Caractérisation des systèmes hydro-climatiques à l'échelle locale dans l'Himalaya népalais

Judith Eeckman

▶ **To cite this version:**

Judith Eeckman. Caractérisation des systèmes hydro-climatiques à l'échelle locale dans l'Himalaya népalais. Sciences agricoles. Université Montpellier, 2017. Français. NNT : 2017MONTT103 . tel-01680233v2

HAL Id: tel-01680233

https://theses.hal.science/tel-01680233v2

Submitted on 31 Jan 2018

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

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

THÈSE POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER

En Sciences de la Terre et de l'Eau

École doctorale GAIA

Unité de recherche HydroSciences Montpellier – UMR 5569

Caractérisation des systèmes hydro-climatiques à l'échelle locale dans l'Himalaya népalais

Présentée par Judith EECKMAN
Le 30 Octobre 2017

Sous la direction de Pierre Chevallier et Aaron Boone

Devant le jury composé de

Isabelle Braud, Directrice de Recherche, IRSTEA, Lyon	Présidente du Jury
Benoît Hingray, Chargé de Recherche, CNRS – IGE, Grenoble	Rapporteur
Simon Gascoin, Chargé de Recherche, CNRS – Cesbio, Toulouse	Examinateur
Roger Moussa, Directeur de Recherche, INRA – LISAH, Montpellier	Examinateur
Bettina Schaefli, Professeure Associée, UNIL, Lausanne	Examinatrice
Anneke De Rouw, Chargée de Recherche, IRD – IEES, Paris	Invitée
Pierre Chevallier, Directeur de Recherche, IRD – HydroSciences , Montpellier	Directeur de thèse
Aaron Boone, Chargé de Recherche, CNRS – CNRM, Toulouse	Co-directeur de thèse
Luc Neppel, Maître de Conférence, Université de Montpellier – HydroSciences , Montpellier	Encadrant

UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER

À Tsering Tamang,
observatrice à la station hydrométrique de Tauche.

Remerciements

Je remercie tout d'abord **Isabelle Braud** et **Benoît Hingray** d'avoir accepté de rapporter ce travail, ainsi que **Bettina Schaefli**, **Roger Moussa** et **Simon Gascoin** qui ont accepté de participer au jury.

J'ai réalisé ma thèse au sein de l'**École Doctorale GAIA** et j'en remercie le directeur **Marc Bouvy**, ainsi que **Serge Lallemand**, directeur de la filière STE de l'École Doctorale, pour son accompagnement administratif mais aussi – et surtout – humain. Je tiens également à remercier la direction du laboratoire **HydroSciences Montpellier** et en particulier **Patrick Seyler**, pour son écoute et sa disponibilité. Je suis reconnaissante d'avoir pu trouver, au sein du laboratoire ainsi que de l'École Doctorale, une attention particulière, dont j'ai bénéficié et qui est portée à l'ensemble des étudiants, à œuvrer contre l'isolement des doctorants, en ouvrant de multiples potentialités au cours de la thèse. Je remercie l'École Doctorale GAIA de m'avoir fait bénéficier de l'aide à la mobilité pour participer à l'université d'été *Alpine Summer School* en Italie.

Je tiens à remercier **Pierre Chevallier** pour son implication dans ma thèse, sa diplomatie et son écoute, qualités sans lesquelles je n'aurais certainement pas pu mener ma thèse à bien. C'est principalement grâce au soutien de Pierre que j'ai eu de nombreuses – et belles – opportunités au cours de ma thèse, en particulier de participer à deux missions sur le terrain au Népal. Ces deux missions ont été pour moi des expériences majeures, sur le plan scientifique comme sur le plan personnel. Je remercie également **Aaron Boone**, qui a accepté de prendre le train en marche pour la dernière année et dont les conseils avisés sont pour moi une véritable ressource. Je remercie bien entendu **Anneke De Rouw**, dont l'enseignement sur le terrain a été l'une des étapes les plus enrichissantes pour moi au cours de ces trois ans. Je remercie **François Delclaux** dont les contributions techniques ont été décisives pour mon travail.

Je remercie l'ensemble des membres du projet **ANR PRESHINE** et en particulier sa coordinatrice, **Isabelle Sacareau**, ainsi que ses coordinateurs-trices de groupe de travail : **Joëlle Smadja**, **Olivia Aubriot**, **François Delclaux**, **Michel Esteves**, **Yves Arnaud** et **Patrick Wagnon**. Je remercie en particulier les grenoblois du **Centre d'Étude de la Neige**, à savoir **Samuel Morin**, **Yves Lejeune** et **Matthieu Lafaysse** pour m'avoir accueillie à Grenoble et accompagnée tout au long de mon travail avec ISBA, ainsi que pour leurs conseils toujours avisés. Cet accompagnement a été vital pour la réalisation de cette thèse. Je remercie **Jean-Pierre Dedieu** pour son intérêt et sa curiosité portés à mon travail. Je remercie également **Patrick Wagnon**, pour ses relectures et nombreux conseils qui m'ont beaucoup aidée, ainsi que **Michel Esteves**, **Isabella Zin** et **Hans-Werner Jacobi** pour les multiples échanges que nous avons eus.

Je remercie également **Keith Beven**, pour son enseignement extrêmement riche dont j'ai pu bénéficier lors de l'université d'été *Uncertainty in environmental modelling* dispensée à l'Université d'Uppsala. Les connaissances que j'y ai acquises ont été la base de mon année de travail consécutive, de la publication de deux articles scientifiques et certainement de travaux futurs.

Je remercie particulièrement **Stéphanie Faroux**, pour son aide régulière et essentielle pour l'utilisation de ISBA et pour sa patience ! Je remercie **Laurent Lassabatere** pour nos échanges concernant le code BEST et **Francesca Pianosi** pour nos échanges autour de la boite à outil SAFE(R).

Mes remerciements se portent tout naturellement vers **Santosh Nepal** et **Gauthier Camensuli**, avec qui nous avons mené un travail d'équipe des plus agréables et fructifiants pendant près de six mois. C'est ce type de travail qui me fait continuer à penser que la recherche est avant tout un sport d'équipe et que c'est par l'échange que l'on progresse.

À propos d'équipe, les deux missions en équipe sur le terrain ont été pour moi de véritables aventures humaines. Partager ces expériences avec **Ornella Puschiasis**, **Devesh Koirala**, **Rémi Muller**, **Luc Neppel**, **Michel Esteves** et **Louise Mimeau** ne les a rendues que plus intenses. La concrétisation d'un

projet qui nous était cher – l'organisation d'une réunion de restitution de nos travaux dans le village de Pangboche – en binôme avec Ornella, a été une expérience aussi formatrice qu'émouvante. Je remercie en particulier Rémi pour ses très belles photographies, que j'ai utilisées pour illustrer ma thèse.

Je voudrais porter un toast écrit au groupe des 'jeunes' Preshiniens : **Étienne Jacquemet**, **Marie Faulon**, **Alix Muller**, **Alexandra Giese**, **Louise** et **Ornella**. Je vous remercie tou-te-s pour les amitiés que nous avons tissé. Je voudrais en particulier adresser une pensée spéciale à Alexandra, dont l'accident n'a en rien altéré la détermination et l'entrain.

Je remercie celles et ceux avec qui j'ai pu échanger à HydroSciences au cours de ces trois années, et en particulier **Christophe Peugeot**, pour son aide scientifique, son écoute et son soutien, **Jérôme Demarty**, **Julie Carreau**, **Denis Ruelland** et **Frédéric Hernandez**. Je remercie **Véronique Léonardi** et **Marine Rousseau** pour m'avoir permis d'assister à leur cours de master d'hydrogéologie générale. Je remercie également **Jean-Phillipe Charazin** pour le prêt d'un pluviomètre pour la démonstration à Pangboche et la tentative de réparation d'un disque dur ! Je remercie également **Catherine Marchand**, **Kristine Gudja** et **Roger Saraiva** pour leur accompagnement pratique. Sur un plan plus personnel, j'aimerais adresser ma reconnaissance à **Marie Savéan**, ma 'grande sœur de thèse'.

Enfin, et bien sûr, je remercie mes figues (les volantes et les locales), mes ami-e-s, mes parents, ma petite sœur, et tous ceux que j'aime et qui m'ont tant donné.

Financement

Cette thèse a été financée par le projet de l'Agence Nationale de la Recherche PRESHINE (ANR-13- SENV-0005-03/PRESHINE). Ma participation à l'université d'été *Alpine Summer School Course* à Valsavarenche (Italie) en Juin 2015 a été financée par l'aide à la mobilité pour les doctorants proposée par l'école doctorale GAIA. La mission à Montpellier de Santosh Nepal a été partiellement couverte par le 'core fund' d'ICIMOD (International Center for Integrated Mountain Development), alimenté par les gouvernements d'Afghanistan, d'Australie, d'Autriche, du Bengladesh, du Bhoutan, de Chine, d'Inde, du Myanmar, de Norvège, du Royaume-Uni et de Suisse. Le projet PRESHINE est inclus dans l'accord de partenariat entre l'Académie Népalaise des Sciences et Technologies et l'association EVK2-CNR (Italie). Il est reconnu par le Département Népalais d'Hydrologie et de Météorologie.

Caractérisation des systèmes hydro-climatiques à l'échelle locale dans l'Himalaya népalais.

Mots clés : Hydrologie de montagne, Modélisation hydrologique, Échelle locale, Schéma de surface ISBA, Mesures in-situ, Analyse d'incertitude.

La partie centrale de la chaîne himalayenne présente d'importantes hétérogénéités, en particulier en termes de topographie et de climatologie. La caractérisation des processus hydro-climatiques dans cette région est limitée par le manque de descriptif des milieux. La variabilité locale est alors difficilement représentée par les modélisations mises en œuvre à une échelle régionale. L'approche proposée dans ce travail est de caractériser les systèmes hydro-climatiques à l'échelle locale pour réduire les incertitudes liées à l'hétérogénéité du milieu. L'intégration de données localement précises est testée pour la modélisation de bassins versants peu instrumentés et fortement hétérogènes. Deux sous-bassins du bassin de la Dudh Koshi (Népal) sont utilisés comme échantillon représentatifs des milieux de haute et moyenne montagne, hors contribution glaciaire. Le schéma de surface ISBA est appliqué à la simulation des réponses hydrologiques des types de surface décrits à partir d'observations de terrain. Des mesures de propriétés physiques des sols sont intégrées pour préciser la paramétrisation des surfaces dans le modèle. Les données climatiques nécessaires sont interpolées à partir des observations in situ disponibles. Une approche non déterministe est appliquée pour quantifier les incertitudes liées à l'influence de la topographie sur les précipitations, ainsi que leur propagation aux variables simulées. Enfin, les incertitudes liées à la structure des modèles sont évaluées à l'échelle locale à travers la comparaison des paramétrisations et des résultats de simulation obtenus d'une part avec le schéma de surface ISBA, couplé à un module de routage à réservoir, et d'autre part avec le modèle hydrologique J2000.

Characterizing hydro-climatic systems at the local scale in the Nepalese Himalayas.

Key words : High mountain catchment hydrology, Hydrological modeling, Local scale, Uncertainty analysis, Surface scheme, In-situ measurements.

The central part of the Hindukush-Himalaya region presents tremendous heterogeneity, in particular in terms of topography and climatology. The representation of hydro-climatic processes for Himalayan catchments is limited due to a lack of knowledge regarding their hydrological behavior. Local variability is thus difficult to characterize based on modeling studies done at a regional scale. The proposed approach is to characterize hydro-climatic systems at the local scale to reduce uncertainties associated with environmental heterogeneity. The integration of locally reliable data is tested to model sparsely instrumented, highly heterogeneous catchments. Two sub-catchments of the Dudh Koshi River basin (Nepal) are used as representative samples of high and mid-mountain environments, with no glacier contribution. The ISBA surface scheme is applied to simulate hydrological responses of the surfaces that are described based on in-situ observations. Measurements of physical properties of soils are integrated to precise surface parametrization in the model. Necessary climatic data is interpolated based on available in-situ measurements. A non deterministic approach is applied to quantify uncertainties associated with the effect of topography on precipitation and their propagation through the modeling chain. Finally, uncertainties associated with model structure are estimated at the local scale by comparing simulation methods and results obtained on the one hand with the ISBA model, coupled with a reservoir routing module, and on the other hand, with the J2000 hydrological model.

Table des matières

1 Introduction **15**
- 1.1 Le contexte himalayen . . . 16
  - 1.1.1 Localisation et topographie . . . 16
  - 1.1.2 Climatologie . . . 18
- 1.2 Contexte sociale de la région de l'Everest . . . 19
  - 1.2.1 Population et activités . . . 19
  - 1.2.2 Questions liées à la gestion de l'eau . . . 20
- 1.3 État de l'art : compréhension actuelle des processus hydrologiques en Himalaya . . . 22
  - 1.3.1 Bilans hydrologiques . . . 23
  - 1.3.2 Questions liées à la méthode de modélisation hydrologique . . . 24
- 1.4 Définition du terme *incertitude* et topologie des sources d'incertitude. . . . 25
- 1.5 Représenter les hydrosystèmes à l'échelle locale pour réduire les incertitudes. . . . 27
  - 1.5.1 Cadre de l'étude . . . 27
  - 1.5.2 Objectifs de la thèse . . . 28
  - 1.5.3 Organisation du manuscrit de thèse . . . 29

2 Données disponibles et incertitudes associées **31**
- 2.1 Produits disponibles pour le descriptif des milieux . . . 32
  - 2.1.1 Données topographiques . . . 32
  - 2.1.2 Géologie . . . 34
  - 2.1.3 Pédologie . . . 34
  - 2.1.4 Usages des sols . . . 35
  - 2.1.5 Limite des surfaces englacées . . . 36
  - 2.1.6 Classifications globales par écosystèmes . . . 38
- 2.2 Données météorologiques . . . 40
  - 2.2.1 Réseau d'observation . . . 40
  - 2.2.2 Incertitudes et traitements des chroniques mesurées . . . 41
  - 2.2.3 Synthèse des produits utilisés pour d'autres études . . . 45
- 2.3 Observation du couvert neigeux . . . 51
  - 2.3.1 Mesures in-situ . . . 51
  - 2.3.2 Données satellitaires . . . 53
- 2.4 Données hydrométriques . . . 55
  - 2.4.1 Réseau d'observation . . . 55
  - 2.4.2 Analyse des courbes de récession . . . 55
  - 2.4.3 Description des bassins de Kharikhola et Tauche . . . 57
- 2.5 Mesures complémentaires . . . 62
  - 2.5.1 Mesures de conductivité électrique . . . 62
  - 2.5.2 Mesure de température du sol . . . 62

3 Intégration de mesures in-situ pour la simulation des flux de surface. **67**
- 3.1 L'eau dans le sol - définitions . . . 68
- 3.2 Le schéma de surface ISBA . . . 71
  - 3.2.1 L'approche diffusive . . . 73

3.2.2 Ruissellement de surface . . . 74
3.2.3 Interception, évaporation et transpiration . . . 74
3.2.4 Représentation du manteau neigeux . . . 75
3.2.5 Paramètres introduits . . . 75
3.3 Mesures in-situ réalisées pour la caractérisation des surfaces . . . 76
3.3.1 Description et localisation des points d'échantillonnage . . . 77
3.3.2 Analyse granulométrique. . . . 80
3.3.3 Classification des parcelles échantillonnées . . . 80
3.3.4 Cartographie par télédétection . . . 83
3.3.5 Test d'infiltrométrie : méthode BeerKan . . . 83
3.4 Paramétrage des surfaces dans ISBA . . . 87
3.4.1 Paramètres primaires et paramètres non calculés . . . 87
3.4.2 Paramètres secondaires . . . 88
3.4.3 Conductivité hydraulique . . . 90
3.5 Simulations à l'interface sol-atmosphère . . . 92
3.5.1 Températures du sol simulées . . . 93
3.5.2 Bilans hydrologiques simulés . . . 95
3.5.3 Simulations pour chaque classe de surface . . . 97

4 Spatialisation des variables climatiques 108
4.1 Représentation non déterministe de la variabilité spatiale des précipitations . . . 109
4.2 Spatialisation des autres variables climatiques . . . 126
4.2.1 Pression atmosphérique . . . 126
4.2.2 Humidité relative et humidité spécifique . . . 127
4.2.3 Rayonnement longues longueurs d'onde émis par la surface . . . 127
4.3 Variabilité infra-journalière des gradients altitudinaux de température. . . . 129
4.4 Analyse de sensibilité supplémentaire . . . 130
4.4.1 Définitions et méthodes . . . 130
4.4.2 Application de la méthode "Elementary Effect Test" . . . 132

5 Influence du degré de conceptualisation de la modélisation sur les simulations à l'échelle locale. 138
5.1 Évaluation de la robustesse des simulations hydrologiques par la comparaison de deux modèles à l'échelle locale dans la région de l'Everest. . . . 139
5.2 Description et calibration du module de routage couplé . . . 166
5.2.1 Description du module de routage THMB. . . . 167
5.2.2 Calibration . . . 167
5.3 Influence de la discrétisation spatiale sur les précipitations et les températures . . . 170
5.4 Variabilité infra-journalière de la contribution nivale . . . 171

6 Conclusion générale 176
6.1 Rappel des objectifs et de la méthode . . . 177
6.2 Résumé des principaux résultats obtenus . . . 177
6.2.1 Apports pour la compréhension du fonctionnement des hydrosystèmes . . . 178
6.2.2 Analyse des différentes sources d'incertitudes . . . 179
6.3 Perspectives . . . 181
6.4 Positionnement par rapport aux besoins d'un territoire en développement . . . 182

Annexes 202

A Utilisation de la télédétection pour la classification des surfaces. 204

B Le jeu de rôle comme outil de co-construction d'une problématique scientifique. 218

Liste des sigles et abréviations

ALT	Altitude
ANR	Agence Nationale de la Recherche
AP	Pression Atmosphérique à 10 m du sol
APRODITE	Asian Precipitation Highly Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation of Water Resources
ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Teflection Radiometer
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BeerKan	Méthode de mesure de l'infiltration dans les sols
BEST	BeerKan Estimation of Soil Transfer parameters
BFI	Base Flow Index
Biais_r	Biais relatif
CCDE	Comité consultatif de déontologie et d'éthique de l'IRD
CLAY	Fraction d'argile d'un échantillon de sol
CN	Couvert Neigeux
CNRM	Centre National de Recherche Météorologique, Toulouse
CNRS	Centre National de la Recherche Scientifique, Paris
CROCUS	Schéma de neige couplé à ISBA
CRU	Climatic Reasearch Unit
DHM	Département d'Hydro-météorologie gouvernemental du Népal, Kathmandou, Népal
ECOCLIMAP	Base de donnée mondiale pour la paramétrisation des états de surface
EET	Elementary Effect Test
EG	Evaporation du sol nu simulé dans ISBA
ER	Évaporation du réservoir d'interception simulé dans ISBA
ERA	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Reanalysis
ETP	Evapotranspiration potentielle
ETR	Transpiration de la végétation simulé dans ISBA
EVK2-CNR	Association à but non lucratif qui favorise la recherche scientifique et technologique dans les zones de montagne, Bergame, Italie
GLCC	Global Land Cover Characterization
GLIMS	Global Land Ice Measurements from Space
GLIMS-RGI	Global Land Ice Measurements from Space- Randolf Glacier Inventory

GLOBCOVER	Produit satellitaire pour l'usage des sol
HDSM	Modèle hydrologique Hydrological Distributed Snow Model
HT	Tree High - Hauteur des arbres
ICIMOD	Internation Center for Integrated Mountain Development, Kathmandou, Népal
IRD	Institut de Recherche pour le Développement, Marseille
IRS	Individual Recession Curve
ISBA	Schéma de surface Interaction Soil Biosphere Atmosphere
ISBA-DIF	Version de ISBA utilisant l'approche diffusive
ISBA-ES	Version de ISBA utilisant le schéma de neige *Explicit Snow*
J2000	Modèle hydrologique J2000
K	Conductivité hydraulique du sol
K_{sat}	Conductivité hydraulique du sol à saturation
LAI	Leaf Index Area- Indice folaire
LandSatTM	LandSat Thematic Mapper
LAT	Latitude
LON	Longitude
LW	Rayonnements longues longueurs d'onde à 2 m du sol
MERIS-FR	MEdium Resolution Imaging Spectrometer- Full Resolution
MNT	Modèle Numérique de Terrain, *DEM* (Digital Elevation Model) en anglais
MODCOU	Modèle hydrologique MODCOU
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MRC	Master Recession Curve
NAST	Nepal Academy of Sciences and Technology, Kathmandou, Népal
NDSI	Normalized Difference Snow Index
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NSE	Nash Sutcliffe Efficiency
NSE_{sqrt}	Nash Sutcliffe Efficiency calculé sur la racine carrée de la variable
P	Précipitations totales
PAPRE	Ensemble des observations des projets PAPRIKA et PRESHINE
PAPRIKA	Projet ANR Réponses de la cryosphère aux pressions anthropiques dans l'Hindu-Kush-Himalaya : impact sur la Ressource en eau et l'adaptation socio-économique au Népal
PRESHINE	Projet ANR Pressions sur la ressource en eau et en sols dans l'Himalaya népalais
Q	Débit
QGIS	Quantum Geographic Information System, logiciel sous licence libre
RD	Root Depth - Profondeur de la zone racinaire
RFU	Réserve Facilement Utilisable
RH	Humidité Relative de l'air à 10 m du sol

SAND	Fraction de sable d'un échantillon de sol
SD	Soil Depth - Profondeur du sol
SIG	Système d'Information Géographique, *GIS* en anglais
SMAP	Soil Moisture Active Passive
SMOS	Soil Moisture and Ocean Salinity
SOTER	Soil and Terrain database
SPOT	Satellite Pour l'Observation de la Terre
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
SURFEX	Pateforme Surfaces Externalisées
SW	Rayonnements courtes longueurs d'onde à 2 m du sol
SWI	Soil Water Index
T	Températures de l'air à 2 m du sol
TDR	Time Domain Reflectometry
THMB	Modèle hydrologique Terrestial Hydrology Model with Biochemistery
TOPMODEL	TOPopgraphy based hydrological MODEL
TRIP	Total Runoff Intergrating Pathways hydrological model
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
USDA	United State Department of Agriculture
VIC	Variable Infiltration Capacity Scheme
w	Teneur en eau volumique
w_{sat}	Teneur en eau volumique à saturation
WGI	Contenu en eau solide de la colonne de sol simulé dans ISBA
WGTOT	Contenu en eau total de la colonne de sol simulé dans ISBA
WP	Work Package - Groupe de Travail
WS	Wind Speed - Vitesse du vent à 10 m du sol

Chapitre 1

Introduction

Ce chapitre reprend les éléments des thèses de Marie Savéan (Savéan, 2014) et Ornella Puschiasis (Puschiasis, 2015), qui décrivent extensivement le contexte himalayen, en croisant les regards des sciences de l'environnement et des sciences sociales.

La chaîne himalayenne est la plus haute chaîne de montagnes du monde avec 14 pics au dessus de 8000 mètres. Les glaciers himalayens représentent la seconde ressource mondiale en eau douce en dehors des latitudes polaires après le bassin du fleuve Amazone. La fonte nivale et glaciaire ainsi que les précipitations de mousson sur les versants himalayens alimentent trois des plus longs fleuves du monde : l'Indus, le Gange et le Brahmapoutre. Les 800 millions de personnes vivant dans ces bassins dépendent fortement de ces ressources pour l'usage domestique, l'agriculture, les industries ou l'hydroélectricité. Cependant, la chaîne himalayenne présente une extrême hétérogénéité des milieux, principalement influencés par la topographie, avec des fonctionnements hydro-climatologiques très variables. La compréhension actuelle des processus hydrologiques en Himalaya est alors fortement limitée par leur variabilité locale.

1.1 Le contexte himalayen

1.1.1 Localisation et topographie

La chaîne himalayenne s'étend sur environ 2700 km entre le Pakistan, à l'ouest et le Bhoutan à l'est voir Figure 1.1). Cette chaine, large de 250 km à 400 km, sépare le plateau tibétain au nord de la plaine Indo-Gangétique au sud. L'Himalaya s'est formé il y a 60 millions d'années, lors de la collision entre la plaque indienne et la plaque eurasienne. La plaque indienne avance encore aujourd'hui vers le nord à la vitesse de 4 à 5 cm/an, engendrant de violents séismes.

FIGURE 1.1 – Carte de localisation physique et administrative de l'Himalaya.

L'Himalaya Central se situe principalement au Népal et correspond à une formation géologique constituée de roches cristallines (en particulier de granites) de plus en plus métamorphisées vers le nord (Le Fort and Cronin, 1988; Le Fort, 1975). L'Himalaya Central englobe les zones présentant le relief topographique le plus élevé. Smadja (2009) distingue en particulier six unités topographiques au Népal, organisées du sud au nord et définies à partir de la géologie, de l'altitude, de l'orientation des versants et de la présence de couvert neigeux et/ou de glaciers au sommet des versants (voir Figure 1.2) :

- **La plaine du Teraï** située au pied de la chaîne avec des altitudes inférieures à 300 m. Cette plaine est drainée par des rivières alimentées uniquement par les pluies de mousson, et d'autres alimentées, en plus des pluies de mousson, par des eaux de fonte nivale et glaciaire venant des montagnes.
- Les premières chaînes en **piémont** de l'Himalaya (de 300 m à 2500 m), sont exposées est-ouest. Elles ne sont jamais enneigées et sont drainées essentiellement par les pluies de mousson.
- **Les Basses Montagnes** et collines (500 à 2400 m) ont de courts versants exposés nord-sud. Ces versants sont drainés uniquement par les pluies de mousson.
- **Les Moyennes Montagnes** (de 1000 m à 4000 m) présentent de longs versants exposés est-ouest. Le haut de ces versants peut être couvert de neige en hiver. Ils sont, par conséquent, drainés par les pluies de mousson, les orages de printemps et la fonte nivale.
- **Les Hautes Montagnes** (de 3500 m à 8880 m) correspondent aux hauts sommets. Ces versants peuvent être englacés à leurs sommets. Par conséquent, ils sont drainés par les pluies de mousson, la fonte nivale et la fonte glaciaire.
- **Le plateau tibétain** avec un relief faible mais des altitudes très élevées (de 4000 m à 6000 m).Ce plateau est surtout drainé par la fonte nivale et glaciaire, peu de pluies de mousson atteignent le plateau tibétain.

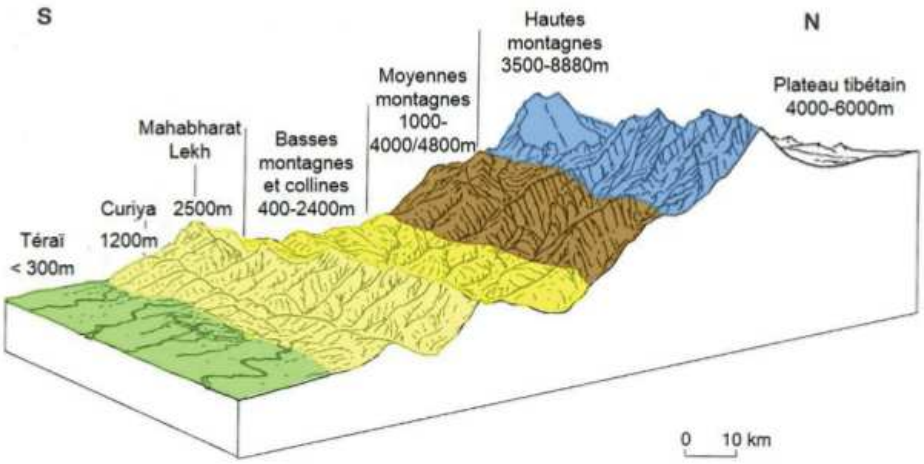


FIGURE 1.2 – Profil nord-sud de l'Himalaya Central (Népal) distinguant les différentes unités topographiques himalayennes. Source : (Smadja, 2009), figure extraite de (Puschiasis, 2015).

Le bassin versant de l'Everest : la Dudh Koshi

Le bassin versant de la Dudh Koshi (3700 km^2) se situe à l'est du Népal à environ 150 km de Katmandou. La limite nord du bassin correspond à la frontière entre le Népal et la Chine. La Dudh Koshi est un affluent de la rivière Koshi (plus grande rivière du Népal), elle-même affluent majeur du Gange (Nepal, 2012). La gamme d'altitude du bassin versant de la Dudh Koshi s'étendent depuis son exutoire à la station hydrométrique de Rabuwabazar (467 m), maintenue par le Département d'Hydro-météorologie gouvernemental du Népal (DHM), jusqu'au sommet du mont Everest (8848 m). La couverture glaciaire du bassin versant de la Dudh Koshi est estimé à environ 14% (Racoviteanu et al., 2013). Le bassin versant de la Dudh Koshi est un territoire très contrasté, depuis des zones agricoles en terrasse dans la partie aval, jusqu'aux plus hauts sommets du monde. Les variations de relief sont très abruptes, avec la présence de nombreuses gorges et falaises. Mon travail de thèse se concentre l'étude de sous-bassins du bassin de la Dudh Koshi, localisés dans des milieux de hautes et moyennes montagnes.

1.1.2 Climatologie

En zone de montagne, on observe une forte hétérogénéité des événements météorologiques, due à la variabilité des paramètres physiographiques (altitude, pente, orientation,...). En Himalaya Central, les variables climatiques sont conditionnées à large échelle par le fort gradient d'altitude, depuis les plaines du Teraï au sud, aux zones de haute montagnes au nord (Anders et al., 2006; Bookhagen and Burbank, 2006; Shrestha et al., 2012).

Deux processus climatiques principaux sont distingués à l'échelle synoptique en Himalaya Central (Barros et al., 2000; Kansakar et al., 2004). Premièrement, la mousson indienne est formée lorsque l'air humide arrivant de la baie du Bengale est forcé de s'élever et de se condenser sur le long des versants. Dhar and Rakhecha (1981) et Bookhagen and Burbank (2010) ont montré qu'environ 80% des précipitations annuelles en Himalaya Central se produisent durant la mousson, entre mai et octobre. Le second processus climatique principal est un flux d'air humide provenant de l'ouest (westerlies) qui reste bloqué dans les vallées adéquatement orientées. Ce processus se produit globalement entre janvier et mars (Bookhagen and Burbank, 2010). Pour des altitudes supérieures à 3000 m, ces précipitation d'hiver peuvent se produire sous forme solide et peuvent représenter jusqu'à 40% des précipitations annuelles (Lang and Barros, 2004). La Figure 1.3 présente les précipitations liquides saisonnières durant les mois de mousson ou durant l'hiver fournies par les données satellites TRMM 2B31 à la résolution spatiale 1 km, de 1998 à 2007 (Bookhagen and Burbank, 2006). On note une ceinture de fortes précipitations pour les deux saisons au niveau des barrières topographiques, ainsi qu'une forte diminution des précipitations sur le plateau tibétain. Ces processus présentent toutefois de fortes hétérogénéités spatiales et temporelles (Barros et al., 2004).

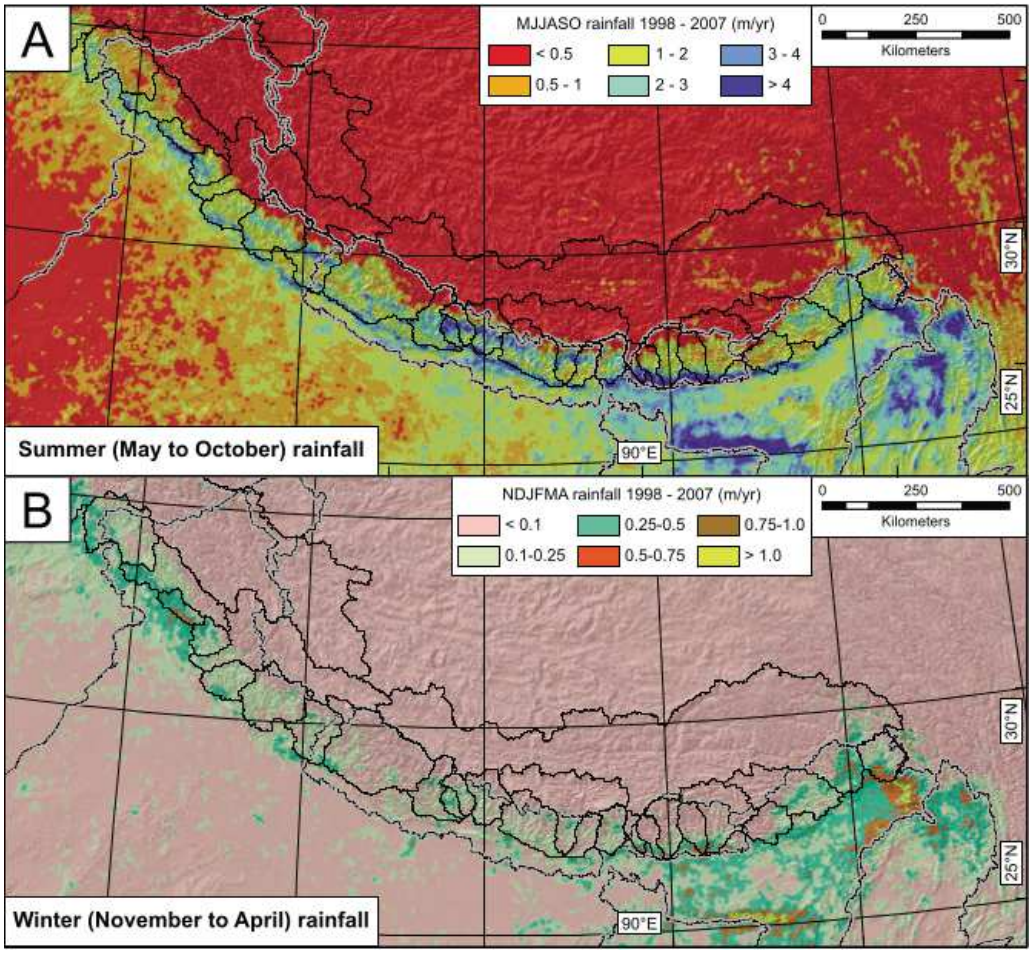


FIGURE 1.3 – Précipitations liquides saisonnières durant les mois de mousson (de mai à octobre) (A) ou durant l'hiver (de novembre à avril)(B). Source : Données satellites TRMM 2B31 à la résolution spatiale 1 km, de 1998 à 2007 (Bookhagen and Burbank, 2006). Figure extraite de Bookhagen and Burbank (2010).

La temporalité et l'intensité de la mousson indienne sont reconsidérées dans le contexte d'un changement climatique mondial. Turner and Annamalai (2012) pronostiquent une augmentation du volume des précipitations de mousson entre 5 et 10% en Himalaya Central. De plus, Kulkarni et al. (2013) rapportent, à partir d'observations de température moyenne sur les 25 dernières années, une augmentation de 0.01 à $0.03°C/an$ en Himalaya. Cependant ces résultats présentent des fortes variabilités spatiales et temporelles (Bharati et al., 2016). Dans le cadre de mon travail de thèse, j'ai choisi de me concentrer sur la compréhension des processus hydro-climatiques actuels et de ne pas étudier les impacts des projections de climat futur. En effet, comme le dit Sören Kierkegaard [1], *'La vie doit être vécue en regardant vers l'avenir, mais elle ne peut être comprise qu'en se retournant vers le passé'*.

1.2 Contexte sociale de la région de l'Everest

Le Parc national du Sagarmatha (nom sanskrit de l'Everest qui signifie 'déesse mère du ciel') fait partie du district administratif du Solukhumbu. Le parc est complété d'une zone tampon, pour laquelle des régulations environnementales s'appliquent également. Le district du Solukhumbu est relativement isolé : il ne dispose que d'une seule route et est relié principalement à Katmandou par l'aéroport de Lukla, parmi les plus dangereux du monde.

1.2.1 Population et activités

Le Solukhumbu est peuplé par différents groupes ethniques qui cohabitent (Raï, Maghar, Tamang, Kami et Sherpas). D'après le recensement de 2011 (CBS 2011), environ 105 890 habitants vivent dans le Solukhumbu. Ramenée à la surface cultivée, cette population représente une densité de 300 hab.$/km^2$ (Savéan, 2014). La population, principalement rurale, se réparti entre hameaux isolés et villages plus importants. Les deux principaux lieux d'échange et de passage sont les villages de Namche Bazar et Lukla (voir Figure 1.4).

Les principales activités et sources de revenus pour la population du Solukhumbu sont :

- **L'agriculture** : Le type de culture dépend des altitudes et des zones topographiques. Les cultures, majoritairement pluviales, sont principalement du blé, maïs, pomme de terre et éleusine entre 2000 m et 2500 m et du blé, orge, pomme de terre et sarrasin entre 2500 m et 4500 m. Ces cultures sont utilisées pour diversifier l'alimentation des familles et pour satisfaire la demande touristique (Savéan, 2014).
- **L'élevage** : L'élevage est utilisé pour la production de produits laitiers et carnés, la traction agricole, la fertilisation des champs, les cérémonies religieuses et le portage. Le bétail varie selon l'altitude : bœufs, chèvres, porcs, chauri (hydride entre yack et bœufs) pour les Basses et Moyennes Montagnes et yacks pour les Hautes Montagnes. Compte tenu des changements agricoles et sociétaux, le nombre de têtes de bétail a diminué depuis ces 50 dernières années. De plus, depuis une dizaine d'années, de plus en plus de mules sont utilisées pour le portage, plus rentable que les yacks ou les hommes (Savéan, 2014).
- **Le tourisme** : Le Népal a été officiellement ouvert au tourisme international en 1951. Depuis sa création en 1976 jusqu'en 2012, le Parc du Sagarmatha a accueilli 30 000 visiteurs. Le tourisme conditionne fortement l'organisation du territoire et des populations dans le Solukhumbu, en particulier pour la zone située entre l'aéroport de Lukla et le camp de base de l'Everest. La pression touristique se traduit par le développement d'hôtels et de commerces le long des chemins de trek et par l'augmentation des flux de marchandises et de personnes dans la partie amont du parc. De très fortes inégalités sociales et géographiques résultent toutefois de ce développement rapide du tourisme de masse.
- **Les migrations temporaires ou permanentes** : certains habitants du district partent travailler temporairement à Katmandou, surtout en hiver et en mousson. Ils quittent les conditions rudes de la région durant ces saisons pour les conditions plus agréables de Katmandou. Ce sont souvent des habitants travaillant dans le tourisme qui quittent la région lors des saisons non touristiques afin de compléter

1. Sören Kierkegaard (1813–1855) était un philosophe danois, théologien, poète et critique social, généralement considéré comme le premier philosophe existentialiste.

leurs revenus. D'autres, partent travailler plusieurs mois voire plusieurs années dans les Pays du Golfe, la Malaisie, le Japon afin aussi de compéter le revenu mais dans des conditions souvent plus misérables (Savéan, 2014).

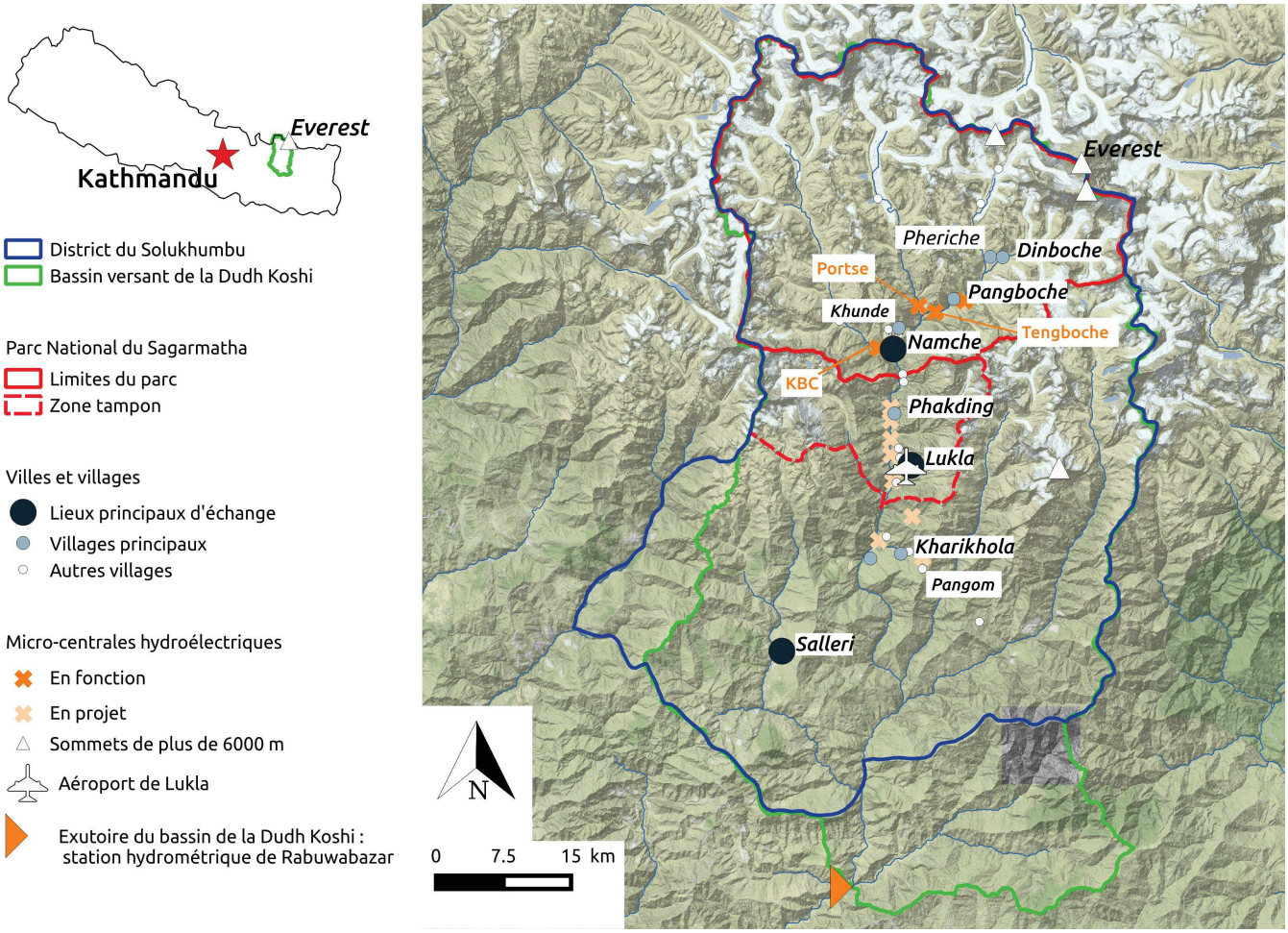


FIGURE 1.4 – Limites physiques et administratives, infrastructures et principaux lieux d'habitation dans la région de l'Everest.Source : ICIMOD, OpenStreetMap.

1.2.2 Questions liées à la gestion de l'eau

Usages de la ressource en eau

Les usages principaux de la ressource en eau dans le Solukhumbu sont (Puschiasis, 2015) :

- Les usages domestiques : cuisine, hygiène, nettoyage et lessive
- Les usages agro-pastoraux : abreuvement des animaux, irrigation de l'orge, arrosage des légumes, serres.
- Les usages de l'eau comme force motrice : moulins à farine, moulins à prières, centrales hydrolélectriques.
- Les usages touristiques : toilettes à chasse d'eau, douches, usines d'eau embouteillées, filtres à eau, vente d'eau bouillie.

En particulier, le potentiel hydroélectrique des vallées de la région de l'Everest a mené au développement de l'installation de turbines hydroélectriques dans la région à partir des années 1980. On trouve aujourd'hui quatre turbines dans le parc du Sagarmatha : la *Khumbu Bijuli Compagny* (KBC), la *Tengboche Micro Hydro Electricity*, la centrale de Portse et celle de Pangboche (Puschiasis, 2015). Ces centrales sont financées par des ONG internationales et sont essentielles pour le maintien et le développement du tourisme dans le Solukhumbu.

Dynamique de la demande en eau

On observe une forte saisonnalité de ces demandes et eau, qui peuvent éventuellement être concurrentes pour certaines périodes de l'année. En effet, la demande pour les usages agropastoraux augmente pendant les périodes de plantation et de croissance des cultures (globalement de février à mai et de août à novembre) et la demande pour les usages touristiques et hydroélectriques augmentent lors des périodes touristiques (globalement mars à mai et de septembre à novembre). La demande en eau globale est alors la plus importante autour des mois de mars et avril (pré-mousson) et novembre (post-mousson). Ce calendrier est résumé Figure 1.5.

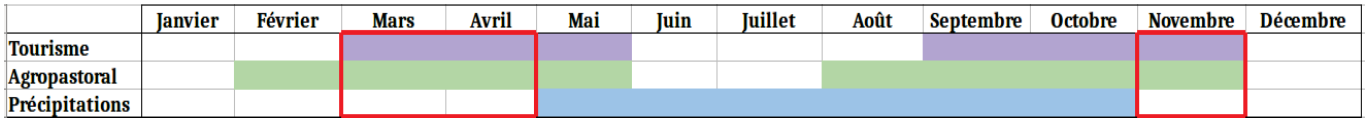


FIGURE 1.5 – Calendrier de la dynamique des demandes en eau pour les usages agropastoraux et touristiques et temporalité des précipitations de mousson. Les périodes colorées correspondent aux périodes de forte demande et les périodes blanches correspondent à des périodes de faible demande. Les périodes encadrées en rouge correspondent aux périodes où les demandes pour les usages agropastoraux et touristiques sont concurrents.

Cependant, les précipitations de mousson ne représentent pas la seule ressource à l'échelle annuelle. En effet, en plus de la contribution glaciaire, les précipitations d'hiver ainsi que les stocks en surface (dans des dépressions et dans le couvert neigeux) et dans les sols alimentent également le ruissellement de surface. La viabilité de ces ressources est alors essentielle pour assurer le développement du tourisme, source de revenu principal dans la région de l'Everest.

Modes d'approvisionnement

Les habitants de la région de l'Everest s'approvisionnent, pour les besoins en eau domestique, agropastoral et touristique, exclusivement auprès de résurgences et de petits cours d'eau. En effet, la rivière Dudh Koshi qui s'écoule dans la vallée principale est souvent difficile d'accès (gorges) et la variabilité de son débit en période de mousson représente un danger.

L'approvisionnement en eau des zones habitées ou cultivées se fait alors à travers un réseau d'acheminement relativement précaire : chaque usager ou groupe d'usagers pose une canalisation en plastique depuis le ruisseau le plus proche en amont (voir Figure 1.6a). Dans les zones de moyennes montagnes, on rencontre également des résurgences de circulations superficielles dans le sols. De telles résurgences ont été recensés par Buchheit (2011) et seront décrites en détail dans la suite de la thèse. De nombreux hameaux s'organisent autour de ces points d'accès à l'eau (voir Figure 1.6b). Enfin, des réservoirs d'eau de pluie sont construits afin de mieux maîtriser la disponibilité en eau de surface (voir Figure 1.6c).

La pérennité des petits cours d'eau et résurgences est vitale pour le maintien de populations rurales très exposées. La question principale pour l'accès à l'eau à l'eau dans la région de l'Everest est donc le développement et le maintien d'un réseau d'adduction fonctionnel (E. Jacquemet, communication personnelle). De nombreux projets de développement envisagent la construction de réseaux d'acheminement plus robustes et de plus grande capacité, qui pourraient permettre de répondre aux besoins accrus d'un tourisme en expansion. Cependant, la mise en place de tels systèmes est limitée par le manque de connaissance des hydrosystèmes (pérennité des sources, risques de crues etc..).

Ce problème de mise en place de politique de gestion de l'eau illustre le besoin de compréhension des processus hydro-climatiques à l'échelle locale. L'application à des prises de décision concernant la gestion de l'eau au niveau local suppose alors une étude des fonctionnements hydrologiques à une fine échelle spatiale (Nepal et al., 2014a).

(a) Conduite d'acheminement.

(b) Fontaine de village.

(c) Réservoir d'eau de pluie.

FIGURE 1.6 – Illustration de différents modes d'approvisionnement en eau dans le Solo-Khumbu.

1.3 État de l'art : compréhension actuelle des processus hydrologiques en Himalaya

Les bassins versants de l'Himalaya Central sont principalement alimentés par les précipitations pluviales et nivales et la fonte glaciaire. Le régime hydrologique en Himalaya Central est caractérisé par des pics de débit en mousson qui coïncident avec les pics de précipitation et de fonte glaciaire. De nombreuses études hydrologiques et glaciologiques quantifient les contributions pluviales, nivales et glaciaires aux débits, ainsi que les autres termes des bilan hydrologiques. Ces études peuvent être basées sur des approches par mesures de terrain, sur l'utilisation de produits satellitaires pour l'estimation des termes des bilans hydrologiques ou encore sur la mise en œuvre de modélisations, à différentes échelles spatio-temporelles et selon différents degrés de conceptualisation pour la représentation des processus physiques. Cependant la représentation des processus hydrologiques, en particulier ceux qui assurent la disponibilité en eau de surface en dehors de la période de mousson, présente une grande variabilité entre les différentes études menées en Himalaya.

1.3.1 Bilans hydrologiques

L'estimation des bilans hydrologiques à l'échelle annuelle diffèrent fortement selon les études. La Table 1.1 présente les fractions des contribution pluviales, nivales et glaciaires au débits annuels, proposées pour les bassins de la Dudh Koshi et du Langtang (Népal). Ces deux bassins sont situés en Himalaya Central et alimentent la rivière Koshi. Ils présentent des régimes climatiques similaires. Le bassin du Langtang a une superficie de 350 km^2 et une surface glaciaire de 33.8%. Le bassin versant de la Dudh Koshi a une superficie de 3700 km^2 et une surface glaciaire de 14%.

Contributions pluviales, nivales et glaciaires

Pour le bassin versant de la Dudh Koshi, les estimations des contributions pluviales, nivales et glaciaires aux débits de surface varient fortement en fonction des études (voir Table 1.1). La contribution pluvio-nivale est parfois estimée comme largement prépondérante -sur le bassin du Langtang (Braun et al., 1993) et sur le bassin de la Dudh Koshi (Racoviteanu et al., 2013), et d'autres fois estimée comme minoritaire -sur le bassin du Langtang (Immerzeel et al., 2012; Racoviteanu et al., 2013) et sur le bassin de la Dudh Koshi (Andermann et al., 2011). Ces estimations sont donc soumises à de fortes incertitudes et ne fournissent pas une description univoque des régimes hydrologiques de ces bassins.

TABLE 1.1 – Contributions annuelles pluviales, nivales et glaciaires aux débits, en fraction du débit annuel, pour 10 études menées sur le bassin de la Dudh Koshi (3700 km^2,surface glaciaire de 14%) ou du Langtang (350 km^2,surface glaciaire de 33.8%).

