rayonnement incidents de grandes et courtes longueurs d'ondes ainsi que vitesse du vent), nous avons observé que les variables d'humidité relative, de rayonnement solaire incident et de vitesse du vent en sortie de WRF3 étaient en accord avec les observations aux stations météorologiques de l'UNASAM. En revanche, les sorties de WRF montrent un biais froid sur les valeurs de température à 2 mètres. C'est un biais que l'on observe aux trois résolutions de WRF (27, 9 et 3 km), pour l'ensemble des stations météorologiques, et qui est relativement homogène temporellement. Il faut noter que cette variable de WRF est une variable diagnostique, qui n'influe donc pas sur les résultats du modèle aux différents niveaux verticaux. Dans le but de dé-biaisier ces séries de température, nous appliquons un facteur de correction constant de 2,3 °C aux sorties de WRF3 pour créer une nouvelle série de données que nous appellerons $T_{\text{WRF}_{\text{cor}}}$ (cf. équation VI.4).

De plus, les différentes données physiographiques utilisées pour l'application du modèle glacio-hydrologique DHSVM sont les suivantes :

- types de sol : données fournies par MORERA [2014] ;
- types d'occupation du sol : carte établie par classification supervisée à partir de données Landsat 8 et du calcul du NDVI ;
- épaisseur des glaciers : données issues du modèle de HUSS & FARINOTTI [2012] ;
- superficies glaciaires : données de l'inventaire RGI 3.2 ;
- altitudes : modèle numérique de terrain de SRTM.

Troisième partie

ANALYSE SPATIO-TEMPORELLE ET INTERCOMPARAISON DES DONNÉES DE PRÉCIPITATIONS

Évaluation spatio-temporelle de différentes données de précipitations

Ce chapitre a pour but d'analyser, évaluer et comparer les principales caractéristiques de différents jeux de données de précipitations disponibles sur la zone d'étude. Cette partie de mon travail de thèse se situe donc en amont de la modélisation hydrologique, avec la difficile tâche d'étudier les précipitations en zone de montagne tropicale.

Il est ici question de caractériser, en termes d'occurrence et d'intensité, différents produits de précipitations. Nous retrouverons les précipitations mesurées in situ, des précipitations issues de données satellitaires (TRMM), des précipitations issues du modèle climatique régional WRF ainsi que des précipitations interpolées spatialement à partir de données mesurées au sol.

Afin d'avoir une vision générale des données disponibles, nous avons choisi de travailler à trois échelles spatiales différentes :

- 27x27 km² : échelle spatiale des données TRMM ;
- 9x9 km² : échelle spatiale transitoire au sein d'un modèle climatique régional, en termes de représentativité des processus orographiques et convectifs ;
- 3x3 km² : échelle spatiale fine permettant de faire le lien entre données grillées et données ponctuelles.

En ce qui concerne l'échelle temporelle, les études glacio-hydrologiques nécessitent une vision complète des précipitations à différents pas de temps. Les cumuls annuels permettent de connaître les quantités totales d'eau précipitées sur le bassin versant. L'occurrence des valeurs journalières et la saisonnalité des précipitations sont des caractéristiques fondamentales du régime pluviométrique d'une région et influent sur la dynamique glacio-hydrologique d'un bassin versant. Pour finir, les processus glaciologiques, notamment l'évolution de l'albédo et de la couche de neige, évoluent en zone tropicale à des pas de temps infra-journaliers, ce qui requiert donc une bonne représentativité des précipitations horaires.

Ce chapitre est composé d'une publication portant sur la comparaison de 8 produits de précipitations, qui a été acceptée en discussion au journal Hydrology and Earth System Sciences le 10 juin

2015, suivie d'une conclusion résumée de l'article. Le chapitre suivant portera sur l'établissement de nouveaux jeux de données de précipitations.

1. Publication : Spatio-temporal assesment of WRF, TRMM and in situ precipitation data over the Cordillera Blanca, Peru (HESS-D)

Mourre L.¹, Condom T.¹, Junquas C.^{1,2}, Lebel T.¹, Sicart J.E.¹, Figueroa R.³, Cochachin A.⁴

¹ IRD/UGA/CNRS/G-INP, LTHE UMR 5564, Grenoble, France

² Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú

³ UNASAM, Huaraz, Lima, Perú

⁴ Glaciology and Water Resources Unit, National Water Authority (ANA-UGRH), Huaraz, Perú

Article publié dans Hydrology and Earth System Science

Résumé étendu

L'estimation des précipitations sur une large gamme d'échelles d'intérêt pour les climatologues, météorologues et hydrologues est un défi dans les régions tropicales de hautes altitudes, au sein desquelles la variabilité spatiale des précipitations est importante alors que les mesures locales de terrain restent rares, en raison notamment de contraintes opérationnelles. Trois types de produits de précipitations (mesures de terrain, données satellitaires, sorties de modèle climatique régional (RCM)) sont comparés sur un bassin versant d'environ 10 000 km² au Pérou, durant l'année hydrologique 2012/2013, dans le but d'extraire les patrons spatiaux de précipitations à différentes échelles temporelles allant de valeurs infra-journalières aux valeurs annuelles. C'est un bassin versant de haute altitude, comprenant une partie de la Cordillère Blanche, avec 41 % de sa superficie au-dessus de 4 000 m d'altitude et 340 km² de couverture glaciaire. Les données journalières observées sont interpolées en utilisant un algorithme de krigeage avec dérive externe (KED) ; le produit satellite est celui de TRMM3B42, intégrant des mesures de terrain mensuelles ; les sorties du RCM sont celles de WRF, à trois résolutions imbriquées : 27, 9 et 3 km. Les performances de chaque produit sont évaluées dans une double perspective. Une comparaison locale avec les données de terrain est d'abord effectuée lorsque cela est pertinent (cycle diurne et saisonnier, statistique d'occurrence des précipitations) ; dans un second temps, la capacité de chaque produit à reproduire certaines caractéristiques spatiales connues du champ de précipitations à différentes échelles temporelles (de l'annuel au journalier) est analysée.

Les sorties de WRF surestiment fortement les cumuls annuels, particulièrement aux résolutions spatiales grossières, tout en reproduisant correctement le cycle diurne et en localisant les zones de fortes précipitations de manière plus réaliste que les produits krigés ou encore les produits TRMM.

La principale faiblesse des données krigées est la production de maximums annuels de précipitations sur les sommets plutôt que sur les pentes, induite par un manque de mesures au-dessus de 3 800 m. Une limite principale de TRMM est la faible performance du produit sur les zones englacées, due au fait qu'une surface de glace se comporte de la même façon que les gouttes de pluie ou de glace dans l'atmosphère en termes de diffusion de l'énergie micro-onde. Bien que les trois produits soient en mesure de représenter correctement les patrons spatiaux de précipitations à l'échelle annuelle, il n'est pas surprenant qu'aucun d'entre eux ne répond au défi de représenter à la fois les quantités de précipitations cumulées et la fréquence d'occurrence à de faibles échelles de temps (infra-journalière et journalière) nécessaires aux études glacio-hydrologiques dans cette région. Il est conclu que de nouvelles méthodes devraient être utilisées pour fusionner divers produits de précipitations de manière à tirer le meilleur de leurs atouts respectifs.

Abstract

The estimation of precipitation over the broad range of scales of interest for climatologists, meteorologists and hydrologists is challenging in high altitudes of tropical regions, where the spatial variability of precipitation is important while in situ measurements remain scarce largely due to operational constraints. Three different types of rainfall products – ground based (kriging interpolation), satellite derived (TRMM3B42), atmospheric model outputs (WRF) – are compared for one hydrological year in order to retrieve rainfall patterns at time scales ranging from sub-daily to annual over a watershed of approximately 10 000 km² in Peru. An ensemble of three different spatial resolutions is considered for the comparison (27, 9 and 3 km), as long as a range of time scales (annual totals, daily rainfall patterns, diurnal cycle). WRF simulations largely overestimate the annual totals, especially at low spatial resolution, while reproducing correctly the diurnal cycle and locating the spots of heavy rainfall more realistically than either the ground-based KED or the TRMM products. The main weakness of the kriged products is the production of annual rainfall maxima over the summit rather than on the slopes, mainly due to a lack of in situ data above 3 800 m a.s.l. This study also confirms that one limitation of TRMM is its poor performance over ice-covered areas because ice on the ground behaves in a similar way as rain or ice drops in the atmosphere in term of scattering the microwave energy. While all three products are able to correctly represent the spatial rainfall patterns at the annual scale, it not surprisingly turns out that none of them meets the challenge of representing both accumulated quantities of precipitation and frequency of occurrence at the short time scales (sub-daily and daily) required for glacio-hydrological studies in this region. It is concluded that new methods should be used to merge various rainfall products so as to make the most of their respective strengths.

1.1. Introduction

1.1.1. The challenge of precipitation estimation in the tropical Peruvian Andes

Located in the north-west of Peru, the Cordillera Blanca is the most glaciated tropical mountain range in the inter-tropical band. The Cordillera Blanca glaciers are melting at an unprecedented high rate [e.g. GEORGES, 2004; SILVERIO & JAQUET, 2005; VUILLE et al., 2008b; VUILLE et al., 2008a; BURY et al., 2011], impacting the whole water cycle of the region. At the seasonal scale, the

distribution of water discharge in rivers downstream of glaciers is changing, while at the decadal scale, the mean annual discharge is increasing, with the prospect of decreasing in the long run. Temperature and precipitation are the two major forcing variables most influencing the interannual variability and long term evolution of the water balance. A proper evaluation of these two variables is consequently a key issue for properly predicting the future of the glaciers and of the associated water resources.

The tropics are thermally characterized by an annual variation less important than the diurnal cycle [e.g. KASER, 1999; BARAER et al., 2012]. This applies to the Cordillera Blanca, where homogeneous thermal conditions are observed throughout the year [JUEN et al., 2007]. For instance, at Querococha, located in the southern part of the Cordillera Blanca, mean monthly temperature variation is less than 1°C [KASER et al., 2003].

By contrast, there is a strong seasonality of precipitation, controlled by the upper air circulation, with easterly wind transporting moisture from the Amazon plain [ACEITUNO, 1988] and westerly flow causing dry conditions due to the Humboldt current [GARREAUD et al., 2003]. This results in two distinct seasons : the wet season from October to April with an average of 80% of the annual precipitation [VUILLE et al., 2008a], and the dry season from May to August. The wet season corresponds to the South American Monsoon System (SAMS) [e.g. VERA et al., 2006b, GARREAUD, 2009, MARENGO et al., 2012], bringing humidity far to the West. The dry season is associated with the North American Monsoon System, the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) being located as its northernmost position. The inter-annual variability of rainfall is important, in relation with the fluctuations of the sea surface temperature (SST) of the North Atlantic, and the El Niño Southern Oscillation (ENSO) [e.g. ESPINOZA et al., 2009, LAVADO-CASIMIRO et al., 2012, LAVADO-CASIMIRO & ESPINOZA, 2014]. According to LAVADO-CASIMIRO & ESPINOZA [2014]), the Rio Santa catchment belongs to an area where positive precipitation anomalies are observed during strong Niño as well as during strong Niña events.

The rainfall climatology is also characterized by strong spatial gradients at all temporal scales. First of all, the main annual rainfall pattern between 5°S and 30°S is the contrast between the dry and cold conditions on the Pacific coast, stretching to the west slopes of the Andes during easterly flow, and the warm, humid and rainy conditions prevailing on the eastern slopes [GARREAUD, 2009]. This results in high precipitation amounts on the windward slopes of the Andes in easterly flow situations (up to 6 000 mm yr⁻¹), and much smaller precipitation amounts on the leeward side, even at high altitudes (under 530 mm yr⁻¹) between 5°N and 20°S [ESPINOZA et al., 2009]. Superimposed to this large scale spatial pattern, the influence of the topography becomes more and more pregnant when considering smaller temporal scales at which convective and orographic processes have a deep influence. Rainfall hot spots, heavy rainfall gradients over a few kilometers and flash floods [YOUNG & LEON, 2009, ESPINOZA et al., 2015] are the most prominent hydro-meteorological patterns induced by the rough topography of the region.

Another issue arises from the high altitude involving that a significant amount of precipitation falls as snow over 4 800 meters a.s.l.. This requires measuring reliably both the solid and the liquid precipitation all year around, something that is far from granted and that remains a major difficulty in mountain hydrology.

The estimation of precipitation over the broad range of scales of interest for climatologists, meteorologists and hydrologists is thus especially challenging in this region characterized by very uncommon geographical features. And yet socio-economic stakes are high as far as potentially drastic changes of the water cycle related to precipitation variability and long term changes are concerned, affecting the access to drinkable water in urban areas, the yields of agricultural projects and the operation of numerous hydroelectric power plants.

The driving question of this study is to identify and compare the precipitation data sets that can be used for properly characterizing the water balance over catchments of the region from sub-daily to yearly temporal scales. Both the accumulated quantities of precipitation and the frequency of occurrence have to be properly estimated if one is to compute coherent water budgets over this large range of temporal scales, an accomplishment that no single precipitation data set can pretend to achieve on its own.

Each precipitation data set has its own strength and weakness. Starting with ground data, their main shortcoming – beyond their key advantage of being the only direct measurement of rainfall – is a poor sampling of the spatial variability that is especially important in mountainous regions [SCHEEL et al., 2011]. This is compounded by the difficulty of installing and maintaining ground stations in a harsh environment, making whole areas very difficult to access [SALZMANN et al., 2013; SCHWARB et al., 2011]. Rain gauges are thus most often available in the vicinity of villages, meaning that non habited areas are virtually not sampled, especially at high altitudes where distinguishing between liquid and solid precipitation is a major issue.

On their side, rainfall satellite products provide the global coverage that is lacking for ground data sets. However, the early satellite rainfall products elaborated in the mid-1980s were solely based on infrared data, affecting their accuracy in case of convective rainfall and, more generally, in presence of strong rainfall gradient. The most recent products now make use of various sources of information, blending infrared and microwave satellite data and often incorporating ground data, which make them more performant in spotting the patches of intense rainfall. It remains that there are still significant differences between the most commonly used satellite rainfall products, especially in the Tropics and for orographically forced rainfall [WARD et al., 2011]. This means that the ability of these satellite products to fulfill user's expectations must be scrutinized on a case by case basis. Note also that satellite products are rather weak in distinguishing between liquid and solid precipitation.

In the perspective of quantifying the spatial and temporal variability of water budgets over catchments, another possibility for providing the required rainfall component is to use the precipitation produced by climate models. This presents two main advantages : i) the physical coherency of the various elements of the water budgets computed by these models and ii) the possibility of studying the evolution of the water budgets in the future in a context of global warming. Note, however, that global climate models usually fail to simulate properly the regional processes and their spatial variability, especially for precipitation in mountainous area, a default particularly critical in the Andes due to their complex topography [GIOVANNETTONE & BARROS, 2009]. To remedy these limitations, downscaling approaches based on the nesting of regional climate models (RCM) into global models is frequently used. The performance of nested regional models depends on the study area, the spatial resolution and the parameterization used [BOX, 2004], which means that their added value, as

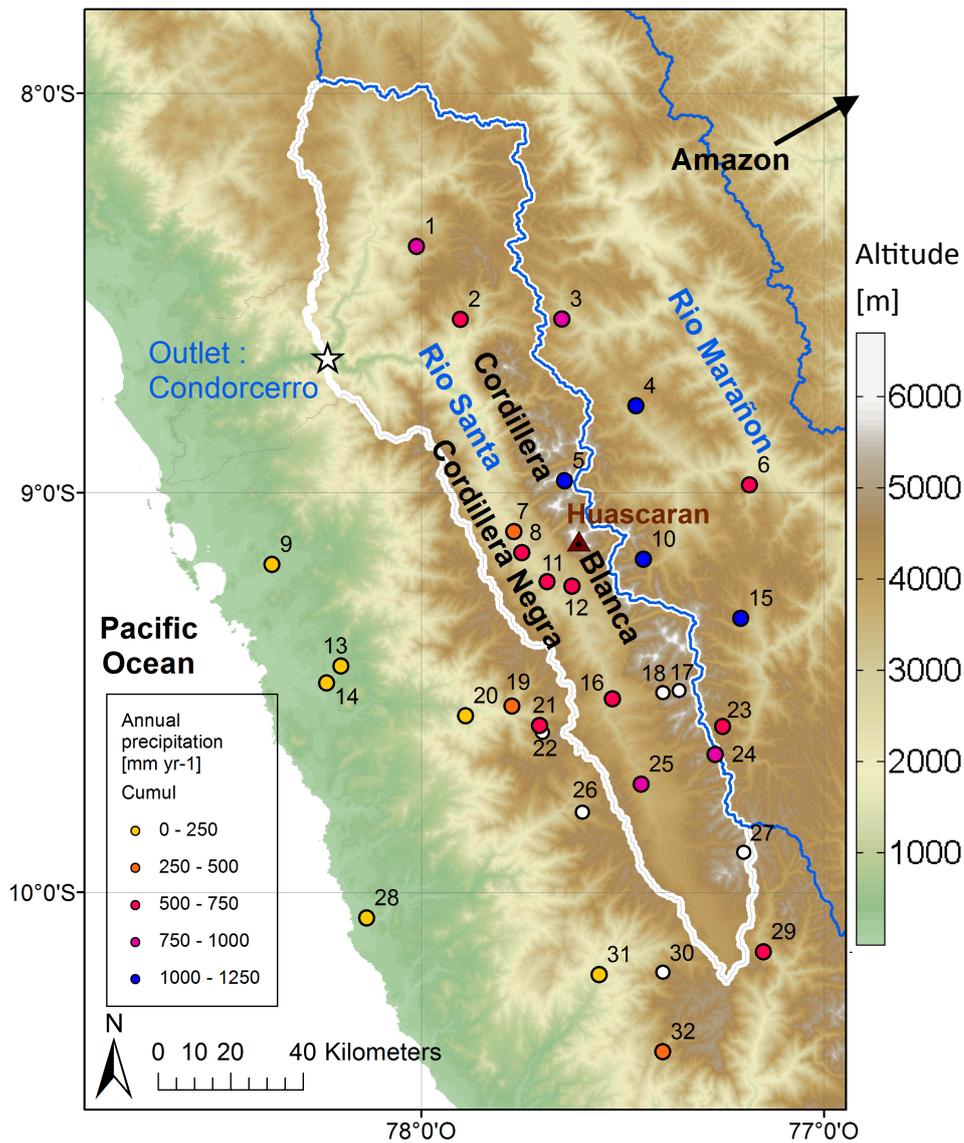


FIGURE VIII.1 – Location of the upper Santa watershed (the star marks outlet : Condorcerro). Color dots indicate annual precipitation amounts at in situ stations. The Huascarán peak is indicated, as well as the Rio Marañon watershed. Topography is from SRTM .

compared to the other sources of rainfall information, should also be considered on a case by case basis.

1.2. Study area and data

1.2.1. Study area

Draining an area of 11 930 km² located between 8 and 10°S and 79 and 77°W, the Rio Santa runs northward, between the Cordillera Negra to the West and the Cordillera Blanca to the East [MARK & SELTZER, 2003], before making its way to the Pacific. 41 % of the catchment area is above 4 000 m a.s.l., including the highest point of the cordillera, Huascarán, peaking at 6 768 m a.s.l. (Fig. VIII.1). The upper Rio Santa catchment, with an outlet at Condorcerro, drains an area of about 10 000 km², and will be our main study area.

Tableau VIII.1 – Information on in situ rainfall stations. For the Situation, CB = Cordillera Blanca, CN = Cordillera Negra, M = Marañon, C = Costa. [NS] indicate stations used for the study along the Rio Santa valley. [H] indicate stations used for the transect along the Huascaran peak. * indicate stations used to calculate the precipitation index (data from 1965) (Sect. 1.2.2). Precipitation [mm yr⁻¹] during the hydrological year 2012/13 is indicated at each rain gauge station for in situ data (Obs), TRMM and WRF (WRF27, WRF9 and WRF3). Accu indicates that it is the value for glacier accumulation over the year.

UNASAM no.	Lon	Lat	Alt. [m]	Situation	Obs	TRMM	WRF27	WRF9	WRF3
2 [NS]	-77.9	-8.6	3172	CB	542	407	2173	1517	1225
6	-77.2	-8.9	2786	M	577	671	3377	1090	1716
7	-77.8	-9.1	2350	CB	478	307	4219	997	796
9	-78.4	-9.2	125	C	31	107	121	214	341
10	-77.4	-9.2	3770	M	1162	271	2758	2421	2821
11 [H]	-77.7	-9.2	2500	CB	598	1596	4219	1000	849
12 [NS]	-77.6	-9.2	3040	CB	738	1596	2758	1073	1145
14	-78.2	-9.5	133	C	14	158	121	182	338
15	-77.5	-9.3	3480	M	1028	558	2558	3472	3948
16 [NS]	-77.5	-9.5	3091	CB	666	434	4625	1663	1025
18	-77.4	-9.5	3850	CB	-	1674	4625	3168	2513
28	-78.1	-10.1	18	C	8	78	49	102	250
29	-77.1	-10.1	3405	CB	624	381	1861	1664	3069
32	-77.4	-10.4	3268	CN	307	523	2203	1990	2860
SENAMHI no.	Lon	Lat	Alt. [m]	Situation	Obs	TRMM	WRF27	WRF9	WRF3
1	-78.0	-8.4	3160	CB	972	343	2502	1498	1373
3 *	-77.6	-8.6	3375	M	959	437	2173	1651	1483
4 [H]	-77.5	-8.8	3605	M	1030	530	2758	2248	2160
8	-77.7	-9.1	2527	CB	744	307	4219	1000	719
13	-78.2	-9.4	216	C	28	158	121	219	396
16	-77.5	-9.5	3079	CB	634	434	4625	1663	1025
19 *	-77.8	-9.5	2285	CN	251	233	1320	797	761
20	-77.9	-9.5	1260	CN	91	234	710	502	528
21 *	-77.7	-9.6	3625	CN	668	434	4348	1800	1169
22 *	-77.7	-9.6	3325	CN	-	434	4348	1524	1310
23 *	-77.2	-10.1	3137	M	687	790	2402	2456	3289
25 *	-77.4	-9.7	3444	CB	756	790	4348	1942	1541
26 *	-77.6	-9.8	3440	CN	-	358	4348	1705	973
27 *	-77.2	-9.9	4400	CB	-	645	3413	2684	3922
29 *	-77.2	-10.1	3382	CB	620	381	1861	1678	3069
30	-77.4	-10.2	3200	CN	-	329	1861	837	1867
31	-77.5	-9.6	1221	CN	44	192	499	454	662
32 *	-77.4	-10.4	3230	CN	383	271	1861	1255	1586
UGRH no.	Lon	Lat	Alt. [m]	Situation	Obs	TRMM	WRF27	WRF9	WRF3
5 [H]	-77.6	-9.0	5100	CB	Accu :1006	545	4188	3010	2922
17	-77.4	-9.5	4281	CB	-	1674	3215	2691	2479
24	-77.3	-9.6	4955	CB	Accu :1000	790	3215	2809	3894

Some modeling projections based on the mean of meteorological variables from four GCM grid points predict the disappearance of ice cover for 2080 in some sub-watershed of the Rio Santa [JUN et al., 2007], which would have a significant impact on the flow regime of the river, since glaciers meltwater regulates its annual flow. For a sub-watershed of the upper Rio Santa watershed (4 700 km², 8% glaciated), glaciers meltwater currently provides 10-20 % of the annual rate, and up to 40 % in the dry season [KASER et al., 2003; MARK & SELTZER, 2003; BARAER et al., 2012; CONDOM et al., 2012].

The larger studied area is a rectangle of 84 000 km² (Fig. VIII.1). It can be divided into four hydrological sub-regions from the North-East to the South-West. The Rio Marañon catchment is located on the Amazon side; where the highest yearly precipitated amount was measured in situ during the hydrological year 2012-2013 (> 1 100 mm yr⁻¹). The second sub-region is the West side of the Cordillera Blanca, draining to the Pacific. Stations in this area are located inside the Rio Santa catchment. In situ measured precipitation amounts in the Cordillera Blanca area range from 478 mm yr⁻¹ to 1 000 mm yr⁻¹ (Table VIII.1 and Fig. VIII.1). The third region is the Cordillera Negra, which is much drier (from 44 to 434 mm yr⁻¹) and lower in altitude (Table VIII.1 and Fig. VIII.1). This zone includes all stations located west of the Rio Santa riverbed, up from 3 625 m a.s.l. to an altitude of 1 000 m a.s.l.. Finally, the dry area near the Pacific Ocean, named Costa, is defined as the land area whose altitude ranges from 0 to 1 000 m a.s.l.. The topography data shown in Fig. VIII.1 is from STRM (90 meter resolution). While we will be looking at the entire 84 000 km² region, our analysis is focused on the precipitation falling over the upper Santa watershed, because this is our region of interest from a hydrological standpoint and because it is where we have the best ground network coverage.

1.2.2. In situ data

It was not an easy task to gather data from a sufficiently large number of stations in order to properly document our study area. First of all, there was the need to obtain some background climatological information; 10 stations operated by the Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología de Perú (SENAMHI) since 1965 (Table VIII.1) allow computing monthly and yearly long term averages. However, their specific location and loose spatial sampling prevent from estimating correctly the long term average rainfall either over the upper Rio Santa catchment or over the whole study area. Data from an additional set of 8 SENAMHI stations cover the period August 2012 to July 2013 at a daily resolution. We also had access to 3 stations from the Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos (UGRH) from the Autoridad Nacional de Agua (ANA). These stations are of a tipping bucket type; they have the double advantage of being located at higher altitudes and of providing data at sub-daily time steps. As compared to previous studies in this region the key new information used comes from a database of 16 meteorological stations with hourly data located in the Ancash region of Peru. They were installed in the framework of a project (Centro de Información e Investigación Ambiental de Desarrollo Regional Sostenible - CIIADERS), operated by the Universidad Nacional Santiago Antúñez de Mayolo (UNASAM) of Huaraz. These stations provide essential information for understanding the spatial (increased sampling density) and temporal (hourly resolution) distribution of precipitation within our study area. The SENAMHI data are routinely quality controlled, using standard procedures in use in the Met services worldwide. For the UGRH and UNASAM data, we

had to carry out our own quality check leading to remove errant values, for instance by comparing precipitation amounts reported by stations located in the same area.

Unfortunately the CIADERS network has been in operation since 2012 only, limiting this study to one hydrological year (August 2012 to July 2013). The average pluviometric index of this one-year study period, which corresponds to a reduced centered anomaly close to 0 (0.0774), meaning that the annual precipitation is close to the mean precipitation of the 1965-2014 period as calculated from the 10 long term stations among our total of 37. Note also that stations with more than 25 % of missing data during that year have been removed, leaving only 32 stations available to compute our ground based rainfall grids (Table VIII.1 and Fig. VIII.1).

A weakness of this 32-station network is the lack of data for the dry Cordillera Negra and the high altitudes areas of the Cordillera Blanca (only 3 stations located above 3 800 m a.s.l.). This shortcoming was partly overcome by using accumulation data provided by the UGRH for the Artesonraju and Yanamarey glaciers at near 5 000 m a.s.l., which are net accumulations during one year, including solid precipitation and melting over the period. Related to snow, it is important to keep in mind that the rainy season occurs during austral summer when temperature is slightly higher and that consequently few solid precipitations are observed under 4 600 m a.s.l. [CONDOM et al., 2011].

1.2.3. Gridded precipitation from in-situ data

A major problem when comparing precipitation data sets from different sources relates to their different spatial sampling. Satellite and atmospheric model data are provided as gridded products, while rain gauges provide point data. A spatial interpolation procedure is thus required to get each product on the same grid. There is a considerable amount of literature on selecting an appropriate interpolation method for computing rain grids from point data. This is an especially tricky problem in regions of rough topography.

Several studies showed that Kriging with External Drift (KED), using altitude as an external variable, provides good results over complex terrains [e.g. MASSON & FREI, 2014; TOBIN et al., 2011; OCHOA et al., 2014]. Block kriging with altitude as an external drift was thus chosen here as our reference interpolation method - note however that other types of kriging interpolators were tested, but a cross-validation evaluation showed KED to be the most efficient of all in our case. While accounting for the strong influence of topography on the structure of rain fields is crucial in mountainous regions, another issue arises from the type of variogram to be used and whether it is allowed to vary from day to day. Related to this topic, different concepts of spatio-temporal kriging have been tested in previous studies [AMANI & LEBEL, 1997; VISCHEL et al., 2011; GRALER et al., 2011]. Daily evolving variograms assumes the hypothesis of a relationship between precipitation amounts of day D and D-1 and information from the previous days is considered with a weight chosen by the user (10 % is used in this study). This is the method that was finally chosen to compute daily gridded precipitation at 27 km, 9 km and 3 km spatial resolutions, thus matching the resolution of the satellite and WRF model products that will be presented below in sections 1.2.4 and 1.2.5.

Tableau VIII.2 – Precipitation data used in this study, with their spatial and temporal resolution, and the accumulated amount precipitated over the upper Rio Santa watershed during the hydrological year 2012/2013. WRF and KED (corresponding to kriging data with external drift – daily evolving variogram) are at 3 different spatial resolutions (27, 9 and 3 km). TRMM is the TRMM3B42 product.

Product	Spatial Resolution	Temporal resolution used in this study			Annual precipitation over the watershed [m]
		Hourly	Daily	Yearly	
In Situ	Punctual	x	x		-
KED27	27x27 km ²		x	x	0.83
KED9	9x9 km ²		x	x	1.01
KED3	3x3 km ²		x	x	0.95
WRF27	27x27 km ²		x	x	2.91
WRF9	9x9 km ²		x	x	1.95
WRF3	3x3 km ²	x	x	x	1.97
TRMM	27x27 km ²		x	x	0.57

1.2.4. TRMM product

Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Multi-Satellite Precipitation Analysis (TMPA) products are available since 1998. This study makes use of the TRMM3B42 version 7 product, which provides precipitation data at a 3 hour time step from a combination of remote sensing observations (microwave imager, precipitation radar, visible and infrared scanner) and monthly in situ observations [HUFFMAN et al., 2007]; [HUFFMAN & BOLVIN, 2013]). This product will simply be referred to as TRMM in the rest of the study. The TRMM dataset covers a region between 50°S and 50°N, with a spatial resolution of 0.25° (approximately 27 km) (Table VIII.2). This product can be used for hydrological application in regions with scarce in situ data. Even though the TRMM mission was focused on the monitoring of tropical rainfall, it suffers from a number of drawbacks, the main being its poor time sampling reduced to one or two passage per day depending on the area considered. This causes a significant loss of information for short duration storms [ROCA et al., 2010; CONDOM et al., 2011; WARD et al., 2011]. The effect of these time sampling errors are reduced when aggregating in time [SCHEEL et al., 2011; MANTAS et al., 2015], but TRMM products still show significant biases in monthly values in the tropical Andes [CONDOM et al., 2011] as well as on solid precipitation [MAUSSION et al., 2014].

1.2.5. WRF simulation

In this study we use the high resolution simulations from the Weather Research and Forecasting (WRF) model version 3.4.1 [SKAMAROCK et al., 2005], that had only few application in the tropical Andes [MURTHI et al., 2011; OCHOA et al., 2014; SANABRIA et al., 2014]. The WRF is a nonhydrostatic model and uses a terrain-following vertical coordinate (sigma). The limited domain simulations are forced by boundary condition every 6 hours by the National Center for Environmental Prediction (NCEP) Final Analyses (FNL) Global Forecast System (GFS) with 1° of latitude and longitude horizontal resolution. Elevation dataset is from the USGS GTOPO30. A large tropical Andes domain

Tableau VIII.3 – Characteristics of the WRF simulations at the three different spatial scales.

	Simulation 1 WRF27	Simulation 2 WRF9	Simulation 3 WRF3
Horizontal resolution (km)	27	9	3
Domain	Tropical Andes	Rio Santa region	Rio Santa watershed
Configuration	Regional Simulation	One-way nesting	One-way nesting
Forcing	NCEP-FNL	WRF27	WRF9
Vertical Resolution	27 sigmas level	27 sigmas level	27 sigmas level
Run time step (s)	150	50	6
Outputs time resolution (h)	6	3	1

Tableau VIII.4 – List of the physical parameterizations used in the WRF simulations.

	Parameterizations	References
Clouds microphysics	New Thompson Scheme	THOMPSON et al., 2008
Radiation	Longwave : Rapid Radiative Transfer Model (RRTM)	MLAWER et al., 1997
	Shortwave : Dudhia Scheme	DUDHIA, 1989
	Cumulus parameterization	Grell-Devenyi ensemble Scheme
Planetary boundary layer	Yonsei University Scheme	HONG et al., 2006
	Wind topographic correction (opt 1)	JIMÉNEZ & DUDHIA, 2012
Land surface	Noah-MN (multi-physics)	NIU et al., 2011 ; YANG et al., 2011
Surface layer	MM5 similarity	PAULSON, 1970

was first delimited for simulations at a 27 km resolution (WRF27). Two sub-domains were then used for carrying out simulations at a 9 km (WRF9) and a 3 km (WRF3) resolution respectively, both being centered in the Santa river basin (Table VIII.3, Table VIII.4). WRF9 (WRF3) simulations are forced by the WRF27 (WRF9) simulations using a one-way nesting technique. The simulations begin in April 2012, the four first months being used as a spin-up period for producing one year of data to be compared to the KED and TRMM products.

Figure VIII.2 shows the boxes corresponding to each simulation domain, and Table VIII.3 lists the resolutions and coordinates of each configuration. Table VIII.4 lists the parameterizations used in the simulations. We use the Thompson microphysical scheme [THOMPSON et al., 2008], and the Grell-Devenyi ensemble scheme for the cumulus parameterization. We also use a topographic correction for surface winds, previously tested in a complex orography terrain of the Iberian Peninsula [JIMÉNEZ & DUDHIA, 2012]. The Noah-MP (Multi-physics) land surface model is used for the representation of land-atmosphere interaction processes [NIU et al., 2011 ; YANG et al., 2011]. Noah-MP is an extended version of the Noah land surface model with enhanced Multi-Physics option to address critical shortcomings in Noah for long-term soil state spin-up and snow modeling. In particular, this version of the Noah model has shown improvements in the representation of surface energy fluxes, snow cover and

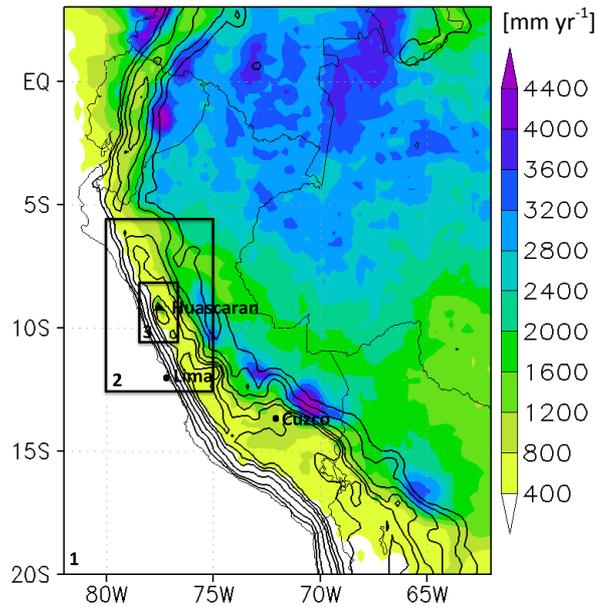


FIGURE VIII.2 – Annual precipitation [mm yr^{-1}] from TRMM2B31 for the hydrological year 2012/2013 (1st August 2012 to 31st July 2013). The 3 boxes indicate the WRF simulations domain. Box [1] for $27 \times 27 \text{ km}^2$; box 2 for $9 \times 9 \text{ km}^2$; box 3 for $3 \times 3 \text{ km}^2$. Topography contours are displayed every 500 m.

snow albedo treatment. The partitioning precipitation into rainfall and snowfall was set to option 2 ($opt_{snf} = 2$) using the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme which assumes all precipitation as snowfall when the air temperature is lower than the freezing point plus 2.2 K, and rainfall otherwise.

The over-estimation of precipitation is a frequent bias in numerical models [e.g. MEARNs et al., 1995], particularly in complex orographic regions. Preliminary tests of sensitivity with various WRF parameterizations (including different cumulus schemes, cloud microphysics, planetary boundary layer and land surface options) have been done in the tropical Andes at a 27 km horizontal resolution; a clear over-estimation of precipitation was observed with all these configurations and over all the domain, including the high mountain areas. The biases found with other configurations were almost similar to those of the configuration selected here in terms of the precipitation spatial distribution, and with quantitative differences more pronounced in the eastern slopes of the Andes and in the Amazon region rather than in high mountain zones like the Cordillera Blanca. The configuration finally retained for this study (Table VIII.4) has been selected because (i) it minimizes the positive precipitation bias in the tropical Andes above 3 500 m a.s.l., and (ii) it simulates correctly the spatial distribution of the precipitation in the region, including the zones of maximum precipitation situated in the Amazon basin and in the eastern slopes of the Andes (Fig. VIII.2), when compared with the TRMM2B31 data. At 3 km resolution, the Noah-MP option was found to decrease the precipitation over-estimation in the Cordillera Blanca and show a more realistic snow distribution when compared with previous observations.

1.3. Methods and criteria used for comparing the rainfall products

A total of seven gridded rainfall products are compared here, as described in Table VIII.2. These products differ from one another on two accounts : i) the type of information used (ground data, satellite data, atmospheric model) ; ii) the spatial resolution, ranging from 27 km corresponding to

the size of the TRMM satellite product grid mesh, down to 3 km, the finest resolution at which the WRF climate model was run. These seven gridded products are available at the daily scale which is the corner scale for the comparison carried out in this paper. While TRMM products and WRF simulations are inherently gridded, in situ data need to be interpolated in order to build grids at the three spatial resolutions : 27, 9 and 3 km.

1.3.1. Computation of daily precipitation grids from in situ data

The performance of the KED outputs is determined based on a "leave-one-out" cross validation procedure [LI, 2008]. It consists in leaving aside one measurement point at a time, and estimating the value at that point from the remaining 31 stations. The procedure is applied successively to each of the 32 measurement stations, allowing for computing the bias (Eq. VIII.1), the root mean square (RMSE) score (Eq. VIII.2) and the correlation coefficient, as follows :

$$bias = \sum_{i=1}^n \sum_{d=1}^m (\hat{P}_{i,d} - P_{i,d}) \quad (\text{VIII.1})$$

$$RMSE = \sum_{d=1}^m \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\hat{P}_{i,d} - P_{i,d})^2} \quad (\text{VIII.2})$$

Where $\hat{P}_{i,d}$ is the daily precipitation estimated at point i for day d , using all the other gauges, $P_{i,d}$ is the corresponding measured daily rainfall, n is the number of stations (32 when no missing data on day d) and m the number of days studied.

In the following, the gridded daily precipitation product at 27, 9 and 3 km spatial resolutions will respectively be referred to as KED27, KED9 and KED3 (see Table VIII.2 and Fig. VIII.3). Daily RMSE value is large (3.41 mm d^{-1}), compared to the mean daily precipitation over all stations (1.85 mm d^{-1}), and errors are reduced with aggregation on a yearly basis (RMSE of 271 mm yr^{-1} for an average in situ amount of 572 mm yr^{-1} for the 32 stations, and correlation coefficient of 0.78). In yearly values, kriging products will then be the basis of our comparison to TRMM data and WRF outputs. Despite some bias in the estimation of annual and daily rainfall, it is assumed that the most important spatial pattern is captured by KED.

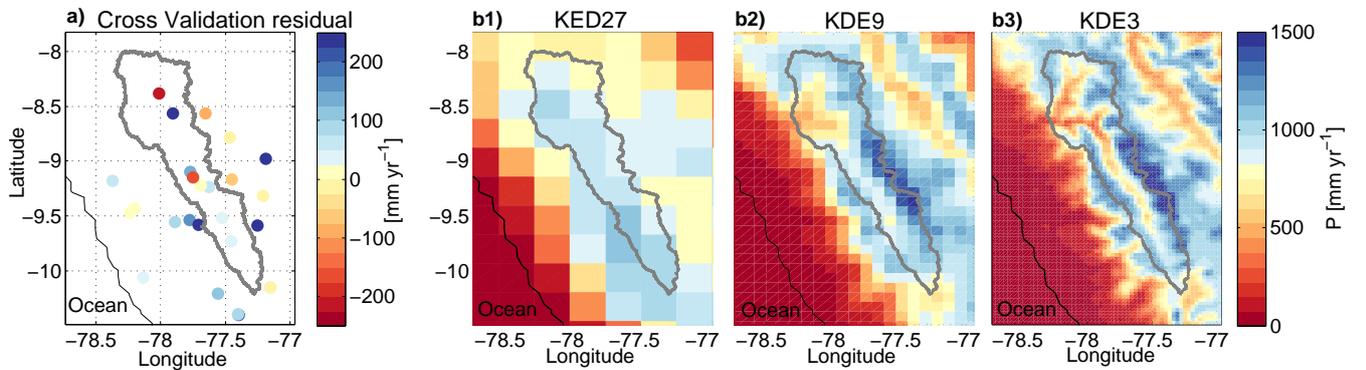


FIGURE VIII.3 – **a)** Cross validation residuals with in-situ yearly precipitation amount. **b)** Annual precipitation amount from KED interpolations at 27 (**b1**), 9 (**b2**) and 3 km (**b3**) spatial resolutions. Delimitation of the upper Rio Santa watershed is indicated in bold gray line. The coastline is also indicated in black.

1.3.2. Comparing the daily and annual precipitation products

Daily precipitation is defined as the accumulation of rainfall between 00 :00 :00 LT (Local Time) and 23 :59 :00 LT. An important point is that all gridded products suffer from weakness and thus, the aim of the comparison is to analyze differences between the products. The daily products are compared from three different standpoints : the statistical distribution of non-zero rainfall, the grid annual values and the seasonal cycle.

The frequency of daily precipitation at one location (one station or the grid mesh corresponding) was studied through the cumulative distribution function of the non-zero precipitation [SAMBOU, 2004] :

$$f(x) = -\log(1 - F(x)) \tag{VIII.3}$$

Where $F(x)$ is the cumulative frequency of the daily precipitation amount above 1 mm d⁻¹ and x is the daily precipitation (mm d⁻¹).

To assess the statistical performance of the 3 km resolution products against punctual in situ data at a daily time scale, the contingency table for rainfall/no rainfall was built (Table VIII.5). The bias score (BIAS – ratio of the number of rainy days simulated (A+B) over the number of rainy days observed (A+C)), false alarm rate (FAR – ratio of the number of rainy days incorrectly simulated (B) over the total number of rainy days simulated (A+B)), probability of false detection (POFD – ratio of the number of rainy days incorrectly simulated (B) over the number of days without rain in the observations (B+D)) and the frequently used Heidke Skill Score (HSS) (Eq. VIII.4, VIII.5 and VIII.6) were calculated.

$$HSS = \frac{S - S_{ref}}{1 - S_{ref}} \tag{VIII.4}$$

$$S = \frac{A + D}{N} \tag{VIII.5}$$

$$S_{ref} = \frac{(A + B)(A + C) + (B + D)(C + D)}{N^2} \tag{VIII.6}$$

Where N is the size of the statistical population, and A, B, C and D values are explained in Table VIII.5.

Tableau VIII.5 – Contingency table used to assess the statistical performances of the 3 km resolution products against punctual in situ data at a daily time scale. The B value corresponds for example to a day with no precipitation in the in situ data and precipitation > threshold mm d⁻¹ in the 3 km grid product.

		In Situ	
		Yes	No
3 km Grid Product	Yes	A	B
	No	C	D

A perfect product would have a BIAS of 1, a FAR of 0, a POFD of 0 and a HSS of 1. Annual grids were computed by temporal aggregation of the daily grids. In the aim to study the water balance in a purpose of hydrological applications, each product was evaluated in terms of volume of water precipitated over the area of the upper Rio Santa watershed, corresponding to the watershed limited by the outlet at Condorcerro (Fig. VIII.1). Finally, to evaluate the seasonal cycle of precipitation in one site, we used the temporal standard score S_t (Eq. VIII.7).

$$S_t = \frac{P_j^{\bar{1}0} - \langle P_j \rangle}{\sigma_j} \quad (\text{VIII.7})$$

Where $P_j^{\bar{1}0}$ is the running means of daily precipitation amounts over 10 days in one location, $\langle P_j \rangle$ and σ_j are the temporal average and standard deviation of the daily precipitation respectively.

It is important to mention that when comparing the performances at one location of the KED daily products with those of the TRMM and WRF, use is made of the cross-validation products, so that the local information is not taken into account, which would artificially advantage the ground product with respect to the satellite and model products.

1.3.3. Assessing the quality of the WRF3 hourly precipitation grids

To facilitate the comparison among all stations, the hourly precipitation amounts were normalized by dividing them by the mean of hourly values during the year. Few studies deal with hourly rainfall amounts from WRF modeling. In this study, we compared the timing of the precipitation peak from hourly rain gauge data and from WRF3 simulation outputs. Studying hourly data allowed us to see if short time processes governing precipitation in the Rio Santa valley are well represented in WRF3, considering there in situ hourly measurement as the reference.