	Pluviale	Nivale	Glaciaire	Bassin versant
Nepal et al. (2014b)	78%	17%	5%	Dudh Koshi
Savéan (2014)	62%	9%	29%	Dudh Koshi
Lutz et al. (2014)	65%	5%	19%	Dudh Koshi
Racoviteanu et al. (2013)	93%		8%	Dudh Koshi
Andermann et al. (2011)	24%	6%	4%	Dudh Koshi
Ragettli et al. (2015)	33%	40%	26%	Langtang
Lutz et al. (2014)	25%	13%	52%	Langtang
Racoviteanu et al. (2013)	42%		58%	Langtang
Immerzeel et al. (2012)	29%	7%	47%	Langtang
Braun et al. (1993)	91%	9%		Langtang

Évapotranspiration

L'évapotranspiration est la quantité d'eau transférée vers l'atmosphère, par l'évaporation de la végétation et du sol et par la transpiration des plantes (Hingray et al., 2009). La validité des estimations de l'évapotranspiration est difficilement quantifiables, car il n'existe pas, de mesure in-situ directe de flux d'évapotranspiration, ni réelle (flux réellement émis vers l'atmosphère), ni potentielle (flux maximal potentiellement émissible vers l'atmosphère dans le cas d'un couvert végétal continu bien alimenté en eau). De plus, les estimations des flux évaporatifs fournis par les produits satellitaires, comme par exemple les données MOD16 (Mu et al., 2011a) ou SMOS (Kerr et al., 2010), sont peu utilisées en Himalaya Central. En effet, leur validité est difficilement quantifiable, compte tenu du manque de données de validation. La principale méthode d'estimation de l'évapotranspiration est alors la modélisation hydrologique. L'évapotranspiration peut alors être estimée selon différentes méthodes, depuis des bilans des flux radiatifs à la surface à des approches plus empiriques. Cela conduit à des estimations de l'évapotranspiration fortement variables. Par exemple, pour le bassin de la Dudh Koshi, l'évapotranspiration réelle est estimée à 14%, 20% et 52%, respectivement par Andermann et al. (2012); Nepal et al. (2014b) et Savéan et al. (2015).

Contribution des stocks dans les réservoirs souterrains

Pour le bassin de la Dudh Koshi, la contribution des stocks dans les réservoirs souterrains aux débits annuels est estimée à environ 60 %, 20 % et 12%, respectivement par Andermann et al. (2011); Nepal et al. (2014b) et Lutz et al. (2014) : les estimations de la contribution de l'eau stockée dans les réservoirs souterrains divergent fortement entre les auteurs. En effet, la distinction entre le sol et le sous-sol et la définition des flux associés varient entre les études. De plus, dans certaines études les stocks dans les sols et sous-sols sont utilisés comme variables d'ajustement pour assurer la fermeture des bilans hydrologiques à l'échelle saisonnière (Immerzeel et al., 2012), ou annuelle (Andermann et al., 2011; Bharati et al., 2014). Ils ne sont alors pas directement modélisés.

Enfin, la modélisation de ces variables dépend fortement des processus pris en compte dans les différentes études. En effet, l'existence possible de circulations profondes dans des failles (nombreuses dans les milieux granitiques), ou dans d'anciennes moraines glaciaires, est sujette à discussion (Götz et al., 2015). L'existence de nappes (éventuellement perchées) peut également être questionnée. Cependant, le manque de données disponibles pour la caractérisation des réservoirs profonds en Himalaya limite fortement la modélisation des processus y prenant lieu.

1.3.2 Questions liées à la méthode de modélisation hydrologique

Tout modèle hydrologique est une représentation du monde réel (Refsgaard and Knudsen, 1996). Les modélisations hydrologiques (mais aussi climatiques et glaciologiques) dépendent alors des points suivants :

1. **Quels processus** sont représentés dans le modèle ? La méconnaissance des caractéristiques d'un milieu mène à une simplification de la représentation des processus mis en jeu (Ragettli et al., 2015). Certains processus sont alors omis dans la modélisation, à défaut de connaissance suffisantes pour les décrires (e.g. circulations dans les sols profonds en Himalaya).

2. **Quel formalisme** est choisi pour représenter ces processus ? Les processus peuvent être décrits en utilisant leurs propriétés physiques ou bien selon des représentations établies empiriquement. Tout modèle présente un certain degré d'empirisme (ou degré de conceptualisation), car une représentation absolue de la physique des processus n'est pas applicable en hydrologie. Les modèles empiriques décrivent les processus de manière conceptuelle (par exemple par des réservoirs) et nécessitent la calibration de paramètres conceptuels (i.e. qui n'ont pas de signification physique). Les modèles à base physique résolvent les équations physiques qui décrivent les processus, et les paramètres associés sont définis selon les caractéristiques du milieu (i.e. non calibrés). Intermédiaires entre ces deux formalismes, les modèles conceptuels intègrent des équations de la physique des processus, cependant les paramètres associés sont calibrés. Le besoin en données pour la description des milieux augmente alors avec le degré d'empirisme du modèle. De plus, les performances des modèles calibrés dépendent de la quantité et de la qualité des données disponibles pour la calibration.

3. **Quelle discrétisation spatiale** est utilisée pour représenter les processus ? Un modèle hydrologique peut être **global**, **semi-distribué** ou **distribué**. Dans un modèle global, le bassin versant est représenté comme une seule entité spatiale homogène. La variabilité spatiale des processus étudiés n'est donc pas explicitement prise en compte avec ce type de modèle. Dans un modèle semi-distribué, certains processus sont modélisés en regroupant les entités spatiales considérées comme hydrologiquement homogènes. Dans un modèle distribué, les processus sont représentés pour chaque entité spatiale. Ce type de modèle permet de prendre en compte la variabilité spatiale des processus étudiés.

4. **Quelle résolution spatiale et temporelle** est utilisée par le modèle ? La mise en oeuvre d'un modèle nécessite la définition de la résolution de la discrétisation en temps et en espace. Les coûts des simulations (en temps de calcul et en volume de données) augmentent alors avec la résolution spatio-temporelle, pour les modèles distribués et semi-distribués et avec la résolution temporelle, pour les modèles globaux. Lorsque le modèle doit être appliqué sur une région spatialement étendue

ou sur une longue période de temps, les échelles spatiales et temporelles doivent généralement être réduites afin de limiter les coûts de calcul.

La Table 1.2 résume les caractéristiques d'études de modélisation ménées en Himalaya Central, utilisant différents formalismes et différentes échelles spatio-temporelles pour la représentation des processus hydrologiques. Chaponnière (2005) propose une répartition des différentes approches de modélisation selon deux axes : le degré de conceptualisation du formalisme d'une approche et la discrétisation spatiale utilisée. La Figure 1.7 positionne ces études selon cette représentation. On observe que les approches de modélisations utilisées sont diverses, depuis des approches empiriques globales à des approches plus physiques distribuées. Cependant, toutes ces 10 études nécessitent la calibration de paramètres, les approches proposant des représentations de la physique des processus, telles que TOKAPI-ETH (Ragettli et al., 2015) et SPHY Lutz et al. (2014). Pokhrel et al. (2014) montrent que le modèle SRM est plus performant que GR4J pour la simulation des débits à l'exutoire, pour le bassin de la Dudh Koshi. Nepal et al. (2015) montre que les performances pour la simulation des débits à l'exutoire des modèles J2000 et GR2J sont similaires, bien que leurs degrés de conceptualisation des processus diffèrent. Enfin, Ragettli et al. (2015) montre que la résolution des bilans d'énergie à la surface du sol permet d'améliorer la représentation du manteau neigeux.

TABLE 1.2 – Caractéristiques de dix études de modélisation ménées en Himalaya Central, utilisant différents formalismes et différentes échelles spatio-temporelles pour la représentation des processus hydrologiques.

	Etude	Région	Modèle	Résolution temporelle	Discrétisation spatiale	Résolution spatiale
1	Ragettli et al. (2015)	Langtang	TOKAPI-ETH	horaire	distribué	100 m x 100 m
2	Bharati et al. (2014)	Himalaya	SWAT	journalier	semi-distribué	-
3	Lutz et al. (2014)	Himalaya	SPHY	journalier	distribué	1 km x 1 km
4	Nepal et al. (2014b)	Dudh Koshi	J2000	journalier	semi-distribué	-
5	Savéan (2014)	Dudh Koshi	HDSM	journalier	distribué	1km x 1km
6	Pokhrel et al. (2014)	Dudh Koshi	GR4J	journalier	global	-
7	Immerzeel et al. (2012)	Himalaya	SRM	journalier	global	-
8	Andermann et al. (2011)	Himalaya	GR2M	mensuel	distribué	25 km x25 km
9	Konz et al. (2007)	Lantgang	TACD	journalier	distribué	200 m x 200 m
10	Braun et al. (1993)	Langtang	HBV3	journalier	gobal	-

Il n'existe donc pas actuellement de consensus pour adopter un formalisme et une discrétisation spatiale optimale dans les différentes études de modélisation hydrologiques en Himalaya Central. En effet, dans ce contexte où peu de données sont disponibles, à la fois pour la description des milieux dans les modèles à base physique et pour la calibration des paramètres dans les modèles conceptuels et empiriques, le choix d'un formalisme qui permette de réduire les incertitudes n'est pas évident. De plus, la forte hétérogénéité des milieux de montagne en Himalaya nécessite une résolution spatiale fine. Cependant, le besoin en données précises localement augmente avec la résolution spatiale, dans les modèles physiques comme dans les modèles empiriques. On peut alors se demander si l'utilisation d'une résolution spatiale faible mais sans l'intégration de données précises à cette résolution peut permettre d'améliorer la représentation de l'hétérogénéité des milieux.

1.4 Définition du terme incertitude et topologie des sources d'incertitude.

Le terme *incertitude* est défini par Brugnach et al. (2008) comme 'une situation dans laquelle il n'y a pas de compréhension unique et complète du système étudié'. On parle d'*erreur* lorsque la grandeur

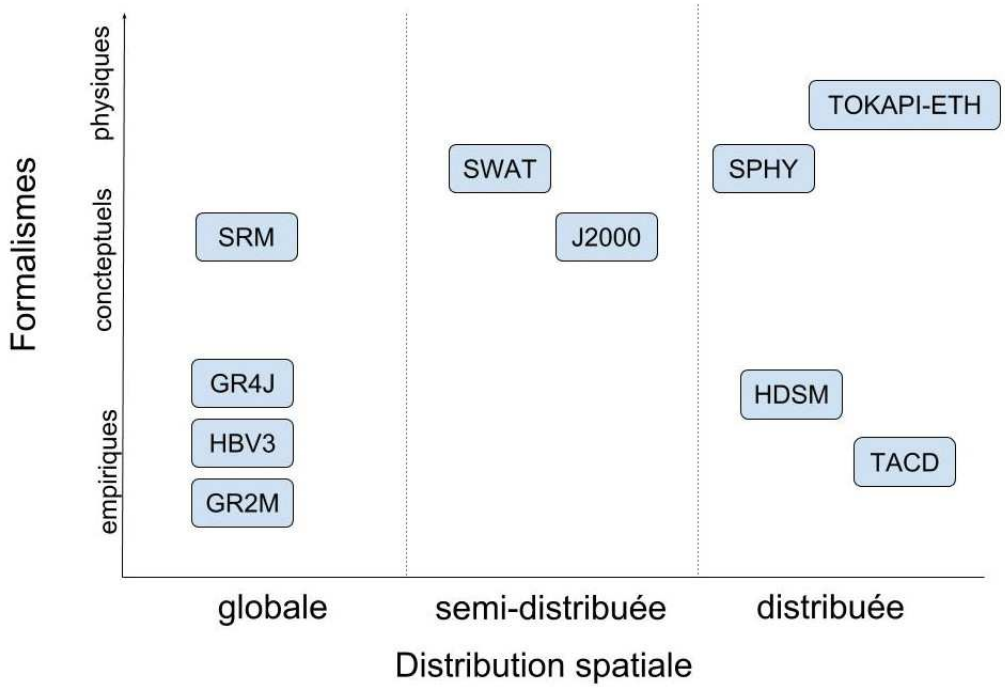


FIGURE 1.7 – Répartition des dix approches de modélisation présentées Table 1.2 selon deux axes : le degré de conceptualisation du formalisme d'une approche et la disctérisation spatiale utilisée.

étudiée est comparée à une valeur de référence, elle même associée à des incertitudes. Un pan entier de la littérature est dédié à la description, la classification, la quantification et la réduction des incertitudes dans les sciences environnementales. Diverses classifications des sources d'incertitude ont été proposées. La Table 1.3 présente et complète la revue des typologies de l'incertitude dans les sciences environnementales proposée par Ascough et al. (2008).

TABLE 1.3 – Revue des typologies de l'incertitude dans les sciences environnementales, d'après (Ascough et al., 2008), de 1990 à 2006.

Références	Classification des incertitudes considérées
Ryall (2001)	Statistical variation, subjective judgment, linguistic imprecision, inherent randomness disagreement, approximation
Funtowicz and Ravetz (1990)	Data uncertainty, model uncertainty, completeness uncertainty
Cooke and Bedford (2001)	Aleatory uncertainty, epistemic uncertainty, parameter uncertainty, data uncertainty, model uncertainty, ambiguity, volitional uncertainty
Huijbregts et al. (2001)	Parameter uncertainty, model uncertainty, uncertainty due to choices, spatial variability, temporal variability, variability between sources and objects Systematic errors, random errors
Regan et al. (2002)	Epistemic uncertainty, linguistic uncertainty
Walker et al. (2003)	Location : context uncertainty, model uncertainty (input, structure, technical, parameter, outcome) ; level : statistical uncertainty, scenario uncertainty, recognized ignorance, total ignorance ; nature : epistemic uncertainty, variability uncertainty
Maier and Ascough (2006)	Data uncertainty, model uncertainty, human uncertainty

Dans ce travail, je retiendrai la classification proposée par Beven (2015) selon cinq principaux types d'incertitudes :

- Les **incertitudes aléatoires** : incertitudes présentant une distribution aléatoire, ne dépendant pas du temps. Les incertitudes liées aux méthodes de mesure de grandeurs physiques (variables météorologiques, hydrologiques, ...) sont par exemple classées dans les incertitudes aléatoires.

- Les **incertitudes épistémiques** : incertitudes liées aux méthodes et aux traitements appliqués aux données. En particulier, le degré de raffinement des processus physiques dans les modèles hydrologiques est une source d'incertitude épistémique. Le manque de données est également une source d'incertitude épistémique. Par exemple, le manque de mesures de débit, le manque de données pour l'interprétation de données satellitaires, ou bien le manque de mesures pour l'extrapolation des courbes de tarage. Les incertitudes épistémiques peuvent être dépendantes ou indépendantes du temps.
- Les incertitudes épistémiques dues aux **données 'désinformatives'** : une données désinformative est une données fournissant une information erronée (e.g. mesures de précipitation pour des pluviomètres bouchés, limnimétrie non nulle d'un cours d'eau à sec ou gelé, ...). L'utilisation de ces données est une source d'incertitude épistémique.
- Les **incertitudes sémantiques ou linguistiques** : incertitudes liées à la définition d'un phrase ou d'une grandeur, en fonction du domaine d'application. Différentes grandeurs peuvent avoir un même nom (ou une grandeur peut être décrite par plusieurs noms) en fonction du contexte ou de l'échelle. La définition du terme 'sol' est un exemple particulier d'incertitudes sémantiques, selon les domaines d'application (pédologie, hydrologie, hydro-géologie, ...)
- Les **incertitudes ontologiques** : incertitudes liées aux hypothèses et considérations implicites, non nécessairement explicitées pour chaque cas d'application.

Certains types d'incertitudes ne sont, par nature, pas quantifiables (i.e. incertitudes sémantiques ou linguistiques et incertitudes ontologiques). D'autres incertitudes (i.e. incertitudes aléatoires peuvent être quantifiées mais différentes méthodes de quantifications peuvent être appliquées : par approches statistiques formelles, ou bien par la définition de fonction de vraisemblance informelles (Beven, 2015). Enfin, la quantification des incertitudes épistémiques est discutée pour chaque cas d'application. De plus, les incertitudes peuvent également être évaluées selon une échelle non numérique (par exemple dans le rapport de l'IPCC 2016). Dans la suite de la thèse, des évaluations quantitatives ou qualitatives des incertitudes seront utilisées.

Ces cinq sources d'incertitudes sont présentes dans les études de modélisation hydrologiques menées sur des bassins versants himalayens peu instrumentés. Il est alors nécessaire d'améliorer la description et la quantification de ces différentes sources d'incertitudes ainsi que de les prendre en compte dans la description des processus.

1.5 Représenter les hydrosystèmes à l'échelle locale pour réduire les incertitudes.

1.5.1 Cadre de l'étude

Ma thèse s'inscrit dans le cadre du projet PRESHINE (Pressions sur la ressource en eau et en sols dans l'Himalaya népalais, 2014-2018), financé par l'Agence Nationale de la Recherche (ANR). Le projet PRESHINE fait suite au projet ANR PAPRIKA (Cryospheric responses to anthropogenic pressure in the Hindu Kush-Himalaya Regions, 2010-2013), qui avait pour but d'étudier les réponses de la cryosphère aux pressions anthropiques dans le bassin de la Dudh Koshi. L'objectif du projet PRESHINE est de comprendre la manière dont les sociétés himalayennes disposent de leurs ressources et s'adaptent aux situations de crise correspondant à des phases de changements environnementaux, induits ou non par l'activité des sociétés humaines. Le projet PRESHINE, inter-disciplinaire, est constitué par trois groupes de travail (*Work Packages*, ou *WP*), inter-agissants et inter-dépendants :

- le WP1 *Sociétés* : en comparant les pratiques, les discours et les données, le WP1 a pour objectif d'étudier le lien entre les variations dans la disponibilité et l'usage de l'eau et le changement climatique. Les problématiques associées à la production hydroélectrique, l'agriculture et l'élevage, les pratiques touristiques et les réglementations environnementales sont étudiées.
- le WP2 *Quantification de la ressources en eau* : l'objectif du WP2 est d'estimer les composants des bilans hydrologiques pour quatre sous-bassins du bassin de la Dudh Koshi. Un réseau d'observation des

variables hydro-climatiques est installé et maintenu dans le bassin de la Dudh Koshi. Les caractéristiques des sols et de la végétation sont étudiés et le fonctionnement du cycle hydrologique est approché par des modélisations.

- le WP3 *Cryoshère* : l'objectif du WP3 est d'estimer les bilans de masse glaciaire et la dynamique du couvert neigeux pour quatre glaciers situés dans la région de l'Everest. Les contributions glaciaires aux bilans hydrologiques sont estimés, à l'échelle locale et régionale. Les approches utilisées sont basées sur des observations in-situ, des produits satellitaires et des simulations à base physique des processus glaciaires et nivaux. Un réseau d'observation des processus glaciaires est installé et maintenu.

Mon travail de thèse s'inscrit dans le WP2 et a été réalisé au sein de l'équipe *Hydrologie de Montagne*, faisant partie de l'axe EChangES (Eau, Changements Environnementaux et Sociétaux) de l'Unité Mixte de Recherche HydroSciences Montpellier (CNRS, IRD et Université de Montpellier). J'ai porté une attention particulière à organiser mon travail de thèse en interaction avec les différentes équipes impliquées dans les WP1 et WP3, mais aussi avec les différentes équipes au sein du WP2. La réalisation de cette thèse m'a conduit à participer à deux missions de terrain. Une première mission de quatre semaines sur le bassin de la Dudh Koshi a été réalisée pour participer à la collecte des données hydrométéorologiques et avoir connaissance de la zone étudiée. La seconde mission (six semaines) présentait quatre objectifs : 1) la collecte des données hydrométéorologiques dans le bassin versant de la Dudh Koshi, 2) la mise en place de test d'infiltrométrie sur les deux sous-bassins du bassin de la Dudh Koshi qui ont été étudiés dans le cadre de ma thèse, 3) l'échantillonnage et la caractérisation des propriétés physiques des surfaces pour l'un de ces deux sous-bassins. En complément, au cours de cette mission, nous avons organisé une réunion de restitution ouverte et participative dans le village de Pangboche, et deux actions de vulgarisation scientifique dans des écoles. Des posters et autres documents ont également été distribués, en complément d'autres actions de membres du WP1 sur le terrain.

1.5.2 Objectifs de la thèse

La principale question de ma thèse est alors de **comprendre le fonctionnement des hydrosystèmes à l'échelle locale dans la région de l'Everest** pour mieux répondre aux problématiques liées à la gestion de l'eau dans la région de l'Everest (voir section 1.2.2). En effet, l'approvisionnement en eau des populations dans la région de l'Everest se faisant via des systèmes précaires alimentés par de petits cours d'eau et des résurgences, la compréhension du fonctionnement des hydrosystèmes à l'échelle locale est nécessaire à ces populations pour mieux appréhender le viabilité des processus qui assurent la disponibilité en eau de surface en dehors des périodes de mousson.

Une **modélisation à l'échelle locale** est alors nécessaire pour prendre en compte la forte hétérogénéité du milieu. Cependant, le choix d'un formalisme qui permette de réduire les incertitudes pour la mise de œuvre de modélisations hydrologiques dans des milieux de montagne fortement hétérogènes et faiblement instrumentés n'est pas univoque (voir section 1.3.2). Une telle approche nécessite alors l'**intégration de données précises localement** afin de réduire les incertitudes.

Le projet PRESHINE propose l'étude de quatre sous-bassins du bassin versant de la Dudh Koshi. Considérant que 1) il existe de fortes incertitudes dans la représentation des contributions glaciaires en Himalaya Central et que 2) de nombreuses études sont actuellement menées pour la description des processus glaciaires, en particulier au sein du projet PRESHINE avec les thèses de Louise Mimeau, de Alexandra Giese et de Fanny Brun, j'ai choisi de me concentrer sur les deux sous-bassins versants étudiés dans le projet PRESHINE qui présentent **une couverture glaciaire nulle ou négligeable**. Ce choix permet alors d'éviter la source d'incertitude supplémentaire que représente la simulation de la contribution glaciaire aux hydrosystèmes. Les deux sous-bassins étudiés pour ma thèse sont situés dans des milieux de **haute montagne** (de 4000 m à 6000 m d'altitude) et de **moyenne montagne** (de 2000 m à 4000 m d'altitude) et présentent des caractéristiques climatiques et physiographiques distinctes. Cet échantillonnage permet alors de tester les approches de modélisation pour ces deux environnements à l'échelle locale, afin de **mieux appréhender la représentation de l'hétérogénéité du milieu himalayen**.

Le constat (voir section1.3.2) que la littérature que j'ai exploré ne présente pas l'application d'un modèle hydrologique à base physique ne nécessitant pas de calibration de ses paramètres à l'échelle locale en Himalaya Central m'a porté à appliquer sur ces deux bassins un modèle de transfert vertical Soil-Vegetation-Atmophere-Transfert (SVAT), qui permet de représenter les processus mis en jeu à l'interface sol-atmosphère selon un **formalisme physique et sans calibration**. J'ai alors choisi d'utiliser le modèle de transfert vertical (ou schéma de surface) **ISBA (Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère)** (Noilhan and Planton, 1989), intégré à la plateforme SURFEX (Surface Externalisée) développée par le Centre National de Recherche Météorologique (CNRM), unité mixte de recherche associant le CNRS et Météo-France. Les trois principales sources d'incertitudes influençant les modélisations hydrologiques en Himalaya Central sont associées 1) aux données d'entrée de la modélisation 2) à la paramétrisation de la modélisation et 3) à la structure des modèles utilisés sont alors étudiées (voir section 1.4). Ces incertitudes étant particulièrement significatives pour la mise en place d'une modélisation à l'échelle locale, j'ai choisi comme **fil directeur de mon manuscrit la description et, le cas échéant, la quantification de ces trois sources d'incertitudes**.

1.5.3 Organisation du manuscrit de thèse

À la suite de ce chapitre d'introduction (**Chapitre 1**), le manuscrit est organisé selon cinq chapitres.

- Le **Chapitre 2** présente les données disponibles sur la zone étudiée et les incertitudes associées. Plusieurs produits disponibles à large échelle pour la description des milieux et pour la définition des variables climatiques sont présentés. Cependant de fortes incertitudes entachent ces produits et leurs résolutions spatiales ne sont pas suffisantes pour représenter la forte variabilité du milieu. Des mesures in-situ sont alors utilisées pour représenter la variabilité locale des variables climatiques. Les mesures des variables climatiques acquises dans le cadre du projet PRESHINE sont décrites et analysées. Les deux sous-bassins étudiés dans le cadre de ma thèse sont décrits en détail, ainsi que des mesures complémentaires réalisées durant ma thèse.

- Le **Chapitre 3** présente le travail réalisé afin de réduire les incertitudes associées au paramétrage des surfaces dans la modélisation. Les mesures in-situ réalisées pour la caractérisation des surfaces(sols et végétation) sur les deux sous-bassins étudiés sont présentées. La structure du schéma de surface ISBA est décrite et la méthode d'intégration des mesures de terrain dans ISBA est expliquée. Les processus mis en jeu à l'interface sol-atmosphère sont modélisés pour chacun des points d'échantillonnage. Des hypothèses de fonctionnement de ces surfaces sont alors formulées, et les incertitudes associées à la paramétrisation des surface dans ISBA sont estimées.

- Le **Chapitre 4** présente la méthode de spatialisation non-déterministe des variables climatiques que j'ai développé dans ma thèse. Les incertitudes associées à cette méthode de spatialisation des variables climatiques sont quantifiées. Les données d'observation disponibles sont utilisées pour inférer une fonction linéaire par morceaux pour la relation entre l'altitude et les précipitations. Les paramètres contrôlant la forme de cette fonction sont optimisés de manière à minimiser le biais sur les débits simulés par ISBA à l'exutoire des deux sous-bassins étudiés, à l'échelle annuelle. Les résultats sont présentés sous la forme d'un article publié dans la revue *Hydrological Earth System Sciences*, intégré dans le corps du texte.

- Le **Chapitre 5** propose d'étudier les incertitudes associées à la structure des modèles en comparant de deux approches de modélisation présentant des formalismes différents : le modèle hydrologique J2000, dont les paramètres sont calibrés, et le schéma de surface ISBA. Un nouveau module conceptuel couplé au schéma de surface ISBA pour le routage des flux est présenté. Les résultats sont présentés sous la forme d'un article accepté en discussion dans la revue *Hydrological Earth System Sciences*, intégré dans le corps du texte.

Ce mémoire se termine par une section de conclusion et perspectives (**Chapitre 6**). Il est complété par quelques annexes.

Chapitre 2

Données disponibles et incertitudes associées

La mise en œuvre d'une modélisation hydrologique à l'échelle locale nécessite la définition des variables et paramètres d'entrées des modèles, d'une part pour la description des milieux (topographie, description des sols, land cover, couverture glaciaire, etc..) et d'autre part pour la définition des variables climatiques. Divers produits sont disponibles à large échelle, pour la définition de ces variables. Cependant, dans le contexte d'un milieu de montagne fortement hétérogène et faiblement instrumenté, ces produits sont associés à d'importantes incertitudes et ne permettent pas de représenter de manière satisfaisante les variabilités spatiale et temporelle du milieu. Dans ma thèse, le choix a été fait de se baser sur le réseau de mesure hydro-climatique mis en place dans le cadre du projet PRESHINE d'une part pour établir une description des milieux à l'échelle locale et d'autre part pour définir les variables climatiques nécessaires à la modélisation. Cette approche permet de mieux prendre en compte la variabilité de ces variables à l'échelle locale.

La section 2.1 présente les produits disponibles pour le descriptif des milieux sur le bassin de la Dudh Koshi : topographie, pédologie, géologie, usage du sol et couverture glaciaire. Deux produits fournissant une classification des surface par écosystèmes sont présentés. La section 2.2 présente les données météorologiques acquises dans le cadre du projet PRESHINE sur le bassin de la Dudh Koshi, ainsi que d'autres produits pour la définition des variables météorologiques disponibles. La section 2.3 présente les observations du couvert neigeux acquises dans le cadre du projet PRESHINE ainsi que d'autres données spatiales disponibles pour la description du couvert neigeux. Enfin, la section 2.4 présente et analyse les mesures de débits réalisées aux stations hydrométriques qui définissent les deux sous-bassins versants étudiés dans la thèse : le bassin de Kharikhola et le bassin de Tauche. Ces deux sous-bassins du bassin de la Dudh Koshi sont présentés en détail section 2.4.3, ainsi que des mesures complémentaires réalisées durant ma thèse.

2.1 Produits disponibles pour le descriptif des milieux

2.1.1 Données topographiques

Plusieurs modèles numériques de terrain (MNT) sont disponibles sur la zone d'étude : GDEM-ASTER (Aster, 2011), à la résolutionde $1arc-sec$ (environ 30 m), SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) (Rabus et al., 2003), à la résolution de $3arc-sec$ (environ 90 m) et SPOT40 (Gardelle et al., 2012) à la résolution de 40 m.

La Figure 2.2 presente les courbes hypsométriques du bassin versant de la Dudh Koshi pour ces trois sources de données. Les valeurs caractéristiques de ces MNT sont données Table 2.1. On observe que les MNT ASTER et SPOT 40 m fournissent des hypsométries similaires, alors que le MNT SRTM 90 m sous-estime globalement les altitudes. Sharma et al. (2010) et Berthier et al. (2006) comparent les MNT SRTM et ASTER en Himalaya. ASTER est montré être plus précis pour les surfaces à fort relief. Savéan (2014) utilise le MNT ASTER. Dans le cadre du projet PRESHINE, le choix a été fait d'utiliser le MNT SPOT à la résolution de 40 mètres.

Les limites du bassin versant de la Dudh Koshi sont calculées en utilisant le système d'information géographique (SIG) QGIS (QGis, 2011) à partir de la station hydrométrique à Rabuwabazar, maintenue par l'organisme gouvernemental népalais Departement of Hydrology and Meteorology (DHM). L'altitude de la station est 462 m et la surface du bassin versant est 3712 km^2. La gamme d'altitude couverte par le bassin de la Dudh Koshi s'étend de 462 m (exutoire à Rabuwabazar) à 8848 m (sommet de l'Everest). Les limites des autres sous bassins présentés par la suite sont calculées par la même méthode. Le réseau hydrologique drainant le bassin versant de la Dudh Koshi est calculé à partir du MNT SPOT40 avec QGIS.

Dans les chapitres suivants de la thèse, les résolutions spatiales de 1 km et 400 m seront utilisées. Le MNT SPOT40 est donc agrégé à ces résolutions par la méthode du plus proche voisin. La diminution de la résolution du MNT entraîne nécessairement une perte d'information spatiale et une augmentation de

l'incertitude associée au MNT. La Table 2.1 présente les valeurs maximales, minimales et médianes des MNT ASTER et SPOT à la résolution 40 mètres, ainsi que pour le MNT SPOT agrégé à 1 km et 400 m. La courbe hypsométrique obtenue pour le bassin de la Dudh Koshi en utilisant le MNT SPOT agrégé à la résolution 400 m est similaire à la courbe hypsométrique obtenue avec le MNT SPOT 40 m. La courbe obtenue à la résolution 1 km sur-estime globalement les altitudes par rapport au MNT SPOT40 , cependant l'écart introduit est faible.

La principale source d'incertitude pour les données topographiques provient des incertitudes épistémiques liées aux méthodes de traitement de l'imagerie satellitaire pour produire les MNT. La méthode d'agrégation de la donnée est également une source d'incertitude épistémique.

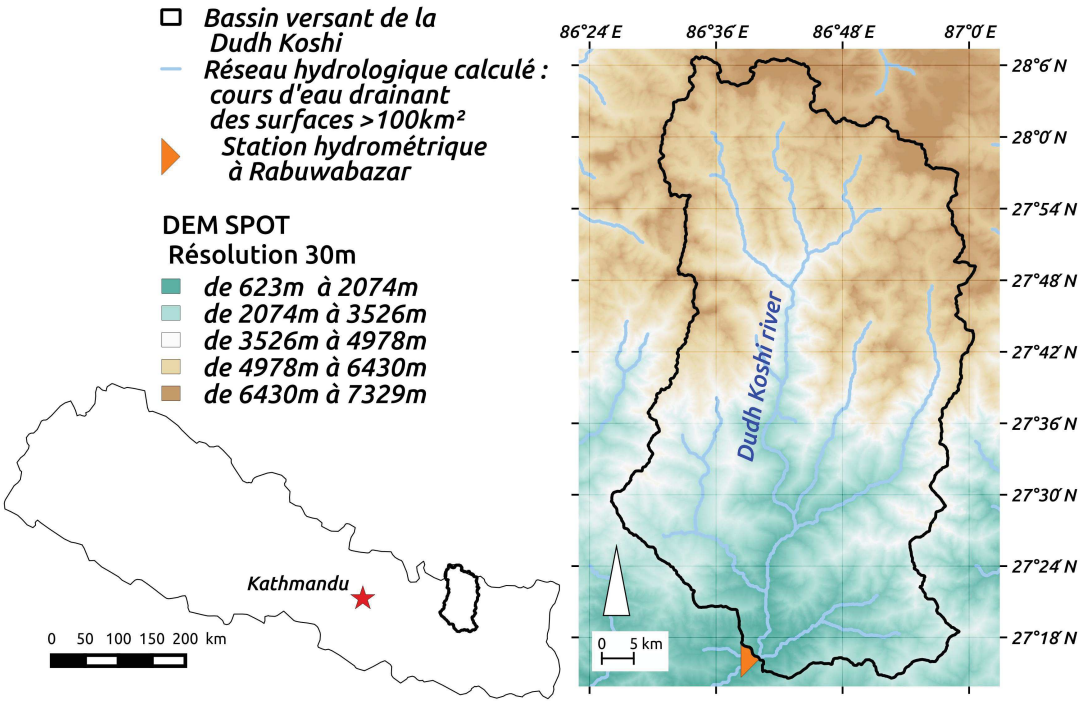


FIGURE 2.1 – MNT SPOT à la résolution de 40 m, limite du bassin versant calculé et cours d'eau drainant une surface de plus de 10 km^2 calculés.

TABLE 2.1 – Valeurs caractéristiques des MNT SRTM à la résolution 90 m, ASTER et SPOT à la résolution 40 m et du MNT SPOT agrégé aux résolutions 1 km et 400 m.

	SRTM 90 m	ASTER 30 m	SPOT 40 m	SPOT 400 m	SPOT 1 km
Altitude de l'Everest (m)	7859	8823	8515	8343	8117
Altitude médiane (m)	2149	3824	3835	3758	4441
Altitude minimale (m)	445	439	435	484	796

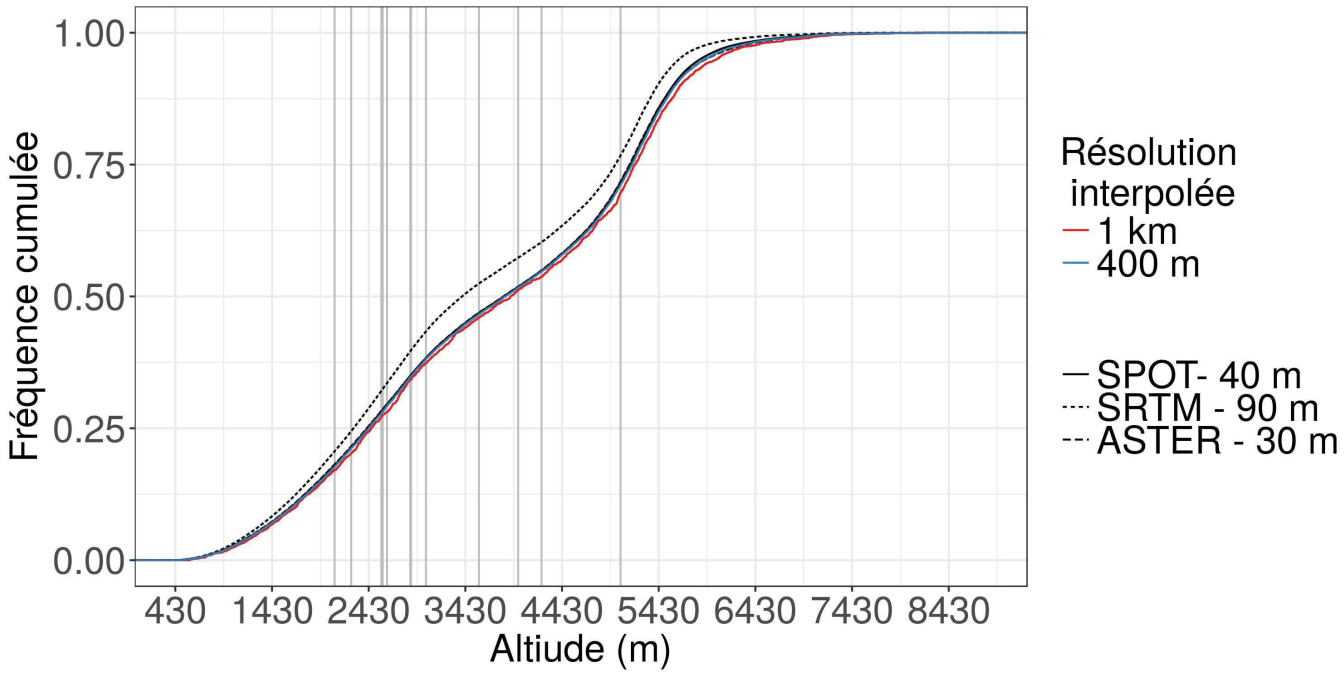


FIGURE 2.2 – Courbes hypsométriques du bassin de la Dudh Koshi, selon les modèles numériques de terrain SRTM à la résolution 90 m, ASTER et SPOT à la résolution 40m et SPOT agrégé aux la résolutions 400 m et 1 km. Les lignes verticales grisées correspondent à l'altimétrie des stations météorologiques utilisés dans la thèse.

2.1.2 Géologie

La géologie de l'Himalaya est complexe et peu caractérisée, du fait de sa grande hétérogénéité (zone de montagne géologiquement active) et de la difficulté d'accès au terrain.

Cependant, Vuichard (1986) propose la carte présentée Figure 2.3 pour décrire les formations géologiques dans le Khumbu (i.e. partie amont du bassin de la Dudh Koshi). Il note en particulier la présence majoritaire de gneiss et de schistes en zones de moyenne montagne. Ces roches sont issues du métamorphisme de roches sédimentaires ou volcaniques (granit). Les gneiss sont érodés en sables alors que les schistes sont érodés en argiles au niveau des cours d'eau. De plus, des granits sont rencontrés en zone de très haute montagne. Searle et al. (2003) note la présence de roches métamorphiques pour des altitudes supérieures à 4000 m (Haut Himalaya), avec un degré de métamorphisme qui augmente du Nord vers le Sud (Savéan, 2014).

De même que la donnée pédologique, la cartographie de la donnée géologique est associée à une incertitude épistémique, due en particulier à la méthode de limitation des unités géologiques.

2.1.3 Pédologie

Dans l'ensemble de la thèse, le terme 'sol' se réfère à la définition du 'sol pédologique', telle qu'elle est donnée par Demolon and Leroux (1933) comme 'la formation naturelle de surface, à structure meuble et d'épaisseur variable, résultant de la transformation de la roche mère sous-jacente sous l'influence de divers processus, physiques, chimiques et biologiques, au contact de l'atmosphère et des êtres vivants'. Les matériaux situés sous le sol pédologique sont appelés ici 'sols profonds'.

Dijkshoorn and Huting (2009) ont développé le produit Soil and Terrain (SOTER) database for Nepal issu des données 'Soil Map of the World' (FAO Unesco 1974), à l'échelle 1 :1 000 000. La base de donnée SOTER est établie en identifiant des motifs distinctifs et souvent répétitifs de relief, pente, type de sol et lithologie. SOTER se base sur des classifications existantes des sols et utilise un grand nombre de points de mesure des caractéristiques physiques du sol (présentés Figure 2.4). Cependant on observe qu'aucun

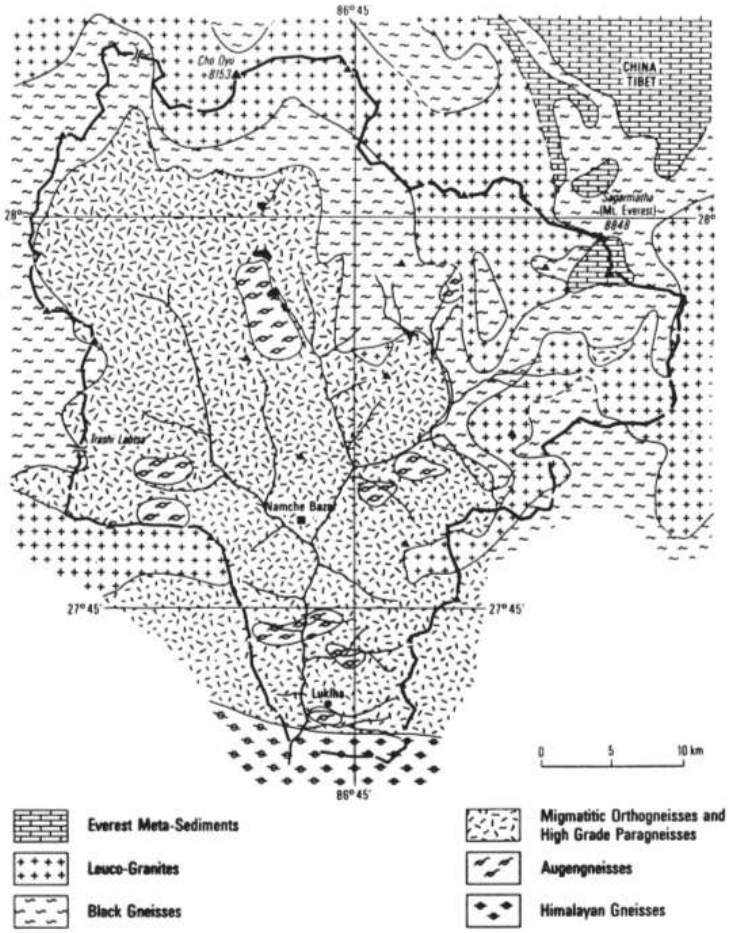


FIGURE 2. Geological-tectonic sketch map of the Khumbu area, eastern Nepal.

FIGURE 2.3 – Schéma géologique du Khumbu, extrait de (Vuichard, 1986)

de ces points ne se trouve dans le bassin de la Dudh Koshi. Sur cette base, on identifie trois types de sol principaux sur le bassin de la Dudh Koshi :

- Humic Cambisol : Sol peu développé. La différenciation des horizons est faible. Les horizons sont peu colorés (brunâtre) et/ou le sol est faiblement structuré. Les cambisols sont développés dans des matériaux de texture moyenne et fine dérivés d'une large gamme de roches, principalement dans des dépôts alluviaux, colluviaux et éoliens.
- Gelic Leptosol : Sol très peu profond sur une roche dure ou un matériaux très calcaire ou sur un sol plus profond et gravidique et/ou pierreux.
- Eutric Regosol : Sol minéral très faiblement développé dans des matériaux non consolidés. Les régosols se rencontrent en particulier dans les zones de montagne ou sous une forêt.

Dans l'ensemble, le bassin versant de la Dudh Koshi présente des sols peu profonds et peu développés. Cependant, l'interpolation spatiale des données pédologiques est fortement limitée par la forte hétérogénéité des milieux et par le manque de points de mesure in situ (incertitude épistémique sur l'interpolation des données). De plus, la classification fournie ne propose pas une définition univoque des propriétés physiques des sols (textures, structures, ...). Cette classification ne peut donc pas être directement utilisée pour la description locale des compositions et structures des sols et doit être complétée (voir Chapitre 3).

2.1.4 Usages des sols

De nombreux produits existent à l'échelle mondiale ou à des échelles régionales pour la détermination des usages des sols. En particulier, Nepal (2012) utilise le produit GLOBCOVER (Arino et al., 2012) obtenu à partir des données de réflectance de surface MERIS-FR à la résolution de 300m à l'échelle globale. La dernière version du produit utilise des images relevées en 2009.

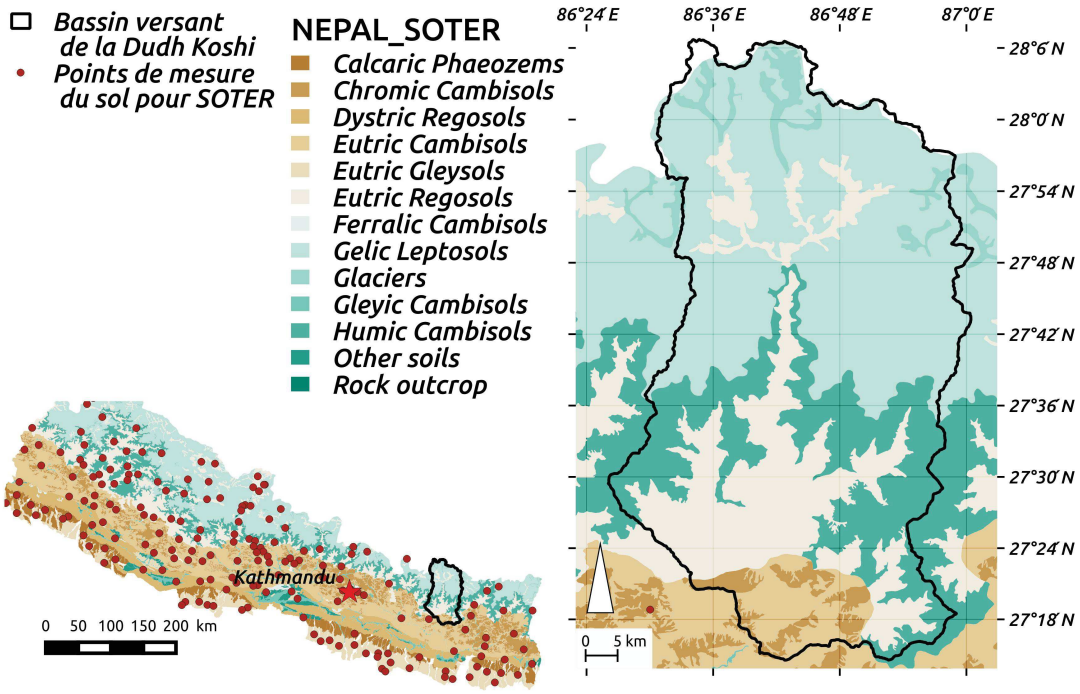


FIGURE 2.4 – Types de sol dominants fournis par la base de données SOTER (Dijkshoorn and Huting, 2009) sur le bassin de la Dudh Koshi.

Uddin et al. (2015) ont développé le produit Nepal Land Cover 2010, basé sur les données LandSat TM à 30 m de résolution, uniquement pour le Népal. Une classification en 12 classes des usages du sol est utilisée. Le produit est présenté Figure 2.5.

Ce produit indique une utilisation des sols sur le bassin de la Dudh Koshi à 11% agricole, 33% forestière (4 types de forêts confondues), et à 23.4% couverte de neige ou glaciers (soit 868 km^2). Bien que ce produit représente une résolution spatiale plus fine que le produit GLOBCOVER, il présente néanmoins de fortes incertitudes à l'échelle du sous bassin de la Dudh Koshi.

2.1.5 Limite des surfaces englacées

Les surfaces englacées sont estimées par le produit GLIMS-RGI (Raup et al., 2007) à la résolution de 30 m à partir des données GLIMS (Armstrong et al., 2005) et de l'inventaire Randolph (Pfeffer, 19). De plus, Racoviteanu et al. (2013) ont adapté les données GLIMS-RGI pour le bassin de la Dudh Koshi, en distinguant les glaciers couverts des glaciers blancs. La couverture glaciaire fournie par Racoviteanu et al. (2013) a été utilisée en particulier par Savéan (2014). La Figure 2.6 compare les couvertures glaciaires fournies par Racoviteanu et al. (2013) et les surfaces enneigées ou englacées fournies par le produit NEPAL2010 (Uddin et al., 2015). On observe que les surfaces englacées données par Racoviteanu et al. (2013) sont globalement incluses dans les surfaces enneigées ou englacées données par NEPAL2010.

Savéan (2014) établit une revue des différentes surfaces englacées utilisées pour le bassin de la Dudh Koshi : GLIMS-RGI adapté par Racoviteanu et al. (2013) fournit une surface englacée de 517 km^2, Nepal (2012) et Andermann et al. (2011) considèrent des surfaces englacées respectivement de 520 km^2 et 567 km^2. A partir de ces trois différentes sources de données, on estime l'incertitude sur la surface englacée du bassin de la Dudh Koshi à 50 km^2.

Les incertitudes associées aux cartes d'usage des sols et à la définition des surfaces englacées peuvent avoir trois sources principale : 1) Les incertitudes aléatoires dans les données satellitaires utilisées (limitations du capteur, ombrage, couvertures nuageuses) ; 2) Les incertitudes épistémiques liées à l'interpolation de points de mesure sur le terrain ; 3) Les incertitudes épistémiques liées aux dynamiques de ces grandeurs à l'échelle saisonnière ou pour des échelles de temps plus longues.