1.4. Results

1.4.1. Frequency and intensities of daily precipitation amounts

In this section, we first analyze the statistics of daily precipitation, temporal scale for which all the 8 products are available (Table VIII.2), and presented them for the Corongo location (n° 2 in Table VIII.1 and Fig. VIII.1). This station, located in the northern part of the Rio Santa watershed was selected because it is representative of the 16 stations located inside the upper Rio Santa catchment in terms of precipitation areal averaging effect, except when comparing the differences between the three different spatial resolution products of WRF. In a second part, we studied daily precipitation occurrences based on the contingency table indices (see section 1.3, Table VIII.5) for all stations located in the Sierra area. Figure VIII.4 shows the cumulative frequency of daily precipitation above 1 mm d⁻¹ for the Corongo location comparing (i) the three spatial resolutions of WRF (Fig. VIII.4a); (ii) the three spatial resolution of KED (Fig. VIII.4b); (iii) comparing TRMM, WRF and KED products at 27 km (Fig. VIII.4c); (iv) comparing WRF and KED products at 3 km spatial resolution versus in situ punctual data (Fig. VIII.4d). The number in the box of each graph represents the number of days with precipitation over 1 mm d⁻¹ ($n_{p>1}$) for each product. Regarding KED data, the three spatial resolutions have few differences that can also be seen in the number of $n_{p>1}$ (Fig.

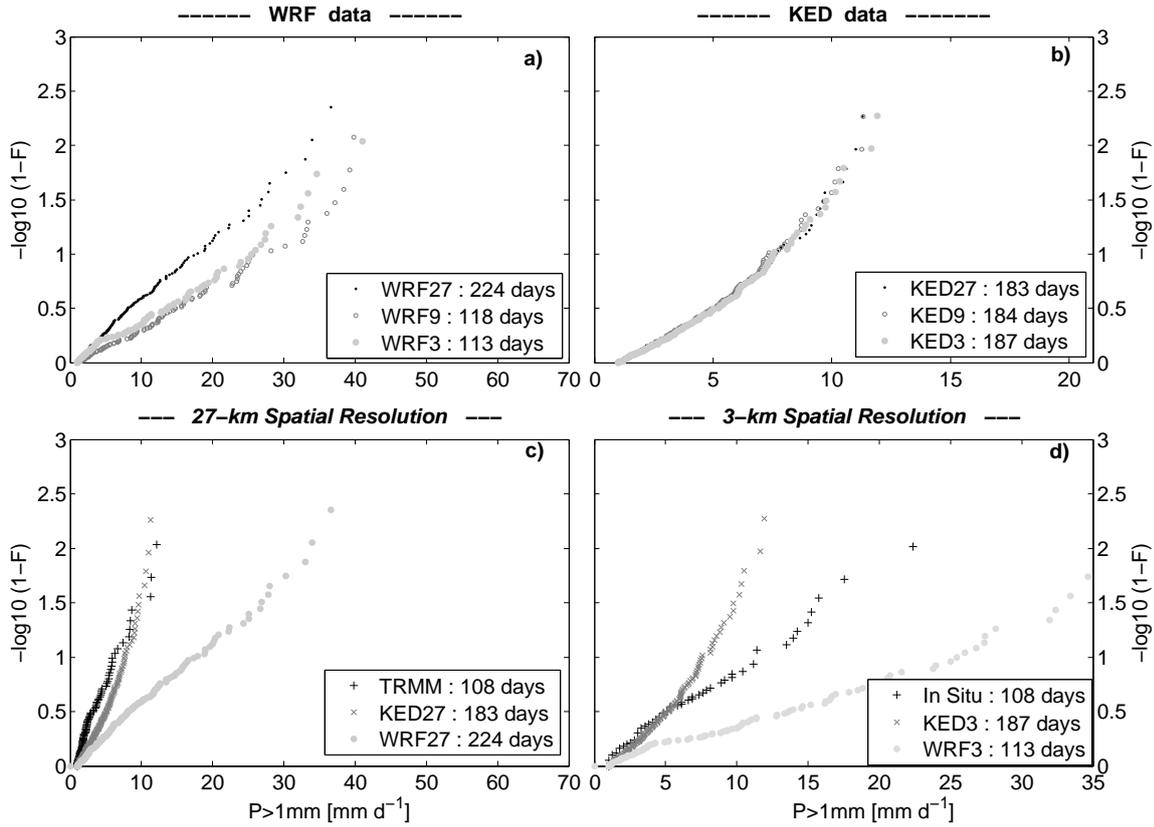


FIGURE VIII.4 – Frequency diagram of Corongo (station n°2) daily precipitation data $> 1 \text{ mm d}^{-1}$ for WRF outputs (a) and KED products (b) at three different spatial resolutions, and for all products at 27 km (c) and 3 km spatial resolution (d). Numbers in the bottom right corner indicates the number of days with precipitation $> 1 \text{ mm d}^{-1}$ for each dataset.

VIII.4b). Concerning the 27 km spatial resolution, KED27 and TRMM are more similar to each other compared to WRF27 (Fig. VIII.4c), despite an underestimation of $n_{p>1}$ for TRMM (108 days) compared to KED27 (183 days). WRF3, as WRF27 (Fig. VIII.4d) do not correctly reports daily precipitation amounts, with stronger values compared to the other datasets. In this comparison, KED3 seems to underestimate daily precipitation amounts and overestimate $n_{p>1}$ in light of in situ data, but this can be related to a resolution effect between 3 km resolution grid and punctual measurement.

Noting that WRF products are unrealistic in term of daily precipitated quantities we will now evaluate its performances in term of occurrence, a notion that is essential in glacio-hydrological studies. This can be seen in the results of the contingency table and is studied comparing KED3 and WRF3 with in situ data for different daily precipitation threshold in Fig. VIII.5. The results are shown for the Sierra region, but are similar for the Cordillera Negra and Marañon area.

WRF3 largely overestimate the number of strong daily precipitation, which can be linked with the overestimation of the product (Fig. VIII.4d). The FAR, POFD and HSS show that there is an important improvement considering only precipitation above 1 mm d^{-1} in KED3 and that the number of daily precipitation between 0 and 1 mm is largely overestimated by this product (Fig. VIII.5bcd). POFD can be seen as an inter-comparison indicator as it doesn't depend on the number of predicted events. Above 1 mm d^{-1} , KED3 is then a better estimator of precipitation occurrence compared to WRF3. However, we faced the same spatial resolution problem as above, when comparing 3 km mesh grid and in situ data for low precipitation amounts. HSS indicates that daily precipitation in KED3

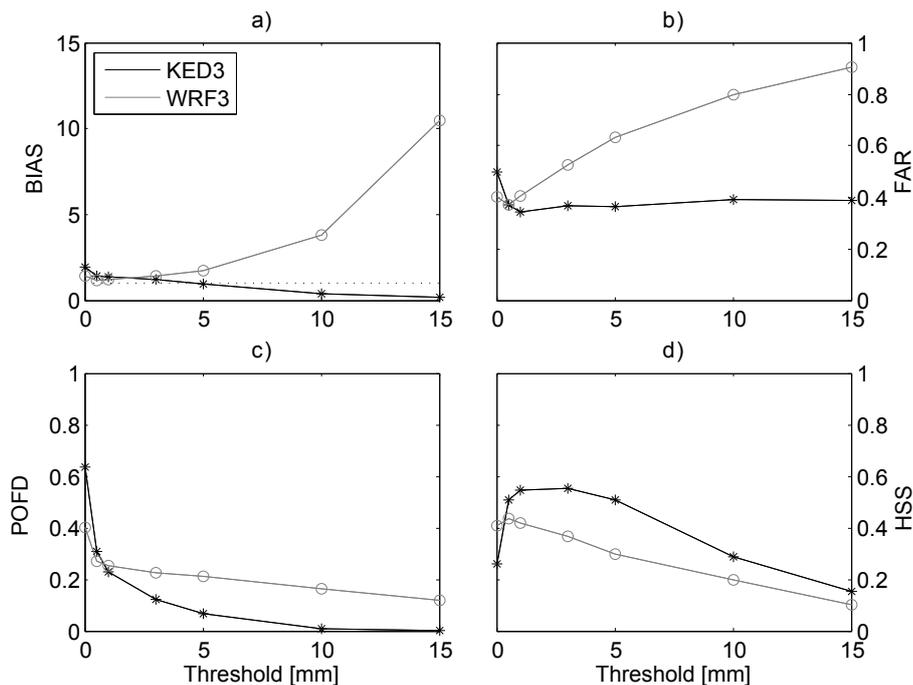


FIGURE VIII.5 – Daily precipitation indices (BIAS (a), False Alarm Rate (b), Probability Of False Detection (c) and Heidke Skill Score (d)) calculated for KED3 (black) and WRF3 (gray) against rain gauges precipitation data located in the Sierra area. Scores have been evaluated for several daily precipitation thresholds : 0.1, 0.5, 1, 3, 5, 10 and 15 mm.

is in better accordance to in situ data than WRF3, with few rainy days well predicted in WRF3. Although we noted a spatial resolution effect for daily precipitation quantities under 1 mm d^{-1} , KED3 appears as a good estimate of precipitation in terms of daily average quantities and occurrences and will be considered later as a basis of comparison between different gridded products.

1.4.2. Precipitation at annual scale and its seasonal cycle

1.4.2.a. Annual cumulated precipitation amounts during the hydrological year 2012-2013

The estimations of the annual precipitation over the upper Rio Santa catchment (about $10\,000 \text{ km}^2$) for the 27 km resolution, range from 570 mm yr^{-1} for TRMM to $2\,910 \text{ mm yr}^{-1}$ for WRF27 (and 830 mm yr^{-1} for KED27) (Table VIII.2). Thus, even at this large integrative scale, the 27 km products display large discrepancies. KED annual rainfall is 15% larger at the 3 km resolution (950 mm yr^{-1}), compared to the 27 km resolution, while the diminution is of 30% for WRF ($1\,950 \text{ mm yr}^{-1}$ versus $2\,910 \text{ mm yr}^{-1}$). Figure VIII.6 shows those annual precipitation amounts for all different products used in this study. Even though the KED3 estimate is certainly not devoid of bias, it is clear that WRF overestimates rainfall. WRF products, compared to KED, shows more spatial variability in precipitation amounts in both 3 km and 9 km resolutions, with stronger altitudinal gradient. TRMM and KED27 are closer along the Rio Santa valley, as they both incorporate rain gauges data. However, on the Marañon watershed side, TRMM integrates the tropospheric flows from the Amazonian lowlands, compared to KED27 which ground observations are under sampled over this area. Although coarse resolution products (TRMM and WRF27) do not provide acceptable rainfall grids for hydrological applications in complex topography area because of their lack of representation of the finer spatial

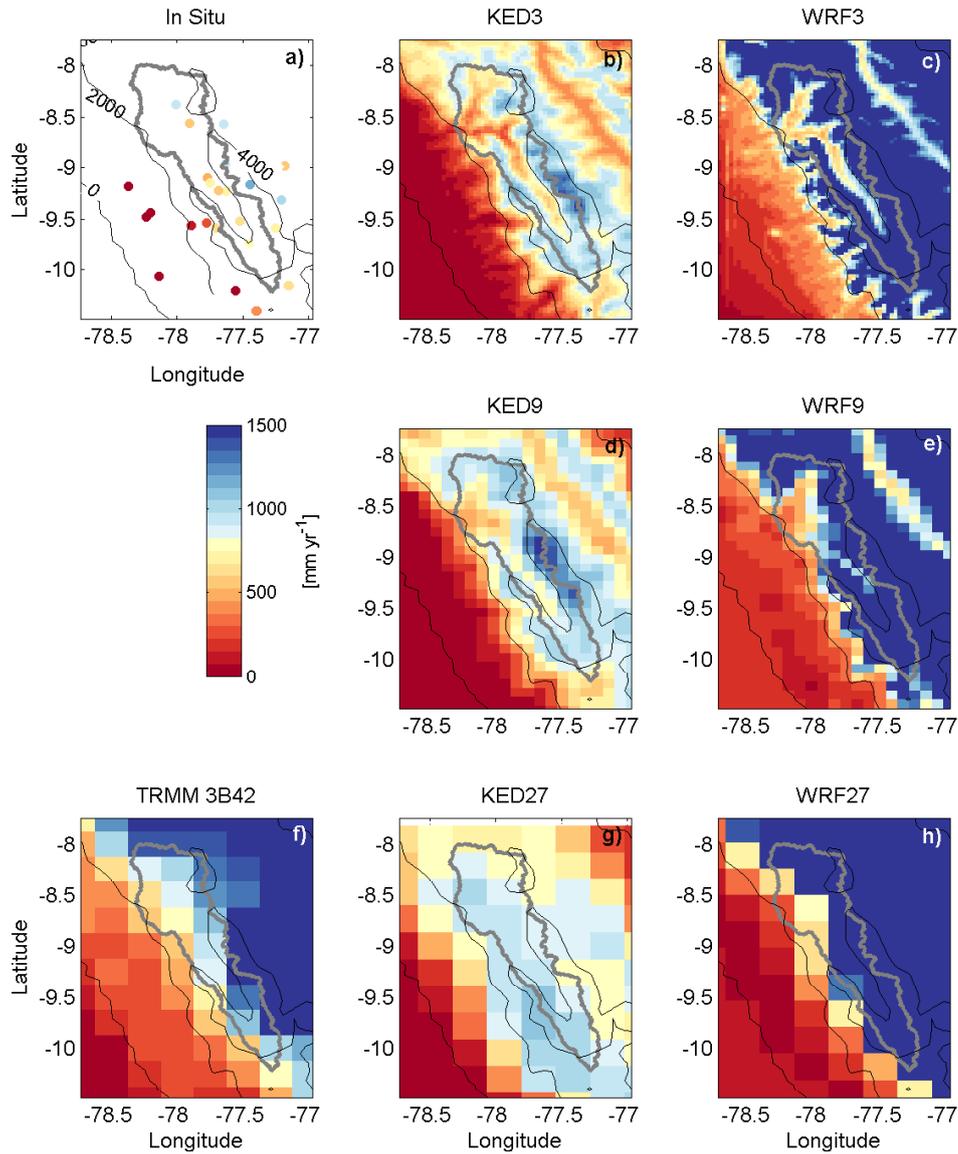


FIGURE VIII.6 – Annual precipitation amounts for all products. Altitudinal contours of WRF9 are drawn every 2 000 meters (altitudes indicated in a)). Delimitation of the upper Rio Santa watershed is in bold gray line.

pattern, they are not totally useless at this annual scale. They correctly represent the longitudinal precipitation gradient between the humid and rainy condition of the Amazon plain, the orographic influence of the Cordillera Blanca and the dry and cold Pacific coast conditions (Fig. VIII.6fh). Those products may thus be used as indicators of spatial precipitation pattern for the study of long term trends in precipitation (that are costly to generate with WRF3, and not available with KED, because half of the gauge network was installed only in 2012).

1.4.2.b. Orographic influence at 9 and 3 km spatial resolution

Field data are too remote, with no measurement at high altitude to provide information on the altitudinal gradient of precipitation. On a longitudinal transect near the Huascarán peak, we observed important differences in annual precipitation amount and spatial pattern between KED products and WRF outputs (Fig. VIII.7b and c). At very high altitude, we compared precipitation to accumulation data measured at 5 100 m a.s.l. on the Artesonraju glacier (station n°5 from Table VIII.1 and Fig.VIII.1). We can observe in Fig. VIII.7c that KED3 and KED9 products suffer from one major

impediment : in regions of low gauge density, the spatial pattern will be solely driven by the altitude, not taking into account the effect of local slopes and orientation. As a consequence daily rainfall maxima produced by KED are located over the summits, whereas it is well known that these maxima are rather located on the slopes, as correctly simulated by WRF3 (Fig. VIII.7b). The only area with less precipitation in WRF3 compared to WRF9 is the upper zone of the Cordillera Blanca mountain range, near the highest peaks (Fig. VIII.7b). In WRF3, the altitudinal variation is greater than in WRF9 with summit reaching 5 000 m a.s.l., the spatial resolution is finer, and in this configuration, the orographic processes on the eastern slopes of the Andes is more pronounced and correctly represented at the 3 km spatial resolution.

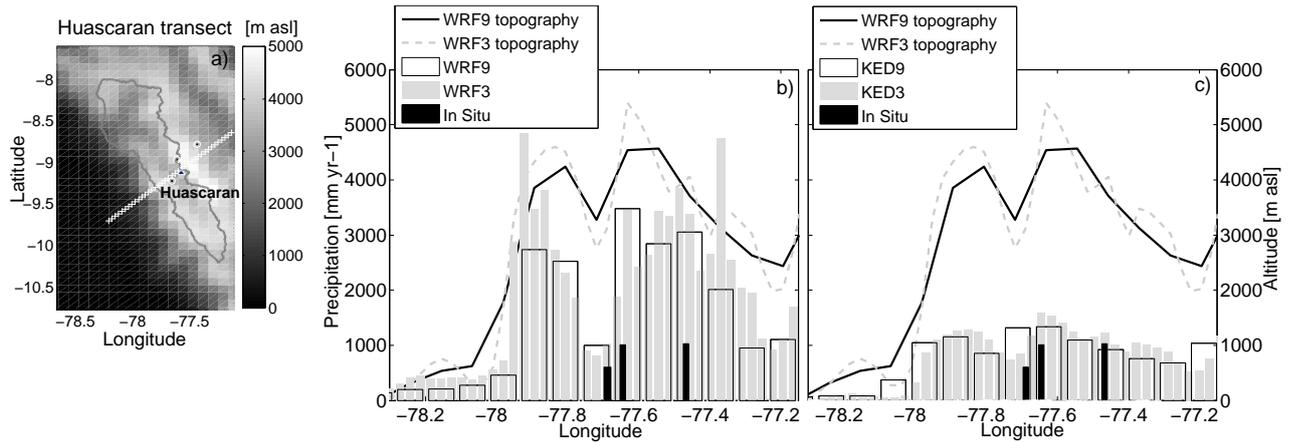


FIGURE VIII.7 – Annual precipitation along a longitudinal transect (white crosses in **a**). Black bars in **b** and **c**) corresponds to measured precipitation or accumulation. Elevation at 9 km spatial resolution is in solid black line, at 3 km in dotted gray line. WRF9 (empty bars) and WRF3 precipitation (light gray) are plotted in **b**). KED9 (empty bars) and KED3 precipitation (light gray) are plotted in **c**).

1.4.2.c. Seasonal changes along the Rio Santa valley

The annual cycle is presented in detail for cells corresponding to three stations located along the Rio Santa valley : Corongo (station n°2), Shilla (station n°12) and Shancayan (station n°16) (Fig. VIII.1, Table VIII.1), as these three stations are representative of others located in the Sierra area. Day 1 in Fig. VIII.8 corresponds to the beginning of the hydrological year, the 1st of August 2012. The upper panels (Fig. VIII.8 abc) correspond to the three products available at the 27 km spatial resolution (TRMM, KED27, WRF27). During the dry period, between day 1 and 50, and 300 to 350, TRMM largely overestimates precipitation amount for Shilla (Fig. VIII.8b). The percentage of ice-covered area in the mesh corresponding to Shilla station is up to 10%, while it is less than 0.5% for the meshes of Corongo and Shancayan. Error in dry season for Shilla can be seen as a poor consideration of ice covered surface in TRMM algorithm, as ice on the ground scatter energy in a similar way as precipitation drops in the atmosphere [YIN et al., 2004]. Temporal trends of KED27 and WRF27 are similar, with occasional shifts of few days in heavy rainfall events (for example between day 200 and 230 for Corongo station, Fig. VIII.8a).

Concerning the finer spatial resolution (Fig. VIII.8def), KED3 and in situ data have strong similarities for the 3 stations and that confirms the use of the 3 km spatial resolution to compare gridded data with in situ punctual data. Regarding WRF3, intensities of precipitation peaks are false

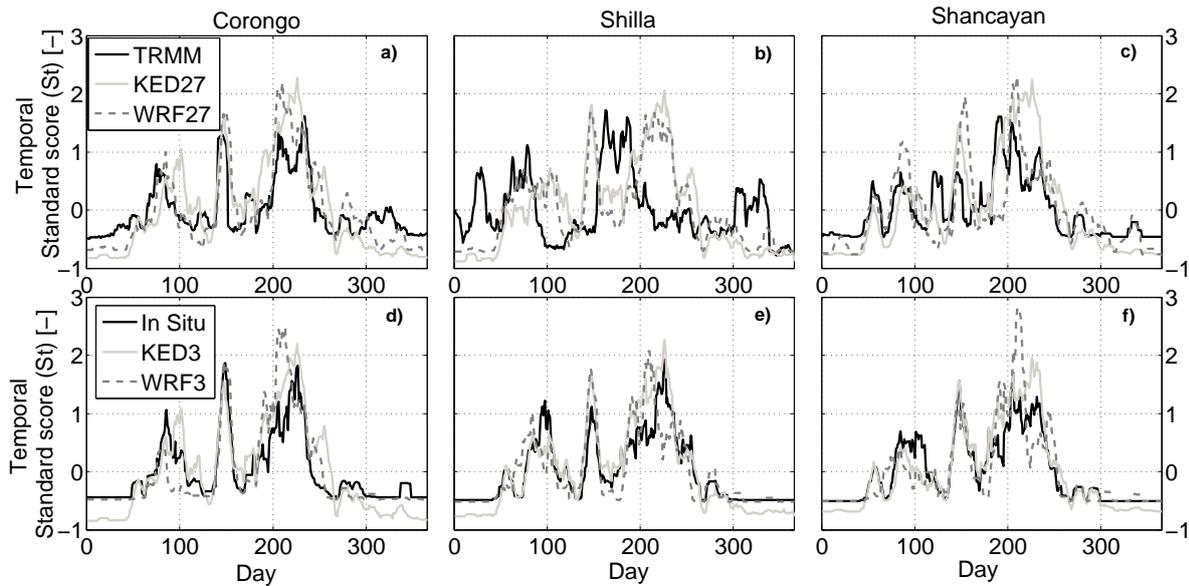


FIGURE VIII.8 – Temporal Standard score of running means of daily precipitation amounts aver 10 days for three stations along the Rio Santa valley, for 27 km (a-b-c) and 3 km (d-e-f) spatial resolution. Gray line is for KED, dotted line for WRF, and dark line either for TRMM (upper panels) or in situ (lower panels). Day 1 corresponds to the 1st of August 2012.

in the heart of the rainy season, but the temporal distribution remains close to that of rain gauges precipitation.

1.4.3. Diurnal cycle of precipitation along the Rio Santa valley

Half of the rain gauges available over the region of study are daily-reading stations ; the network of recording rain gauges is consequently too sparse and too unevenly distributed to permit the computation of relevant rainfall grids at sub-daily scale. WRF3 thus remains the only product able to account for the diurnal cycle of precipitation by providing hourly rainfall grids (even though TRMM3B42 is available at a 3-hourly time step, the fact that the satellite overpasses the studied area only once or twice daily makes it difficult to trust its accuracy for sub-daily time scales). This is important since the diurnal cycle in a glaciological context controls the precipitation phase and consequently the surface albedo (one strength of WRF is that it produces liquid as well as solid precipitation).

In situ data at Corongo (station n°2), Shilla (station n°12) and Shancayan (station n°16), display a clear precipitation peak in the late afternoon, between 16 :00 :00 LT and 19 :00 :00 LT (Fig. VIII.9). This diurnal cycle is also observed in WRF3 outputs, somewhat less pronounced, and despite a slight lag observed in both stations. Looking at the diurnal cycle of precipitation at a regional scale (Fig. VIII.10), the peak hour of precipitation occurs later in the bottom of the Rio Santa valley (dark green for altitudes below 4 000 m a.s.l., around 19 :00 :00 LT) than in the surrounding mountains (light green color, around 17 :00 :00 LT). A lack of hourly information at high altitude does not help to valid these hourly processes with observations, but they corresponds to orographic processes well documented (valley and mountain breezes) [BIASUTTI et al., 2012 ; BARROS, 2013]. In the afternoon, moisture is transported to the peaks by anabatic winds. At the beginning of the night, moisture downs into the valley with katabatic winds. In a physical climate model like WRF, the representation of thermal and orographic circulations theoretically benefits from a finer resolution [JIMÉNEZ et al.,

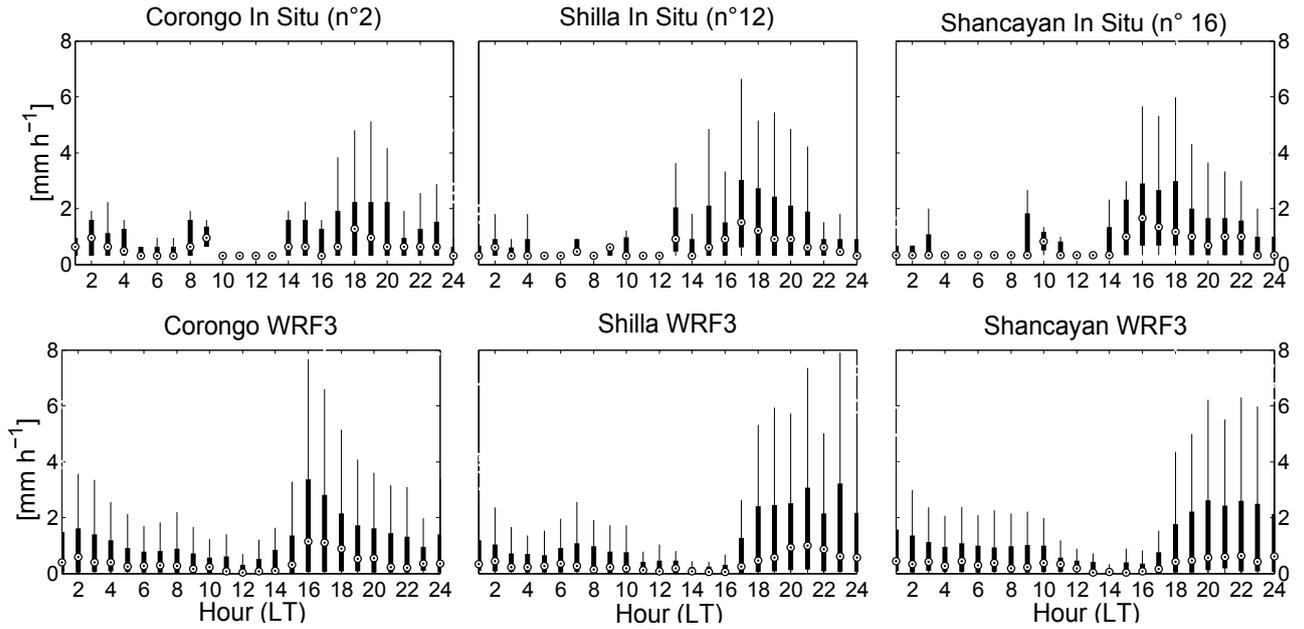


FIGURE VIII.9 – Box plot of hourly precipitation amounts normalized by the mean of hourly data during one hydrological year (August 2012 – July 2013) for three rain gauges along the Rio Santa valley (Corongo, Shilla and Shancayan). In situ data are plotted in the upper panel, while WRF3 outputs are plotted in the lower panels.

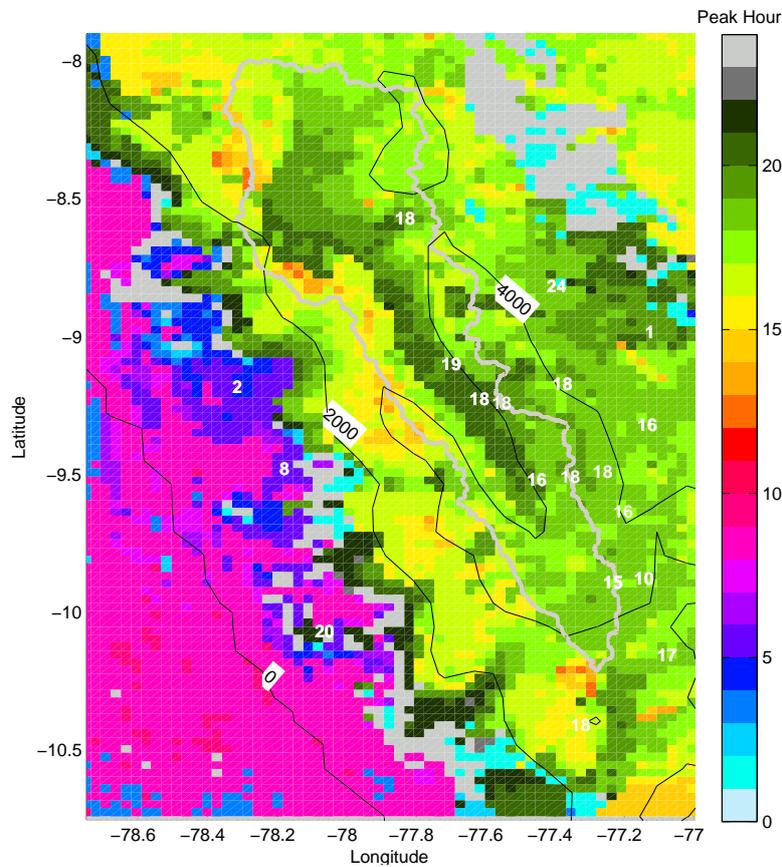


FIGURE VIII.10 – Peak hour of precipitation in WRF3. White numbers correspond to peak hour for the in situ data. The altitude of WRF9 is drawn every 2000 meters (black lines). Delimitation of the Rio Santa watershed is in white.

2013; WECKWERTH et al., 2014], and mountain-valleys breezes seem to be accurately estimated for the 3 km resolution runs.

1.5. Summary and Conclusions

Over the past 40 years the warming climate of the tropical Andes has led to a significant melting of the glaciers, impacting the hydrological cycle to an extent that remains to be assessed, both for present and for future times. One obstacle in doing so is our limited ability to evaluate properly the precipitation falling over high altitude catchments if only because of the difficulties for installing and maintaining sufficiently dense in situ networks. In addition, the rough topography generates strong spatial gradients that are very challenging to sample. In such a context, remote sensing and modeling look as attractive means for complementing the information provided by in situ measurements. With this in mind, this paper has presented a comparison of rainfall products based on three different sources of information : rain gauge measurements, satellite imagery and atmospheric model outputs. While TRMM3B42 is a widely used standard, making it a natural candidate to represent the family of satellite rainfall products, there is a larger range of possibilities for selecting a ground based product and an atmospheric model product. Preliminary tests, the results of which are not detailed in this paper, were used to finally select kriging with external drift interpolation (KED) as a typical ground based product, the external drift being the altitude. As for atmospheric models, the retained product is made of WRF simulations, WRF being run in a configuration minimizing the differences between the observations and the model outputs over the Cordillera Blanca.

The TRMM3B42 product having a resolution of 27 km ; the same resolution was thus used for the computation of coarse rainfall grids from gauge measurements and for WRF simulations (WRF27). Then gauge rainfall grids and WRF simulation were also produced at the finer resolutions of 9 km (WRF9) and 3 km (WRF3). This makes a total of seven gridded precipitation products that were computed and inter-compared over the region of the Rio Santa in Peru, a highly glaciated catchment and the second largest river flowing from the tropical Andes to the Pacific.

Each process leading to the computation of gridded rainfall products has its own weaknesses : interpolation errors for the rain gauge products, indirect measurement of rainfall for the satellite products, sub-mesh parameterization for the WRF outputs. Therefore none of them can be taken as an undisputable reference, whether be in term of quantities or in terms of occurrence. This is why the performances of each product were assessed from a double perspective. A comparison with measured on site data was carried out when relevant (diurnal and seasonal cycle, statistics of rainfall occurrence), while the ability of each product to reproduce some well-known spatial features of precipitation fields at various time scales (from annual down to daily) was analysed when no obvious quantitative reference could be used.

In line with the results of other studies, WRF27 simulations are found to be totally unrealistic in terms of annual quantities. WRF9 and WRF3 simulations are better in this respect but still largely overestimate the annual total, with WRF9 being in addition unable to catch properly the details of the spatial pattern, that are well restituted by WRF3. This shortcoming of WRF9 can be explained by its resolution that is still too coarse to reproduce correctly the orographic influence, because a

number of key features are smoothed out (for instance, grid meshes reaching altitudes above 5 000 m a.s.l. are found in the WRF3 topography, which is not the case in the WRF9 topography).

TRMM, with its coarse spatial resolution of 27 km, performs poorly over ice covered surfaces, because ice on the ground behaves in a similar way as rain or ice drops in the atmosphere in term of scattering the microwave energy [YIN et al., 2004]. Using TRMM in glaciated mountain ranges should thus be avoided, especially at small time scales where spatial error compensation does not occur, as it might do when averaging annual totals over large areas. On the other hand, TRMM might provide some useful information over the low lands in the Amazonian side of the Andes as already mentioned by LAVADO-CASIMIRO et al. [2009].

Coarse resolution products (TRMM and WRF27), however, correctly represent the large spatial gradient between the humid Amazonian lowlands and the dry Pacific coast and their long term precipitation series can thus be used to study the interannual variability of the spatial patterns at large regional scale and possible long term trends linked to climate change.

Comparing the diurnal cycle of the hourly WRF3 simulations with observations in meshes containing one recording rain gauge leads to the conclusion that this diurnal cycle is fairly realistic. Of course the default of the large overestimation of precipitation by WRF3 prevents from using directly the WRF3 grids as inputs to hydrological models. The challenge is thus to combine the hourly temporal distribution of precipitation in WRF3 with more accurate precipitated amounts. In this respect, one path to explore is to use the WRF3 diurnal cycle for disaggregating the KED daily grids.

A more general conclusion is that the topography and the associated rainfall gradients are too steep in this region for rainfall products at the spatial resolution of either 9 or 27 km to provide good rainfall estimates and good rainfall spatial patterns for glacio-hydrological purposes. Moreover, due to a poor sampling at high altitudes, kriging with external drift does not take into account local slope and orientation effects as the spatial pattern is solely driven by altitude. In summary, combining the daily rain gauge measurements with the spatial patterns generated by WRF3 appears as promising way for building daily rain fields. There are several techniques to do so, one being to use the WRF3 rain field, instead of the topography, as the external drift when interpolating the in situ measurements with a KED technique.

Acknowledgements

This study was performed thanks to the IRD (French Research Institute for Development) and the IRD program LMI-GREATICE. Field work was carried out in cooperation with the UGRH and the UNASAM. We are grateful to all those who took part in those field campaigns. Gratitude is expressed to the Senamhi (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú), to Waldo Lavado, to the UGRH and to the UNASAM-CIADERS project for making stations data available. We also warmly thank our Peruvian colleagues Ken Takahashi and Jhan Carlo Espinoza from the IGP (Instituto Geofísico del Perú) who participated in the development and improvement of this work. We are grateful to Dr Maussion and an anonymous reviewer who made constructive and detailed comments, which helped improve the manuscript.

2. Synthèse des résultats

L'étude et la comparaison de sept produits grillés de précipitations sur la zone d'étude a permis de mettre en évidence les forces et les faiblesses de chaque jeu de données.

L'intérêt du produit TRMM est d'avoir une chronique de données sur plusieurs années, pour évaluer l'évolution régionale des précipitations et du fort gradient horizontal entre la plaine amazonienne humide et la zone côtière Pacifique sèche. Cependant, ce produit ne devrait pas être directement utilisé dans des études de modélisation glacio-hydrologiques car il surestime les précipitations en saison sèche et ne représente pas correctement le cycle saisonnier de cette variable au niveau des zones englacées.

À la résolution de 3 km, WRF restitue correctement le patron spatial des précipitations. Des études de sensibilité ont montré que différentes paramétrisations du modèle montraient cependant toutes des cumuls de précipitations largement trop élevés. Le cycle diurne des précipitations, marqué dans la vallée du Rio Santa, est correctement reproduit par les sorties de WRF3, seule résolution à laquelle des données horaires sont disponibles. L'intérêt du modèle climatique est de prendre en compte les principales circulations atmosphériques, notamment en terrain complexe, et ainsi de reproduire correctement le cycle saisonnier des précipitations sur la zone du bassin versant du Rio Santa.

Le produit de données interpolées $KED_{Altitude}$, qui est présenté dans cet article, montre des cumuls de précipitations à haute altitude très élevés aux trois résolutions spatiales étudiées. Ainsi, un accroissement constant des précipitations est observé jusqu'aux plus hauts sommets de la Cordillère Blanche, lié à un manque de station de mesure au-dessus de 3 800 mètres. C'est un biais important dont on cherchera à évaluer l'influence lors de son utilisation comme variable de forçage du modèle glacio-hydrologique. De plus, le krigeage, sur la zone d'étude élargie de 84 000 km², souffre d'un sous-échantillonnage dans la partie nord-est, proche du bassin amazonien, ce qui ne lui permet pas de capter les flux d'humidité en provenance de cette zone. Ainsi, KED avec l'utilisation de l'altitude comme dérive externe est un bon interpolateur, mais ne permet pas de prendre en compte la variabilité spatiale des précipitations aux différentes échelles, synoptique à locale. Pour ce faire, une solution serait d'utiliser la direction d'écoulement du vent, fournissant des indications sur les entrées d'humidité en provenance du bassin amazonien. Cependant, on approche des limites d'utilisation du krigeage si on souhaite introduire des variables complexes et spatio-temporellement hétérogènes telles que la vitesse ou la direction du vent. Dans ce cas, la modélisation physique atmosphérique de WRF est un bon complément des mesures in situ, spécialement dans les régions de fortes variabilités spatiales des précipitations associées à une topographie complexe et un gradient horizontal important. Dans le cas de notre étude, le fait d'utiliser un variogramme à évolution quotidienne permet de prendre en compte de manière indirecte la structure spatiale des précipitations, en lien avec la direction des écoulements atmosphériques, et donnent de bien meilleurs résultats que l'utilisation d'un variogramme moyen (cf. section 1.2 du chapitre suivant).

Constitution de nouvelles chroniques de précipitations

Dans le précédent chapitre, nous avons observé que malgré une surestimation importante des cumuls de précipitations, les sorties du modèle climatique régional WRF fournissent des indications essentielles en ce qui concerne la saisonnalité et le cycle diurne des précipitations en tous points du bassin versant. L'interpolation des données in situ nous a permis de produire des cartes de précipitations journalières. Cependant, la faible densité du réseau de mesures au pas de temps horaire ne nous permet pas l'application d'un krigeage à une telle résolution temporelle. La modélisation glacio-hydrologique nécessite des données au pas de temps infra-journalier, dans le but par exemple de représenter l'évolution temporelle horaire de l'albédo des surfaces glaciaires. La question qui se pose alors et que l'article présenté au chapitre précédent évoque en conclusion, est la création d'un jeu de données de précipitations au pas de temps horaire utilisant les avantages de chaque jeu de données de précipitations disponibles. Nous allons détailler dans ce chapitre la création de nouveaux jeux de données de précipitations qu'il sera possible d'intégrer dans le modèle hydrologique DHSVM (cf. Partie IV).

1. Krigeage de données journalières

Dans l'article présenté au chapitre VIII, l'algorithme géostatistique du krigeage avec dérive externe (KED) est appliqué à l'estimation spatiale des précipitations journalières, avec comme co-facteur les valeurs d'altitudes sur une grille de 3 km de résolution spatiale. La faible densité du réseau sur les zones de haute altitude ($> 4\,000$ m) ne permet cependant pas d'obtenir un produit de précipitations qui tient compte de l'influence orographique, avec des cumuls qui devraient être plus importants sur les pentes que sur les sommets [BARROS, 2013]. Afin d'améliorer l'estimation des précipitations sur les zones hautes, et sachant que le patron spatial des précipitations de WRF3 représente correctement l'effet orographique, nous allons appliquer un krigeage, avec les cumuls annuels de précipitations de WRF3 comme dérive externe. Les paragraphes suivants présentent les résultats de différentes méthodes d'interpolation testées, ainsi que le choix du krigeage avec dérive externe et les quatre jeux de données sélectionnés pour la suite de l'étude, à savoir la partie de modélisation glacio-hydrologique.

1.1. Choix de la méthode d'interpolation en valeurs annuelles

Comme décrit dans l'article (chapitre VIII), l'interpolation spatiale est effectuée à partir de 32 stations. Les valeurs annuelles sont obtenues par agrégation des valeurs journalières. Toutes les méthodes décrites dans le chapitre II en section 3.1 ont été appliquées pour obtenir des cartes de cumuls annuels de précipitations. La méthode d'interpolation est sélectionnée en appliquant la méthode des moindres carrés aux résultats de la validation croisée. Cette méthode est appliquée en comparant la mesure in situ avec une valeur interpolée de manière ponctuelle (en considérant donc les coordonnées spatiales exactes de la station). La période d'étude est l'année hydrologique 2012/2013.

Deux produits issus d'un KED sont présentés en valeurs annuelles, différenciés par la variable utilisée comme dérive externe : l'altitude pour un produit, les cumuls annuels de WRF3 pour un autre. Un modèle de variogramme sphérique (qui est le meilleur modèle au vu de la validation croisée) a été utilisé lors du krigeage (figure IX.1). Une interpolation ponctuelle est utilisée lors de la validation croisée, mais par la suite un krigeage par blocs est appliqué pour obtenir des valeurs de précipitations régionalisées sur un maillage de 3x3 km². C'est à dire que l'interpolation n'est pas réalisée d'un point à un point, mais de valeurs ponctuelles vers des surfaces. On utilise alors l'intégrale des fonctions de base sur le maillage souhaité en sortie.

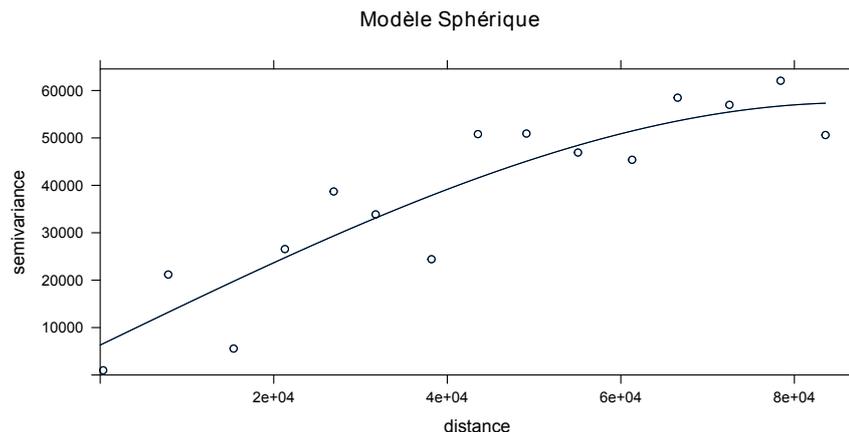


FIGURE IX.1 – Modèle de variogramme sphérique.

Tableau IX.1 – Résultats de la validation croisée pour différents types d'interpolation en valeurs annuelles. RL correspond à la régression linéaire, utilisant uniquement sur les coordonnées (RLxy) ou bien avec ajout de l'altitude ou des cumuls de WRF3. KU : Krigeage Universel. KED : Krigeage avec Dérive Externe.

Méthode	Corrélation (r)	RMSE [mm]
Inverse de la distance	0,75	233
RLxy	0,73	207
RLxy - Altitude	0,88	150
RLxy - Cumuls WRF3	0,85	183
KU	0,81	201
KED _{Altitude}	0,91	142
KED _{WRF}	0,87	173

Les résultats de la validation croisée sont présentés dans le tableau IX.1. Les cartes de précipitations annuelles sur la période août 2012/juillet 2013 (figures IX.2 et IX.3) montrent des disparités importantes entre les différentes méthodes d'interpolation. Nous observons tout d'abord que l'utilisation de l'altitude ou des cumuls de WRF permet d'obtenir un patron spatial beaucoup plus hétérogène pour le champ de précipitations, dans lequel nous pouvons observer la vallée du Rio Santa et l'influence de la topographie sur les précipitations. Ces améliorations sont aussi visibles à travers l'augmentation du coefficient de corrélation et la diminution du RMSE (tableau IX.1). En ce qui concerne les résultats du krigeage avec dérive externe, KED_{Altitude} donne de meilleurs résultats au regard des indices de la validation croisée. Cependant, ces indices sont calculés uniquement aux stations de mesure. Nous avons vu précédemment (chapitre VIII) que le réseau montre un sous-échantillonnage sur les zones de hautes altitudes, pour lesquelles les indices de la validation croisée ne sont donc pas représentatifs. De plus, sur les zones hautes, la validation croisée utilise les mesures d'accumulation des glaciers d'Artesonraju et de Yanamarey, avec des incertitudes plus importantes que sur les mesures de précipitations. Nous détaillerons alors dans ce qui va suivre un KED, utilisant les cumuls annuels de WRF3 comme dérive externe, et un modèle de variogramme sphérique (qui est le meilleur ajustement entre la courbe théorique et la courbe expérimentale). L'intérêt d'utiliser les cumuls annuels de WRF3 comme dérive externe est de profiter de la correcte représentation physique des phénomènes orographiques de précipitations du modèle WRF.

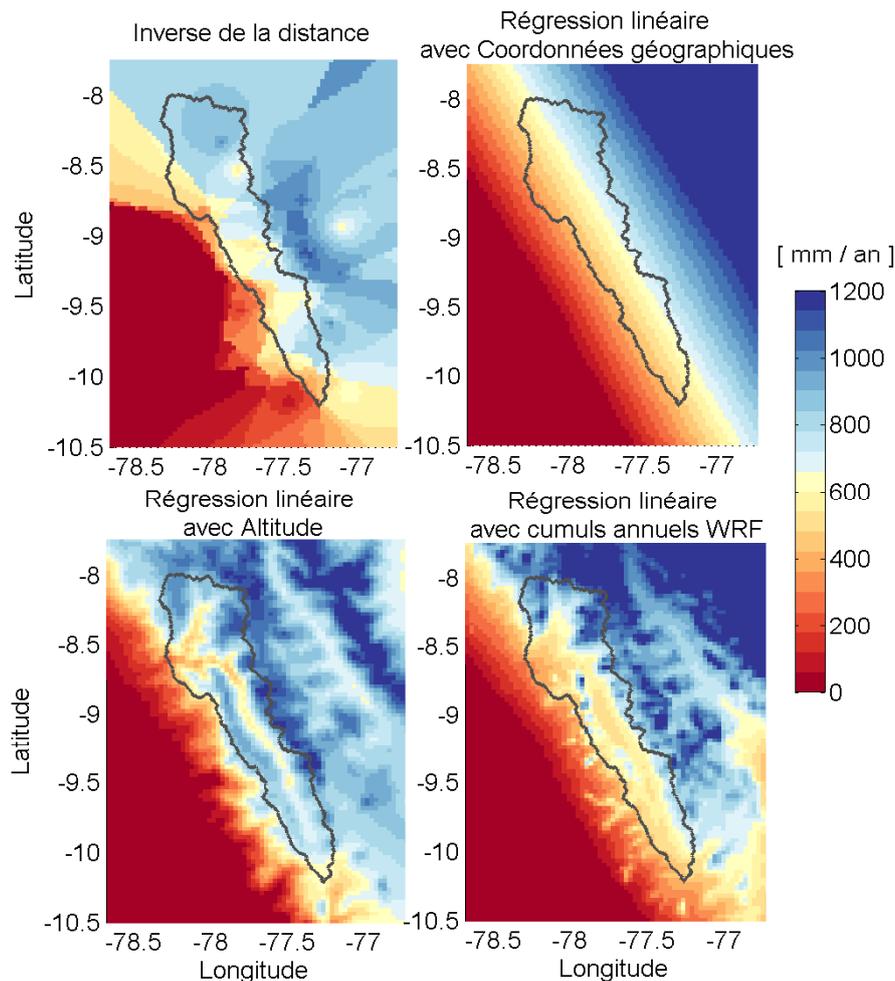


FIGURE IX.2 – Précipitations annuelles sur l'année hydrologique 2012/2013, selon différentes méthodes d'interpolation.

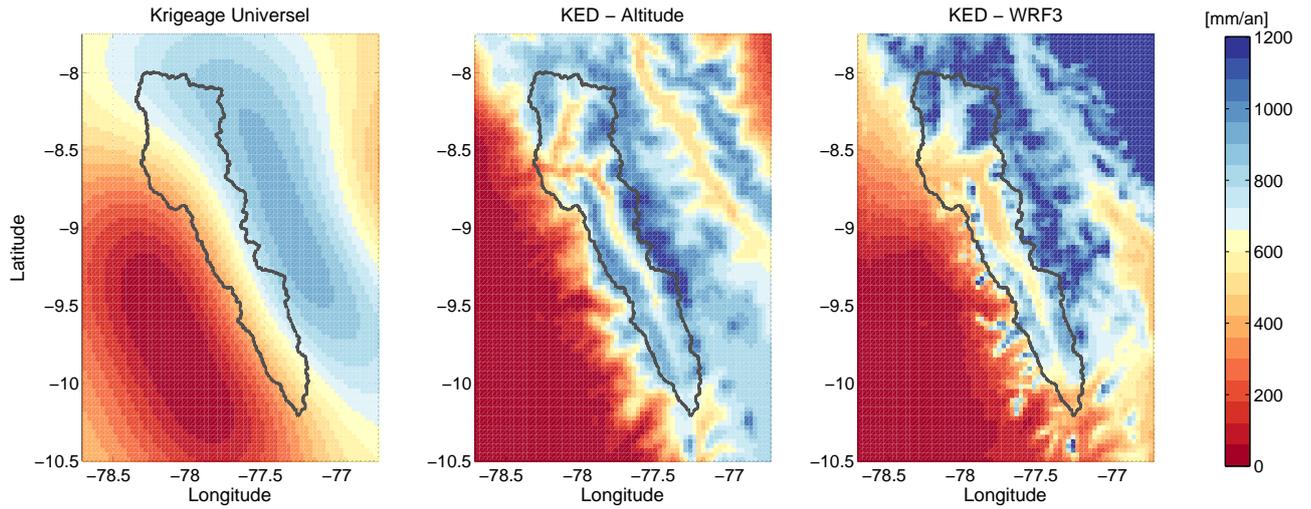


FIGURE IX.3 – Précipitations annuelles sur l’année hydrologique 2012/2013, issues de différentes méthodes de krigeage.

1.2. Application du KED aux données journalières

L’objectif est maintenant d’obtenir des cartes de précipitations journalières. Pour ce faire, nous devons intégrer la dimension temporelle dans la définition du variogramme. Selon la loi de Tobler, les processus spatialement proches sont plus liés entre eux que les processus éloignés. On pourrait transposer cette hypothèse aux processus proches temporellement et se poser la question, par exemple, de savoir si les précipitations sont plus liées entre elles du jour au lendemain plutôt que d’un jour à la semaine suivante. Pour répondre à cette question, nous allons utiliser différentes méthodes pour définir des variogrammes spatio-temporels :

- jours séparés : chaque jour est considéré indépendamment l’un de l’autre ; on ne considère donc aucune interaction temporelle ;
- évolution quotidienne du variogramme : le variogramme ne dépend pas uniquement du jour considéré, mais aussi des jours précédents ;
- variogramme groupé : le modèle de variogramme est constant sur l’année ; il est obtenu à partir de toutes les valeurs de précipitations journalières disponibles (chaque jour est considéré comme une copie du même processus) ;
- variogramme moyen : le modèle de variogramme est constant sur l’année et construit en moyennant l’ensemble des variogrammes journaliers.

Dans notre cas, avec uniquement 32 stations et des jours pour lesquels certaines stations comportent des lacunes (8 jours pour lesquels les données ne sont disponibles que pour moins de 28 stations), nous obtenons pour certaines journées un échantillon trop restreint qui ne nous permet pas d’appliquer la méthode des jours séparés.

Les équations du modèle d’évolution quotidienne du variogramme sont les suivantes [GRALER et al., 2011] :

$$portee = \lambda portee_{cour} + (1 - \lambda) portee_{prec} \quad (IX.1)$$

$$pepите = \left(\lambda \frac{pepите_{cour}}{pallier_{cour}} + (1 - \lambda) \frac{pepите_{prec}}{pallier_{prec}} \right) pallier_{cour} \quad (IX.2)$$

$$pallier = pallier_{cour} - pepите \quad (IX.3)$$

Tableau IX.2 – Résultats de la validation croisée pour différents types de variogramme et krigeage avec cumuls de WRF3 comme dérive externe (KED_{WRF}), en valeurs annuelles et journalières sur l'année hydrologique 2012/2013.

Type de Variogramme	Corrélation (r)	RMSE [mm]	Biais [mm]
Valeurs annuelles			
Evolution quotidienne	0,62	3,2	-0,04
Variogramme groupé	0,55	3,5	-0,02
Variogramme moyen	0,55	3,5	0,05
Valeurs journalières			
Evolution quotidienne	0,93	141	-68
Variogramme groupé	0,60	306	-81
Variogramme moyen	0,76	257	95

La portée, la pépite et le pallier sont les paramètres définis au chapitre II, section 3.1. λ est un paramètre défini par l'utilisateur pour lequel nous avons testé 3 valeurs : 0,1, 0,5 et 0,9. Les indices *cour* et *prec* définissent respectivement le jour courant et le jour précédent.

En ce qui concerne les méthodes de variogramme groupé ou moyen, nous avons supprimé les jours où la somme des précipitations (total sur toutes les stations) est inférieure à 10 mm/jour. Cela correspond à 37,5 % des données, et comme nous traitons 32 stations, sous condition hypothétique de précipitations uniformes spatialement, cela reviendrait à utiliser un seuil de 0,312 mm/jour par station. Nous avons considéré que les précipitations de ces journées pourraient correspondre à des cellules convectives ou précipitantes de petites tailles, pour lesquelles la corrélation entre stations est faible. Les résultats de l'application de ces différents types de variogramme aux précipitations annuelles et journalières sont donnés dans le tableau IX.2.

Nous avons donc choisi d'utiliser un variogramme avec évolution quotidienne, en prenant 0,9 comme coefficient λ dans les équations IX.1 et IX.2, c'est à dire que le jour précédent a un poids de 10 %. L'intérêt de ce nouveau produit de précipitations est l'apport de la physique de WRF pour la prise en compte des processus orographiques. On peut observer sur la figure IX.4 les cumuls annuels de précipitations le long du transect passant par le sommet du Huascarán (transect identique à celui de la figure VIII.7). Créés à partir des mêmes données in-situ, la différence entre ces deux produits réside uniquement dans la variable qui guide l'interpolation spatiale des précipitations : soit l'altitude ($KED_{Altitude}$), soit le cumul annuel de WRF3 (KED_{WRF}). On observe pour le KED_{WRF} des précipitations plus élevées sur les pentes est des Andes, avec des pics de précipitations en aval des sommets, ce qui est couramment observé dans cette zone [ESPINOZA et al., 2009 ; GIOVANNETTONE & BARROS, 2009].

En ce qui concerne le cumul annuel, les lames d'eau précipitées sur le bassin versant du Rio Santa à Condorcerro au cours de l'année hydrologique 2012/2013 sont inférieures pour KED_{WRF} (955 mm/an pour $KED_{Altitude}$ et 865 mm/an pour KED_{WRF}), ceci est probablement dû à des précipitations inférieures à hautes altitudes. De plus, lorsqu'on regarde les histogrammes de fréquence des cumuls journaliers de précipitations, cette tendance à haute altitude est confirmée (figure IX.5). En zone

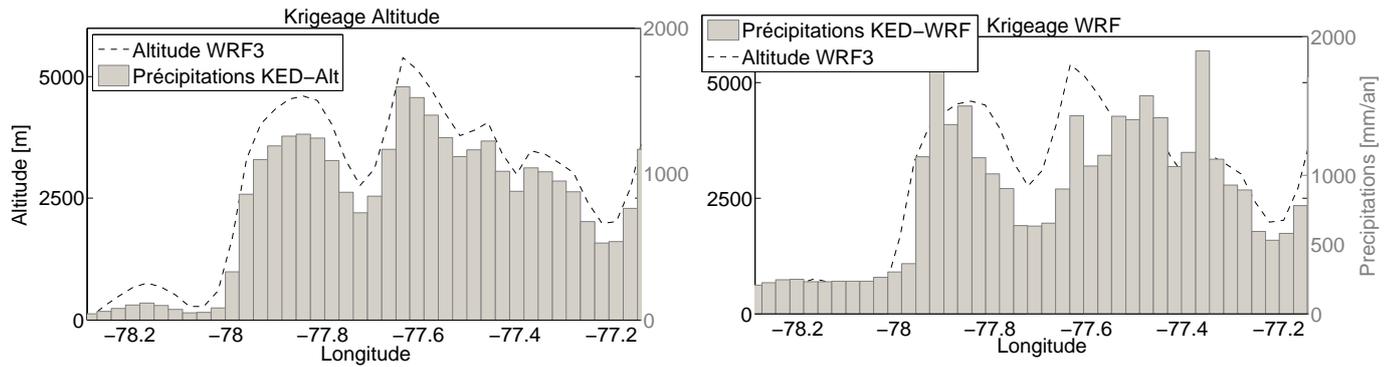


FIGURE IX.4 – Cumuls annuels de précipitations sur un transect longitudinal le long du sommet du Huascarán, pour les deux produits de krigeage.

haute ($> 4\,000$ mètres), le $KED_{Altitude}$ montre plus de fortes précipitations (> 10 mm/jour) et le KED_{WRF} plus de précipitations inférieures à 6 mm/jour. Ces produits ont donc des caractéristiques différentes dont on pourra observer l'impact dans le modèle glacio-hydrologique DHSVM (cf. partie Partie IV).

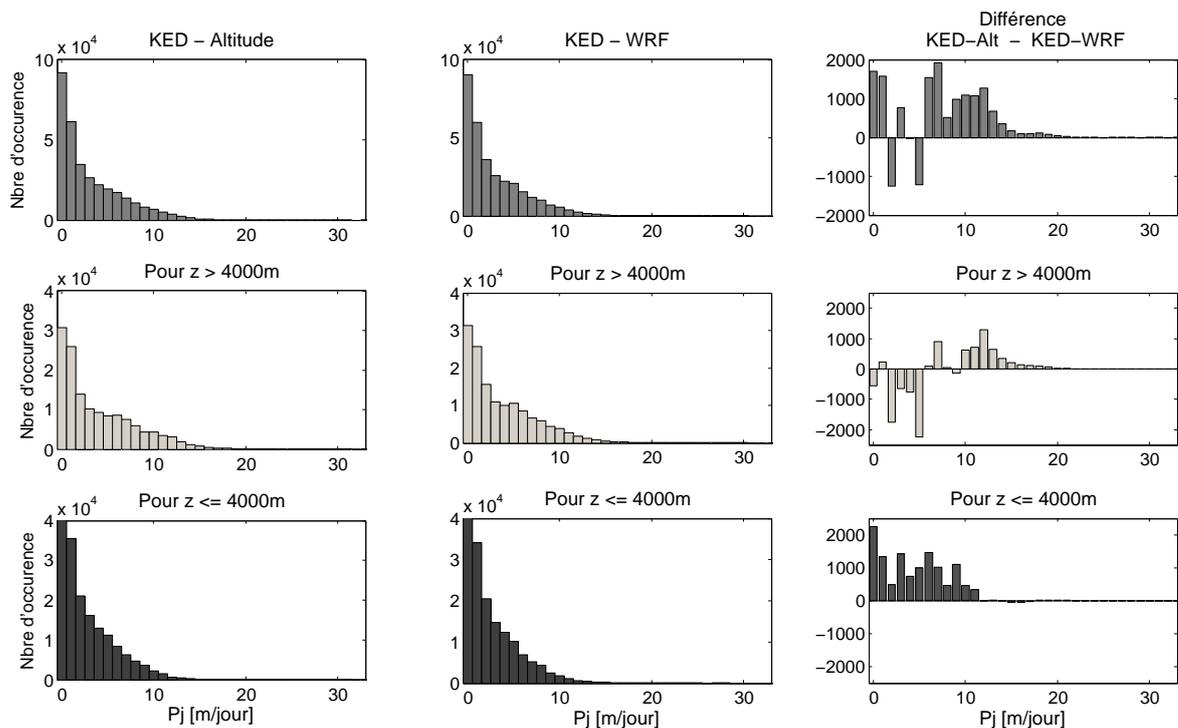


FIGURE IX.5 – Histogrammes en fréquence pour les cumuls journaliers de précipitations des deux produits de krigeage, ainsi que la différence entre les 2 produits (panneaux de droite). Ces histogrammes sont présentés pour le bassin versant du Santa à Condorcerro, ainsi qu'uniquement pour les zones supérieures et inférieures à 4 000 mètres de ce bassin versant.

2. Utilisation du cycle diurne de WRF

La méthode du krigeage avec dérive externe nous a permis de produire des données de précipitations au pas de temps journalier. Afin de travailler à des pas de temps plus fins dans la phase de

modélisation, nous allons créer des produits de précipitations au pas de temps horaire. Nous avons observé au chapitre VIII que l'évolution horaire journalière de WRF3 est en accord avec celle observée aux stations de mesures. Nous allons donc utiliser les valeurs du cycle diurne de WRF3 pour répartir les précipitations krigées au cours de la journée.

Le point de départ est un jeu de données de précipitations horaires de WRF3 et un jeu de données de précipitations journalières de KED (avec altitude ou cumuls annuels de WRF3 comme dérive externe). Plusieurs cas peuvent se présenter :

- si le cumul journalier de précipitations du KED est nul, on garde une valeur nulle pour chaque cumul horaire ;
- si le cumul journalier de précipitations du KED est positif mais que le cumul de précipitations journalier de WRF3 est nul, on applique le cycle diurne moyen calculé sur toute la zone d'étude pour obtenir des précipitations horaires ;
- si le cumul journalier de précipitations de KED et le cumul journalier de précipitations de WRF3 sont positifs, on applique l'équation IX.4, dans laquelle P_{KED_J} et P_{WRF_J} sont respectivement les cumuls journaliers de précipitations de KED et de WRF, et P_{KED_h} et P_{WRF_h} sont les valeurs horaires de précipitations.

$$P_{KED_h} = P_{KED_J} * \frac{P_{WRF_h}}{P_{WRF_J}} \quad (IX.4)$$

Cette répartition horaire est appliquée aux valeurs journalières de $KED_{Altitude}$ et KED_{WRF} .

3. Synthèse des jeux de données disponibles

Dans le but d'évaluer l'impact de différents produits de précipitations dans un modèle glacio-hydrologique, nous avons maintenant à notre disposition 4 jeux de données horaires (tableau IX.3) :

- précipitations issues d'un krigeage avec l'altitude comme dérive externe ($KED_{Altitude}$) ;
- précipitations issues d'un krigeage avec les cumuls annuels de WRF3 comme dérive externe (KED_{WRF}) ;
- précipitations directement produites par le modèle WRF (WRF3) ;
- précipitations du produit TRMM3B42 (TRMM).

La figure IX.6 présente le cumul annuel de chaque produit au cours de l'année hydrologique 2012/2013. Comme étudié précédemment, nous retrouvons le fait que les quantités précipitées dans le produit WRF3 sont largement supérieures aux données de krigeage ainsi qu'aux données satellitaires TRMM. La résolution spatiale de ce dernier produit est grossière, comparé aux détails que nous pouvons observer dans les données des krigeages KED. En ce qui concerne les deux krigeages, le KED_{WRF} montre une variabilité spatiale beaucoup plus importante que le $KED_{Altitude}$, avec un fond de vallée plus sec. Cette caractéristique se retrouve aussi sur la figure IX.7, sur laquelle sont montrés les cumuls annuels de précipitations sur trois transects longitudinaux, pour les quatre produits de précipitations ainsi que pour certaines stations in situ localisées le long de ces transects. Les cumuls en fonds de vallée ainsi que sur les zones hautes sont inférieurs pour KED_{WRF} comparé au $KED_{Altitude}$

Tableau IX.3 – Cumuls annuels de précipitations des différents produits utilisés, avec un masque de Bassin Versant (BV) à une résolution de 90 mètres.

Produit	Cumul annuel de précipitations			
	BV Condorcero	BV Haut Santa	BV Tablachaca	BV Pachacoto
KED _{Altitude}	955	998	860	1078
KED _{WRF}	865	849	899	1060
WRF	1972	1971	1973	3070
TRMM	568	645	393	579

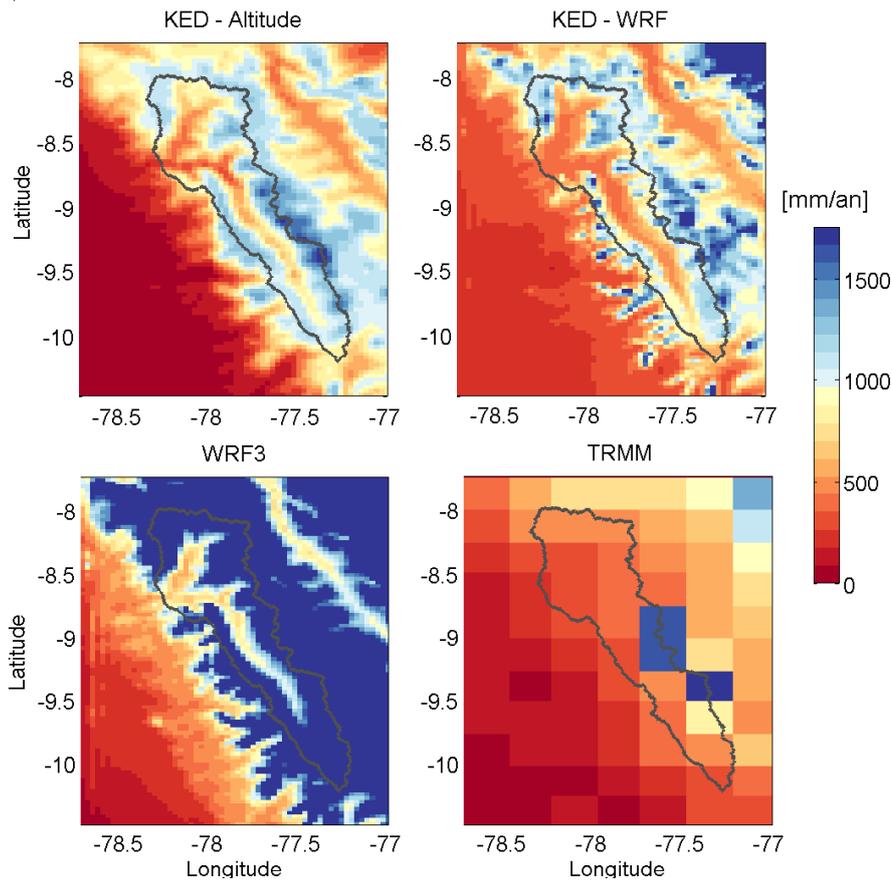


FIGURE IX.6 – Cumuls annuels de précipitations pour l’année hydrologique 2012/2013, pour les 4 produits de précipitations.

(figure IX.7bd). En partie sud du bassin versant, dans une zone où le relief est moins marqué, cette différence est moins prononcée. En ce qui concerne TRMM, il est difficile de le comparer aux autres produits car la donnée correspond à une maille de 27x27 km², et non 3x3 km². Lorsqu’on évalue les précipitations à 3 km avec les stations, ce sont les deux produits issus du krigeage qui donnent les meilleurs résultats, en termes de lame d’eau précipitée.

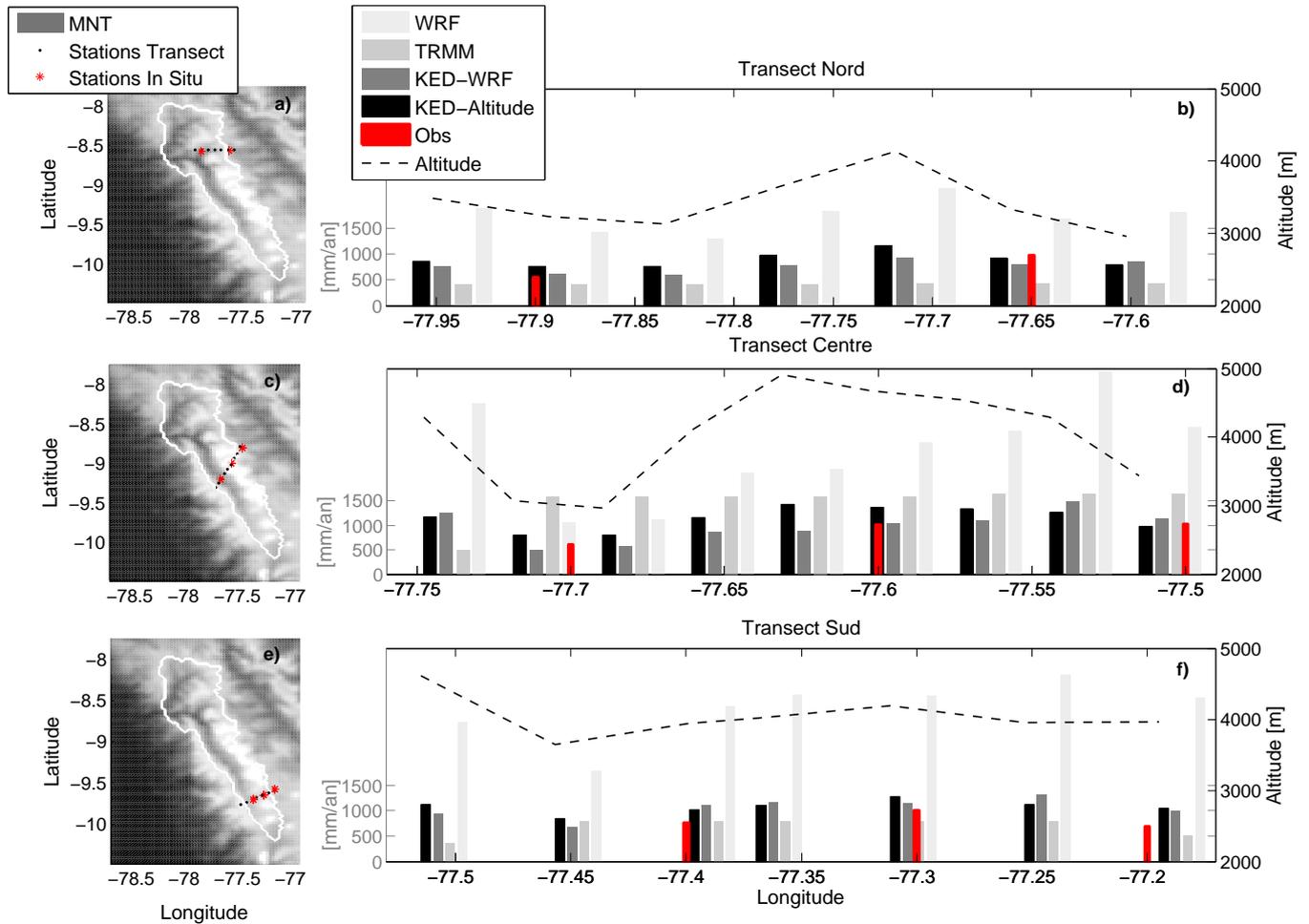


FIGURE IX.7 – Cumuls annuels de précipitations selon trois transects longitudinaux (a,c,e) pour les quatre produits étudiés ($KED_{Altitude}$, KED_{WRF} , WRF3 et TRMM). Les barres rouges correspondent aux cumuls mesurés in situ aux points rouges indiqués en a, c et e. L'altitude des mailles WRF3 est montrée en tiretés sur les graphiques b, d, f.

4. Synthèse partielle : analyse des données de précipitations

Pour conclure, nous pouvons rappeler les caractéristiques des produits de précipitations présentés au cours de cette partie.

Tout d'abord, les deux produits de krigeage (KED_{Altitude} et KED_{WRF}) sont les plus proches des cumuls observés aux points de mesures et seront une base pour le développement de la modélisation glacio-hydrologique sur le bassin versant du Rio Santa (Partie IV). La saisonnalité et le cycle diurne de ces deux produits sont identiques, car ils proviennent des mêmes données : mesures in situ pour la saisonnalité et sorties de WRF3 pour le cycle diurne. C'est uniquement la répartition spatiale et par conséquent la lame d'eau précipitée qui sont modifiées. En effet, les précipitations de KED_{Altitude} montrent un accroissement constant des cumuls jusqu'aux plus hauts sommets de la Cordillère Blanche, avec beaucoup de fortes précipitations journalières au dessus de 4 000 m (> 10 mm/jour). En revanche, les précipitations KED_{WRF} bénéficient de la prise en compte de la physique atmosphérique de WRF3 pour correctement représenter les précipitations orographiques [GIOVANNETTONE & BARROS, 2009]. On peut noter que ces deux produits sont construits à partir de données in situ journalières, nécessaires à l'obtention d'un produit qu'on juge de bonne qualité en termes de fréquence et d'intensité des précipitations au pas de temps annuel, journalier et horaire.

En ce qui concerne les sorties de WRF3, les cumuls semblent largement surestimés par rapport aux observations de terrain (facteur multiplicateur proche de 4 entre les cumuls de précipitations in situ et les cumuls annuels en sortie de WRF3). Cette surestimation est commune aux trois résolutions étudiées du modèle (27, 9 et 3 km). La saisonnalité des précipitations est correctement représentée par ce produit, avec cependant des pics de précipitations accentués au cœur de la saison humide (figure VIII.8). Le cycle temporel journalier de cette série de précipitations est en accord avec celui des mesures in situ, et utilisé pour désagréger les précipitations journalières issues des KED.

Le produit satellitaire TRMM, du fait (i) de sa faible résolution spatiale, (ii) d'erreurs dans la saisonnalité au niveau des pixels englacés, (iii) d'une résolution temporelle de 3 heures (qui lisse le cycle diurne) et (iv) d'une surestimation des cumuls en saison sèche, n'a pas été utilisé dans un processus de krigeage ni toute autre combinaison possible avec les données in situ ou les sorties de WRF.

Cependant, les sorties de WRF3 et les données TRMM3B42 seront testées comme variables de forçage du modèle glacio-hydrologique, pour estimer les erreurs que de telles entrées peuvent engendrer en sortie d'un outil complexe de modélisation.

Quatrième partie

MODÉLISATION GLACIO-HYDROLOGIQUE DU BASSIN VERSANT DU RIO SANTA



Présentation du modèle glacio-hydrologique DHSVM

Nous présentons dans cette partie le modèle hydrologique DHSVM, qui transforme un forçage météorologique régionalisé horaire en sorties de débits horaires à toutes les confluences du bassin, et permet de quantifier les flux des différentes composantes du bilan en eau régional et local (évapotranspiration, sublimation, fonte de neige, fonte de glace, humidité du sol). Les processus hydrologiques sont décrits à la résolution spatiale du modèle numérique de terrain (MNT). Le modèle hydrologique est couplé au modèle de dynamique glaciaire GDM qui transforme les bilans de masse glaciaires en flux de glace au pas de temps mensuel. DHSVM est un modèle glacio-hydrologique semi-distribué qui a été développé dans les années 1990 pour des applications principalement en zone de montagne, dans un contexte de régime pluvio-nival [WIGMOSTA et al., 1994] et a connu de nombreuses évolutions depuis cette époque [WIGMOSTA et al., 2002]. Le module de dynamique glaciaire a été récemment ajouté [NAZ et al., 2014] pour prendre en compte l'évolution à long terme des glaciers.

Dans la suite de ce manuscrit, nous nommerons simplement DHSVM le modèle glacio-hydrologique couplé DHSVM-GDM.

1. Structure générale et processus modélisés

1.1. Structure générale

Le schéma conventionnel de DHSVM que nous utilisons est présenté à la figure X.1. Les variables d'entrée du modèle DHSVM, prescrites pour chaque maille, sont les suivantes :

- topographie ;
- type de sol ;
- type de végétation ;
- superficie glaciaire ;

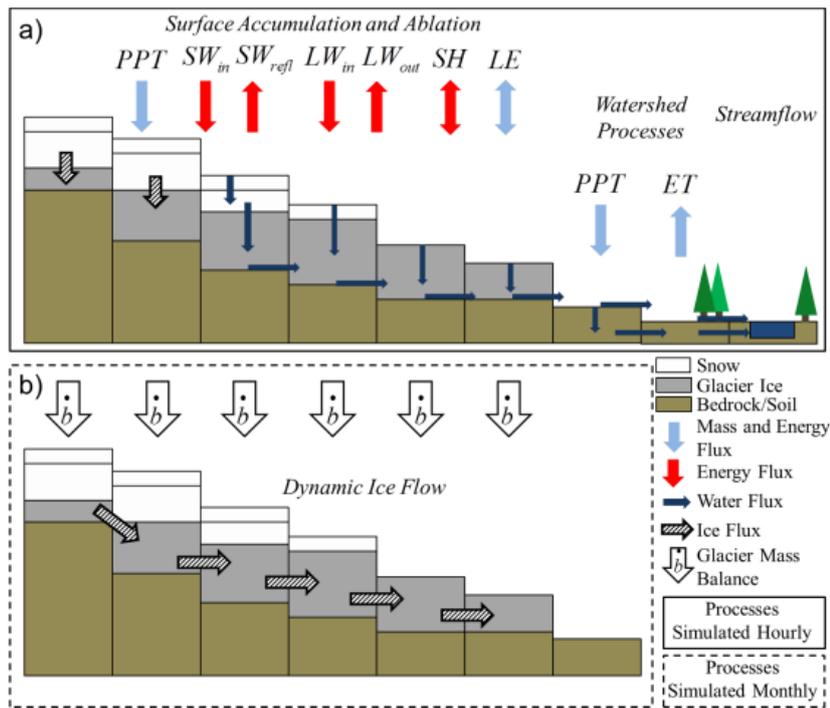


FIGURE X.1 – Schéma conceptuel de DHSVM couplé au modèle de dynamique glaciaire GDM, issue de FRANS et al. [2015].

- a) Processus hydrologiques résolus au pas de temps horaire et flux de masse et d'énergie associés.
- b) Processus glaciologiques d'écoulement de la glace résolus au pas de temps mensuel.

- épaisseur de la couche glaciaire ;
- variables météorologiques : température, précipitations, humidité relative, pression atmosphérique, vitesse du vent, rayonnements incidents de grandes et courtes longueurs d'ondes.

L'ensemble des paramètres nécessaires au modèle peut être consulté dans le fichier de configuration en annexe A. Le modèle DHSVM est un modèle à base physique, résolvant à chaque pas de temps le bilan en eau et énergie de chaque maille. Les mailles sont liées entre elles au travers des écoulements liquides de surface (par dépassement de la capacité d'infiltration ou ruissellement sur zone saturée) et sub-surface (suivant le niveau local de la nappe) en zone non-glaciaire, ainsi qu'au travers des flux de glace de la dynamique glaciaire en zone englacée.

2. Différents modules de DHSVM

Le modèle glacio-hydrologique DHSVM est composé de huit modules :

- évapotranspiration ;
- accumulation et fonte de neige ;
- interception et relâchement de neige par la canopée ;
- écoulement de la glace ;
- mouvement de l'eau en zone non saturée ;
- écoulement en zone saturée de sub-surface ;
- écoulement d'eau en surface ;
- écoulement en canal ou biefs de rivières.

2.1. Évapotranspiration et interception de neige par la canopée

L'évapotranspiration est calculée pour deux étages de végétation : une couche proche de la surface qui couvre entièrement la cellule, et un étage dominant qui peut être une couverture partielle de la cellule. Chacune de ces couches est sectionnée en partie sèche et partie humide. Les équations pour la fraction humide sont décrites dans WIGMOSTA et al. [2002], celles pour la fraction sèche sont issues de l'équation de Penman-Monteith (équation III.1). Pour modéliser l'interception et la redistribution de la neige par la canopée, le bilan de masse et d'énergie est résolu sur une unique couche de neige.

2.2. Évolution de l'eau en zone de sol saturée et non saturée

Deux zones distinctes constituent le sol : une zone saturée de sub-surface surplombée d'une zone non saturée. Les mouvements verticaux de l'eau en zone non saturée, potentiellement constituée de plusieurs couches de sol, sont décrits par la loi de Darcy. Les racines de la couche de végétation peuvent se développer sur plusieurs couches de sol et ainsi exporter l'eau de ces différentes couches par transpiration. En zone saturée, deux options sont disponibles pour modéliser l'écoulement de l'eau : l'approche cinématique, qui estime le gradient hydraulique à l'aide de la pente locale de surface, et l'hypothèse de diffusion, qui estime le gradient hydraulique à l'aide de la pente locale de la nappe. Dans le contexte des fortes pentes du bassin versant du Rio Santa, avec des sols relativement peu épais et l'absence de données piezométriques sur la zone, nous appliquerons l'approche cinématique.

La capacité maximale d'infiltration, qui détermine la quantité maximale d'eau qui peut s'infiltrer durant un temps donné, contrôle la quantité d'eau en zone non saturée : pour les cellules où cette capacité est dépassée, un écoulement de surface se déclenche.

Il faut noter que la version du modèle DHSVM que nous avons utilisée ne modélise pas les aquifères souterrains. Chaque cellule a sa propre nappe aquifère locale, qui permet un échange avec les cellules voisines selon leurs conditions hydrauliques. Dans un contexte montagneux, pour lequel les épaisseurs de sol sont relativement peu profondes, cette hypothèse est acceptable. En revanche, elle peut être limitante pour les zones de moindres pentes, avec des épaisseurs de sol importantes. Cela peut être le cas des zones de basses altitudes du bassin versant du Rio Santa, sur lesquelles peuvent se développer des nappes alluviales plus profondes.

2.3. Routage hydrologique

La génération de l'écoulement, illustrée par la figure X.2, est produite par différents processus :

- écoulement par excès d'infiltration lorsque les précipitations sont supérieures à la capacité d'infiltration (cellule 3 de la figure X.2) ;
- écoulement par saturation lorsque le niveau de la nappe excède celui de la surface (cellules 6 et 7 de la figure X.2) ;
- écoulement de subsurface suivant le niveau local de la nappe (cellules 1 à 5 et 8 de la figure X.2).

Deux méthodes de routage sont implémentées dans DHSVM : une méthode explicite cellule par cellule et une méthode d'hydrogramme unitaire basée sur les temps de transfert au sein du bassin.

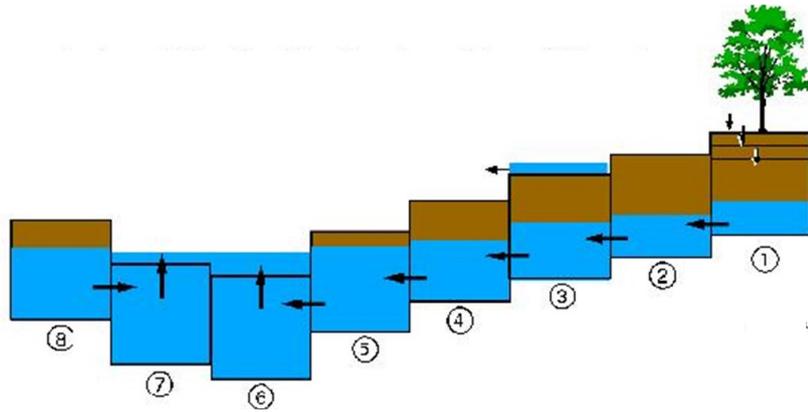


FIGURE X.2 – Production des écoulements de surface dans le modèle hydrologique DHSVM.

Nous appliquerons dans notre cas la méthode explicite, résolvant les écoulements en 8 directions. Les conditions hydrauliques des biefs du réseau hydrographique sont prescrits par l'utilisateur en début de modélisation (longueur, largeur, coefficient de rugosité de Manning et capacité maximale d'infiltration).

2.4. Évolution du manteau neigeux

Le manteau neigeux de DHSVM est composé de deux couches (une couche basale et une fine couche de surface), modélisées suivant le modèle de STORCK & LETTENMAIER [1999] et STORCK [2000]. La résolution du bilan d'énergie permet d'obtenir les valeurs de fonte de neige, de regel de l'eau liquide au sein du manteau et de changement de quantité de chaleur contenue dans le manteau neigeux. La résolution du bilan de masse permet d'obtenir les valeurs d'accumulation, d'ablation, de changement d'équivalent en eau de la couche de neige et de son contenu en eau.

Les échanges d'énergie entre le manteau neigeux et l'atmosphère se produisent uniquement pour la couche de surface. Le bilan d'énergie de cette couche prend en compte les flux radiatifs, le flux de chaleur sensible, le flux de chaleur latente, le flux d'énergie via les précipitations, l'énergie produite lors du regel de l'eau ainsi que l'énergie perdue lors de la fonte. L'échange d'énergie entre la couche de surface et la couche inférieure du manteau neigeux se fait uniquement via les échanges de glace et la percolation d'eau liquide. Il n'y a pas de prise en compte d'échange d'énergie par conduction ou diffusion entre ces deux couches.

Deux processus de compaction du manteau neigeux sont pris en compte : le métamorphisme de la neige, qui dépend de sa température et de son contenu en eau, et la charge de neige qui contrôle sa pression [ANDERSON, 1976]. De plus, l'épaisseur de la couche de surface est généralement limitée à 0,1 mètre équivalent en eau. Si cette valeur est atteinte, l'excès de neige et son contenu en froid sont distribués à la couche inférieure. Dans ce cas [ANDREADIS et al., 2009] :

- si le contenu maximal en eau liquide de la couche de surface est atteint, l'eau est drainée par la couche inférieure ;
- si la température de la couche inférieure est en dessous de la température de regel, l'eau liquide peut geler, fournissant un apport de chaleur à la couche de neige ;

- si le contenu maximal en eau liquide de la couche basale est atteint, le surplus d'eau est directement routé au sol présent sous le manteau neigeux ; il n'y a pas de prise en compte de la dynamique de l'écoulement liquide au sein du manteau neigeux.

2.4.1. Albédo

L'albédo des surfaces enneigées décroît avec l'âge de la neige, selon les formules développées par LARAMIE & SCHAAKE [1972] (équations X.1 et X.2) et dont les coefficients λ ont été modifiés par STORCK [2000]. $\alpha_{n_{max}}$ est la valeur maximale que peut prendre l'albédo de la neige, t est le nombre de jours depuis la dernière chute de neige et λ_{acc} et λ_{abl} sont des paramètres prenant respectivement la valeur de 0,92 et 0,70. Ainsi, la décroissance de l'albédo en période d'accumulation ou en période de fonte est distincte. La température de surface discrimine ces périodes : si T_{surf} est inférieure à 0 °C, la formulation pour α_{acc} est appliquée. De plus, les valeurs de α_{acc} et α_{abl} sont limitées par un seuil inférieur égal à l'albédo de la glace. Lorsque la glace n'est pas recouverte d'un manteau neigeux, l'albédo de surface est égal à l'albédo de la glace, qui ne subit pas de vieillissement au cours du temps.

$$\alpha_{acc} = \alpha_{n_{max}} \lambda_{acc}^{t^{0,58}} \quad (X.1)$$

$$\alpha_{abl} = \alpha_{n_{max}} \lambda_{abl}^{t^{0,46}} \quad (X.2)$$

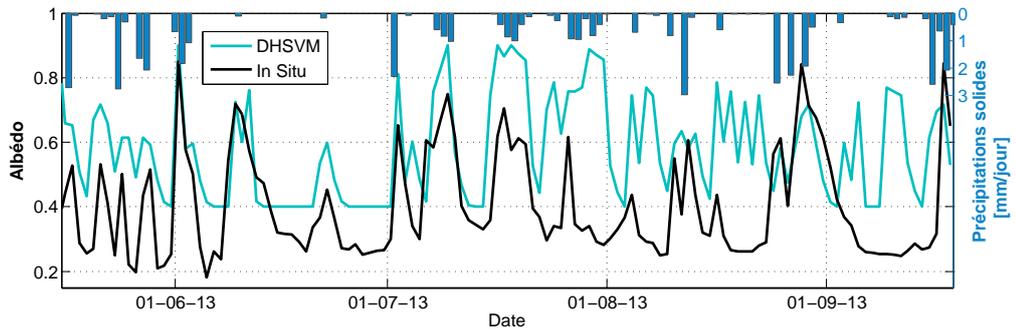


FIGURE X.3 – Albédo journalier (à 12 h) sur le site du glacier Artesonraju. En noir les mesures in situ, en bleu les valeurs calculées à partir des équations X.1 et X.2. Les barres verticales en partie supérieure du graphique correspondent aux précipitations solides.

Les équations X.1 et X.2 ont été appliquées pour calculer l'albédo à 12 h sur une période de 5 mois sur le site du glacier Artesonraju (figure X.3). Les valeurs mesurées d'albédo proviennent d'une station automatique autrichienne installée sur le glacier (communication personnelle Lindsay Nicholson). Des valeurs d'albédo de glace de 0,4 et d'albédo de neige fraîche de 0,9 ($\alpha_{n_{max}}$) ont été utilisées dans cette simulation. La dynamique de l'albédo est respectée, mais nous pouvons observer que l'albédo de la glace et les augmentations d'albédo lors de faibles précipitations solides sont surestimés. On peut expliquer ces erreurs par le fait que (i) l'albédo de la glace est fixe (une amélioration pourrait consister à modéliser sa décroissance au cours du temps, liée à des dépôts possibles en surface du glacier), (ii) la surface sous-jacente n'est pas prise en compte, ce qui peut entraîner des surestimations suite à de faibles chutes de neige [WHITAKER et al., 2003], (iii) et la mesure des précipitations à haute altitude est tâchée d'incertitudes, augmenté du fait que la phase des précipitations est déterminée suivant la méthode de la plage de température (cf. section 2.4.2). En revanche, on observe que ces formulations modélisent correctement les décroissances rapides de l'albédo en Cordillère Blanche [GURGISER et al.,

2013]. Nous verrons dans la section 2.3 du chapitre XI l'impact du choix des valeurs d'albédo maximal de la neige et de l'albédo de la glace sur la modélisation du bilan de masse du glacier Artesonraju.

2.4.2. Phase des précipitations

Le partitionnement des précipitations entre phase solide et phase liquide est réalisé directement par l'algorithme de DHSVM. Nous n'utilisons donc pas les valeurs de précipitations solides et liquides en sortie de WRF, mais les valeurs de précipitations totales. La phase des précipitations est distinguée selon la température de l'air avec les équations X.3. P_R est la quantité de précipitations liquides, P_S de précipitations solides, P de précipitations totales, T_a la température de l'air, T_{min} le seuil de température en dessous duquel toutes les précipitations tombent sous forme solide et T_{max} le seuil de température au dessus duquel toutes les précipitations tombent sous forme liquide. Entre ces deux températures, les précipitations sont un mélange de précipitations solides et liquides. Nous avons vu dans le tableau III.3 les valeurs couramment utilisées dans la littérature pour ces différents seuils.

$$\text{Si } T_a \leq T_{min} : \quad P_S = P \quad (\text{X.3a})$$

$$\text{Si } T_{min} < T_a < T_{max} : \quad P_S = \frac{T_{max} - T_a}{T_{max} - T_{min}} P \quad (\text{X.3b})$$

$$\text{Si } T_a \geq T_{max} : \quad P_S = 0 \quad (\text{X.3c})$$

$$\text{Et } P_R = P - P_S \quad (\text{X.3d})$$

En sortie de WRF3, la gamme de température pour laquelle on peut rencontrer à la fois des précipitations solides et liquides est importante (entre - 6 et + 6 °C sur le site du glacier Artesonraju, figure X.4). Les valeurs seuils T_{min} et T_{max} ne peuvent cependant pas être établies à partir des seules sorties de modèle, influencées par le choix du schéma de surface. La série de données du disdromètre de l'Artesonraju n'est pas non plus utilisable, car elle n'est pas assez longue et les températures associées ne sont pas fiables. À partir des informations disponibles, de la littérature et de différents tests de modélisation et de sensibilité (cf. section 1 du chapitre XI), nous avons choisi d'appliquer les valeurs de - 1 et 3 °C aux paramètres T_{min} et T_{max} .