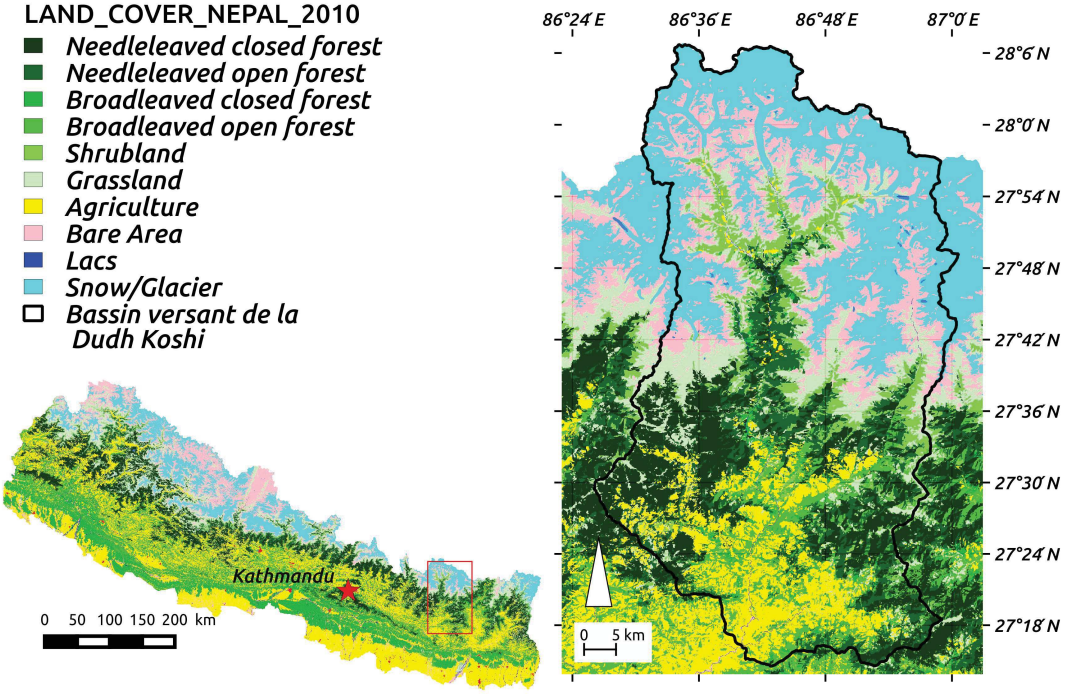


FIGURE 2.5 – Produit Land Cover Nepal 2010 (Uddin et al., 2015) sur le bassin de la Dudh Koshi

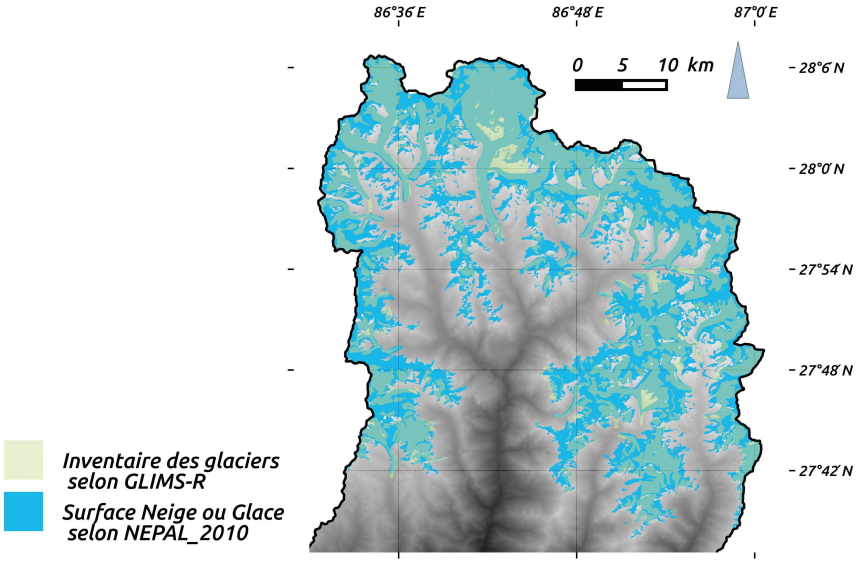


FIGURE 2.6 – Surfaces englacées fournies par GLIMS-RGI Armstrong et al. (2005), adapté pour le bassin de la Dudh Koshi par Racoviteanu et al. (2013), et surfaces enneigées ou englacées par le produit NEPAL2010 Uddin et al. (2015) sur la partie amont du bassin de la Dudh Koshi

2.1.6 Classifications globales par écosystèmes

Certaines études croisent les données disponibles pour produire des classifications des surfaces à l'échelle globale. Les surfaces sont alors ordonnées en écosystèmes, où un écosystème représente l'intersection de différentes caractéristiques de la végétation, des sols et éventuellement des zones climatiques. Les propriétés physiques des surfaces sont alors définies pour chaque écosystème. En particulier, les produits Global Land Cover Characterization (GLCC) (Loveland et al., 2000) et ECOCLIMAP (Masson et al., 2003) fournissent des cartes pour les paramètres de surface à l'échelle mondiale.

Global Land Cover Characterization (GLCC)

La carte mondiale Global Land Cover Characterization (GLCC) (Loveland et al., 2000) décrit 94 types d'écosystèmes différents à 1 km de résolution. Ce produit est établi en complétant la classification de (Olson and Allison, 1985), disponible à 0.5 arc-sec de résolution (45 types d'écosystèmes différents). De plus, Hagemann (2002) utilise la base de données mondiale définie par Claussen M. (1994) pour paramétrer les surfaces pour les 94 types d'écosystèmes fournis par les cartes GLCC.

Les paramètres définis par Hagemann (2002) sont : l'albedo de surface, la rugosité de surface due à la végétation, la fraction de couvert végétal, l'indice de couvert foliaire LAI en période de croissance et de repos, le pourcentage de forêt, la capacité de rétention en eau des plantes (volume maximal que les plantes peuvent extraire du sol avant d'atteindre le point de flétrissement), le point de flétrissement volumique.

La Figure 2.7 présente la classification GLCC sur le bassin de la Dudh Koshi. 14 écosystèmes y sont rencontrés. Le gradient zones de culture → forêts → surfaces peu végétalisées ou glaciaires du sud vers le nord est représenté sur cette classification. Cependant, d'une part, la classification des forêts en deux classes 'Rain Green Tropical Forest' et 'Cool Conifer Forest' n'est pas représentative des types de forêt rencontrés sur le terrain, et, d'autre part, la localisation des zones glaciaires n'est pas cohérente avec la carte GLIMS-R, représentée Figure 2.6.

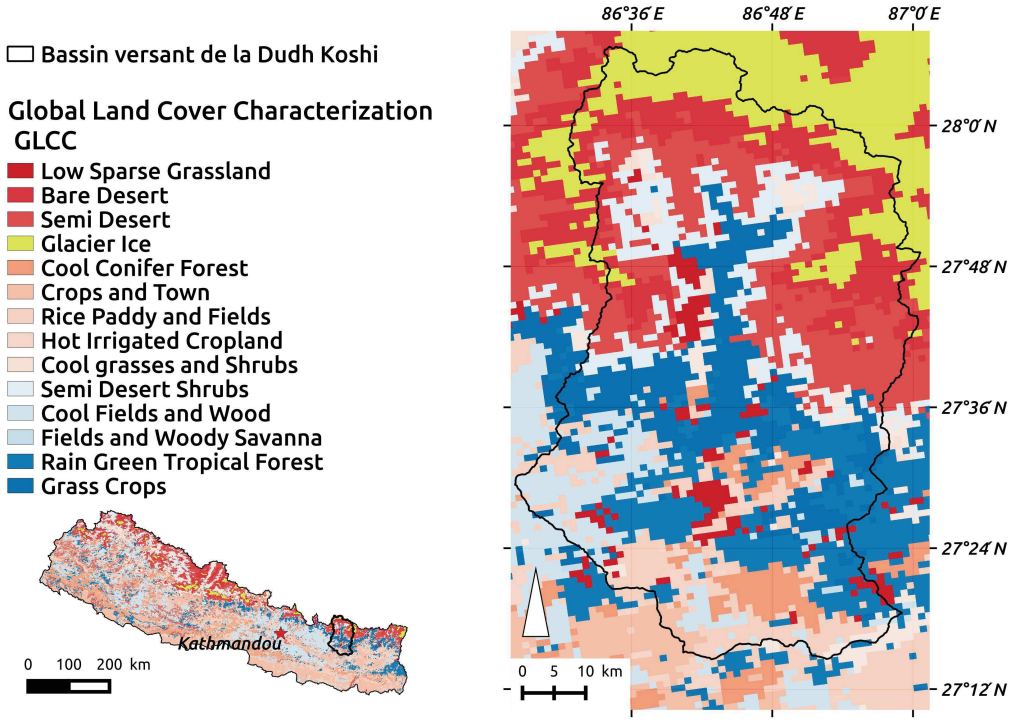


FIGURE 2.7 – Classification des surfaces par écosytèmes Global Land Cover Characterization (GLCC) (Hagemann, 2002) sur le bassin de la Dudh Koshi

ECOCLIMAP

ECOCLIMAP est une base de données définie à l'échelle mondiale à 1km de résolution (Masson et al., 2003). 250 écosystèmes sont définis en croisant : 1) GLCC land cover map à la résolution 1 km (Loveland et al., 2000) ; 2) La carte de climat mondiale fournie par Koeppe and De Long (1958) ; 3) Les cartes de NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) fournies à la résolution 1 km par Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) ; 4) La carte mondiale des textures de sol à la résolution 10 km fournie par The Food and Agriculture Organization (FAO, 1988).

12 types de végétation sont définis dans ECOCLIMAP : NO (bare soil), ROCK (bare rocks), SNOW (snow and ice), TREE (decideous broadleaf trees), CONI (evergreen needleleaf trees), EVER (evergreen broadleaf trees), C3 (C3 crops), C4 (C4 crops), IRR (irrigated crops), GRAS (temperate grassland), TROG (tropical grassland), PARK (swamp areas). Les paramètres de surface fournis par ECOCLIMAP pour chaque écosystème sont : la fraction de chaque type de végétation ; l'albedo de sol dans l'infra-rouge et dans le visible ; et pour chaque type de végétation : profondeur totale du sol et de la zone racinaire , hauteur des arbres, ainsi que par période de 10 jours : le LAI et l'albédo de la végétation dans l'infra-rouge et dans le visible.

Certains paramètres ne dépendent que du type de végétation (en particulier les albédos) , et d'autres paramètres sont calculés : la fraction de végétation à partir du LAI et du type de végétation, la rugosité de surface à partir du LAI, du type de végétation et de la hauteur des arbres et l'émissivité des surfaces à partir de la fraction de végétation et du type de végétation. Les paramètres fournis pour différents écosystèmes sont commentés dans le Chapitre 3.

La Figure 2.8 présente la classification ECOCLIMAP sur le bassin de la Dudh Koshi. 16 écosystèmes y sont représentés. La nomenclature fournies par ECOCLIMAP est indicative et chaque écosystème est caractérisé par le jeu de paramètres de surface associé. Cependant, on voit de fortes anomalies dans les couverts décrits. En particulier, les surfaces de très haute altitude ou glaciaires sont catégorisées 'Tropical undefined islands'.

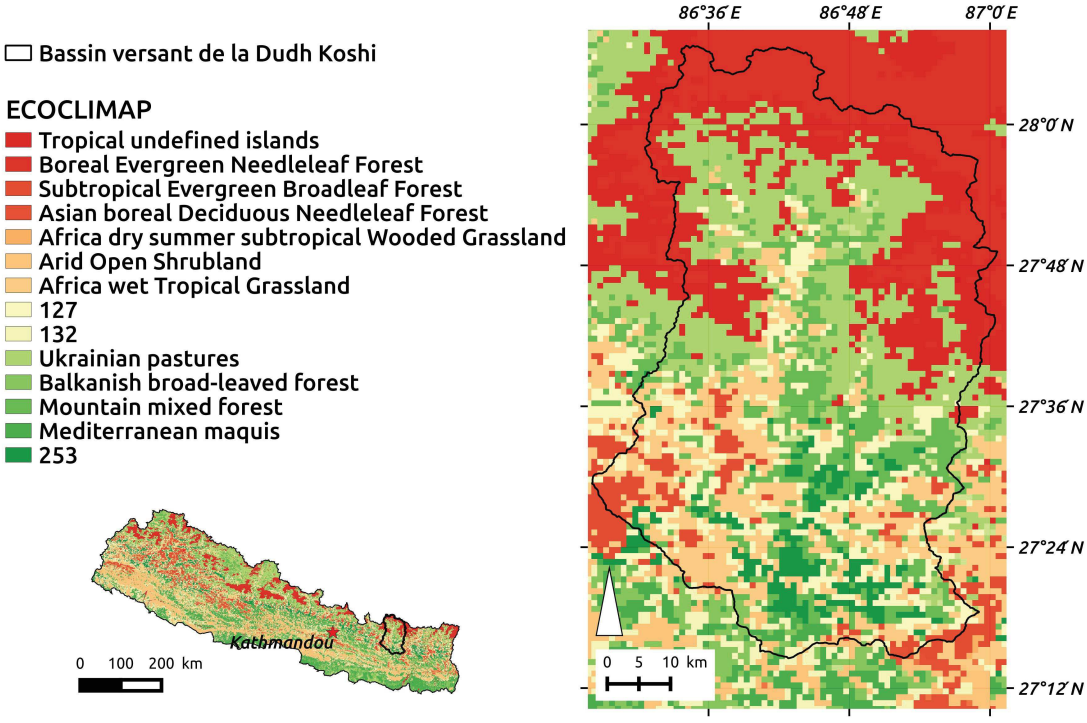


FIGURE 2.8 – Classification des surfaces par écosytèmes ECOCLIMAP (Masson et al., 2003) sur le bassin de la Dudh Koshi

De même que les cartes d'usage des sols et de couverture glaciaire, ces données sont soumises à des incertitudes épistémiques dynamiques liées à leur méthodes d'interpolation. De plus, la nomenclature et la définition des écosystèmes est une source d'incertitude sémantique, car les classifications peuvent fournir des écosystèmes avec des noms similaires qui correspondent à des jeux de paramètres de surface différents.

Enfin, d'autres produits satellitaires sont disponibles, par exemple, MODIS (Mu et al., 2011b) pour l'estimation des flux d'évapotranspiration ou bien, pour l'humidité des sols, SMOS (Kerr et al., 2012) ou SMAP (Entekhabi et al., 2010). Cependant, la faible résolution spatiale et/ou temporelle ne rendent pas ces produits pertinents pour notre étude à l'échelle locale.

2.2 Données météorologiques

2.2.1 Réseau d'observation

Bien que la région de l'Everest représente l'une des zones les plus instrumentées en Himalaya Central, peu de données in-situ sont disponibles. Les durées d'enregistrements sont souvent courtes et les mesures sont entachées de fortes incertitudes. Dans le cadre des projet PAPRIKA et PRESHINE un réseau de 10 stations de mesure météorologiques et de 5 stations de mesures hydrométriques dont 2 sont utilisées dans cette thèse, a été installé dans le bassin de la Dudh Koshi (voir Figure 2.9). Les enregistrements sont relevés deux fois par an, au cours de missions de terrain réalisées au printemps et en automne. La maintenance (nettoyage, mesures connexes) de ces stations est assurée par des observateurs locaux, formés et sensibilisés à la finalité de ces mesures. Les stations utilisées dans ce travail sont décrites Table 2.2.

- Les stations météorologiques de Phakding et Pangboche (PHA et PAN) ont été installées dans le cadre du projet PAPRIKA depuis 2010. Elles sont équipées de pluviomètres à augets basculants et de capteurs de température de la marque Cambell® à Phakding et Hobo® puis Tinytag® à Pangboche. Les températures sont mesurées chaque 15 minutes puis la donnée est agrégée et stockée au pas de temps demi-horaire. Les nombres de basculements des augets, correspondant chacun à 0,2mm de précipitation, sont comptabilisés chaque 5 minutes puis sont également agrégés et stockés au pas de temps demi-horaire.
- Les stations de Kharikhola, Mera School, Ballukhop, Paramdingma Monastery et Pangom (KHA, MER, BAL, PAR et TCM) ont été installées dans le cadre du projet PRESHINE en mai 2014. Ces stations, sauf BAL, sont toutes localisées sur le versant ubac (orienté vers le nord) de la rivière Kharikhola, présentée section 2.4.3. Ces 5 stations sont régulièrement espacées en altitude et sont regroupées sous le nom de 'transect de Kharikhola'. Elles ont été équipées à l'origine de pluviomètres à augets basculants et de capteurs de température de la marque HOBO®, remplacés par des capteurs équivalents de la marque Tinytag® en mai 2016. Les choix des pas de temps d'échantillonage sont les mêmes que pour les stations PHA et PAN.
- Les observations réalisées par l'association italienne EVK2-CNR aux stations météorologiques de Lukla, Namche Bazar, Pheriche et Pyramid (LUK, NAM, PHE et PYR) sont également disponibles au pas de temps horaire depuis 2000, 2001 ou 2002. Les mesures suivantes sont réalisées à ces stations au pas de temps horaire : température de l'air (T), précipitation (P), pression atmosphérique (AP), humidité relative de l'air (RH), vitesse du vent (WS), rayonnement courte (SW) et longue (LW) longueurs d'onde, ainsi que d'autres qui sont pas considérées dans cettee étude.
- Deux pluviographes Geonor® ont été installés dans les parcs instrumentaux maintenus par EVK2-CNR à PHE et PYR. Le but de l'instrumentation Geonor® est de palier la sous-estimation des précipitations solides par les pluviomètres classiques, en réduisant l'influence du vent sur la perte de flocons neigeux. Des thermomètres et anémomètres sont installés au niveau des Geonors®, afin de permettre la correction des précipitations qu'ils enregistrent, selon la méthode décrite par Lejeune et al. (2007). Après cette correction, le biais sur les mesures de précipitation solide est estimée à 15% (Y. Lejeune, communication personnelle).

- Les stations hydrométriques de Kharikhola et Tauche ont été équipées dans le cadre du projet PRESHINE de capteurs de hauteur d'eau Orpheus Mini de marque OTT®. Ces stations ainsi que les mesures enregistrées seront détaillées section 2.4.

TABLE 2.2 – Réseau d'observation utilisé. Les variables mesurées sont : température de l'air (T), précipitation (P), pression atmosphérique (AP), humidité relative de l'air (RH), vitesse du vent (WS), rayonnements courte (SW) et longue (LW) longueurs d'onde et précipitation Geonor® (P_{GEO}). Les deux stations hydrométriques de Kharikhola et Tauche mesurent des hauteurs d'eau.

ID	Station	ALT m.a.s.l.	LAT	LON	Periode		Variable mesurée
KHA	Kharikhola	2078	27.60292	86.70311	2014-05-03	2015-10-28	P,T
MER	Mera School	2561	27.60000	86.72269	2014-05-02	2015-10-28	P,T
BAL	Bhalukhop	2575	27.60097	86.74017	2014-05-03	2015-10-28	P,T
PHA	Phakding	2619	27.74661	86.71300	2010-04-07	2016-05-16	P,T
LUK	Lukla	2860	27.69694	86.72270	2002-11-02	2016-01-01	P,T,AP,RH,WS,LW,SW
PAR	Paramdingma	2869	27.58492	86.73956	2014-05-03	2015-10-28	P,T
TCM	Pangom	3022	27.58803	86.74828	2014-05-03	2015-10-28	P,T
NAM	Namche	3570	27.80250	86.71445	2001-10-27	2016-01-01	P,T,AP,RH,WS
PAN	Pangboche	3976	27.85722	86.79417	2010-10-29	2016-05-08	P,T
PHE	Pheriche	4218	27.89528	86.81889	2001-10-25	2016-01-01	T,AP,RH,WS
					2012-12-06	2016-05-16	P_{GEO}
PYR	Pyramid	5035	27.95917	86.81333	2000-10-01	2016-01-01	T,AP,RH,WS,LW,SW
					2016-04-26	2016-04-26	P_{GEO}
668.7	Kharikhola	1985	27.60660	86.71847	2014-05-03	2016-08-08	Water level
668.03	Tauche	3976	27.85858	86.79253	2014-05-17	2016-11-12	Water level

2.2.2 Incertitudes et traitements des chroniques mesurées

Les chroniques mesurées présentent des périodes de lacunes dues à des dysfonctionnements des appareils. La Table 2.3 présente la fraction de données manquantes pour chaque chronique, pour l'ensemble de la période d'enregistrement de chaque capteur.

TABLE 2.3 – Fraction de lacunes pour chaque chronique mesurée, pour l'ensemble de la période d'enregistrement, pour les variables températures de l'air (T), précipitations totales (P), pression atmospherique (AP), humidité relative (RH), vitesse du vent (WS), rayonnements longues longueurs d'onde (LW), rayonnements courtes longueurs d'onde (SW) et précipitations totales mesurées aux Géonor®. Les périodes d'enregistrement pour chaque capteur sont spécifiées Table 2.2.

Station	T	P	AP	RH	WS	LW	SW	P_{GEO}
KHA	0.1%	34.5%	-	-	-	-	-	-
MER	12.4%	12.2%	-	-	-	-	-	-
BAL	10.1%	23.0%	-	-	-	-	-	-
PHA	17.0%	1.2%	-	-	-	-	-	-
LUK	23.8%	27.6%	26.9%	29.9%	27.4%	60.1%	60.1%	-
PAR	20.0%	19.8%	-	-	-	-	-	-
TCM	21.1%	20.8%	-	-	-	-	-	-
NAM	22.3%	31.9%	16.7%	14.3%	-	-	-	-
PAN	0.1%	0.0%	-	-	-	-	-	-
PHE	17.6%	-	15.2%	17.7%	-	-	-	0.1%
PYR	9.3%	-	10.1%	9.3%	9.3%	21.6%	20.4%	0.1%

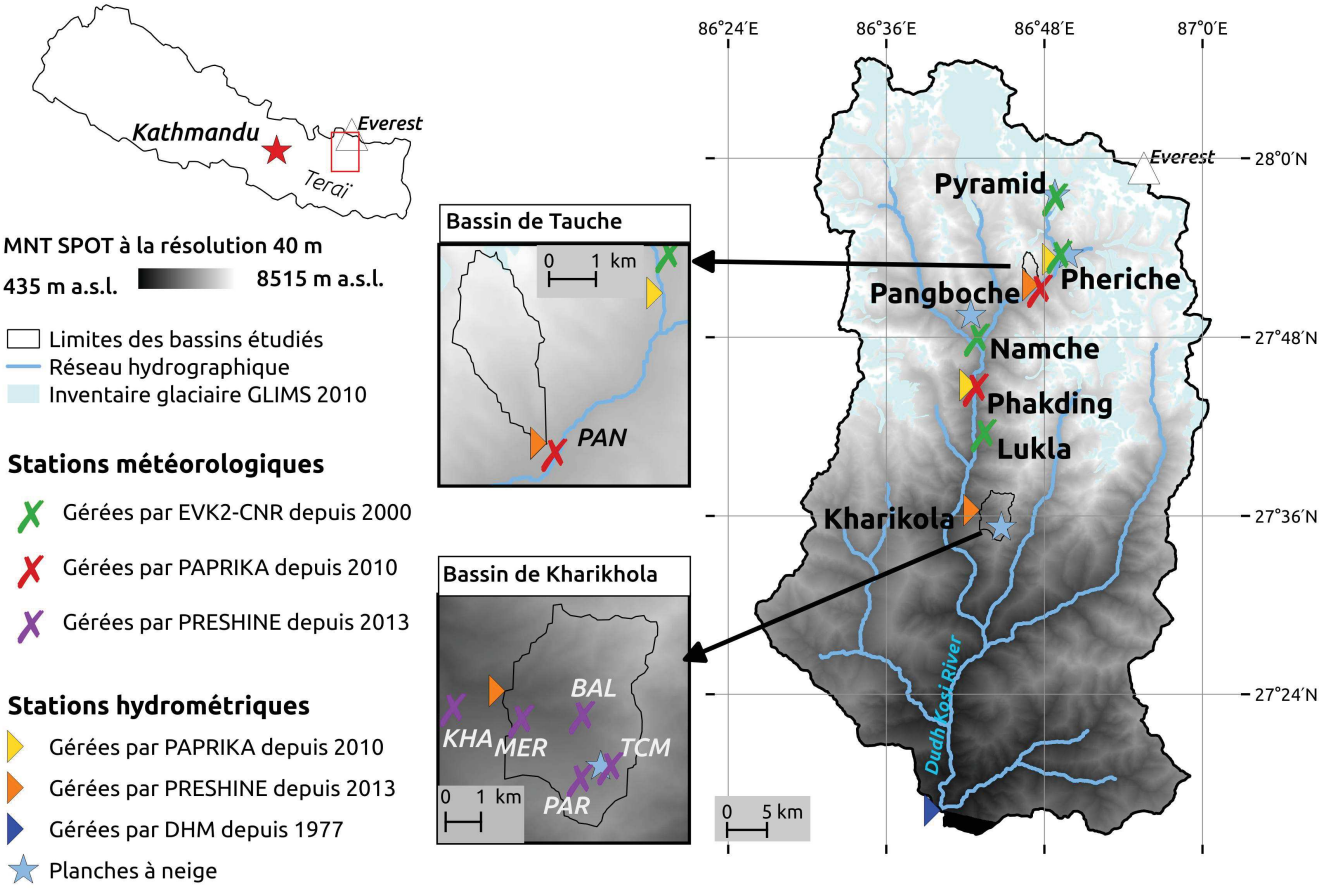


FIGURE 2.9 – Localisation des stations de mesures météorologiques, hydrométriques et des planches à neige sur la partie amont du bassin de la Dudh Koshi.

Les lacunes sur les chroniques enregistrées aux stations Phakding, Lukla, Namche, Panboche, Pheriche et Pyramide sont complétées avec la chronique au pas de temps horaire moyenne pour toutes les années disponibles, calculée à cette station, pour chaque variable mesurée. En effet, les périodes d'enregistrement à ces stations sont suffisamment longues pour définir des chroniques moyennes significatives. Au contraire, pour les stations du transect de Kharikhola, les périodes d'enregistrement sont courtes (entre 320 et 540 jours) et les périodes de lacune sont importantes. Les chroniques de précipitation et température mesurées sur le transect de Kharikhola sont donc complétées en exploitant les données disponibles.

Reconstruction des chroniques de précipitations et températures mesurées sur le transect de Kharikhola.

Les périodes de disponibilité et de lacune des observations sont présentées Figure 2.10. Quatre types de périodes de lacune sont distinguées et traitées indépendamment. Les périodes de lacunes notées (A),(B) et (C) correspondent à une une défaillance des capteurs pour des raisons externes (humidité, températures basses, etc.) ou internes (alimentation électrique ou panne électronique). Lors des périodes de lacunes notées (D), les capteurs HOBO® ont été endommagés par la forte humidité durant la mousson 2015. Ces capteurs ont été remplacés par des capteurs de marque TinyTag® suite à cette avarie.

- Les périodes de lacunes notées (A) (pour les températures) sont comblées en utilisant les mesures à la station de Kharikhola, en pondérant par le ratio des valeurs disponibles sur les périodes communes. Les ratios appliqués pour chaque station sont donnés Table 2.4.
- La période de lacunes dans la chronique de précipitation à MER, notée (B), est complétée en utilisant les mesures pondérées à la station de Lukla. Cette période s'étend du 2014-10-11 au 2014-11-18 (38 jours). Le ratio appliqué sur la chronique de Lukla est de 1.373 et est calculé sur les 278.2 jours où les données sont disponibles aux deux stations.

TABLE 2.4 – Ratios entre les températures moyennes mesurées à la station KHA et aux stations BAL, MER, PAR et TCM, nombre de jours sur lesquels sont calculés ces ratios et distance (à vol d'oiseau) et dénivelé entre chaque station et la station KHA.

	BAL	MER	PAR	TCM
Ratio des températures moyennes	0.709	0.966	0.571	0.506
Nombre jours utilisés pour le calcul	259.9	276.6	251.6	248.2
Distance à la station KHA (km)	3.71	1.98	4.06	4.76
Dénivelé par rapport à la station KHA (m)	497	483	791	944

- Puis les périodes de lacunes notées (C) (pour les précipitations) sont comblées en utilisant les mesures pondérées à la station de Mera School. Les ratios appliqués pour chaque station sont donnés Table 2.5.

TABLE 2.5 – Ratios entre les précipitations moyennes mesurées à la station MER et aux stations BAL, KHA, PAR et TCM, nombre de jours sur lesquels sont calculés ces ratios et distance (à vol d'oiseau) et dénivelé entre chaque station et la station MER.

	BAL	KHA	PAR	TCM
Ratio des précipitations moyennes	1.143	0.755	1.122	1.135
Nombre jours utilisés pour le calcul	189.0	206.2	251.0	247.9
Distance à la station MER (km)	1.75	1.98	2.26	2.82
Dénivelé par rapport à la station MER (m)	14	483	308	461

- Les périodes de lacunes notées (D), i.e. du 2015-03-15 au 2015-10-28, pour les précipitations et températures, sont comblées en utilisant les mesures pondérées à la station de Balukhop. Les ratios appliqués pour chaque station sont donnés Table 2.6a pour les précipitations et Table 2.6b pour les températures.

TABLE 2.6 – Ratios entre les moyennes mesurées à la station BAL et aux stations KHA, MER, PAR et TCM, nombre de jours sur lesquels sont calculés ces ratios et distance (à vol d'oiseau) et dénivelé entre chaque station et la station BAL.

	KHA	MER	PAR	TCM
Ratio des précipitations moyennes	0.660	0.874	0.981	0.992
Nombre jours utilisés pour le calcul	315	313	316	316
Distance à la station BAL (km)	3.71	1.75	1.61	1.53
Dénivelé par rapport à la station BAL (m)	497	14	294	447

(a) Précipitations

	KHA	MER	PAR	TCM
Ratio des températures moyennes	1.409	1.360	0.805	0.713
Nombre jours utilisés pour le calcul	314	312	315	315
Distance à la station BAL (km)	3.71	1.75	1.61	1.53
Dénivelé par rapport à la station BAL (m)	497	14	294	447

(b) Températures

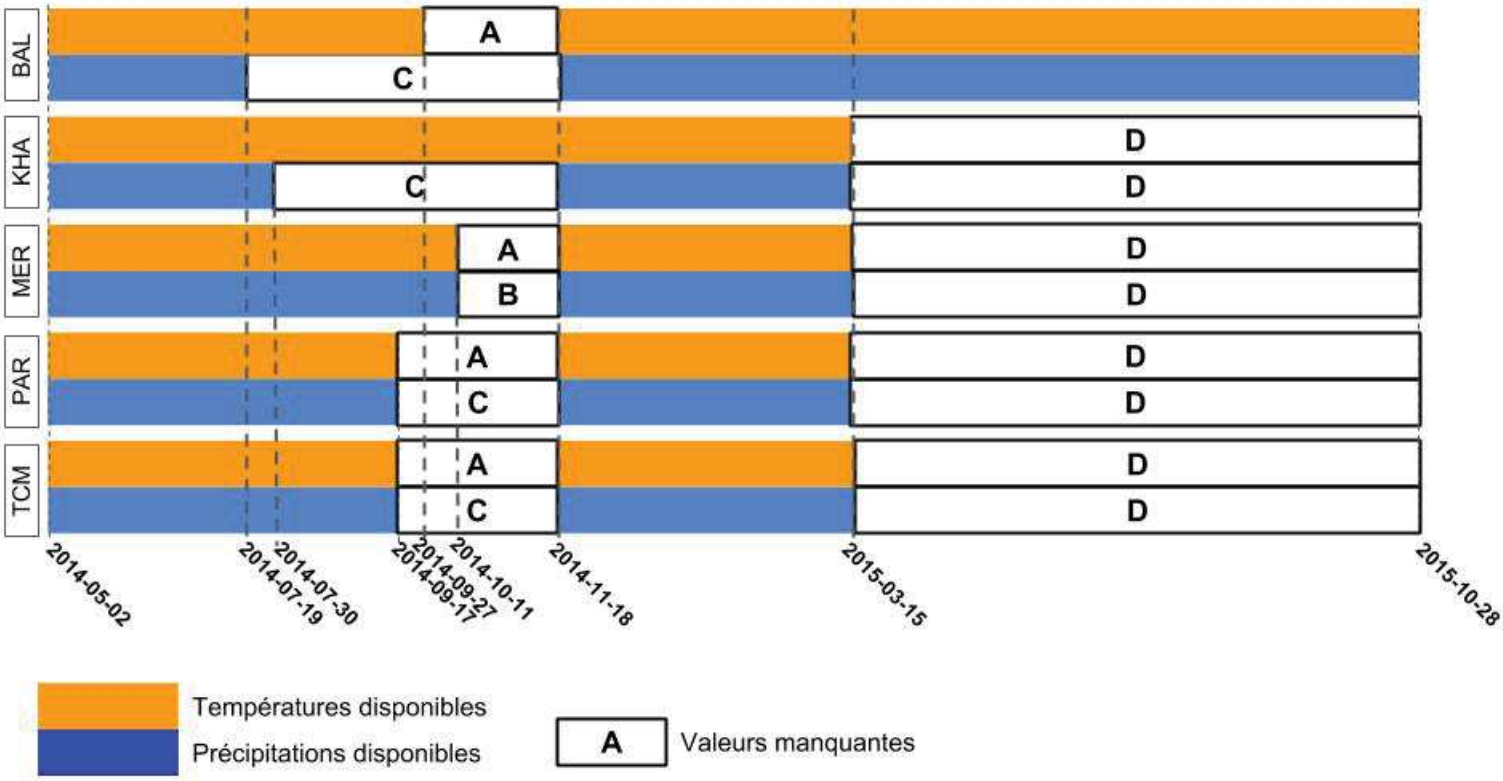


FIGURE 2.10 – Périodes de disponibilité et de lacune des mesures de température et précipitation sur le transect de Kharikhola.

Estimation de la partition pluie-neige

La phase des précipitations est calculée en fonction de la température de l'air, selon les températures seuils fournies par l'Organisation Météorologique Mondiale (World Meteorological Organization, 2008) :

- si $T_{air} < 0°$, $frac_{liquide} = 0\%$
- si $0° < T_{air} < 2°$,$frac_{liquide} = \frac{T_{air}+1}{2}$
- si $T_{air} > 2°$, $frac_{liquide} = 100$

On calcule alors les volumes de précipitation solide et liquide au pas de temps horaire selon l'équation (2.1). Les moyennes annuelles de précipitation solide et liquide calculées à chaque station à partir des chroniques reconstituées sur la période 2014/04/01-2016/03/30 sont présentées Table 2.7. Les résultats au pas de temps mensuel sont présentés Figure 2.12. On observe que cette partition fournit un cumul de précipitation nul ou négligeable sur les stations du transect de Kharikhola (maximum 1.4% à TCM). Au contraire, la contribution nivale estimée à partir des mesures aux Geonor® représente 40% à PHE et 55% à PYR. Cependant, cette partition ne permet pas de corriger la sous-estimation des précipitations solides. La contribution neigeuse estimée au pluviomètre classique à PAN est alors seulement de 4%. Les mesures de précipitations totales à la station PAN sont alors corrigées en fonction des mesures de précipitation totale à la station PHE (mesure Geonor®) : lorsque la température horaire à PAN est inférieure à $0°C$, les précipitations mesurées à PAN sont remplacées par les précipitations mesurées par le Geonor® à PHE situé à $5,1km$ en ligne droite. Cette correction permet de palier la sous-estimation de la précipitation solide par le pluviomètre à PAN, cependant elle néglige la variabilité spatiale des précipitations solides entre PAN et PHE. Cette méthode n'est pas étendue aux stations en aval de PAN, car la variabilité spatiale des précipitations ne peut alors plus être négligée.

$$\begin{cases} V_{snow} = V_{total}.(1 - frac_{liquide}) \\ V_{rain} = \quad V_{total}.frac_{liquide} \end{cases} \tag{2.1}$$

TABLE 2.7 – Moyenne annuelle de précipitation totale (PTOT), solide (SNOW) et liquide (RAIN) calculée à chaque station selon l'équation (2.1), à partir des chroniques reconstituées sur la période 2014/04/01-2016/03/30, et température moyenne mensuelle reconstituée.

	2014-2015				2015-2016			
Station	PTOT	SNOW	RAIN	T	PTOT	SNOW	RAIN	T
	mm	mm	mm	°C	mm	mm	mm	°C
KHA	2417	0	2417	13.96	1748	0	1748	15.5
MER	3204	8	3196	13.44	2288	0	2288	14.83
BAL	3667	13	3654	9.92	2610	13	2597	10.48
PHA	1690	29	1661	9.26	1199	8	1191	9.16
LUK	2317	15	2301	10.18	2265	1	2264	10.19
PAR	3590	28	3562	7.98	2569	28	2541	7.84
TCM	3629	54	3575	7.07	2614	54	2561	6.9
NAM	1003	60	944	5.09	767	9	759	5.17
PAN	715	21	694	3.81	478	3	475	4.2
PHE	742	326	416	0.8	486	159	327	0.84
PYR	713	417	296	-2.71	476	261	215	-2.3

2.2.3 Synthèse des produits utilisés pour d'autres études

Différents produits fournissent les variables climatiques en Himalaya central. La Table 2.8 résume les données utilisées pour 8 études climatologiques, glaciologiques et hydrologiques menées à différentes échelles spatio-temporelles en Himalaya Central et Occidental. Dans ces études, les données sont soit issues de produits d'interpolation ou satellitaires, disponibles à large échelle et éventuellement désagrégés spatialement, soit interpolées à partir de mesures in-situ. Cependant, peu de produits sont disponibles à un pas de temps inférieur à 1 jour et à une résolution spatiale inférieure à 10 km (Gonga-Saholiariliva et al., 2016). Pour les précipitations et les températures, les données à des échelles spatiales inférieures à 10 km sont obtenues dans ces études par approximation linéaire en fonction de l'altitude, à partir de différentes valeur de gradient altimétrique (Duethmann et al., 2013) (Karadarya, Kyrgyzstan), (Nepal et al., 2014b) (Dudh Koshi, Népal), (Immerzeel et al., 2012)(Langtang, Népal).

Pour les précipitations, les principaux produits utilisés sont le produit d'interpolation APHRODITE (Yatagai et al., 2012), le produit satellitaire TRMM-2B31 (Bookhagen and Burbank, 2010) et les réanalyses ERA40 et ERA-Interim. (Andermann et al., 2011) comparent les produits APHRODITE et TRMM-2B31. Le produit satellite TRMM-2B31 (Tropical Rainfall Measuring Mission) (Bookhagen and Burbank, 2010) fournit une bonne estimation des motifs de précipitations à large échelle temporelle, cependant il présente l'inconvénient de ne pas prendre en compte les précipitations solides. Il n'est donc pas directement applicable pour des altitudes élevées. Andermann et al. (2011) montrent que le produit d'interpolation APHRODITE (Asian Precipitation Highly Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation of Water Resources) (Yatagai et al., 2012) fournit les précipitations les plus proches des observations, mais que sa précision est amoindrie par le manque de stations en altitude et par sa faible résolution spatiale (0,25 arc-deg). De plus, le produit APRODITE est disponible sur la période 1951-2007, et ne couvre donc pas la période étudiée dans la thèse. Les données de réanalyse ERA-Interim (Dee et al., 2011) sont produites à partir d'un modèle de climat qui assimile les données observées (sur le bassin de la Dudh Koshi il n'utilise que deux stations, gérées par DHM depuis 1977). En particulier, les données de précipitations sont calculées au niveau du sol, au pas de temps 3h, sur une grille de 50 km x 50 km.

TABLE 2.8 – Synthèse bibliographique des produits météorologiques utilisés dans des études hydrologiques ou climatologiques en Himalaya, pour les précipitations, températures et autres variables (e.g. Evapotranspiration potentielle (ETP) et couvert neigeux (CN))

Etude	Précipitations	Températures	Autres variables
Bookhagen and Burbank (2010) (Himalaya)	TRMM2B31 5 km x 5 km, pas de temps mensuel	MODIS 11C2 6 km x 6 km, pas de temps 8 jours	ETP : MOD16, CN : MODIS10
Immerzeel et al. (2012) (Langtang, Népal)	Interpolation linéaire à partir de 1 station de référence, 90 m x 90 m, journalier gradient altitudinal positif et gradient horizontal négatif	gradient altitudinal négatif	
	sur 2001-2007 : Données ERA40 désagrégée spatialement et corrigées en fonction de l'altitude		
Andermann et al. (2012) (Himalaya)	APHRODITE (0.25°) 25 km x 25 km, pas de temps journalier	Interpolation linéaire des données CRU TS3 (0.5°), pas de temps journalier	ETP : fonction de l'altitude CN : MOD10C2
Duethmann et al. (2013) (Karadarya, Kyrgyzstan)	Données ERA40 désagrégées spatialement avec le modèle WRF au pas de temps mensuel, et désagrégation temporelle par pondération, 1 km x 1 km, pas de temps journalier		
Bharati et al. (2014) (Himalaya)	sur 1971-2000 : Données CGIAR désagrégées spatialement en utilisant 17 stations de référence, au pas de temps journalier. Sur 2016-2045 : Scénarii climatiques		ETP : Calculée avec Penman-Monteith
Nepal et al. (2014b) (Dudh Koshi, Népal)	Calculées par IDW[a] couplée à une correction altitudinale à partir de 6 stations de référence	Gradient altitudinal saisonnier à partir de 1 station de référence	ETP : Calculé avec Penman-Monteith
	au pas de temps journalier		
Pokhrel et al. (2014) (Dudh Koshi amont, Népal)	Précipitations à l'altitude moyenne par bande d'altitude, pas de temps journalier	Gradient altitudinal constant (-4.6°C /km), pas de temps journalier	ETP : MODIS
Savéan (2014) (Dudh Koshi, Népal)	Précipitations calculées par co-krigeage, résolution 1', pas de temps journalier	NCEP/NCAR, corrigées en fonction de l'altitude en utilisant les niveaux de pression	ETP : Calculée à partir des données NCEP corrigées en fonction de l'altitude

a. Méthode d'interpolation par combinaison linéaire pondérée par la distance aux station, ou méthode d'inverse distance.

Comparaison avec des mesures aux stations avec la réanalyse ERA-Interim

Le produits ERA-Interim (ERA-i) fournit quatre mailles couvrant le bassin versant de la Dudh Koshi (voir Figure 2.11). Les données fournies par ERA-i sur les mailles centrées aux points (87,27.50) (altitude 2842mn, maille *sud*) et (87,28) (altitude 4110m, maille *nord*) sont comparées aux observations des stations présentées Table 2.2, pour les variables fournies par ce produit : précipitations totales et solides, températures de l'air, pressions atmospherique à la surface, rayonnements courtes et longues longueurs d'onde et vitesse du vent.

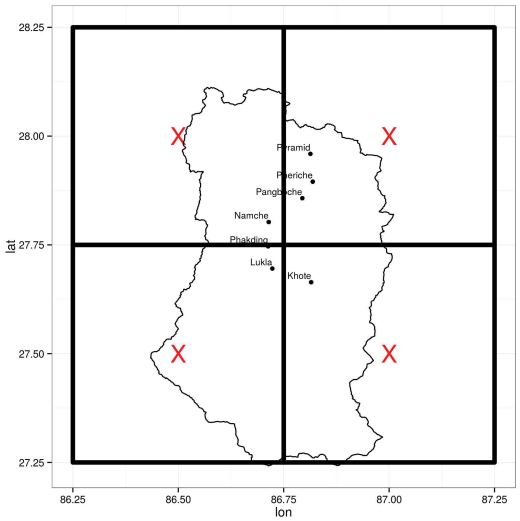


FIGURE 2.11 – Maillage ERA-Interim à la résolution 0.5x0.5° sur le bassin de la Dudh Koshi

- Température (Figure 2.13b) : on observe une bonne cohérence entre les données fournies par ERA-i et les températures mesurées à des altitudes proches (Pangboche, 4000m et Lukla, 2660m).
- Précipitations totales (Figure 2.13a) : les précipitations ERA-i sont similaires sur les mailles *sud* et *nord*. Les précipitations observées aux stations PYR, PAN et PHE sont très inférieures aux précipitations fournies par ERA-i (dans un rapport de ~ 3 pour les pics de mousson). Au contraire, les observations sur le transect de Kharikhola et à la station de Lukla sont supérieures aux valeurs ERA-i. Ce résultat montre que la variabilité spatiale des précipitations totales est mal représentée à l'échelle du bassin de la Dudh Koshi dans le produit ERA-i.
- Précipitations solides (Figure 2.13c) : ERA-i fournit des chroniques de précipitations solides et liquides déterminées par le modèle atmosphérique. On observe une forte sur-estimation des précipitations solides fournies par ERA-i par rapport aux observations à toutes les stations.
- Pression de surface (PSurf), humidité spécifique (Qair), rayonnement terrestre (LWdown) Figure 2.14 : on observe une bonne cohérence entre les données fournies par ERA-i et les mesures aux stations climatiques de Lukla (2660m) et Pyramide (5035m).

La faible résolution spatiale des données ERA-Interim ne permettant pas de reproduire la forte variabilité des précipitations, des vitesse du vent et des rayonnements solaires, le choix a été fait pour la suite du travail de n'utiliser que les données mesurées ou reconstituées aux stations décrites Table 2.2. Ces mesures sont alors interpolées selon la méthode décrite 4. Cette étape de comparaison à l'échelle mensuelle permet de réduire les incertitudes associées aux autres variables mesurées (température, pression de surface, humidité spécifique, rayonnements terrestre émis), car les mesures aux stations pour ces variables sont cohérentes, au pas de temps mensuel, avec les données fournies par ERA-Interim.

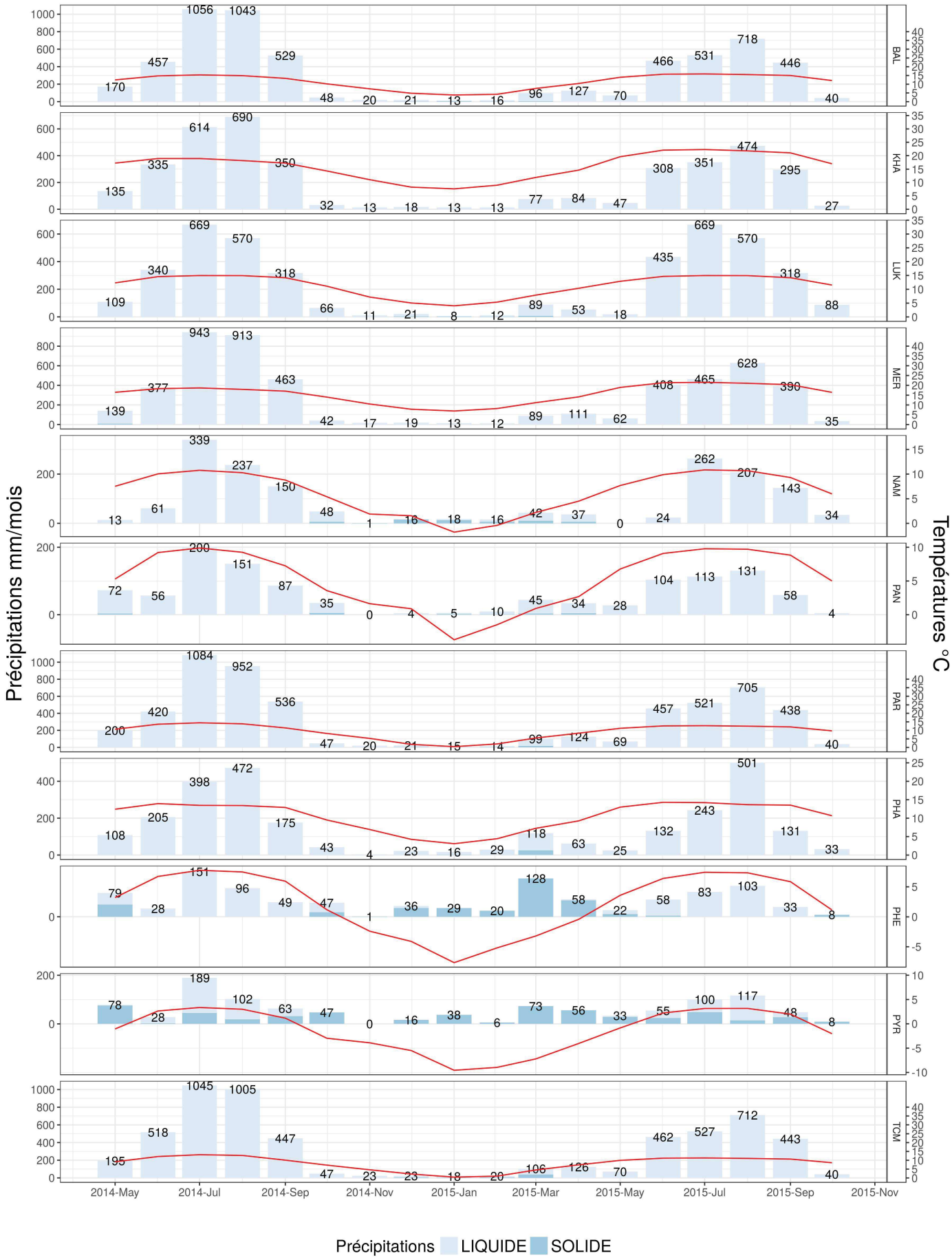
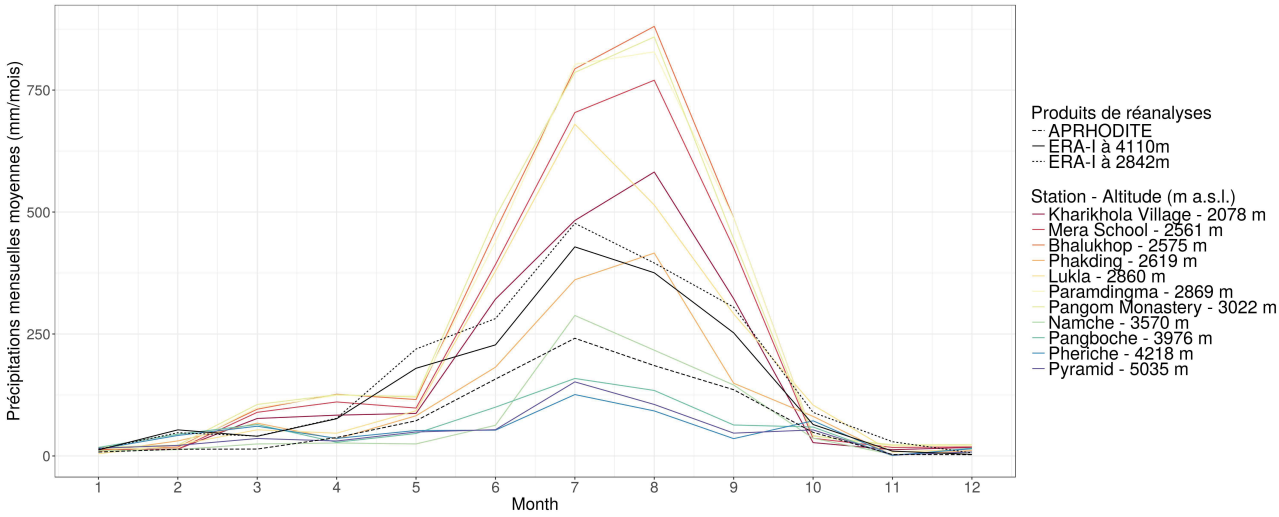
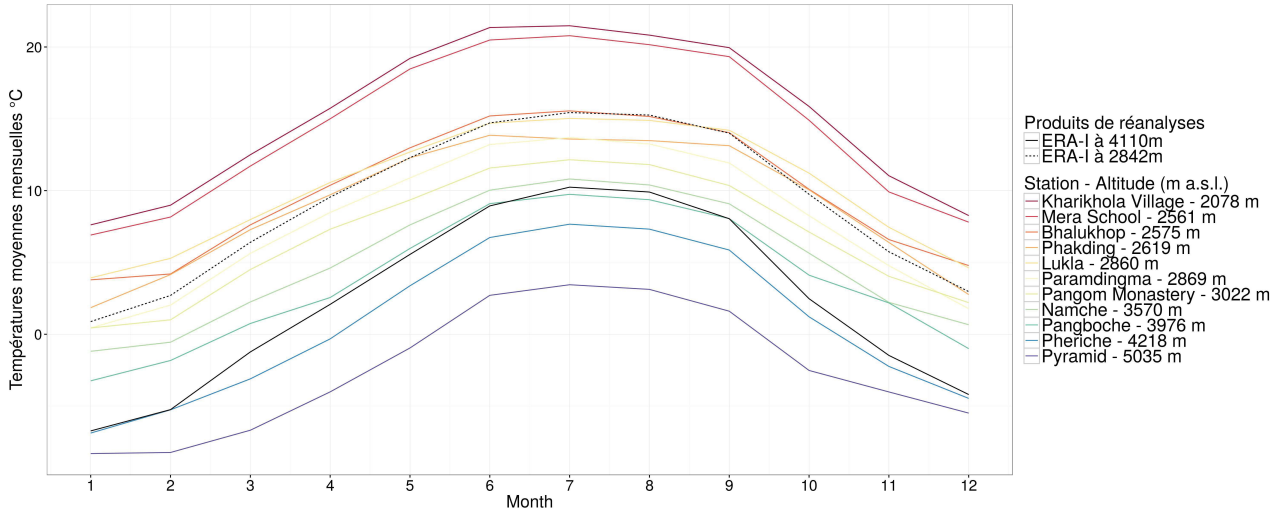


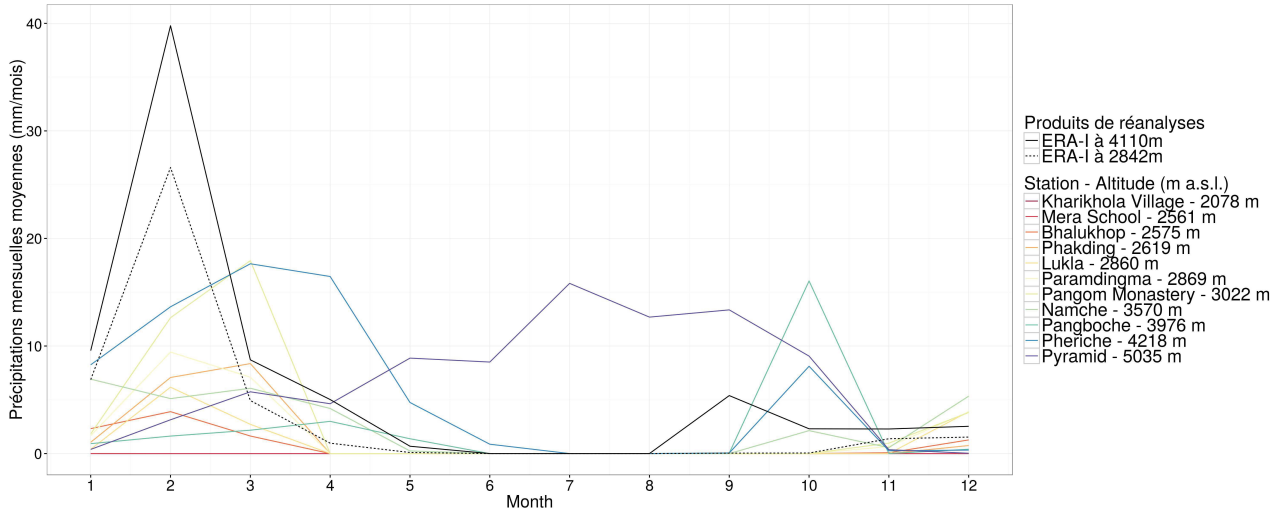
FIGURE 2.12 – Moyenne mensuelle de précipitations solides et liquides et températures moyennes mensuelles reconstituées pour chaque station. La partition pluie/neige est calculée selon l'équation (2.1), à partir des chroniques reconstituées sur la période 2014/04/01-2016/03/30.



(a) Précipitations



(b) Températures



(c) Précipitations solides

FIGURE 2.13 – Comparaison des moyennes mensuelles fournies par ERA-Interim et mesurées aux stations, sur le bassin de la Dudh Koshi, pour les variables précipitations totales, températures de l'air et précipitations solides.

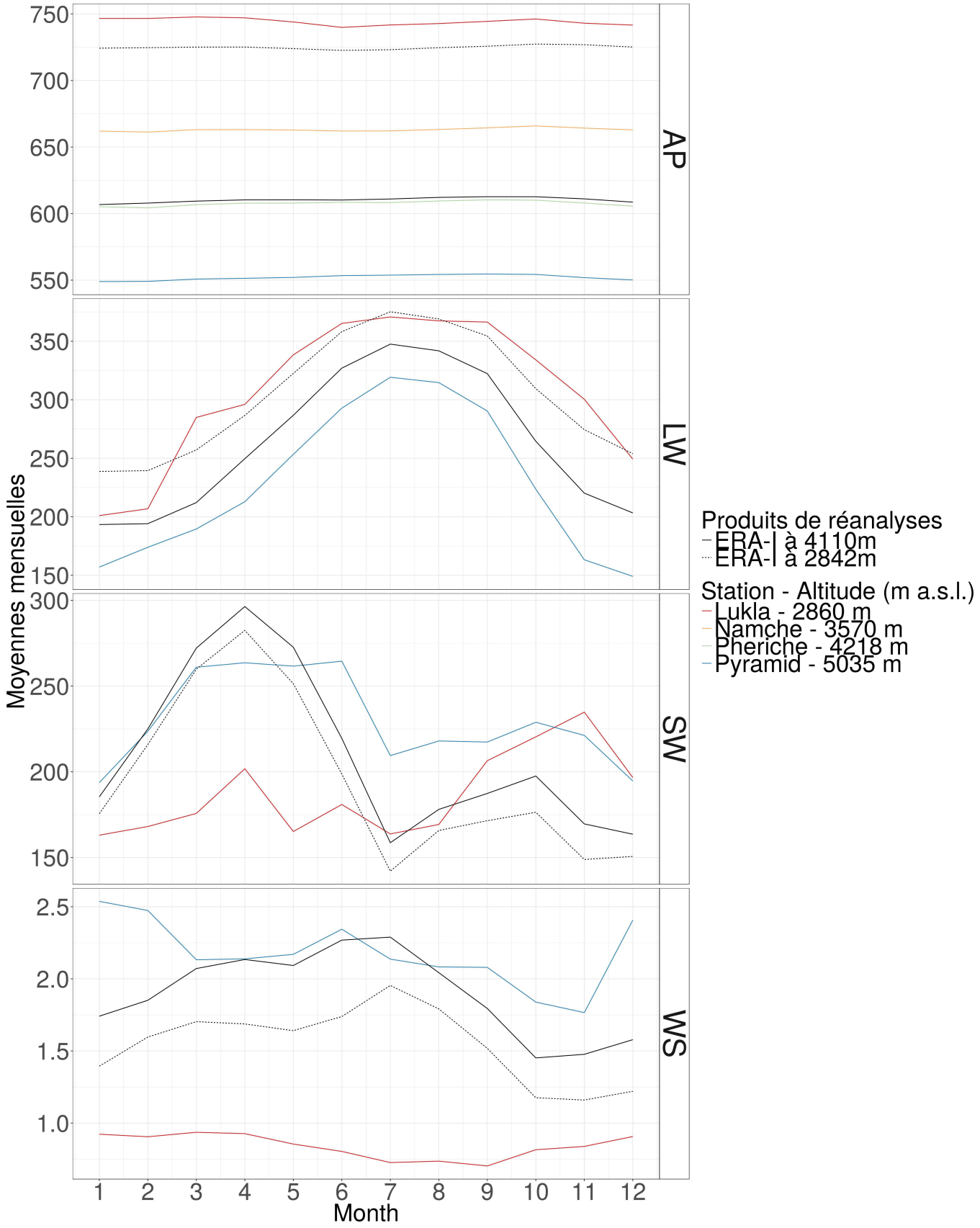


FIGURE 2.14 – Comparaison des moyennes mensuelles ERA-Interim et et mesurées aux stations, sur le bassin de la Dudh Koshi, pour les variables Pression de surface (AP, en hPa), vitesse du vent (WS, en m/s) rayonnement courte (SW, en W.m^{-2}) et longueur d'onde (LW, en W.m^{-2}).

2.3 Observation du couvert neigeux

2.3.1 Mesures in-situ

Des mesures de hauteur de neige précipitée sont réalisées pour 4 sites situés dans le bassin de la Dudh Koshi (Table 2.9). Un capteur optique de hauteur de neige mesure la hauteur du manteau neigeux au pas de temps horaire à la station de la Pyramide, du 2002/10/27 au 2015/11/09. Les trois autres capteurs sont des planches à neige, fonctionnant depuis novembre 2012 à Khunde et Dingboche et depuis décembre 2014 à Pangom. Une planche à neige est une échelle millimétrique fixée à une planche carrée horizontale de dimension 50 cm x 50 cm (Sergent et al., 1996). Des observateurs/trices sur place sont chargés 1) de mesurer la hauteur de neige chaque jour à 8 heure et 17 heure ou bien à la fin d'un épisode neigeux s'il a lieu durant la journée ; 2) de prélever un volume fixe de neige et de le peser afin de calculer son équivalent en eau ; 3) de nettoyer la planche après chaque observation. Les observateurs/trices sont également chargé(é)s de prendre des photos en vue d'ensemble lors de chaque événement neigeux. À Khunde, l'observateur a pris des photos tous les jours, deux fois par jour, vers 8h et vers 16h, entre le 2013/12/21 et le 2014/04/20 puis entre le 2014/11/22 et le 2016/05/06.

TABLE 2.9 – Coordonnées des planches à neige (Dingboche, Khunde, Pangom) et capteur de hauteur de neige (Pyramid).

Station	LON	LAT	ALT
Pyramid	86.8133	27.9591	5035 m
Dingboche	86.8303	27.8921	4334 m
Khunde	86.7070	27.8246	4029 m
Pangom	86.7455	27.5873	2903 m

Les incertitudes associées avec les mesures aux planches à neige dépendent d'une part des limites du protocole de mesure et d'autre part de la rigueur de l'observateur/trice. Cette méthode permet de mesurer la hauteur de neige précipitée et l'équivalent en eau précipitée. Cependant elle ne fournit pas d'information sur l'état du couvert neigeux. En effet, la planche à neige étant nettoyée entre deux mesures, les mesures de hauteur de neige sur la planche ne sont pas représentatives de la hauteur de neige effective autour de la planche. De plus, les neiges fugaces qui fondent avant l'heure de la première mesure ne sont pas relevées. La fréquence et l'amplitude des mesures aux planches à neige sont donc soumis à incertitudes.

Les photographies prises par les observateurs/trices sont classées selon trois catégories :

1. **Pas de neige** : En l'absence de couvert neigeux, l'observateur/trice ne prends pas nécessairement de photo. Cependant, à Khunde, l'observateur et sa femme ont également pris des photos durant les jours sans couverture neigeuse.
2. **Partiellement couvert** : la planche à neige n'est pas couverte de neige mais des zones enneigées sont visibles dans le paysage photographié.
3. **Couvert** : La planche à neige est couverte de neige et l'ensemble du paysage est couvert de neige.

Cette classification est nécessairement restrictive et l'appartenance de certaines photos à une catégorie est soumise à l'interprétation des classificateurs (F. Delclaux et moi même). La Figure 2.15 présente huit exemples de photographies prises au niveau des planches à neige installées à Dingboche, Khunde et Pangom, classifiées 'Pas de neige', 'Couvert partiel' ou 'couvert'.

La Figure 2.16 présente les hauteurs de neige mesurées et les équivalents en eau de couvert neigeux calculé à partir des pesées effectuées, pour les trois planches à neige situées à Dingboche, Khunde et Pangom.

(a) Pas de neige à Dingboche

(b) Couvert partiel à Dingboche

(c) Couvert à Dingboche

(d) Pas de neige à Khunde

(e) Couvert partiel à Khunde

(f) Couvert à Khunde

(g) Couvert partiel à Pangom

(h) Couvert à Pangom

FIGURE 2.15 – Exemple de photographies prises au niveau des planches à neige installées à Dingboche, Khunde et Pangom, classées 'Pas de neige', 'Couvert partiel' ou 'couvert'.

- À Dingboche, on observe que, durant la période de mesure, le paysage était entièrement couvert de neige durant 8 jours, et partiellement enneigé durant 6 jours. Cependant, les couverts neigeux observés sur les photographies ne coïncident pas nécessairement avec les mesures de hauteur de neige. L'incertitude liée à la rigueur de l'observateur est donc importante.
- à Khunde, on observe que, en moyenne sur les trois années de mesure, le paysage était entièrement couvert de neige durant 35.6 jours par an et partiellement couvert durant 25.6 jours par an. Les photographies classées 'couvert' coïncident avec les pics de hauteurs de neige mesurées. Ces mesures sont donc réalisées avec une très grande rigueur et peuvent être considérées fiables.
- à Pangom, les mesures de hauteurs de neige peuvent être associées à des photographies d'un couvert neigeux nul. Cependant, les mesures de hauteurs de neige étant inférieures à 10 cm, il est possible que ces précipitations ne soient pas associées à un couvert neigeux important autour de la planche à neige. Ces observations permettent donc de conclure que le couvert neigeux observé aux alentours de la planche à neige de Pangom est globalement faible.

2.3.2 Données satellitaires

Le capteur MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer), embarqué à bord des satellites Terra, puis Aqua, fournit des images journalières à la résolution 250 m, 500 m et 1 km pour plusieurs bandes spectrales (Hall et al., 2002, 2006). En particulier, les produits MOD10A1 au pas de temps journalier et MOD10A2 au pas de temps de 8 jours issus des images MODIS fournissent des cartes d'extension du couvert neigeux à la résolution 500 m, selon la nomenclature binaire absence/présence de neige. Pour le produit MOD10A1, le couvert neigeux est identifié pour chaque pixel à partir de l'indice NDSI (Normalized Difference Snow Index), ainsi que d'une série d'images sélectionnées afin de détecter les signaux erronés. Le produit MOD10A2 est calculé à partir de MOD10A1. Il fait la synthèse des MOD10A1 sur une plage de 8 jours : pour qu'un pixel de neige soit classé comme enneigé dans la synthèse à 8 jours, il faut qu'il ait été classé comme enneigé au moins à deux reprises dans les 8 jours.

Divers post traitements sont appliqués sur ces deux produits. En particulier, le couvert nuageux doit être distingué du couvert neigeux sur les images satellites. Divers filtres peuvent alors être appliqués pour séparer la couverture nuageuse. La base de données élaborée par Fragnol (2015) fournit les données MOD10A2 de 2000 à 2015, avec un seuillage du NDSI à 0.4 pour la séparation neige/nuage. De plus, l'algorithme ModimLab (Sirguey, 2009) comprend l'application d'un filtre de nuage, cependant ce filtre n'est pas appliqué sur les altitudes supérieures à 4000 m (L.Mimeau, communication personnelle). Cependant, le produit MOD10A1 est associé une forte incertitude due à la présence de nuages. Un traitement supplémentaire serait alors nécessaire pour pouvoir utiliser ce produit à fine échelle dans le bassin de la Dudh Koshi.

La Figure 2.16 compare les données observées aux planches à neige de Dingboche, Khunde et Pangom et les couverts neigeux binaires (absence/présence de neige) fournis par MOD10A2 (corrigé selon (Fragnol, 2015)) du 2012-10-28 au 2015-05-25 pour les pixels correspondants aux trois stations. On observe que, à Dingboche, les jours d'enneigement pour MOD10A2 ne coïncident pas nécessairement avec les précipitations nivales relevées par l'observateur. Entre mai 2013 et décembre 2014, MOD10A2 fournit 7 périodes de couverts neigeux alors que l'observateur n'a relevé qu'une précipitation nivale. À Khunde, les observations à la planche à neige coïncident globalement avec les périodes d'enneigement fournies par MOD10A2. À Pangom, la seule période d'enneigement fournie par MOD10A2 durant la période de fonctionnement de la planche à neige coïncident avec une observation d'une hauteur de neige de 10 cm, le 2015-08-01. La Figure 2.17 compare les hauteurs de neige observées au capteur optique à la Pyramide et les couvert neigeux binaires (absence/présence de neige) fournis par MOD10A2 (corrigé selon (Fragnol, 2015)) du 2002-10-27 au 2015-05-25. On observe que les périodes d'enneigement fournies par MOD10A2 ne correspondent pas nécessairement aux dates où des hauteurs de neige sont mesurées par le capteur optique.

Les dynamiques des données de couverts neigeux fournis par MOD10A2 et les hauteurs de neige mesurées diffèrent alors, en particulier à la planche à neige de Dingboche et au capteur optique de la Pyramide. Cependant, les incertitudes associées à ces mesures étant importantes, il est difficile de conclure quant à la validité du produit MOD10A2, corrigé par Fragnol (2015). De plus, MOD10A2 ne fournissant pas d'information quant à la hauteur de neige ou de l'équivalent en eau du couvert, mais seulement l'information binaire enneigement/non enneigement d'un pixel sur une période de 8 jours, ce produit est difficilement utilisable pour la validation des résultats de simulation. Par conséquent, ce produit sera utilisé dans la suite de la thèse comme une information supplémentaire et qualitative, mais ne sera pas utilisé pour la quantification des incertitudes associées aux résultats de simulation.

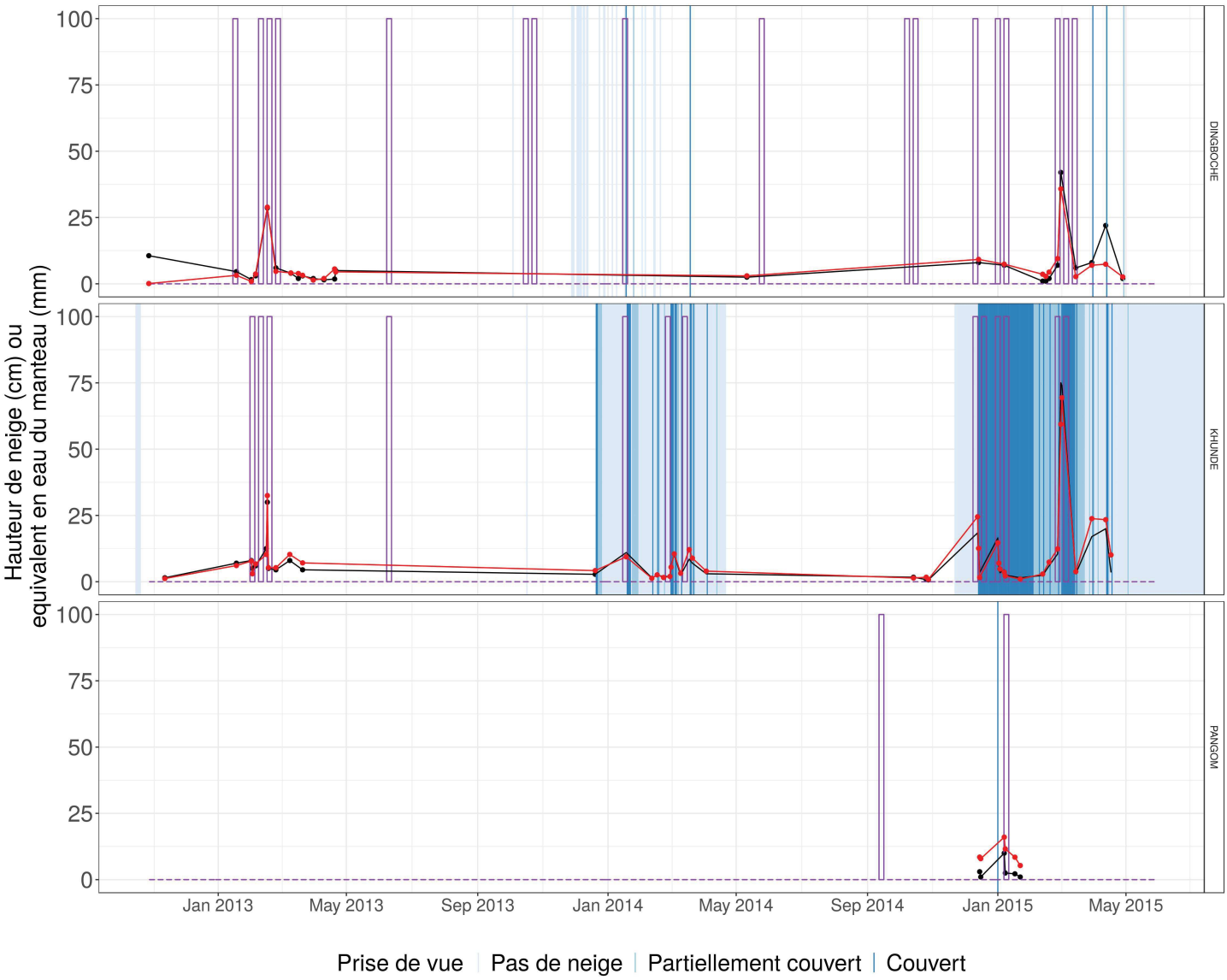


FIGURE 2.16 – Comparaison entre les données observées aux planches à neige de Dingboche, Khunde et Pangom (Noir = Hauteurs de neige (en cm) mesurées ; Rouge = équivalents en eau du manteau neigeux (en mm) calculés ; Bleu = couvertures neigeuses photographiées) et les couvert neigeux binaires (absence/présence de neige) fournis par MOD10A2 (en violet) du 2012-10-28 au 2015-05-25.

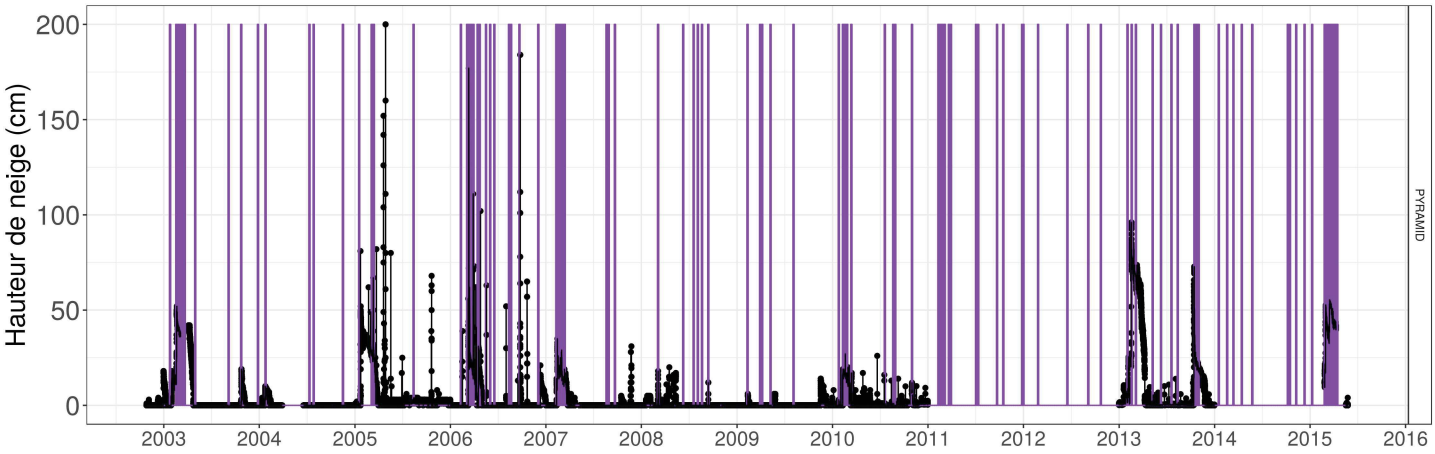


FIGURE 2.17 – Comparaison entre les hauteurs de neige observées au capteur optique à la Pyramide (en cm) et les couvert neigeux binaires (absence/présence de neige) fournis par MOD10A2 (en violet) du 2002-10-27 au 2015-05-25.

2.4 Données hydrométriques

2.4.1 Réseau d'observation

Les hauteurs d'eau sont mesurées aux stations hydrométriques de Kharikhola et Tauche, au pas de temps de la minute et intégrées au pas de temps demi-horaire, sur la période de mai 2014 à mai 2016. Les courbes de tarage sont établies pour ces stations à l'aide de jaugeages par dilution à la fluorescéine à Kharikhola et au sel de cuisine à Tauche. 24 mesures de débits à Kharikhola et 25 à Tauche sont utilisées pour établir et extrapoler les courbes de tarage. Ces jaugeages ont été réalisés à différentes périodes de l'année afin d'échantillonner de manière représentative la gamme de débits observés.

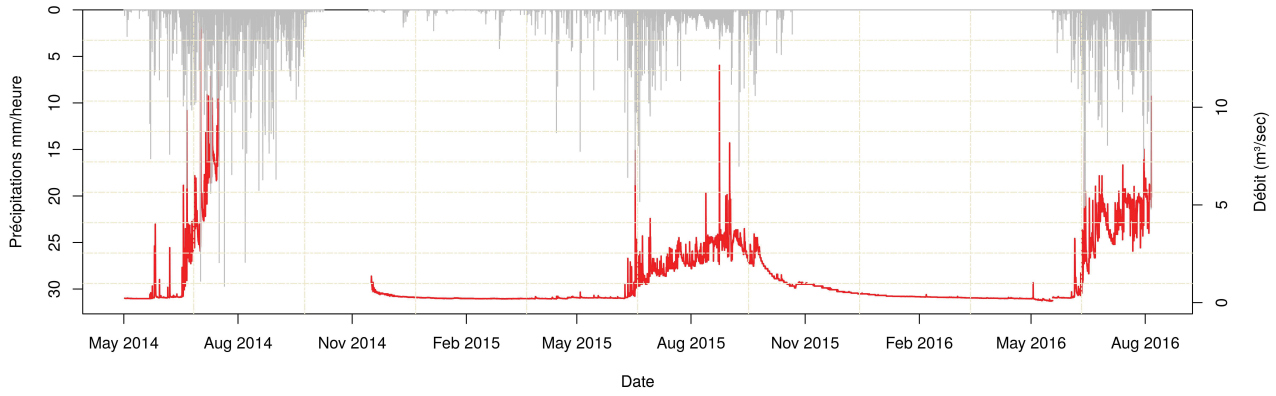
Une période de lacune est à remarquer sur la chronique mesurée à Kharikhola du 2014-05-03 au 2014-11-18. En effet, la station a été détruite pendant la mousson 2014 et réinstallée en automne 2014. À Tauche, sur la période du 2015/01/22 au 2015/02/28 et du 2016/01/08 au 2016/02/23, les observations complémentaires réalisées par les observateurs, Sanduk Tamang et sa femme, montrent que l'écoulement de surface était gelé. Les débits sont considérés nuls sur cette période.

TABLE 2.10 – Caractéristiques des débits horaires mesurés aux stations de Kharikhola et Tauche. Q_{max}, Q_{min}, Q_{moyen} et $Q70$ sont respectivement les débits maximum, minimum, moyens et quantile 70% mesurés aux stations au pas de temps horaire.

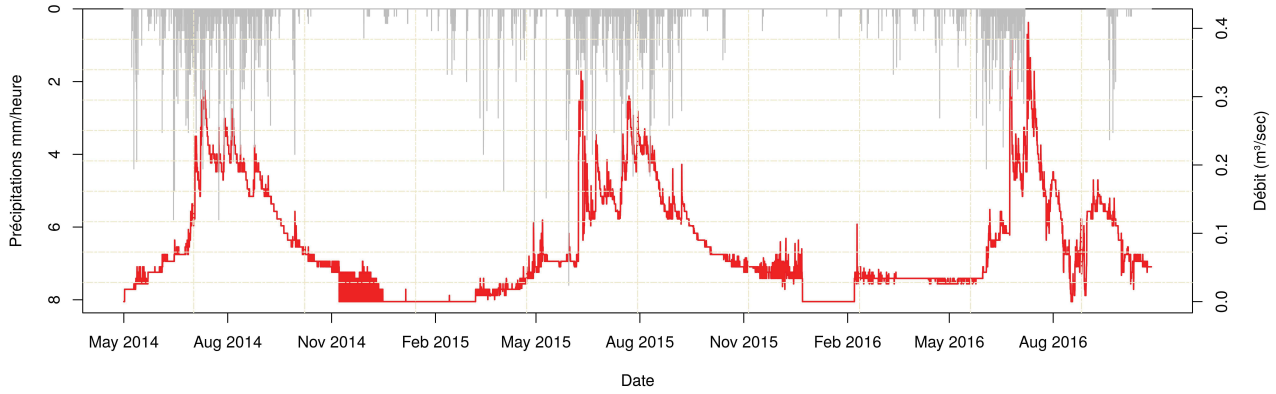
Station	Q_{max}	Q_{min}	Q_{moyen}	$Q70$	% lacunes
Kharikhola	$14.406m^3/sec$	$0.076m^3/sec$	$1.167m^3/sec$	$0.942m^3/sec$	14.89%
Tauche	$0.412m^3/sec$	$0.000m^3/sec$	$0.077m^3/sec$	$0.106m^3/sec$	0.00%

2.4.2 Analyse des courbes de récession

Les chroniques des débits mesurés fournissent des informations sur la réponse hydrologique du basin versant. En particulier, les temps nécessaires pour que le débit à l'exutoire ne soit plus influencé par les précipitations (temps de récession) peuvent être calculés en analysant les courbes de récession des chroniques de débits. Ces courbes sont définies à partir de modèles empiriques qui représentent par une expression explicite la vidange d'un bassin versant. Différents modèles empiriques sont décrits dans Hingray et al. (2009). Les méthodes utilisées sont implémentées dans la librairie R lfstat (*low flow stats*) (Koffler and Lahaa, 2014).



(a) Débit mesuré à Kharikhola. Les précipitations présentées sont la moyenne des précipitations mesurées sur les stations du transect de Kharikhola.



(b) Débit mesuré à Tauche. Les précipitations présentées sont les précipitations mesurées à la station de Pangboche.

FIGURE 2.18 – Hyetogrammes présentant les observations aux stations de Kharikhola (2.18a) et Tauche (2.18b).

Modèle de courbe de récession linéaire

On suppose que le réservoir de subsurface est linéaire, c'est à dire que la relation de vidange est exponentielle. Le débit au temps t sans influence des précipitations (récession) est alors donné par :

$$Q = Q_0.e^{-t/C} \tag{2.2}$$

où Q_0 est le débit au début de la récession et C le temps de caractéristique de récession.
Deux méthodes sont implémentées dans la librairie R lfstat pour la détermination du coefficient de récession (World Meteorological Organization, 2008) :

- *Master Recession Curve method* : la régression est faite pour l'ensemble des périodes de récession.
- *Individal Recession Segment method* : la régression est faite indépendamment pour chaque période de récession puis un coefficient représentatif (moyenne ou moyenne pondérée) est calculé.

Ces deux méthodes nécessitent la définition d'un seuil minimal pour la définition des périodes de récession (une période de récession débute lorsque le seuil est atteint) et d'une durée minimale pour les périodes de récession (*seglength*).

Les expériences menées et les valeurs de C obtenues en utilisant les débits à Kharikhola et Tauche sont résumés en Table 2.11. En conservant Q_{70} comme valeur de seuil, on peut calculer des périodes de récession de durée minimale comprise entre 3 et 8 jours à Kharikhola et entre 3 et 4 jours à Tauche. Une

durée minimale courte fournit plus de périodes, mais avec des valeurs moins représentatives, alors qu'une durée longue fournit moins de périodes, mais plus représentatives.

Les différentes expériences fournissent des temps caractéristiques compris entre 31 jours et 51 jours à Kharikhola (i.e. entre 1 mois et 1.7 mois) et entre 43 jours et 72 jours à Tauche (entre 1.4 mois et 2.4 mois). Ces temps caractéristiques seront commentés section 2.4.3 lors de la discussion sur le fonctionnement des deux sous-bassins.

exp	Station	Seuil	méthode	seglength	C(jours)	exp	Station	Seuil	méthode	seglength	C(jours)
1	KHA	Q70	MRC	3	32	7	KHA	Q70	IRS	3	44
2	KHA	Q70	MRC	4	31	8	KHA	Q70	IRS	4	43
3	KHA	Q70	MRC	5	27	9	KHA	Q70	IRS	5	26
4	KHA	Q70	MRC	6	25	10	KHA	Q70	IRS	6	25
5	KHA	Q70	MRC	7	45	11	KHA	Q70	IRS	7	42
6	KHA	Q70	MRC	8	51	12	KHA	Q70	IRS	8	46
13	TAU	Q70	MRC	3	43	15	TAU	Q70	IRS	3	53
14	TAU	Q70	MRC	4	70	16	TAU	Q70	IRS	4	72

TABLE 2.11 – Résumé des expériences et temps de récession obtenus (C) pour les débits osbervés aux stations de Kharikhola (KHA) et Tauche (TAU), pour les méthodes Master Recession Curve (MRC) et Individal Recession Segment (IRS), pour différentes durées minimales des périodes de récession (seglength).

Base Flow Index

L'indice des basses eaux (Base Flow Index, BFI) est un indice estimant la fraction du débit mesuré qui provient de l'écoulement de base, i.e. la fraction du débit qui n'est pas directement alimentée par les précipitations mais qui provient de stocks dont le temps de vidange est supérieur au temps de récession du bassin. L'algorithme de calcul du BFI se base sur la division de la chronique de débits en périodes successives. Pour chacune de ces périodes, le débit minimal est identifié. Le débit de base est ensuite extrapolé par interpolation des débits minimaux identifiés (Hingray et al., 2009). Cette procédure est implémentée dans la fonction baseflow de la librairie lfstat.

Les indices BFI obtenus à partir des débits mesurés à Kharikhola et Tauche montrent que à Kharikhola, 84% du débit sur la période, respectivement 78% à Tauche peut être expliqué par un débit de base. Ces valeurs seront commentées section 2.4.3.

2.4.3 Description des bassins de Kharikhola et Tauche

Les deux bassins étudiés se situent en moyenne montagne (Kharikhola, de 1980m à 4660m) et en haute montagne (Tauche, de 3980m à 6110m). Ils sont définis par deux stations limnimétriques installées dans le cadre du projet PRESHINE. La Figure 2.19 présente une localisation en perspective des deux bassins. La Figure 2.20 présente des vues d'ensemble des deux bassins. La Figure 2.21 présente les courbes hypsométriques obtenues avec le MNT SPOT40 ainsi que l'altimétrie des stations météorologiques proches. La Figure 2.22 localise et présente les caractéristiques des deux bassins.

Le bassin de Tauche présente un dénivelé de 1870 m pour une surface de 4.65 km^2 (Figure 2.21b). Ce bassin est faiblement végétalisé, principalement occupé par une végétation arbustive ou des prairies d'altitude. Les prélèvements d'eau de surface en amont de la station hydrométriques par les habitants du village de Pangboche sont considérés comme négligeables, la majorité d'entre eux intervenant en aval de la station. Il n'y a pas d'habitation à l'intérieur du bassin versant. Le sous-sol parfois profond du bassin de Tauche est essentiellement constitué d'anciennes moraines issues du glacier Tauche, aujourd'hui très réduit.

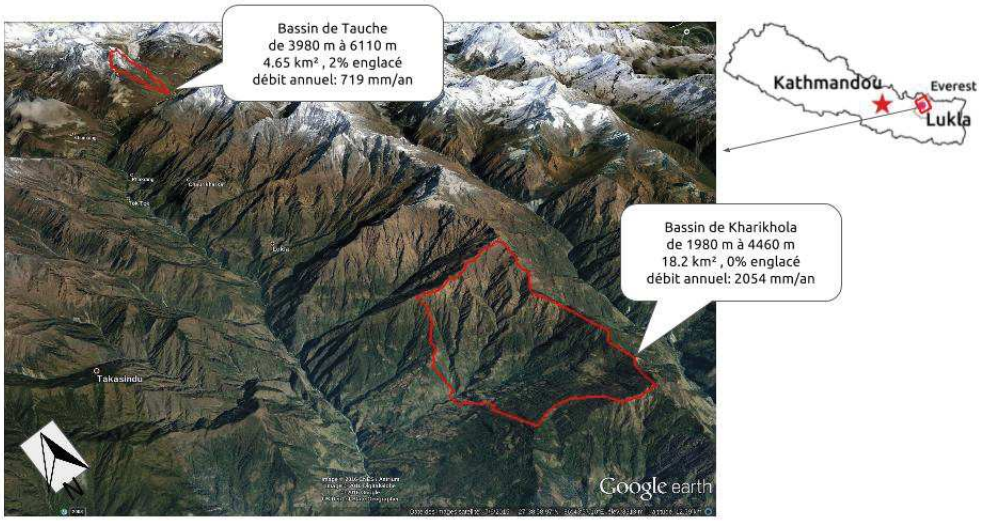


FIGURE 2.19 – Vue en perspective des bassins étudiés : Tauche et Kharikhola. Fond de carte Google Earth, image CNES/Astrium, du 07/06/2015.

Le bassin de Kharikhola présente un dénivelé de 2680 m pour une surface de 18.23 km^2 (Figure 2.21a). 250 habitations sont recensée à l'intérieur du bassin, pour une population estimée à 1000 habitants (Marie Faulon, communication personnelle). Ce bassin présente une fraction de surfaces agricoles extensives, une fraction de forêts et une fraction de surfaces peu végétalisées. Les propriétés de chaque type de surface seront décrits dans le Chapitre 3. Les usages principaux de l'eau dans le bassin sont la production d'énergie hydraulique (moulins traditionnels pour le grain ou avec des fonctions religieuses), l'agriculture et l'usage domestique. On note la présence d'une micro-centrale hydro-électrique à l'intérieur du bassin. Une seconde microcentrale est localisée juste à l'aval du bassin et sa zone de captage n'est pas dans le bassin. Les prélèvements d'eau vers l'extérieur du bassin sont considérés négligeables. On observe dans la partie aval du bassin de Kharikhola des traces de glissements de terrain anciens et des zones de colluvions (dépôts meubles sur un versant par gravité).

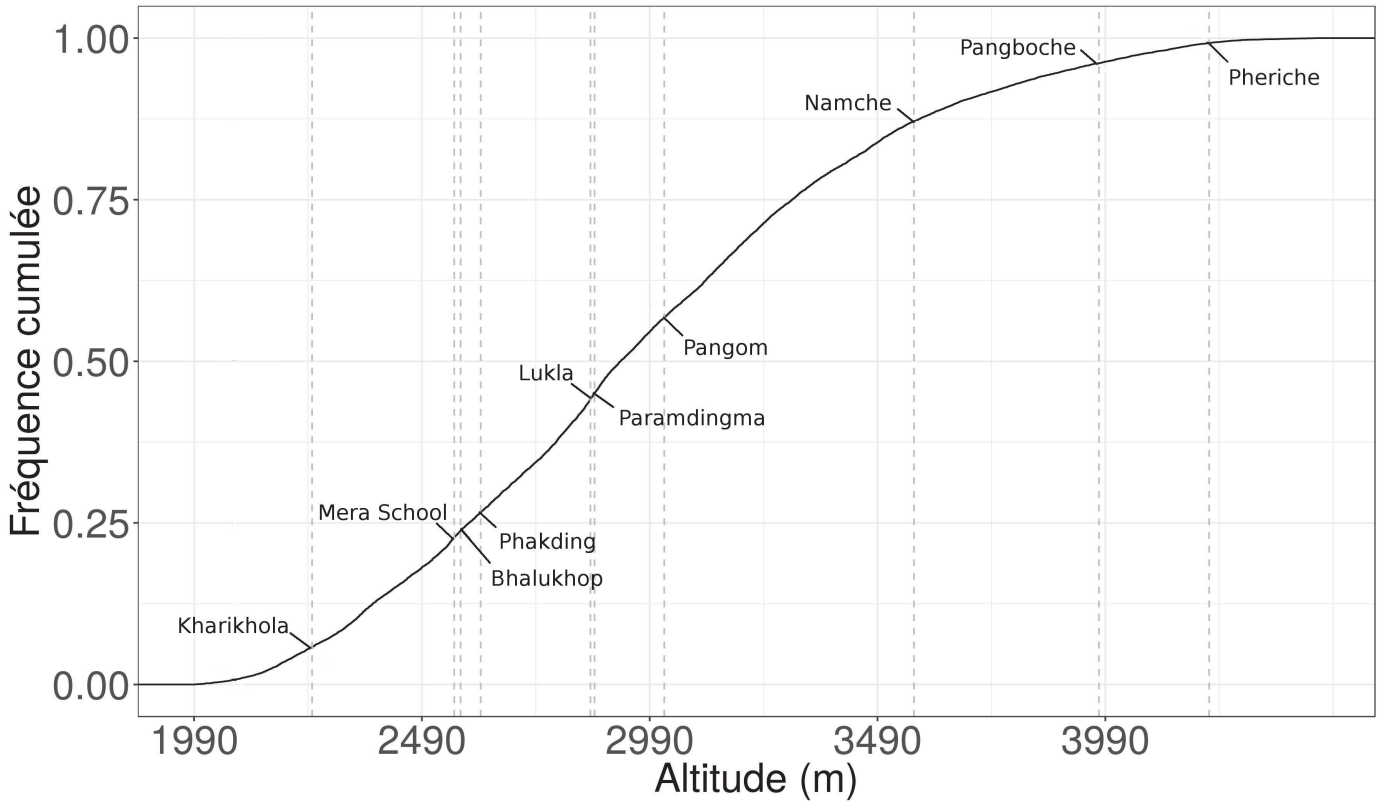
La couverture glaciaire sur le bassin de Kharikhola est nulle. Sur le bassin de Tauche, le glacier du pic Tauche est suspendu à l'extrême amont du bassin. Cependant, l'écoulement principal du glacier se fait par la face orientée au Nord et à l'Est du pic, soit vers l'extérieur du bassin. La contribution glaciaire à l'écoulement pour le bassin de Tauche est donc dans un premier temps considérée nulle. Cette hypothèse sera critiquée par la suite.

Considérant les caractéristiques géomorphologiques et les surperficies de ces bassins, les temps de récession calculés section 2.4.2 semblent importants. Une hypothèse de stockage inter-saisonnier en surface (en particulier dans le manteau neigeux) ou en subsurface peut être formulée. Il est alors nécessaire de mieux caractériser les dynamiques de ces stocks intersaisonniers pour comprendre la disponibilité en eau de surface en dehors de la période de mousson.

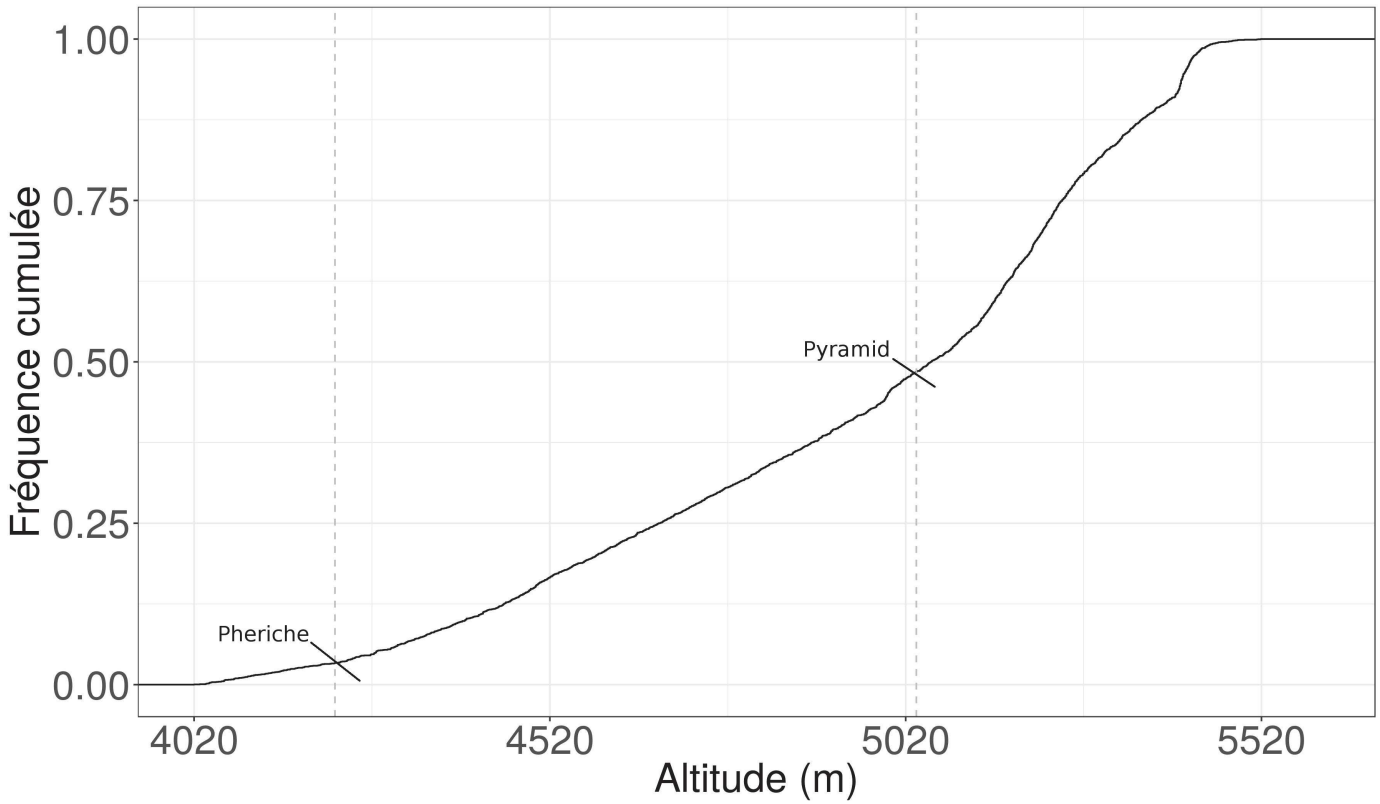
(a) Bassin de Kharikhola. Vue prise vers l'ouest.

(b) Bassin de Tauche. Vue prise vers le nord.

FIGURE 2.20 – Vues d'ensemble des deux bassins étudiés : Tauche et Kharikhola.



(a) Bassin de Kharikhola



(b) Bassin de Tauche.

FIGURE 2.21 – Courbes hypsométriques des bassins de Kharikhola (2.21a) et Tauche (2.21b). Les lignes pointillés correspondent à l'altimétrie des stations météorologiques utilisées.

FIGURE 2.22 – Situation et caractéristiques des deux sous-bassins étudiés dans le bassin de la Dudh Koshi : le bassin de Kharikhola et le bassin de Tauche.

2.5 Mesures complémentaires

2.5.1 Mesures de conductivité électrique

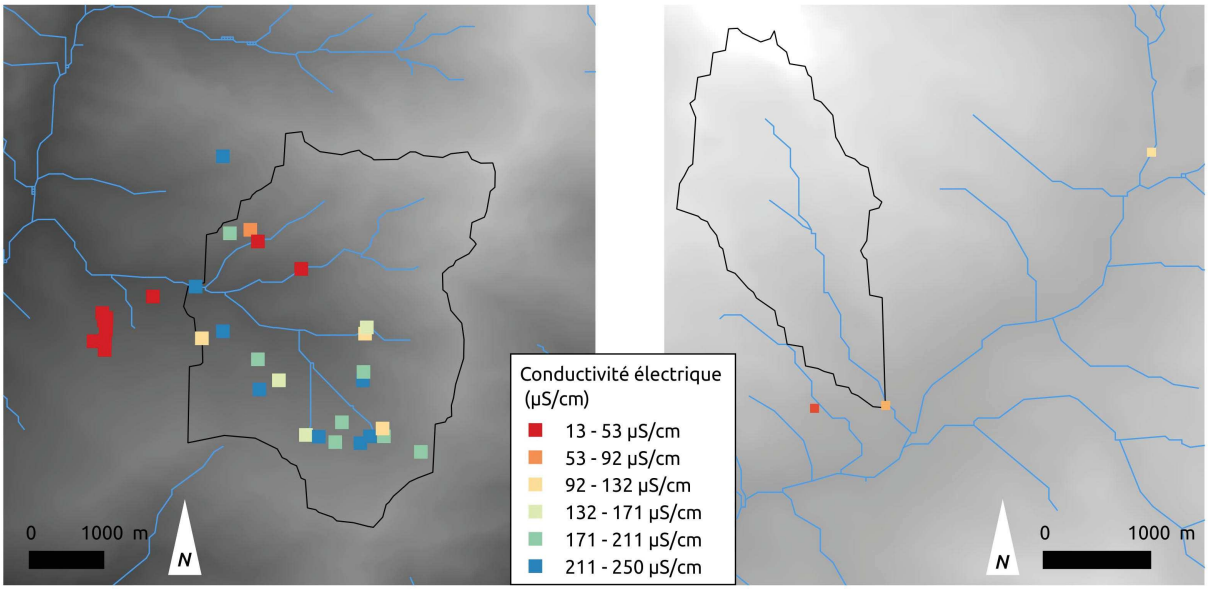
Des mesures de conductivité électrique des eaux de surface ont été réalisées aux cours des missions de terrain au printemps et à l'automne 2015. Ces mesures sont présentées Figure 2.23. La conductivité électrique d'un fluide dépend de sa charge en éléments conducteurs (métaux). Les éléments conducteurs sont dissous dans l'eau lorsque l'écoulement traverse un milieu poreux. La conductivité électrique de l'eau est donc influencée 1) par la nature du milieu traversé (nature et concentration des éléments conducteurs, solubilité du milieu) et 2) par le temps de de résidence de l'eau au contact du milieu (temps de stockage dans les sols). Cependant, les composition des sols ainsi que les milieux traversés par l'écoulement n'étant pas précisément caractérisés, il n'est pas possible de relier directement les conductivités électriques mesurées à des temps de résidence dans le milieux. Cependant, une analyse qualitative peut être menée en analysant la variabilité spatiale des mesures. La conductivité des écoulements peut aussi être influencée par celle des précipitations qui sont susceptibles d'être chargées par la chimie atmosphérique. Les mesures réalisées dans le cadre de PAPRIKA ont montré que la conductivité des précipitations était très faible (Chevallier, Seidel, Puschiasis, publication en cours).

Bien que la localisation des points de mesure diffère entre les campagnes de terrain, on observe peu de variabilité entre les saisons. Sur le bassin de Kharikhola, on observe globalement que le versant orienté nord du bassin présente des conductivités plus fortes (entre 250 et 92 $\mu S/cm$) que le versant orienté sud (entre 95 et 13 $\mu S/cm$). On peut en déduire que les cours d'eau sont plus chargés en éléments conducteurs sur versant orienté sud que sur le versant orienté nord. Cette différence peut s'expliquer en particulier par un écoulement plus retardé sur le versant orienté nord, car on y trouve plus de zones de colluvions et les pentes sont moins importantes. Cependant l'ensemble de ces conductivités sont globalement faibles par rapport aux valeurs obtenues pour des sols en zone non montagneuse (J.L. Seidel, communication orale 2016).