2.5. Évolution des surfaces glaciaires

Afin de modéliser une épaisseur de glace, la représentation en deux couches du manteau neigeux a été modifiée pour ajouter une couche de glace sous-jacente [NAZ et al., 2014]. L'épaisseur de cette couche de glace est une variable d'entrée du modèle. Lorsque les deux couches de neige qui recouvrent la glace ont fondu, la couche de glace est exposée et les termes de fonte sont calculés suivant l'équation du bilan d'énergie de DHSVM à un pas de temps horaire.

Le processus de densification de la neige vers la glace est modélisé avec une approche similaire à celle d'ANDERSON [1976]. Si la densité du manteau neigeux atteint 850 kg/m³, une portion de la masse de la couche de neige la plus basse est transférée à la couche de glace. À l'identique de l'écoulement de l'eau liquide au sein du manteau neigeux, la simplification d'un transfert direct de l'eau fondue au sein de la couche de glace vers le socle rocheux est appliquée sans prendre en compte le réseau d'écoulement interne du glacier.

La température de cette couche de glace est considérée isotherme à 0 °C. Cette hypothèse est valide pour modéliser les glaciers tempérés mais peut entraîner des erreurs pour les glaciers froids.

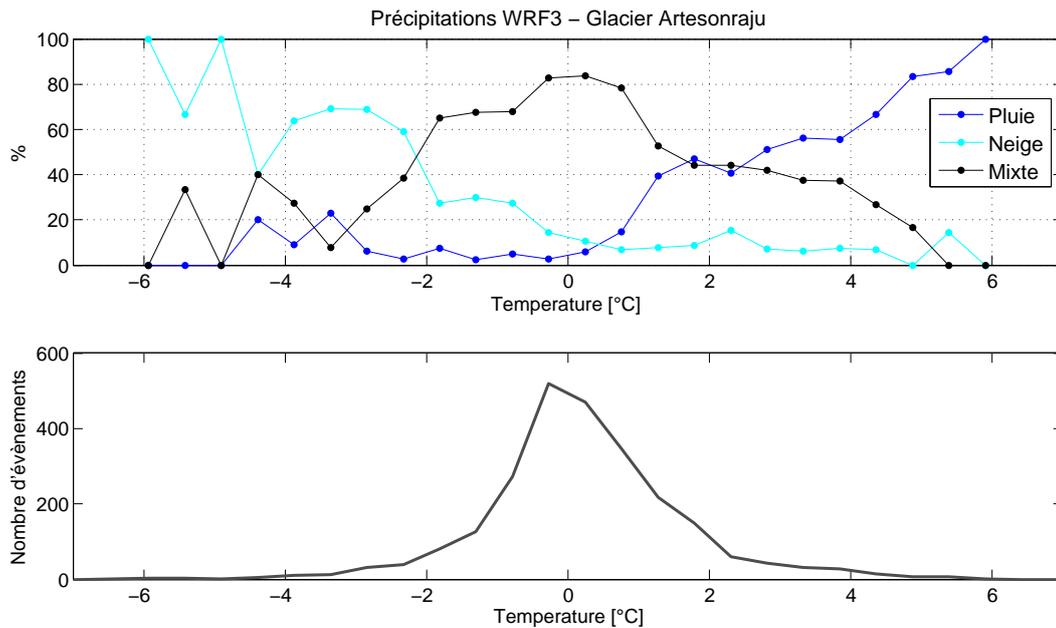


FIGURE X.4 – Type de précipitations par gamme de température dans les sorties de WRF3 sur la maille correspondant au site du glacier Artesonraju dont l'altitude est de 4 403 mètres.

Pour rappel, nous avons vu en section 2 du chapitre V que les glaciers de la Cordillère Blanche étaient tempérés dans leur zone d'ablation et froids en zone d'accumulation.

Dans la version de DHSVM utilisée, le glacier n'est plus considéré comme une épaisse couche de glace statique. Le bilan de masse et la dynamique sont calculés au pas de temps mensuel : à chaque fin de mois, le modèle ajuste le bilan de masse glaciaire en fonction des mouvements du glacier [NAZ et al., 2014]. Sur une année de simulation, lorsqu'on modélise la dynamique du glacier, on note une perte en volume glaciaire augmentée de 0,08 % sur l'ensemble des glaciers de la Cordillère Blanche par rapport à une simulation sans modélisation de la dynamique glaciaire, et cette différence atteint 0,8 % lorsqu'on évalue uniquement le volume du glacier Artesonraju. C'est donc des changements mineurs au niveau du volume glaciaire comparés aux pertes totales annuelles (cf. section 3.1.1).

3. Variables de contrôle

Le modèle hydrologique DHSVM fournit une représentation dynamique de la distribution spatiale de l'évapotranspiration, de la couverture de neige, du volume glaciaire, de l'humidité du sol et des écoulements de surface à l'échelle du modèle numérique de terrain, dans notre cas 500 mètres de résolution spatiale, à des intervalles de temps allant de l'annuel à l'horaire. Malgré certaines limitations dictées par le manque de disponibilité des données, différentes variables de contrôle sont évaluées dans cette étude, répertoriées dans le tableau X.1. Nous cherchons donc à utiliser l'ensemble des capacités de DHSVM pour évaluer le modèle sur ses sorties en variables hydrologiques, nivales et glaciaires et tester l'impact d'une modification des variables météorologiques en entrée du modèle sur cet ensemble de variables de contrôle. La calibration mise en place pour établir un jeu de paramètres acceptable qui permettra d'évaluer ces variables en sortie de DHSVM est décrite dans le chapitre suivant.

Tableau X.1 – Liste des variables de contrôle évaluées dans les sorties de DHSVM.

Variables DHSVM	Pas de temps	Résolution spatiale	Variable de référence	Analyse
Débits	Journalier	4 exutoires	Mesures UGRH	KGE
Débits	Horaire	4 exutoires	Mesures UGRH	Visuel
<i>ETR</i>	Annuel	BV	Littérature	Quantitatif
Sublimation	Annuel	BV	Littérature	Quantitatif
Bilan de masse glaciaire	Annuel	Glacier Artesonraju	Mesures UGRH	RMSE
Couverture de neige	Instantané	Glacier Artesonraju	MOD10A1	Nombre de pixels

Calibration et évaluation du modèle

Dans cette partie seront présentés la méthode de calibration et les indices permettant l'évaluation des variables en sortie de modélisation. En termes de variables météorologiques, quatre jeux de données seront principalement utilisés en entrée du modèle DHSVM composés d'une part des sorties de WRF3 pour l'humidité relative, la vitesse du vent, les rayonnements de grandes et courtes longueurs d'ondes et la pression atmosphérique et d'autre part des quatre combinaisons possibles des séries de précipitations de $KED_{Altitude}$ et KED_{WRF} et des valeurs de température T_{WRF} et $T_{WRF_{cor}}$. Dans ce chapitre la démarche sera présentée pour un unique jeu de données de variables météorologiques ($P_{KED_{WRF}}$ avec $T_{WRF_{cor}}$) mais la démarche est similaire pour les autres jeux de données. La résolution spatiale du modèle est de 500 mètres et les simulations sont réalisées pour un an (l'année hydrologique 2012/2013), au pas de temps horaire, avec une période de spin-up de 3 mois préalable à l'année complète de simulation.

Le but du travail de calibration est d'obtenir, pour des jeux de variables météorologiques sélectionnés, une représentation correcte du bilan en eau sur le bassin versant du Rio Santa avec l'outil DHSVM présenté au chapitre précédent (chapitre X). Les problèmes liés à l'équifinalité et à la calibration multiobjectif, présents lors de cette phase de calibration, sont aussi abordés dans ce chapitre.

1. Paramètres sensibles

Le modèle glacio-hydrologique nécessite de nombreux paramètres dans différents modules :

- calcul du rayonnement net et de l'évapotranspiration : 33 paramètres ;
- calcul des propriétés du manteau neigeux : 6 paramètres ;
- calcul de l'écoulement en zone saturée : 3 paramètres ;
- calcul de l'écoulement en zone non saturée : 11 paramètres.

Afin de déterminer les paramètres sensibles, nous avons tout d'abord effectué une étude de sensibilité "one-at-a-time". C'est à dire que pour chaque paramètre, nous avons réalisé une simulation en augmentant la valeur du paramètre de 10 %, toutes choses égales par ailleurs, sur une période de

1 mois. Pour les paramètres de sol et de végétation, nous avons modifié uniquement les paramètres du sol et de la végétation majoritaires sur le bassin versant du Santa à Condorcero (c'est à dire litosol et végétation éparse, cf. tableau V.2). Cette méthode ne permet pas de prendre en compte les interactions entre paramètres, mais permet, parmi le nombre important de paramètres, d'avoir une estimation de leur influence sur différentes variables modélisées. La figure XI.1 résume les résultats obtenus et ces derniers sont couplés aux données de la littérature dans le tableau XI.1 pour les variables de débit et d'équivalent en eau de la couche de neige et de glace. On observe sur la figure XI.1 que de nombreux paramètres ont une influence sur l'évapotranspiration (ce sont l'albédo maximal de la neige, la distribution de taille des pores, la résistance minimale, le seuil d'humidité, le point de flétrissement, l'albédo mensuel de la couche de surface de végétation, l'atténuation du rayonnement, la capacité maximale d'interception des précipitations par la végétation, le LAI mensuel des deux couches de végétation ainsi que la porosité). Il sera cependant difficile de faire varier l'ensemble de ces coefficients pour les différents types de sol et de végétation utilisés durant la phase de calibration avec un modèle tel que DHSVM qui est coûteux en temps de calcul.

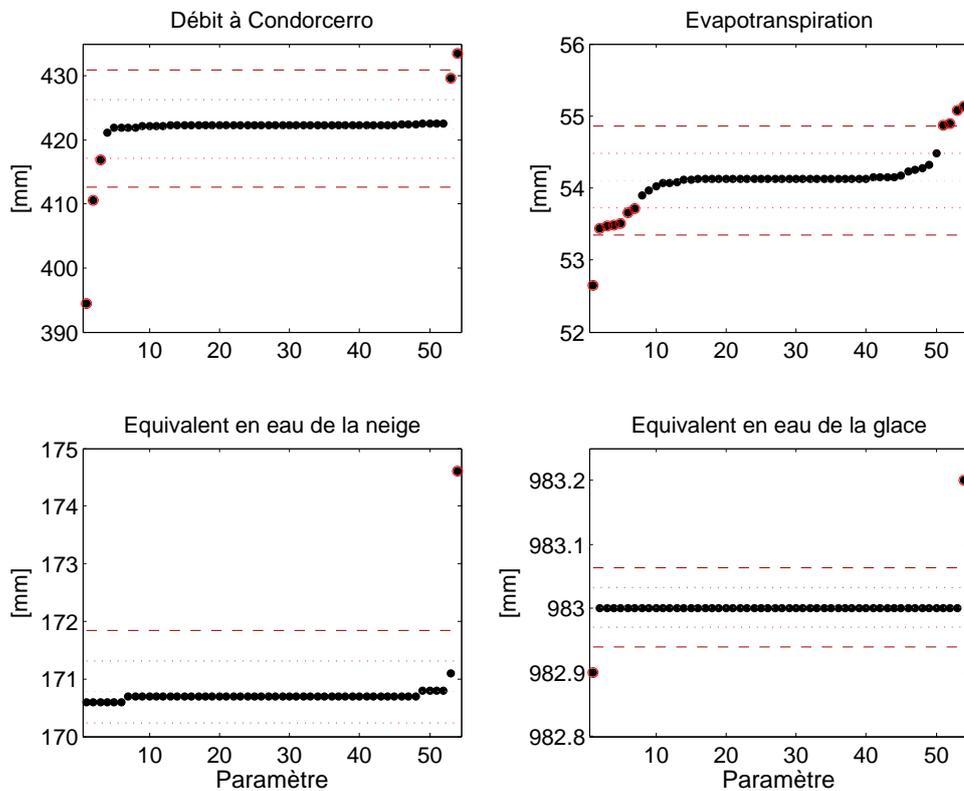


FIGURE XI.1 – Résultat du test de sensibilité "one-at-a-time" en termes de débit, d'évapotranspiration, d'équivalent en eau du manteau neigeux et de la couche de glace. Chaque point noir correspond au résultat pour un paramètre. Les tirets horizontaux correspondent à la valeur moyenne obtenue plus ou moins un et deux écarts-types. Les points dont la valeur dépasse +/- un écart-type sont encerclés de rouge. Pour chaque variable, les paramètres sont classés selon leur influence, mais ce classement différent entre les quatre graphiques.

Pour les paramètres sensibles en termes de débit, les résultats de notre étude de sensibilité sont en accord avec les paramètres cités dans la littérature (tableau XI.1). Pour les paramètres sensibles en termes d'équivalent en eau de la neige et de la glace, il est possible qu'une étude sur un mois ne permette pas d'avoir une bonne image de l'influence de l'ensemble des paramètres et que leur

Tableau XI.1 – Synthèse des paramètres sensibles sur les variables de débit et d'équivalent en eau de la couche de neige et de glace. Le "one-at-a-time" de la colonne *Source* correspond aux simulations réalisées durant cette thèse. Les études de WIGMOSTA et al. [1994]; STORCK et al. [1998]; WESTRICK et al. [2002]; WIGMOSTA et al. [2002] et ANDREADIS et al. [2009] portent toutes sur des bassins versants situés en Amérique du Nord.

Variables	Paramètres sensibles	Source
Débit		
	Décroissance exponentielle de la transmissivité	"one-at-a-time" WIGMOSTA et al. [1994]
	Porosité	"one-at-a-time"
	Capacité au champ	"one-at-a-time"
	Conductivité latérale	"one-at-a-time" WIGMOSTA et al. [1994] STORCK et al. [1998] WESTRICK et al. [2002]
	Profondeur du sol	"one-at-a-time" WIGMOSTA et al. [1994] STORCK et al. [1998] WESTRICK et al. [2002]
	Profondeur racinaire	WIGMOSTA et al. [1994]
Manteau de neige et couche de glace		
	Albédo maximale de la neige	"one-at-a-time" NAZ et al. [2014]
	Albédo de la glace	NAZ et al. [2014]
	Rugosité de la neige	"one-at-a-time" ANDREADIS et al. [2009]
	Capacité maximale d'interception de la neige par la végétation	ANDREADIS et al. [2009]
	Gradient thermique altitudinal	NAZ et al. [2014]
	Gradient altitudinal de précipitations	NAZ et al. [2014]
	Seuils de température pour la phase des précipitations	WIGMOSTA et al. [2002]

influence soit dépendante du taux d'englacement du bassin versant étudié. À la suite de cette étude préliminaire, nous avons mis au point différentes étapes de calibration.

2. Méthode de calibration

2.1. Critères d'évaluation

Pour évaluer les résultats de la calibration, nous utilisons principalement cinq indices, calculés à partir des débits journaliers :

- le KGE à Condorcerro (cf. équation III.5 pour la formule du KGE) ;
- le KGE à l'exutoire du bassin versant de Tablachaca ;
- le KGE à l'exutoire du bassin versant du Haut Santa ;

- le KGE à l'exutoire du bassin versant de Pachacoto ;
- un KGE globalisant l'ensemble des résultats obtenus pour les quatre KGE cités précédemment, calculé selon les formules III.8 et III.9, et que nous appellerons KGE_{mult} .

En ce qui concerne les données glaciologiques, nous avons accès aux données de l'UGRH de bilan de masse annuel du glacier Artesonraju et utilisons ces informations comme indicateur, mais elles ne font pas partie de l'évaluation de la calibration pour différentes raisons :

- les superficies glaciaires fournies par l'UGRH et celles en sortie du masque glaciaire utilisée par DHSVM sont différentes (tableau XI.2) ; le masque de DHSVM montre une superficie beaucoup plus importante en zone d'accumulation et cela entraîne des valeurs différentes entre les résultats de bilan de masse net annuel de l'UGRH et de la modélisation ;
- il est difficile et peu rigoureux de comparer les mesures ponctuelles d'ablation ou d'accumulation de l'UGRH avec les sorties de DHSVM sur des mailles de 500 mètres.

Tableau XI.2 – Superficies du glacier Artesonraju avec les données de l'UGRH et les données utilisées dans les simulations DHSVM à 500 mètres, issues du RGI 3.2.

Zones	Source	
	UGRH	DHSVM 500 m
< 5 000 m	1,75 km ²	1,0 km ²
> 5 000 m	1,91 km ²	4,5 km ²
Totale	3,43 km ²	5,5 km ²

Pour ces raisons, nous utiliserons uniquement le gradient de bilan de masse net spécifique moyenné par tranche d'altitude comme indicateur de la performance du modèle en zones glaciaires, mais cet indicateur ne sera pas discriminant dans la phase de calibration. Sur la figure XI.2, on peut observer les mesures ponctuelles des balises et puits d'accumulation de l'UGRH et le gradient de bilan de masse calculé par interpolation de ces données. Un tableau indique de plus le nombre de points de mesure et de mailles par tranche d'altitude sur lequel on peut observer le sous-échantillonnage de l'UGRH sur les zones hautes et le manque de mailles DHSVM en zone d'ablation. Ce sous-échantillonnage en zone d'ablation n'est pas dû à une erreur sur le masque glaciaire de DHSVM du glacier Artesonraju, issu des données du RGI3.2, mais à un impact de la résolution spatiale (500 mètres).

2.2. Profondeur du sol

Pour débiter, nous calibrons la carte des profondeurs de sol, indépendamment des autres paramètres qui ne sont pas régionalisés. Initialement, la profondeur de sol pour chaque cellule a été calculée selon la formule de l'équation XI.1. Z_s est la profondeur du sol du pixel considéré [m], $Z_{s_{min}}$ et $Z_{s_{max}}$ la profondeur maximale et minimale du sol sur le bassin versant [m] (prises égales à 5 et 0 mètres), β et β_{max} la pente et la pente maximale du sol [m/m] et z et z_{max} l'altitude du pixel et l'altitude maximale sur le bassin [m]. a et b sont des coefficients de pondération pour la pente ($a = 0,7$) et l'altitude ($b = 0,3$). A et B sont des exposants pour la pente ($A = 0,25$) et l'altitude ($B = 0,75$).

$$Z_s = Z_{s_{min}} + (Z_{s_{max}} - Z_{s_{min}}) \left[a \left(1 - \frac{\beta}{\beta_{max}} \right)^A + b \left(1 - \frac{z}{z_{max}} \right)^B \right] \quad (XI.1)$$

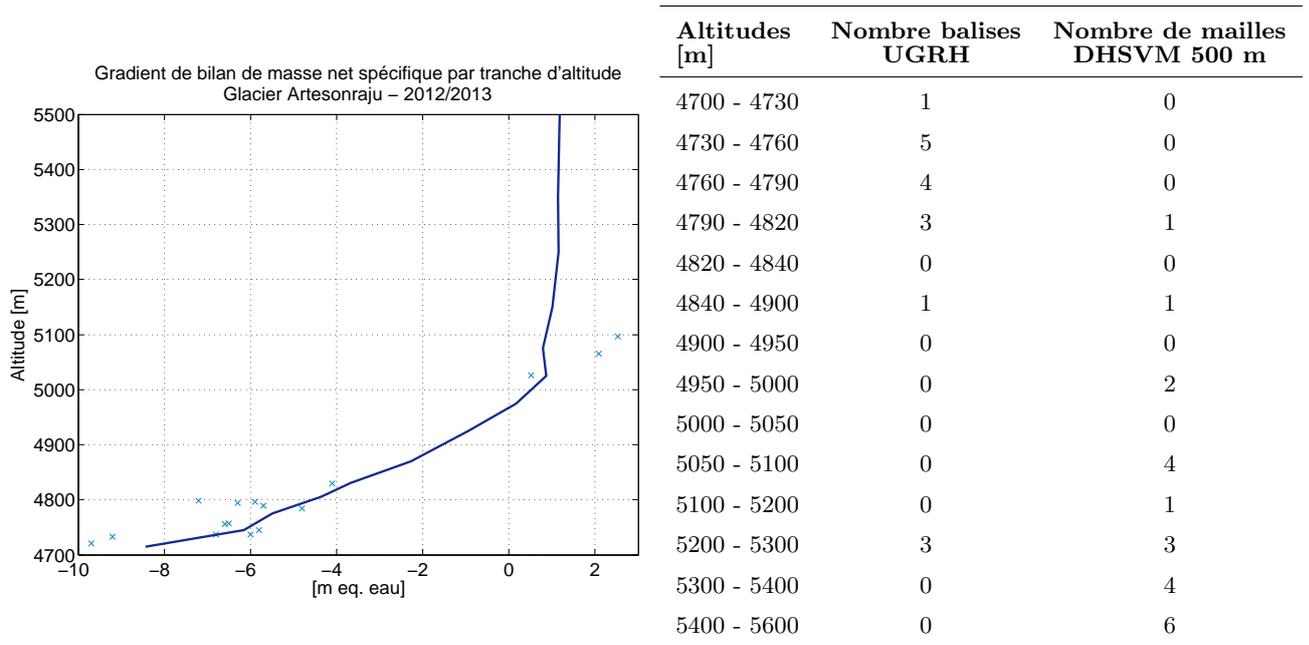


FIGURE XI.2 – Graphique : Bilan de masse net spécifique par tranche d'altitude pour le Glacier Artesonraju sur l'année 2012/2013 - mesures et interpolation UGRH. Les croix bleues correspondent aux mesures des balises d'ablation et puits d'accumulation.
Tableau : récapitulatif du nombre de mesures ponctuelles par tranche d'altitude de l'UGRH et du nombre de mailles de DHSVM à 500 mètres de résolution spatiale.

Pour l'année hydrologique 2012/2013, avec un jeu de paramètres a priori (non calibrés), nous appliquons différents coefficients multiplicateurs à la carte des profondeurs de sol et évaluons l'indice KGE sur les débits journaliers en quatre points du bassin versant du Rio Santa (figure XI.3). Avec ces résultats, nous choisissons de multiplier la carte des profondeurs de sol initiale par 0,75, ce qui résulte en une carte dont les profondeurs sont comprises entre 2,5 et 3,6 mètres (figure XI.3).

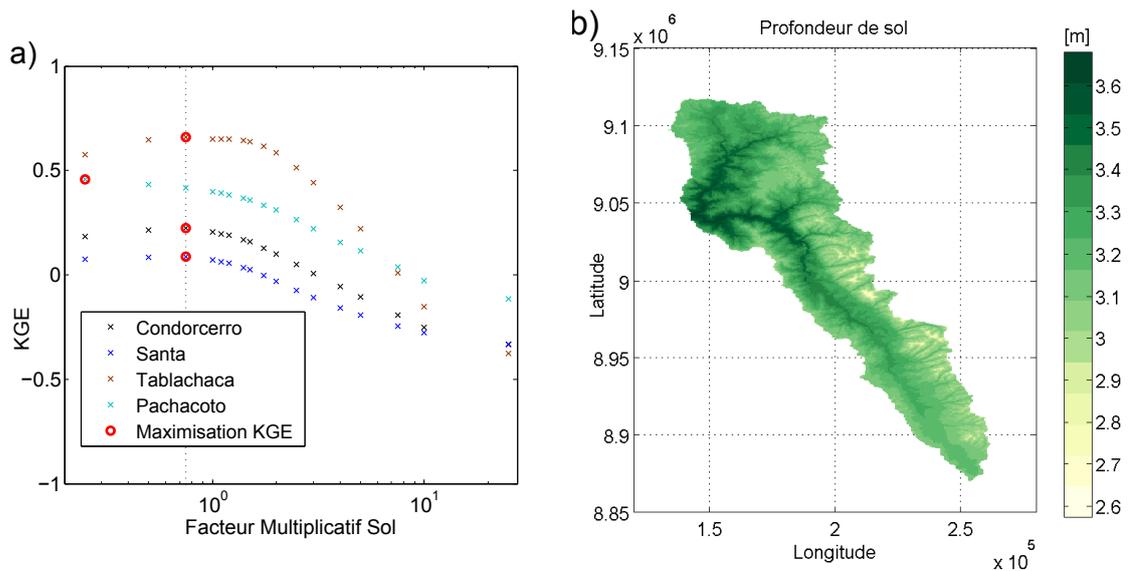


FIGURE XI.3 – (a) Indices KGE sur les débits journaliers à Condorcerro, Santa, Tablachaca et Pachacoto sur l'année hydrologique 2012/2013, avec différents coefficients multiplicateurs appliqués à la carte des profondeurs de sol.
(b) Carte des profondeurs de sol après calibration.

2.3. Albédo de la glace et albédo de la neige

En parallèle du processus de calibration, nous avons réalisé une étude de sensibilité du bilan de masse annuel aux deux paramètres d'albédo pour deux jeux d'entrées en variables météorologiques : les précipitations KED_{WRF} couplées aux températures T_{WRF} ainsi que $T_{WRF_{cor}}$. Pour ce test de sensibilité, l'albédo de la glace varie entre 0,2 et 0,4 et l'albédo de la neige entre 0,75 et 0,9. Les performances en bilan de masse sont dégradées lorsqu'on utilise $T_{WRF_{cor}}$, avec une fonte largement surestimée (figure XI.4). Les résultats peuvent être mis en parallèle de ceux présentés à la figure X.3, qui montraient que les valeurs de 0,4 pour l'albédo de la glace et de 0,9 pour l'albédo maximal de la neige étaient surestimées. On observe cependant que ce sont ces valeurs qui montrent les meilleures performances pour représenter le gradient annuel de bilan de masse sur la même zone, le glacier Artesonraju (figure XI.4). Il faut néanmoins tenir compte du fait que la figure X.3 compare des valeurs ponctuelles d'albédo et qu'avec l'outil DHSVM de modélisation (figure XI.4), les valeurs des paramètres d'albédo et des variables en sortie correspondent à des mailles de 500 mètres.

Ce test de sensibilité donne des informations quant à l'impact à haute altitude de l'augmentation de 2,3 °C en température. Cependant, les valeurs optimisées des paramètres d'albédo de 0,4 et 0,9 sont supérieures aux valeurs de la littérature (tableau III.2) ainsi qu'aux résultats de la simulation réalisée pour le glacier Artesonraju sur une période de 4 mois (figure X.3). Elles correspondent uniquement à un site d'étude, marqué par des incertitudes sur les mesures d'accumulation annuelle et d'ablations mensuelles. Dans ce contexte, les valeurs d'albédo de la glace et d'albédo de la neige seront variables dans le processus de calibration, avec des variations entre 0,3 et 0,4 pour l'albédo de la glace et 0,75 et 0,9 pour l'albédo maximal de la neige.

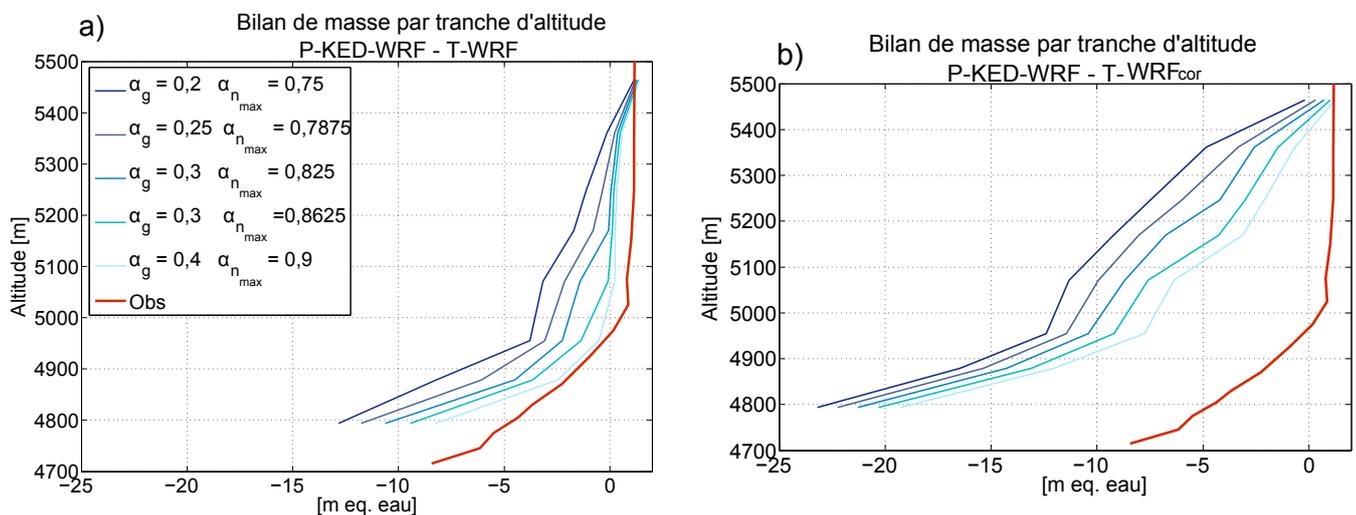


FIGURE XI.4 – Test de sensibilité du bilan de masse par tranche d'altitude du glacier Artesonraju pour l'année 2012/2013 aux valeurs d'albédo de la glace (α_g) et d'albédo maximal de la neige ($\alpha_{neige_{max}}$) avec les précipitations de $P_{KED_{WRF}}$ et les températures T_{WRF} (a) et $T_{WRF_{cor}}$ (b).

2.4. Variations de la valeur des paramètres en hypercube latin

Après avoir observé que le modèle DHSVM comportait un nombre important de paramètres sensibles, nous devons échantillonner ces paramètres, c'est à dire sélectionner certaines valeurs dans un ensemble acceptable défini par une gamme de variation, dans le but d'établir un plan d'expérience,

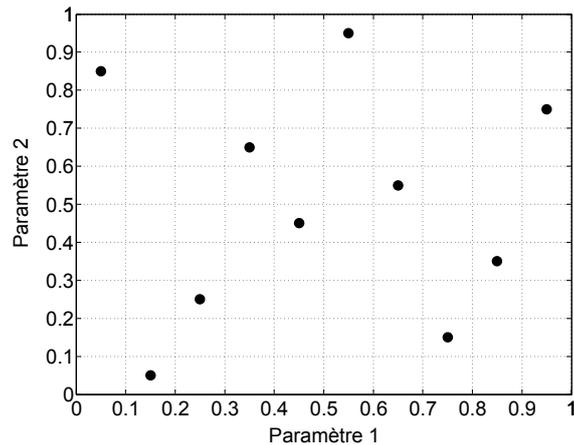


FIGURE XI.5 – Exemple de résultat d’un échantillonnage de 10 valeurs en hypercube latin sur deux paramètres, de distribution uniforme entre les valeurs 0 et 1.

donc une suite ordonnée de simulations numériques. Pour faire un choix quant à l’échantillonnage des paramètres, on doit s’interroger sur différents points :

- le temps de calcul disponible, qui va contraindre la taille de l’échantillon ;
- l’organisation des calculs, à savoir un plan fixe (expériences indépendantes) ou adaptatif (évolution automatique de l’échantillonnage) ;
- l’objectif à atteindre, à savoir si tout l’espace des paramètres doit être rempli ou si des zones seront privilégiées ;
- les connaissances a priori que l’on a sur la valeur des paramètres.

Dans le cas de cette thèse, le temps de simulation de DHSVM est conséquent, ce qui réduit le nombre possible de simulations. Avec peu d’informations disponibles sur les caractéristiques de sol et de végétation, nous nous orientons vers une couverture totale de l’espace des paramètres. Nous verrons par la suite l’importance des connaissances a priori sur la réussite de la calibration. Nous choisissons dans cette thèse de faire varier les paramètres en hypercube latin [MCKAY et al., 1979]. Cette méthode assure une couverture complète de l’étendue de chaque paramètre. En effet, les paramètres sont considérées comme des variables aléatoires, associées à une loi de distribution (nous appliquons une loi uniforme). L’espace des paramètres est alors découpé en sous-espaces équiprobables et chacun de ces sous-espaces est échantillonné de manière uniforme. Il faut noter que l’ensemble des paramètres varie simultanément, ce qui permet de détecter les éventuels effets interactifs entre paramètres et de réduire le nombre de simulations (on ne teste pas l’ensemble des combinaisons possibles mais un ensemble représentatif de ces combinaisons). Un exemple théorique est présenté à la figure XI.5 pour deux paramètres appartenant à l’intervalle $[0,1]$. Certains paramètres étant liés les uns aux autres (par exemple le point de flétrissement est nécessairement inférieur à la capacité au champ qui doit être inférieure à la porosité), on utilise dans ces cas un échantillonnage aléatoire du paramètre selon les seuils imposés par les paramètres avec lesquels il est lié.

2.5. Plan d'expériences

2.5.1. Phase d'apprentissage

Le premier ensemble de simulations effectué comprenait 500 simulations, en modifiant la valeur de 42 paramètres selon les gammes de valeurs répertoriées dans le tableau B.1 de l'annexe B. Les résultats pour le débit à Tablachaca sont présentés sur la figure XI.6. On remarque que la maximisation de l'indice KGE à Condorcerro dégrade considérablement le débit à Tablachaca, avec un KGE modifié de 0,96 à 0,25. Dans ce contexte et suivant les travaux de MORERA et al. [2013] (cf. section 1.1 du chapitre V), nous avons modifié les cartes de type et d'occupation du sol de façon à distinguer le litosol du bassin versant de Tablachaca de celui de Condorcerro et de faire de même pour la végétation éparsée. À la suite de cette modification, un second ensemble de simulations a été effectué,

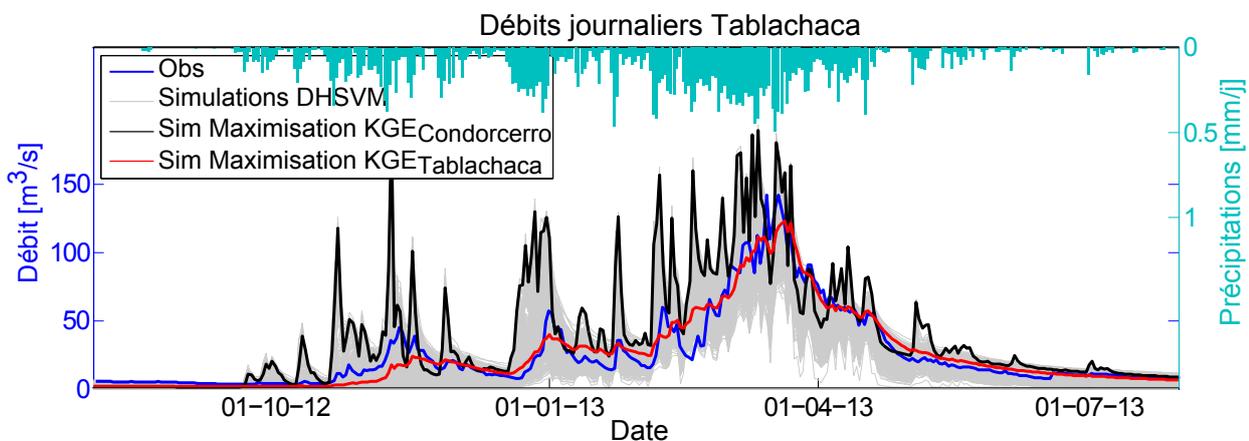


FIGURE XI.6 – Résultats de l'ensemble 1 de 500 simulations en termes de débit journalier à Tablachaca. Les précipitations journalières moyennées sur le bassin sont présentées sur le haut du graphique. Sur la partie basse sont présentés : le débit journalier observé à Tablachaca (en bleu), les résultats en débits journaliers à Tablachaca pour l'ensemble des simulations (gris), la simulation qui maximise le $KGE_{\text{Condorcerro}}$ (en noir) et celle qui maximise le $KGE_{\text{Tablachaca}}$ (rouge).

en faisant varier 36 paramètres selon les valeurs du tableau B.2 de l'annexe B pour 1 000 simulations. Malgré la prise en compte des résultats du premier ensemble de simulations, nous obtenons pour ces 1 000 simulations des résultats qui ne sont pas satisfaisants : le débit de base à Condorcerro n'est pas simulé, le bilan en eau sur les bassins versants de Condorcerro et du Haut Santa sont sous-estimés (avec un maximum de KGE respectif de 0,61 et 0,62). Malgré un nombre important de simulations, les résultats ne sont pas concluants dû à un manque de connaissances a priori sur les valeurs des paramètres. En revanche, les résultats obtenus pour le bassin versant de Tablachaca sont largement améliorés, atteignant un KGE de 0,92. À la suite de cette étape, nous choisissons les cinq meilleures simulations en termes de KGE_{mult} pour réaliser un apprentissage manuel (quelques simulations avec choix manuel des paramètres) et établir un jeu de paramètres initial acceptable pour travailler sur l'ensemble 3 de simulations. Cette phase d'apprentissage a été nécessaire pour analyser la source des problèmes et notamment établir que la sous-estimation du volume d'eau en sortie était principalement liée aux caractéristiques des sols plutôt qu'à un déficit de contribution glaciaire, neigeuse ou souterraine. Cette meilleure connaissance du fonctionnement du modèle permet par la suite d'effectuer une dernière phase de calibration avec un nombre moins important de simulations mais aboutissant à des résultats satisfaisants.

2.5.2. Dernier ensemble de simulations

À la suite de la phase d'apprentissage manuel, les paramètres "a priori" diffèrent pour chaque couple de précipitations/température. L'ensemble 3 de simulations fait varier sept paramètres. Ce sont les mêmes paramètres pour chaque couple, mais avec des gammes de variations différentes. Dans les tableaux B.3, B.4 et B.5 de l'annexe B sont indiquées les gammes de variation des paramètres pour chaque couple de précipitations/température. Les paramètres du litosol et de la végétation éparse du bassin versant de Tablachaca sont fixes pour cet ensemble de simulations. Ces paramètres ont été fixés à la suite de l'ensemble 2 de simulations, pour lequel les meilleures simulations montraient toutes un KGE sur ce bassin versant supérieur à 0,79 (pour les quatre jeux de variables météorologiques).

Pour illustrer les résultats des différents ensembles de simulations, la figure XI.7a montre les valeurs de KGE_{mult} pour le couple $P_{\text{KED}_{\text{WRF}}}$ avec les températures $T_{\text{WRF}_{\text{cor}}}$. On observe une nette amélioration des KGE_{mult} pour le troisième ensemble de simulations. En revanche, le set 2 de 1 000 simulations, dont les paramètres de calibration couvrent de larges gammes de variations, montre un maximum de KGE_{mult} de 0,67, proche de la valeur maximale du KGE_{mult} pour l'ensemble 1 de simulations qui est de 0,63. La phase d'apprentissage manuel et le choix de la valeur des paramètres non modifiés lors du set 3 de simulations a largement contribué à obtenir des résultats acceptables, c'est à dire des KGE_{mult} supérieurs à 0,85.

Les valeurs des KGE par bassin versant relativement au KGE_{mult} montrent des comportements différents. En effet, l'augmentation du KGE_{mult} est conjoint aux augmentations des $KGE_{\text{Condorcero}}$ et KGE_{Santa} . Cependant, au niveau du bassin versant de Pachacoto, on peut observer un seuil à partir duquel l'augmentation du $KGE_{\text{Pachacoto}}$ entraîne une diminution des valeurs de KGE_{mult} . Il n'y a donc dans ce cas aucune solution optimale qui améliorerait l'ensemble des résultats sans détériorer au moins une des fonctions objectifs. On est dans un cas d'équifinalité, où plusieurs paramétrisations donneront des solutions acceptables, et on a fait le choix de discriminer ces solutions à l'aide de la fonction objectif KGE_{mult} . Les résultats de l'ensemble 3 de simulations pour les différents jeux de variables météorologiques en entrée du modèle DHSVM seront présentés et commentés dans le chapitre suivant (chapitre XII).

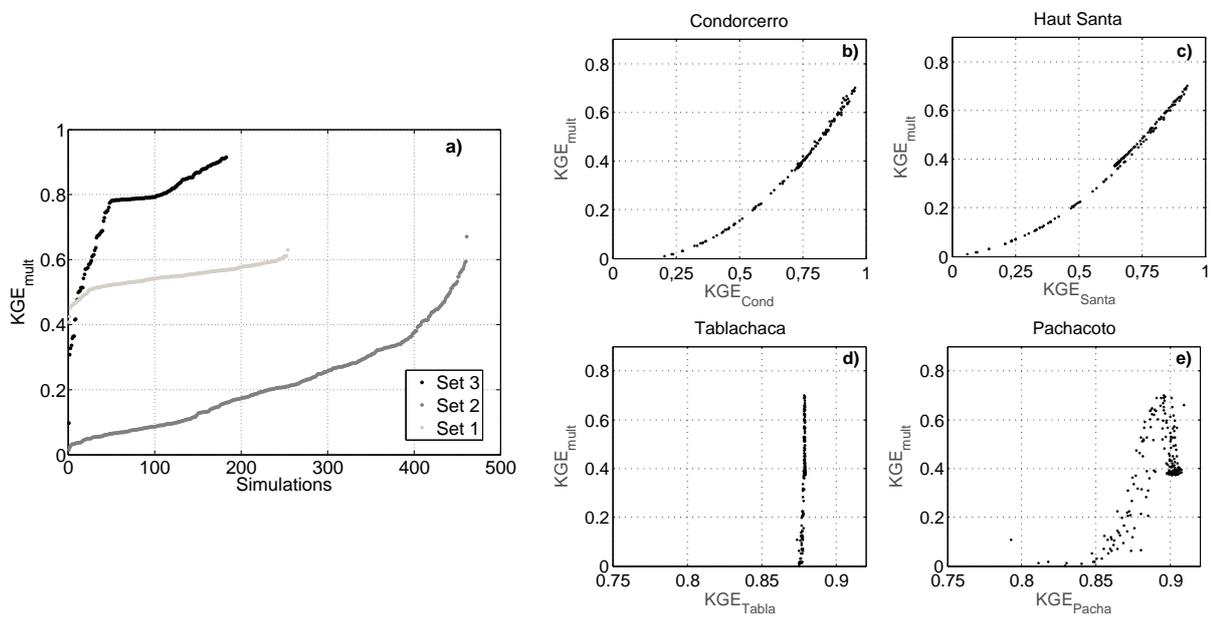


FIGURE XI.7 – a) KGE_{mult} pour les ensembles 1, 2 et 3 de simulations pour le couple $P_{KED_{WRF}}/T_{WRF_{cor}}$.
 b, c, d, e) Relations entre KGE_{mult} et KGE_{BV} pour les quatre exutoires étudiés au sein du bassin versant du Rio Santa (Condorcerro, Haut Santa, Tablachaca et Pachacoto) pour l'ensemble 3 de simulations.

Impact des entrées de précipitations et température sur la modélisation glacio-hydrologique

Nous avons présenté dans les chapitres précédents le modèle glacio-hydrologique utilisé ainsi que la calibration mise en place pour obtenir un outil de modélisation permettant de simuler correctement les débits en différents points du bassin versant. Dans les parties précédentes de ce travail, les variables météorologiques disponibles sur la zone d'étude ont été étudiées et les erreurs et incertitudes associées aux variables de précipitations et température ont été mises en évidence. Dans la logique de ces observations et des outils utilisés, on considère que le modèle DHSVM calibré ainsi que les séries de variables météorologiques développées sont une représentation de la réalité. Il est cependant essentiel d'évaluer les défauts de la modélisation glacio-hydrologique forcée par des sorties de modèle climatique (auxquelles est appliquée une correction statistique) sans conclure quantitativement sur ses sorties en variables hydrologiques et glaciaires. On évalue dans ce chapitre la robustesse du modèle glacio-hydrologique DHSVM ainsi que sa sensibilité aux entrées de précipitations et température.

Trois phases d'analyses sont développées. (i) Tout d'abord, sur une année de simulation, nous analysons les sorties de la meilleure calibration du modèle développée pour chaque entrée de précipitations et température. Le processus de calibration étant identique, on interroge alors la performance de l'outil de modélisation en évaluant les débits journaliers, l'évapotranspiration, l'humidité du sol, la couverture neigeuse et les bilans de masse glaciaire. (ii) Dans un second temps, on utilise le modèle glacio-hydrologique avec un jeu identique de paramètres pour l'ensemble des différentes entrées de variables météorologiques. C'est alors la sensibilité des sorties du modèle (débit journalier et horaire, évapotranspiration, sublimation, couverture de neige, contribution glaciaire) à ces variables d'entrée qui est étudiée. (iii) Pour terminer, une simulation sur 10 ans est réalisée, sans considérer d'évolution des variables météorologiques, dans le but d'évaluer les possibles divergences ou mises à l'équilibre à long terme des variables hydrologiques et glaciologiques en sortie de DHSVM.

1. Variables d'entrée

Les données d'entrée physiographiques caractéristiques du bassin versant du Rio Santa nécessaires au modèle ont été présentées dans la Partie II et ont une résolution spatiale de 500 mètres. Les données météorologiques d'humidité relative, de vitesse du vent, de pression atmosphérique et de rayonnements incidents de grandes et courtes longueurs d'ondes sont les sorties de WRF3, à un pas de temps horaire et une résolution spatiale de 3 km. Un gradient thermique de $-6,5\text{ °C/km}$ est appliqué pour ré-échantillonner les températures de l'air sur le maillage à 500 mètres de résolution [JUNEN et al., 2007 ; CAREY et al., 2012].

Les précipitations et la température de l'air sont les deux variables météorologiques clés en modélisation glacio-hydrologique. Différents produits de précipitations et séries de température sont appliqués en entrée de DHSVM afin de tester la sensibilité du modèle à ces variables. Les couples de précipitations/température utilisés sont synthétisés dans le tableau XII.1. Les cellules grisées correspondent aux couples utilisés pour l'étude de sensibilité (on y fera référence par la suite en les nommant les quatre couples P/T). En ce qui concerne les précipitations issues du modèle WRF (à 3 km de résolution) et des données satellites TRMM, nous avons pu observer à la Partie III qu'elles comportent des défauts majeurs (surestimation des précipitations par WRF3 et résolution grossière de TRMM). On considère qu'elles ne sont pas représentatives de la réalité mais nous les appliquons en entrée de DHSVM pour avoir une estimation des résultats que cela peut engendrer. En effet, après avoir testé la robustesse du modèle aux deux jeux de données de précipitations issus du krigeage, on applique les produits de précipitations horaires de WRF3 et 3 heures de TRMM pour évaluer les défauts en sortie du modèle DHSVM qui doivent inciter à la prudence dans l'utilisation de ces jeux de données pour les calculs de volumes écoulés aux exutoires et de bilans de masse glaciaire.

Tableau XII.1 – Différents couples de précipitations/température utilisés en entrée du modèle DHSVM. Pour rappel : KED = krigeage avec dérive externe et $T_{WRF_{cor}}$ correspond à T_{WRF} augmenté de $2,3\text{ °C}$.

Précipitations	Température	
	T_{WRF}	$T_{WRF_{cor}}$
KED _{Altitude}	✓	✓
KED _{WRF}	✓	✓
WRF	✓	✓
TRMM	✓	✓

2. Performance de l'outil de modélisation

Dans cette section, on analyse les résultats de la calibration décrite au chapitre précédent (chapitre XI) réalisée pour chaque couple P/T. Le jeu de paramètres calibrés pour le couple $P_{KED_{WRF}}/T_{WRF_{cor}}$ est consultable à l'annexe A. La majorité des paramètres ne montre pas une grande dispersion entre les résultats de la calibration pour les quatre couples P/T. Les paramètres sont considérés dispersés si l'écart-type entre les quatre valeurs est supérieur à 0,5 fois la moyenne. Un ensemble de 12 paramètres est alors considéré dispersés au sein duquel se distinguent deux groupes : (i) les valeurs des paramètres dépendent du jeu de précipitations pour la conductivité latérale du litosol du Haut

Santa, la décroissance de la transmissivité, la porosité et la capacité au champ du paramosol ; (ii) les valeurs sont dispersées de manière hétérogène pour la conductivité latérale et verticale du litosol de Tablachaca, la décroissance de la transmissivité, la porosité, la capacité au champ, le point de flétrissement de l'andosol et la conductivité verticale du litosol du Haut Santa.

L'ensemble des valeurs des paramètres est compris dans les gammes de variation citées dans la littérature (cf. annexe A), avec cependant des valeurs de porosité faibles pour les sols de type litosols. Ces valeurs de porosité sont utilisées dans le calcul de la percolation (calculée via la loi de Darcy en assumant un gradient hydraulique unitaire avec l'équation de Brooks-Corey, équation XII.1, [WIGMOSTA et al., 2002]), où K_s est la conductivité hydraulique verticale à saturation [m/s], θ et θ_r sont les contenus en eau du sol moyen et résiduel, m est l'indice de distribution de taille des pores et ϕ est la porosité).

$$q_v(\theta) = K_s \left[\frac{\theta - \theta_r}{\phi - \theta_r} \right]^{(2/m)+3} \quad (\text{XII.1})$$

2.1. Sorties en variables hydrologiques

Le tableau XII.2 répertorie les résultats en termes de KGE. Ces résultats sont présentés en termes de séries de débits journaliers à la figure XII.1. On remarque une bonne performance en termes de débit pour les quatre couples P/T. L'augmentation de 2,3 °C sur le jeu de température $T_{\text{WRF}_{\text{cor}}}$ a peu d'impact sur les résultats de la calibration. Le modèle reproduit correctement les volumes écoulés, la dynamique du débit, ainsi que le débit de base en saison sèche (figure XII.1).

Tableau XII.2 – KGE calculés entre les débits journaliers mesurés aux stations et les débits journaliers modélisés en sortie de DHSVM pour les quatre couples P/T, avec une calibration propre à chaque couple.

Couple Variables météorologiques	KGE				
	KGE_{mult}	KGE_{Cond}	KGE_{Santa}	KGE_{Tabla}	KGE_{Pacha}
$P_{\text{KED}_{\text{WRF}}}/T_{\text{WRF}}$	0,89	0,96	0,94	0,79	0,87
$P_{\text{KED}_{\text{WRF}}}/T_{\text{WRF}_{\text{cor}}}$	0,92	0,95	0,93	0,90	0,89
$P_{\text{KED}_{\text{Altitude}}}/T_{\text{WRF}}$	0,91	0,95	0,92	0,91	0,86
$P_{\text{KED}_{\text{Altitude}}}/T_{\text{WRF}_{\text{cor}}}$	0,88	0,96	0,91	0,80	0,87

En ce qui concerne les valeurs d'évapotranspiration, elles sont légèrement supérieures lorsque les températures $T_{\text{WRF}_{\text{cor}}}$ sont appliquées, mais la moyenne des quatre valeurs est de 332,45 mm, avec un écart-type entre ces valeurs de 24,1 mm (tableau XII.3). Cela correspond à un tiers de la valeur donnée par TARAZONA SANTOS [2005] pour les années 1970 (tableau III.1), ce qui est acceptable car on compare alors une valeur d'évapotranspiration réelle en sortie de DHSVM avec une valeur d'évapotranspiration potentielle. Les valeurs d'évapotranspiration annuelle sont supérieures avec l'utilisation des précipitations $\text{KED}_{\text{Altitude}}$, cela est dû à une humidité du sol plus importante, liée à des cumuls de précipitations supérieurs des $P_{\text{KED}_{\text{Altitude}}}$ par rapport aux cumuls de $P_{\text{KED}_{\text{WRF}}}$ (cf. tableau IX.3). Les conclusions énoncées dans cette section portent uniquement sur les variables hydrologiques, à savoir le débit journalier aux différents exutoires et les évapotranspirations réelles annuelles.

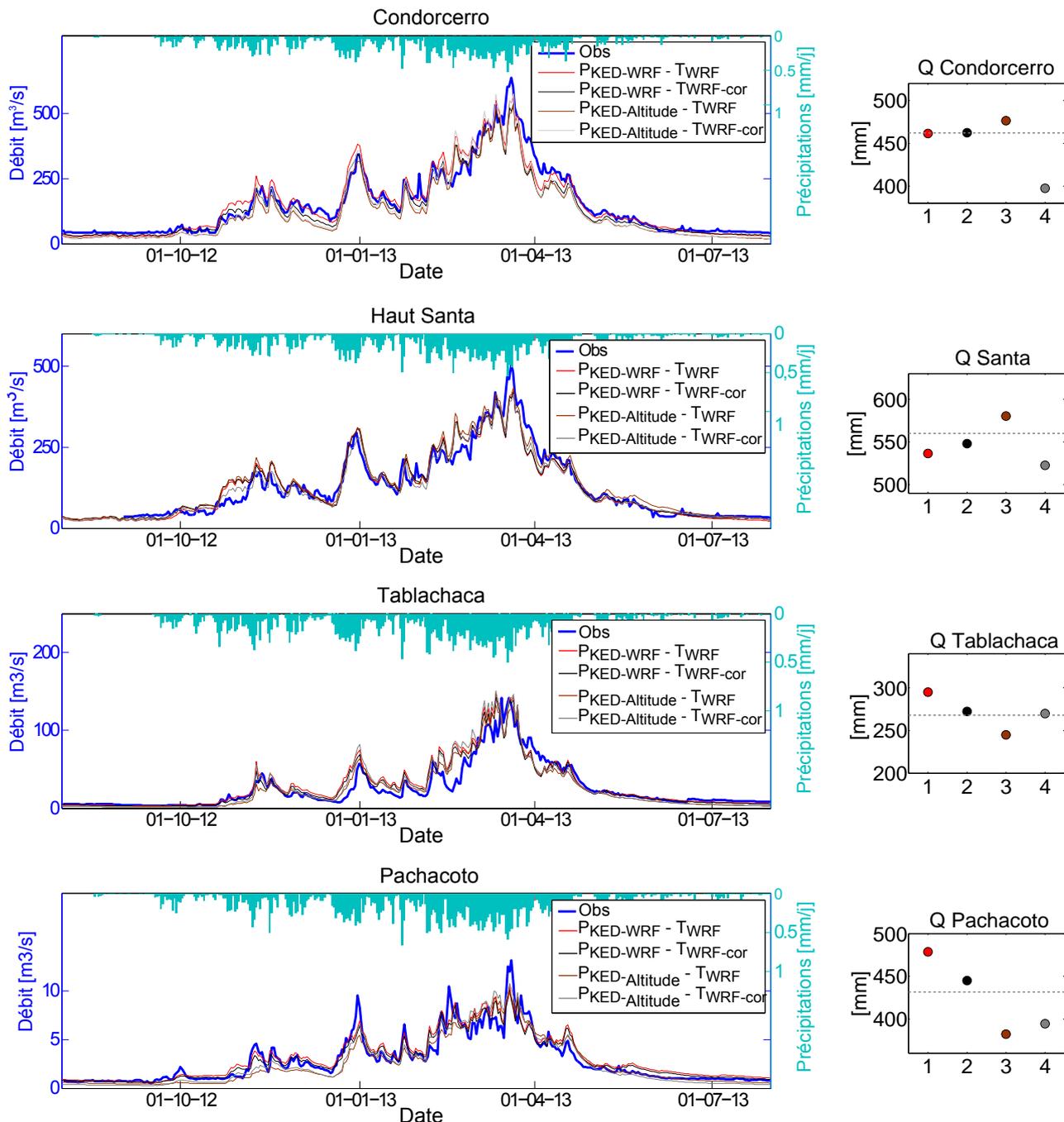


FIGURE XII.1 – Sur la colonne de gauche, débits journaliers à Condorcerro, Haut-Santa, Tablachaca et Pachacoto, avec les observations aux stations hydrométriques (bleu) et les sorties de DHSVM pour les 4 couples P/T. Les précipitations journalières indiquées sont celles de $P_{KED_{WRF}}$ moyennées sur le bassin versant considéré.

Sur la colonne de droite, lames d'eau écoulées en débit sur l'année hydrologique 2012/2013 pour [1] $P_{KED_{WRF}}/T_{WRF}$; [2] $P_{KED_{WRF}}/T_{WRF_{cor}}$; [3] $P_{KED_{Altitude}}/T_{WRF}$; [4] $P_{KED_{Altitude}}/T_{WRF_{cor}}$. Les tiretés horizontaux gris indiquent les valeurs mesurées.

2.2. Sorties en variables nivo-glaciaires

2.2.1. Couverture neigeuse

Les sorties de couverture neigeuse de DHSVM sont comparées aux données MOD10A1 au 1^{er} février 2013, c'est à dire au cœur de la saison humide, sur la zone du glacier Artesonraju (figure

Tableau XII.3 – Évapotranspiration annuelle et humidité finale du sol en sortie de DHSVM pour les quatre couples P/T, avec calibration propre à chaque couple.

	$P_{KED_{WRF}}$		$P_{KED_{Altitude}}$	
	T_{WRF}	$T_{WRF_{cor}}$	T_{WRF}	$T_{WRF_{cor}}$
ETR [mm]	298	338	341	354
Humidité finale du sol [mm]	176	189	464	422

XII.2 et table XII.4). Cette évaluation est réalisée dans le but d'identifier les ordres de grandeur de l'enneigement en termes d'extension spatiale. Comme décrit précédemment, en plus de reproduire correctement les débits journaliers, on cherche à avoir une représentation correcte des zones glaciaires en sortie de DHSVM. On rappelle que $T_{WRF_{cor}}$ correspond à T_{WRF} augmenté de 2,3 °C.

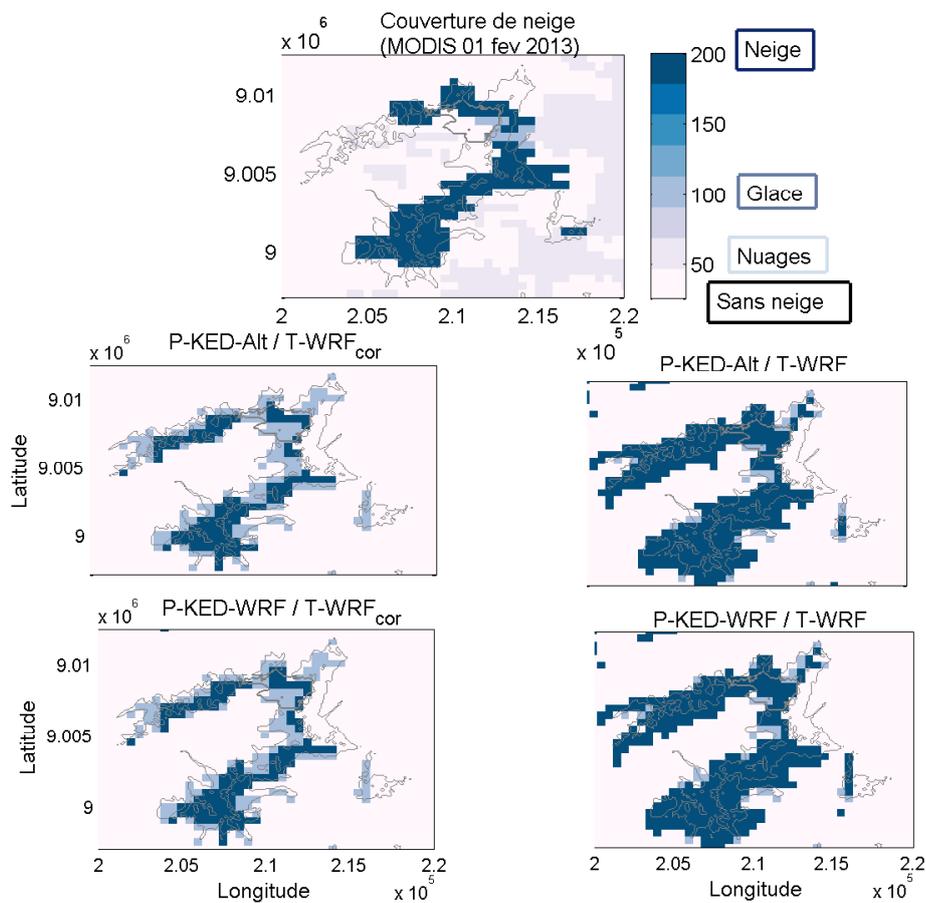


FIGURE XII.2 – Couverture neigeuse et glaciaire au 1^{er} février 2013 sur le massif du glacier Artesonraju. Données MOD10A1 et sorties de DHSVM pour les 4 couples P/T. Les couleurs sont harmonisées entre les 5 figures et les chiffres correspondent à la classification MODIS. Les contours gris indiquent les contours glaciaires du RGI3.2.

La différence en température engendre une forte différence en termes de couverture neigeuse. En effet, uniquement les zones hautes des glaciers sont couvertes de neige en sortie de DHSVM avec $T_{WRF_{cor}}$, ce qui est plus réaliste que la couverture neigeuse modélisée avec T_{WRF} . Les superficies enneigées sont surestimées par DHSVM avec l'utilisation de T_{WRF} (tableau XII.4), et l'utilisation de $T_{WRF_{cor}}$ montre principalement un déficit de surfaces enneigées. Les conclusions sur les résultats du modèle au vu de cette variable de couverture de neige, évaluée de manière instantanée, sont alors incertaines. En effet, il est difficile d'obtenir une chronique temporelle de couverture neigeuse à partir

des données MOD10A1 due à une forte nébulosité en saison humide, période principale pendant laquelle se produisent les chutes de neige. À ce stade et pour une zone sub-tropicale telle que le bassin versant du Rio Santa, il semble difficile d'utiliser de manière automatique les couverts de neige des données MOD10A1. Dans la suite de ce travail, on évaluera alors les bilans de masse glaciaire, qui sont intégrateurs et annuels, et qui peuvent être utilisés plus facilement sur la zone d'étude (cf. section 2.2.2).

Tableau XII.4 – Superficies enneigées et non enneigées au 1^{er} février 2013 sur le massif du glacier Artesonraju (320 km²) pour les données MOD10A1 et les sorties de DHSVM calibré pour chaque couple P/T, ainsi que la non-concomitance entre les données MOD10A1 et les sorties de DHSVM. La ligne *Autre* correspond aux pixels en glace ou nuage.

	MOD10A1	$P_{KED_{Altitude}}$		$P_{KED_{WRF}}$	
		T_{WRF}	$T_{WRF_{cor}}$	T_{WRF}	$T_{WRF_{cor}}$
Neige [km ²]	42	79,25	25,75	76,75	27,5
Non neige [km ²]	198,5	232,75	264,25	243,5	263,75
Autre [km ²]	79,5	8	30	8,75	28,75
Neige MOD10A1/Non neige DHSVM [km ²]		10,25	22,75	11	22
Non neige MOD10A1/Neige DHSVM [km ²]		41,75	5	40,5	6

2.2.2. Bilan de masse glaciaire

On compare dans cette section le gradient annuel de bilan de masse moyenné par tranche d'altitude issu des mesures de l'UGRH avec les sorties de DHSVM. Il faut noter tout d'abord que les valeurs d'albédo de la glace et d'albédo maximal de la neige ont été fixées distinctement pour chaque couple P/T à la suite de l'ensemble 2 de simulations (tableau B.2 à l'annexe B) en maximisant la valeur des KGE. Les valeurs des paramètres d'albédo sont présentées au tableau XII.5. À l'identique des conclusions du test de sensibilité sur les valeurs d'albédo présentées à la figure XI.4, les performances sur le bilan de masse glaciaire sont dégradées lorsqu'on utilise $T_{WRF_{cor}}$, avec une fonte largement surestimée (figure XI.4). Cette surestimation s'observe aussi au regard des RMSE sur les valeurs de bilan de masse annuel (2012/2013) par tranches d'altitudes :

- $P_{KED_{WRF}}/T_{WRF}$: 1,55 mètre eq. eau ;
- $P_{KED_{WRF}}/T_{WRF_{cor}}$: 6,23 mètre eq. eau ;
- $P_{KED_{Altitude}}/T_{WRF}$: 1,88 mètre eq. eau ;
- $P_{KED_{Altitude}}/T_{WRF_{cor}}$: 7,29 mètre eq. eau.

Les comparaisons de couverture neigeuse des sorties de DHSVM avec les données MOD10A1 montraient des résultats plus réalistes avec l'utilisation des températures $T_{WRF_{cor}}$, ce qui est contradictoire avec les résultats obtenus en termes de bilan de masse glaciaire. Plusieurs sources d'erreurs peuvent expliquer ces contradictions :

- les comparaisons entre les données MOD10A1 et les sorties de DHSVM sont faites sur les superficies enneigées, mais une part importante de ces superficies est couverte d'un manteau de neige inférieur à 0,5 mm eq. eau ; c'est particulièrement le cas pour les sorties du couple $P_{KED_{WRF}}/T_{WRF}$, pour lequel 42,2 % des surfaces enneigées du bassin versant du Rio Santa et 18,6 % des superficies enneigées de la zone du glacier Artesonraju ont un couvert inférieur à

0,5 mm eq. eau (ces chiffres prennent respectivement les valeurs de 41,2 et 8,5 % pour le couple $P_{KED_{Altitude}}/T_{WRF}$);

- effet de résolution spatiale : la phase des précipitations de DHSVM est régie par les températures de l'air, qui sont moyennées sur des mailles de 500 mètres, ré-échantillonnées à partir des données à 3 km avec un gradient thermique adiabatique de - 6,5 °C/km ; la comparaison en bilan de masse est effectuée entre des mesures ponctuelles et des sorties de DHSVM sur des mailles de 500 mètres.

Sur la zone du glacier Artesonraju, il est intéressant de noter que le jeu de précipitations $KED_{Altitude}$ montre plus de superficies enneigées, de plus importantes épaisseurs de manteau neigeux et des erreurs quadratiques moyennes en bilan de masse plus grandes que les précipitations KED_{WRF} . Ainsi, le choix de la méthode d'interpolation a des répercussions sur les variables glaciaires, bien que l'impact de la série de température utilisée soit plus important et qu'en termes de débit les résultats ne soient pas différenciés de manière homogène entre les deux séries de précipitations.

Tableau XII.5 – Valeurs des paramètres d'albédo pour chaque calibration de DHSVM, fixées à la suite de l'ensemble 2 de simulations.

	$P_{KED_{Altitude}}$		$P_{KED_{WRF}}$	
	T_{WRF}	$T_{WRF_{cor}}$	T_{WRF}	$T_{WRF_{cor}}$
Albédo de la glace	0,32	0,40	0,38	0,35
Albédo maximal de la neige	0,78	0,78	0,80	0,90

2.3. Synthèse

Malgré des différences en quantité et en intensité de précipitations, ainsi qu'en valeurs de température, la calibration du modèle DHSVM montre des résultats acceptables en termes de débit simulé en différents points du bassin versant pour les quatre couples P/T. Des erreurs sont observées sur les variables glaciaires lorsqu'on applique la correction de 2,3 °C aux séries de température. On est donc dans un cas où la calibration multicritère sur les débits en différents points du bassin versant permet d'obtenir des jeux de paramètres acceptables, mais qui montrent des faiblesses pour la simulation des processus glaciaires.

La conclusion qui découle de ces simulations est que les paramètres régissant les écoulements en zones saturée et non saturée du sol ainsi que les paramètres de végétation contrôlent plus fortement les débits que la contribution neigeuse et glaciaire aux différents exutoires évalués du bassin versant du Rio Santa. Plus généralement, le modèle DHSVM est utilisé dans cette étude comme une représentation de la réalité et montre de bonnes performances dans une étude de ressource en eau à l'échelle globale. La représentation des variables glaciaires est cependant dépendante des températures utilisées, et sans vérifications de terrain, les conclusions en termes d'évolution future de la ressource en eau sur le bassin versant peuvent prendre différentes formes. Dans une évaluation multicritère en débit (qui correspond à une évaluation multiexutoire sur des bassins versants aux taux d'englacement différents), il serait alors préconisé de travailler avec des débits sur des bassins versants fortement glaciaires ou en aval direct des glaciers. Il existe une station hydrométrique au lac Artesoncocha, en aval du glacier Artesonraju, mais les données pour l'année 2012/2013 comportent de trop nombreuses lacunes. Une seconde solution serait de comparer le bilan de masse annuel global de la Cordillère

Blanche avec les sorties de DHSVM, pour lisser les erreurs qui surviennent lorsqu'on travail sur un unique glacier.

3. Sensibilité aux variables météorologiques : valeurs annuelles et cycle diurne

Dans cette section, on fixe un jeu de paramètres, auquel on applique différentes entrées en termes de variables météorologiques. Pour débiter, on utilise le modèle avec les paramètres calibrés pour les variables $P_{KED_{WRF}}/T_{WRF_{cor}}$, en appliquant en entrée les quatre couples P/T. Ce travail a aussi été réalisé en appliquant aux quatre couples P/T la calibration établie pour le couple $P_{KED_{Altitude}}/T_{WRF}$ et donne des résultats similaires à ceux présentés dans cette section.

3.1. Application aux quatre couples précipitations/température

On travaille ici avec un modèle dont les paramètres sont fixés. On applique donc des variables d'entrée à un outil non calibré pour les données météorologiques appliquées dans le but d'évaluer la robustesse du modèle et d'évaluer l'impact d'un changement en précipitations ou température sur les variables hydrologiques et glaciologiques.

3.1.1. Valeurs annuelles

Les résultats de ces quatre simulations sont compilés dans le tableau XII.6. En termes de débit, il y a une légère perte de performance marquée pour le groupe $P_{KED_{Altitude}}$, comparé au groupe $P_{KED_{WRF}}$ (différence d'environ 0,1 sur les KGE_{Cond} , KGE_{Santa} et KGE_{mult}). De manière similaire, cette perte de performance est observée sur le groupe $P_{KED_{WRF}}$ lorsque la calibration pour le couple $P_{KED_{Altitude}}$ est utilisée. Pour la simulation du débit, les précipitations sont donc plus discriminantes que les températures. Cependant, il n'y a pas de dégradation majeure des résultats en débit à l'exutoire et l'ensemble des valeurs de KGE est supérieure à 0,75. L'outil de modélisation DHSVM montre donc une robustesse face aux variables météorologiques en entrée. De plus, les différences d'humidité du sol et d'évapotranspiration entre les quatre simulations sont moins importantes qu'en sortie des simulations calibrées pour chaque jeu de données météorologiques (les quatre couples P/T, cf. tableau XII.3). Sur ces variables, les paramètres contrôlant l'état du sol et de la végétation ont donc plus d'influence que les variables de précipitations et température.

La partie inférieure du tableau XII.6 reporte les résultats en variables glaciaires, pour lesquelles la température est la variable météorologique discriminante. La température contrôle ainsi la fonte (débit glaciaire à Condorcerro, bilan de masse glaciaire) et la phase des précipitations (superficies enneigées). La contribution glaciaire indiquée dans le tableau correspond uniquement à la lame d'eau provenant de la fonte de glace (la fonte de neige n'est pas prise en compte, car les différences majeures en termes de superficies enneigées en fin de simulation indiquent une erreur possible sur cette variable). Les RMSE en bilan de masse du glacier Artesonraju sont similaires en ordre de grandeur à ceux exposés à la section précédente (2.2.2).

Tableau XII.6 – Valeurs en sorties de simulations pour les quatre couples P/T avec un jeu de paramètres fixé (celui issu de la calibration du couple $P_{KED_{WRF}}/T_{WRF_{cor}}$). La barre horizontale à mi-tableau sépare les résultats pour les variables hydrologiques et glaciologiques.

	$P_{KED_{WRF}}$		$P_{KED_{Altitude}}$	
	T_{WRF}	$T_{WRF_{cor}}$	T_{WRF}	$T_{WRF_{cor}}$
KGE_{Cond}	0,94	0,95	0,82	0,79
KGE_{Santa}	0,91	0,93	0,81	0,76
KGE_{Tabla}	0,87	0,90	0,82	0,84
KGE_{Pacha}	0,88	0,89	0,89	0,93
KGE_{mult}	0,90	0,92	0,83	0,83
ETR	303	338	317	352
Contribution glaciaire [% de débit à Condorcerro]	9,2	41,3	7,9	34,7
RMSE Gradient BM Artesonraju [m. eq. eau]	0,7	6,2	0,6	6,0
Superficie enneigée finale [km²]	635,25	178,25	767,0	200,25
Superficie enneigée hors glaciers [km²]	341	37,5	379,75	47
Superficie glaciaire finale [km²]	329,25	316,75	329,75	317,25

La contribution glaciaire entre l'utilisation de T_{WRF} ou $T_{WRF_{cor}}$ montre d'importantes différences. En considérant uniquement la lame d'eau provenant de la fonte de glace, on suit la définition de RAGETTLI & PELLICCIOTTI [2012]. Elle permet de ne pas prendre en compte les flux de fonte de neige qui persisteront dans un contexte de changement climatique. De plus, la neige précipitée en surface du glacier contribue à l'écoulement au cours de l'heure ou de quelques jours au maximum. Les évaluations de MARK & SELTZER [2003] d'une contribution glaciaire à l'écoulement du bassin versant du Rio Santa à La Balsa de 40 % en saison sèche et 10 à 20 % en saison humide sont difficilement comparables aux résultats de notre étude. Tout d'abord parce que (i) nous n'avons pas modélisé les contributions glaciaires directement à La Balsa, (ii) leur étude utilise des hypothèses fortes concernant les valeurs d'évapotranspiration et de contribution des écoulements souterrains, (iii) et les chiffres indiqués prennent en compte la contribution nivale. Dans un but précis de déterminer la contribution glaciaire au sein d'un bassin versant, il serait intéressant de croiser différentes méthodes d'estimation (modélisation, traceurs chimiques, mesures de débit en sortie de glacier (cf. section 2.2 du chapitre I)), de fixer la définition de contribution glaciaire utilisée, ainsi qu'évidemment de travailler à un exutoire identique.

La phase des précipitations est évaluée avec la méthode de la plage de température dans DHSVM (cf. section 2.4.2 du chapitre III). Cela entraîne une superficie enneigée totale en fin de simulation (août 2013) diminuée de 75 % pour $T_{WRF_{cor}}$ comparé à T_{WRF} . Et la superficie enneigée en dehors des zones glaciaires est diminuée de 90 %. Les valeurs d'environ 350 km² de manteau neigeux en dehors des zones englacées pour les simulations avec T_{WRF} surestiment la quantité de neige précipitée sur le bassin. En effet, en saison sèche, de faibles précipitations solides, généralement sous forme de grêle, peuvent avoir lieu en dehors des glaciers, mais aucun manteau neigeux pérenne ne persiste plus d'une

journee. Il faut cependant rappeler que les seuils de temperature decrivant la phase des precipitations sont fixes et identiques pour les quatre couples, en accord avec les valeurs de la litterature [L'HOUE et al., 2005]. Une modification du seuil de temperature maximale a laquelle on rencontre des precipitations solides de 3 °C vers 1 °C pour le couple $P_{KED_{WRF}}/T_{WRF}$ ne reduit cependant les superficies enneigees hors glaciers que de 88 km² (passant de 341 a 253 km²).

En ce qui concerne les superficies englacées, les valeurs different seulement de 4 % entre les simulations avec T_{WRF} et $T_{WRF_{cor}}$, la superficie englacée en debut de simulation etant de 331 km². Cependant, cette faible difference en superficie englacée masque une difference de 14 % de perte en volume glaciaire, qui s'observe sur la contribution de la fonte glaciaire au debit a Condorcerro. Ainsi, la perte en volume glaciaire sur 1 an est de 3 % avec T_{WRF} et 17 % avec $T_{WRF_{cor}}$. Cette derniere valeur semble largement irrealiste et conduirait, pour des glaciers en equilibre dans un climat non modifie, a une disparition totale des glaciers en 6 ans !

La part de la sublimation par rapport a l'ablation totale est de 3 % avec l'utilisation de T_{WRF} et 0,25 % avec l'utilisation de $T_{WRF_{cor}}$. Il est cependant difficile de comparer ces valeurs etant donne que les superficies enneigees en sortie de DHSVM avec T_{WRF} sont largement superieures a celles avec $T_{WRF_{cor}}$. Ces valeurs sont cependant inferieures a celles mesurees par WINKLER et al. [2009] au glacier Artesonraju (en saison seche, ils estiment que 60 a 90 % de l'energie totale est consommee par la sublimation) et modelisees par GURGISER et al. [2013] sur le glacier Shallap (qui evaluent que 8 % de l'ablation en saison humide et 17 a 22 % en saison seche est produite par la sublimation).

3.1.2. Cycle diurne

En plus de l'avantage, en sortie de DHSVM, de pouvoir evaluer la contribution glaciaire, le modele execute a un pas de temps horaire permet d'evaluer la dynamique diurne des ecoulements. La figure XII.3 montre les cycles diurnes moyens de debit pour la saison humide (les mois de novembre a mars) et la saison seche (les mois de mai a août) en comparant les donnees mesurees aux sorties de DHSVM avec les quatre couples P/T pour deux localisations : Casa de Agua et Pachacoto. Il faut noter que pour Casa de Agua, le site de mesure est en amont de la confluence du reseau d'ecoulement de DHSVM pour laquelle nous montrons les donnees et qu'il est donc normal que les valeurs absolues de debit en sortie de modele ne concordent pas avec les mesures car les superficies de ces sous-bassins sont differentes. Les superficies totales et englacées des bassins versants sont rappelees dans le tableau XII.7. Sur la figure XII.3, les echelles en ordonnees ne sont pas centrees sur les memes valeurs mais dans un but de comparaison des gammes de variation diurne, l'intervalle couvert est identique pour les graphiques *a* a *e* puis *f* a *j*.

Tableau XII.7 – Superficies et couvertures glaciaires des bassins versants de Casa de Agua et Pachacoto.

Bassin Versant	Superficie [km ²]	% glaciaire
Casa de Agua - Station	64,4	24
Casa de Agua - DHSVM	162	14
Pachacoto	204	4

Globalement, les cycles diurnes de debit sont correctement representes en sortie de DHSVM, pour la saison humide comme pour la saison seche. Les sorties de DHSMV montrent cependant un debut d'augmentation du debit au cours de la journee et un pic de debit au cours de l'après-midi anticipés

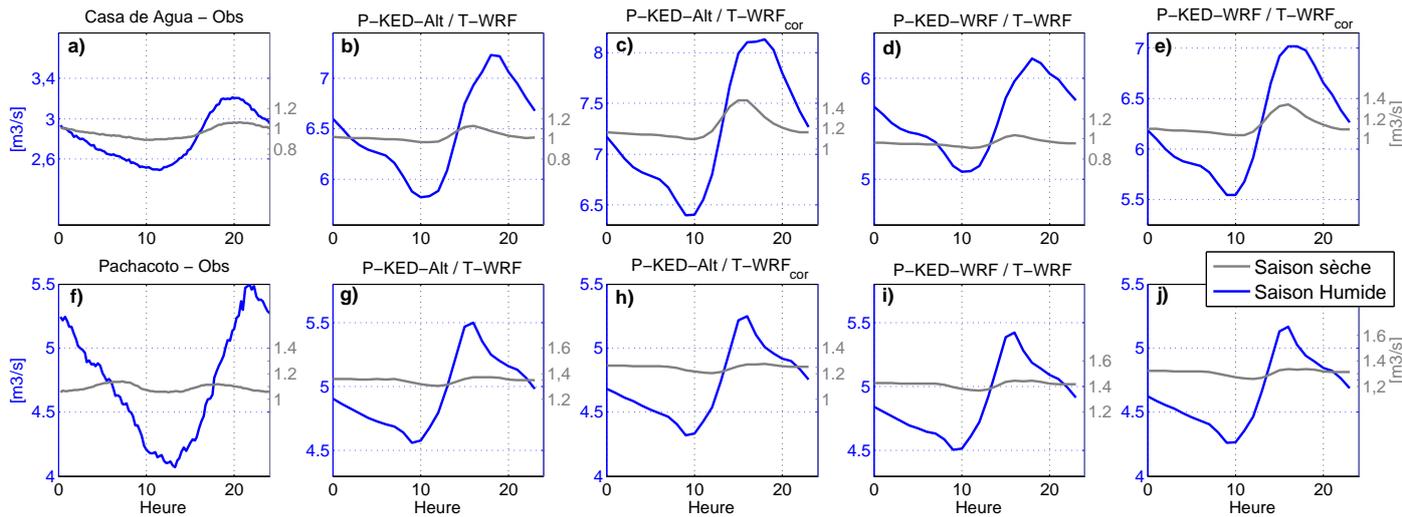


FIGURE XII.3 – Cycle diurne de débit aux sites de Casa de Agua (a-e) et Pachacoto (f-j) pour les données observées (a et f) et les sorties de DHSMV pour les quatre couples P/T (b-e et g-j). La saison sèche en bleu (MJJA) est distinguée de la saison humide en gris (NDJFM).

d'environ 1 à 2 heures en comparaison aux valeurs mesurées. Au niveau du bassin versant à Casa de Agua, le cycle de débit est plus marqué pour les simulations avec $T_{WRF_{cor}}$. Sur un bassin versant dont 14 % de la superficie est englacée, l'augmentation de 2,3 °C en température entraîne donc une amplification du cycle diurne de débit [CASASSA et al., 2009].

En termes de précipitations, les débits sont plus faibles avec l'utilisation de $P_{KED_{WRF}}$ en comparaison à l'utilisation de $P_{KED_{Altitude}}$. C'est en accord avec les cumuls de précipitations observés à haute altitude plus forts en sortie du krigeage $KED_{Altitude}$ qu'avec les cumuls annuels de WRF3 comme dérive externe (cf. figure IX.7). Les lames d'eau écoulées à Condorcerro pour $P_{KED_{Altitude}}$ montrent une légère surestimation par rapport aux valeurs mesurées (sur un an de simulation avec les températures T_{WRF} , 505,5 mm sont écoulés à Condorcerro avec $P_{KED_{Altitude}}$ contre 442,8 mm avec $P_{KED_{WRF}}$ et les mesures indiquent une lame d'eau écoulée de 462 mm).

La figure XII.4 présente le cycle diurne de débit à l'exutoire du bassin versant du Haut Santa en sortie de DHSVM pour les quatre couples P/T. Ces cycles sont décalés temporellement par rapport aux cycles de débit à Pachacoto ou Casa de Agua, illustrant le temps de transfert de l'eau au sein du bassin. Le pic de débit, présent aux alentours de 5 heures à l'exutoire du bassin versant du Haut Santa, est donc retardé de 17 heures relativement au pic de fonte glaciaire (qui se présente à 12 h) et de 11 heures par rapport aux pics de débit des bassins versants de haute altitude (figure XII.3). Ces résultats sont en accord avec les mesures de débit horaire à la station hydrométrique de Huaraz (figure XII.5), mais ne peuvent pas être validés par des mesures de terrain dans la mesure où la fréquence des observations est de 12 heures à l'exutoire du bassin versant du Haut Santa.

Concernant les valeurs de fonte de glace, une différence majeure est la continuité de la fonte tout au long de la journée en saison humide avec l'application de $T_{WRF_{cor}}$ (figure XII.4 f et h). La nuit, la source d'énergie principale est le rayonnement de grandes longueurs d'ondes. Avec une température de l'air augmentée de 2,3 °C et une nébulosité importante en saison humide, les glaciers ont donc tendance à fondre de manière continue.

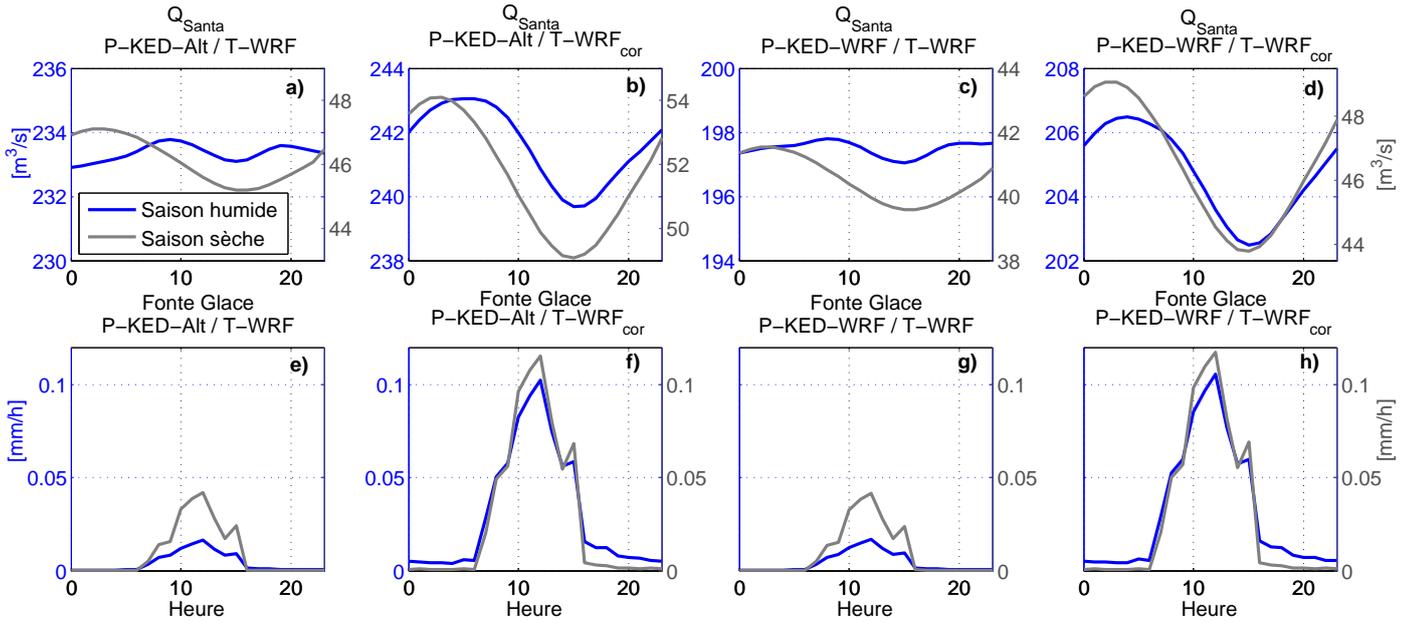


FIGURE XII.4 – Cycle diurne de débit à l'exutoire du bassin versant du Haut Santa en sortie de DHSVM pour les quatre couples P/T (a-d) et lame d'eau issue de la fonte glaciaire sur ce bassin (e-h).

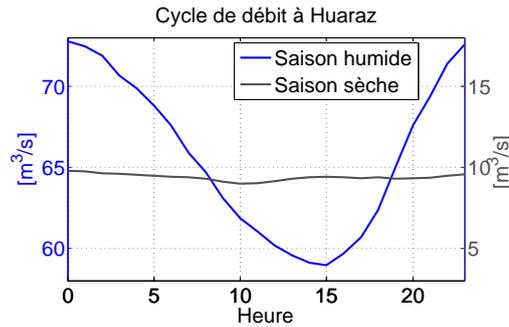


FIGURE XII.5 – Cycle diurne de débit mesuré à Huaraz.

L'amplification de la fonte glaciaire avec l'application des températures $T_{WRF_{cor}}$ entraîne des cycles diurnes de débit marqués autant en saison humide qu'en saison sèche à l'exutoire du bassin versant du Haut Santa. Ces cycles peuvent être mis en parallèle des sorties de DHSVM pour le bassin de Tablachaca, non glaciaire (figure XII.6). Le cycle diurne de débit à Tablachaca est marqué uniquement en saison humide, lié au cycle diurne des précipitations (cf. section 1.4.3 du chapitre VIII). L'évolution horaire du débit en saison sèche sur le bassin versant du Haut Santa pour le couple $P_{KED_{WRF}}/T_{WRF_{cor}}$ est donc causée par la fonte glaciaire. Ce cycle n'est pas marqué à Huaraz (dont la couverture glaciaire du bassin versant est de 3,9 %). Les valeurs de fonte avec l'application de la correction de 2,3 °C sur les températures de WRF sont donc excessives, ce qui confirme les valeurs élevées de RMSE en bilan de masse glaciaire. Les contributions glaciaires annuelles supérieures à 30 % à l'exutoire du bassin à Condorcerro (cf. tableau XII.6) semblent donc surestimées.

3.1.3. Synthèse

L'application en entrée de DHSVM de différents jeux de données de variables météorologiques n'entraîne pas de dégradation importante des indices calculés sur les débits journaliers. De plus, la correcte simulation des temps de transfert au pas de temps horaire au sein du bassin versant montre

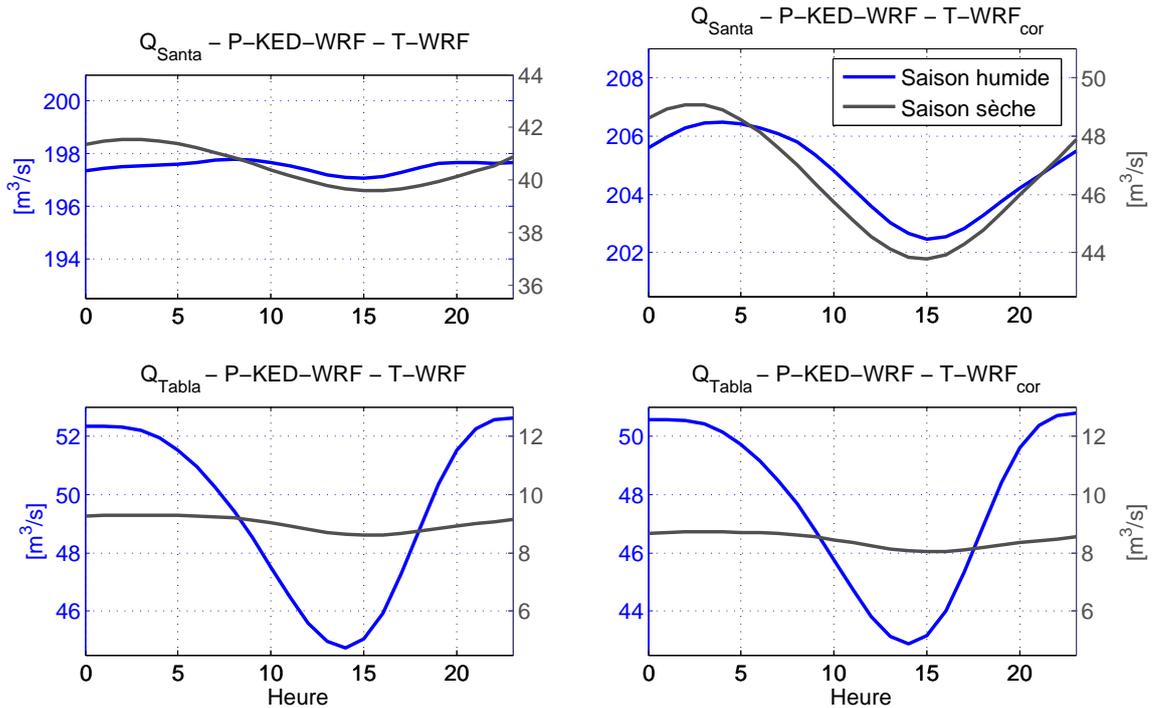


FIGURE XII.6 – Cycle diurne de débit à l'exutoire du bassin versant du Haut Santa (4,7 % de couverture glaciaire) et de Tablachaca (0 % de couverture glaciaire) en sortie de DHSVM avec $P_{KED_{WRF}}$ et les deux séries de température.

une robustesse du modèle en termes de variables hydrologiques. Concernant les débits, il faut noter que les variables de précipitations sont plus discriminantes que les variables de température. Le choix de la méthode de krigeage a donc un impact sur la qualité des sorties de modélisation, montrant une légère surestimation des volumes écoulés par rapport aux observations avec l'utilisation de $P_{KED_{Altitude}}$, qui peut être mise en parallèle des surestimations évaluées sur ce produit de précipitations en termes de cumuls à hautes altitudes. Le choix des paramètres de sol et de végétation est lui plus discriminant que le choix des variables météorologiques en termes de résultats sur les variables d'évapotranspiration et d'humidité du sol.