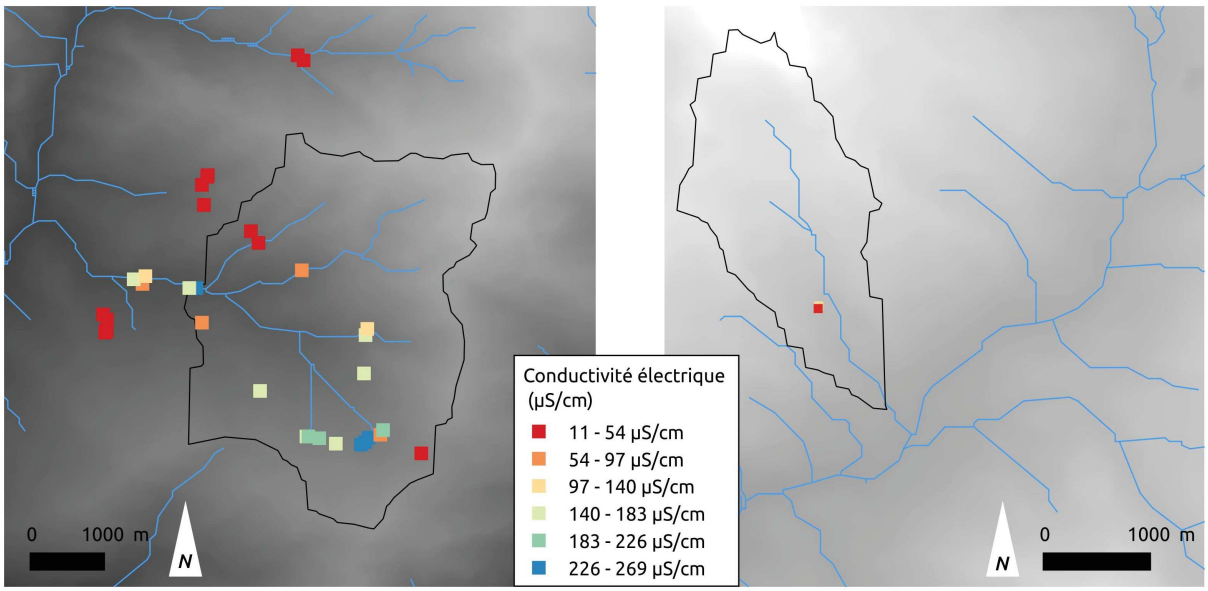
Les mesures réalisées à l'intérieur ou à proximité du bassin de Tauche sont du même ordre de grandeur que les mesures réalisées sur le versant orienté sud du bassin de Kharikhola (entre 132 et 13 $\mu S/cm$). Cependant, l'interprétation de ces mesures sans une analyse spatiale détaillée de la composition des sols, ainsi que des altérites et de la géologie sous-jacente n'est pas réaliste.

2.5.2 Mesure de température du sol

Trois capteurs de température du sol de marque TinyTag® ont été installés à proximité des stations de PAN, MER (à 10 cm de profondeur) et TCM (à 20 cm de profondeur), sur la période de de mai 2015 à mai 2016 pour le premier et de novembre 2015 à mai 2016 pour les deux autres. Le couvert végétal au niveau de la sonde est enlevé et n'a pas repoussé entre les deux missions d'observation. Ces mesures permettent en particulier d'identifier d'éventuelles périodes de gel du sol. Les chroniques enregistrées sont présentées Figure 2.24. On observe que les températures journalières mesurées restent positives pour les trois points de mesure. Il n'y a donc pas de période de gel notable à l'échelle de la journée pour ces points. Cependant, ces résultats sont fortement influencés par la nature du site de mesure, en particulier par l'exposition aux rayonnements solaires et au vent, ainsi qu'à la teneur en eau du sol.

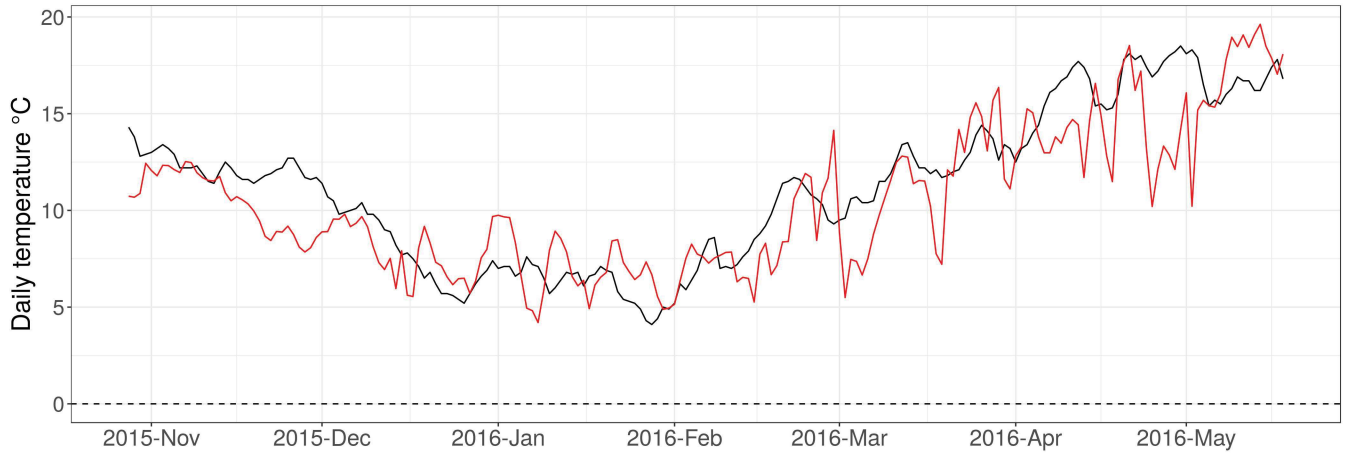


(a) Avril 2015

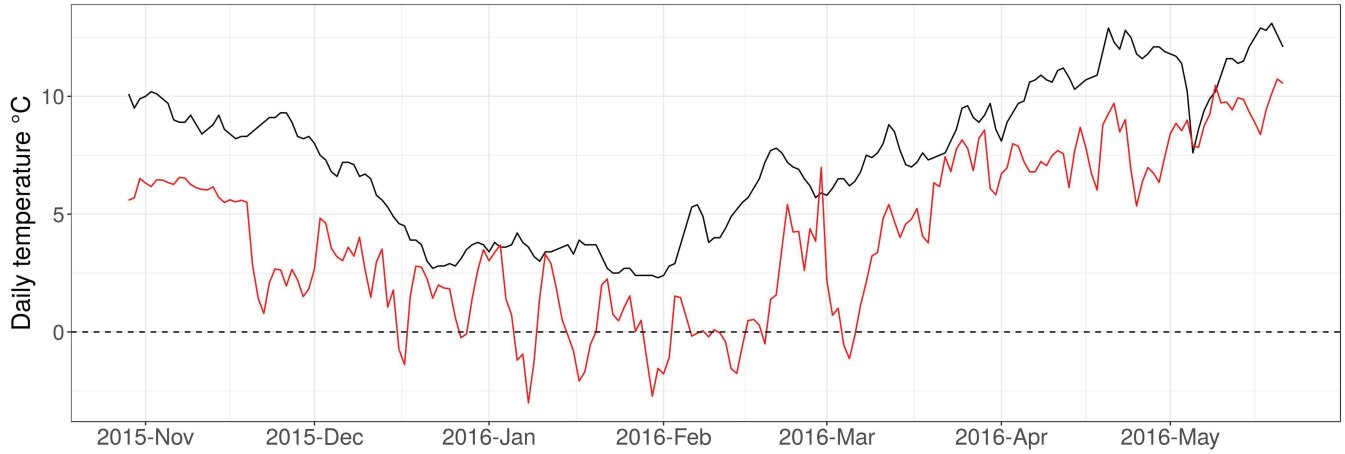


(b) Octobre 2015

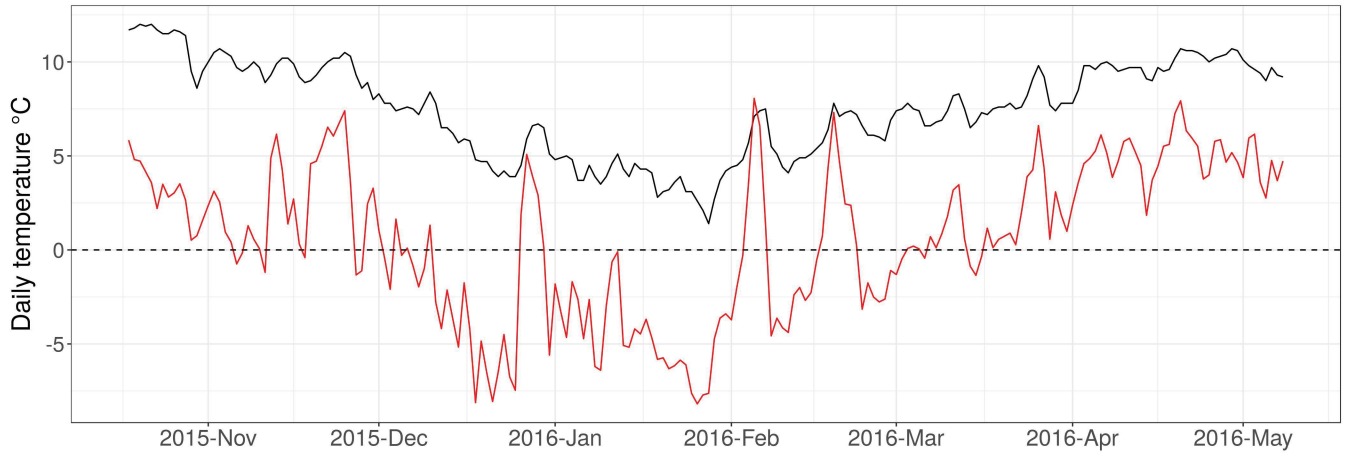
FIGURE 2.23 – Conductivités électriques mesurées à proximité des bassins de Kharikhola et Tauche, lors de deux campagnes de terrain consécutives : en mars 2015 (2.23a), en octobre 2015 (2.23a). Le réseau hydrologique représenté est calculé à partir du MNT SPOT 40 m pour des cours d'eau drainant une surface supérieure à $0.5 km^2$.



(a) Température du sol (noir) et température de l'air (rouge) mesurés à la station MER. Les températures de l'air sont issues de la chronique reconstituées présentée section 2.2.



(b) Température du sol (noir) et température de l'air (rouge) mesurés à la station TCM. Les températures de l'air sont issues de la chronique reconstituées présentée section 2.2.



(c) Température du sol (noir) et température de l'air (rouge) mesurés à la station PAN.

FIGURE 2.24 – Température du sol (noir) et température de l'air (rouge) mesurés aux stations MER (2.24a), TCM (2.24b) et PAN (2.24c). La droite en pointillés est la limite $0°C$.

Ce qu'il faut retenir du chapitre 2

- De **fortes incertitudes** entachent les données existantes pour la description des systèmes hydroclimatiques en Himalaya Central. Les produits courants sont disponibles à une échelle trop large pour représenter la forte variabilité du milieu.

- Dans le cadre des projets PAPRIKA et PRESHINE, des mesures horaires de précipitations et de températures sont réalisées dans le bassin de la Dudh Koshi, couvrant une gamme d'altitude de 2078 m à 5035 m. Ces mesures sont également soumises à des incertitudes, cependant elles peuvent être quantifiées et corrigées. Les **mesures in-situ** sont alors utilisées pour représenter la variabilité locale des variables climatiques.

- Deux sous bassins du bassin de la Dudh Koshi présentant une contribution glaciaire négligeable sont choisis comme échantillons représentatifs des milieux de haute et moyenne montagne. Le **bassin de Kharikhola** (18.2 km^2) couvre des altitudes variant de 1980 m à 4660 m et le **bassin de Tauche** (4.65 km^2) couvre des altitudes variant de 3980 m à 6110 m. Ces deux bassins sont définis par deux stations limnimétriques installées dans le cadre du projet PRESHINE.

- Des mesures de hauteurs d'eau sont disponibles aux stations de Kharikhola et Tauche au pas de temps horaire depuis 2014. L'analyse des chroniques de débits montre que le temps nécessaire pour que les débits à l'exutoire ne soient plus influencés par les précipitations sont de l'ordre de 1 mois pour le bassin de Kharikhola et de 2 mois pour le bassin de Tauche. Ces temps de récession étant importants par rapport à la surface des deux bassins, il est nécessaire de représenter la **dynamique des stocks inter-saisonniers** en surface et en subsurface pour comprendre la disponibilité en eau de surface en dehors de la période de mousson.

- Les caractéristiques géomorphologiques de ces deux sous bassins sont particulièrement étudiées et fournissent des hypothèses pour leur fonctionnement hydrologique. En particulier, le bassin de Tauche se situe sur un zone de moraines glaciaires anciennes, alors que le bassin de Kharikhola présente des zones de colluvions. Ces deux formations peuvent être associées à des écoulements en subsurface. Des mesures complémentaires de conductivité électrique de l'eau de surface permettent de formuler l'hypothèse d'écoulements retardés dans les zones de colluvions. Cependant, **une caractérisation plus précise des sols et de la végétation sur ces bassins est nécessaire afin de mieux représenter les processus hydrologiques en surface et en subsurface.**

Chapitre 3

Intégration de mesures in-situ pour la simulation des flux de surface.

Les conclusions du Chapitre 2 montrent que de fortes incertitudes entachent les données existantes pour la description des systèmes hydroclimatiques en Himalaya Central. Les produits actuellement disponibles sont établis à une échelle trop large pour représenter la forte variabilité du milieu. Une caractérisation plus précise des sols et de la végétation sur ces bassins est alors nécessaire afin de mieux représenter les processus hydrologiques en surface et en subsurface. Le schéma de surface ISBA est utilisé pour représenter les flux d'eau et d'énergie à l'interface sol-atmosphère. Ce chapitre présente donc la méthode d'intégration de données acquises sur le terrain appliquée pour réduire les incertitudes associées au paramétrage des surfaces dans ISBA. Cette source d'incertitude est alors décrite et l'influence de la variabilité locale des paramètres de surface sur les variables simulées est quantifée.

Des mesures de propriété physique des sols et de la végétation ont été réalisées sur le terrain par A. De Rouw au cours de trois missions. J'ai eu l'occasion de participer à une de ces campagnes de mesure, durant laquelle nous (P. Chevallier, R. Muller, D. Koirala et moi même) avons également mis en œuvre des mesures d'infiltrométrie. Ces mesures in-situ ainsi que diverses observations de terrain ont permis d'établir une classification des types de surface rencontrés sur les bassins de Kharikhola et Tauche. J'ai ensuite intégré ces mesures de terrain dans le schéma de surface ISBA pour la simulations des processus à l'interface sol-atmosphère.

La section 3.1 défini les grandeurs et les principes généraux utilisés dans la suite du chapitre pour la représentation des écoulements en surface et dans le sol. La section 3.2 décrit la représentation physique des processus liés au sol et à la végétation, ainsi que des processus liés à la neige dans le schéma de surface ISBA. La section 3.3 décrit les mesures réalisées sur le terrain, ainsi qu'une classification des types de surface établie sur les bassins de Kharikhola et Tauche afin d'améliorer les produits disponibles pour la définition des propriétés physiques des surfaces dans ces environnements, ainsi que les tests d'infiltrométrie réalisés sur le terrain pour déterminer des vitesses d'infiltration pour différents type de surface. La section 3.4 présente les paramétrages déduits de ces mesures pour la description des surfaces dans ISBA et la section 3.5 présente les résultats des simulations ISBA mises en œuvre sur chaque type de surface pour la modélisation des termes du bilan hydrologique.

Ce chapitre utilise les forçages climatiques en entrée de la modélisation qui sont décrits dans le Chapitre 4. Cependant, ces deux chapitres étant interdépendants, j'ai fais le choix de présenter en premier lieu le travail mené autour de la paramétrisation des surfaces dans le modèle et les incertitudes associées.

3.1 L'eau dans le sol - définitions

Cette section s'appuie sur les définitions présentées dans le cours en ligne 'L'eau et les sols - Hydrodynamique des milieux poreux', dispensé en ligne par l'Université Catholique de Louvain, et disponible gratuitement en français sur la plateforme *www.edx.org*. Les variables et notions basiques utilisées dans la suite du manuscrit sont définies dans cette section. Un sol résulte de l'altération physico-chimique du substratum géologique terrestre, ainsi que du transport de celle-ci par gravité ou par le biais de vecteurs externes (eau, vent, agent biologique notamment). Il forme une matrice poreuse, constituée d'une phase solide (minérale et organique), d'une phase liquide et d'une phase gazeuse. Ces deux dernières constituent les pores qui peuvent occuper de 30 à 60$\%$ du volume total du sol. La matière minérale représente généralement plus de 95$\%$ de la masse totale du sol sec.

Granulométrie d'un sol

Un sol est décrit à la fois par sa texture (tailles des particules) et par sa structure (organisation des particules). La courbe granulométrique d'un sol donne la répartition de la taille des grains de la matière minérale. En particulier, la classification USDA (Spaargaren and Batjes, 1995), comme la classification (Duchaufour et al., 1995) utilisée en France, sépare les sables (particules de taille comprise entre $2mm$ et $50\mu m$), des limons (particules de taille comprise entre 50μ et $2\mu m$) et des argiles (particules fines, de taille inférieure à 2μ). Les graviers sont les particules de tailles supérieures à $2mm$. Cette classification

sera utilisée pour l'ensemble de la thèse.

Propriétés des phases solides, liquides et gazeuses

Les phases solides et liquides d'un sol sont caractérisées par leur masses volumiques respectives, c'est à dire le rapport de la masse de la phase sur le volume total du sol. La masse volumique de la phase gazeuse est négligeable. La porosité d'un sol (ϕ, sans unité) représente le rapport du volume occupé par les pores sur le volume total.

Teneur en eau volumique w

La phase liquide du sol est caractérisée par la teneur en eau volumique du sol (w, en $m^3.m^{-3}$). C'est le rapport du volume de la phase liquide sur le volume total du sol. La teneur en eau volumique d'un sol varie entre une valeur minimale, la teneur en eau résiduelle w_r, et une valeur maximale, la teneur en eau à saturation w_{sat}, qui tend vers la porosité. Toutefois, dans les conditions naturelles, un sol ne parvient jamais à saturation totale, car il reste toujours des poches où l'air est piégé. On fait donc distinction entre la capacité à saturation et la capacité au champ w_{fc}. De plus, le point de flétrissement w_{fp} correspond à l'humidité minimale au delà de laquelle la force d'absorption des végétaux n'est plus suffisante pour assurer leur subsistance (Musy, 1991).
La mesure de la teneur en eau volumique d'un milieu poreux peut se faire de manière directe par la méthode de destructive de pesée, ou indirecte par des méthodes non destrictives (méthodes diélectriques, *time domain reflectometry* - TDR).

Potentiel hydrique $\psi(w)$ et courbe de rétention $h(w)$

Le potentiel hydrique ($\psi(w)$, en $N.m^{-2}$ ou $Pascal$) représente l'énergie potentielle résultante des forces exercées sur un volume élémentaire d'eau en un point donné du sol. Les deux composantes principales du potentiel hydrique sont 1) le potentiel matriciel, qui correspond aux forces de capillarité exercées par le milieu poreux sur la phase liquide ; 2) le potentiel gravitationnel, qui résulte de la force de gravitation exercée sur la phase liquide. Calculé par unité de poids, le potentiel hydrique est appelé charge hydrostatique (h en m). La courbe de rétention $|h(w)|$ dépend de la structure et de la composition du sol.

On défini alors la charge hydraulique totale (H, en m), qui est la résultante de la charge hydrostatique (h, en m) et de la charge de gravité (z, en m) :

$$H(z) = h(z) + z \tag{3.1}$$

où z correspond à l'altimétrie de la surface en équilibre hydrostatique.

La courbe de rétention d'un sol peut se mesurer en laboratoire ou sur le terrain selon différentes méthodes (méthode de Haines/Buchner, presse de Richard, etc...). Des modèles mathématiques de la courbe de rétention (ou fonctions de pédotransfert) sont ensuite ajustés aux mesures, ou bien définis en fonction de la nature du sol selon différentes représentations.

Loi de Darcy et conductivité hydraulique $K(w)$

En condition d'écoulement laminaire, l'écoulement de la phase liquide suit la forme linéaire de la loi de Navier-Stockes. La résolution de cette équation pour un volume élémentaire cylindrique montre que la densité de flux (J, en $m.s^{-1}$) à travers une section de contrôle est proportionnelle au gradient de charge hydraulique ΔH (solution de Hagen-Poisseuille). Henry Darcy a montré empiriquement en 1856 que cette solution est également valable pour tout volume de sol. En 1907, Buckingham a démontré que la formule empirique de Darcy s'étendait en régime non saturé, c'est à dire en condition d'écoulement non laminaire, sous la forme étendue de la formule de Buckingham-Darcy (Equation 3.2).

$$\vec{J} = -K(h).\vec{\bigtriangledown}H \tag{3.2}$$

où le coefficient K est appelé conductivité hydraulique en milieu poreux, exprimé en $m.s^{-1}$. K est une fonction décroissante de la teneur en eau volumique w ou de la charge matricielle h. Différents modèles (ou fonctions de pédotransfert) permettent de paramétrer la fonction $K(w)$.

Équation de Richards

L'équation de continuité appliquée au milieu poreux assure la conservation de la masse d'eau dans tout volume élémentaire du sol (Equation 3.3).

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\vec{\nabla}\vec{J} \tag{3.3}$$

L'équation de Buckingham-Darcy (Equation 3.2) couplée à l'équation de continuité du milieu poreux permet de formuler la loi de Richards, qui contrôle l'écoulement de la phase liquide dans un milieu poreux non saturé (Equation 3.4).

$$\frac{\partial w}{\partial t} = \vec{\nabla}[K(w).h(w)] + \frac{\partial K(w)}{\partial z} \tag{3.4}$$

Il est alors nécessaire de déterminer les fonctions potentiel hydrique $\psi(w)$ et conductivité hydrique $K(w)$ pour décrire la dynamique de la phase liquide du sol en conditions saturées ou non saturées.

Modèle de Green et Ampt pour le flux d'infiltration

Le modèle de Green et Ampt (Rawls et al., 1983) représente le flux d'infiltration dans le sol en appliquant la loi de Darcy entre la surface et un front d'humectation à la profondeur z_F. Dans le modèle de Green et Ampt, le front d'humectation est défini comme la profondeur limite en dessous de laquelle le milieu est saturé (à la teneur en eau volumique w_{sat}) et au dessus de laquelle le milieu est encore à la teneur en eau initiale w_{init}. La charge hydraulique au niveau du front h_F est alors donnée par une moyenne des charges hydraulique du milieu, pondérée par la conductivité hydraulique (Equation 3.5).

$$h_F = -\frac{1}{K_{sat}} \int_{h_{init}}^{0} K(w)dw \tag{3.5}$$

On applique alors la loi de Darcy entre la surface et un front d'humectation à la profondeur z_F, on obtient l'infiltrabilité (i en $m.s^{-1}$) (flux d'infiltration maximal) donnée par l'Equation 3.6.

$$i = -K_{sat}.\frac{z_F - h_F}{z_F} \tag{3.6}$$

où z_F est la profondeur du front d'humectation (en m) et h_F sa charge hydraulique (en m). Le flux d'infiltration (J en $m.s^{-1}$) est alors donné à chaque pas de temps par le minimum de l'infiltrabilité et de l'intensité de pluie (i_p en $m.s^{-1}$).

$$J = min(i, i_p) \tag{3.7}$$

Le modèle de Green et Ampt est utilisé dans le schéma de surface ISBA pour simuler les flux dans les différentes couches du sol.

3.2 Le schéma de surface ISBA

Le schéma de surface ISBA (Interaction Soil Biosphere Atmosphere) (Noilhan and Planton, 1989; Noilhan and Mahfouf, 1996) simule les flux verticaux de masse et d'énergie entre le sol, la végétation et l'atmosphère à un pas de temps infra-horaire. ISBA est implémenté dans la plateforme SURFEX (Masson et al., 2013) pour représenter la tuile *Nature*. Les autres tuiles implémentées dans SURFEX (*Town*, *inland water*, *ocean*) ne sont pas décrites ici. Ce travail utilise la version 8.0 de SURFEX, récemment diffusée. ISBA intègre la présence :

- de la végétation (interception, évaporation et transpiration par les plantes) (Mahfouf and Jacquemin, 1989; Calvet et al., 1998),
- du couvert neigeux (Douville et al., 1995; Boone and Etchevers, 2001),
- du drainage gravitaire (Noilhan and Mahfouf, 1996),
- du ruissellement en surface et dans le sol (Habets et al., 1999a,b),

- du gel dans le sol (Boone et al., 2000),
- des surfaces urbaines (Masson, 2000)

Différentes options pour les transferts dans les sols, dans la végétation, l'hydrologie sous-maille et les processus de neige sont disponibles dans SURFEX (voir (Masson et al., 2013), Table 2). Pour ma thèse, j'ai choisi d'utiliser les options décrites Table 3.1.

TABLE 3.1 – Options utilisées dans ISBA pour les transferts dans les sols, dans la végétation, l'hydrologie sous-maille et les processus de neige.

Composante du modèle	Paramétrisation	Références
Sol	Approche diffusive (DIF)	Boone et al. (2000), Decharme et al. (2011)
Végétation	Évapotranspiration standard (forced LAI)	Noilhan and Planton (1989)
Hydrologie sous-maille	Ruissellement sur surfaces saturées (Dunne)	Dümenil and Todini (1992)
	Ruissellement par refus à l'infiltration (Horton)	Decharme et al. (2006)
Processus nivaux	Modèle intermédiaire à 3 couches (ES)	Boone and Etchevers (2001), Decharme et al. (2016)

Dans l'approche diffusive (ISBA-DIF), le bilan de masse et d'énergie est réalisé à la surface, puis à propagé à travers une discrétisation verticale du sol en plusieurs couches (Boone et al., 1999). Le schéma de neige intermédiaire dans ISBA (*Explicit Snow*, ISBA-ES) utilise une discrétisation verticale du manteau neigeux et fournit un bilan de masse et d'énergie pour chaque couche du manteau neigeux (Boone and Etchevers, 2001; Decharme et al., 2016). La fonte nivale et la sublimation de la neige sont prises en compte dans les bilans de masse et d'énergie. La Figure 3.1 représente les processus physiques et les variables simulées à l'interface sol-atmosphère dans SURFEX, en utilisant les implémentations ISBA-DIF pour la simulation des flux dans le sol et ISBA-ES pour la simulation des flux dans le couvert neigeux.

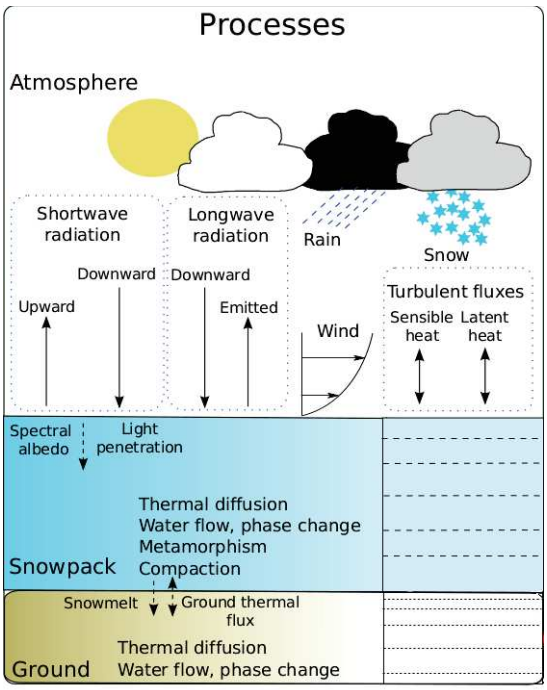


FIGURE 3.1 – Processus physiques et variables simulées à l'interface sol-atmosphère dans SURFEX, en utilisant les implémentations ISBA-DIF pour la simulation des flux dans le sol et ISBA-ES pour la simulation des flux dans le couvert neigeux. Figure extraite et adaptée de Vionnet et al. (2012).

3.2.1 L'approche diffusive

Équations pour les bilans de masse et d'énergie

Dans l'approche diffusive, le contenu en eau totale (solide et liquide) de la colonne de sol w (en $m^3.m^{-3}$) et la température du sol et de la végétation T_g (en K) sont calculés à un pas de temps infra-horaire pour chaque couche de sol. Le pas de temps de calcul 5 minutes est utilisé dans la thèse. Les équations du transfert de masse et de chaleur depuis la surface à travers la colonne de sol, en l'absence de couvert neigeux sont données par Equation 3.8a et Equation 3.8b.

$$c_h \frac{\partial T_g}{\partial t} = \frac{\partial G}{\partial z} + \Phi \tag{3.8a}$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{\partial F}{\partial z} - \frac{1}{\rho_w}(S_i + S_l) \tag{3.8b}$$

où G (en $W.m^{-2}$) est le flux de chaleur dans le sol, c_h (en $Jm^{-3}.K^{-1}$) est la capacité calorifique totale du sol et de la végétation, Φ (en $J.m^{-3}.s^{-1}$) est terme de perte/apport de chaleur dû au changement de phase de l'eau dans le sol, F (en $m.s^{-1}$) est le flux de transfert vertical, S_i et S_l (en $kg.m^{-3}.s^{-1}$) les flux externes (sublimation, évapotranspiration, apport latéral). F s'écrit comme la résultante des transferts verticaux dus aux forces de pression (Loi de Darcy) et du drainage souterrain K_d (Equation 3.9).

$$F = -k.\frac{\partial}{\partial z}(\psi + z) - \frac{D_{v\psi}}{\rho_\omega}\frac{\partial \psi}{\partial z} - K_d \tag{3.9}$$

où z est la profondeur du sol (m), k la conductivité hydraulique ($m.s^{-1}$) et ψ le potentiel hydrique (m). $D_{v\psi}$ représente la conductivité thermique de la vapeur. Dans l'hypothèse de sols principalement sableux (conductivité hydraulique importante), on peut considérer $D_{v\psi} << k$, pour des teneurs en eau suffisantes (supérieures à $0.1m^3.m^{-3}$). On peut donc négliger le terme du au transport de la phase gazeuse dans les sols.

Transfert de chaleur dans le sol

Le flux de chaleur dans le sol (G) est donné par l'Equation 3.10.

$$G = \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \tag{3.10}$$

où λ est la conductivité thermique du sol (en $Wm^{-1}K^{-1}$).

Les conditions aux limites pour la résolution du transfert de chaleur dans le sol sont imposées à la surface et en bas de la colonne de sol. À la surface, le flux de chaleur entrant G_0 est fourni par le bilan d'énergie réalisé à la surface :

$$G_0 = C_T(R_n - H - LE) \tag{3.11}$$

où C_T est la capacité thermique totale du sol et de la végétation, R_n le rayonnement net, H le flux de chaleur sensible et LE, le flux de chaleur latente. G_1 est le flux de conduction thermique dans la première couche de sol, déterminé en fonction de la température T_s et de la température de la seconde couche du sol.

Le rayonnement net R_n est le bilan des flux incidents solaire (R_g) et atmosphérique (R_{atm}) (courtes longueurs d'onde), et des flux réfléchis ($R_g.\alpha_t$) et émis ($\epsilon_t.\sigma.T_s^4$) par la surface du sol (Equation 3.12) (longues longueurs d'onde).

$$R_n = R_g(1 - \alpha_t) + \epsilon_t(R_{atm} - \sigma.T_s^4) \tag{3.12}$$

où α_t et ϵ_t sont l'albedo et l'émissivité de la surface, et σ la constante de Stefan-Boltzmann.

Le flux de chaleur sensible H est fonction de la différence de température entre le sol et l'atmosphère ($T_s - T_a$), de la vitesse du vent (V_a), de la densité de l'air (ρ_a), du coefficient d'échange entre le sol et l'air (C_H) et de la chaleur spécifique de l'air (C_p) (Equation 3.13).

$$H = \rho_a.C_p.C_H.V_a.(T_s - T_a) \tag{3.13}$$

Le flux de chaleur latente (LE) est donnée par l'Equation 3.14.

$$LE = L_v(E_g + E_v) + L_i E_s \tag{3.14}$$

où L_v et L_i sont les chaleurs latentes de vaporisation et de sublimation, E_g et E_v les flux d'évaporation du sol nu et de la végétation et E_s le flux de sublimation de la neige.

La température de la couche de sol la plus profonde est généralement calculée en imposant un flux de chaleur sortant nul en bas de la colonne de sol. Cette condition aux limites influence la résolution du bilan d'énergie dans le sol, cependant l'influence de cette valeur n'a pas été particulièrement testée ici.

3.2.2 Ruissellement de surface

Le ruissellement de surface est produit dans ISBA par le dépassement de la capacité à saturation du sol (ruissellement de Dunne) (Dunne, 1983) et éventuellement lorsque l'intensité de la pluie est supérieure à la capacité d'infiltration du sol (ruissellement de Horton) (Horton, 1941).

Afin de représenter la variabilité de la capacité d'infiltration dans une maille, on choisit d'utiliser le schéma *Variable Infiltration Capacity* (VIC) (Dümenil and Todini, 1992; Habets et al., 1999b). Lorsque l'humidité volumique de la maille est supérieure au point de flétrissement w_{wilt}, le ruissellement de Dunne à l'échelle de la maille dépend alors de la fraction saturée de la cellule $A(w)$:

$$A(w) = 1 - (1 - \frac{w}{w_{sat}})^{\frac{b}{b+1}} \tag{3.15}$$

où w est l'humidité volumique moyenne de la colonne de sol, et b un coefficient adimentionnel à déterminer. Le ruissellement sous maille dépend alors de l'humidité volumique totale sur la maille (w), et des trois paramètres w_{sat},w_{wilt}, b et de la profondeur de la colonne de sol (Habets et al., 1999a). Lorsqu'il est activé, le ruissellement de Horton est calculé sur la partie non saturée de la maille selon deux fonctions d'infiltration pour les sols gelés ou non gelés (Decharme and Douville, 2006).

3.2.3 Interception, évaporation et transpiration

Le contenu en eau du réservoir d'interception par le couvert végétal (w_r en $m^3.m^{-3}$) est donné à chaque pas de temps de calcul par la résolution de l'Equation 3.16

$$\frac{\partial w_r}{\partial t} = veg.P - E_r - R_n \tag{3.16}$$

où veg est la fraction de végétation, P la précipitation totale,R_n le rayonnement net à la surface (Equation 3.12), et E_r est l'évaporation de l'eau interceptée par la végétation.

L'év aporation totale de la surface (E_{tot}) est alors la somme de l'évaporation du sol nu E_g, de la transpiration de la transpiration E_{tr} et de l'évaporation de l'eau interceptée par la végétation E_r (voir Equation 3.17).

$$E_{tot} = E_g + E_{tr} + E_r \tag{3.17}$$

E_g, E_r et E_{tr} sont fonctions des variables climatiques à la surface (Equation 3.18) : h_u l'humidité relative de l'air (en $\%$), q_a l'humidité spécifique de l'air (en $m^3.m^{-3}$), V_a la vitesse du vent (en $m.s^{-1}$), T_a la température à 2m de la surface (en $^\circ K$).

$$\begin{aligned} E_g &= (1 - veg)\rho.C_H.V_a.(h_v.q_{sat}(T_s) - q_a) \\ E_{tr} &= veg.\rho.C_H.V_a.h_v[q_{sat}(T_s) - q_a] \\ E_r &= veg.\rho.C_H.V_a[q_{sat}(T_s) - q_a].\frac{w_r}{w_{rmax}}^{2/3} \end{aligned} \tag{3.18}$$

où $q_{sat}(T_s)$ est l'humidité spécifique à saturation à la température T_s, C_h un coefficient dépendant de la stabilité de l'atmosphère et h_v le coefficient de Halstead, w_r le contenu en eau du réservoir d'interception et $w_r max$, sa capacité maximale.

3.2.4 Représentation du manteau neigeux

Trois différents modules sont proposés au choix dans SURFEX pour la représentation du manteau neigeux : dans le schéma proposé par Douville et al. (1995), le manteau neigeux est décrit par une seule couche, dans le schéma ISBA-ES (*Explicit Snow*) (Boone and Etchevers, 2001), le manteau neigeux est décrit par 3 couches et par 12 couches dans son adaptation par Decharme et al. (2016). Enfin, dans le schéma CROCUS (Vionnet et al., 2012), le manteau neigeux est discrétisé verticalement en un nombre de couches fixé par l'utilisateur (jusqu'à 14 couches). Les schémas ISBA-ES et CROCUS résolvent les équations de bilans thermiques et massiques pour chaque couche du manteau neigeux. À la différence de CROCUS, ISBA-ES ne traite pas explicitement le changement de phase de la neige.

L'équation de conservation pour l'ensemble du couvert neigeux dans ISBA-ES, utilisé dans notre étude, est donnée par l'Equation 3.19.

$$\frac{\partial W_s}{\partial t} = P_s + p_{sn}(P - P_s) - E_s - Q_n \tag{3.19}$$

où W_s (en mm) est l'équivalent en eau du manteau neigeux, P_s (en mm/s) la précipitation solide, P (en mm/s) la précipitation totale, p_{sn} la fraction de la surface recouverte par la neige, E_s (en mm/s) le taux de sublimation de la neige et Q_n (en mm/s), le flux sortant à la base du couvert neigeux. $p_{sn}(P-P_s)$ représente la fraction des précipitations totales qui est interceptée par la surface du manteau neigeux, par soustraction de la fraction interceptée par les surface non-enneigées et la végétation.

Les flux E_s à la surface du manteau neigeux sont donnés par l'Equation 3.20.

$$\begin{aligned} E_s &= (1 - \delta_{sn}).\rho_a.C_{Hs}.V_a(q_{sat}(T_{sn1}) - q_a) \\ E_{sl} &= \delta_{sn}.\rho_a.C_{Hs}.V_a(q_{sat}(T_{sn1}) - q_a) \end{aligned} \tag{3.20}$$

où $\delta_{sn} = \frac{w_{sl1}}{w_{slmax1}}$ représente le taux de saturation en eau liquide de la première couche de neige, T_{sn1} (en °K) la température de la première couche de neige. Les autres variables sont définies Equation 3.18.

Les variables d'état simulées dans ISBA-ES pour la description du manteau neigeux sont alors la chaleur stockée, l'épaisseur et la densité pour chaque couche du manteau. La température et l'équivalent en eau de chaque couche sont calculés en utilisant la chaleur contenue dans chaque couche.

3.2.5 Paramètres introduits

Les paramètres d'ISBA sont classés en deux catégories :

1. Les paramètres primaires, qui sont la texture moyenne de la colonne de sol (fractions de sable et d'argile), la profondeur de la colonne de sol, la fraction de végétation présente sur la maille, le type de végétation et d'autres paramètres caractéristiques de la végétation (indice foliaire, albédo et émissivité, résistance stomatique minimum de la végétation, longueurs de rugosité dynamique et thermique de la végétaion).
2. Les paramètres secondaires, qui dépendent des paramètres primaires et sont calculés à l'aide de relations continues (contenu en eau du sol à la saturation, à la capacité au champ et au point de flétrissement).

K et ψ sont définis par Clapp and Hornberger (1978) comme :

$$\begin{cases} K = k_{sat}.(\frac{w}{w_{sat}})^{2b+3} \\ \psi = \psi_{sat}\frac{w}{w_{sat}}^{-b} \end{cases} \tag{3.21}$$

où les valeurs à saturation ψ_{sat} et w_{sat} sont déterminées à partir des valeurs de texture du sol. Decharme and Douville (2006) introduisent un profil exponentiel pour la valeur de k_{sat} :

$$k_{sat}(z) = k_{sat,c}.e^{-f(z-d_c)} \tag{3.22}$$

où z est la profondeur dans le profil de sol, f $[m^{-1}]$ est la profondeur caractéristique et d_c la 'profondeur compacte' où k_{sat} atteint son minimum ($d_c \sim$ soil depth). Les dernières version de ISBA utilisent les valeurs de $k_{sat,c}$ fournies par Cosby et al. (1984) en fonction de la texture du sol. En particulier, la Table 3.2 présente les valeurs de $k_{sat,c}$ fournies par Cosby et al. (1984) pour les classes de textures 'sable', 'sable limoneux', et 'limon sableux' (d'après la classification USDA (Spaargaren and Batjes, 1995)), qui seront utilisées dans la suite du travail.

TABLE 3.2 – Valeurs de $k_{sat,c}$ fournies par Cosby et al. (1984) pour les classes de textures 'sable', 'sable limoneux', et 'limon sableux' (d'après la classification USDA (Spaargaren and Batjes, 1995)).

Texture	$k_{sat,c}$ (m/h)
Sable limoneux	0.0223036239
Sable	0.0576706959
Limon sableux	0.0342864137

Les paramètres introduits dans ISBA sont calculés à partir de paramètres primaires, définis pour chaque maille : type de végétation dominant, texture dominante du sol, profondeur de la colonne de sol. En particulier, les paramètres cités précédemment sont calculés en fonction des fractions d'argile (CLAY) et de sable (SAND). Les descriptions et expressions explicites de ces paramètres sont décrites Table 3.3.

TABLE 3.3 – Description et expression explicite en fonction de la texture des quatre principaux paramètres introduits dans ISBA-DIF pour l'approche diffusive.

Nom		Unité	Expression
Contenu en eau à saturation	w_{sat}	$m^3.m^{-3}$	$(-1.08SAND + 494.305).10^{-3}$
Contenu en eau au point de flétrissement	w_{wilt}	$m^3.m^{-3}$	$37.1342.10^{-3}.CLAY^{0.5}$
Capacité au champ	w_{fc}	$m^3.m^{-3}$	$89.0497.10^{-3}CLAY^{0.3495}$
Pente de la courbe de rétention	XBCOEF	-	0.137CLAY+3.501

3.3 Mesures in-situ réalisées pour la caractérisation des surfaces

Les variables nécessaires à ISBA pour la paramétrisation des surfaces peuvent être obtenues à partir des produits disponibles sur la zone. Uddin et al. (2015) fournissent une carte d'occupation des sols sur l'ensemble du Népal à la résolution de 30 m. Ce produit est précis localement, cependant il ne quantifie pas les caractéristiques physiques des surfaces décrites. De plus, les classifications par écosystèmes fournies par Hagemann (2002) et Masson et al. (2003) ne sont pas précises à l'échelle étudiée (voir Chapitre 2). La méthode proposée est alors de décrire les milieux rencontrés sur les bassins de Kharikola et Tauche à partir d'observations et de mesures sur le terrain. Les sols et la végétation ont été décrits pour 40 parcelles de 9 m^2 ou 18 m^2, 150 points d'observation mineurs et 129 échantillons de sol prélevés. Ces mesures ont été réalisées par A. de Rouw au cours de 3 missions, au printemps 2015, à l'automne 2015 et au printemps 2016.

3.3.1 Description et localisation des points d'échantillonnage

Les parcelles mesurées sont des surfaces délimitées de 9 m^2, dans les champs, prairies, ou surfaces relativement homogènes, ou 18 m^2 en zone de forêt. Pour chaque parcelle, les espèces végétales et les nombres d'individus sont comptabilisés et décrits. Les propriétés topographiques du terrain sont relevées (pente moyenne de la parcelle, orientation, situation, ...). Des échantillons de sol sont prélevés par cylindre de 7 cm de profondeur. Enfin, un forage à la tarière est réalisé pour décrire les différents horizons du sol. Un exemple de fiche synthétisant les informations relevées par A. de Rouw est présenté Figure 3.3. Les 27 points d'échantillonnage pour lesquels les granulométries ont été mesurées sont présentés avec leurs principales caractéristiques Table 3.4. La Figure 3.2 présente la localisation de ces points, relevés au cours des missions de printemps et automne 2015 et printemps 2016. Les points d'échantillonnage pour les milieux de moyenne montagne sont situés dans et aux alentours du bassin de Kharikhola. Les milieux de haute montagne sont échantillonnés dans et aux alentours du bassin de Tauche. D'autres points d'échantillonnage sont situés dans la vallées de la Dudh Koshi, entre l'aéroport de Lukla et la station de la Pyramide.

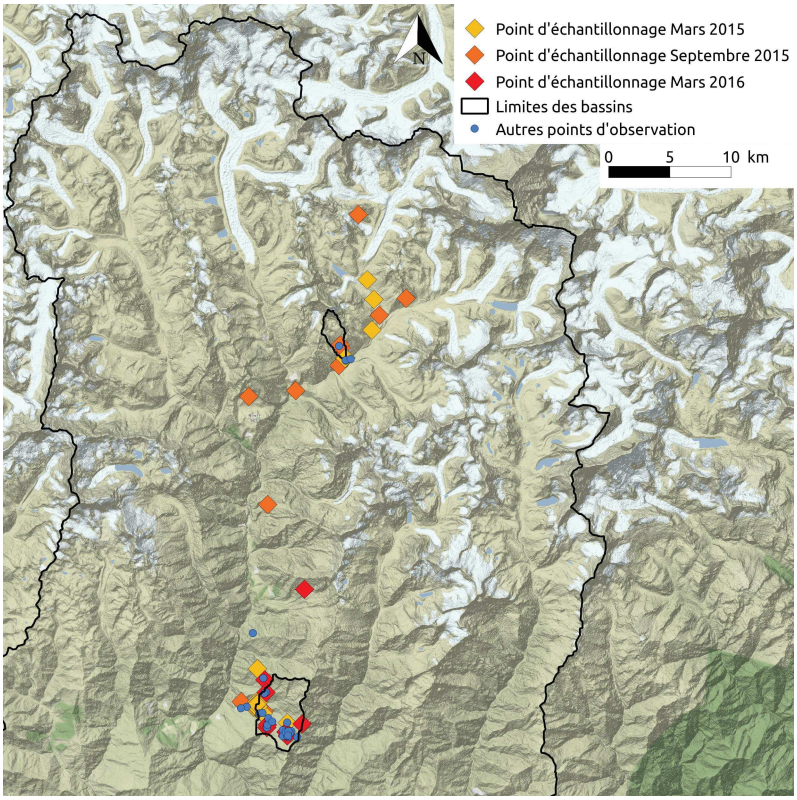


FIGURE 3.2 – Localisation des points d'échantillonnage relevés par A. de Rouw en mars et septembre 2015 et mars 2016.

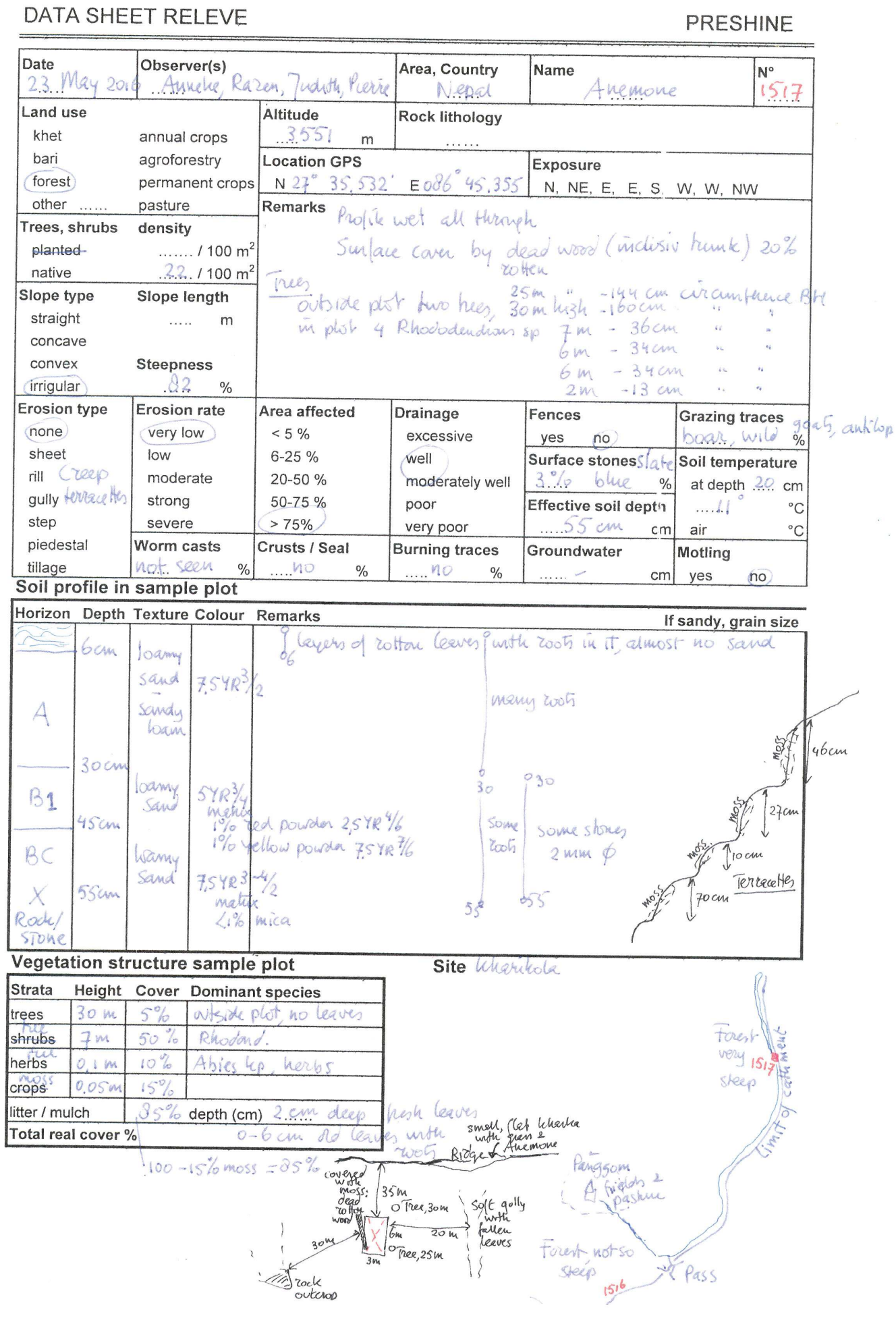


FIGURE 3.3 – Exemple de fiche de relevé par A. de Rouw (parcelle Anemone).

TABLE 3.4 – Caractéristiques des parcelles échantillonnées.

ID	NOM	Classe	LAT	LON	Z	Soil depth	Root depth	HT	%SAND	%CLAY	%SILT	Classe USDA	COVER
					m	m	m	m					
1408	Bridge	8	27.60667	86.71869	1983	0.7	0.2	0	77.38	1.26	20.97	Loamy Sand	171
1407	Farmer	8	27.60833	86.71856	2070	0.4	0.4	0	82.07	0.89	16.91	Loamy Sand	171
1402	Francois	9	27.60553	86.71717	2015	1.5	0.1	0	64.89	1.01	34.10	Sandy Loam	171
1399	Indra	9	27.60492	86.71661	2049	0.8	0.4	0.5	66.23	1.09	32.69	Sandy Loam	171
1405	Jungle	8	27.60014	86.72377	2936	0.2	0.2	24	67.17	1.3	31.32	Sandy Loam	171
1410	Kari La	9	27.63261	86.71911	3087	1.5	0.1	7	69.92	2.97	32.65	Sandy Loam	171
1404	Mera School	8	27.60003	86.72297	2241	0.7	0.2	0	57.38	1.69	36.15	Sandy Loam	171
1415	Nepal	4	27.88072	86.81383	4246	0.45	0.2	0	65.50	1.75	32.66	Sandy Loam	86
1406	Overkant	8	27.60761	86.71950	2070	0.8	0.3	4	70.45	1.76	27.64	Sandy Loam	171
1409	Pangom	6	27.59297	86.74378	2746	0.3	0.25	25	79.54	1.02	19.25	Loamy Sand	27
1413	Pheriche	3	27.90311	86.81547	4297	0.1	0.1	0	81.41	1.70	16.79	Loamy Sand	123
1412	Tauche RD	4	27.86011	86.79164	4054	0.2	0.2	0	76.27	1.0	22.40	Loamy Sand	86
1411	Tauche RG	4	27.86036	86.79233	4051	0.2	0.2	0	70.29	1.5	28.09	Sandy Loam	86
1414	Yak	4	27.91744	86.80989	4617	0.55	0.5	0	70.35	1.98	27.54	Sandy Loam	86
1514	Judith	7	27.58949	86.72692	2711	1.2	0.4	20	72.29	1.00	14.94	Loamy Sand	27
1515	Razen	7	27.59150	86.72731	2638	0.8	0.3	0	72.29	1.00	26.71	Loamy Sand	27
1516	Summit	7	27.69083	86.75805	3428	0.9	0.5	14	63.11	1.00	35.89	Sandy Loam	27
1517	Anemone	6	27.59216	86.75602	3551	0.55	0.55	30	90.41	1.00	8.59	Sand	27
1518	Thermometre	7	27.58334	86.74378	2885	1.3	0.7	0	70.40	1.00	28.60	Loamy Sand	27
1519	Arbre	7	27.58622	86.74259	2800	1	0.6	0	72.55	1.00	26.45	Loamy Sand	27
1520	Remi	5	27.61527	86.72625	2662	0.2	0.2	12	73.78	1.00	25.22	Loamy Sand	27
1522	Nuage	5	27.61527	86.72516	2848	0.2	0.2	12	71.94	1.00	24.20	Loamy Sand	27

3.3.2 Analyse granulométrique.

La granulométrie des échantillons de sol prélevés est calculée en plusieurs étapes :

1. Les éléments grossiers ($> 5mm$) et les sables ($> 50\mu m$) sont séparés des argiles par tamisage à sec.
2. La matière organique est séparée des argiles par combustion et spectrométrie.
3. Les argiles et les limons sont séparés par décantation à la pipette de Robinson (Robinson, 1922).

Ces analyses sont menées par A. de Rouw, H. Aroui, M. Mandeng-Yogo et Lotfi Smaili au sein de la plateforme *Alysés* (IRD à Bondy) et par A. Giri de la *Nepal Academy of Science and Technology* (NAST, Katmandou, Népal). J'ai également pu participé à l'étape de tamisage à sec lors de la mission de terrain au printemps 2016. Les résultats sont présentés Figure 3.4 selon la classification des textures fournies par Gee and Bauder (1986) (United States Department of Agriculture). Les échantillons analysés présentent une fraction majoritaire de sable, tous classés en 'sable', 'sable limoneux' ou 'limon sableux'. Ces analyses sont cohérentes avec les travaux de Baumler and Zech (1994) (Dudh Kosi, Beni Kola) qui décrivent des sols sableux principalement issus de l'érosion glaciaire et fluviale de gneiss présentant différents degrés de métamorphisme.

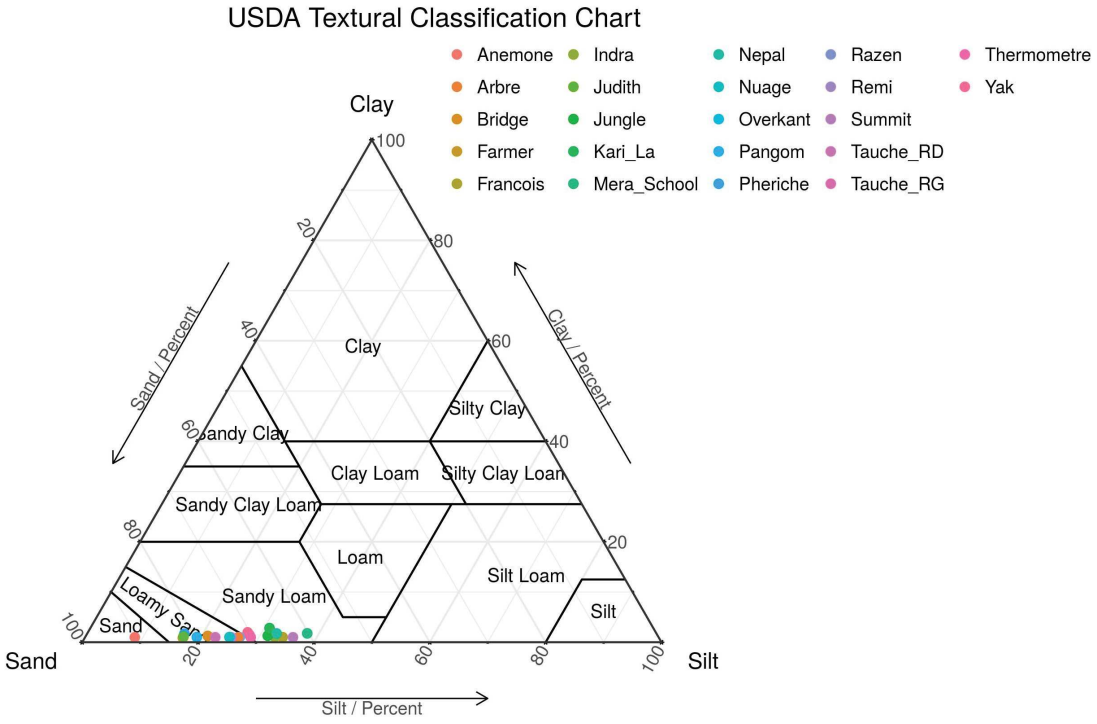


FIGURE 3.4 – Triangle des textures des 22 points de mesure selon la classification USDA.

3.3.3 Classification des parcelles échantillonnées

Les parcelles échantillonnées ainsi que les différents points d'observation conduisent à ranger les surfaces des bassins de Kharikhola et Tauche en 9 classes, elles-mêmes regroupées en 3 macro-classes : "haute montagne", "forêts" et "cultures". Cette classification prend en compte les caractéristiques topographiques (pente, orientation, localisation), les structures et compositions des sols et les types et densités de végétation. Les traces d'érosion ainsi que les traces d'écoulements en surface et en subsurface sont également considérés. Cette classification a été établie à l'issue d'un travail collectif regroupant A. de Rouw, P. Chevallier, M. Lointier et moi-même, en croisant les informations quantitatives et qualitatives collectées sur le terrain. Ces 9 classes décrivent l'ensemble des surfaces rencontrées sur les bassins de Kharikhola et Tauche. De plus, elles sont représentatives d'une grande partie des surfaces rencontrées sur le bassin de la Dudh Koshi. Cependant, le travail minutieux de collecte de données terrain ayant été

particulièrement concentré dans et aux alentours des bassins de Kharikhola et Tauche, il n'est pas possible d'assurer que cette classification recense l'intégralité des surfaces du bassin de la Dudh Koshi. Cette classification est alors présentée uniquement pour les bassins de Kharikhola et Tauche. Cependant, elle peut également être utilisées pour des surfaces localisées à proximité.

Description des classes

- Zones de haute montagne :
  1 - **Neige et glace** : surfaces englacées ou enneigées en permanence, généralement au dessus de 6000 m. Il n'y a pas de profondeur de sol pour l'infiltration et il n'y a pas de dynamique annuelle (Voir Figure 3.5a).
  2 - **Blocs et pierres** : surfaces incluant les moraines et les pierriers, généralement au dessus de 4000 m. La présence d'herbe est possible en été. Le sol pour l'infiltration d'eau est absent. Cependant, des infiltrations peuvent se produire entre les blocs ou dans la matrice poreuse (Voir Figure 3.5b).
  3 - **Steppe** : surfaces couvertes de végétation rase (herbes, mousses ou lichen), entre 4000 m et 6000 m. Les sols sont sableux et peu profonds ($<$20 cm). On note la présence de matière organique. Des périodes de gel influencent la structure de ces sols (Voir Figure 3.5c).
  Parcelles représentatives : PYRAMID, PHERICHE.
  4 - **Arbuste** : surfaces couvertes de végétation arbustive, incluant les pâturages (*kharka*), entre 3000 m et 4800 m. Ces surfaces s'organisent souvent sous forme de mosaïque (organisation discontinue). Les pentes sont faibles et les sols sont peu profonds ($<$30 cm), caillouteux, peu évolués, et présentent généralement un horizon unique (Voir Figure 3.5d).
  Parcelles représentatives : EDEN VALLEY, KHARILA, ENCLOS, KHARKA, TAUCHE RG et RD, YAK, KAPUT, NEPAL, SNOW PLATE, EDELWEISS.
- Zones de forêts :
  5 - **Forêt sèche** : forêts principalement de chênes bruns (*Quercus semicarpifolia*), sempervirentes, localisées entre 2500 m et 4000 m. Les pentes sont fortes et le système hydrographique est dense. Les sols sont sableux et peu profonds ($<$30 cm). L'hypothèse de circulations souterraines vers l'extérieur du système peut être formulée en observant le pendage des roches (Voir Figure 3.5e).
  Parcelles représentatives : NUAGE, REMI, HORSE.
  6 - **Forêt intermédiaire** : forêts d'espèces sempervirentes localisées entre 2500 m et 3500 m. On note la présence de rhododendrons, et de quelques pins *Abies alba*. Les pentes sont moyennes à fortes et le réseau hydrographique est dense. Les sols sont sableux et moyennement profonds ($<$1 m). Ce type de forêt se rencontre en mosaïque avec des forêts sèches (Voir Figure 3.5f).
  Parcelles représentatives : PANGOM, ANEMONE, MUSK DEER.
  7 - **Forêt humide** : forêts mixtes caduques et sempervirentes, localisées entre 2500 m et 3500 m, principalement de rhododendrons avec quelques pins *Quercus semicarpifolia* et quelques grands arbres $>$ 20m. On note parfois la présence de mares non permanentes. Les pentes sont faibles et les sols sont recouverts de litières épaisses ($\sim$ 10 cm). Les sols sont sablo-limoneux et profonds ($>$ 1 m) (Voir Figure 3.5g).
  Parcelles représentatives : PARADISE, JUDITH, SUMMIT, RAZEN,ARBRE, THERMOMETRE.
- Zones de cultures :
  8 - **Terrasses pentues** : terrasses de culture étroites, localisées entre 2100m et 2500m, incluant des zones d'agroforesterie pour l'alimentation des animaux ainsi que zones d'habitat dispersées. Les pentes sont moyennes à fortes ($\sim 30\%$). Les sols sont sablo ($\sim$85$\%$) / limoneux ($\sim$15$\%$) parfois profonds ($>$120 cm) (Voir Figure 3.5h).
  Parcelles représentatives : MERA SCHOOL, JUNGLE, OVERKANT, FARMER, BRIDGE,DORJE, FORT, SHANKAI, PIKNIK

9 - **Terrasses plates** : terrasses de culture larges, localisées entre 1900m et 2100m, incluant les fonds de vallée, ainsi que des zones d'habitat dense avec lodges et commerces. Entre 1900 m et 2200 m. Les pentes sont moyennes à faibles ($< 10\%$). Les sols sont sableux et profonds ($>$ 1 m). Ces zones ont été aménagées sur des zones de colluvions ou d'éboulements anciens. On note la présence de résurgences de circulation d'eau en subsurface (Voir Figure 3.5h).
Parcelles représentatives : FRANCOIS, INDRA, KHARI, KHOLA, OX.

(a) Classe 1 *Neige et glace*

(b) Classe 2 *Blocs et pierres*

(c) Classe 3 *Steppes*

(d) Classe 4 *Arbustes*

(e) Classe 5 *Forêt sèche*

(f) Classe 6 *Forêt intermédiaire*

(g) Classe 7 *Forêt humide*

(h) Classe 8 *Terrasses pentues*

(i) Classe 9 *Terrasses plates*

FIGURE 3.5 – Exemples représentatifs des chacune des neufs classes de surface définies à partir d'observation de terrain pour la description des états de surface sur les bassins de Kharikhola et Tauche.

3.3.4 Cartographie par télédétection

Un cartographie à partir d'observations in-situ a ensuite été réalisée par P. Chevallier à l'aide d'une classification supervisée d'images très récentes (janvier et avril 2016) Sentinel 2 (Drusch et al., 2012) à 10 m de résolution, en utilisant le plug-in QGIS *Semi-Automatic Classification Plugin* (Congedo, 2015). Deux images présentant le minimum de couverture nuageuse ont été utilisées pour les bassins de Kharikhola et Tauche. Des zones mal classées ou lacunaires à cause de l'ombre portée par le relief sont reclassées manuellement. Enfin, sur le bassin de Tauche, les surfaces englacées sont distinguées des surfaces enneigées au moment du passage du satellite (environ 10h30, heure locale) en utilisant la cartographie des glaciers établie par Racoviteanu et al. (2013). Le résultat est réchantillonné à 40 m, qui correspond à la résolution du MNT SPOT40, puis lissé sur une fenêtre glissante de 3x3 pixels. L'annexe A présente en détail la méthode utilisée et les résultats obtenus par P. Chevallier. La Figure 3.6 présente la classification obtenue sur les bassins de Kharikhola et Tauche ainsi que la localisation des parcelles analysées.

3.3.5 Test d'infiltrométrie : méthode BeerKan

Les propriétés physiques d'un sol (en particulier sa conductivité hydraulique et sa courbe de rétention) peuvent être mesurées selon différentes méthodes. En particulier, les méthodes d'infiltromètre à simple anneau, à double anneau ou encore d'infiltromètres à disque (Coquet et al., 2000) permettent de mesurer les conductivités hydrauliques à saturation, éventuellement en contrôlant les directions d'écoulement dans le sol ou en maintenant une charge constante à la surface.

Parmi ces méthodes, le test d'infiltration 'BeerKan' introduit par Haverkamp et al. (1996), ainsi que la méthode d'analyse BEST (Beerkan Estimation of Soil Transfer Parameters) (Lassabatere et al., 2006),

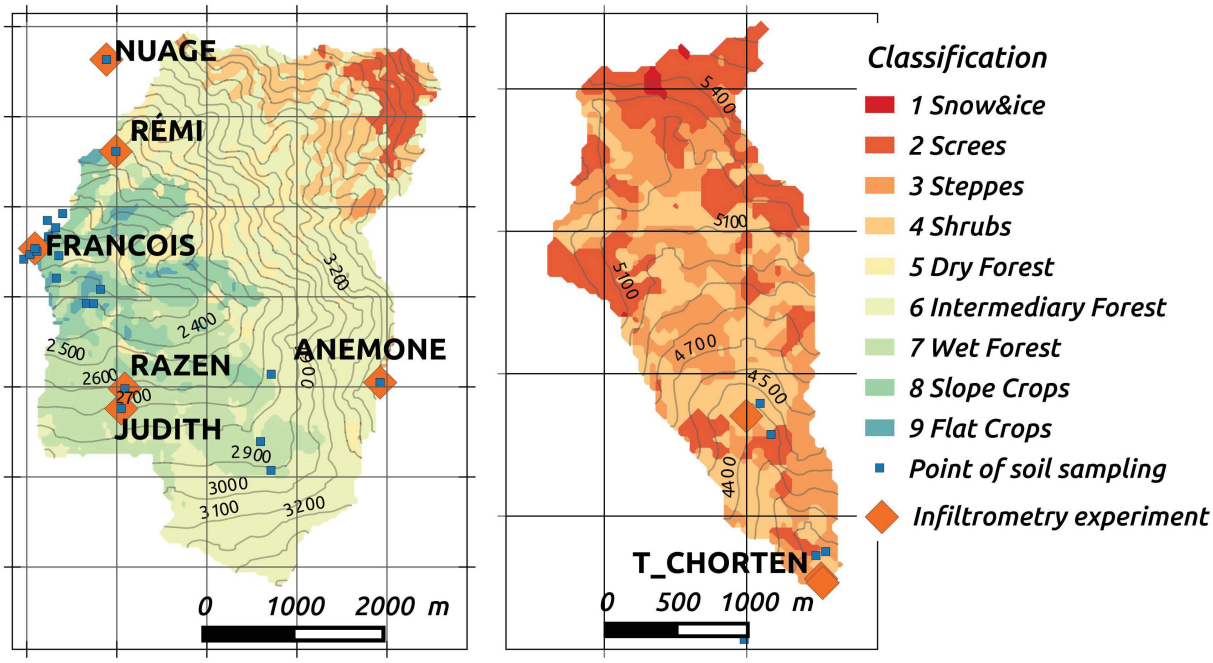


FIGURE 3.6 – Classification supervisée des surfaces à partir d'observations in-situ et localisation des parcelles analysées sur les bassins de Kharikhola et Tauche. Source : Chevallier, 2016, communication personnelle.

représentent une méthode robuste, simple et peu coûteuse de déterminer la conductivité hydraulique et la courbe de rétention d'un sol. L'objectif initial du test BeerKan est de comparer les vitesses d'infiltration de différents sols. La méthode BEST permet le calcul d'autres propriétés physiques du sol.

Description du protocole

Le test BeerKan consiste en l'application d'un infiltromètre à simple anneau à charge variable : le temps d'infiltration pour un volume donné d'eau est mesuré à chaque itération, jusqu'à atteindre un régime permanent, où les valeurs à saturation peuvent être mesurées. Haverkamp et al. (1996); Braud et al. (2005) ainsi qu'un document édité dans le cadre du projet SoLAB (www.itab.asso.fr/programmes/solab.php) proposent les 'bonnes pratiques' pour la mise en place d'un test BeerKan. Les choix qui ont été faits sur le terrain sont justifiés par la recherche du compromis entre précision et contrainte matérielle. Nous avons utilisé le matériel suivant :

- Un anneau en PVC de diamètre $\sim 35cm$ et de hauteur $\sim 20cm$;
- Une bouteille de 0,5 L ;
- Une feuille plastique 'anti splash' pour éviter l'altération de la surface lors du versement de l'eau ;
- Une montre chronomètre (précision affichée : 0.1 seconde, précision de lecture : 1 seconde).

Nous avons appliqué le protocole suivant :

1. Préparation de la surface : si nécessaire, couper la végétation. Dans le cas d'une couche de mousse/racine, on l'enlève en essayant de ne pas modifier le premier horizon. Dans le cas d'une couche de litière (en forêt), on ratisse jusqu'à l'apparition du premier horizon. Remarque : en forêt, la limite entre le niveau organique et le premier horizon n'est pas toujours claire. Il est important d'avoir un sol plat. Il est donc parfois nécessaire d'égaliser le sol sur la surface du anneau. Ceci présente le désavantage de détruire une fraction du premier horizon.
2. Échantillonnage à l'état initial : un cylindre de sol à l'état initial est prélevé à proximité du test (mais à une distance suffisante pour ne pas influencer l'infiltration).
3. Installation de l'anneau : on place l'anneau sur la zone préparée, on l'enfonce légèrement dans le sol ($\sim 1cm$). On peut colmater les bords extérieurs avec de la terre humidifiée.

4. Début de l'expérience : on place le plastique 'anti-splash' et on verse le contenu d'une bouteille.
5. Itération : on arrête le chronomètre à chaque itération lorsque 1) une grande partie de la surface n'est plus brillante (la lame d'eau a disparu) et 2) la dernière 'petite flaque' s'est asséchée.
6. Fin de l'expérience : on réitère jusqu'à avoir au moins 2 fois des temps d'infiltration proches.
7. Échantillonnage à l'état final : un cylindre de sol à l'état final est prélevé au centre du cylindre.

Il est important de remarquer que, de même que l'infiltromètre à simple anneau à charge variable, le protocole 'BeerKan' donne, lorsque la saturation est établie, une estimation de la vitesse d'infiltration dans toutes les directions. Pour avoir une idée de la diffusion horizontale, on observe parfois la taille de la tâche d'expansion en surface ou en profondeur. De plus, on note pour les analyses postérieures que, pour un anneau de 35cm de diamètre, 0.5 L correspond à une lame d'eau de 0.52 cm. La Figure 3.7 illustre la mise en place d'un test BeerKan sur la parcelle *François*.

FIGURE 3.7 – Mise en place d'un test BeerKan sur la parcelle *François*. Photo Rémi Muller.

Localisation et description des points de mesure

Les tests BeerKan ont été réalisés sur les bassins de Tauche et Kharikhola. Chaque site a été choisi dans le but d'obtenir des critères supplémentaires pour la classification des surfaces ainsi que pour l'intercomparaison des types de surfaces. Les 8 points où ont été réalisées les expériences sont localisés sur la Figure 3.6.

- **Kharka** : Un test d'infiltration a été réalisé au niveau du 'kharka' (pâturage) de Tauche. On observe une infiltration rapide ($\sim$ 3 min à saturation), mais principalement horizontale dans l'épaisseur de mousse/tissu racinaire en surface. Ce test n'est donc pas significatif pour la caractérisation du sol sur ce point.
- **T-chorten** Un test d'infiltration a été réalisé à proximité du capteur de température du sol afin d'évaluer les propriétés hydriques du sol à proximité de ce capteur. Le couvert végétal du niveau du point de mesure est inexistant (pas de pelouse, tissu racinaire faible, contrairement au test au point Kharka) et il est constitué de genévriers ($\sim 45cm$) autour du point. Le sol est constitué de deux horizons : horizon A (de 0 à 10 cm de profondeur), comportant des racines fines, sans caillou ; horizon B, homogène,

avec quelques grosses racines et quelques cailloux. Deux tests sont réalisés sur ce point (et à environ 10 m pour le second test) : T-chortenHA pour l'horizon A et TchortenHB pour l'horizon B. Le test TchortenHB est réalisé à une profondeur de 11,5 cm. Cependant, aucun cylindre n'a été prélevé pour la mesure des teneurs en eau initiales et finales. L'analyse de ces tests reste donc qualitative.

- **Judith** : La parcelle *Judith* est représentative d'une forêt d'altitude en rive gauche du bassin de Kharikhola. L'horizon azoté superficiel a été nettoyé afin d'aplanir la surface, le test est donc réalisé pour l'horizon AB.
- **Razen** : La parcelle *Razen* est représentative de prairies non agricoles à Kharikhola. La parcelle présente une pente faible de 2 $\%$. Au niveau du point, on trouve peu de végétation, petites fougères ($\sim 30cm$).
- **François** avec et sans croûte : L'objectif de ces deux tests est de caractériser l'infiltration en zone de culture, ainsi que l'influence de la croûte superficielle.
- **Anemone** : La parcelle *Anemone* est représentative d'une forêt d'altitude en rive droite de la Kharikhola.
- **Remi** : La parcelle *Remi* est représentative d'une forêt d'altitude en rive rauche de la Kharikhola (forêt 'Brown oak'). Le point de mesure se situe au bord d'un sentier.
- **Nuage** : La parcelle *Nuage* est représentative d'une forêt d'altitude en rive gauche de la Kharikhola (pour la réplication des observations de la parcelle *Remi*).

Les temps d'infiltration pour chaque itération à chaque point de mesure sont représentés Figure 3.8. Il est alors possible de comparer les vitesses d'infiltration pour les différents points. Les vitesses d'infiltration sont calculées lorsque le régime permanent est atteint.

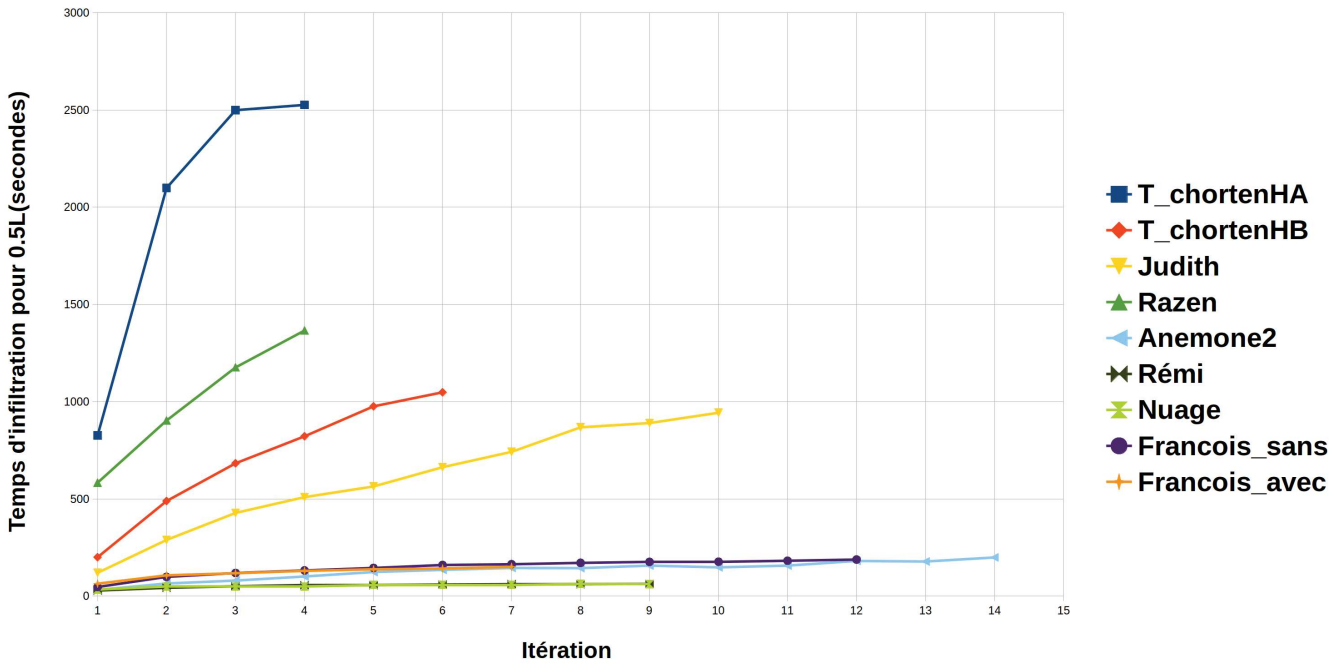


FIGURE 3.8 – Taux d'infiltration mesurés pour les 9 tests d'infiltrométrie réalisés par méthode BeerKan.

Analyse avec BEST

La méthode d'estimation des courbes de rétention et conductivités hydrauliques BEST (Beerkan estimation of soil transfer parameters) est décrite en détail par Lassabatere et al. (2006). BEST approche la série des taux d'infiltration cumulés $I(t)$ et des taux d'infiltration instantanés $q(t)$ par les expressions fournies par Haverkamp et al. (1994), qui font intervenir la sorptivité S et la conductivité hydraulique à saturation K_{sat} du sol. $K(\theta)$ et $h(\theta)$ sont établies selon Van Genuchten (1980); Burdine et al. (1953) et Brooks and Corey (1966). Ces expressions font intervenir trois paramètres de forme N,M et η, qui sont déterminés à partir des distributions de taille de grain (i.e. granulométrie) (Fuentes et al., 1998) et à

partir de modèles de capillarité (Haverkamp et al., 1994). N,M et η sont fournis par BEST pour chaque expérience.

$$\begin{cases} \dfrac{k}{K_{sat}} = \left(\dfrac{\theta-\theta_r}{\theta_s-\theta_r}\right)^{\eta} \\ \dfrac{\theta-\theta_r}{\theta_s-\theta_r} = \left(1+(\dfrac{h}{h_g})^{\eta}\right)^{-M} \end{cases} \tag{3.23}$$

La Table 3.5 présente les conductivités hydrauliques à saturation K_{sat} calculés par BEST pour les 7 expériences d'infiltrométrie BeerKan.

TABLE 3.5 – Densité apparentes (δ) et teneur en eau initale (θ_0) mesurées et conductivités hydrauliques à saturation K_{sat} obtenues par BEST, pour les 7 points de mesures d'infiltration par la méthode BeerKan.

Point	δ	θ_0	θ_s	h_g	N	M	η	K_{sat}
	$g.cm^{-3}$	-	-	mm	-	-	-	$mm.s^{-1}$
TchortenHA	non mesuré							
TchortenHB	non mesuré							
Judith	0.67	49.7%	0.769	-85.487	2.378	0.159	8.289	0.003
Razen	0.77	25.9%	0.734	-8.752	2.300	0.130	9.665	0.004
Anemone2	0.84	37.7%	0.710	-70.531	2.321	0.138	9.235	0.017
Rémi	0.40	29.6%	0.862	-7.769	2.399	0.166	8.010	0.079
Nuage	0.81	13.7%	0.718	-5.537	2.311	0.135	9.425	0.079
Francois avec	0.91	17.8%	0.686	-8.333	2.298	0.130	9.702	0.033
Francois sans	0.91	17.8%	0.686	-22.151	2.298	0.130	9.702	0.023

Plusieurs comportements sont distingués pour les zones de haute montagne, de forêt ou de culture :

- En haute montagne, les temps d'infiltration dans l'horizon superficiel (HA) sont plus longs que dans l'horizon plus profond (HB). Il est possible que l'horizon superficiel limite donc l'infiltration des pluies de faible intensité. Pour les deux horizons, les temps d'infiltration sont plus longs que pour les zones de culture ou de forêt. Ces sols sont donc moins perméables que ces sols de culture ou de forêt.
- Les parcelles relevées en zone de forêt représentent les trois types de forêts identifiés : *forêt humide* (parcelle *Judith*) ; *forêt intermédiaire* (parcelle *Anemone*) et *forêts* (parcelles *Remi* et *Nuage*). Les infiltrations mesurées sur la parcelle *Judith* sont les moins rapides (11.8 mm/h), puis sur la parcelle *Anemone* (60.6 mm/h) et enfin la parcelle *Rémi* et *Nuage* (282.9 mm/h et 285.1 mm/h). Ce résultat peut mener à l'hypothèse que l'écoulement dans les sols des forêts humides est moins rapide que dans les forêts sèches. Cette hypothèse doit être complétée par les simulations avec ISBA qui prennent en compte les autres caractéristiques de ces milieux (profondeurs de sol, couvert végétal).
- On remarque que l'infiltration en zone de culture est plus rapide que dans les forêts humides et intermédiaires (118.6mm/h et 84.1mm/h) et qu'il y a peu d'influence de la croûte. En effet, les tests sur la parcelle *François* avec croûte et sans croûte présentent des vitesses d'infiltration similaires.

3.4 Paramétrage des surfaces dans ISBA

3.4.1 Paramètres primaires et paramètres non calculés

Les profondeurs et textures du sol ainsi que la hauteur des arbres sont définies pour chaque parcelle à partir des mesures sur le terrain (voir Table 3.4). De plus, pour chacune des 9 classes de surface, ces paramètres sont fixés comme la moyenne des mesures sur les parcelles associées à chaque classe. Ce choix induit nécessairement une approximation du paramétrage des surfaces dans ISBA pour les simulations des processus pour les 9 classes de surface. Les incertitudes associées à ces paramétrages seront quantifiées section 3.5.2. Les valeurs de paramètres définies pour les 9 classes sont résumées dans la Table 3.6.

Les paramètres non mesurés mais nécessaires au modèle sont extraits de la base de donnée ECOCLIMAP pour des écosystèmes similaires à chacune de ces classes. En effet, le produit ECOCLIMAP est disponible à la résolution kilométrique pour l'ensemble du globe mais présente de fortes incertitudes sur la zone et à l'échelle utilisées pour ce travail (voir section 2.1.6). Le choix a donc été fait d'utiliser des écosystèmes définis par ECOCLIMAP pour d'autres régions correspondant à notre connaissance de terrain des bassins étudiés.

Les types de végétation et leurs fractions respectives (VEG), les albedos (ALB) (infra-rouge, visible, ultra-violet) de la végétation, l'émissivité de la surface (EMIS), la rugosité de surface (Z0) et l'indice foliaire (LAI) sont fournis par pas de temps de 10 jours par ECOCLIMAP pour les écosystèmes : 5 (*Bare Rock*), 6 (*Snow*), 27 (*Central America Deciduous Broadleaf Forest*), 86 (*N-America Subpolar Open Shrubland*), 123 (*Bare soil with sparse polar vegetation*) et 171 (*Mountain crops*). Ces écosystèmes sont choisis selon deux critères : 1) Dynamique annuelle cohérente avec la dynamique observée, 2) Représentativité des types de végétation et de leurs fractions respectives par rapport aux milieux représentés. Les paramètres dynamiques fournis par ECOCLIMAP sont présentés Table 3.9 pour les 6 écosystèmes utilisés. Les paramètres fournis par les écosystèmes 27 (*Central America Deciduous Broadleaf Forest*), 6 (*Snow*) et 5 (*Bare Rock*) sont constants. Pour l'écosystème 27, la fraction de végétation est égale à 95%, et le LAI est égal à 5. Des périodes de croissance cohérentes avec la climatologie sont observables pour les écosystèmes 86 (*N-America Subpolar Open Shrubland*), 123 (*Bare soil with sparse polar vegetation*) et 171 (*Mountain crops*).

TABLE 3.6 – Caractéristiques de 9 classes de surface définies à partir des mesures de sol et de végétation réalisées. % KK et % Tauche représente les fractions de surfaces couvertes par chaque classe de surface, respectivement pour les bassins de Kharikhola et Tauche. % Sable et % Argile représente la fraction de sable et d'argile, HT la hauteur des arbres, SD la profondeur du sol (Soil Depth), RD la profondeur de la zone racinaire (Root Depth). COVER représente l'identifiant du couvert ECOCLIMAP associé à chaque classe.

ID	Classe	% KK	% Tauche	% Sable	% Argile	HT (m)	SD (m)	RD (cm)	COVER
11	Neige et glace	-	0.7%	0.00	0.00	0.0	0.00	0.00	6
12	Blocs et pierres	3.1%	30%	0.00	0.00	0.0	0.00	0.00	5
13	Steppe	0.6%	33%	81.41	1.70	0.0	0.10	0.10	123
14	Arbustes	7.4%	34%	70.60	1.55	0.0	0.35	0.27	86
15	Forêt sèche	9.7%	-	72.86	1.00	12.0	0.20	0.20	27
16	Forêt intermédiaire	9.7%	-	84.97	1.01	27.5	0.42	0.40	27
17	Forêt humide	45.7%	-	70.12	1.00	6.8	1.04	0.50	27
18	Terrasses pentues	11.2%	-	70.89	1.38	5.6	0.56	0.26	171
19	Terrasses plates	1.4%	-	67.01	1.69	2.5	1.267	0.20	171

3.4.2 Paramètres secondaires

Les paramètres secondaires dans IBSA (voir section 3.2.5) sont calculés pour les 22 parcelles pour lesquelles des valeurs de texture sont disponibles, ainsi que pour les 9 classes de surface, d'après les expressions explicites fournies Table 3.3 en fonction des fractions d'argile et de sable moyennes dans la colonne de sol (voir respectivement Table 3.7 et Table 3.8). Seules les classes présentant une profondeur de sol non nulle sont présentées Table 3.8. En effet, ces paramètres ne sont pas pertinents pour les classes *Neige et glace* et *Blocs et pierres*. La teneur en eau à saturation étant une fonction décroissante de la fraction de sable dans l'expression utilisée, on observe que la classe *Terrasses plates*, avec la fraction de sable la moins importante des 9 classes, présente la teneur en eau à saturation la plus importante (0.373 m^3/m^3). Au contraire, les capacités au champs et point de flétrissement étant calculées selon des fonctions croissantes de la fraction d'argile, ces paramètres sont plus élevés pour les 3 classes de forêts, selon cette représentation. À partir de ces paramètres calculés, il est possible de calculer, pour chaque

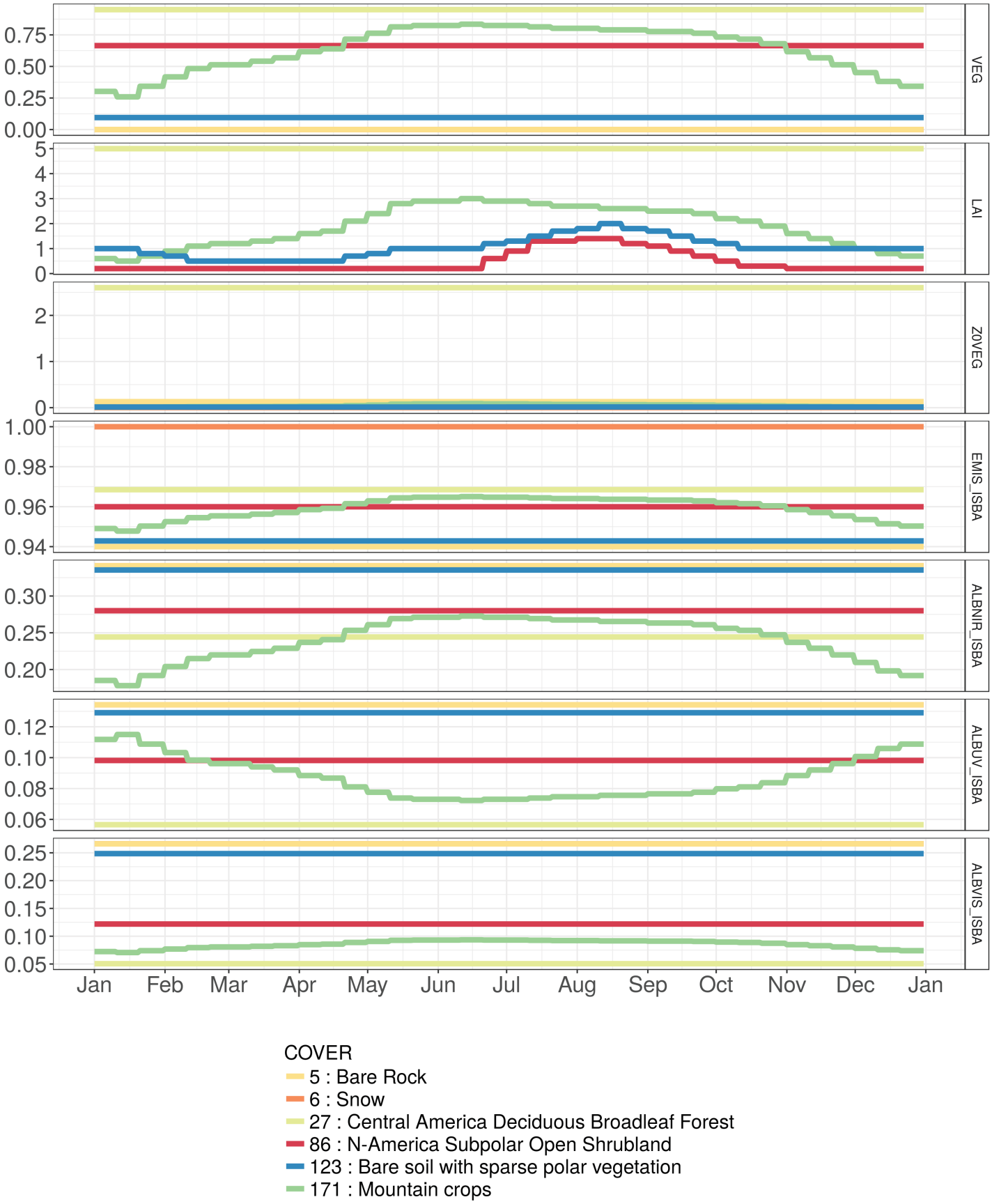


FIGURE 3.9 – Fraction totale de végétation (VEG), albedo (infra-rouge, visible, ultra-violet) (ALB) total de la surface, émissivité de surface (EMIS), rugosité de surface (Z0) et Leaf Area Index (LAI) fournis par ECOCLIMAP pour les 6 écosystèmes utilisés pour décrire les parcelles modélisées : 5 (Bare Rock), 6 (Snow), 27 (Central America Deciduous Broadleaf Forest), 86 (N-America Subpolar Open Shrubland), 123 (Bare soil with sparse polar vegetation) et 171 (Mountain crops)

classe de surface, la réserve facilement utilisable (RFU). La RFU ramenée à la surface de la maille est définie par Musy (1991) comme :

$$RFU = (w_{sat} - w_{wilt}).d \tag{3.24}$$

où d est la profondeur totale de la colonne de sol. Parmi les 7 classes présentées, on observe que la RFU est plus importante pour la classe *Terrasses plates* (0.467 mm), et moins importante pour le classe *Steppes* (0.034 mm).

TABLE 3.7 – Paramètres secondaires calculés par ISBA en fonction des fractions d'argile et de sable moyenne dans la colonne de sol pour les 22 parcelles pour lesquelles des mesures de texture sont disponibles : teneur en eau à saturation (wsat, en m^3/m^3), point de flétrissement (wwilt, en m^3/m^3), capacité au champ (wfc, en m^3/m^3), pente de la courbe de rétention (xbcoef, adimentionel). La réserve facilement utilisable (RFU, en mm) à la surface de la maille est définie comme $RFU = (w_{sat} - w_{wilt}).d$.

ID	NOM	%SAND	%CLAY	Soil depth	wsat	wwilt	wfc	xbcoef	RFU
				m	$m^3.m^{-3}$	$m^3.m^{-3}$	$m^3.m^{-3}$		mm
1408	Bridge	77.38%	1.26%	0.7	0.355	0.0042	0.019	3.502	246
1407	Farmer	82.07%	0.89%	0.4	0.346	0.0035	0.017	3.502	137
1402	Francois	64.89%	1.01%	1.5	0.377	0.0037	0.017	3.502	561
1399	Indra	66.23%	1.09%	0.8	0.375	0.0039	0.018	3.502	297
1405	Jungle	67.17%	1.3%	0.2	0.373	0.0042	0.019	3.502	74
1410	Kari	69.92%	2.97%	1.5	0.368	0.0064	0.026	3.505	543
1404	Mera	57.38%	1.69%	0.7	0.391	0.0048	0.021	3.503	270
1415	Nepal	65.50%	1.75%	0.45	0.376	0.0049	0.021	3.503	167
1406	Overkant	70.45%	1.76%	0.8	0.367	0.0049	0.021	3.503	290
1409	Pangom	79.54%	1.02%	0.3	0.351	0.0037	0.017	3.502	104
1413	Pheriche	81.41%	1.70%	0.1	0.347	0.0048	0.021	3.503	34
1412	TaucheRD	76.27%	1.0%	0.2	0.357	0.0038	0.018	3.502	71
1411	TaucheRG	70.29%	1.5%	0.2	0.367	0.0045	0.020	3.503	73
1414	Yak	70.35%	1.98%	0.55	0.367	0.0052	0.022	3.503	199
1514	Judith	72.29%	1.00%	1.2	0.364	0.0037	0.017	3.502	433
1515	Razen	72.29%	1.00%	0.8	0.364	0.0037	0.017	3.502	288
1516	Summit	63.11%	1.00%	0.9	0.380	0.0037	0.017	3.502	339
1517	Anemone	90.41%	1.00%	0.55	0.331	0.0037	0.017	3.502	180
1518	Thermomètre	70.40%	1.00%	1.3	0.367	0.0037	0.017	3.502	473
1519	Arbre	72.55%	1.00%	1	0.363	0.0037	0.017	3.502	360
1520	Rémi	73.78%	1.00%	0.2	0.361	0.0037	0.017	3.502	72
1522	Nuage	71.94%	1.00%	0.2	0.364	0.0037	0.017	3.502	72

3.4.3 Conductivité hydraulique

Les courbes de conductivités hydrauliques calculées dans ISBA selon la méthode de Clapp and Hornberger (1978) et calculées par la méthode BEST selon la méthode de Van Genuchten (1980) peuvent être comparées pour les points où ont été réalisées les mesures d'infiltrométrie. Les paramètres nécessaires à ISBA pour calculer la conductivité hydraulique sont fournis par Clapp and Hornberger (1978) en fonction de la texture du sol. Les paramètres nécessaires à BEST sont issus des résultats des tests d'infiltrométrie pour chaque parcelle. La Figure 3.10 présentent les courbes de conductivité hydraulique en fonction de la teneur en eau obtenues selon les deux méthodes.

On observe (Table 3.9 et Figure 3.10) que, pour tous les points de mesure, les teneurs en eau à saturation calculées dans la méthode BEST sont supérieures aux teneurs en eau à saturation calculées dans ISBA. Ce résultat suggère que les humidités des sols maximales simulées dans ISBA peuvent être sous estimées par rapport aux résultats obtenus par infiltrométrie. Pour les parcelles *Judith*, *Razen* et *Anemone2*,

les conductivités à saturation K_{sat} utilisées dans ISBA sont supérieures aux valeurs obtenues avec BEST, d'un facteur 3 à 6. Au contraire, pour les parcelles *Rémi* et *Nuage*, les valeurs de K_{sat} obtenues avec BEST sont supérieures aux valeurs utilisées dans ISBA d'un facteur 3.5. Enfin, pour les deux tests réalisés sur la parcelle *Francois*, les valeurs de K_{sat} obtenues avec BEST et utilisées dans ISBA sont similaires. Cependant les valeurs de K_{sat} proposées par Cosby et al. (1984) sont définies à un ordre de grandeur 10 près. Les rapports entre les valeurs obtenues avec BEST ou utilisées dans ISBA sont donc acceptables par rapport à cet ordre de grandeur.

Cependant, les valeurs de w_{sat} et K_{sat} obtenues par la méthode BEST sont entâchées de fortes incertitudes 1) associées aux mesures in-situ et aux hypothèses faites dans le protocole de mesure et 2) associées à la méthode d'analyse BEST. De plus, les valeurs de w_{sat} et K_{sat} calculées dans ISBA sont obtenues empiriquement et sont nécessairement liées à des incertitudes épistémiques dues à l'uniformisation des valeurs pour des types de sols définis.

TABLE 3.8 – Paramètres secondaires calculés par ISBA en fonction des fractions d'argile et de sable moyenne dans la colonne de sol pour les 7 classes de surface définies sur les bassins de Kharikhola et Tauche présentant une profondeur de sol non nulle : teneur en eau à saturation (wsat, en m^3/m^3), point de flétrissement (wwilt, en m^3/m^3), capacité au champ (wfc, en m^3/m^3), pente de la courbe de rétention (xbcoef, adimentionel). La réserve facilement utilisable (RFU, en mm) à la surface de la maille est définie comme $RFU = (w_{sat} - w_{wilt}).d.$

ID	NOM	wsat m^3/m^3	wwilt m^3/m^3	wfcc m^3/m^3	xbcoef	RFU mm
3	Steppes	0.347	0.004	0.021	3.503	34
4	Arbustes	0.367	0.004	0.020	3.503	126
5	Forêt sèche	0.363	0.003	0.017	3.502	72
6	Forêt intermédiaire	0.341	0.003	0.017	3.502	141
7	Forêt humide	0.368	0.003	0.017	3.502	379
8	Terrasses pentues	0.366	0.004	0.019	3.502	202
9	Terrasses plates	0.373	0.004	0.021	3.503	467

TABLE 3.9 – Conductivité hydraulique à saturation K_{sat} et teneur en eau à saturation w_{sat} fournies par (Cosby et al., 1984) utilisées dans ISBA et dans la méthode BEST selon la méthode (Van Genuchten, 1980) pour les 7 points où ont été réalisées des mesures d'infiltrométrie.

		w_{sat}		K_{sat}	
Point de mesure	Classe de texture	BEST m^3/m^3	ISBA m^3/m^3	BEST $mm.s^{-1}$	ISBA $mm.s^{-1}$
Judith	Loamy Sand	0.7689655	0.3641843672	0.0032895	0.0223036239
Razen	Loamy Sand	0.7337931	0.3641843672	0.0037805	0.0223036239
Anemone2	Sand	0.7103448	0.3315600096	0.0168550	0.0576706959
Remi	Loamy Sand	0.8620690	0.3615038247	0.0786111	0.0223036239
Nuage	Loamy Sand	0.7182759	0.3648022938	0.0792115	0.0223036239
Francois avec	Sandy Loam	0.6862069	0.3774974904	0.0329639	0.0342864137
Francois sans	Sandy Loam	0.6862069	0.3774974904	0.0233590	0.0342864137

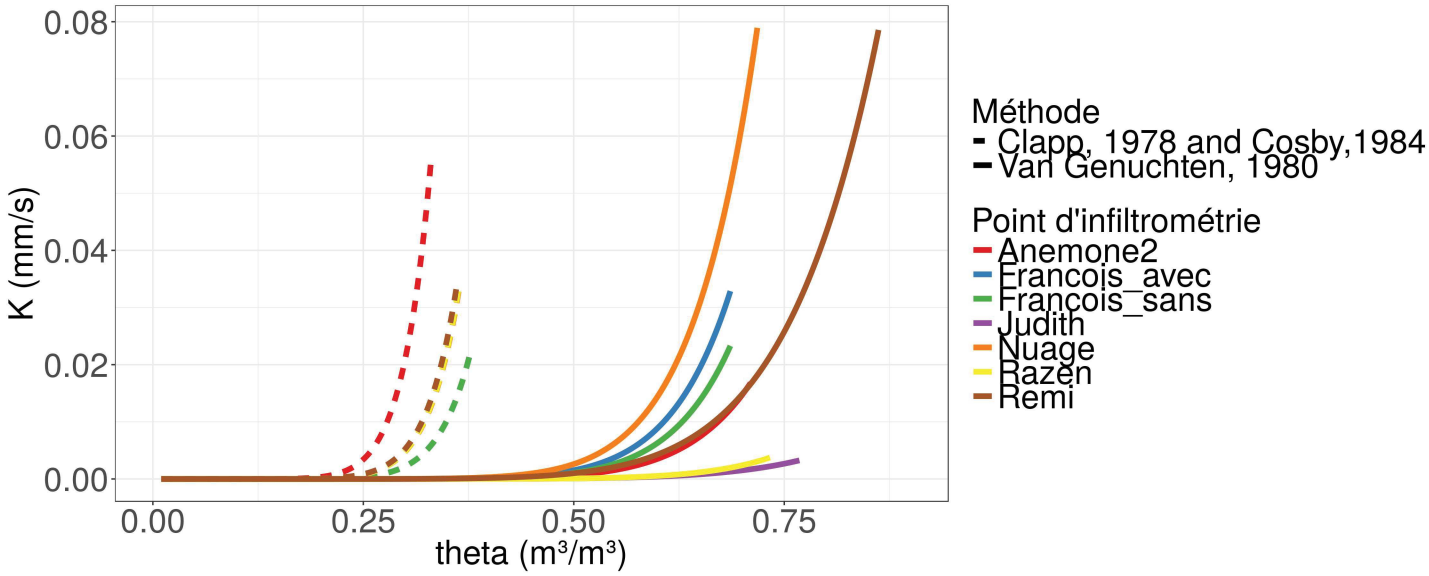


FIGURE 3.10 – Courbes de conductivité hydraulique en fonction de la teneur en eau calculées dans ISBA selon la méthode (Clapp and Hornberger, 1978) et les valeurs fournies par (Cosby et al., 1984) et calculées dans la méthode BEST selon la méthode (Van Genuchten, 1980).