Les conclusions concernant les variables glaciaires sont toutes autres. Dans ce cas, les températures sont largement plus discriminantes que les précipitations. Ainsi, l'application de $T_{WRF_{cor}}$ montre des bilans de masse fortement sous-estimés, une fonte excessive observée au regard des cycles diurnes de débit en différents points du bassin versant résultant en une perte annuelle en volume glaciaire irréaliste. De son côté, l'application des températures T_{WRF} entraîne une surestimation importante des superficies enneigées au niveau du bassin versant. Il faut rappeler que la correction de 2,3 °C a été appliquée à la suite de l'observation d'un biais froid en sortie de WRF3 face aux températures mesurées par l'UNASAM et le SENAMHI. Cependant, cette correction appliquée dans le but de débiaiser les séries de température entraîne une importante perte de performance sur les variables glaciaires en sortie de modélisation. Cela pourrait être lié à des erreurs dans le choix des paramètres (albédo, rugosité de la neige, gradient altitudinal de température, seuils de température pour la phase des précipitations). La valeur de ces paramètres est néanmoins en accord avec les valeurs de la littérature et une modification importante de ces dernières dans le but de diminuer la fonte de neige et de glace en sortie de DHSVM serait elle aussi irréaliste. Afin de confirmer l'utilisation des séries

de température de WRF3 avec leur biais froid, il serait intéressant de réaliser une simulation avec des températures interpolées à partir des valeurs mesurées pour valider ou infirmer leur utilisation dans le modèle DHSVM, et comparer les valeurs obtenues avec les sorties de WRF3 sur les zones de hautes altitudes. Une étude plus approfondie des évolutions spatiales de température en sorties de WRF3 serait aussi un point important pour établir une critique plus construite de cette variable.

3.2. Sensibilité de DHSVM aux précipitations WRF et TRMM

Les données satellitaires TRMM et le produit de précipitations TRMM3B42 utilisé dans cette étude font partie d'une base de données facilement accessible et utilisée par un grand nombre de scientifiques étudiant les zones tropicales. Les sorties de modèle climatique régional, tel que WRF, sont une source de données essentielle pour évaluer l'ensemble des variables météorologiques de manière régionalisée sur une zone d'étude en tenant compte des processus physiques atmosphériques. Malgré les biais observés sur ces deux produits de précipitations, ils ont été utilisés en entrée de DHSVM, sans calibration préalable faite pour ces jeux de données (le jeu de paramètres calibrés pour $P_{KED_{WRF}}/T_{WRF_{cor}}$ est utilisé). Les résultats en termes de débit sont présentés à la figure XII.7 et en termes de bilan de masse glaciaire à la figure XII.8.

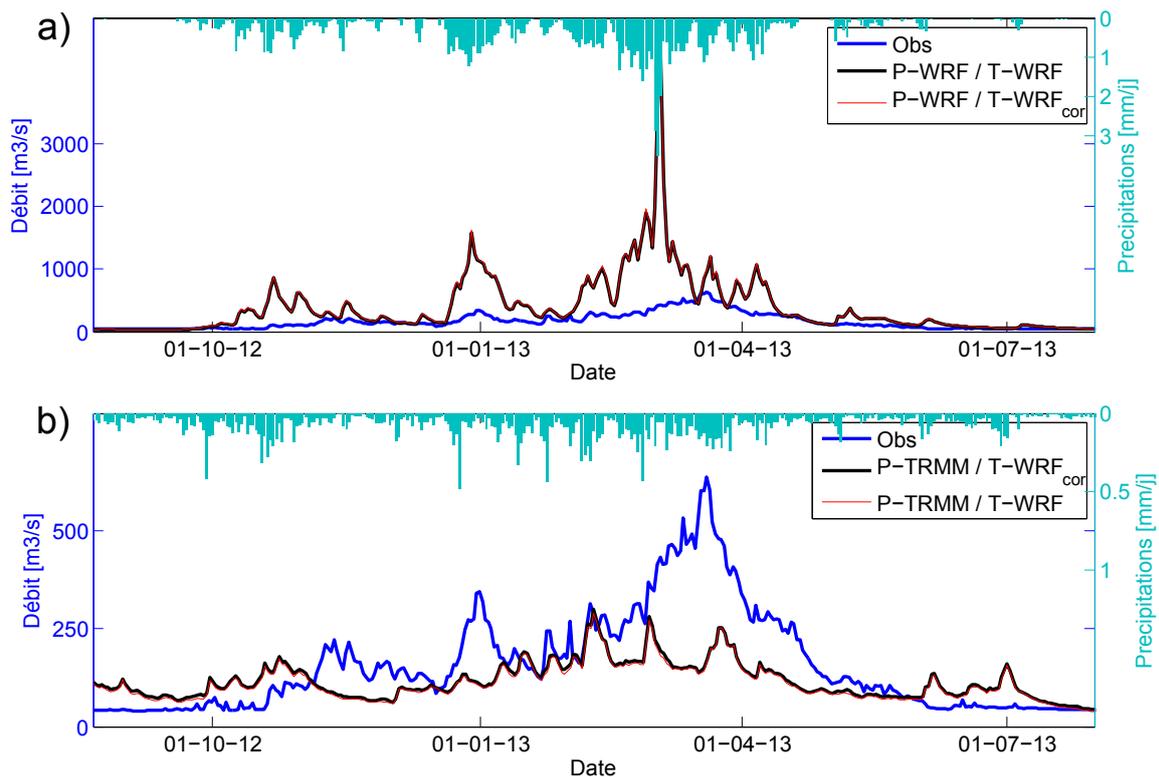


FIGURE XII.7 – Débit journalier à Condorcerro avec les précipitations WRF (a) et les précipitations TRMM (b) appliquées en entrée de DHSVM.

La forte surestimation des précipitations par WRF par rapport aux précipitations observées aux stations entraîne une réponse en débit beaucoup trop importante, avec un débit surestimé de plus de 240 % à Condorcerro. Il est intéressant d'observer que le régime hydrologique est conservé, en accord avec la correcte saisonnalité du produit de précipitations. Pour les surfaces glaciaires, DHSVM forcé par les précipitations WRF et les températures WRF montre un RMSE sur le gradient de bilan de masse de 1,8 mètre eq. eau, avec des valeurs fixes d'albédo glace de 0,35 et d'albédo maximal de la

neige de 0,9. Il n'est pas exclu qu'à la suite d'une phase de calibration adéquate, le modèle DHSVM forcé par les précipitations WRF reproduise correctement les écoulements au sein du bassin versant du Rio Santa.

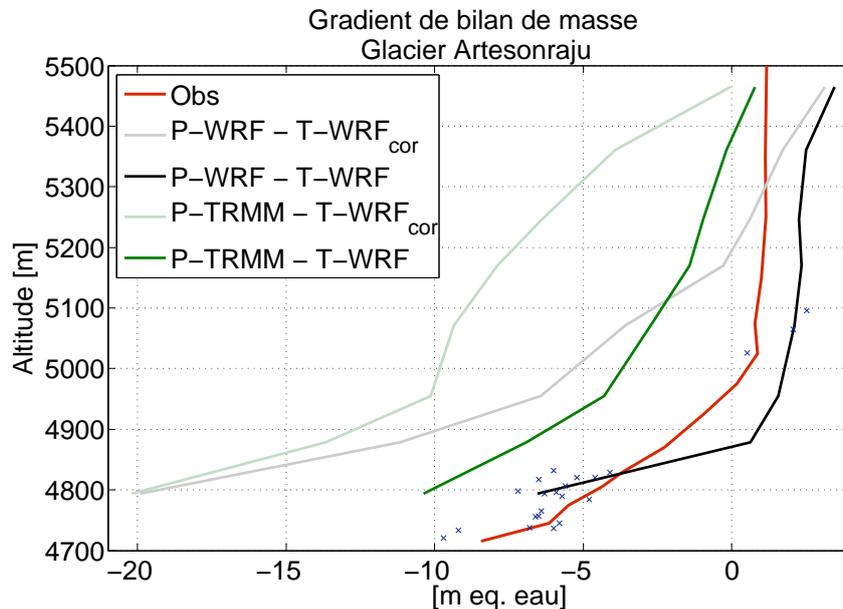


FIGURE XII.8 – Gradient de bilan de masse du glacier Artesonraju avec les précipitations WRF et TRMM en entrée de DHSVM.

Les précipitations de TRMM moyennées sur le bassin versant du Rio Santa à Condorcero ne reproduisent pas la dynamique saisonnière de cette variable, avec une surestimation importante en saison sèche. À l'effet temporel (les données TRMM ont un pas de temps de 3 heures), se cumule un problème de résolution spatiale car la résolution des précipitations TRMM est de 27 km (plus grossière que la résolution de 3 km utilisée pour les autres simulations). En sortie de DHSVM forcé par les précipitations TRMM, les volumes écoulés sont sous-estimés, la dynamique du débit n'est pas reproduite et la fonte glaciaire est surestimée. Sur ces deux simulations, il faut noter que l'effet des précipitations est largement plus important que l'effet des températures. L'étape de validation des données de précipitations est donc primordiale en amont de toute étude de modélisation hydrologique.

4. Simulations long terme

La majeure partie de ce travail de thèse a porté sur l'étude, la comparaison, l'évaluation et la critique de différents jeux de données de précipitations. Nous avons vu qu'aucune validation n'est réellement possible sur des zones dont l'étendue est de l'ordre de 10 000 km², avec un différentiel d'altitude de 6 280 mètres. La phase de modélisation ajoute des clés de compréhension dans cette évaluation des précipitations, mais cela reste un outil chargé d'erreurs et d'approximations. De plus, nous avons observé que sur la zone d'étude, les séries de température sont aussi incertaines, avec des résultats contrastés en fonction de l'évaluation par des mesures météorologiques ou des sorties de modélisation.

À partir de ces séries de données de précipitations et de température entachées d'incertitudes sur la période actuelle, on considère irréaliste de réaliser des simulations en climat futur dont le

but serait de sortir des prévisions à long terme en variables hydrologiques et glaciologiques sur la zone d'étude. Les modifications continues ou bien radicales des températures et/ou précipitations réalisées dans différentes études [eg., NEPAL et al., 2014; HAGG et al., 2010; OERLEMANS et al., 1998] sont ainsi comprises dans les gammes d'incertitudes observées pour les données actuelles sur le bassin versant étudié (2 °C en température, 10 % en précipitations, cf. tableau IX.3). Les simulations climatiques telles que celles du projet CMIP5 permettent de réaliser des simulations en climat futur, mais la variable de précipitations doit alors nécessairement être corrigée, comme nous avons pu l'observer avec les sorties du modèle atmosphérique WRF. Dans ce cas, les méthodes de "delta" ou de transformation quantile/quantile entre climat présent et futur peuvent être appliquées [eg., ASHFAQ et al., 2010; ANDRES et al., 2014; BUYTAERT et al., 2009; FARINOTTI et al., 2012]. Cependant, le manque de données météorologiques fiables et à long terme sur la période récente ne nous permet pas d'utiliser de telles méthodes pour le bassin versant du Rio Santa.

Les simulations sont donc réalisées sans modification du climat (les variables météorologiques de l'année 2012/2013 sont répétées de manière identique pendant 10 ans) avec une calibration fixe (celle du couple $P_{KED_{WRF}}/T_{WRF_{cor}}$). Les résultats en débit mensuel sont présentés à la figure XII.9. Les valeurs en saison sèche diminuent légèrement sur une comparaison entre l'année initiale et l'année finale de simulation (diminution de 6 % pour $P_{KED_{WRF}}/T_{WRF}$ et 25 % avec $T_{WRF_{cor}}$). Les valeurs maximales mensuelles du mois de mars ne montrent pas d'évolution particulière.

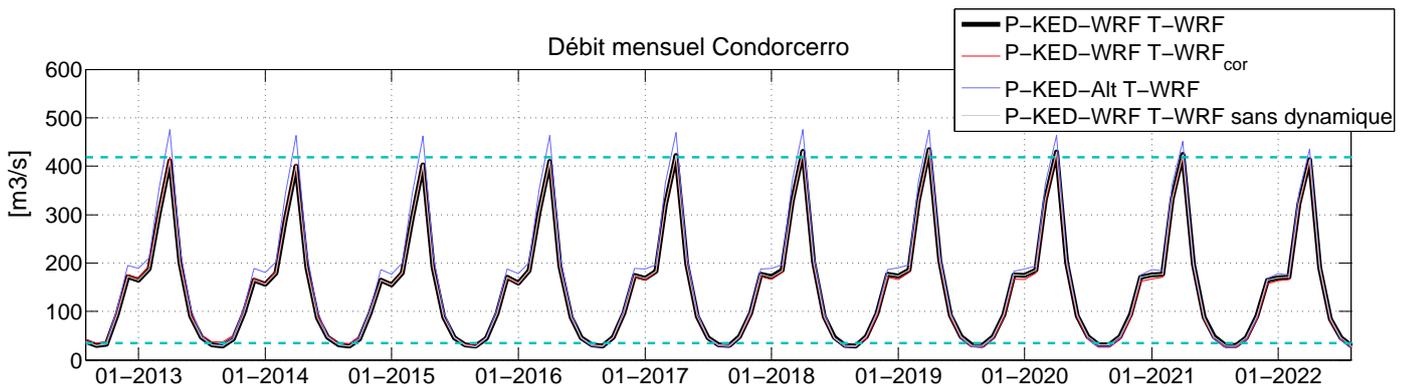


FIGURE XII.9 – Débit mensuel à Condorcerro pour les quatre couples P/T, avec les variables météorologiques d'une année répétées sur une période de 10 ans. Les lignes en tirets bleus indiquent les valeurs mensuelles minimales et maximales de la première année de simulation (année hydrologique 2012/2013).

L'évolution des volumes glaciaires est présentée à la figure XII.10. Le volume glaciaire est fortement impacté par l'augmentation de 2,3 °C en température en entrée de DHSVM. En revanche, l'application du modèle de dynamique glaciaire n'entraîne pas une différence majeure (volume final augmenté de 2,4 % lorsqu'on ne modélise par la dynamique glaciaire). Le produit de précipitations utilisé (krigeage KED_{WRF} ou $KED_{Altitude}$) impacte plus fortement le volume glaciaire final (volume final augmenté de 15,9 % avec $P_{KED_{Altitude}}$ par rapport à $P_{KED_{WRF}}$ après 10 années de simulation). Malgré un climat considéré stable dans les simulations réalisées, on remarque qu'après une période de 5 ans environ les variables glaciaires se mettent à l'équilibre, suivi d'une période pendant laquelle le volume glaciaire diminue avec un taux relativement constant. Pour $P_{KED_{WRF}}/T_{WRF}$, l'estimation du taux de fonte sur les 5 dernières années de simulation est de - 0,27 km³ par an. Ces estimations de taux de perte de glace annuels ont été utilisés pour faire décroître linéairement les volumes de

glace postérieurement aux 10 années de simulation de DHSVM. Les résultats de ces estimations sont présentés à la figure XII.10b. Ce ne sont en aucun cas des résultats utilisables pour prévoir l'évolution future des glaciers de la Cordillère Blanche, car on rappelle le contexte d'un climat constant utilisé pour les simulations DHSVM sur 10 ans. Cela peut représenter l'évolution des glaciers, à la suite de leur mise à l'équilibre avec le climat actuel. Les années de disparition totale de la masse glaciaire située au sein du bassin versant du Rio Santa divergent entre les différentes simulations. La différence est majeure entre les simulations avec $P_{KED_{WRF}}$ et $P_{KED_{Altitude}}$, ce qui montre encore une fois la nécessité de la phase d'évaluation préalable de la variable de précipitations en amont d'une modélisation glacio-hydrologique. C'est notamment les cumuls à hautes altitudes qui sont différenciés entre les deux produits de précipitations. Il est alors important de développer plus de mesures à hautes altitudes pour pouvoir obtenir des produits de précipitations qui soient une représentation réaliste de cette variable météorologique sur l'ensemble du bassin versant. On remarque de plus qu'à l'inverse de l'évaluation préliminaire de la section 3.1.1 du présent chapitre, la disparition totale des glaciers de la Cordillère Blanche n'est pas modélisée pour 2019 avec $T_{WRF_{cor}}$ car les glaciers ne sont pas équilibrés avec le climat actuel [SCHAUWECKER et al., 2014].

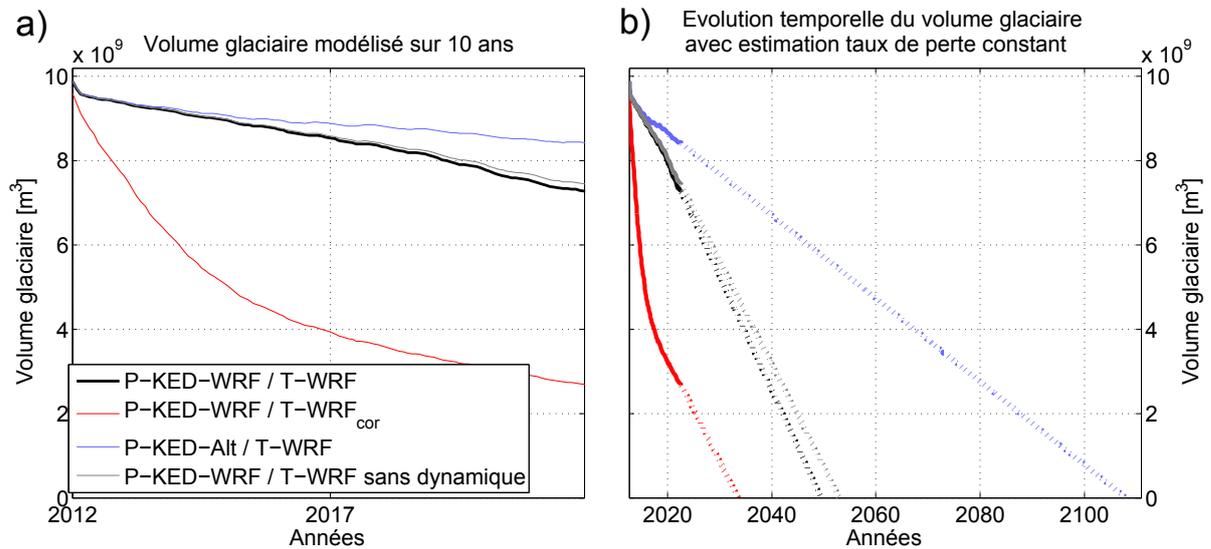


FIGURE XII.10 – Volume glaciaire modélisé durant 10 années par DHSVM (a), et simulé avec estimation d'un taux annuel de fonte constant calculé à partir des 5 dernières années des sorties des simulations de DHSVM (b).

5. Synthèse partielle : modélisation glacio-hydrologique du bassin versant du Rio Santa

Le modèle hydrologique DHSVM couplé au modèle de dynamique glaciaire GDM a été appliqué au bassin versant du Rio Santa avec une résolution spatiale de 500 mètres et une résolution temporelle horaire sur l'année hydrologique 2012/2013. La calibration porte sur les débits journaliers en différents exutoires du bassin versant (quatre bassins versants de 200 à 10 000 km², avec 0 à 4,7 % de couverture glaciaire). Le bilan de masse glaciaire est dans notre étude un indicateur de la performance du modèle, à l'identique des données de superficies enneigées du produit MOD10A1, mais n'est pas utilisé dans la phase de calibration car il est difficile de comparer des mesures ponctuelles avec des sorties de modèle à 500 mètres de résolution sur un unique glacier de 3,44 km² (glacier Artesonraju). La calibration est réalisée en cinq étapes avec variation des paramètres en hypercube latin pour prendre en compte les effets interactifs entre paramètres et réduire le nombre de simulations. La phase d'apprentissage manuel intermédiaire a été essentielle pour analyser la source des problèmes et notamment établir que la sous-estimation du volume d'eau en sortie était principalement liée aux caractéristiques des sols plutôt qu'à un déficit de contribution glaciaire ou neigeuse.

Suite à la calibration, le modèle DHSVM montre des résultats acceptables en débits journaliers ($KGE > 0,79$) simulés aux quatre exutoires étudiés au sein du bassin versant du Rio Santa à Condorcerro, pour quatre couples de précipitations et température composés des quatre combinaisons possibles de $P_{KED_{WRF}}$, $P_{KED_{Altitude}}$, T_{WRF} et $T_{WRF_{cor}}$. En termes de débit, on observe que le choix de l'interpolation des précipitations est plus discriminant qu'une modification de 2,3 °C en température appliquée à l'ensemble du domaine. La calibration multicritère sur différents indices de débits journaliers montre cependant des erreurs sur les variables glaciaires. Ainsi, les résultats avec T_{WRF} et $T_{WRF_{cor}}$ donnent des bilans de masse, des volumes glaciaires et des superficies enneigées diverses, mais des KGE supérieurs à 0,8. Les résultats de modélisation glacio-hydrologique calibrée uniquement sur des variables de débit doivent donc être étudiés avec précaution. Plus généralement, le modèle DHSVM utilisé dans cette étude montre de bonnes performances dans une étude de ressource en eau à l'échelle régionale.

L'application des précipitations directement issues du modèle WRF comme forçage du modèle DHSVM simule correctement la saisonnalité du débit, mais montre une forte erreur en volume. En revanche, les résultats sont acceptables en termes de variables glaciaires pour le couple P_{WRF}/T_{WRF} . Les précipitations TRMM sont soumises à une double contrainte avec une résolution temporelle de 3 heures et une résolution spatiale de 27 km, ne permettant pas de reproduire le régime hydrologique, sous-estimant les volumes écoulés, et surestimant la fonte glaciaire. Une simulation sur 10 années en climat non modifié confirme les résultats obtenus sur l'ensemble des simulations : le choix de la méthode d'interpolation des précipitations et dans notre cas de la dérive externe a un impact plus important sur les variables glacio-hydrologiques que l'utilisation ou non de la dynamique glaciaire et qu'une augmentation de 2,3 °C en température. Toute étude de modélisation glacio-hydrologique nécessite donc une étude préalable de la variable de précipitations, et cela est essentiel pour établir des conclusions quant à la réponse hydrologique d'un bassin versant englacé face au changement climatique.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Synthèse des résultats

Rappel des objectifs

Un obstacle principal dans l'estimation des impacts du réchauffement climatique, évalué sur la période actuelle en zone tropicale sud-américaine à $+ 0,13$ °C/décade [VUILLE et al., 2015] avec des valeurs plus marquées dans les régions montagneuses [RANGWALA & MILLER, 2012], est notre capacité limitée à évaluer les variables météorologiques de manière régionalisée sur des bassins versants englacés, dont la topographie est complexe. La variable fondamentale est celle de précipitations, dont la variabilité spatiale et temporelle est importante. Elle est disponible à travers des sources diverses : des données mesurées in situ (uniques mesures directes de précipitations) aux produits satellites (ayant une couverture spatiale régionale mais dont les performances sont limitées en zone tropicale [WARD et al., 2011]) ainsi qu'aux sorties de modèles climatiques (dont les biais sont reconnus en termes de précipitations [GUDMUNDSSON et al., 2012]). En outre, un nombre conséquent de modèles glacio-hydrologiques ont été développés [LA FRENIERRE & MARK, 2014], dont les caractéristiques et performances diffèrent dans la modélisation des zones englacées et des zones non englacées ainsi que dans la modélisation des écoulements du pas de temps horaire, mensuel ou annuel ; cette différenciation se traduit par des disparités dans la représentation des processus, la discrétisation spatiale et la quantité de données de forçage. Ainsi, la modélisation distribuée ou semi-distribuée, qui assimile et simule les informations spatiales cellule par cellule sur une grille prescrite, permet de spécifier les relations entre chaque entité voisine et de décrire l'évolution d'une variable au cours du temps en tout point de l'espace. Cependant, en plus d'erreurs sur la régionalisation des variables météorologiques, s'ajoutent des erreurs sur l'estimation des paramètres régionalisés ainsi que la numérisation des processus. La comparaison de différents produits de précipitations et de leur impact dans l'application d'un modèle glacio-hydrologique semi-distribué à base physique a fait l'objet de cette thèse.

Méthode

Pour comparer différents produits de précipitations, nous avons choisi un candidat dans chaque famille (in situ, satellite, modèle atmosphérique) dans le but qu'il soit représentatif et présente les caractéristiques principales de la famille à laquelle il appartient. Ainsi, nous interpolons les données in situ à l'aide d'un krigeage avec dérive externe (KED), qui donne des résultats satisfaisants en terrain complexe [MASSON & FREI, 2014; TOBIN et al., 2011]. Au niveau du bassin versant du Rio Santa, il montre de meilleures performances que les méthodes de l'inverse de la distance, de régression linéaire (guidée par les coordonnées géographiques uniquement ou avec ajout de l'altitude) ainsi que le krigeage universel. Deux dérives externes sont appliquées, respectivement l'altitude (KED_{Altitude}) et les cumuls annuels de la modélisation atmosphérique (KED_{WRF}). Les données satellitaires TRMM et le produit de précipitations 3 heures TRMM3B42 font partie d'une base de données facilement accessible et largement utilisée par les scientifiques étudiant les zones tropicales [LAVADO-CASIMIRO et al., 2009; DINKU et al., 2010; CONDOM et al., 2011; SCHEEL et al., 2011; WARD et al., 2011; ZULKAFI et al., 2014]. Ce produit est donc un candidat naturel pour représenter la famille des produits satellitaires. En ce qui concerne la modélisation atmosphérique, le modèle WRF est utilisé [SKAMAROCK et

al., 2005]. Il montre, comme la majorité des modèles atmosphériques, des biais importants en termes de cumuls de précipitations [MEARNS et al., 1995; ORLOWSKY et al., 2010; GUDMUNDSSON et al., 2012] mais a été exécuté dans une configuration qui minimise ces biais, notamment pour les zones hautes des Andes tropicales (au-dessus de 3 500 m). L'étude est réalisée à trois résolutions spatiales différentes : 27 km (la résolution spatiale de TRMM), 9 km (échelle spatiale transitoire au sein d'un modèle atmosphérique en termes de représentativité des processus orographiques et convectifs) et 3 km (échelle spatiale fine permettant de faire le lien entre données grillées et données ponctuelles).

En ce qui concerne la modélisation glacio-hydrologique, nous avons travaillé sur un unique modèle, limités par le temps de prise en main du modèle, de mise en place de la calibration et d'analyse des résultats. Une approche multimodèle a été développée par KOBIEWSKA et al. [2013], concluant que les performances entre un modèle empirique et un modèle à base physique étaient similaires en termes de débit, mais que seul le modèle à base physique avait la capacité de reproduire la sensibilité prononcée de la fonte des glaciers aux modifications climatiques. De plus, dans un contexte de topographie complexe au sein duquel la Cordillère Blanche forme une barrière orographique aux flux d'humidité en provenance du bassin amazonien [BOOKHAGEN & STRECKER, 2008], et dans le but d'évaluer les variations de stocks d'eau au sein des différents compartiments d'un bassin versant glaciaire, nous avons sélectionné un modèle à base physique, le modèle hydrologique DHSVM couplé au modèle glaciologique GDM, calculant de manière discrétisée le bilan de masse et d'énergie en tout point du bassin versant.

Une limitation majeure de ce travail concerne la période d'étude. En effet, dans un but de comparaison, d'évaluation et, nous le verrons, de développement de produits composites de précipitations, les données in situ sont nécessaires. Nous avons pu recueillir des mesures météorologiques pour un réseau de 37 stations, mais uniquement pour une année hydrologique, l'année 2012/2013 ; les périodes précédentes et suivantes comportaient de trop nombreuses lacunes. C'est donc sur l'année 2012/2013 que nous avons cherché à comprendre, étudier et questionner les variables régionalisées de forçage météorologiques, la calibration et l'application du modèle glacio-hydrologique DHSVM sur le bassin versant du Rio Santa.

Résultats principaux

Différents produits de précipitations

Dans un but d'application en modélisation glacio-hydrologique, chaque produit de précipitations étudié a ses forces mais aussi ses faiblesses. Les sorties du modèle atmosphérique WRF montrent une large surestimation des précipitations, comparées aux produits TRMM ou KED. La physique du modèle permet cependant d'avoir un produit qui restitue correctement les cycles temporels saisonnier et journalier des précipitations. Le produit satellitaire TRMM, du fait (i) de sa faible résolution spatiale, (ii) d'erreurs dans la saisonnalité des précipitations au niveau des pixels englacés, (iii) d'une résolution temporelle de 3 heures lissant le cycle diurne, (iv) et d'une surestimation des cumuls en saison sèche, n'est pas un produit représentatif des champs de précipitations en zone de montagne tropicale.

Pour obtenir des précipitations à un pas de temps infra-journalier, nous avons nécessairement eu recours dans cette thèse aux sorties de la modélisation atmosphérique. En effet, l'interpolation par krigeage avec un réseau actuel de 37 pluviomètres est appliquée uniquement en valeurs journalières, car la variabilité spatiale des précipitations dépend de l'échelle temporelle à laquelle on l'étudie. Ainsi, les précipitations annuelles sont spatialement lissées et nécessitent un réseau moins dense de pluviomètres pour décrire la variabilité spatiale des précipitations à cette échelle temporelle. Pour les précipitations journalières, le réseau actuel de stations pluviométriques sur la région d'étude est correctement échantillonné, mais il n'est pas possible de développer une telle méthode d'interpolation sur les valeurs horaires.

Les produits de krigeage (KED_{Altitude} et KED_{WRF}) sont de bons indicateurs des précipitations à une résolution de 3 km. À une résolution plus grossière de 27 km, un réseau de pluviomètres plus dense que le réseau actuel sur une zone étendue encadrant le bassin versant du Rio Santa (qui a une superficie de plus de 10 000 km²) serait nécessaire pour correctement représenter la variabilité horizontale des précipitations, depuis le bassin amazonien humide jusqu'à la zone côtière Pacifique sèche. La répartition spatiale, et par conséquent les lames d'eau précipitées, sont distinctes entre les deux produits de krigeage. Pour le KED_{Altitude} , la dérive externe guide une augmentation des précipitations jusqu'aux plus hauts sommets de la Cordillère Blanche. Les précipitations de KED_{WRF} bénéficient elles de la prise en compte de la physique atmosphérique de WRF pour correctement représenter les précipitations orographiques [GIOVANNETTONE & BARROS, 2009]. Le concept du variogramme avec évolution quotidienne est appliqué. Il repose sur l'hypothèse d'une relation entre les précipitations du jour actuel et du jour précédent. Cela permet d'avoir une information indirecte de la structure spatiale du champ de précipitations, liée aux écoulements atmosphériques et aux flux d'humidité.

Malgré une forte surestimation des volumes précipités, la modélisation climatique fournit, pour des zones de topographie complexe peu échantillonnées, des informations essentielles sur la temporalité et la distribution spatiale des précipitations. Cependant, les mesures in situ restent essentielles pour estimer les précipitations en termes de quantités et développer des méthodes d'interpolation ou de correction des sorties de modèle atmosphérique.

Application à la modélisation glacio-hydrologique

À travers la modélisation glacio-hydrologique, nous avons cherché à répondre à deux questions principales : quelles sont les forces et les faiblesses du modèle DHSVM dans son application sur un bassin versant englacé en zone tropicale ? quels sont les impacts d'une variation dans les entrées en variables météorologiques de précipitations et température sur différentes sorties hydrologiques et glaciaires du modèle DHSVM ? Ce qui suit synthétise les réponses obtenues à ces questions.

Les forces et faiblesses de la modélisation glacio-hydrologique DHSVM sur un bassin versant englacé en zone tropicale

Malgré des approximations portant sur la modélisation des nappes d'eau souterraine, de l'hydrologie intra-glaciaire, du régime thermique des glaciers, ainsi qu'au manque de mesures pour caractériser les sols et la végétation présents sur le bassin versant du Rio Santa, le modèle DHSVM calibré sur les débits journaliers en quatre points du bassin versant montre de bons résultats, avec des KGE supérieurs à 0,79. Dans une étude de ressource en eau, ces résultats sont largement acceptables. Une

force de cet outil, et de la modélisation glacio-hydrologique semi-distribuée en général, est de pouvoir évaluer l'ensemble des composantes du bilan en eau, à différents pas de temps. Cependant, nous faisons face à un manque de données pour valider les sorties glaciaires sur un maillage à 500 mètres de résolution car il est difficile d'avoir accès à des données intégratrices spatialement en termes de variables glaciaires. Nous avons vu les limitations de l'utilisation des données de couverture de neige MODIS (produit MOD10A1), liées à la forte nébulosité du site d'étude en saison sèche et aux faibles chutes de neige difficiles à modéliser. De plus, les résultats d'une étude complémentaire à 90 mètres de résolution sur le site du glacier Artesonraju (non présentés dans cette thèse) montrent qu'il n'est pas possible, pour les zones englacées, de faire un transfert de paramètres de la fine résolution vers des résolutions plus grossières.

Impact des variables de précipitations et température sur la modélisation glacio-hydrologique avec DHSVM

Tout d'abord, nous avons observé que la température est la variable discriminante quant aux résultats pour les zones englacées en sortie de DHSVM, mais que cette variable a peu d'impact sur la modélisation des débits journaliers à l'exutoire d'un bassin versant de 10 400 km², comprenant 3,3 % de couverture glaciaire. Lors d'un travail dont la validation porterait uniquement sur le débit, il devrait être possible de calibrer tout modèle, même avec des entrées en données météorologiques incertaines. Cependant, si on évalue l'ensemble des contributions au bilan en eau et si on s'intéresse à des résolutions temporelles infra-journalières, il est possible de discriminer les erreurs existantes dans les variables météorologiques et développées par l'outil de modélisation. D'autre part, nous avons montré qu'une étude approfondie sur la variable de précipitations est nécessaire en amont de toute modélisation glacio-hydrologique. Avoir une bonne estimation de cette variable sur l'ensemble du bassin versant permet par exemple de correctement modéliser les zones de hautes altitudes, impactant les résultats de la modélisation en termes de perte en volume glaciaire. La saisonnalité du débit n'est correctement reproduite que si la saisonnalité des précipitations est bien prise en compte. Une résolution spatiale fine (dans notre cas 3x3 km²) est nécessaire pour modéliser les pics de débit, et par extension les événements extrêmes. Les précipitations sont donc une variable clé dont l'impact est majeur : le modèle glacio-hydrologique a le potentiel de lisser certaines erreurs, mais donnera une réponse qui est fonction des entrées sur cette variable.

Limites et perspectives

Durant ce travail de thèse, nous avons exploré différentes questions liées à la régionalisation des précipitations ainsi qu'à l'application d'un modèle glacio-hydrologique sur un bassin versant englacé de grande échelle (~ 10 000 km²) forcé par des variables de précipitations et température entachées d'incertitudes. Des questions connexes relatives aux choix effectués, aux limitations d'une telle étude mais aussi d'une telle modélisation restent cependant en suspens et ouvrent la voie à différentes perspectives d'étude. Nous tenterons dans ces derniers paragraphes d'exposer ces questions et d'évoquer les cheminements possibles pour leur apporter des réponses.

Quels sont les défauts du modèle DHSVM qui doivent inciter à la prudence dans son utilisation en zone de montagne tropicale ?

Pour commencer, on peut évoquer les limitations liées au fait que DHSVM ne modélise pas de nappe d'eau souterraine. Aucune donnée piezométrique n'est disponibles pour la zone d'étude, mais la vallée du Rio Santa comporte probablement une nappe alluvionnaire non négligeable dans la modélisation de son régime hydrologique. Il est possible que des erreurs sur cette contribution souterraine soient compensées par un écoulement de surface. Un module de modélisation des aquifères a été développé dans une autre version de DHSVM [WAICHLER et al., 2004] et il pourrait être intéressant de l'implémenter dans le modèle couplé DHSVM-GDM.

Quant au défaut principal mis en évidence dans cette thèse, il consiste en la difficulté de représenter correctement à la fois les zones glaciaires et les zones non englacées sur un bassin versant tel que celui du Rio Santa. La difficulté réside principalement sur les zones englacées, pour lesquelles il est difficile d'établir les paramètres sur un maillage à 500 mètres de résolution et de mettre en place une validation robuste des résultats. Dans le but d'améliorer la représentation des zones glaciaires en sortie de DHSVM, il serait intéressant de travailler avec différentes résolutions spatiales au sein d'un même bassin versant : appliquer un maillage fin sur les zones glaciaires et un maillage plus grossier pour les superficies non englacées. L'objectif d'un tel modèle serait alors de pouvoir évaluer les réponses hydrologiques en tous points du bassin versant et pour l'ensemble des glaciers de la Cordillère Blanche avec un unique modèle et une unique calibration.

Une question persiste cependant : quel est l'intérêt d'appliquer un modèle si complexe à des bassins versants de méso-échelle ? En zone tropicale, les approximations degré-jour pour modéliser les zones glaciaires montrent des limitations liées au fait que la température est peu corrélée à la fonte [SICART et al., 2008]. Il est donc intéressant d'utiliser des modèles qui résolvent le bilan d'énergie de surface. Étant donné que la contribution glaciaire au débit à l'exutoire de Condorcerro du bassin versant du Rio Santa peut atteindre 10 %, il est essentiel d'avoir une estimation robuste de la fonte glaciaire. Développer des modèles séparés pour les zones glaciaires d'une part et pour la partie non-glaciaire à plus grande échelle d'autre part, ne montre alors pas de réels avantages par rapport à un unique modèle capable de simuler l'ensemble des composantes du bilan glacio-hydrologique et de son évolution.

Vers un processus de calibration robuste

Le modèle DHSVM, dont l'ensemble des processus est décrit à base physique, souffre d'une sur-paramétrisation. En effet, pour modéliser des bassins versants à grande échelle, il est difficile voire impossible de connaître l'ensemble des paramètres contrôlant le sol, la végétation et les couvertures de neige et de glace, sur des mailles de 500 mètres de résolution. Le processus de calibration appliqué dans cette thèse repose sur les débits journaliers en quatre points du bassin versant du Rio Santa. Le fait de ne pas utiliser uniquement l'exutoire principal permet d'éviter la globalisation des processus en un seul point. Néanmoins, les résultats mitigés obtenus pour les zones glaciaires montrent que cette calibration n'est pas robuste pour l'ensemble du bassin versant, et qu'elle ne permet pas d'éviter l'équifinalité [BEVEN & BINLEY, 1992]. On rappelle donc l'importance d'intégrer une variable glaciaire dans le processus de calibration [KONZ & SEIBERT, 2010 ; SCHAEFLI & HUSS, 2011 ; MAYR et al., 2013].

On se retrouve alors face à un problème des modélisations à moyenne échelle, pour lesquelles il est critiquable de valider les sorties grillées avec des mesures ponctuelles. C'est en partie pour cette raison que le bilan de masse ponctuel du glacier Artesonraju n'a pas été intégré au processus de calibration. Une solution serait d'utiliser des débits glaciaires, en aval direct des glaciers, qui seraient intégrateurs de la zone géographique englacée, ou de travailler avec des bilans de masse spatialisés calculés par une méthode photogrammétrique [SORUCO et al., 2009].

D'autres variables ont été limitantes dans le processus de calibration. L'évapotranspiration demeure inconnue à l'échelle du bassin versant et pour cela il serait extrêmement intéressant de réaliser des mesures de terrain. Certaines stations météorologiques de l'UNASAM sont équipées de bac d'évaporation, mais ces instruments ne mesurent pas la transpiration et nécessitent des visites régulières pour l'obtention de données fiables, ce qui n'est pas le cas actuellement. Les valeurs d'évapotranspiration devraient de plus être mesurées à différentes altitudes du bassin versant dans un but de régionalisation de la variable. En ce qui concerne les paramètres d'occupation et de caractéristiques du sol, l'ensemble des valeurs est issu de la phase de calibration. Il semble pourtant essentiel, dans un modèle où les résultats ont une sensibilité forte aux paramètres de sol et de végétation, d'utiliser l'information issue de mesures pour évaluer les paramètres, qui encore une fois comportent la limitation d'être ponctuelles face à un maillage à 500 mètres de résolution.

Quelles sont les difficultés rencontrées dans l'utilisation des variables de sortie de WRF ?

Nous avons rencontré deux difficultés majeures dans l'utilisation des sorties du modèle WRF. Premièrement, la surestimation des précipitations est une limite importante dans l'utilisation de la modélisation régionale pour l'application de modélisations glacio-hydrologiques. Cette surestimation est documentée [MEARNS et al., 1995; ORLOWSKY et al., 2010; GUDMUNDSSON et al., 2012] et différentes méthodes de correction ont été développées et appliquées, par exemple le quantile mapping [ASHFAQ et al., 2010] ou la méthode du delta [BUYTAERT et al., 2009; FARINOTTI et al., 2012; ANDRES et al., 2014]. Cependant, CHEN et al. [2011], étudiant l'ensemble des sources d'incertitudes sur la chaîne complexe de modélisation des impacts du changement climatique, montrent que la méthode de descente d'échelle a une contribution importante. C'est donc un problème majeur, que nous avons contourné en climat présent en utilisant uniquement la valeur ajoutée de WRF à une interpolation de données in situ ; ce problème restera néanmoins important en climat futur.

La seconde difficulté rencontrée a porté sur la variable de température. Une correction de 2,3 °C a été appliquée aux séries de température de WRF à la suite de l'observation d'un biais froid en sortie de WRF3 face aux températures mesurées. Cependant, cette correction appliquée dans le but de débiaiser les séries de température entraîne une importante perte de performance sur les variables glaciaires en sortie de modélisation. Dans ce cas, une étude plus approfondie est nécessaire et pourrait comporter différents volets comme (i) l'étude du profil vertical atmosphérique de température en sortie de WRF, (ii) l'étude de la variabilité spatiale de cette variable, (iii) l'étude approfondie de son cycle diurne, (iv) et l'application en entrée de DHSVM d'une interpolation spatiale des températures mesurées in situ afin d'évaluer les sorties de la modélisation glacio-hydrologique. Un point faible des études sur le Rio Santa [JUNEN et al., 2007; CAREY et al., 2012; SCHAUWECKER et al., 2014] est aussi le manque

de données terrain à faible pas de temps et bien échantillonnées sur l'ensemble de la zone d'étude pour l'établissement du gradient altitudinal thermique. De plus, la variable de température influe sur la phase des précipitations, qui demeure difficile à évaluer. Dans cette optique, un disdromètre a été installé en juillet 2013 sur le glacier Artesonraju, à 4 900 mètres d'altitude, et le traitement de ces données peut permettre d'améliorer nos connaissances sur la relation entre variable de température et phase des précipitations.

Différentes pistes de réflexion peuvent être évoquées pour résoudre ou limiter les erreurs des sorties de la modélisation atmosphérique. Bien que la surestimation des précipitations soit une caractéristique connue des modèles climatiques régionaux, un large choix de configuration est disponible et une étude complète de sensibilité aux différentes paramétrisations permettrait de lever l'incertitude sur ces choix de modélisation. De plus, faire évoluer la paramétrisation entre les différentes résolutions spatiales imbriquées pourrait permettre d'améliorer la représentation des processus dans cette descente d'échelle [DUFFY et al., 2003]. Dans le but d'améliorer la représentation des zones de montagne, il pourrait aussi être intéressant de raffiner le maillage sur les zones à topographie complexe, tout en évaluant l'apport des fines résolutions.

De la bonne régionalisation des précipitations

Les études d'intercomparaison des données de précipitations ont conclu positivement quant à l'apport des mesures in situ pour l'établissement de produits de précipitations régionaux. Les mesures de terrain donnent des informations essentielles, certes locales, mais qui sont un socle solide pour la construction de champs de précipitations. Cependant, les deux krigeages constitués dans cette thèse, dont la saisonnalité et le cycle diurne sont identiques, montrent des divergences importantes sur les variables glaciaires en sortie de modélisation glacio-hydrologique, notamment après une période de quelques années. Le choix du krigeage a même un impact plus important que l'augmentation de 2,3 °C en température. La différence majeure entre ces deux produits réside dans la prise en compte des processus orographiques, et donc du gradient altitudinal de précipitations. Pour valider l'emploi de l'une ou l'autre des séries de précipitations, il est essentiel d'avoir de plus amples informations sur les cumuls de précipitations à haute altitude, sur les sommets et les versants des belles montagnes de la Cordillère Blanche. Cependant, la mesure des précipitations systématique et bien distribuée dans un environnement aussi hostile est complexe (la sous-captation des précipitations solides peut atteindre 80 % si les pluviomètres ne sont pas protégés du vent [SEVRUK et al., 2009]).

L'erreur principale de la modélisation atmosphérique porte sur les cumuls de précipitations. Malgré cette erreur, la répartition spatiale, ainsi que les répartitions temporelles journalière et saisonnière sont correctement représentées en sortie de WRF. Cet outil, couplé à d'autres sources d'informations, permet de développer des produits composites de précipitations robustes. C'est ce que nous avons obtenu en climat actuel en utilisant les cumuls annuels de WRF3 ainsi que son cycle diurne pour appliquer un krigeage avec dérive externe aux valeurs journalières puis répartir ces cumuls en valeurs horaires. Ce produit montre de bonnes performances dans la région de la Cordillère Blanche, zone de transition en terme de précipitations entre le bassin amazonien humide et la zone côtière Pacifique sèche.

Le jeu de précipitations composite KED_{WRF} a pu être développé grâce à un réseau de station relativement dense sur la zone d'étude. Il faut néanmoins se poser la question de son développement dans des régions moins échantillonnées. Dans de telles zones, deux approches semblent possibles : utiliser les données journalières satellite de précipitations TRMM comme base du krigeage (en notant tout de même que TRMM3B42 surestime les précipitations en saison sèche) ou bien appliquer une méthode de krigeage aux valeurs in situ mensuelles puis les désagréger en valeurs journalières et horaires à partir de la répartition temporelle de WRF. Le choix de l'une ou l'autre des méthodes dépendra de la qualité des données in situ ainsi que des données TRMM sur la zone considérée. De plus, nous avons traité dans ce travail de thèse une unique année, considérée moyenne au regard des cumuls annuels de précipitations et d'indices synoptiques d'ENSO et de PDO sur la période 1950-2015. Dans un but de développement et validation du produit de précipitations composite, il serait essentiel de travailler sur différentes années, et notamment des années extrêmes (humides et sèches), afin de regarder le comportement des produits de précipitations ainsi que la réponse du modèle glacio-hydrologique au regard des écoulements fournis.