3.5 Simulations à l'interface sol-atmosphère

Afin d'estimer l'influence de la variabilité entre les paramétrages fournis pour des parcelles appartenant à une même classe de surface, les flux verticaux à l'interface sol-atmosphère sont dans un premier temps simulés localement pour chaque parcelle en imposant le même forçage climatique en entrée du modèle pour toutes les parcelles appartenant à une même classe. Dans un second temps, les simulations sont menées pour chacune des 9 classes de surface, en utilisant les paramètres primaires moyens fournis pour les parcelles appartenant à la même classe (voir Table 3.6). Comme aucune parcelle n'a été décrite pour les surface classés *Neige et glace* et *Blocs et Pierres*, les points définis pour la simulation de ces classes sont alors des points arbitrairement choisis selon la cartographie présentée Figure 3.6.

Pour chaque classe de surface, une parcelle représentative est définie pour la localisation de la simulation, et donc pour la définition du forçage climatique spatialisé associé. La définition des parcelles représentatives est présentée Table 3.10. Le forçage climatique fourni en entrée du modèle est spatialisé selon la méthode présentée au Chapitre 4, qui prend en compte l'influence de l'orographie, à partir des mesures aux stations. Les simulations sont menées sur les 3 années hydrologiques 2013–2014, 2014–2015 et 2015–2016. L'année 2013–2014 est utilisée comme année 'spin-up', pour l'initialisation des conditions initiales dans les simulations. Les résultats sont analysés sur les années 2014–2015 et 2015–2016. Les données d'entrée sont fournies au pas de temps horaire. Le pas de temps de calcul pour le modèle est fixé à 5 minutes (pas de temps utilisé par défaut dans SURFEX), et les résultats sont agrégés au pas de temps journalier pour les représentations graphiques. La Table 3.10 présente les moyennes annuelles de température et précipitation totale fournies en entrée du modèle, pour les 9 parcelles représentatives utilisées, pour les deux années hydrologiques 2014-2015 et 2015-2016.

TABLE 3.10 – Caractéristiques géographiques -latitude (LAT), longitude (LON) et altitude (ALT)- et moyennes annuelles de précipitations liquides ($\overline{RAINF}$) et solides ($\overline{SNOWF}$) et des températures de l'air ($\overline{T}$) pour les parcelles représentatives de chaque classe de surface.

Classe de surface	Parcelle	LAT	LON	ALT	$\overline{RAINF}$	$\overline{SNOWF}$	$\overline{T}$
				m a.s.l.	mm	mm	$°C$
9 : Terrasses plates	Francois	27.60553	86.71717	2015	2490	0	14.91
8 : Terrasses pentues	Bridge	27.60667	86.71869	1983	2488	0	15.05
7 : Forêt humide	Judith	27.58949	86.72692	2711	2859	12	10.47
6 : Forêt intermédiaire	Anemone	27.59216	86.75602	3551	1142	41	5.16
5 : Forêt sèche	Remi	27.61527	86.72625	2662	2713	9	10.91
4 : Arbuste	Nepal	27.88072	86.81383	4246	614	199	1.50
3 : Steppe	Pheriche	27.90311	86.81547	4297	533	222	0.93
2 : Blocs et Pierres	-	27.88913	86.78267	5366	148	743	-4.10
1 : Neige et glace	-	27.892148	86.782090	5964	4	824	-7.24

3.5.1 Températures du sol simulées

Les trois capteurs de températures du sol présentés section 2.5.2 fournissent des températures du sol à 10 cm de profondeur pour les capteurs installés aux stations MER et PAN et à 20 cm de profondeur pour le capteur installé à la station MER, sur la période de mai 2015 à mai 2016. Ces chroniques observées peuvent être comparées aux températures du sol simulées par ISBA pour les couches de sol à des profondeurs équivalentes. Les mesures de précipitation et température aux stations météorologiques correspondantes à chaque capteur sont utilisées pour le forçage climatique pour ces simulations. Le paramétrage de ISBA utilisé pour ces simulations est défini en utilisant les mesures au niveau des parcelles les plus proches, i.e. la parcelle *Mera School* pour le capteur situé à la station MER, la parcelle *Pangom* pour le capteur situé à la station TCM et la parcelle *Tauche RD* pour le capteur situé à la station PAN. La Figure 3.11 présente les températures du sol observées au niveau des capteurs au station MER, TCM et PAN, les températures simulées par ISBA pour les couches du sol situées respectivement entre 10 cm et 20 cm et entre 20 cm et 30 cm, et la température de l'air mesurée à la station météorologique correspondante à chaque capteur.

On observe que, pour les capteurs MER et TCM, la dynamique annuelle des température de sol mesurées est globalement bien reproduite par les variables simulées TG3 et TG4. Cependant, les températures de sol sont globalement sur-estimées par les simulations en hiver et sous-estimées durant la mousson, avec des écarts jusqu'à environ 10 $°C$. Pour le capteur PAN, les températures de sol sont sous-estimées par les simulations jusqu'au mois de février 2016. De février 2016 à mai 2016, les températures de sol simulées sont proches des observations (écarts inférieurs à 2 $°C$), et la dynamique journalière est bien représentée. Ce phénomène peut être expliqué par 1) une modification de l'environnement à proximité du capteur ou 2) une variation importante dans les variables climatiques fournies en entrée du modèle à partir du mois de février 2016.

Cette comparaison est intéressante pour une validation des simulations réalisées à l'échelle des parcelles. Cependant, la température des couches superficielles du sol mesurée est fortement influencée par l'environnement à proximité des capteurs (présence de pierres ou de végétation). Ces hétérogénéités locales sont alors difficilement reproductible dans le modèle. De plus, la colonne de sol étant discrétisée dans ISBA en un nombre fini de couches, l'approximation de la température mesurée par les variables TG3 et TG4 est inexacte. Enfin, ces variables sont fortement dépendantes des variables climatiques fournies en entrée du modèle. En particulier, les variables humidité de l'air, rayonnements et de pression atmosphérique sont calculées au niveau des capteurs de température de sol à partir des mesures à la station de la Pyramide (voir section 2.5.2). Cette méthode d'interpolation présente des incertitudes qui influencent fortement la simulation des températures du sol.

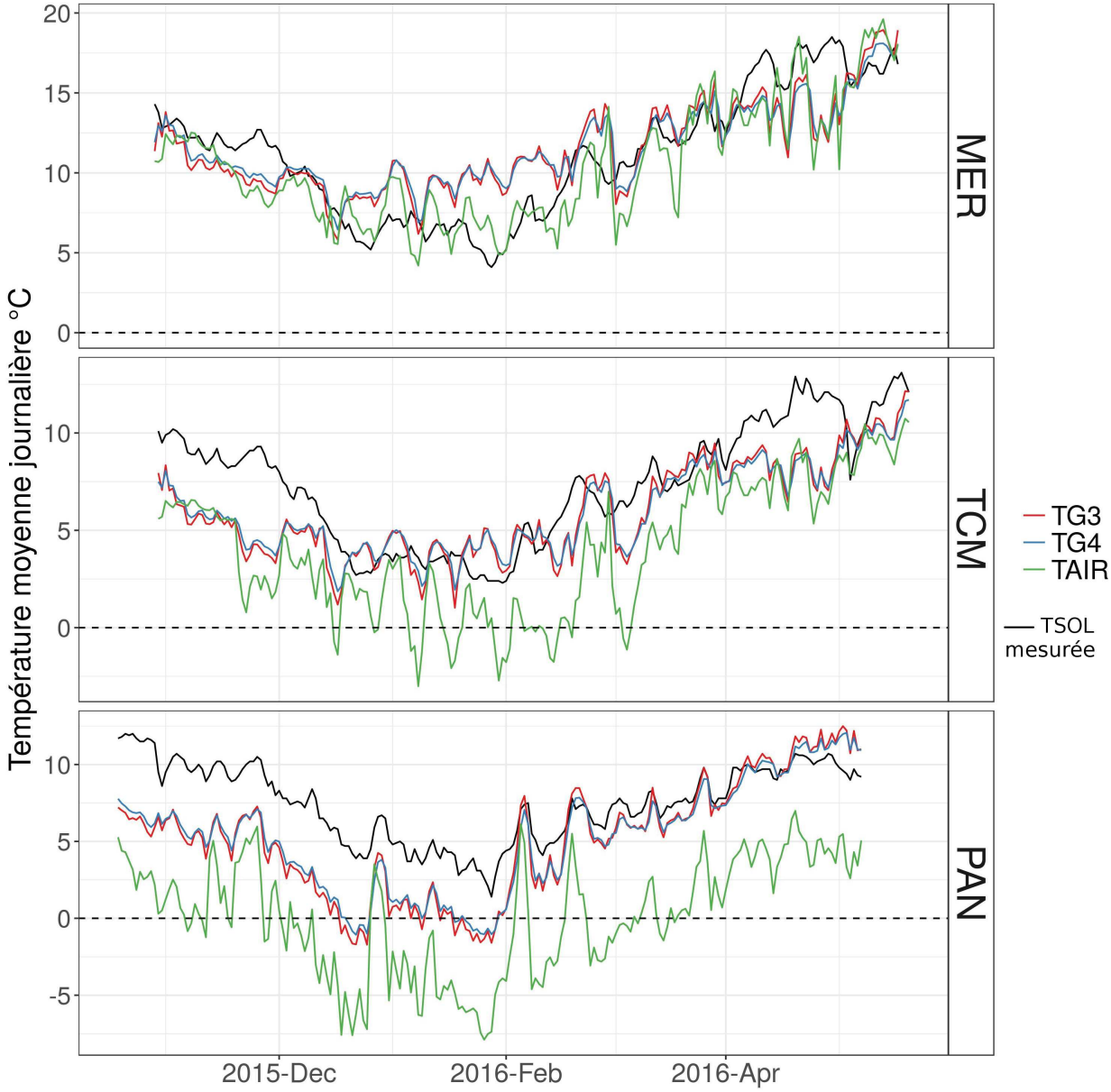


FIGURE 3.11 – Températures du sol observées (courbe noire) et simulées à MER (Mera School), TCM (Pangom) et PAN (Pangboche) à 10 cm ou 20 cm du sol. TG3 et TG4 (en $°C$) correspondent aux températures simulées par ISBA pour les couches du sol situées respectivement entre 10 cm et 20 cm et entre 20 cm et 30 cm, et température de l'air mesurée à la station la plus proche (TAIR en $°C$).

3.5.2 Bilans hydrologiques simulés

Dans cette section, les simulations sont réalisées pour les 22 parcelles pour lesquelles des mesures de textures sont disponibles, en utilisant les paramètres primaires présentés Table 3.4. Le même forçage climatique est utilisé pour les parcelles appartenant à une même classes. Les variables climatiques sont calculées au niveau de la parcelle représentative choisie pour chaque classe. Les variables simulées sont ensuite agrégées au pas de temps annuel, et les écarts-types des simulations pour les parcelles appartenant à une même classe sont calculés. Ce protocole permet de tester seulement l'influence de la variabilité du paramétrage fournis pour différentes parcelles au sein d'une même classe.

Les cumuls annuels de précipitations solides et liquide, ainsi que les températures moyennes annuelles utilisés pour chaque classe sont présentés Table 3.10. La Table 3.11 présente les volumes annuels simulés par ISBA pour les 22 parcelles étudiées, en moyenne sur les deux années hydrologiques 2014–2015 et 2015–2016, pour les variables *Ruissellement de Dunne*, *Ruissellement de Horton*, *Drainage vertical*, *Évapotranspiration totale*, *Contribution de la fonte nivale*, *Variation du stock dans le manteau neigeux*, *Variation du stock dans le sol*. Les résultats pour les parcelles appartenant aux mêmes classes sont agrégés, et les écarts-types sont calculés pour chaque classe. La fonction écart-type (*sd*) par défaut dans R utilise la formule :

$$sd(x) = \sqrt{\frac{1}{n-1}.\sum_{i=1}^{n}(x_i - \overline{x})^2} \tag{3.25}$$

Pour les classes représentées seulement par deux parcelles (c'est à dire les classes *Arbuste*, *Forêt Sèche*, *Forêt Intermédiaire* et *Terrasse plate*), cette définition correspond à la distance euclidienne à la moyenne des deux valeurs. Pour la classe *Steppe*, représentée par une seule classe, il n'est pas possible de définir l'écart-type.

On observe que, à l'échelle annuelle et pour toutes les classes de surface, le ruissellement de surface est principalement assuré par le ruissellement de Dunne. Le ruissellement de Horton est négligeable pour toutes les classes, sauf la classe *Steppes* (parcelle *Népal*). De plus, pour toutes les classes de surface, le drainage en bas de la colonne de sol est prépondérant par rapport au ruissellement de Dunne à l'échelle annuelle. En effet, les sols des parcelles simulées sont peu profonds (maximum 1.5 m pour les zones de cultures) et sableux, ce qui induit un écoulement vertical rapide. Les écarts-types associés à ces volumes annuels représentent au maximum 8.8% pour le ruissellement de Dunne et maximum 3.5% pour le drainage vertical.

Les volumes annuels d'évaporation totale pour toutes les classes de surface sont cohérents avec les estimations actuelles de l'évapotranspiration dans cette zone, présentant des volumes plus importants sur les classes de forêt (936 mm/an pour la classe *Forêts Humides*) que pour les zones de haute montagne (440 mm/an pour la classe *Steppes*). Les écarts-types associés à ces volumes annuels sont au maximum de 4.9%. La contribution de la fonte nivale est négligeable pour les classes de cultures, faible pour les classes de forêt ($<$ 33 mm/an) et importante pour les classes *Steppes* et *Arbustes* (respectivement 218 mm/an et 198 mm/an). Les écarts-types associés à ces bilans pour les classes de forêt sont importants (jusqu'à 20.5%), cependant les volumes associés sont faibles. L'écart-type pour la classe *Steppes* est faible (0.8%). La variation annuelle du volume stocké dans le couvert neigeux est négligeable pour toutes les classes de surface. La variation annuelle du volume stocké dans la colonne de sol représente au maximum 24 mm/an (pour la classe *Forêts Humides*). Les écarts-types associés à la variation annuelle du stock dans le sol sont importants (maximum 63.6 %), cependant ces écarts-types équivalent à une variation de $\pm$ 9 mm/an des volumes annuels. Ces résultats corroborent l'hypothèse précédemment émise (voir section 2.4.3) d'une variation inter-annuelle de stock en surface et sub-surface négligeable.

Cette analyse montre que la variabilité du paramétrage fourni pour différentes parcelles au sein d'une même classe induit des écarts-types acceptables pour les cumuls annuels des variables simulées. En effet, les écarts-types supérieurs à 9% sont associés à des volumes annuels faibles (inférieurs à 24 mm/an). En moyenne sur toutes les variables et les classes, en ne considérant que les volumes annuels supérieurs à

30mm/an (c'est à dire les volumes qui influencent significativement les bilans annuels), l'écart-type moyen de l'ensemble des volumes annuels simulés représente 5.76%. En choisissant l'écart-type relatif comme une mesure de l'incertitude, on peut donc considérer que l'incertitude associée à la paramétrisation des surfaces dans ISBA est inférieure à 6%. On peut donc conclure que cette source d'incertitude est relativement faible par rapport aux autres sources d'incertitudes étudiées dans ce mémoire.

TABLE 3.11 – Bilans annuels simulés par ISBA pour les 22 parcelles étudiées, en moyenne sur les deux années hydrologiques 2014–2015 et 2015–2016, pour les variables Ruissellement de Dunne, Ruissellement de Horton, Drainage vertical, Évapotranspiration totale, Contribution de la fonte nivale, Variation du stock dans le manteau neigeux, Variation du stock dans le sol. Les résultats pour les parcelles appartenant aux mêmes classes sont agrégés, et les écarts-types pour sont calculés pour chaque classe.

ID	NOM	Moyenne (mm)	Écart-type (mm)	Écart-type relatif	Nombre de parcelles
	Ruissellement de Dunne				
3	Steppes	74	-	-	1
4	Arbustes	69	5	7.49%	2
5	Forêts Sèches	358	3	0.79%	2
6	Forêts Intermédiaires	101	9	8.81%	2
7	Forêts Humides	369	9	2.5%	5
8	Terrasses pentues	330	18	5.45%	4
9	Terrasses plates	342	15	4.24%	2
	Ruissellement de Horton				
3	Steppes	16	-	-	1
4	Arbustes	1	1	Non significatif	2
5	Forêts Sèches	0	0	Non significatif	2
6	Forêts Intermédiaires	0	0	Non significatif	2
7	Forêts Humides	0	0	Non significatif	5
8	Terrasses pentues	0	0	Non significatif	4
9	Terrasses plates	0	0	Non significatif	2
	Drainage vertical				
3	Steppes	233	-	-	1
4	Arbustes	216	5	2.51%	2
5	Forêts Sèches	1576	0	0.02%	2
6	Forêts Intermédiaires	518	20	3.81%	2
7	Forêts Humides	1574	11	0.72%	5
8	Terrasses pentues	1429	35	2.48%	4
9	Terrasses plates	1361	26	1.92%	2
	Évapotranspiration totale				
3	Steppes	440	-	-	1
4	Arbustes	525	10	1.9%	2
5	Forêts Sèches	818	3	0.32%	2
6	Forêts Intermédiaires	567	28	4.86%	2
7	Forêts Humides	936	17	1.86%	5
8	Terrasses pentues	744	35	4.71%	4
9	Terrasses plates	798	15	1.83%	2

ID	NOM	Moyenne (mm)	Écart-type (mm)	Écart-type relatif	Nombre de parcelles
	Contribution de la fonte nivale				
3	Steppes	218	-	-	1
4	Arbustes	198	2	0.8%	2
5	Forêts Sèches	8	0	0.18%	2
6	Forêts Intermédiaires	33	2	5.46%	2
7	Forêts Humides	9	2	20.54%	5
8	Terrasses pentues	0	0	Non significatif	4
9	Terrasses plates	0	0	Non significatif	2
	Variation du stock dans le manteau neigeux				
3	Steppes	0	-	-	1
4	Arbustes	-1	1	Non significatif	2
5	Forêts Sèches	0	0	Non significatif	2
6	Forêts Intermédiaires	0	0	Non significatif	2
7	Forêts Humides	1	2	Non significatif	5
8	Terrasses pentues	0	0	Non significatif	4
9	Terrasses plates	0	0	Non significatif	2
	Variation du stock dans le sol				
3	Steppes	-2	-	-	1
4	Arbustes	12	2	12.75%	2
5	Forêts Sèches	0	0	Non significatif	2
6	Forêts Intermédiaires	16	0	1.48%	2
7	Forêts Humides	24	3	10.33%	5
8	Terrasses pentues	14	9	63.24%	4
9	Terrasses plates	19	2	8.96%	2

3.5.3 Simulations pour chaque classe de surface

Dans cette section, les simulations sont réalisées pour les 9 parcelles représentatives de chaque classe de surface (voir Table 3.9), en utilisant les paramètres primaires présentés Table 3.6 pour chaque classe. Ce protocole permet d'analyser et de comparer la dynamique des variables simulées pour chaque type de surface, en prenant en compte la spatialisation des variables climatiques. Les paragraphes suivants décrivent les chroniques simulées pour les variables du bilan hydrologique : l'évapotranspiration totale et ses composantes, le contenu en eau du sol, le contenu en eau du manteau neigeux, les ruissellements en surface et le drainage vertical en bas de la colonne de sol.

Evapotranspiration

La Figure 3.12 présente le flux d'évapotranspiration totale, résultant de l'évaporation du sol nu et de l'évapotranspiration de la végétation, ainsi que les précipitations (solides et liquides) et les températures de l'air fournies en entrée de ISBA pour chacune des parcelles simulées. L'évapotranspiration totale est plus importante pour les classes *Forêt sèche* (30% des précipitations totales en moyenne), *Forêt Intermédiaire* (48% des précipitations totales en moyenne) et *Forêt humide* (32% des précipitations totales en moyenne), que pour les classes de culture et de haute montagne. L'évapotranspiration se produit majoritairement durant la mousson, cependant des pics d'évapotranspiration sont également observables lors des précipitations de pré mousson, associées à une augmentation des températures, en particulier en mars et avril 2015. L'évapotranspiration totale est la somme de l'énergie restituée par l'évaporation sur le sol nu

(EG), par l'évaporation de l'eau interceptée par la végétation (ER) et par la transpiration de la végétation (ETR) (voir section 3.2.3). Ces trois composantes sont présentées pour chaque parcelle Figure 3.13. ER et ETR sont négligeables pour les classes de haute montagne (*Neige et glace, Blocs et pierres* et *Steppes*). ETR est supérieure à EG pour les classes de culture et comparable à EG pour les classes de forêt. Enfin, des pics de ER sont observables pour les classes de forêts entre décembre 2014 et avril 2015 (hiver et pré-mousson). Cependant ces pics de restitution d'énergie se traduisent par des faibles volume évaporés, du fait de la faible humidité du milieu à ces saisons. Il n'existe pas, à ma connaissance, de travaux qui proposent des valeurs de flux évaporatifs par type de surface en Himalaya. Il est donc difficile de comparer ces résultats à d'autres travaux de modélisation dans lesquels les résultats sont agrégrés à l'échelle des bassins versants. De plus, les produits satellitaires disponibles pour la quantification des flux évaporatifs, en particulier le produit MOD16 (Nishida et al., 2003), sont montrés comme étant peu robustes en Himalaya (Y. Arnaud, communication orale, 2015). Il n'est donc pas possible de valider directement ces résultats de simulation par type de surface. Cepandant, les simulations ISBA agrégées à l'échelle des bassins de Kharikhola et Tauche seront comparés aux simulations obtenues avec le modèle hydrologique J2000 à la section 5).

Contenu en eau du sol

La Figure 3.14 présente le contenu en eau total (solide + liquide) de la colonne de sol (WGTOT), le contenu en eau solide de la colonne de sol (WGI), et le Soil Water Index (SWI), ainsi que les précipitations (solides et liquides) fournies en entrée de ISBA pour chacune des parcelles simulées. Le SWI (en $\%$) est défini comme :

$$SWI = \frac{w - w_{wilt}}{w_{fc} - w_{wilt}} \tag{3.26}$$

où w est le contenu en eau total de la colonne de sol, w_{wilt} est le point de flétrissement et w_{fc} la capacité au champ. Les valeurs de SWI pour les classes *Neige et glace* et *Blocs et pierres* ne sont pas cohérentes car les profondeurs de sol sont proche de 0 cm (fixées à 1 cm dans le modèle). WGTOT pour ces classes est nul. WGI est négligeable pour les classes de forêt et de culture, alors qu'il représente jusqu'à 53$\%$ du contenu en eau total du sol durant l'hiver pour la classe *Steppes*. WGTOT est une fonction croissante de la profondeur de sol, il est donc globalement plus important pour les classes de culture et de forêt que pour les classes *Steppes* et *Arbustes*. Pour les classes de culture et de forêt, SWI est égal ou supérieur à 100% durant les mois de mousson et diminue globalement de octobre à juin. Pour les classes *Forêt Intermédiaire* et *Forêt Sèche*, le SWI minimal atteint respectivement 17$\%$ et 26$\%$ durant les périodes d'étiage (mars-avril), alors qu'il décroît jusqu'à 3$\%$ pour la classe *Forêt Sèche*. Les stocks en périodes d'étiage (rapporté au volume de sol) dans les surfaces appartenant à la classe *Forêt Sèche* sont donc plus faibles que pour les classes *Forêt Intermédiaire* et *Forêt Sèche*. Des pics de WGTOT associés à des pics de précipitation sont observables pour les deux classes de culture. Pour toutes les classes, on observe globalement une réponse rapide de WGTOT aux précipitations liquides. On peut donc en déduire que les flux verticaux d'infiltration simulés sont rapides pour ces sols globalement fins et sableux. Enfin, des variations de SWI sont remarquables pour les classes *Steppes*, *Arbustes* et *Forêt Intermédiaire* durant l'hiver 2014 et au mois de juin 2015, en l'absence de précipitations remarquables. Ces variations sont concomitantes avec l'augmentation de WGI sur ces parcelles et peuvent être reliés à des pics de fonte du couvert neigeux. La fonte du couvert neigeux influence donc significativement les contenus en eau du sol.

Contenu en eau du manteau neigeux

La Figure 3.15 présente l'équivalent en eau du manteau neigeux (en cm), hauteur du manteau neigeux (en cm) et fonte nivale (en mm/jour) calculés par ISBA ainsi que les précipitations (solides et liquides) et les températures de l'air fournies en entrée de ISBA pour chaque classe de surface. Le manteau neigeux est non négligeable seulement sur les classes *Forêt Sèche*, *Arbustes*, *Steppes*, *Blocs et Pierre* et *Neige et glace* et seulement en dehors de la période de mousson (i.e. d'octobre à juin environ). Pour les classes *Blocs et Pierre* et *Neige et glace*, la fonte nivale se produit durant la mousson, associée aux pics de précipitations, sans stockage siginifatif dans le couvert neigeux supérieur à un jour. Pour les quatre

classes, stock dans le couvert neigeux se fait principalement au cours de l'hiver et de la pré-mousson 2014, alimenté par des précipitations solides associées à des températures négatives. Lors de la pré-mousson 2015, pour les classes *Arbustes*, *Steppes* et *Blocs et Pierre*, le couvert neigeux a fondu jusqu'à atteindre une valeur non siginicative, respectivement le 12, 29 et 13 mars 2015.

Aucune mesure in-situ du couvert neigeux n'est disponible au niveau des parcelles considérées pour ces simulations, et les produits satellitaires (MOD10A1 et MOD10A2) présentent trop d'incertitude à cette échelle pour être utilisés pour la validation quantitive des simulations du couvert neigeux (voir section 2.3). Cependant, il est possible de comparer qualitativement les résultats de simulation pour les classes *Arbsutes* (altitude de la simulation 4246 m) et *Steppes* (altitude de la simulation 4297 m) aux observations et photographies réalisées aux planches à neige de Khunde (altitude 4029 m) et Dingboche (altitude 4334 m). Les photographies prises par les observateurs/trices montrent que le paysage a été partiellement enneigé aux alentours de la planche à neige de Khunde du 21/12/2014 au 23/03/2015, et à celle de Dingboche du 18/01/2014 au 19/03/2015. Ces observations sont cohérentes avec les résultats de simulation, et montrent que le couvert neigeux n'était plus significatif à partir de la fin du mois de mars 2015.

Ruissellement de surface et drainage

La Figure 3.16 présente le ruissellement simulé sur les surfaces saturées (ruissellement de Dunne) (Dunne, 1983), le ruissellement simulé par refus à l'infiltration (ruissellement de Horton) (Horton, 1941) et le drainage simulé en bas de la colonne de sol, calculés par ISBA pour chaque parcelle simulée. On observe que, pour toutes les classes, le ruissellement de Horton est négligeable. On en déduit que les intensités de précipitation sont globalement inférieures à la conductivité hydraulique en surface. De plus, on observe que le drainage en bas de la colonne de sol est majoritaire devant le ruissellement de surface pour toutes les classes.

Synthèse des simulations pour chaque classe de surface

Globalement, l'ensemble de ces simulations ainsi que les résultats des tests d'infiltrométrie présentés section 3.3.5 montrent que :

- Pour l'ensemble des points d'échantillonnage étudiés, les sols sont peu profonds et sableux. Il en résulte des flux d'infiltration rapides, corrélés aux précipitations liquides. Les circulations simulées dans le sol sont en effet majoritaires devant les écoulements de surface. De plus, les sols sableux présentant une porosité importante, les volumes stockés dans les sols sont significatifs par rapport aux autres termes du bilan hydrologique (au maximum 400 mm durant la mousson dans les zones de culture), bien qu'ils varient fortement pour les différents types de surface, dépendant principalement de la profondeur des sols. Par conséquent, les circulations dans les sols peuvent contribuer significativement aux débits de surface.

- La méthode de spatialisation utilisée (voir Chapitre 4) fournit des précipitations solides non négligeables seulement pour les parcelles situées au dessus de 3500 m d'altitude. Par conséquent, les volumes annuels de fonte nivale simulés sont non-négligeables seulement pour les classes *Forêts Intermédiaires*, *Arbustes*, *Steppes*, *Blocs et pierres* et *Neige et glace*. La contribution nivale pour les classes *Forêts Humides*, *Forêts Sèches* et pour les deux classes de culture est négligeable. De plus, un stock d'eau sous forme solide dans le sol se produit entre décembre et mars, pour les classes *Forêts Intermédiaires*, *Arbustes*, *Steppes*.

En complément, on note des comportements particuliers à chaque classe de surface :

- *Neige et glace* et *Blocs et pierres* : Les simulations pour ces deux classes de surface ont la particularité de ne pas être basées sur des points de mesure sur le terrain. Les processus simulés pour la sub-surface dans ISBA sont non significatifs car les épaisseurs de sol pour ces classes sont nulles. On observe que l'évapotranspiration totale pour la classe *Blocs et pierres* se fait principalement durant la mousson, due à l'évaporation sur sol nu.

- *Steppes* et *Arbustes* : Les surfaces de ces classes sont faiblement à moyennement couvertes d'une végétation arbustive basse et présentent des sols sableux et peu profonds (respectivement 10 cm et 35 cm). L'évapotranspiration totale simulée pour ces classes représente respectivement 54% et 64% des précipitations totales à l'échelle annuelle. Cette évapotranspiration totale est principalement due à l'évaporation sur sol nu pour ces deux classes. Les simulations pour ces classes présentent des pics de ruissellement hortonien en avril 2015, corrélés avec des pics de fonte nivale et une augmentation du contenu en eau solide dans le sol. Il existe donc pour ces deux classes un retard à l'écoulement en surface et sub-surface, induit par les stocks en surface (couvert neigeux) et sous forme solide dans le sol. Cette analyse est cohérente avec la description de ces classes basée sur les observations de terrain, selon lesquelles des périodes de gel influencent la structure des sols.

- *Forêt sèche* et *Forêt Intermédiaire* : Les surfaces pour ces classes sont fortement végétalisées, mais présentent une profondeur de sol faible (respectivement 20 cm et 42 cm). L'évapotranspiration pour ces classes se produit principalement durant la mousson et la pré-mousson, résultant principalement de la transpiration de la végétation et de l'évaporation de l'eau interceptée par la végétation. Les contributions du couvert neigeux simulées sont négligeables pour la classe *Forêt sèche* et faible pour la classe *Forêt Intermédiaire*. En effet, les parcelles appartenant à la classe *Forêt Intermédiaire* sont globalement situées plus en altitude que les parcelles appartenant à la classe *Forêt Sèche*. Le volume maximal stocké dans la colonne de sol est inférieur aux volumes stockés simulés pour la classe *Forêt Humide*. Rapporté aux précipitations, le ruissellement de surface (cumul du ruissellement de Dunne et Horton) est supérieur aux ruissellements de surface simulés pour la classe *Forêt Humide*. Cette analyse est cohérente avec la description de ces classes basée sur les observations de terrain, selon laquelle le réseau hydrographique en surface pour ces classes est dense.

- *Forêt humide* : Les surfaces pour cette classe présentent un couvert végétal similaire à celui des classes *Forêt sèche* et *Forêt Intermédiaire*, cependant les profondeurs de sol sont plus importantes (1.04 m). Il en résulte des flux d'évapotranspiration similaires à ceux simulés pour la classe *Forêt sèche* (environ 30% des précipitations totales). Cependant, les stocks dans le sol (exclusivement sous forme liquide) sont plus importants que pour les deux autres classes de forêt (maximum 300 mm) et l'indice de saturation minimal (SWI) est plus important pour cette classe que pour les deux autres classes de forêts. Cette analyse est cohérente avec la description de cette classe basée sur les observations de terrain, selon laquelle on note la présence de stocks temporaires en surface pour des parcelles appartenant à cette classe.

- *Terrasses pentues* et *Terrasses plates* : Les surfaces pour ces classes présentent les sols les plus profonds des 9 classes. Le couvert végétal présente une forte dynamique saisonnière, avec une surface végétalisée nulle pendant l'hiver et une surface densément végétalisée durant la mousson. Il en résulte une forte variabilité saisonnière dans les composantes de l'évapotranspiration totale : bien que les volumes annuels d'évapotranspiration totale soient équivalents aux évapotranspirations simulées pour les classes de forêts (environ 30% des précipitations totales), l'évapotranspiration totale est assuré majoritairement par la transpiration de la végétation durant la mousson et par l'évaporation sur sol nu durant l'hiver. De plus, les contenus en eau (liquide) du sol sont plus importants pour la classe *Terrasses plates* que pour les autres 8 classes (maximum 400 mm et minimum 150 mm). Cette analyse est cohérente avec la description de cette classe basée sur les observations de terrain, selon laquelle on note la présence de circulation d'eau dans le sol superficiels, en particulier dans des zones de colluvions pour des parcelles appartenant à cette classe.

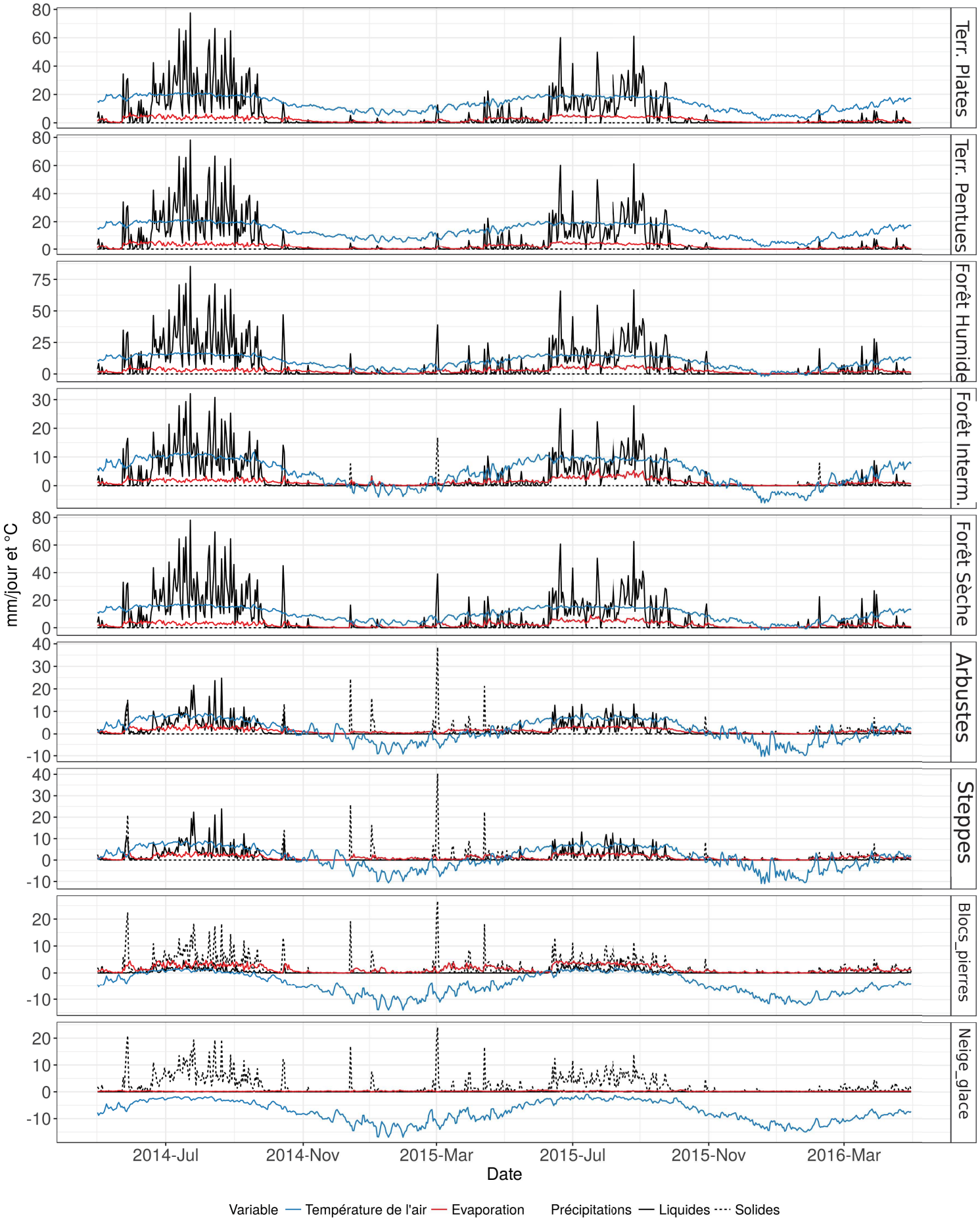


FIGURE 3.12 – Evapotranspiration totale (sol et végétation) calculée par ISBA pour chaque classe de surface (en mm/jour), température de l'air (en $°C$) et précipitations solides et liquides (en mm/jour) fournies en entrée du modèle pour chaque classe. Les chroniques présentées sont agrégées au pas de temps journalier.

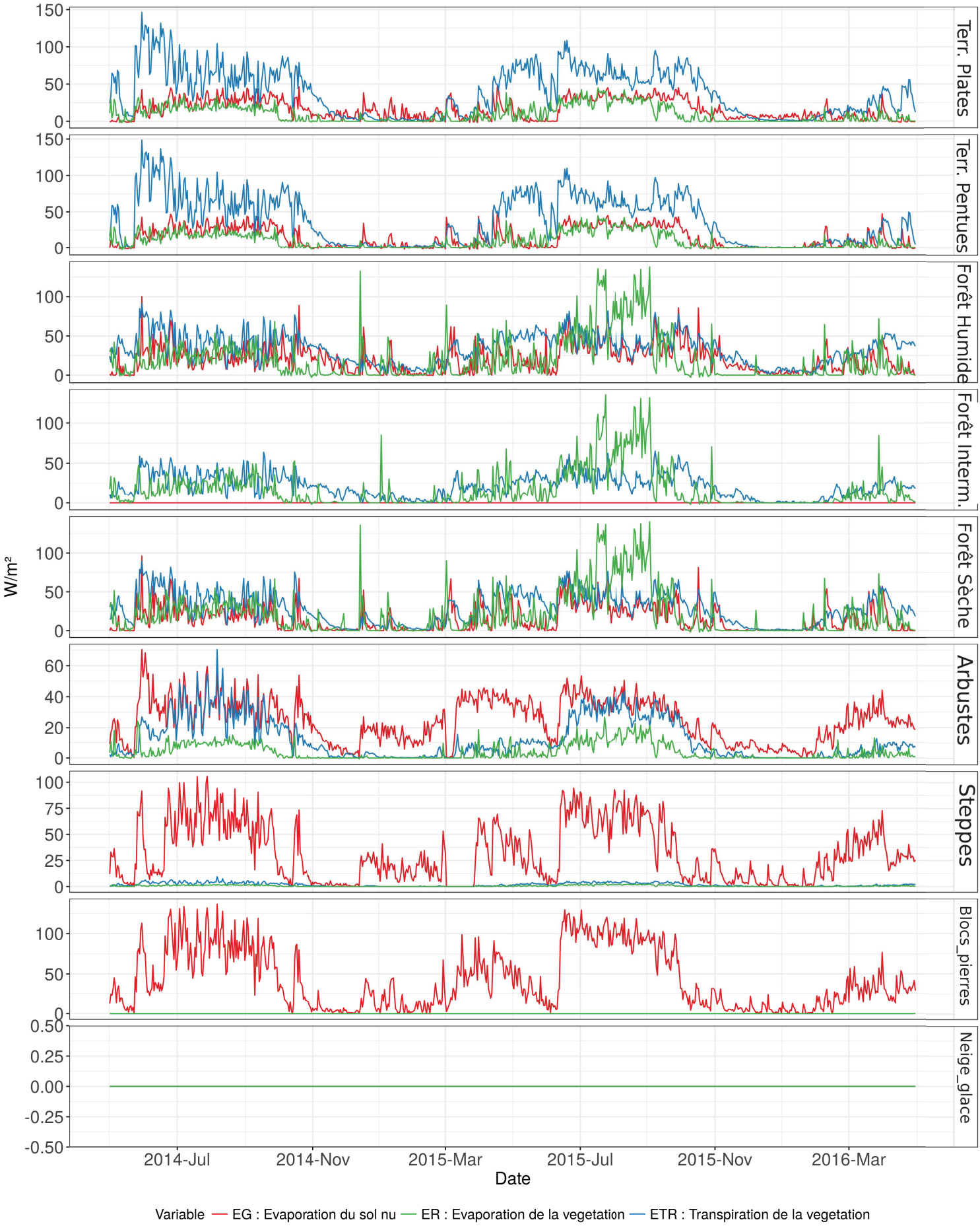


FIGURE 3.13 – Composantes de l'évapotranspiration totale (sol et végétation) calculée par ISBA pour chaque classe de surface : évaporation du sol nu (EG) , évaporation du réservoir d'interception (ER), transpiration de la végétation (ETR). Les chroniques présentées sont agrégées au pas de temps journalier.

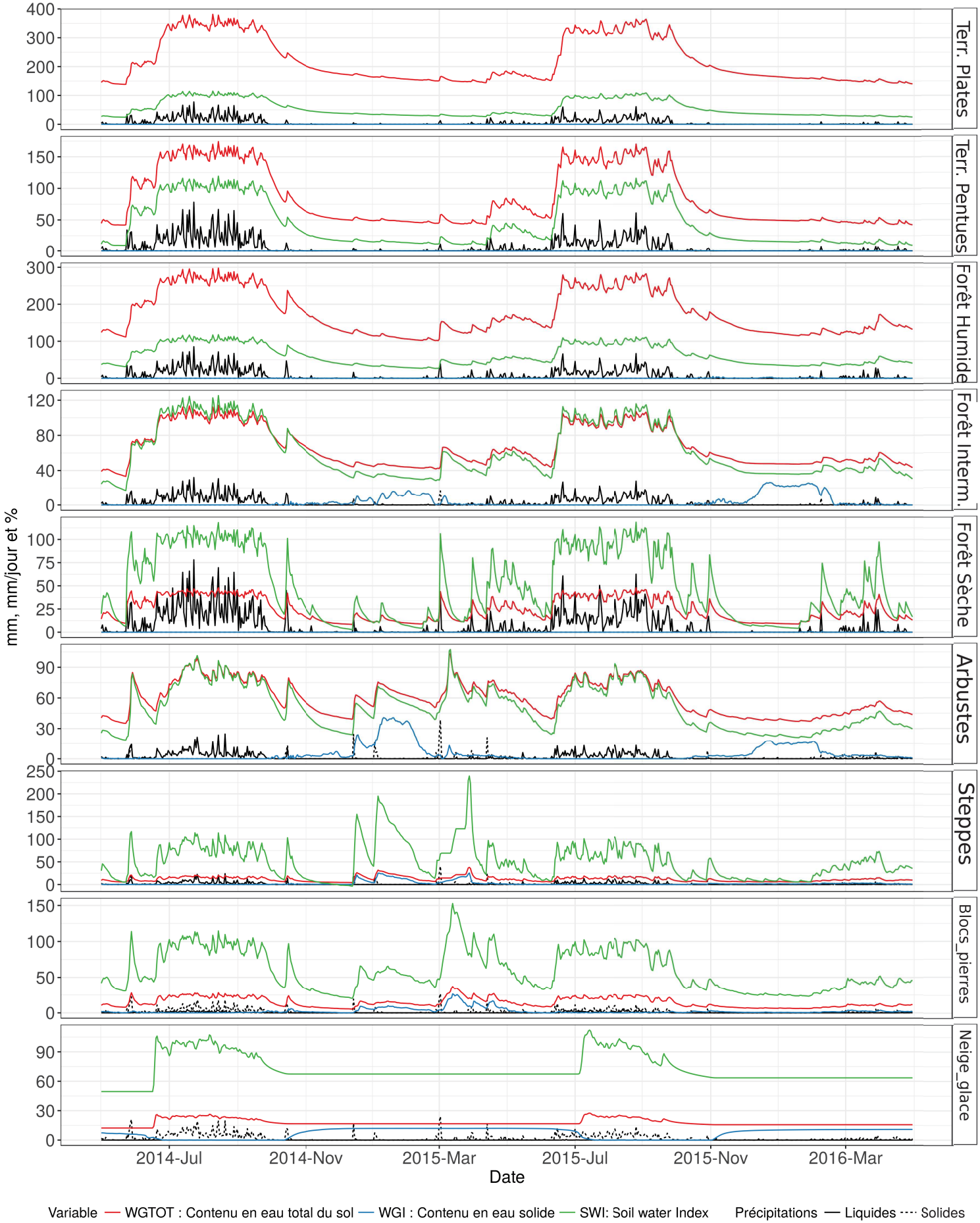


FIGURE 3.14 – Contenu en eau du sol calculé par ISBA pour chaque classe de surface : Contenu en eau total (solide + liquide) de la colonne de sol (WGTOT, en mm), contenu en eau solide de la colonne de sol (WGI, en mm), Soil Water Index (SWI, en %) . Les chroniques présentées sont agrégées au pas de temps journalier.

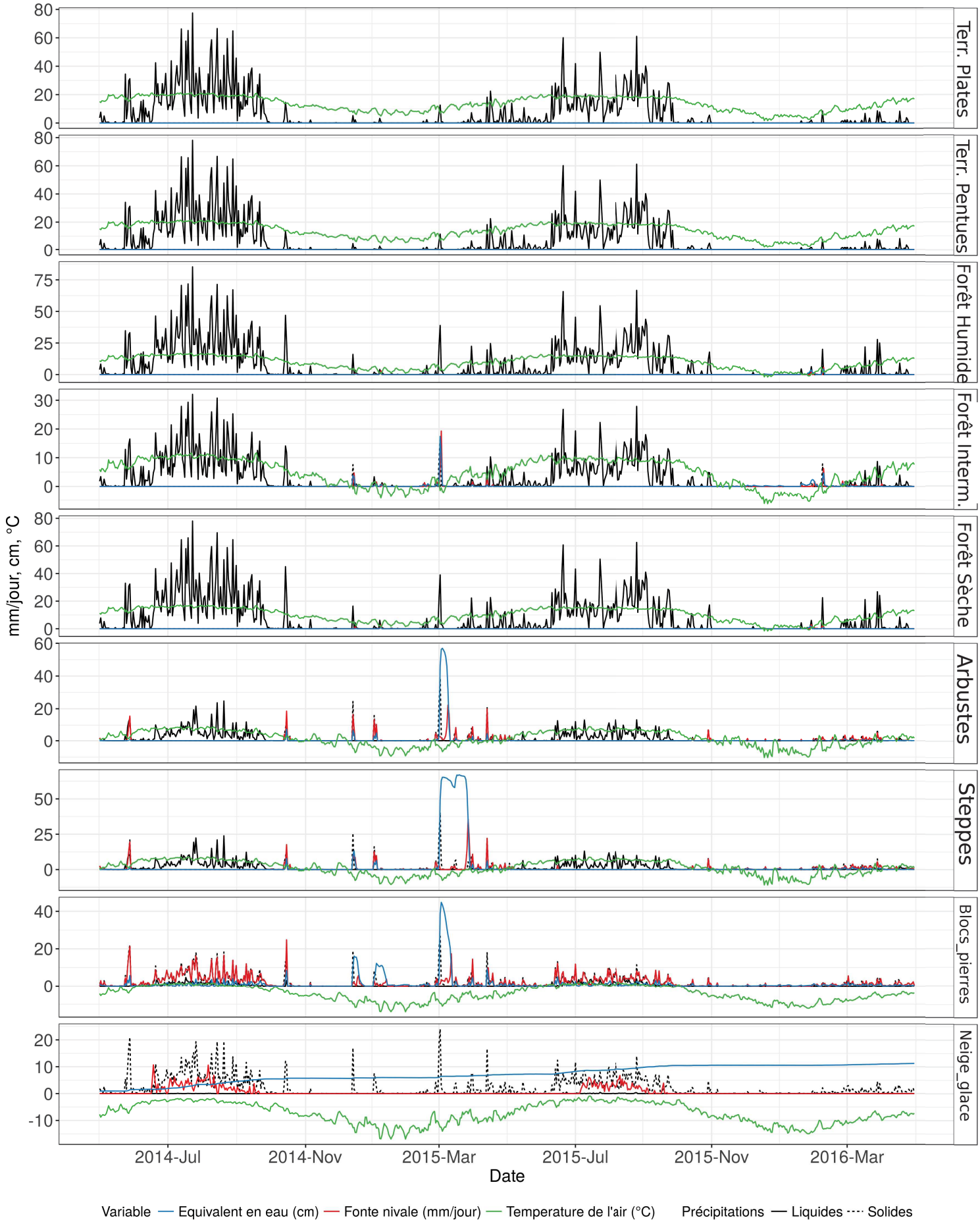


FIGURE 3.15 – Équivalent en eau du manteau neigeux (en cm), hauteur du manteau neigeux (en cm) et fonte nivale (en mm/jour), calculés par ISBA pour chaque lasse de surface, température de l'air (en $°C$) et précipitations solides et liquides (en mm/jour) fournies en entrée du modèle pour chaque classe. Les chroniques présentées sont agrégées au pas de temps journalier.

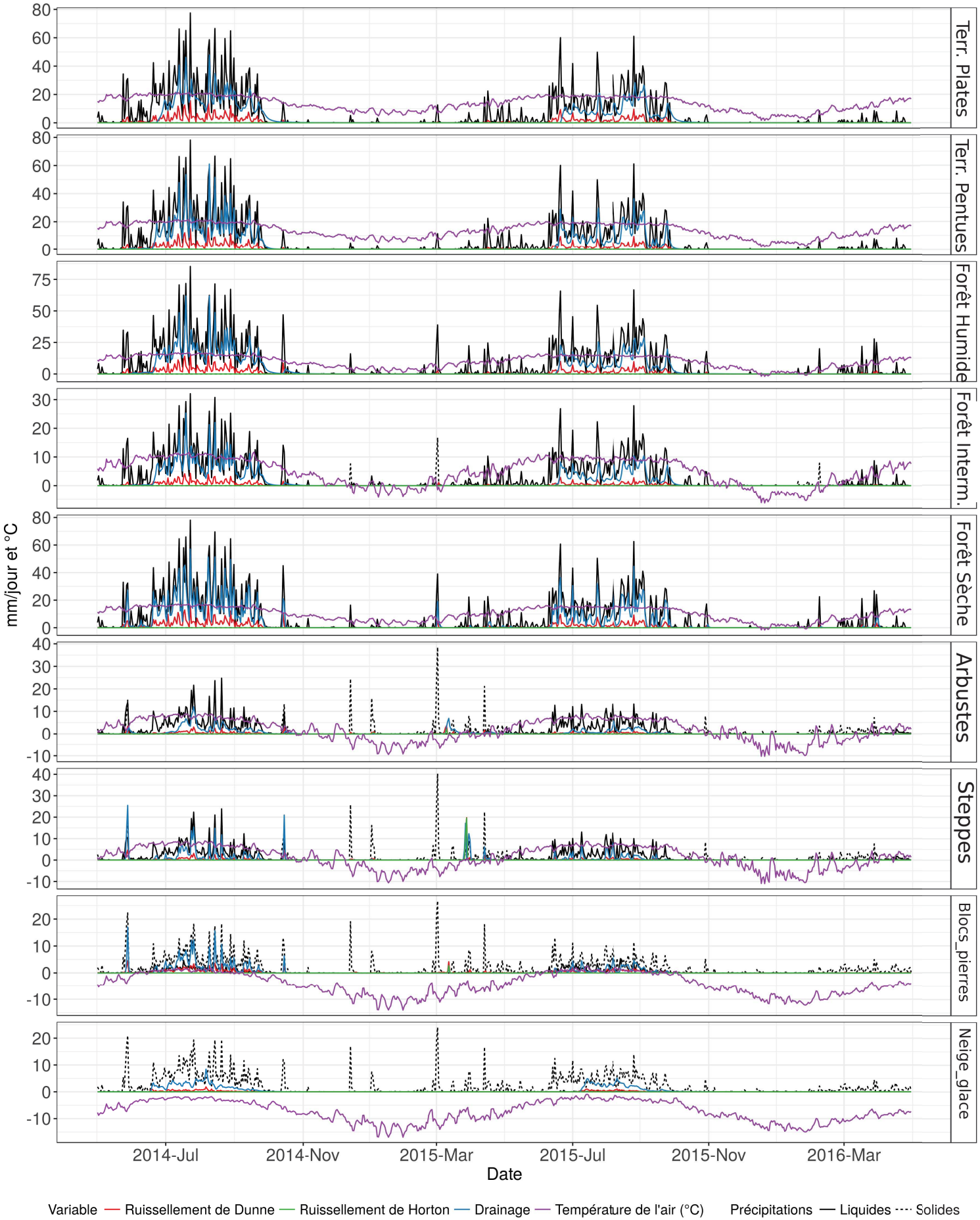


FIGURE 3.16 – Ruissellement sur les surfaces saturées (ruissellement de Dunne (Dunne, 1983)), ruissellement par refus à l'infiltration (ruissellement de Horton (Horton, 1941)) et drainage en bas de la colonne de sol, calculés par ISBA pour chaque classe de surface. Les chroniques présentées sont agrégées au pas de temps journalier.