Vers une étude en climat modifié ?

Les produits de précipitations montrant les résultats les plus satisfaisants dans cette thèse sont des produits développés à partir de mesures in situ. Pour des études d'impact du changement climatique, on émet donc de fortes réserves sur les conclusions qui peuvent être développées à la suite d'une modélisation glacio-hydrologique forcée par des sorties de modèles atmosphériques corrigées. Il semble nécessaire d'inclure des données in situ à différentes altitudes dans la création et validation du champ de précipitations. Cependant, dans un contexte de climat futur, différentes méthodes de descente d'échelle des précipitations peuvent être adoptées. Une étude de MINVIELLE & GARREAUD [2011] montre une forte relation entre les précipitations et le vent à 200 hPa issu des réanalyses en zone sud américaine entre les latitudes 15 et 25 °S. L'application d'une descente d'échelle statistique peut donc être testée. Le jeu de précipitations composite développé dans cette thèse pourrait aussi être utilisé, en appliquant par exemple la méthode des anomalies entre climat futur et climat présent, sous l'hypothèse forte que les performances du modèle WRF, forcé alors par des sorties de modélisations climatiques grande échelle, sont inchangées en climat futur. Ces deux solutions, applicables en zone de montagne, nécessitent cependant d'avoir accès à un jeu de données long de plusieurs années en climat présent.

Le problème de l'estimation des précipitations en climat futur, qui a un impact majeur sur la prise de décisions publiques et politiques, reste en suspens et ouvre la voie à de plus amples études sur le bassin versant du Rio Santa. La chaîne de modélisation étudiée (modélisation atmosphérique / modélisation glacio-hydrologique) est complexe, et nous n'avons pas traité l'ensemble des incertitudes associées. À la suite de ce travail, nous ne sommes pas en mesure de conclure sur la réponse hydrologique du bassin versant du Rio Santa face à un changement climatique, mais nous avons amélioré les connaissances des précipitations en zone de montagne andine et évalué les incertitudes concernant cette variable dans un modèle glacio-hydrologique. La descente d'échelle des précipitations, et la connaissance de sa variabilité en zone de hautes altitudes, restent un défi sur lequel reposent les conclusions des travaux de modélisations glacio-hydrologiques pouvant permettre d'évaluer les changements de demain.

Références Bibliographiques

- ACEITUNO, P. [1988]. “On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I : Surface climate”. *Monthly Weather Review*. Vol. 116. no. 3, p. 505–524.
- AMANI, A. & LEBEL, T. [1997]. “Lagrangian kriging for the estimation of Sahelian rainfall at small time steps”. *Journal of Hydrology*. Vol. 192. no. 1, p. 125–157.
- AMES, A. & FRANCOU, B. [1995]. “Cordillera Blanca : glaciares en la historia”. *Bull. Inst. fr. études andines*. Vol. 24. no. 1, p. 37–64.
- ANDERSON, E. A. [1976]. “A point of energy and mass balance model of snow cover”. *NOAA Tech. Rep. NWS*. Vol. 19, p. 1–150.
- ANDREADIS, K. M., STORCK, P. & LETTENMAIER, D. P. [2009]. “Modeling snow accumulation and ablation processes in forested environments”. *Water Resources Research*. Vol. 45. no. 5.
- ANDRES, N., VEGAS GALDOS, F., LAVADO-CASIMIRO, W. & ZAPPA, M. [2014]. “Water resources and climate change impact modelling on a daily time scale in the Peruvian Andes”. *Hydrological Sciences Journal*. Vol. 59. no. 11, p. 2043–2059.
- ARMSTRONG, M. & CARIGNAN, J. [1997]. “Géostatistique linéaire : application au domaine minier”. Presses des MINES.
- ASHFAQ, M., BOWLING, L. C., CHERKAUER, K., PAL, J. S. & DIFFENBAUGH, N. S. [2010]. “Influence of climate model biases and daily-scale temperature and precipitation events on hydrological impacts assessment : A case study of the United States”. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 115. no. D14.
- BAILEY, S. I. & PICKERING, E. C. [1906]. “Peruvian meteorology, 1892-1895”. *Annals of Harvard College Observatory*. Vol. 39, p. 154–292.
- BARAER, M., MARK, B., MCKENZIE, J., CONDOM, T., BURY, J., HUH, K. I., PORTOCARRERO, C., GOMEZ, J. & RATHAY, S. [2012]. “Glacier recession and water resources in Peru’s Cordillera Blanca”. *Journal of Glaciology*. Vol. 58. no. 207, p. 134–150.
- BARAER, M., MCKENZIE, J., MARK, B. G., GORDON, R., BURY, J., CONDOM, T., GOMEZ, J., KNOX, S. & FORTNER, S. K. [2015]. “Contribution of groundwater to the outflow from ungauged glacierized catchments : a multi-site study in the tropical Cordillera Blanca, Peru”. *Hydrological Processes*. Vol. 29. no. 11, p. 2561–2581.
- BARNETT, T. P., ADAM, J. C. & LETTENMAIER, D. P. [2005]. “Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions”. *Nature*. Vol. 438. no. 7066, p. 303–309.
- BARROS, A. P. [2013]. “Orographic precipitation, freshwater resources, and climate vulnerabilities in mountainous regions”. *Climate Vulnerability : Understanding and Addressing Threats to Essential Resources*, Elsevier Inc., Academic Press, Waltham, Massachusetts. P. 57–78.

- BARROS, A. P., KIM, G., WILLIMAS, E. & NESBITT, S. W. [2004]. “Probing orographic controls in the Himalayas during the moosoon using satellite imagery”. *Natural Hazards and Earth System Science*. Vol. 4. no. 1, p. 29–51.
- BARRY, R. G. [2008]. “Mountain weather and climate, Third Edition”. Cambridge University.
- BEBBINGTON, A. J. & BURY, J. T. [2009]. “Institutional challenges for mining and sustainability in Peru”. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. Vol. 106. no. 41, p. 17296–17301.
- BENISTON, Martin [2003]. “Climatic change in mountain regions : a review of possible impacts”. *Climate Variability and Change in High Elevation Regions : Past, Present & Future*. Springer, p. 5–31.
- BEVEN, K. & BINLEY, A. [1992]. “The future of distributed models : Model calibration and uncertainty prediction”. *Hydrological processes*. Vol. 6, p. 279–298.
- BEVEN, K. J. [2001]. “Dalton medal lecture : How far can we go in distributed hydrological modelling?” : *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 5. no. 1, p. 1–12.
- BIASUTTI, M., YUTER, S. E., BURLEYSON, C. D. & SOBEL, A. H. [2012]. “Very high resolution rainfall patterns measured by TRMM precipitation radar : seasonal and diurnal cycles”. *Climate Dynamics*. Vol. 39. no. 1-2, p. 239–258.
- BOÉ, J. [2007]. “Changement global et cycle hydrologique : Une étude de régionalisation sur la France”. Thèse de doct. Université Paul Sabatier-Toulouse III.
- BOOKHAGEN, B. [2014]. “High resolution spatio-temporal distribution of rainfall seasonality and extreme events based on a 12-year TRMM time series”.
- BOOKHAGEN, B. & STRECKER, M. R. [2008]. “Orographic barriers, high-resolution TRMM rainfall, and relief variations along the eastern Andes”. *Geophysical Research Letters*. Vol. 35. no. 6.
- BOX, J. E. [2004]. “Greenland ice sheet surface mass balance 1991–2000 : Application of Polar MM5 mesoscale model and in situ data”. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 109. no. D16.
- BOYLE, J. S. [1993]. “Sensitivity of dynamical quantities to horizontal resolution for a climate simulation using the ECMWF (cycle 33) model”. *Journal of climate*. Vol. 6. no. 5, p. 796–815.
- BRADLEY, R. S., KEIMIG, F. T., DIAZ, H. F. & HARDY, D. R. [2009]. “Recent changes in freezing level heights in the Tropics with implications for the deglaciation of high mountain regions”. *Geophysical Research Letters*. Vol. 36. no. 17.
- BROCK, B. W., WILLIS, I. C. & SHARP, M. J. [2000]. “Measurement and parameterization of albedo variations at Haut Glacier d’Arolla, Switzerland”. *Journal of Glaciology*. Vol. 46. no. 155, p. 675–688.
- BROMWICH, D. H., BAI, L. & BJARNASON, G. G. [2005]. “High-resolution regional climate simulations over Iceland using Polar MM5.” *Monthly Weather Review*. Vol. 133. no. 12.
- BRUN, E., DAVID, P., SUDUL, M. & BRUNOT, G. [1992]. “A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting”. *Journal of Glaciology*. Vol. 38. no. 128.
- BRUTSAERT, W. [2005]. “Hydrology : an introduction”. Vol. 61. no. 8. Wiley Online Library.
- BURNS, P. J. [2012]. “Glacier change in a basin of the Peruvian Andes and implications for water resources”. Mém.de maîtr. Oregon State University.
- BURY, J. [2005]. “Mining mountains : neoliberalism, land tenure, livelihoods, and the new Peruvian mining industry in Cajamarca”. *Environment and planning A*. Vol. 37. no. 2, p. 221–239.
- BURY, J. T., MARK, B. G., MCKENZIE, J. M., FRENCH, A., BARAER, M., HUH, K. I., ZAPATA LUYO, M. A. & GÓMEZ LÓPEZ, R. J. [2011]. “Glacier recession and human vulnerability in the Yanamarey watershed of the Cordillera Blanca, Peru”. *Climatic Change*. Vol. 105. no. 1-2, p. 179–206.
- BUYTAERT, W., CELLERI, R. & TIMBE, L. [2009]. “Predicting climate change impacts on water resources in the tropical Andes : Effects of GCM uncertainty”. *Geophysical Research Letters*. Vol. 36. no. 7.
- CABALLERO, Y. [2001]. “Modélisation des écoulements d’origine pluvio-nivo-glaciaire en contexte de haute montagne tropicale”. Thèse de doct. Université Montpellier II.

- CAREY, M., HUGGEL, C., BURY, J., PORTOCARRERO, C. & HAEBERLI, W. [2012]. “An integrated socio-environmental framework for glacier hazard management and climate change adaptation : lessons from Lake 513, Cordillera Blanca, Peru”. *Climatic Change*. Vol. 112. no. 3-4, p. 733–767.
- CASASSA, G., LÓPEZ, P., POUYAUD, B. & ESCOBAR, F. [2009]. “Detection of changes in glacial run-off in alpine basins : examples from North America, the Alps, central Asia and the Andes”. *Hydrological Processes*. Vol. 23. no. 1, p. 31–41.
- CHAMBON, P. [2011]. “Contribution à l’estimation des précipitations tropicales : préparation aux missions Megha-Tropiques et Global Precipitation Measurement”. Thèse de doct. Université Paris-Est.
- CHEN, J., BRISSETTE, F. P., POULIN, A. & LÉCONTE, R. [2011]. “Overall uncertainty study of the hydrological impacts of climate change for a Canadian watershed”. *Water Resources Research*. Vol. 47. no. 12.
- CHEN, T. C., YOON, J. H., ST. CROIX, K. J. & TAKLE, E. S. [2001]. “Suppressing impacts of the Amazonian deforestation by the global circulation change”. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Vol. 82. no. 10, p. 2209–2216.
- CHENG, W. Y. Y. & STEENBURGH, W. J. [2005]. “Evaluation of surface sensible weather forecasts by the WRF and the Eta models over the western United States”. *Weather and Forecasting*. Vol. 20. no. 5, p. 812–821.
- CHEVALLIER, P., POUYAUD, B. & SUAREZ, W. [2004]. “Climate Change Impact on the Water Resources from the Mountains in Peru”. OECD Global Forum on Sustainable Development ; Development and Climate Change.
- CHISOLM, R., RABATEL, A., MCKINNEY, D., CONDOM, T., COCHACIN, A. & DAVILA ROLLER, L. [2014]. “Ice thickness profile surveying with ground penetrating radar at Artesonraju Glacier, Peru”. EGU General Assembly Conference Abstracts. Vol. 16, p. 6085.
- CHUNTIAN, C. [1999]. “Fuzzy optimal model for the flood control system of the upper and middle reaches of the Yangtze River”. *Hydrological Sciences Journal*. Vol. 44. no. 4, p. 573–582.
- CLAPP, R. B. & HORNBERGER, G. M. [1978]. “Empirical equations for some soil hydraulic properties”. *Water Resour. Res.* Vol. 14. no. 4, p. 601–604.
- CONDOM, T. [2002]. “Dynamiques d’extension lacustre et glaciaire associées aux modifications du climat dans les Andes Centrales”. Thèse de doct. Université Paris VI - Pierre et Marie Curie.
- CONDOM, T., RAU, P. & ESPINOZA, J. C. [2011]. “Correction of TRMM 3B43 monthly precipitation data over the mountainous areas of Peru during the period 1998-2007”. *Hydrological Processes*. Vol. 25. no. 12, p. 1924–1933.
- CONDOM, T., ESCOBAR, M., PURKEY, D., POUGET, J. C., SUAREZ, W., RAMOS, C., APAESTEGUI, J., TACSI, A. & GOMEZ, J. [2012]. “Simulating the implications of glaciers’ retreat for water management : a case study in the Rio Santa basin, Peru”. *Water International*. Vol. 37. no. 4, p. 442–459.
- CRUZ, Y. H. H. [2014]. “Regionalización de la evapotranspiración en función de variables meteorológicas en la zona circunlacustre del Titicaca Peruano”. *Revista Investigaciones Altoandinas-Journal of High Andean Investigation*. Vol. 16. no. 01.
- DA ROCHA, R. P., MORALES, C. A., CUADRA, S. V. & AMBRIZZI, T. [2009]. “Precipitation diurnal cycle and summer climatology assessment over South America : An evaluation of Regional Climate Model version 3 simulations”. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*. Vol. 114. no. D10.
- DAI, A. [2008]. “Temperature and pressure dependence of the rain-snow phase transition over land and ocean”. *Geophysical Research Letters*. Vol. 35. no. 12.
- DEVEUGHELE, M. & RIZZOLI, J. L. [1976]. “Valorisation des données issues de la reconnaissance détaillée des gisements de sables et graviers alluvionnaires”. Thèse de doct. Université de Pierre et Marie Curie.
- DICKINSON, R. E., ERRICO, R. M., GIORGI, F. & BATES, G. T. [1989]. “A regional climate model for the western United States”. *Climatic Change*. Vol. 15. no. 3, p. 383–422.
- DINKU, T., RUIZ, F., CONNOR, S. J. & CECCATO, P. [2010]. “Validation and Intercomparison of Satellite Rainfall Estimates over Colombia”. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. Vol. 49. no. 5, p. 1004–1014.

- DÉQUÉ, M. [2007]. “Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario : Model results and statistical correction according to observed values”. *Global and Planetary Change*. Vol. 57. no. 1-2, p. 16–26.
- DUDHIA, J. [1989]. “Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model”. *Journal of the Atmospheric Sciences*. Vol. 46. no. 20, p. 3077–3107.
- DUFFY, P. B., GOVINDASAMY, B., IORIO, J. P., MILOVICH, J., SPERBER, K. R., TAYLOR, K. E., WEHNER, M. F. & THOMPSON, S. L. [2003]. “High-resolution simulations of global climate, part 1 : present climate”. *Climate Dynamics*. Vol. 21. no. 5-6, p. 371–390.
- EAGLESON, P. S. [1994]. “The evolution of modern hydrology (from watershed to continent in 30 years)”. *Advances in water resources*. Vol. 17. no. 1, p. 3–18.
- ESPINOZA, J. C., RONCHAIL, J., GUYOT, J. L., COCHONNEAU, G., NAZIANO, F., LAVADO-CASIMIRO, W., DE OLIVEIRA, E., POMBOSA, R. & VAUCHEL, P. [2009]. “Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador)”. *International Journal of Climatology*. Vol. 29. no. 11, p. 1574–1594.
- ESPINOZA, J. C., CHAVEZ, S., RONCHAIL, J., JUNQUAS, C., TAKAHASHI, K. & LAVADO-CASIMIRO, W. [2015]. “Rainfall hotspots over the southern tropical Andes : Spatial distribution, rainfall intensity, and relations with large-scale atmospheric circulation”. *Water Resources Research*.
- ETCHEVERS, P., GOLAZ, C., HABETS, F. & NOILHAN, J. [2002]. “Impact of a climate change on the Rhone river catchment hydrology”. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*. Vol. 107. no. D16, ACL-6.
- FALVEY, M. & GARREAUD, R. D. [2005]. “Moisture variability over the South American Altiplano during the South American Low Level Jet Experiment (SALLJEX) observing season”. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 110, p. 3–11.
- FARINOTTI, D., HUSS, M., BAUDER, A., FUNK, M. & TRUFFER, M. [2009]. “A method to estimate the ice volume and ice-thickness distribution of alpine glaciers”. *Journal of Glaciology*. Vol. 55. no. 191, p. 422–430.
- FARINOTTI, D., USSELMANN, S., HUSS, M., BAUDER, A. & FUNK, M. [2012]. “Runoff evolution in the Swiss Alps : projections for selected high-alpine catchments based on ENSEMBLES scenarios”. *Hydrological Processes*. Vol. 26. no. 13, p. 1909–1924.
- FAVIER, V. [2004]. “Étude du bilan d'énergie de surface et de la production des écoulements de fonte d'un glacier des Andes d'Équateur ; relation glacier-climat en zone tropicale”. Thèse de doct. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc.
- FAVIER, V., AGOSTA, C., GENTHON, C., ARNAUD, L., TROUVILLEZ, A. & GALLEE, H. [2011]. “Modeling the mass and surface heat budgets in a coastal blue ice area of Adelie Land, Antarctica”. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 116. no. F3.
- FOUCAULT, A. [2009]. “Climatologie et paléoclimatologie”. Dunod.
- FOUNTAIN, A. G. & WALDER, J. S. [1998]. “Water flow through temperate glaciers”.
- FRANCHITO, S. H., RAO, V. B., VASQUES, A. C., SANTO, C. M. E. & CONFORTE, J. C. [2009]. “Validation of TRMM precipitation radar monthly rainfall estimates over Brazil”. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 114. no. D2.
- FRANCOU, B., RIBSTEIN, P., SARAVIA, R. & TIRIAU, E. [1995]. “Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier : Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16 S”. *Journal of Glaciology*. Vol. 41. no. 137, p. 61–67.
- FRANCOU, B., RAMIREZ, E., CÁCERES, B. & MENDOZA, J. [2000]. “Glacier evolution in the tropical Andes during the last decades of the 20th century : Chacaltaya, Bolivia, and Antizana, Ecuador”. *AMBIO : A Journal of the Human Environment*. Vol. 29. no. 7, p. 416–422.

- FRANCOU, B., VUILLE, M., WAGNON, P., MENDOZA, J. & SICART, J. E. [2003]. “Tropical climate change recorded by a glacier in the central Andes during the last decades of the twentieth century : Chacaltaya, Bolivia, 16 S”. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 108, p. 4154–4165.
- FRANCOU, B., VUILLE, M., FAVIER, V. & CACERES, B. [2004]. “New evidence for an ENSO impact on low-latitude glaciers : Antizana 15, Andes of Ecuador, 0 28’ S”. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*. Vol. 109. no. D18.
- FRANS, C., ISTANBULLUOGLU, E., CLARKE, G. K., NOLIN, A. & LETTENMAIER, D. P. [2015]. “Predicting the Effect of Mountain Glacier Recession on Water Resources : Couples glacio-hydrological modeling of tropical and temperate river basins”. CAS-NASA Use of Earth Observations to Address Glacier Change and Associated Hazards in the Hindu Kush Himalayas.
- GAGLIARDINI, O., ZWINGER, T., GILLET-CHAULET, F., DURAND, G., FAVIER, L., DE FLEURIAN, B., GREVE, R., MALINEN, M., MARTÍN, C., RÅBACK, P., RUOKOLAINEN, J., SACCHETTINI, M., SCHÄFER, M., SEDDIK, H. & THIES, J. [2013]. “Capabilities and performance of Elmer/Ice, a new-generation ice sheet model”. *Geoscientific Model Development*. Vol. 6. no. 4, p. 1299–1318.
- GARCIA, M., RAES, D., ALLEN, R. & HERBAS, C. [2004]. “Dynamics of reference evapotranspiration in the Bolivian highlands (Altiplano)”. *Agricultural and forest meteorology*. Vol. 125. no. 1, p. 67–82.
- GARREAUD, R. D. [1999]. “Multiscale analysis of the summertime precipitation over the central Andes”. *Monthly Weather Review*. Vol. 127. no. 5, p. 901–921.
- GARREAUD, R. D. [2009]. “The Andes climate and weather”. *Advances in Geosciences*. Vol. 22, p. 3–11.
- GARREAUD, R. D. & WALLACE, J. M. [1997]. “The diurnal march of convective cloudiness over the Americas”. *Monthly Weather Review*. Vol. 125. no. 12, p. 3157–3171.
- GARREAUD, R. D., VUILLE, M. & CLEMENT, A. C. [2003]. “The climate of the Altiplano : observed current conditions and mechanisms of past changes”. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. 194. no. 1-3, p. 5–22.
- GARVERT, M. F., SMULL, B. & MASS, C. [2007]. “Multiscale Mountain Waves Influencing a Major Orographic Precipitation Event”. *Journal of the Atmospheric Sciences*. Vol. 64. no. 3, p. 711–737.
- GASCOIN, S., KINNARD, C., PONCE, R., MACDONELL, S., LHERMITTE, S. & RABATEL, A. [2011]. “Glacier contribution to streamflow in two headwaters of the Huasco River, Dry Andes of Chile”. *The Cryosphere*. no. 5, p. 1099–1113.
- GEORGES, C. [2004]. “20th century glacier fluctuations in the tropical Cordillera Blanca, Peru”. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. Vol. 36. no. 1, p. 100–107.
- GILLI, E., MANGAN, C. & MUDRY, J. [2012]. “Hydrogéologie - 3^{ème} édition - Objets, méthodes, applications”. Dunod.
- GIORGI, F. & BATES, G. T. [1989]. “The climatological skill of a regional model over complex terrain”. *Monthly Weather Review*. Vol. 117. no. 11, p. 2325–2347.
- GIOVANNETTONE, J. P. & BARROS, A. P. [2009]. “Probing Regional Orographic Controls of Precipitation and Cloudiness in the Central Andes Using Satellite Data”. *Journal of Hydrometeorology*. Vol. 10. no. 1, p. 167–182.
- GIRARD, M. C. & GIRARD, C. M. [1999]. “Traitement des données de télédétection”. Dunod.
- GLEN, J. W. [1955]. “The creep of polycrystalline ice”. *Proceedings of the Royal Society of London A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. Vol. 228. no. 1175. The Royal Society, p. 519–538.
- GOTTARDI, F., OBLED, C., GAILHARD, J. & PAQUET, E. [2012]. “Statistical reanalysis of precipitation fields based on ground network data and weather patterns : Application over French mountains”. *Journal of Hydrology*. Vol. 432-433, p. 154–167.
- GOUBANOVA, K., ECHEVIN, V., DEWITTE, B., CODRON, F., TAKAHASHI, K., TERRAY, P. & VRAC, M. [2011]. “Statistical downscaling of sea-surface wind over the Peru–Chile upwelling region : diagnosing the impact of climate change from the IPSL-CM4 model”. *Climate Dynamics*. Vol. 36. no. 7-8, p. 1365–1378.

- GRALER, B., GERHARZ, L. & PEBESMA, E. [2011]. "Spatio-temporal analysis and interpolation of PM10 measurements in Europe". Rap. tech. European Topic Center on Air Pollution & Climate Change Mitigation.
- GRANGER, R. J. & GRAY, D. M. [1990]. "A net radiation model for calculating daily snowmelt in open environments". *Nordic hydrology*. Vol. 21. no. 4-5, p. 217–234.
- GRELL, G. A. & DÉVÉNYI, D. [2002]. "A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques". *Geophysical Research Letters*. Vol. 29. no. 14, p. 38–1.
- GREVE, R. [1997]. "A continuum–mechanical formulation for shallow polythermal ice sheets". *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. Vol. 355. no. 1726, p. 921–974.
- GSELL, P. S. [2014]. "Apports et voies d'amélioration de la représentation des glaciers et de leur évolution au sein d'un modèle hydrologique". Thèse de doct. Université Paris 6.
- GUDMUNDSSON, L., BREMNES, J. B., HAUGEN, J. E. & ENGEN-SKAUGEN, T. [2012]. "Technical Note : Downscaling RCM precipitation to the station scale using statistical transformations - a comparison of methods". *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 16. no. 9, p. 3383–3390.
- GUPTA, H. V., WAGENER, T. & LIU, Y. [2008]. "Reconciling theory with observations : elements of a diagnostic approach to model evaluation". *Hydrological Processes*. Vol. 22. no. 18, p. 3802–3813.
- GUPTA, H. V., KLING, H., YILMAZ, K. K. & MARTINEZ, G. F. [2009]. "Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria : Implications for improving hydrological modelling". *Journal of Hydrology*. Vol. 377. no. 1-2, p. 80–91.
- GURGISER, W., MARZEION, B., NICHOLSON, L., ORTNER, M. & KASER, G. [2013]. "Modeling energy and mass balance of Shallap Glacier, Peru". *The Cryosphere*. Vol. 7. no. 6, p. 1787–1802.
- HAGG, W., SHAHGEDANOVA, M., MAYER, C., LAMBRECHT, A. & POPOVNIK, V. [2010]. "A sensitivity study for water availability in the Northern Caucasus based on climate projections". *Global and Planetary Change*. Vol. 73. no. 3-4, p. 161–171.
- HARDER P. and Pomeroy, J. [2013]. "Estimating precipitation phase using a psychrometric energy balance method". *Hydrological Processes*. Vol. 27. no. 13, p. 1901–1914.
- HARPER, J. T. [2003]. "High altitude Himalayan climate inferred from glacial ice flux". *Geophysical Research Letters*. Vol. 30. no. 14.
- HARRIS JR, G. N., BOWMAN, K. P. & SHIN, D. B. [2000]. "Comparison of freezing-level altitudes from the NCEP reanalysis with TRMM precipitation radar brightband data". *Journal of climate*. Vol. 13. no. 23, p. 4137–4148.
- HASTENRATH, S. [1978]. "Heat-budget measurements on the Quelccaya ice cap, Peruvian Andes". *Journal of Glaciology*. Vol. 20, p. 85–97.
- HASTENRATH, S. [1991]. "Climate Dynamics of the Tropics". Dordrecht : Springer Netherlands.
- HASTENRATH, S. & AMES, A. [1995]. "Diagnosing the imbalance of Yanamarey Glacier in the Cordillera Blanca of Peru". *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*. Vol. 100. no. D3, p. 5105–5112.
- HELLSTROM, R.A., HIGGINS, A., FERRIS, D., MARK, B. & LEVIA, D. [2010]. "Impacts of complex terrain on evapotranspiration within a tropical alpine valley in the peruvian andes". 67th Eastern Snow Conference.
- HOCK, R. [1999]. "A distributed temperature-index ice-and snowmelt model including potential direct solar radiation". *Journal of Glaciology*. Vol. 45. no. 149.
- HOCK, R. & HOLMGREN, B. [2005]. "A distributed surface energy-balance model for complex topography and its application to Storglaciaren, Sweden". *Journal of Glaciology*. Vol. 51. no. 172, p. 25–36.
- HOFER, M., MOLG, T., MARZEION, B. & KASER, G. [2010]. "Empirical-statistical downscaling of reanalysis data to high-resolution air temperature and specific humidity above a glacier surface (Cordillera Blanca, Peru)". *Journal of Geophysical Research*. Vol. 115. no. D12.
- HONG, S. Y., NOH, Y. & DUDHIA, J. [2006]. "A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes". *Monthly Weather Review*. Vol. 134. no. 9, p. 2318–2341.

- HUFFMAN, G. J. & BOLVIN, D. T. [2013]. “TRMM and other data precipitation data set documentation”. *NASA, Greenbelt, USA*. P. 1–40.
- HUFFMAN, G. J., BOLVIN, D. T., NELKIN, E. J., WOLFF, D. B., ADLER, R. F., GU, G., HONG, Y., BOWMAN, K. P. & STOCKER, E. F. [2007]. “The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) : Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales”. *Journal of Hydrometeorology*. Vol. 8. no. 1, p. 38–55.
- HUSS, M. & FARINOTTI, D. [2012]. “Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe”. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface (2003–2012)*. Vol. 117. no. F4.
- HUSS, M., FARINOTTI, D., BAUDER, A. & FUNK, M. [2008]. “Modelling runoff from highly glacierized alpine drainage basins in a changing climate”. *Hydrological Processes*. Vol. 22. no. 19, p. 3888–3902.
- HUSS, M., JOUVET, G., FARINOTTI, D. & BAUDER, A. [2010]. “Future high-mountain hydrology : a new parameterization of glacier retreat”. *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 14. no. 5, p. 815–829.
- IMMERZEEL, W. W., BEEK, L. P. H., KONZ, M., SHRESTHA, A. B. & BIERKENS, M. F. P. [2011]. “Hydrological response to climate change in a glacierized catchment in the Himalayas”. *Climatic Change*. Vol. 110. no. 3–4, p. 721–736.
- INSEL, N., POULSEN, C. J. & EHLERS, T. A. [2010]. “Influence of the Andes Mountains on South American moisture transport, convection, and precipitation”. *Climate Dynamics*. Vol. 35. no. 7–8, p. 1477–1492.
- JABOT, E., ZIN, I., LEBEL, T., GAUTHERON, A. & OBLED, C. [2012]. “Spatial interpolation of sub-daily air temperatures for snow and hydrologic applications in mesoscale Alpine catchments”. *Hydrological Processes*. Vol. 26. no. 17, p. 2618–2630.
- JAKOB THEMESSEL, M., GOBIET, A. & LEUPRECHT, A. [2011]. “Empirical-statistical downscaling and error correction of daily precipitation from regional climate models”. *International Journal of Climatology*. Vol. 31. no. 10, p. 1530–1544.
- JANSSON, P., HOCK, R. & SCHNEIDER, T. [2003]. “The concept of glacier storage : a review”. *Journal of Hydrology*. Vol. 282. no. 1, p. 116–129.
- JAROSCH, A. H., SCHOOF, C. G. & ANSLOW, F. S. [2013]. “Restoring mass conservation to shallow ice flow models over complex terrain”. *The Cryosphere*. Vol. 7. no. 1, p. 229–240.
- JIMÉNEZ, P. A. & DUDHIA, J. [2012]. “Improving the representation of resolved and unresolved topographic effects on surface wind in the WRF model”. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. Vol. 51. no. 2, p. 300–316.
- JIMÉNEZ, P. A., DUDHIA, J., GONZÁLEZ-ROUCO, J. F., MONTÁVEZ, J. P., GARCÍA-BUSTAMANTE, E., NAVARRO, J., ARELLANO, J. Vilà-Guerau de & MUÑOZ-ROLDÁN, A. [2013]. “An evaluation of WRF’s ability to reproduce the surface wind over complex terrain based on typical circulation patterns”. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. Vol. 118. no. 14, p. 7651–7669.
- JOBARD, I. [1996]. “Estimation des pluies par satellite : l’apport des données satellite micro-onde”. Problème de validation des méthodes d’estimation des précipitations par satellite en Afrique intertropicale.
- JOHNSON, F. & SHARMA, A. [2011]. “Accounting for interannual variability : A comparison of options for water resources climate change impact assessments”. *Water Resources Research*. Vol. 47. no. 4.
- JONES, R. N., CHIEW, F. H. S., BOUGHTON, W. C. & ZHANG, L. [2006]. “Estimating the sensitivity of mean annual runoff to climate change using selected hydrological models”. *Advances in Water Resources*. Vol. 29. no. 10, p. 1419–1429.
- JORDAN, E., UNGERRECHTS, L., CÁCERES, B., PENAFIEL, A. & FRANCOU, B. [2005]. “Estimation by photogrammetry of the glacier recession on the Cotopaxi Volcano (Ecuador) between 1956 and 1997”. *Hydrological Sciences Journal*. Vol. 50. no. 6.
- JORDAN, R. [1991]. “A one-dimensional temperature model for a snow cover”. Rap. tech. U.S. Army Corps of Engineers - Cold Regions Research & Engineering Laboratory, p. 91–16.
- JUEN, I., KASER, G. & GEORGES, C. [2007]. “Modelling observed and future runoff from a glacierized tropical catchment (Cordillera Blanca, Peru)”. *Global and Planetary Change*. Vol. 59. no. 1–4, p. 37–48.

- KASER, G. [1999]. "A review of the modern fluctuations of tropical glaciers". *Global and Planetary Change*. Vol. 22. no. 1, p. 93–103.
- KASER, G. [2001]. "Glacier-climate interaction at low latitudes". *Journal of Glaciology*. Vol. 47. no. 157, p. 195–204.
- KASER, G. & GEORGES, C. [1997]. "Changes of the equilibrium-line altitude in the tropical Cordillera Blanca, Peru, 1930–50, and their spatial variations". *Annals of Glaciology*. Vol. 24, p. 344–349.
- KASER, G., JUEN, I., GEORGES, C., GÓMEZ, J. & TAMAYO, W. [2003]. "The impact of glaciers on the runoff and the reconstruction of mass balance history from hydrological data in the tropical Cordillera Blanca, Peru". *Journal of Hydrology*. Vol. 282. no. 1-4, p. 130–144.
- KIENZLE, S. W. [2008]. "A new temperature based method to separate rain and snow". *Hydrological Processes*. Vol. 22. no. 26, p. 5067–5085.
- KINZL, H. [1969]. "La glaciación actual y pleistocénica en los Andes centrales". *Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima*. Vol. 89, p. 89–100.
- KOBIERSKA, F., JONAS, T., ZAPPA, M., BAVAY, M., MAGNUSSON, J. & BERNASCONI, S. M. [2013]. "Future runoff from a partly glacierized watershed in Central Switzerland : A two-model approach". *Advances in Water Resources*. Vol. 55, p. 204–214.
- KONZ, M. & SEIBERT, J. [2010]. "On the value of glacier mass balances for hydrological model calibration". *Journal of hydrology*. Vol. 385. no. 1, p. 238–246.
- KUNDZEWICZ, Z. W., MATA, L. J., ARNELL, N. W., DÖLL, P., JIMENEZ, B., MILLER, K., OKI, T., ŞEN, Z. & SHIKLOMANOV, I. [2008]. "The implications of projected climate change for freshwater resources and their management".
- LA FRENIERRE, J. & MARK, B. G. [2014]. "A review of methods for estimating the contribution of glacial meltwater to total watershed discharge". *Progress in Physical Geography*. Vol. 38. no. 2, p. 173–200.
- LAFAYSSSE, M. [2011]. "Changement climatique et régime hydrologique d'un bassin alpin : génération de scénarios sur la Haute-Durance, méthodologie d'évaluation et incertitudes associées". Thèse de doct. Université Toulouse 3.
- LAGOS, P., SILVA, Y., NICKL, E. & MOSQUERA, K. [2008]. "El Niño ? related precipitation variability in Perú". *Advances in Geosciences*. Vol. 14, p. 231–237.
- LARAMIE, R. L. & SCHAAKE, J. D. [1972]. "Simulation of the continuous snowmelt process". Ralph M. Parsons Laboratory for Water Resources & Hydrodynamics, Massachusetts Institute of Technology.
- LAVADO-CASIMIRO, W. & ESPINOZA, J. C. [2014]. "Impacts of El Niño and La Niña in the precipitation over Peru (1965-2007)". *Revista Brasileira de Meteorologia*. Vol. 29. no. 2, p. 171–182.
- LAVADO-CASIMIRO, W., LABAT, D., GUYOT, J. L., RONCHAIL, J. & ORDOÑEZ, J. J. [2009]. "TRMM rainfall data estimation over the Peruvian Amazon-Andes basin and its assimilation into a monthly water balance model". *IAHS-AISH publication*. P. 245–252.
- LAVADO-CASIMIRO, W., RONCHAIL, J., LABAT, D., ESPINOZA, J. C. & GUYOT, J. L. [2012]. "Basin-scale analysis of rainfall and runoff in Peru (1969–2004) : Pacific, Titicaca and Amazonas drainages". *Hydrological Sciences Journal*. Vol. 57. no. 4, p. 625–642.
- LE MEUR, E. & VINCENT, C. [2003]. "A two-dimensional shallow ice-flow model of Glacier de Saint-Sorlin, France". *Journal of Glaciology*. Vol. 49. no. 167, p. 527–538.
- LE MEUR, E., GAGLIARDINI, O., ZWINGER, T. & RUOKOLAINEN, J. [2004]. "Glacier flow modelling : a comparison of the Shallow Ice Approximation and the full-Stokes solution". *Comptes Rendus Physique*. Vol. 5. no. 7, p. 709–722.
- LE MOINE, N. [2008]. "Le bassin versant de surface vu par le souterrain : une voie d'amélioration des performances et du réalisme des modèles pluie-débit ?" Thèse de doct. Université Paris 6.
- LEJEUNE, Y. [2009]. "Apports des modèles de neige CROCUS et de sol ISBA à l'étude du bilan glaciologique d'un glacier tropical et du bilan hydrologique de son bassin versant". Thèse de doct. Université Joseph Fourier - Grenoble.

- LEJEUNE, Y., BOUILLOUD, L., ETCHEVERS, P., WAGNON, P., CHEVALLIER, P., SICART, J. E., MARTIN, E. & HABETS, F. [2007]. "Melting of snow cover in a Tropical mountain environment in Bolivia : Processes and modeling". *Journal of Hydrometeorology*. Vol. 8. no. 4, p. 922–937.
- LEUNG, L. R. & QIAN, Y. [2003]. "The sensitivity of precipitation and snowpack simulations to model resolution via nesting in regions of complex terrain". *Journal of Hydrometeorology*. Vol. 4. no. 6, p. 1025–1043.
- L'HOTE, Y., CHEVALLIER, P., COUDRAIN, A., LEJEUNE, Y. & ETCHEVERS, P. [2005]. "Relationship between precipitation phase and air temperature : comparison between the Bolivian Andes and the Swiss Alps / Relation entre phase de précipitation et température de l'air : comparaison entre les Andes Boliviennes et les Alpes Suisses". *Hydrological Sciences Journal*. Vol. 50. no. 6.
- LI, J. [2008]. "A review of spatial interpolation methods for environmental scientists". Canberra : Geoscience Australia.
- LLAMAS, J. [1985]. "Hydrologie générale : principes et applications". G. Morin.
- MACHGUTH, H., PURVES, R. S., OERLEMANS, J., HOELZLE, M. & PAUL, F. [2008]. "Exploring uncertainty in glacier mass balance modelling with Monte Carlo simulation". *The Cryosphere*. Vol. 2. no. 2, p. 191–204.
- MAGRIN, G. O., MARENGO, J. A., BOULANGER, J. P., BUCKERIDGE, M. S., CASTELLANOS, E., POVEDA, G., SCARANO, F. R. & VICUÑA, S. [2014]. "Central and South America". *Climate change 2014 : Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B : Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on climate Change*. P. 1499–1566.
- MANTAS, V. M., LIU, Z., CARO, C. & PEREIRA, A. J. S. C. [2015]. "Validation of TRMM multi-satellite precipitation analysis (TMPA) products in the Peruvian Andes". *Atmospheric Research*. Vol. 163, p. 132–145.
- MARENGO, J. A., SOARES, W. R., SAULO, C. & NICOLINI, M. [2004]. "Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses : Characteristics and temporal variability". *Journal of climate*. Vol. 17. no. 12, p. 2261–2280.
- MARENGO, J. A., LIEBMANN, B., GRIMM, A. M., MISRA, V., SILVA DIAS, P. L., CAVALCANTI, I. F. A., CARVALHO, L. M. V., BERBERY, E. H., AMBRIZZI, T., VERA, C. S., SAULO, A. C., NOGUES-PAEGLE, J., ZIPSER, E., SETH, A. & ALVES, L. M. [2012]. "Recent developments on the South American monsoon system". *International Journal of Climatology*. Vol. 32. no. 1, p. 1–21.
- MARK, B. G. & SELTZER, G. O. [2003]. "Tropical glacier meltwater contribution to stream discharge : a case study in the Cordillera Blanca, Peru". *Journal of Glaciology*. Vol. 49. no. 165, p. 271–281.
- MARK, B. G. & SELTZER, G. O. [2005]. "Evaluation of recent glacier recession in the Cordillera Blanca, Peru (AD 1962–1999) : spatial distribution of mass loss and climatic forcing". *Quaternary Science Reviews*. Vol. 24. no. 20, p. 2265–2280.
- MARK, B. G., BURY, J., MCKENZIE, J. M., FRENCH, A. & BARAER, M. [2010]. "Climate change and tropical Andean glacier recession : evaluating hydrologic changes and livelihood vulnerability in the Cordillera Blanca, Peru". *Annals of the Association of American Geographers*. Vol. 100. no. 4, p. 794–805.
- MASSEY, J. D., STEENBURGH, W. J., HOCH, S. W. & KNIEVEL, J. C. [2014]. "Sensitivity of near-surface temperature forecasts to soil properties over a sparsely vegetated dryland region". *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. Vol. 53. no. 8, p. 1976–1995.
- MASSON, D. & FREI, C. [2014]. "Spatial analysis of precipitation in a high-mountain region : exploring methods with multi-scale topographic predictors and circulation types". *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 18. no. 11, p. 4543–4563.
- MASSON, V., LE MOIGNE, P., MARTIN, E., FAROUX, S., ALIAS, A., ALKAMA, R., BELAMARI, S., BARBU, A., BOONE, A., BOUYSSSEL, F., BROUSSEAU, P., BRUN, E., CALVET, J. C., CARRER, D., DECHARME, B., DELIRE, C., DONIER, S., ESSAOUINI, K., GIBELIN, A. L., GIORDANI, H., HABETS, F., JIDANE, M., KERDRAON, G., KOURZENEVA, E., LAFAYSE, M., LAFONT, S., LEBEAUPIN BROSSIER, C., LEMONSU, A., MAHFOUF, J.-F., MARGUINAUD, P., MOKHTARI, M., MORIN, S., PIGEON, G., SALGADO, R., SEITY, Y., TAILLEFER, F., TANGUY, G., TULET, P., VINCENDON, B., VIONNET, V. & VOLDOIRE, A. [2013]. "The

- SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes”. *Geoscientific Model Development*. Vol. 6. no. 4, p. 929–960.
- MAUSSON, F., SCHERER, D., MOLG, T., COLLIER, E., CURIO, J. & FINKELNBURG, R. [2014]. “Precipitation seasonality and variability over the Tibetan Plateau as resolved by the High Asia Reanalysis”. *Journal of Climate*. Vol. 27. no. 5, p. 1910–1927.
- MAYR, E., HAGG, W., MAYER, C. & BRAUN, L. [2013]. “Calibrating a spatially distributed conceptual hydrological model using runoff, annual mass balance and winter mass balance”. *Journal of Hydrology*. Vol. 478, p. 40–49.
- McKAY, M. D., BECKMAN, R. J. & CONOVER, W. J. [1979]. “Comparison of three methods for selecting values of input variables in the analysis of output from a computer code”. *Technometrics*. Vol. 21. no. 2, p. 239–245.
- MEARNS, L. O., GIORGI, F., MCDANIEL, L. & SHIELDS, C. [1995]. “Analysis of daily variability of precipitation in a nested regional climate model : comparison with observations and doubled CO 2 results”. *Global and Planetary Change*. Vol. 10. no. 1, p. 55–78.
- MENDOZA, P. A., CLARK, M. P., MIZUKAMI, N., NEWMAN, A. J., BARLAGE, M., GUTMANN, E. D., RASMUSSEN, R. M., RAJAGOPALAN, B., BREKKE, L. D. & ARNOLD, J. R. [2015]. “Effects of hydrologic model choice and calibration on the portrayal of climate change impacts”. *Journal of Hydrometeorology*. Vol. 16. no. 2, p. 762–780.
- MEYBECK, Michel, GREEN, Pamela & VÖRÖSMARTY, Charles [2001]. “A new typology for mountains and other relief classes : an application to global continental water resources and population distribution”. *Mountain Research and Development*. Vol. 21. no. 1, p. 34–45.
- MEYER, P. D., ROCKHOLD, M. L. & GEE, G. W. [1997]. “Uncertainty Analyses of Infiltration and Subsurface Flow and Transport for SDMP Sites. US Nuclear Regulatory Commission”. Rap. tech. NUREG/CR-6565, Pacific Northwest National Laboratory.
- MINVIELLE, Marie & GARREAUD, René D [2011]. “Projecting rainfall changes over the South American Altiplano”. *Journal of Climate*. Vol. 24. no. 17, p. 4577–4583.
- MLAWER, E. J., TAUBMAN, S. J., BROWN, P. D., IACONO, M. J. & CLOUGH, S. A. [1997]. “Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres : RRTM, a validated correlated-k model for the longwave”. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*. Vol. 102. no. D14, p. 16663–16682.
- MOLG, T., CULLEN, N. J., HARDY, D. R., KASER, G. & KLOK, L. [2008]. “Mass balance of a slope glacier on Kilimanjaro and its sensitivity to climate”. *International Journal of Climatology*. Vol. 28. no. 7, p. 881–892.
- MOREL-SEYTOUX, H. J. & NIMMO, J. R. [1999]. “Soil water retention and maximum capillary drive from saturation to oven dryness”. *Water resources research*. Vol. 35. no. 7, p. 2031–2041.
- MORERA, S. B. [2014]. “Magnitud, frecuencia y factores que controlan los flujos sedimentarios desde los andes centrales occidentales hacia el océano Pacífico peruano”. Thèse de doct. Universidad Nacional Agraria La Molina.
- MORERA, S. B., CONDOM, T., VAUCHEL, P., GUYOT, J. L., GALVEZ, C. & CRAVE, A. [2013]. “Pertinent spatio-temporal scale of observation to understand suspended sediment yield control factors in the Andean region : the case of the Santa River (Peru)”. *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 17. no. 11, p. 4641–4657.
- MÜLLER, M. D. & SCHERER, D. [2005]. “A grid-and subgrid-scale radiation parameterization of topographic effects for mesoscale weather forecast models”. *Monthly weather review*. Vol. 133. no. 6, p. 1431–1442.
- MULVANY, T. J. [1850]. “On the use of self-registering rain and flood gauges”. *Making Observations of the Relations of Rain Fall and Flood Discharges in a Given Catchment. Transactions and Minutes of the Proceedings of the Institute of Civil Engineers of Ireland, Dublin, Ireland, Session*. Vol. 1.

- MURTHI, A., BOWMAN, K. P & LEUNG, L. R. [2011]. “Simulations of precipitation using NRCM and comparisons with satellite observations and CAM : annual cycle”. *Climate dynamics*. Vol. 36. no. 9-10, p. 1659–1679.
- NASH, J. E. & SUTCLIFFE, S. V. [1970]. “Riverflow forecasting through conceptual models”. *Journal of Hydrology*. Vol. 10. no. 3, p. 282–290.
- NAZ, B. S., FRANS, C. D., CLARKE, G. K. C., BURNS, P. & LETTENMAIER, D. P. [2014]. “Modeling the effect of glacier recession on streamflow response using a coupled glacio-hydrological model”. *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 18. no. 2, p. 787–802.
- NEPAL, S., KRAUSE, P., FLÜGEL, W. A., FINK, M. & FISCHER, C. [2014]. “Understanding the hydrological system dynamics of a glaciated alpine catchment in the Himalayan region using the J2000 hydrological model”. *Hydrological Processes*. Vol. 28. no. 3, p. 1329–1344.
- NIU, G. Y., YANG, Z. L., DICKINSON, R. E. & GULDEN, L. E. [2005]. “A simple TOPMODEL-based runoff parameterization (SIMTOP) for use in global climate models”. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*. Vol. 110. no. D21.
- NIU, G. Y., YANG, Z. L., MITCHELL, K. E., CHEN, F., EK, M. B., BARLAGE, M., KUMAR, A., MANNING, K., NIYOGE, D., ROSERO, E., TEWARI, M. & YOULONG, X. [2011]. “The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP) : 1. Model description and evaluation with local-scale measurements”. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*. Vol. 116. no. D12.
- OCHOA, A., PINEDA, L., WILLEMS, P. & CRESPO, P. [2014]. “Evaluation of TRMM 3B42 (TMPA) precipitation estimates and WRF retrospective precipitation simulation over the Pacific-Andean basin into Ecuador and Peru”. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*. Vol. 11. no. 1, p. 411–449.
- OERLEMANS, J. & KNAP, W. H. [1998]. “A 1 year record of global radiation and albedo in the ablation zone of Morteratschgletscher, Switzerland”. *Journal of Glaciology*. Vol. 44. no. 147, p. 231–238.
- OERLEMANS, J., ANDERSON, B., HUBBARD, A., HUYBRECHTS, P., JOHANNESSEN, T., KNAP, W. H., SCHMEITS, M., STROEVEN, A. P., WAL, R. S. W. Van de, WALLINGA, J. & ZUO, Z. [1998]. “Modelling the response of glaciers to climate warming”. *Climate dynamics*. Vol. 14. no. 4, p. 267–274.
- OKE, T. R. [1987]. “Boundary layer climates”.
- ORLOWSKY, B., BOTHE, O., FRAEDRICH, K., GERSTENGARBE, F. W. & ZHU, X. [2010]. “Future climates from bias-bootstrapped weather analogs : an application to the Yangtze River Basin”. *Journal of Climate*. Vol. 23. no. 13, p. 3509–3524.
- PARRY, M. L. [2007]. “Climate Change 2007 : impacts, adaptation and vulnerability : contribution of Working Group II to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change”. Vol. 4. Cambridge University Press.
- PATERSON, W. S. B. [1994]. “The physics of glaciers”. Butterworth-Heinemann.
- PAULSON, C. A. [1970]. “The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer”. *Journal of Applied Meteorology*. Vol. 9. no. 6, p. 857–861.
- PEBESMA, E. J. [2004]. “Multivariable geostatistics in R : the gstat package”. *Computers and Geosciences*. Vol. 30. no. 7, p. 683–691.
- PEPIN, N., BRADLEY, R. S., DIAZ, H. F., BARAER, M., CACERES, E. B., FORSYTHE, N., FOWLER, H., GREENWOOD, G., HASHMI, M. Z., LIU, X. D., MILLER, J. R., NING, L., OHMURA, A., PALAZZI, E., RANGWALA, I., SCHÖNER, W., SEVERSKIY, I., SHAHGEDANOVA, M., WANG, M. B., WILLIAMSON, S. N. & YANG, D. Q. [2015]. “Elevation-dependent warming in mountain regions of the world”. *Nature Climate Change*. Vol. 5. no. 5, p. 424–430.
- PFEFFER, W. T., ARENDT, A. A., BLISS, A., BOLCH, T., COGLEY, J. G., GARDNER, A. S., HAGEN, J. O., HOCK, R., KASER, G., KIENHOLZ, C., MILES, E. S., MOHOLDT, G., MÖLG, N., PAUL, F., RADIC, V., RASTNER, P., RAUP, B. H., RICH, J., SHARP, M. J. & THE RANDOLPH CONSORTIUM, . [2014]. “The Randolph Glacier Inventory : a globally complete inventory of glaciers”. *Journal of Glaciology*. Vol. 60. no. 221, p. 537–552.

- POHL, B. [2007]. “L’Oscillation de Madden-Julian et la variabilité pluviométrique régionale en Afrique Sub-saharienne”. Thèse de doct. Université de Bourgogne.
- POULOS, G. S., BOSSERT, J. E., MCKEE, T. B. & PIELKE SR, R. A. [2007]. “The interaction of katabatic flow and mountain waves. Part II : Case study analysis and conceptual model”. *Journal of the atmospheric sciences*. Vol. 64. no. 6, p. 1857–1879.
- POUYAUD, B., ZAPATA, M., YERREN, J., GOMEZ, J., ROSAS, G., SUAREZ, W. & RIBSTEIN, P. [2005]. “Avenir des ressources en eau glaciaire de la Cordillère Blanche/On the future of the water resources from glacier melting in the Cordillera Blanca, Peru”. *Hydrological sciences journal*. Vol. 50. no. 6.
- RABATEL, A. [2005]. “Chronologie et interprétation paléoclimatique des fluctuations des glaciers dans les Andes de Bolivie (16 S) depuis le maximum du Petit Âge Glaciaire (17^{ème} siècle)”. Thèse de doct. Université Joseph-Fourier-Grenoble I.
- RABATEL, A., DEDIEU, J. P. & VINCENT, C. [2005]. “Using remote-sensing data to determine equilibrium-line altitude and mass-balance time series : validation on three French glaciers, 1994–2002”. *Journal of Glaciology*. Vol. 51. no. 175, p. 539–546.
- RABATEL, A., CASTEBRUNET, H., FAVIER, V., NICHOLSON, L. & KINNARD, C. [2011]. “Glacier changes in the Pascua-Lama region, Chilean Andes (29 S) : recent mass balance and 50 yr surface area variations”. *The Cryosphere*. Vol. 5. no. 4, p. 1029–1041.
- RABATEL, A., FRANCOU, B., SORUCO, A., GOMEZ, J., CACERES, B., CEBALLOS, J. L., BASANTES, R., VUILLE, M., SICART, J. E., HUGGEL, C., SCHEEL, M., LEJEUNE, Y., ARNAUD, Y., COLLET, M., CONDOM, T., CONSOLI, G., FAVIER, V., JOMELLI, V., GALARRAGA, R., GINOT, P., MAISINCHO, L., MENDOZA, J., MÉNÉGOZ, M., RAMIREZ, E., RIBSTEIN, P., SUAREZ, W., VILLACIS, M. & WAGNON, P. [2013]. “Current state of glaciers in the tropical Andes : a multi-century perspective on glacier evolution and climate change”. *The Cryosphere*. Vol. 7. no. 1, p. 81–102.
- RADIĆ, V. & HOCK, R. [2011]. “Regionally differentiated contribution of mountain glaciers and ice caps to future sea-level rise”. *Nature Geoscience*. Vol. 4. no. 2, p. 91–94.
- RAGETTLI, S. & PELLICCIOTTI, F. [2012]. “Calibration of a physically based, spatially distributed hydrological model in a glacierized basin : On the use of knowledge from glaciometeorological processes to constrain model parameters”. *Water Resources Research*. Vol. 48. no. 3.
- RAMALLO, C. [2013]. “Caractérisation du régime pluviométrique et sa relation à la fonte du glacier Zongo (Cordillère Royale)”. Thèse de doct. Université de Grenoble.
- RANGWALA, I. & MILLER, J. R. [2012]. “Climate change in mountains : a review of elevation-dependent warming and its possible causes”. *Climatic Change*. Vol. 114. no. 3-4, p. 527–547.
- RAU, F., MAUZ, F., VOGT, S., KHALSA, S. J. S. & RAUP, B. [2005]. “Illustrated GLIMS glacier classification manual”. *Institut fr Physische Geographie Freiburg, NSIDC*.
- RAWLS, W. J., BRAKENSIEK, D. L. & SAXTON, K. E. [1982]. “Estimation of soil water properties”. *Trans. Asae*. Vol. 25. no. 5, p. 1316–1320.
- REEVES, H. D., ELMORE, K. L., MANIKIN, G. S. & STENSRUD, D. J. [2011]. “Assessment of forecasts during persistent valley cold pools in the Bonneville Basin by the North American Mesoscale Model”. *Weather and Forecasting*. Vol. 26. no. 4, p. 447–467.
- RÉMY, F. & TESTUT, L. [2006]. “Mais comment s’écoule donc un glacier ? Aperçu historique”. *Comptes Rendus Geoscience*. Vol. 338. no. 5, p. 368–385.
- RÉVEILLET, M., RABATEL, A., GILLET-CHAULET, F. & SORUCO, A. [2015]. “Simulations of changes to Glacier Zongo, Bolivia (16 S), over the 21st century using a 3-D full-Stokes model and CMIP5 climate projections”. *Annals of Glaciology*. Vol. 56. no. 70, p. 89.
- ROCA, R., CHAMBON, P., JOBARD, I., KIRSTETTER, P. E., GOSSET, M. & BERGES, J. C. [2010]. “Comparing satellite and surface rainfall products over West Africa at meteorologically relevant scales during the AMMA campaign using error estimates”. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. Vol. 49. no. 4, p. 715–731.

- ROHRER, M. [1989]. “Determination of the transition air temperature from snow to rain and intensity of precipitation”. WMO IASH ETH International Workshop on Precipitation Measurement. P. 475–582.
- SALTER, C. [1919]. “The relation of rainfall to configuration”. *Monthly Weather Review*. Vol. 47, p. 297.
- SALZMANN, N., HUGGEL, C., ROHRER, M., SILVERIO, W., MARK, B. G., BURNS, P. & PORTOCARRERO, C. [2013]. “Glacier changes and climate trends derived from multiple sources in the data scarce Cordillera Vilcanota region, southern Peruvian Andes”.
- SAMBOU, S. [2004]. “Modèle statistique des hauteurs de pluies journalières en zone sahelienne : exemple du bassin amont du fleuve Sénégal / Frequency analysis of daily rainfall in the Sahelian area : case of the upstream basin of the Senegal River”. *Hydrological Sciences Journal*. Vol. 49. no. 1, p. 115–129.
- SANABRIA, J., CALANCA, P., ALARCÓN, C. & CANCHARI, G. [2014]. “Potential impacts of early twenty-first century changes in temperature and precipitation on rainfed annual crops in the Central Andes of Peru”. *Regional Environmental Change*. Vol. 14. no. 4, p. 1533–1548.
- SCHAEFLI, B. & HUSS, M. [2011]. “Integrating point glacier mass balance observations into hydrologic model identification”. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14,(4).
- SCHAEFLI, B., HINGRAY, B., NIGGLI, M. & MUSY, A. [2005]. “A conceptual glacio-hydrological model for high mountainous catchments”. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*. Vol. 9. no. 1/2, p. 95–109.
- SCHAUWECKER, S., ROHRER, M., ACUÑA, D., COCHACHIN, A., DÁVILA, L., FREY, H., GIRÁLDEZ, C., GÓMEZ, J., HUGGEL, C., JACQUES-COPER, M., LOARTE, E., SALZMANN, N. & VUILLE, M. [2014]. “Climate trends and glacier retreat in the Cordillera Blanca, Peru, revisited”. *Global and Planetary Change*. Vol. 119, p. 85–97.
- SCHEEL, M. L. M., ROHRER, M., HUGGEL, Ch., SANTOS VILLAR, D., SILVESTRE, E. & HUFFMAN, G. J. [2011]. “Evaluation of TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA) performance in the Central Andes region and its dependency on spatial and temporal resolution”. *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 15. no. 8, p. 2649–2663.
- SCHMIDLI, J., GOODESS, C. M., FREI, C., HAYLOCK, M. R., HUNDECHA, Y., RIBALAYGUA, J. & SCHMITH, T. [2007]. “Statistical and dynamical downscaling of precipitation : An evaluation and comparison of scenarios for the European Alps”. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 112. no. D4.
- SCHWARB, M., ACUÑA, D., KONZELMANN, Th., ROHRER, M., SALZMANN, N., SERPA LOPEZ, B. & SILVESTRE, E. [2011]. “A data portal for regional climatic trend analysis in a Peruvian High Andes region”. *Advances in Science and Research*. Vol. 6, p. 219–226.
- SEIBERT, J. [2000]. “Multi-criteria calibration of a conceptual runoff model using a genetic algorithm”. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*. Vol. 4. no. 2, p. 215–224.
- SEVRUK, B., ONDRAS, M. & CHVILA, B. [2009]. “The WMO precipitation measurement intercomparison”. *Atmospheric Research*. Vol. 92. no. 3, p. 376–380.
- SICART, J. E. [2002]. “Contribution à l’étude des flux d’énergie, du bilan de masse et du débit de fonte d’un glacier tropical : le Zongo, Bolivie”. Thèse de doct. Université Paris VI - Pierre et Marie Curie.
- SICART, J. E., RIBSTEIN, P., WAGNON, P. & BRUNSTEIN, D. [2001]. “Clear-sky albedo measurements on a sloping glacier surface : A case study in the Bolivian Andes”. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*. Vol. 106. no. D23, p. 31729–31737.
- SICART, J. E., WAGNON, P. & RIBSTEIN, P. [2005]. “Atmospheric controls of the heat balance of Zongo Glacier (16 S, Bolivia)”. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*. Vol. 110. no. D12.
- SICART, J. E., HOCK, R. & SIX, D. [2008]. “Glacier melt, air temperature, and energy balance in different climates : The Bolivian Tropics, the French Alps, and northern Sweden”. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 113. no. D24.
- SICART, J. E., HOCK, R., RIBSTEIN, P., LITT, M. & RAMIREZ, E. [2011]. “Analysis of seasonal variations in mass balance and meltwater discharge of the tropical Zongo Glacier by application of a distributed energy balance model”. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*. Vol. 116. no. D13.

- SILVERIO, W. & JAQUET, J. M. [2005]. “Glacial cover mapping (1987–1996) of the Cordillera Blanca (Peru) using satellite imagery”. *Remote Sensing of Environment*. Vol. 95. no. 3, p. 342–350.
- SINGH, P. & SINGH, V. P. [2001]. “Snow and glacier hydrology”. Vol. 792367677. Springer Science & Business Media.
- SKAMAROCK, W. C., KLEMP, J. B., DUDHIA, J., GILL, D. O., BARKER, D. M., WANG, W. & POWERS, J. G. [2005]. “A description of the advanced research WRF version 2”. Rap. tech. DTIC Document.
- SMITH, R. B. [2006]. “Progress on the theory of orographic precipitation”. *Geological Society of America Special Papers*. Vol. 398, p. 1–16.
- SOLOMON, S., QIN, D., MANNING, M., CHEN, Z., MARQUIS, M., AVERYT, K. B., TIGNOR, M. & MILLER, H. L. [2007]. “IPCC, Climate change 2007 : the physical science basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change”.
- SORUCO, A., VINCENT, C., FRANCOU, B., RIBSTEIN, P., BERGER, T., SICART, J. E., WAGNON, P., ARNAUD, Y., FAVIER, V. & LEJEUNE, Y. [2009]. “Mass balance of Glaciar Zongo, Bolivia, between 1956 and 2006, using glaciological, hydrological and geodetic methods”. *Annals of Glaciology*. Vol. 50. no. 50, p. 1–8.
- STORCK, P. [2000]. “Trees, snow and flooding : An investigation of forest canopy effects on snow accumulation and melt at the plot and watershed scales in the Pacific Northwest”. Rap. tech. Washington State University Department of Civil & Environmental Engineering.
- STORCK, P. & LETTENMAIER, D. P. [1999]. “Predicting the effect of a forest canopy on ground snow accumulation and ablation in maritime climates”. 67th Western Snow Conference, Colorado State University.
- STORCK, P., BOWLING, L., WETHERBEE, P. & LETTENMAIER, D. [1998]. “Application of a GIS-based distributed hydrology model for prediction of forest harvest effects on peak stream flow in the Pacific Northwest”. *Hydrological Processes*. Vol. 12. no. 6, p. 889–904.
- SUAREZ, W. [2007]. “Le bassin versant du fleuve Santa (Andes du Pérou) : dynamique des écoulements en contexte glacio-pluvio-nival”. Thèse de doct. Université de Montpellier II.
- SUAREZ, W., CHEVALLIER, P., POUYAUD, B. & LOPEZ, P. [2008]. “Modelling the water balance in the glacierized Parón Lake basin (White Cordillera, Peru)/Modélisation du bilan hydrique du bassin versant englacé du Lac Parón (Cordillère Blanche, Pérou)”. *Hydrological sciences journal*. Vol. 53. no. 1, p. 266–277.
- TAKAHASHI, K. & DEWITTE, B. [2015]. “Strong and moderate nonlinear El Niño regimes”. *Climate Dynamics*. P. 1–19.
- TAKAHASHI, K., MONTECINOS, A., GOUBANOVA, K. & DEWITTE, B. [2011]. “ENSO regimes : Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño”. *Geophysical Research Letters*. Vol. 38. no. 10.
- TARAZONA SANTOS, N. E. [2005]. “Generación de descargas mensuales en subcuencas de la cuenca del río Santa utilizando el método de Lutz Scholz”. Rap. tech. Universidad Nacional Agraria La Molina, Lima (Peru). Facultad de Ingeniería Agrícola, Dpto. de Recursos Agua y Tierra.
- THOMPSON, G., FIELD, P. R., RASMUSSEN, R. M. & HALL, W. D. [2008]. “Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II : Implementation of a new snow parameterization”. *Monthly Weather Review*. Vol. 136. no. 12, p. 5095–5115.
- THOMPSON, L. G., MOSLEY-THOMPSON, E., DAVIS, M. E., LIN, P. N., HENDERSON, K. A., COLE-DAI, J., BOLZAN, J. F. & LIU, K. B. [1995]. “Late glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru”. *Science*. Vol. 269. no. 5220, p. 46–50.
- TOBIN, C., NICOTINA, L., PARLANGE, M. B., BERNE, A. & RINALDO, A. [2011]. “Improved interpolation of meteorological forcings for hydrologic applications in a Swiss Alpine region”. *Journal of Hydrology*. Vol. 401. no. 1, p. 77–89.
- VAUGHAN, D. G., COMISO, J. C., ALLISON, I., CARRASCO, J., KASER, G., KWOK, R., MOTE, P., MURRAY, T., PAUL, F., REN, J., RIGNOT, E., SOLOMINA, O., STEFFEN, K. & ZHANG, T. [2013]. “Observations : cryosphere”. *Climate change 2013 : The physical Science Bases, Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. P. 317–382.

- VERA, C., BAEZ, J., DOUGLAS, M., EMMANUEL, C. B., MARENGO, J., MEITIN, J., NICOLINI, M., NOGUES-PAEGLE, J., PAEGLE, J., PENALBA, O., SALIO, P., SAULO, C., SILVA DIAS, M. A., SILVA DIAS, P. & ZIPSER, E. [2006a]. “The South American low-level jet experiment”. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Vol. 87. no. 1, p. 63–77.
- VERA, C., HIGGINS, W., AMADOR, J., AMBRIZZI, T., GARREAUD, R. D., GOCHIS, D., GUTZLER, D., LETTENMAIER, D., MARENGO, J., MECHOSO, C. R., NOGUES-PAEGLE, J., SILVA DIAS, P. L. & ZHANG, G. [2006b]. “Toward a unified view of the American monsoon systems”. *Journal of Climate*. Vol. 19. no. 20, p. 4977–5000.
- VILLACIS, M. [2008]. “Ressources en eau glaciaire dans les Andes d’Équateur en relation avec les variations du climat : le cas du volcan Antisana”. Thèse de doct. Université Montpellier II, Sciences et Techniques du Languedoc.
- VINCENT, C., VALLON, M., REYNAUD, L. & LE MEUR, E. [2000]. “Dynamic behaviour analysis of glacier de Saint Sorlin, France, from 40 years of observations, 1957-97”. *Journal of Glaciology*. Vol. 46. no. 154, p. 499–506.
- VIONNET, V., BRUN, E., MORIN, S., BOONE, A., FAROUX, S., LE MOIGNE, P., MARTIN, E. & WILLEMET, J.-M. [2012]. “The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2”. *Geoscientific Model Development*. Vol. 5. no. 3, p. 773–791.
- VISCHEL, T., QUANTIN, G., LEBEL, T., VIARRE, J., GOSSET, M., CAZENAVE, F. & PANTHOU, G. [2011]. “Generation of high-resolution rain fields in West Africa : Evaluation of dynamic interpolation methods”. *Journal of Hydrometeorology*. Vol. 12. no. 6, p. 1465–1482.
- VIVIROLI, D., ZAPPA, M., GURTZ, J. & WEINGARTNER, R. [2009]. “An introduction to the hydrological modelling system PREVAH and its pre-and post-processing-tools”. *Environmental Modelling & Software*. Vol. 24. no. 10, p. 1209–1222.
- VIVIROLI, D., ARCHER, D. R., BUYTAERT, W., FOWLER, H. J., GREENWOOD, G. B., HAMLET, A. F., HUANG, Y., KOBOLTSCHNIG, G., LITAOR, M. I., LÓPEZ-MORENO, J. I., LORENTZ, S., SCHÄDLER, B., SCHREIER, H., SCHWAIGER, K., VUILLE, M. & WOODS, R. [2011]. “Climate change and mountain water resources : overview and recommendations for research, management and policy”. *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 15. no. 2, p. 471–504.
- VUILLE, M. & BRADLEY, R. S. [2000]. “Mean annual temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes”. *Geophysical Research Letters*. Vol. 27. no. 23, p. 3885–3888.
- VUILLE, M., BRADLEY, R. S., WERNER, M. & KEIMING, F. [2003]. “20th century climate change in the tropical Andes : Observations and model results”. *Climatic Change*. Vol. 59, p. 75–99.
- VUILLE, M., FRANCOU, B., WAGNON, P., JUEN, I., KASER, G., MARK, B. G. & BRADLEY, R. S. [2008a]. “Climate change and tropical Andean glaciers : Past, present and future”. *Earth-Science Reviews*. Vol. 89. no. 3-4, p. 79–96.
- VUILLE, M., KASER, G. & JUEN, I. [2008b]. “Glacier mass balance variability in the Cordillera Blanca, Peru and its relationship with climate and the large-scale circulation”. *Global and Planetary Change*. Vol. 62. no. 1-2, p. 14–28.
- VUILLE, M., FRANQUIST, E., GARREAUD, R. D., LAVADO-CASIMIRO, W. & CÁCERES, B. [2015]. “Impact of the global warming hiatus on Andean temperature”. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*.
- WAGENER, T. [2003]. “Evaluation of catchment models”. *Hydrological Processes*. Vol. 17. no. 16, p. 3375–3378.
- WAGNON, P. [1999]. “Analyse du bilan d’énergie d’un glacier tropical : application à la relation glacier-climat”. Thèse de doct. Université Joseph Fourier.
- WAGNON, P., RIBSTEIN, P., FRANCOU, B. & POUYAUD, B. [1999]. “Annual cycle of energy balance of Zongo glacier, Cordillera Real, Bolivia”. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*. Vol. 104. no. D4, p. 3907–3923.
- WAGNON, P., LINDA, A., ARNAUD, Y., KUMAR, R., SHARMA, P., VINCENT, C., POTTAKKAL, J. G., BERTHIER, E., RAMANATHAN, A., HASNAIN, S. I. & CHEVALLIER, P. [2007]. “Four years of mass balance on Chhota

- Shigri Glacier, Himachal Pradesh, India, a new benchmark glacier in the western Himalaya”. *Journal of Glaciology*. Vol. 53. no. 183, p. 603–611.
- WAGNON, P., LAFAYSSSE, M., LEJEUNE, Y., MAISINCHO, L., ROJAS, M. & CHAZARIN, J. P. [2009]. “Understanding and modeling the physical processes that govern the melting of snow cover in a tropical mountain environment in Ecuador”. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 114. no. D19.
- WAICHLER, S. R., WIGMOSTA, M. S. & COLEMAN, A. M. [2004]. “Natural Recharge to the Unconfined Aquifer System on the Hanford Site from the Greater Cold Creek Watershed : Progress Report 2004”. Pacific Northwest National Laboratory.
- WARD, E., BUYTAERT, W., PEAVER, L. & WHEATER, H. [2011]. “Evaluation of precipitation products over complex mountainous terrain : a water resources perspective”. *Advances in Water Resources*. Vol. 34. no. 10, p. 1222–1231.
- WECKWERTH, T. M., BENNETT, L. J., JAY MILLER, L., VAN BAELEN, J., DI GIROLAMO, P., BLYTH, A. M. & HERTNEKY, T. J. [2014]. “An observational and modeling study of the processes leading to deep, moist convection in complex terrain”. *Monthly Weather Review*. Vol. 142. no. 8, p. 2687–2708.
- WESTRICK, K. J., STORCK, P. & MASS, C. F. [2002]. “Description and evaluation of a hydrometeorological forecast system for mountainous watersheds”. *Weather and forecasting*. Vol. 17. no. 2, p. 250–262.
- WHITAKER, A., ALILA, Y., BECKERS, J. & TOEWS, D. [2003]. “Application of the distributed hydrology soil vegetation model to Redfish Creek, British Columbia : model evaluation using internal catchment data”. *Hydrological processes*. Vol. 17. no. 2, p. 199–224.
- WIGMOSTA, M. S., VAIL, L. W. & LETTENMAIER, D. P. [1994]. “A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain”. *Water Resources Research*. Vol. 30. no. 6, p. 1665.
- WIGMOSTA, M. S., NIJSSEN, B., STORCK, P. & LETTENMAIER, D. P. [2002]. “The distributed hydrology soil vegetation model”. *Mathematical models of small watershed hydrology and applications*. P. 7–42.
- WINKLER, M., JUEN, I., MOLG, T., WAGNON, Patrick, GÓMEZ, J. & KASER, G. [2009]. “Measured and modelled sublimation on the tropical Glaciar Artesonraju, Perú”. *The Cryosphere*. Vol. 3. no. 1, p. 21–30.
- YANG, Z. L., NIU, G. Y., MITCHELL, K. E., CHEN, F., EK, M. B., BARLAGE, M., LONGUEVERGNE, L., MANNING, K., NIYOGI, D., TEWARI, M. & XIA, Y. [2011]. “The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP) : 2. Evaluation over global river basins”. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*. Vol. 116. no. D12.
- YANG, Z.L. & DICKINSON, R. E. [1996]. “Description of the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the Soil Moisture Workshop and evaluation of its performance”. *Global and Planetary Change*. Vol. 13. no. 1, p. 117–134.
- YIN, Z Y., LIU, X., ZHANG, X. & CHUNG, C. F. [2004]. “Using a geographic information system to improve Special Sensor Microwave Imager precipitation estimates over the Tibetan Plateau”. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*. Vol. 109. no. D3.
- YOUNG, K. R. & LEON, B. [2009]. “Natural hazards in Peru : causation and vulnerability”. *Developments in Earth Surface Processes*. Vol. 13, p. 165–180.
- ZAPATA, M., TACSI, A. A., MONTALVO, C., CCOPA, K., GOMEZ, J. & SANTILLÁN, N. [2008]. “Inventario de glaciares y lagunas altoandinas del Peru : Cordillera Blanca.” Rap. tech. Unidad de Glaciología y recursos hídricos.
- ZULKAFI, Z., BUYTAERT, W., ONOF, C., MANZ, B., TARNAVSKY, E., LAVADO-CASIMIRO, W. & GUYOT, J. L. [2014]. “A Comparative Performance Analysis of TRMM 3B42 (TMPA) Versions 6 and 7 for Hydrological Applications over Andean–Amazon River Basins”. *Journal of Hydrometeorology*. Vol. 15. no. 2, p. 581–592.

ANNEXES

Fichier de configuration DHSVM

Les paramètres reportés ci-dessous correspondent aux résultats finaux des différentes phases de calibration pour le couple de précipitations KED-WRF avec les températures $T_{WRF_{Cor}}$.

1. Options

Format	= BIN
Extent	= BASIN
Gradient	= WATERTABLE
Flow Routing	= NETWORK
Sensible Heat Flux	= FALSE
Sediment	= FALSE
Overland Routing	= KINEMATIC
MM5	= TRUE
Canopy radiation attenuation mode	= FIXED
Shading	= TRUE
Shading data extension	= BIN
Snotel	= FALSE
Outside	= FALSE
Rhoverride	= FALSE
Infiltration	= STATIC
GLACIER	= GLDYNAMIC
Water Quality	= FALSE
Antecedent Dry Days	= 0
Stream Temperature	= FALSE
Canopy Shading	= TRUE

2. Constantes

Ground Roughness [m]	= 0,04	BRUTSAERT [2005]
Snow Roughness [m]	= 0,02	WINKLER et al. [2009]
Rain Threshold [°C]	= -1	L'HOTE et al. [2005]
Snow Threshold [°C]	= 3	L'HOTE et al. [2005]
Snow Water Capacity	= 0,05	SINGH & SINGH [2001]
Reference Height [m]	= 6	
Rain LAI Multiplier	= 0,0005	BRUTSAERT [2005]
Snow LAI Multiplier	= 0,00005	ANDREADIS et al. [2009]
Min Intercepted Snow [m]	= 0,005	
Tree Height [m]	= 2	
Vegetation Density	= 0,25	
Canopy Bank Distance [m]	= 1,5	
Glacier Albedo	= 0,35	
Maximum Snow Albedo	= 0,9	GURGISER et al. [2013]

3. Paramètres de sols

Sources bibliographiques pour le calcul des différents paramètres :

- exponential decrease = décroissance de la transmissivité : NIU et al. [2005];
- maximum infiltration [m/s] : suivre ce lien vers une page internet de la FAO;
- capillary drive : MOREL-SEYTOUX & NIMMO [1999];
- surface albedo : BRUTSAERT [2005];
- porosité : CLAPP & HORNBERGER [1978];
- pore size distribution : RAWLS et al. [1982];
- bubbling pressure : RAWLS et al. [1982];
- field capacity : MEYER et al. [1997];
- wilting point : MEYER et al. [1997];
- bulk density [kg/m³] : suivre ce lien internet vers une page de pedosphere.com;
- vertical conductivity [m/s] : CLAPP & HORNBERGER [1978];
- thermal conductivity [W/m.°C] : BURNS [2012];
- thermal capacity [J/m³.°C] : BURNS [2012].

Paramètre	Litosol	Regosol	Paramosol	Paramo Andosol	Solonchak	Fluvisol	Bedrock	Litosol Tablachaca
Lateral conductivity	0,01	0,0053	0,009	0,008	0,001	0,0063	1e-7	0,008
Exponential decrease	0,5044	2	2	0,5	1,5	2	0	2
Depth threshold	10	10	10	10	10	10	10	10
Maximum infiltration	6,94e-6	6,94e-6	2,08e-6	2,08e-6	6,94e-7	4,17e-6	1e-8	6,94e-6
Capillary drive	0,1404	0,0756	0,0061	0,0033	0,005	0,0189	0,0189	0,1404
Surface albedo	0,15	0,18	0,2	0,1	0,3	0,35	0,35	0,15
Number of soil layers	3	3	3	3	3	3	3	3
Porosity 1	0,07	0,6	0,2	0,3	0,492	0,42	1	0,09
Porosity 2	0,07	0,6	0,2	0,3	0,492	0,42	1	0,09
Porosity 3	0,07	0,6	0,2	0,3	0,492	0,42	1	0,09
Pore size distribuion 1	0,286	0,43	0,4	0,2	0,15	0,319	0,7	0,52
Pore size distribuion 2	0,286	0,43	0,4	0,2	0,15	0,319	0,7	0,52
Pore size distribuion 3	0,286	0,43	0,4	0,2	0,15	0,319	0,7	0,52
Bubbling pressure 1	0,2058	0,302	0,7033	0,7958	0,7654	0,5941	0,5941	0,2058
Bubbling pressure 2	0,2058	0,302	0,7033	0,7958	0,7654	0,5941	0,5941	0,2058
Bubbling pressure 3	0,2058	0,302	0,7033	0,7958	0,7654	0,5941	0,5941	0,2058
Field capacity 1	0,025	0,31	0,15	0,1	0,34	0,21	0,4	0,07
Field capacity 2	0,025	0,31	0,15	0,1	0,34	0,21	0,4	0,07
Field capacity 3	0,025	0,31	0,15	0,1	0,34	0,21	0,4	0,07
Wilting point 1	0,02	0,23	0,149	0,08	0,23	0,12	0,39	0,01
Wilting point 2	0,02	0,23	0,149	0,08	0,23	0,12	0,39	0,01
Wilting point 3	0,02	0,23	0,149	0,08	0,23	0,12	0,39	0,01
Bulk density 1	1563,5	1497,2	1386	1521,1	1346,2	1537	1	1563,5
Bulk density 2	1563,5	1497,2	1386	1521,1	1346,2	1537	1	1563,5
Bulk density 3	1563,5	1497,2	1386	1521,1	1346,2	1537	1	1563,5
Vertical conductivity 1	3,7e-5	5,3e-5	1e-4	8e-5	1e-6	6,3e-6	1e-7	8,3e-6
Vertical conductivity 2	3,7e-5	5,3e-5	1e-4	8e-5	1e-6	6,3e-6	1e-7	8,3e-6
Vertical conductivity 3	3,7e-5	5,3e-5	1e-4	8e-5	1e-6	6,3e-6	1e-7	8,3e-6
Thermal conductivity 1	7,114	7,114	7,114	7,114	7,114	7,114	7,114	7,114
Thermal conductivity 2	6,923	6,923	6,923	6,923	6,923	6,923	6,923	6,923
Thermal conductivity 3	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0
Thermal capacity 1	1,4e6	1,4e6	1,4e6	1,4e6	1,4e6	1,4e6	1,4e6	1,4e6
Thermal capacity 2	1,4e6	1,4e6	1,4e6	1,4e6	1,4e6	1,4e6	1,4e6	1,4e6
Thermal capacity 3	1,4e6	1,4e6	1,4e6	1,4e6	1,4e6	1,4e6	1,4e6	1,4e6
Mannings	0,05	0,05	0,1	0,05	0,03	0,03	0,03	0,05

Tableau A.1 – Tableau de la valeur des paramètres de sol.

4. Paramètres de végétations

Sources bibliographiques pour le calcul des différents paramètres :

- aerodynamic attenuation : WIGMOSTA et al. [1994] ;
- radiation attenuation : WIGMOSTA et al. [1994] ;
- maximum snow interception capacity : STORCK [2000] ;
- mass release drip ratio : STORCK [2000] ;
- snow interception efficiency : STORCK [2000] ;
- maximum resistance : WIGMOSTA et al. [1994] ;
- minimum resistance : WIGMOSTA et al. [1994] ;
- vapor pressure deficit : WIGMOSTA et al. [1994] ;
- rpc : WIGMOSTA et al. [1994].

Paramètre	Glaciers	Plans d'eau	Végétation épars	Terres cultivées	Végétation épars Tablachaca
Overstory Present	FALSE	FALSE	TRUE	FALSE	TRUE
Understory Present	FALSE	FALSE	TRUE	TRUE	TRUE
Fractionnal coverage			0,4		0,4
Hemi fractionnal coverage			0,7		0,7
Trunk space			1		1
Aerodynamic attenuation			0,3		0,3
Radiation attenuation			0,4		0,4
Max Snow Int capacity			0,01		0,01
Mass release drip ratio			0,5		0,5
Snow interception efficiency			0,1		0,1
Height 1			3		3
Height 2			0,1	0,25	0,1
Maximum resistance 1			3000		3000
Maximum resistance 2			600	600	600
Minimum resistance 1			1200		1200
Minimum resistance 2			200	300	200
Moisture threshold 1			0,33		0,33
Moisture threshold 2			0,13	0,33	0,13
Vapor pressure deficit 1			2880		2880
Vapor pressure deficit 2			2880	1500	2880
Rpc 1			0,108		0,108
Rpc 2			0,108	0,108	0,108
Impervious Fraction	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Number of Root Zones	3	3	3	3	3
Root Zone Depths 1	0,1	0,1	0,016	0,65	0,58
Root Zone Depths 2	0,1	0,1	0,07	0,7	0,67
Root Zone Depths 3	0,05	0,05	0,1	0,75	0,7
Overstory root fraction 1			0,2		0,2
Overstory root fraction 2			0,5		0,5
Overstory root fraction 3			0,3		0,3
Understory root fraction 1			0,2	0,4	0,2
Understory root fraction 2			0,5	0,6	0,5
Understory root fraction 3			0,3	0,0	0,3
Mannings	0,02	0,01	0,023	0,023	0,023

Tableau A.2 – Tableau de la valeur des paramètres de végétation.

Paramètres de calibration DHSVM

1. Set 1 de simulations

Le tableau B.1 reporte les gammes de variations des 42 paramètres évalués lors du premier set de simulations.

2. Set 2 de simulations

Le tableau B.2 reporte les gammes de variations des 36 paramètres évalués lors du second set de simulations.

Paramètre	Unité	Valeur minimale	Valeur maximale
Albédo de la glace		0,3	0,4
Albédo maximum de la neige		0,75	0,9
Seuil minimal précipitations liquides	°C	-1,5	3
Seuil maximal précipitations solides	°C	-1,5	0,8
Litosol			
Conductivité latérale	m/s	0,00001	0,01
Décroissance exponentielle de la transmissivité		0,5	3
Conductivité verticale	m/s	0,0000001	0,0001
Capacité au champ		0,001	0,94
Distribution de la taille des pores		0,15	0,7
Porosité		0,001	1
Point de flétrissement		0	0,9
Regosol			
Conductivité latérale	m/s	0,00001	0,01
Décroissance exponentielle de la transmissivité		0,5	3
Conductivité verticale	m/s	0,0000001	0,0001
Capacité au champ		0,0005	0,47
Distribution de la taille des pores		0,15	0,7
Porosité		0,001	1
Point de flétrissement		0	0,35
Paramosol			
Conductivité latérale	m/s	0,00001	0,01
Décroissance exponentielle de la transmissivité		0,5	3
Conductivité verticale	m/s	0,0000001	0,0001
Capacité au champ		0,0005	0,55
Distribution de la taille des pores		0,15	0,7
Porosité		0,001	1
Point de flétrissement		0	0,54

Paramètre	Unité	Valeur minimale	Valeur maximale
Paramo (andosol)			
Conductivité latérale	m/s	0,00001	0,01
Décroissance exponentielle de la transmissivité		0,5	3
Conductivité verticale	m/s	0,0000001	0,0001
Capacité au champ		0,0009	0,9
Distribution de la taille des pores		0,15	0,7
Porosité		0,001	1
Point de flétrissement		0	0,6
Végétation épars			
Profondeur racinaire couche de surface	m	0,05	0,825
Profondeur racinaire couche 2	m	0,1	0,87
Profondeur racinaire couche 3	m	0,15	0,93
Résistance minimale	s/m	100	2000
Déficit en pression de vapeur	Pa	500	5000
Terres cultivées			
Profondeur racinaire couche de surface	m	0,05	0,95
Profondeur racinaire couche 2	m	0,1	1
Profondeur racinaire couche 3	m	0,15	1,1
Résistance minimale	s/m	100	2000
Déficit en pression de vapeur	Pa	500	5000

Tableau B.1 – Gamme de variation des paramètres à calibrer du set 1 de simulations.

Paramètre	Unité	Valeur minimale	Valeur maximale
Albédo de la glace		0,3	0,4
Albédo maximum de la neige		0,75	0,9
Litosol			
Conductivité latérale	m/s	0,000006	0,01
Décroissance exponentielle de la transmissivité		0,5	3
Conductivité verticale	m/s	0,00000006	0,0001
Capacité au champ		0,00025	0,65
Distribution de la taille des pores		0,15	0,7
Porosité		0,0005	1
Point de flétrissement		0	0,35
Paramosol			
Conductivité latérale	m/s	0,000006	0,01
Décroissance exponentielle de la transmissivité		0,5	3
Conductivité verticale	m/s	0,00000006	0,0001
Capacité au champ		0,0003	0,7
Distribution de la taille des pores		0,15	0,7
Porosité		0,0005	1
Point de flétrissement		0	0,61
Paramo (andosol)			
Conductivité verticale	m/s	0,00000006	0,0001
Capacité au champ		0,00025	0,6
Distribution de la taille des pores		0,15	0,7
Porosité		0,0005	1
Point de flétrissement		0	0,415

Paramètre	Unité	Valeur minimale	Valeur maximale
Litosol - Tablachaca			
Conductivité latérale	m/s	0,000006	0,01
Décroissance exponentielle de la transmissivité		0,5	3
Conductivité verticale	m/s	0,00000006	0,0001
Capacité au champ		0,0003	0,8
Distribution de la taille des pores		0,15	0,7
Porosité		0,0005	1
Point de flétrissement		0	0,007
Végétation éparsé			
Profondeur racinaire couche de surface	m	0,05	0,825
Profondeur racinaire couche 2	m	0,1	0,875
Profondeur racinaire couche 3	m	0,15	0,925
Végétation Tablachaca			
Profondeur racinaire couche de surface	m	0,05	0,825
Profondeur racinaire couche 2	m	0,1	0,875
Profondeur racinaire couche 3	m	0,15	0,925

Tableau B.2 – Gamme de variation des paramètres à calibrer du set 2 de simulations.

3. Set 3 de simulations : $P_{KED_{WRF}}/T_{WRF_{cor}}$ et $P_{KED_{WRF}}/T_{WRF}$

Le tableau B.3 reporte les gammes de variations des 7 paramètres évalués lors du troisième set de simulations, pour les couples $P_{KED_{WRF}}$ avec les $T_{WRF_{cor}}$ et $P_{KED_{WRF}}$ avec les T_{WRF} .

Paramètre	Unité	Valeur minimale	Valeur maximale
Litosol			
Décroissance exponentielle de la transmissivité		0,5	0,7
Conductivité verticale	m/s	0,000001	0,00005
Capacité au champ		0,01	0,05
Distribution de la taille des pores		0,1	0,3
Végétation éparse			
Profondeur racinaire couche de surface	m	0,015	0,025
Profondeur racinaire couche 2	m	0,05	0,075
Profondeur racinaire couche 3	m	0,1	0,125

Tableau B.3 – Gamme de variation des paramètres à calibrer du set 3 de simulations pour les couples P-KED-WRF avec T-WRF_{cor} et P-KED-WRF avec les T-WRF.

4. Set 3 de simulations : $P_{KED_{Altitude}}/T_{WRF_{cor}}$

Le tableau B.4 reporte les gammes de variations des 7 paramètres évalués lors du troisième set de simulations, pour le couple $P_{KED_{Altitude}}$ avec les $T_{WRF_{cor}}$.

Paramètre	Unité	Valeur minimale	Valeur maximale
Litosol			
Décroissance exponentielle de la transmissivité		0,6	0,8
Conductivité verticale	m/s	0,000085	0,00013
Capacité au champ		0,01	0,05
Distribution de la taille des pores		0,15	0,35
Végétation éparse			
Profondeur racinaire couche de surface	m	0,05	0,15
Profondeur racinaire couche 2	m	0,1	0,2
Profondeur racinaire couche 3	m	0,15	0,25

Tableau B.4 – Gamme de variation des paramètres à calibrer du set 3 de simulations pour le couple P-KED-Altitude avec T-WRF_{cor}.

5. Set 3 de simulations : $P_{KED_{Altitude}}/T_{WRF}$

Le tableau B.5 reporte les gammes de variations des 7 paramètres évalués lors du troisième set de simulations, pour le couple $P_{KED_{Altitude}}$ avec les T_{WRF} .

Paramètre	Unité	Valeur minimale	Valeur maximale
Litosol			
Décroissance exponentielle de la transmissivité		0,6	0,8
Conductivité verticale	m/s	0,000001	0,00005
Capacité au champ		0,01	0,05
Distribution de la taille des pores		0,2	0,4
Végétation éparse			
Profondeur racinaire couche de surface	m	0,05	0,15
Profondeur racinaire couche 2	m	0,1	0,2
Profondeur racinaire couche 3	m	0,15	0,25

Tableau B.5 – Gamme de variation des paramètres à calibrer du set 3 de simulations pour le couple P-KED-Altitude avec T-WRF.