Ce qu'il faut retenir du chapitre 3

- Le **schéma de surface ISBA** est utilisé pour représenter les flux d'eau et d'énergie à l'interface sol-atmosphère au pas de temps infra-horaire. Avec l'**approche diffusive** utilisée dans ISBA, le bilan de masse et d'énergie est réalisé à la surface, puis à propagé à travers les différentes couches du sol. Les propriétés physiques des sols, de la végétation et du couvert neigeux sont pris en compte.

- Des **mesures in-situ** des propriétés physiques des sols et de la végétation sur des parcelles de 9 m^2 ou 18 m^2 ont été intégrées pour la paramétrisation des surfaces (sols et végétation) dans le modèle, afin de représenter la forte variabilité spatio-temporelle des processus mis en jeu sur les deux bassins étudiés. Les paramètres non mesurables pour la paramétrisation des surfaces sont déterminés à partir du produit ECOCLIMAP, disponible à l'échelle mondiale à la résolution de 1 km.

- Des mesures de **granolumétrie** montrent que les échantillons de sol prélevés dans des milieux de haute et moyenne montagnes sont **majoritairement sableux** (fraction de sable entre 60% et 70%) et peu profonds (maximum 1.5 m en zone de culture). Des **tests d'infiltrométrie** complémentaires sont réalisés afin d'estimer les vitesses et capacités d'infiltration des sols échantillonnés.

- Les surfaces rencontrées sur les bassins de Kharikhola et Tauche sont organisées selon **neuf classes de surface**, elles-mêmes regroupées en 3 macro-classes : "haute montagne", "forêts" et "cultures". Cette classification prend en compte les caractéristiques topographiques (pente, orientation, localisation), les structures et compositions des sols et les types et densités de végétation. Une cartographie de cette classification est établie sur les bassins de Kharikhola et Tauche à la résolution de 10 m, en appliquant une **classification supervisée** basée sur des images satellitaires récentes.

- Les résultats des simulations ISBA réalisées pour chaque parcelle montrent que la variabilité du paramétrage fourni pour les différentes parcelles au sein d'une même classe induit des écarts-types dans l'ensemble des résultats de simulations inférieurs à 6%. On peut donc considérer que **l'incertitude associée à la paramétrisation des surfaces dans ISBA est relativement faible par rapport aux autres sources d'incertitudes étudiées**.

- Enfin, les résultats de simulations permettent de discerner des **comportements particuliers pour chaque classe de surface**. En particulier, les résultats de simulation montrent que des stocks en surface (couvert neigeux) et sous forme solide dans le sol retardent les écoulements en surface et sub-surface pour les classes de haute montagne. D'autre part, les stocks en eau liquide dans les zones de forêt et de culture contribuent significativement aux écoulements en surface et sub-surface. Ces analyses sont cohérentes avec la description des classes basée sur les observations de terrain.

Chapitre 4

Spatialisation des variables climatiques

Le bassin versant de la Dudh Koshi présente une très forte hétérogénéité en terme de topographie et de climatologie. Divers produits (produits satellitaires ou sorties de modèles climatiques) fournissent les variables climatiques à des échelles spatio-temporelles larges, cependant ces produits représentent mal l'hétérogénéité spatiale et temporelle observée dans le bassin de la Dudh Koshi (voir section 2).

En conséquence, afin de mieux représenter la variabilité spatiale et temporelle des variables climatiques à l'échelle des bassins de Kharikhola et Tauche, le choix est fait pour la thèse d'interpoler les variables climatiques nécessaires à la modélisation à partir des observations aux stations dans le bassin de la Dudh Koshi, présentées section 2. Ce chapitre présente la méthode d'interpolation des variables d'entrée de la modélisation ainsi que les incertitudes associées. Les incertitudes associées à la spatialisation des précipitations sont quantifiées par une approche non déterministe.

La section 4.1 est constitué par un article publié dans la revue *Hydrological Earth System Sciences* dont le sujet concerne la représentation non déterministe de la variabilité spatiale des précipitations appliquée pour interpoler les précipitations sur les bassins de Kharikhola et Tauche. En complément, la section 4.2 présente les méthodes appliquées pour interpoler les autres variables climatiques nécessaires à ISBA. La section 4.3 analyse la variabilité infra-journalière des gradients altitudinaux de température dans le bassin de la Dudh Koshi. Enfin, la section 4.4 présente une analyse de sensibilité supplémentaire qui a été menée préalablement à la méthode présentée section 4.1 pour la paramétrisation de la relation entre les précipitations et l'altitude.

Ce chapitre utilise la paramétrisation des surfaces présenté dans le Chapitre 3. De plus, les données climatiques spatialisées sur les bassins de Kharikhola et Tauche présentées dans ce chapitre ont été utilisées dans les Chapitre 3 et 5.

4.1 Représentation non déterministe de la variabilité spatiale des précipitations

Résumé

Cet article fournit une nouvelle représentation de l'effet de l'altitude sur les précipitations pour représenter la variabilité spatiale et temporelle des précipitations dans le bassin de la Dudh Koshi. Les données d'observation disponibles sont utilisées pour inférer une fonction linéaire par morceaux pour la relation entre l'altitude et les précipitations. Une variabilité saisonnière importante est mise en évidence. Une approche ensembliste est appliquée pour fournir des bilans hydrologiques non déterministes pour les bassins de Karikhola et Tauche. Les processus physiques à l'interface sol-atmosphère sont représentés par le schéma de surface ISBA. Les incertitudes associées au paramétrage du modèle sont limitées par l'intégration de mesures in-situ des propriété physiques des sols et de la végétation. Les incertitudes associées à la représentation de l'effet orographique représentent jusqu'à 16 $\%$ de précipitations annuelles totales. L'évapotranspiration annuelle représente 26 $\% \pm 1\%$ de précipitations totales annuelles pour le bassin de Kharikhola et $34\% \pm 3\%$ pour le bassin de Tauche. La contribution nivale est négligeable pour le bassin de Kharikhola et représente jusqu'à 44 $\% \pm 8\%$ de précipitations totales pour le bassin de Tauche. Ces simulations à l'échelle locale améliorent la connaissance actuelle de la variabilité spatiale des processus hydro-climatiques dans des environnements de haute et moyenne montagne en Himalaya Central.

Hydrol. Earth Syst. Sci., 21, 4879–4893, 2017
https://doi.org/10.5194/hess-21-4879-2017
© Author(s) 2017. This work is distributed under
the Creative Commons Attribution 3.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Open Access
EGU

Providing a non-deterministic representation of spatial variability of precipitation in the Everest region

Judith Eeckman[1], Pierre Chevallier[1], Aaron Boone[2], Luc Neppel[1], Anneke De Rouw[3], Francois Delclaux[1], and Devesh Koirala[4]

[1]Laboratoire HydroSciences (CNRS, IRD, Université de Montpellier) CC 57 – Université de Montpellier 163, rue Auguste Broussonnet 34090 Montpellier, France
[2]CNRM UMR 3589, Météo France/CNRS, Toulouse, France
[3]Institut de Recherche pour le Développement, Université Pierre et Marie Curie, 4 place Jussieu, 75252 Paris CEDEX 5, France
[4]Nepal Academy of Science and Technology, G.P.O. box 3323, Khumaltar, Lalitpur, Nepal

Correspondence to: Judith Eeckman (ju.eeckman@gmail.com)

Received: 9 March 2017 – Discussion started: 17 May 2017
Revised: 3 August 2017 – Accepted: 4 August 2017 – Published: 28 September 2017

Abstract. This paper provides a new representation of the effect of altitude on precipitation that represents spatial and temporal variability in precipitation in the Everest region. Exclusive observation data are used to infer a piecewise linear function for the relation between altitude and precipitation and significant seasonal variations are highlighted. An original ensemble approach is applied to provide non-deterministic water budgets for middle and high-mountain catchments. Physical processes at the soil–atmosphere interface are represented through the Interactions Soil–Biosphere–Atmosphere (ISBA) surface scheme. Uncertainties associated with the model parametrization are limited by the integration of in situ measurements of soils and vegetation properties. Uncertainties associated with the representation of the orographic effect are shown to account for up to 16 % of annual total precipitation. Annual evapotranspiration is shown to represent 26 % ± 1 % of annual total precipitation for the mid-altitude catchment and 34% ± 3 % for the high-altitude catchment. Snowfall contribution is shown to be neglectable for the mid-altitude catchment, and it represents up to 44 % ± 8 % of total precipitation for the high-altitude catchment. These simulations on the local scale enhance current knowledge of the spatial variability in hydroclimatic processes in high- and mid-altitude mountain environments.

1 Introduction

The central part of the Hindu Kush Himalaya region presents tremendous heterogeneity, in particular in terms of topography and climatology. The terrain ranges from the agricultural plain of Terai to the highest peaks of the world, including Mount Everest, over a south–north transect about 150 km long (Fig. 1).

Two main climatic processes on the synoptic scale are distinguished in the central Himalayas (Barros et al., 2000; Kansakar et al., 2004). First, the Indian monsoon is formed when moist air arriving from the Bay of Bengal is forced to rise and condense on the Himalayan barrier. Dhar and Rakhecha (1981) and Bookhagen and Burbank (2010) assessed that about 80 % of annual precipitation over the central Himalayas occurs between June and September. However, the timing and intensity of this summer monsoon is being reconsidered in the context of climate change (Bharati et al., 2016). The second main climatic process is a west flux that gets stuck in appropriately oriented valleys and occurs between January and March. Regarding high altitudes (> 3000 m), this winter precipitation can occur exclusively in solid form and can account for up to 40 % of annual precipitation (Lang and Barros, 2004) with considerable spatial and temporal variation.

On a large spatio-temporal scale, precipitation patterns over the Himalayan Range are recognized to be strongly dependent on topography (Anders et al., 2006; Bookhagen and Burbank, 2006; Shrestha et al., 2012). The main thermodynamic process is an adiabatic expansion when air masses rise, but, at very high altitudes (> 4000 m), the reduction of available moisture is a concurrent process. Altitude thresholds of precipitation can then be discerned (Alpert, 1986; Roe, 2005). However, this representation of orographic precipitation has to be modulated considering the influence of such a protruding relief (Barros et al., 2004).

Products for precipitation estimation currently available in this area, e.g. the APHRODITE interpolation product (Yatagai et al., 2012) and the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) remote product (Bookhagen and Burbank, 2006), do not represent spatial and temporal variability in orographic effects at a resolution smaller than 10 km (Gonga-Saholiariliva et al., 2016). Consequently, substantial uncertainty remains in water budgets simulated for this region, as highlighted by Savéan et al. (2015). In this context, ground-based measurements condensed in small areas have been shown to enhance the characterization of local variability in orographic processes (Andermann et al., 2011; Pellicciotti et al., 2012; Immerzeel et al., 2014). However, although the Everest region is one of the most closely monitored areas of the Himalayan Range, valuable observations remain scarce. In particular, the relation between altitude and precipitation is still poorly documented.

The objective of this paper is to provide a representation of the effect of altitude on precipitation that represents spatial and temporal variability in precipitation in the Everest region. The parameters controlling the shape of the altitudinal factor are constrained through an original sensitivity analysis step. Uncertainties associated with variables simulated through the Interactions Soil–Biosphere–Atmosphere (ISBA) surface scheme (Noilhan and Planton, 1989) are quantified.

The first section of the paper presents the observation network and recorded data. The second section describes the model chosen to represent orographic precipitation, including computed altitude lapse rates for air temperature and precipitation. The method for statistical analysis through hydrological modelling is also described. The third section presents and discusses the results of sensitivity analysis and uncertainty analysis.

2 Data and associated uncertainties

2.1 Meteorological station transect

An observation network of 10 stations (Table 1 and Fig. 1) records hourly precipitation (P) and air temperature (T) since 2010 and 2014. The stations are equipped with classical rain gauges and HOBO® sensors for temperature. The stations are located to depict the altitudinal profile of P and T over (1) the main river valley (Dudh Kosi Valley), oriented south–north, and (2) the Kharikhola tributary river, oriented east–west.

To reduce undercatching of solid precipitation, two Geonors® were installed at 4218 and 5035 m in 2013. Measurements at Geonor® instrumentation allow us to correct the effect of wind and the loss of snowflakes. Records from four other stations administrated by the Ev-K2-CNR association (www.evk2cnr.org) are also available. Total precipitation, air temperature, atmospheric pressure (AP), relative humidity (RH), wind speed (WS), short-wave radiation (direct and diffuse) (SW) and long-wave radiation (LW) have been recorded with an hourly time step since 2000 at Pyramid station (5035 m a.s.l.). Overall, these 10 stations cover an altitude range from 2078 m to 5035 m a.s.l., comprising a highly dense observation network, compared to the scarcity of ground-based data in this type of environment. The characteristics of the 10 stations are summarized Table 1. The meteorological data provided by the EVK2-CNR association are available by contacting the respective authors. All other data used in this study are freely available through the platform www.papredata.org.

Annual means of temperature and precipitation measured at these stations are presented are Table 2 for the two hydrological years 2014–2015 and 2015–2016. These time series contain missing data periods, which can represent up to 61 % of the recorded period. For stations LUK, NAM, PHA, PAN, PHE and PYR, where relatively long time series are available, gaps were filled with the interannual hourly mean for each variable. For the other stations, gaps were filled with values at the closest station, weighted by the ratio of mean values over the common periods. Time series from 1 January 2013 to 30 April 2016 were then reconstructed from these observations.

Two seasons are defined based on these observations and knowledge of the climatology of the central Himalayas: (1) the monsoon season, from April to September, including the early monsoon, whose influence seems to be increasing with the current climate change (Bharati et al., 2014); (2) the winter season, dominated by westerly entrances with a substantial spatio-temporal variability.

Local measurements cannot be an exact quantification of any climatic variables, and they are necessarily associated with errors that follow an random distribution law. In particular, snowfall is usually undercaught by instrumentation (Sevruk et al., 2009). However, since this study focuses most particularly on uncertainty associated with spatialization of local measurements, aleatory errors in measurements will not be considered here.

Table 1. Overview of the observation network used in this study. Air temperature (T), precipitation (P) atmospheric pressure (AP), relative humidity (RH), wind speed (WS), and short- and long-wave radiation (SW, LW) are recorded on an hourly timescale. The Geonor® at the Pyramid and Pheriche stations record total precipitation (P_{GEO}) on an hourly timescale. The two hydrometric stations at Kharikhola and Pangboche have been recording water level since 2014.

ID	Station	Altitude m a.s.l.	Latitude	Longitude	Period (date format: yyyy-mm-dd)		Measured variable
KHA	Kharikhola	2078	27.60292	86.70311	2014-05-03	2015-10-28	P, T
MER	Mera School	2561	27.60000	86.72269	2014-05-02	2015-10-28	P, T
BAL	Bhalukhop	2575	27.60097	86.74017	2014-05-03	2015-10-28	P, T
PHA	Phakding	2619	27.74661	86.71300	2010-04-07	2016-05-16	P, T
LUK	Lukla	2860	27.69694	86.72270	2002-11-02	2016-01-01	P, T
PAR	Paramdingma	2869	27.58492	86.73956	2014-05-03	2015-10-28	P, T
TCM	Pangom	3022	27.58803	86.74828	2014-05-03	2015-10-28	P, T
NAM	Namche	3570	27.80250	86.71445	2001-10-27	2016-01-01	P, T
PAN	Pangboche	3976	27.85722	86.79417	2010-10-29	2016-05-08	P, T
PHE	Pheriche	4218	27.89528	86.81889	2001-10-25	2016-01-01	T
					2012-12-06	2016-05-16	P_{GEO}
PYR	Pyramid	5035	27.95917	86.81333	2000-10-01	2016-01-01	T, AP, RH, WS, LW, SW
					2016-04-26	2016-04-26	P_{GEO}
668.7	Kharikhola	1985	27.60660	86.71847	2014-05-03	2016-05-20	Water level
668.03	Pangboche	3976	27.85858	86.79253	2014-05-17	2016-05-09	Water level

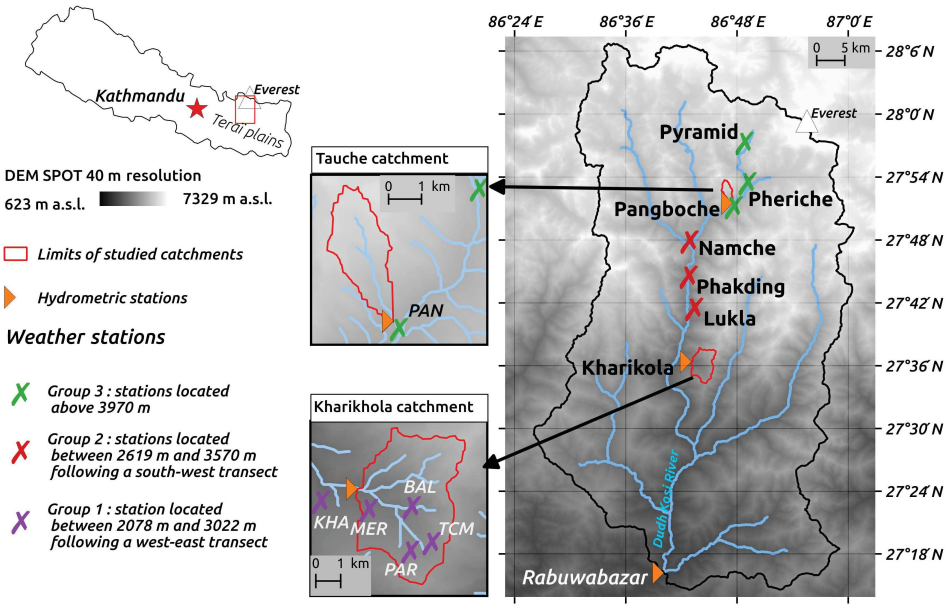


Figure 1. Map of the monitored area: the Dudh Kosi River basin at the Rabuwabazar station, managed by the Department of Hydrology and Meteorology, Nepal Government (station coordinates: 27°16′09″ N, 86°40′03″ E; station elevation: 462 m a.s.l.; basin area: 3712 km^2). The Tauche and Kharikhola subcatchments are defined by the corresponding limnimetric stations.

2.2 Discharge measurement stations and associated hydrological catchments

Two hydrometric stations were equipped with Campell® hydrometric sensors and encompass two subbasins: the Kharikhola catchment (18.2 km^2) covers altitudes from 1900 to 4450 m (mid-altitude mountain catchment), and Tauche catchment (4.65 km^2) altitudes range from 3700 to 6400 m (high-altitude mountain catchment). Water level time series are available from March 2014 to March 2015. The time series at Kharikhola station contains 34 % of missing data in 2014–2015, corresponding to damage to the sensor (Table 3). Uncertainty in discharge is usually considered to account for less than 15 % of discharge (Lang et al., 2006).

Recession times are computed for available recession periods using the lfstat R library (Koffler and Laaha, 2013) with both the recession curves method (World Meteorological Organization, 2008) and the base flow index method (Chapman, 1999). We found recession times for Kharikhola and Tauche catchments of, respectively, around 70 days and around 67 days. Consequently, we consider that there is no interannual storage in either of the two catchments. This hypothesis can be modulated if a contribution of deep groundwater is considered (Andermann et al., 2011). Since these two catchments have no (Kharikhola) or neglectable (Tauche) glacier contribution, we hypothesized that the only entrance for water budgets in these catchments is total precipitation. In this study we used these two catchments as samples to assess generated precipitation fields against observed discharge on the local scale. The hydrological year is considered to start on 1 April, as decided by the Department of Hydrology and Meteorology of the Nepalese Government and generally accepted (Nepal et al., 2014; Savéan et al., 2015).

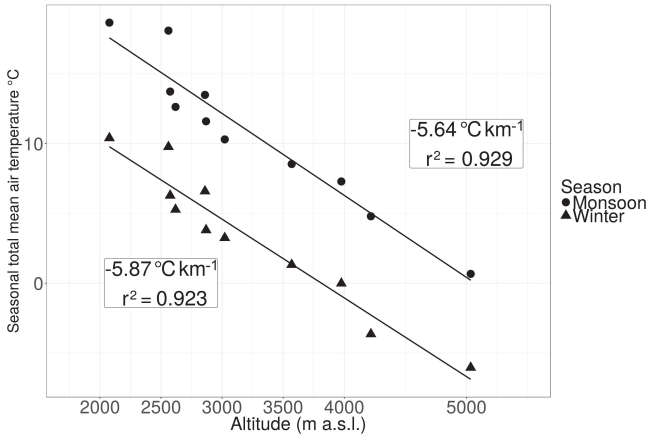


Figure 2. Linear regression for measured seasonal temperatures for the winter and monsoon seasons. Points (circles or triangles) are the seasonal means at each monitored station. Altitude lapse rates are displayed for each season in $°C\,km^{-1}$.

3 Spatialization methods for temperature and precipitation

3.1 Temperature

In mountainous areas, temperature and altitude generally correlate well linearly, considering a large timescale (Valéry et al., 2010; Gottardi et al., 2012). In the majority of studies based on field observations, air temperature values are extrapolated using the inverse distance weighting method (IDW) (Andermann et al., 2012; Immerzeel et al., 2012; Duethmann et al., 2013; Nepal et al., 2014). An altitude lapse rate θ (in $°C\,km^{-1}$) is also used to take altitude into account for hourly temperature computation at any point M of the mesh extrapolated by IDW:

$$T(M) = \frac{\sum_{S_i} d^{-1}(M, S_i) \cdot (T(S_i) + \theta \cdot (z_m - z_i))}{\sum_{S_i} d^{-1}(M, S_i)}, \quad (1)$$

where T is the hourly temperature, S_i the ith station of the observation network, z_i the altitude of station S_i, z_M the altitude of grid point M, and d^{-1} is the inverse of distance in latitude and longitude.

In the Himalayas, seasonal (Nepal et al., 2014; Ragettli et al., 2015) or constant (Pokhrel et al., 2014) altitudinal lapse rates (LRs) are used for temperature. Figure 2 presents seasonal LRs computed from temperature time series at the 10 stations described in Sect. 2.1. The linearity is particularly satisfying for both seasons, even if stations follow differently oriented transects (W–E or N–S orientation). Computed LRs for both seasons are very close to values proposed by Immerzeel et al. (2014) and Heynen et al. (2016) (Langtang catchment; 585 km^2; elevation ranging from 1406 to 7234 m a.s.l.) and Salerno et al. (2015) (Kosi Basin; 58 100 km^2; from 77 m a.s.l. to 8848 m a.s.l.). Consequently, these values for seasonal LRs will be used in this study. Uncertainties associated with temperature interpolation will therefore be neglected because they have minor impact on modelling compared to uncertainties in precipitation.

3.2 Precipitation

3.2.1 Model of orographic precipitation

The complexity of precipitation spatialization methods has been commented on by Barros and Lettenmaier (1993). When orographic effects are not well understood, complex approaches do not necessarily reproduce local measurements efficiently (Bénichou and Le Breton, 1987; Frei and Schär, 1998; Daly et al., 2002). In the central Himalayas, various hydrologic and glaciological studies are based on observation networks to produce a precipitation grid. However, few studies provide precipitation fields on an hourly timescale (Ragettli et al., 2015; Heynen et al., 2016), and precipitation fields on spatial scales lower than 1 km are always obtained using altitude linear lapse rates (Immerzeel et al., 2012; Nepal et al., 2014; Pokhrel et al., 2014). However, the considered lapse rates are constant in time and/or uniform in space. The spatial and temporal variability in the precipitation is then not represented in these studies. Moreover, the geostatistical co-kriging method has been applied by Gonga-Saholiariliva et al. (2016) for monsoon precipitation interpolation over the Kosi catchment. However, the provided precipitation fields overall underestimate the observations, and this method is shown not to be adequate for the interpolation of solid precipitation. The IDW method is a simple, widely

Table 2. Overview of measurements at meteorological stations used in this study over the hydrological years 2014–2015 and 2015–2016. $\overline{T}$ and $\overline{P}$ stand for, respectively, annual mean temperature and annual total precipitation. $\overline{T}$ and $\overline{P}$ are computed for time series completed with either a weighted value at the closest station when available or their respective interannual mean.

	2014–2015				2015–2016			
	Temperature		Precipitation		Temperature		Precipitation	
Station	$\overline{T}$ °C	Gaps	$\overline{P}$ mm	Gaps	$\overline{T}$ °C	Gaps	$\overline{P}$ mm	Gaps
KHA	13.96	0.1 %	2453	34.5 %	15.50	100 %	1752	100 %
MER	13.44	12.4 %	3241	12.2 %	14.83	100 %	2278	100 %
BAL	9.92	15.1 %	3679	34.4 %	10.48	0.0 %	2628	0.0 %
PHA	9.26	41.9 %	1664	0.0 %	9.16	0.0 %	1226	0.0 %
LUK	10.18	54.5 %	2278	41.8 %	10.19	40 %	2278	0.2 %
PAR	7.98	20 %	3592	19.8 %	7.84	100 %	2540	100 %
TCM	7.07	21.1 %	3592	20.8 %	6.90	100 %	2628	100 %
NAM	5.09	19.9 %	964	0.1 %	5.17	57.9 %	788	0.1 %
PAN	3.81	0.2 %	876	0.0 %	4.20	0.0 %	526	0.0 %
PHE	0.80	61 %	701	0.0 %	0.84	8.6 %	526	0.0 %
PYR	−2.71	18.6 %	701	0.0 %	−2.30	9.3 %	438	0.0 %

Table 3. Overview of measurements at hydrological stations used in this study over the hydrological years 2014–2015 and 2015–2016. $\overline{Q}$ stands for annual discharge. $\overline{Q}$ for the Kharikhola station in 2014–2015 is completed with the interannual mean.

	2014–2015		2015–2016	
Station	$\overline{Q}$ mm	Gaps	$\overline{Q}$ mm	Gaps
Kharikhola	2341	34.0 %	1746	0.0 %
Pangboche	416	0.0 %	499	0.0 %

used method to spatialize precipitation in mountainous areas (Valéry et al., 2010; Gottardi et al., 2012; Duethmann et al., 2013; Nepal et al., 2014). In the French Alps, Valéry et al. (2010) combine the IDW method with a multiplicative altitudinal factor. Precipitation at any point M of the mesh extrapolated by the IDW is given by

$$P(M) = \frac{\sum_{S_i} d^{-1}(M, S_i) \cdot (P(S_i) \exp(\beta(z_M - z_i))}{\sum_{S_i} d^{-1}(M, S_i)}. \quad (2)$$

In Eq. (2), the altitude effect is represented through the introduction of the altitudinal factor β, defined by Valéry et al. (2010) as the slope of the linear regression between the altitude of stations (in m a.s.l.) and the logarithm of the seasonal volume of total precipitation expressed in millimetres. This method presents the advantage of using an altitudinal factor which can vary in time and space. The spatial and temporal variability in the precipitation is therefore represented in this method. Moreover, the effect of altitude is independently studied and the controlling parameters have physical meaning.

3.2.2 Observed relation between altitude and seasonal precipitation

Several studies based on observations (Dhar and Rakhecha, 1981; Barros et al., 2000; Bookhagen and Burbank, 2006; Immerzeel et al., 2014; Salerno et al., 2015) or theoretical approaches (Burns, 1953; Alpert, 1986) have observed that precipitation in the Himalayan Range generally presents a multimodal distribution along elevation. Precipitation is considered to increase with altitude until a first altitudinal threshold located between 1800 and 2500 m, depending on the study, and to decrease above 2500 m. Moreover, the linear correlation of precipitation with altitude is reported to be weak for measurements above 4000 m (Salerno et al., 2015). The decreasing of precipitation with altitude is characterized through various functions (Dhar and Rakhecha, 1981; Bookhagen and Burbank, 2006; Salerno et al., 2015). Nevertheless, the hypothesis of linearity of precipitation (P) with altitude (z) is often made with a constant (Nepal et al., 2014) or time-dependent lapse rate (Immerzeel et al., 2014). Gottardi et al. (2012) noted that, in mountainous areas, the hypothesis of a linear relation between P and z is only acceptable over a small spatial extension and for homogeneous weather types. Consequently, we considered altitude lapse rates for precipitation on the seasonal timescale, and we analysed the spatial variability in the relation between P and z.

For this purpose, we chose to regroup the stations into three groups (see Fig. 1): (1) stations with elevation ranging from 2078 to 3022 m, following a west–east transect (Group 1); (2) stations with elevation ranging from 2619 to

3570 m following a south-westerly transect (Group 2); and (3) stations with elevation above 3970 m (Group 3). Figure 3 shows that for Group 1, observed seasonal volumes of precipitation increase globally with altitude at a rate lower than $0.1\,km^{-1}$; for Group 2, seasonal volumes decrease at a rate around $-0.3\,km^{-1}$; for Group 3, seasonal volumes decrease at a rate lower than $0.2\,km^{-1}$, with a poor linear trend.

The overlapping of altitude ranges between Group 1 and Group 2 highlights that the relation between precipitation and altitude strongly depends on terrain orientation. The difference in seasonal volumes at the BAL (2575 m a.s.l., 3471 mm year^{-1}) and MER stations (2561 m a.s.l., 2245 mm year^{-1}) (GROUP 1) also results from site effects on precipitation. In summary, β values inferred from local observations mainly express local variability and are not sufficient to establish any explicit relation between precipitation and altitude on the catchment scale. However, for operational purposes, the β factor can be simplified as a multimodal function of altitude within the Dudh Kosi catchment. The β factor is represented as a piecewise linear function of altitude using two altitude thresholds (z_1 and z_2) and three altitude lapse rates (β_1, β_2 and β_3):

$$\beta(z) = \begin{cases} \beta_1 > 0 & \text{if} \quad z \le z_1 \\ \beta_2 < 0 & \text{if} \quad z_1 < z \le z_2 \\ \beta_3 \sim 0 & \text{if} \quad z > z_2. \end{cases} \quad (3)$$

As no deterministic value can be ensured for the five parameters controlling the shape of Eq. (3), an ensemble approach was applied (see Sect. 4) to estimate parameter sets on the scale of the entire Dudh Kosi River basin that are optimally suitable for both the Tauche and the Kharikhola catchments.

4 Sensitivity and uncertainties analysis method

4.1 Overall strategy

Saltelli et al. (2006) distinguishes between sensitivity analysis (SA), which does not provide a measurement of error, and uncertainties analysis (UA), which computes a likelihood function according to reference data. SA is run before UA as a diagnostic tool, in particular to reduce variation intervals for parameters and therefore save computation time.

The algorithm chosen for SA was the regional sensitivity analysis (RSA) (Spear and Hornberger, 1980) method. The RSA method is based on the separation of the parameter space into (at least) two groups: behavioural or nonbehavioural parameter sets. A behavioural parameter set is a set that respects conditions (maximum or minimum thresholds) on the output of the orographic precipitation model. Thresholds will be defined for solid and total precipitation in the "Results and discussion" section. The analysis is performed using the R version of the SAFE(R) toolbox, developed by Pianosi et al. (2015).

SA and UA are set up as follows (Beven, 2010):

1. First, the parameter space is sampled, according to a given sampling distribution. For each parameter set, hourly precipitation fields are computed at the 1 km resolution using Eq. (2) for both the Tauche and the Kharikhola catchments. Since physical processes strongly differ between the winter and monsoon seasons, we chose to differentiate the altitude correction for the two seasons. Behavioural parameter sets were then selected for each of the two seasons.

2. Then, for each behavioural precipitation field, the ISBA surface scheme, described in the next section, was run separately on Kharikhola and Tauche catchments. The objective function was computed as the difference between simulated and observed annual discharge at the outlet of each catchment. Parameter sets that lead to acceptable discharge regarding observed discharge for the two catchments are finally selected.

4.2 Hydrological modelling on the local scale

4.2.1 The ISBA surface scheme

We considered that there was no interannual storage in either of the two subcatchments studied; i.e. the variation in the groundwater content was considered zero from one hydrological year to the other. Consequently, annual simulated discharges were computed as the sum over all grid cells and all time steps of simulated surface flow and simulated subsurface flow. The question of the calibration of flow routing in the catchment was thus avoided.

The ISBA surface scheme (Noilhan and Planton, 1989; Noilhan and Mahfouf, 1996) simulates interactions between the soil, vegetation and the atmosphere with a sub-hourly time step (SVAT model). The multilayer version of ISBA (ISBA-DIF) uses a diffusive approach (Boone et al., 2000; Decharme et al., 2011): surface and soil water fluxes are propagated from the surface through the soil column. Transport equations for mass and energy are solved using a multilayer vertical discretization of the soil. The explicit snow scheme in ISBA (ISBA-ES) uses a three-layer vertical discretization of snowpack and provides a mass and energy balance for each layer (Boone and Etchevers, 2001). Snowmelt and snow sublimation are taken into account in balance equations. The separation between runoff over saturated areas (Dunne runoff), infiltration excess runoff (Horton runoff) and infiltration is controlled by the variable infiltration capacity scheme (VIC) (Dümenil and Todini, 1992). The ISBA code is freely available from the respective authors.

The precipitation phase was estimated depending on hourly air temperature readings. Mixed phases occurred for temperatures between 0 and 2 °C, following a linear relation. Other input variables required for ISBA (atmospheric pressure, relative humidity, wind speed, short- and long-wave ra-

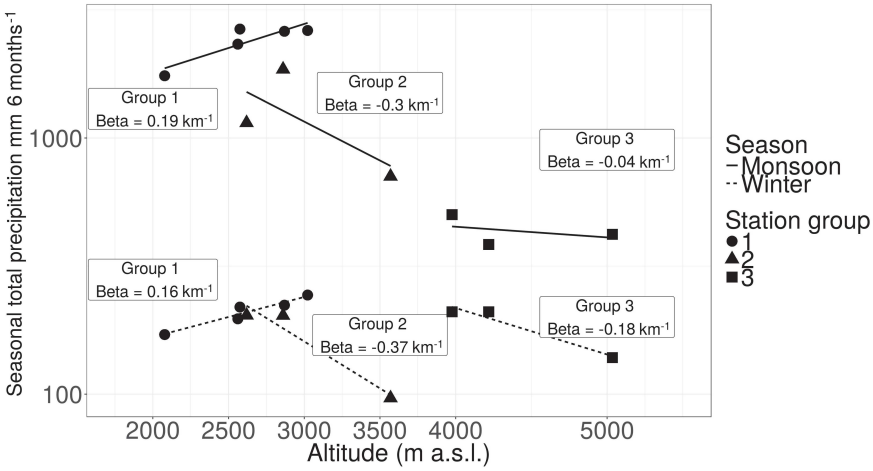


Figure 3. Piecewise relation between altitude and the logarithm of observed seasonal volumes of total precipitation, separated by season and station group. Seasonal values for β (km^{-1}) are computed from observed precipitation for each of the three station groups.

diations) were interpolated from measurements at Pyramid station as functions of altitude, using the method proposed by Cosgrove et al. (2003). Short-wave radiation and wind speed are not spatially interpolated and are considered to be equals to the measurements at Pyramid station for the two catchments.

4.2.2 Parametrization of surfaces

Several products provide parameter sets for physical properties of surfaces on the global scale (Hagemann, 2002; Masson et al., 2003; Arino et al., 2012). However, these products are not accurate enough at the resolution required for this study. The most recent analysis (Bharati et al., 2014; Ragettli et al., 2015) exclusively used knowledge garnered from the literature. To detail the approach, in this study the parametrization was based on in situ measurements. A classification into nine classes of soil/vegetation entities was defined based on Sentinel-2 images at a 10 m resolution (Drusch et al., 2012), using a supervised classification tool of the QGIS Semi-Automatic Classification Plugin (Congedo, 2015).

In and around the two catchments, 24 reference sites were sampled during field missions. Data collection included soil texture, soil depth and root depth, determined by augering to a maximum depth of 1.2 m. Vegetation height and structure and dominant plant species were also determined. The results were classified into nine surface types. The nine classes and their respective fractions in the Kharikhola and Tauche catchments are presented Table 4.

Analysis of soil samples showed that soils were mostly sandy (∼ 70 %), with a small proportion of clay (∼ 1 %). Soil depths varied from very thin (∼ 30 cm) at high altitudes to 1.2 m for flat cultivated areas. Forest areas were separated into three classes: dry forests were characterized by high slopes and shallow soils; wet forests presented deep silty

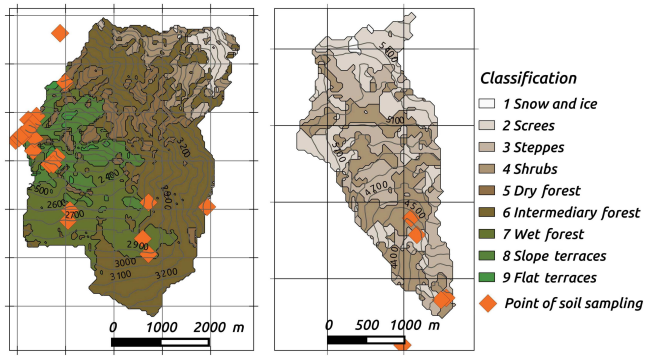


Figure 4. Classification of surfaces defined for the two Kharikhola and Tauche subcatchments, established using the supervised classification tool of the QGIS Semi-Automatic Classification Plugin (Congedo, 2015), based on Sentinel-2 images at a 10 m resolution (Drusch et al., 2012). In situ sample points were used to describe the soil and vegetation characteristics of each class.

soils (1 m), with high trees (7 m); intermediate forests had moderate slopes and relatively deep, sandy soils. Crop areas presented different soil depths depending on their average slope. In addition, values for unmeasured variables (leaf area index (LAI), soil and vegetation albedos, surface emissivity, surface roughness) were taken from the ECOCLIMAP1 classification (Masson et al., 2003) for ecosystems representative of the study area. ECOCLIMAP1 provides the annual cycle of dynamic vegetation variables, based both on a surface properties classification (Hagemann, 2002) and on a global climate map (Koeppe and De Long, 1958). The ECOCLIMAP2 product (Faroux et al., 2013) is derived from ECOCLIMAP1 and provides enhanced descriptions of surfaces. However, ECOCLIMAP2 is only available for Europe and therefore is not used in this study.

Table 4. Soil and vegetation characteristics of the nine classes defined in the Kharikhola and Tauche catchments; "% KK" and "% Tauche" represent the fraction of each class in the Kharikhola and Tauche catchments. Sand and clay fractions ("% Sand" and "% Clay", respectively), soil depth (SD), root depth (RD), and tree height (TH) are defined based on in situ measurements. The dynamic variables (e.g. the fraction of vegetation and leaf area index) are found in the ECOCLIMAP1 classification (Masson et al., 2003) for representative ecosystems.

ID	Class	% KK	% Tauche	% Sand	% Clay	TH m	SD m	RD m	ECOCLIMAP1 cover
1	Snow and ice	–	0.7 %	0.00	0.00	0.0	0.00	0.00	6
2	Screes	3.1 %	31.2 %	0.00	0.00	0.0	0.00	0.00	5
3	Steppe	0.6 %	33.7 %	81.41	1.70	0.0	0.10	0.10	123
4	Shrubs	7.4 %	34.4 %	70.60	1.55	0.0	0.35	0.27	86
5	Dry forest	9.7 %	–	72.86	1.00	12.0	0.20	0.20	27
6	Intermediary forest	45.7 %	–	84.97	1.01	27.5	0.42	0.40	27
7	Wet forest	20.6 %	–	70.12	1.00	6.8	1.04	0.50	27
8	Slope terraces	11.2 %	–	70.89	1.38	5.6	0.56	0.26	171
9	Flat terraces	1.4 %	–	67.01	1.69	2.5	1.267	0.20	171

5 Results and discussion

5.1 Regional sensitivity analysis

The parameter space was sampled using the "All at a time" (AAT) sampling algorithm from the SAFE(R) toolbox (Pianosi et al., 2015). Since no particular information was available on prior distribution and interaction for the five parameters, uniform distributions were considered. The size of parameter samples was chosen according to Sarrazin et al. (2016) (Table 5). The optimization method is highly sensitive to the choice of initial values for the β_1, β_2, β_3, z_1 and z_2 parameters. Several attempts have been made, and the choices presented Table 6 are justified by the following arguments:

- Minimum and maximum values for the altitude thresholds z_1 and z_2 are chosen according to both literature review (Barros et al., 2000; Anders et al., 2006; Bookhagen and Burbank, 2006; Shrestha et al., 2012; Nepal, 2012; Savéan, 2014) and observations. The first inquired altitudinal threshold is described in the literature as between 2000 and 3000 m, and the second threshold is described as above 4000 m. These intervals have been enlarged to also test related values.

- Maximum (minimum) values for β_1 (β_2) are chosen about 10 times larger than the value computed based on observation. Considering the definition of the beta coefficient, a value greater than $2\,\mathrm{km}^{-1}$ (lower than $-2\,\mathrm{km}^{-1}$) would lead to a multiplication of precipitation by 1.22 (by 0.82) within 100 m. When applied to the precipitation observed at stations, this would lead to inconsistent precipitation when increasing altitude by 100 m.

- The β_3 coefficient has to be negative because a positive value would lead to unrealistic values at high altitudes. Moreover, the minimum value is chosen to be significantly smaller than the value computed for β_3 based on the observations but also to remain higher than the value computed for β_2 based on the observations.

A behavioural parameter set is a set that leads to an annual amount of total precipitation for both catchments comprised between a minimum and a maximum value. A parameter sets that does not meet these conditions is considered as nonbehavioural. Maximum and minimum conditions on annual total precipitation for a set to be behavioural were chosen according to the annual observed discharge for each of the two catchments. The mean observed discharge for the recorded period was $2043\,\mathrm{mm\,year}^{-1}$ at the Kharikhola station and $457\,\mathrm{mm\,year}^{-1}$ at the Tauche station. Annual total precipitation was expected to be greater than the measured annual discharge and lower than annual discharge plus 70 %. These thresholds take into account both the uncertainty in measured discharges and actual evapotranspiration. Based on values proposed in the literature, evapotranspiration is assumed to represent less than 50 % of observed discharge, for both catchments. The minimum and maximum thresholds for both catchments are summarized in Table 7.

The method's convergence (i.e. the stability of the result when the sample size grows) was graphically assessed. The results converged for sample sizes from 1000 samples. Figure 5 shows the cumulative density function (CDF) for behavioural and nonbehavioural parameter sets for the monsoon and winter seasons. Of the 2000 parameter sets sampled, 712 sets verified the chosen minimum and maximum conditions for annual total precipitation and snowfall (i.e. they were behavioural). The sensitivity of the output to each parameter was evaluated by the maximum vertical distance (MVD) between CDF for both behavioural and nonbehavioural parameter sets. Annual total precipitation appeared to be less sensitive to parameters controlling winter precipitation than to parameters controlling monsoon precipitation. This result can be explained by the fact that winter precipitation was less than monsoon precipitation. However, since the applied sampling method does not take into account the

Table 5. The algorithm selected, sample size and prior distribution for sampling the parameter space using the SAFE(R) toolbox (Pianosi et al., 2015).

Sample size	2000
No. of model evaluation	2000
Sampling algorithm	All at a time
Sampling method	Latin hypercube
Prior distributions	Uniforms

Table 6. Initial ranges considered for the five shape parameters of the altitudinal factor: z_1, z_2 β_1, β_2 and β_3. Ranges are defined based on measurements at stations and on values found in the literature.

	Minimum	Maximum	
z_1	1900	3500	m a.s.l.
z_2	3500	6500	m a.s.l.
β_1	0.00	2.00	km^{-1}
β_2	−2.00	0.00	km^{-1}
β_3	−0.30	0.00	km^{-1}

existing interaction between the five parameters, further analysis for parameter ranking was not significant.

The method was necessarily sensitive to the prior hypothesis presented Table 5. In particular, the conditions for a set to be behavioural have a significant impact on the distribution of the behavioural sets. In contrast, increasing the sample size does not affect the output distribution, since minimum size for convergence is reached.

5.2 Uncertainties analysis

5.2.1 Annual simulated water budgets

The precipitation fields generated using each behavioural parameter set were used as input data within the ISBA surface scheme. The simulations over the Tauche and Kharikhola catchments were run separately over the 1 January 2013 to 31 March 2016 period, on an hourly timescale. The 2013–2014 hydrological year was used as a spin-up period, and the results were observed for the 2014–2015 and 2015–2016 hydrological years. To overcome the issue of calibrating a flow-routing module, the simulated discharge were aggregated on an annual timescale and compared to annual observed discharge at the outlet ($\overline{Q}_{obs}$).

Figure 6 presents boxplots obtained for the 712 behavioural parameter sets for the terms of the annual water budget, i.e. liquid and solid precipitation, discharge, and evapotranspiration. The dashed line represents $\overline{Q}_{obs}$ for each catchment. The mean annual volumes of simulated variables were also computed for each parameter set in 2014–2015 and 2015–2016, and the intervals of uncertainty associated with simulated annual volumes are provided. This method highlights the propagation of uncertainties associated with the representation of orographic effects toward the simulated terms of annual water budgets.

Table 7. Maximum and minimum condition on total precipitation for a parameter set to be behavioural, for the Kharikhola and Tauche catchments. Annual total precipitation was expected to be greater than the measured annual discharge plus 20 % and lower than annual discharge plus 50 %.

	Minimum	Maximum	
Kharikhola	2043	3473	mm $year^{-1}$
Tauche	457	777	mm $year^{-1}$

Table 8 presents the mean value, standard deviation and relative standard deviation for all of the ISBA-simulated variables for the Kharikhola and Tauche catchments for 2014–2015 and 2015–2016. The annual actual evapotranspiration accounted for 26 % of annual total precipitation for Kharikhola and 34 % for Tauche. In comparison, evapotranspiration was estimated at about 20, 14 and 53 % of total annual precipitation, respectively, by Andermann et al. (2012), Nepal et al. (2014) and Savéan et al. (2015) over the entire Dudh Kosi Basin, and Ragettli et al. (2015) estimated it at 36.2 % of annual total precipitation for the upper part of the Langtang Basin.

Annual snowfall volume for Kharikhola was a neglectable fraction of annual total precipitation (∼ 1 %), and it was around 44 % for Tauche. Annual snowfall was estimated at, respectively, 15.6 and 51.4 % of annual total precipitation by Savéan et al. (2015) (entire Dudh Kosi River basin) and Ragettli et al. (2015) (upper part of the Langtang Basin).

Moreover, this statistical approach shows that the only uncertainties associated with representation of the orographic effect result in significant uncertainties in simulated variables. These uncertainties account for up to 16 % for annual total precipitation, up to 25 % for annual discharge and up to 8 % for annual actual evapotranspiration. Uncertainty in annual snowfall is quantified at 16 % for a high-mountain catchment and up to 32 % for a middle-mountain catchment. These uncertainty intervals are essentially conditioned by model structure and parametrization, and these results indicate that simulated water budgets provided by modelling studies must necessarily be associated with error intervals.

5.2.2 Toward optimizing parameter sets with bias in annual discharge

Going further into the simulation results, the hydrological cycle was inverted, in order to use observed discharge to optimize the relation between precipitation and altitude, as presented for mountainous areas by Valéry et al. (2009). Precipitation fields were then constrained on the local scale according to simulated discharges. Annual bias in discharge was computed for each catchment as the absolute value of the ratio between the observed and simulated annual dis-

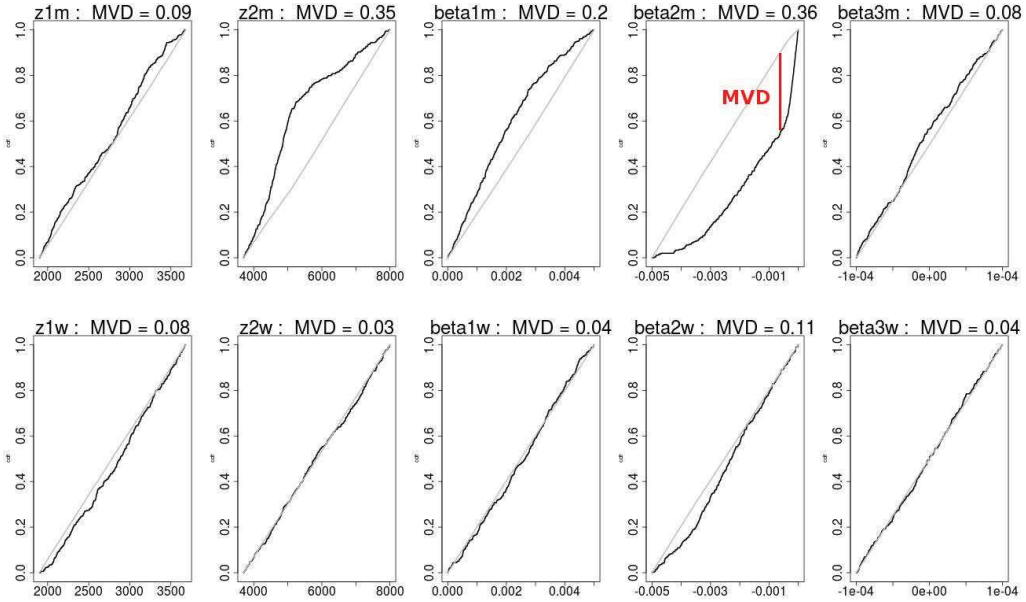


Figure 5. Cumulative density function of behavioural and nonbehavioural output for each parameter for the two seasons. Black lines are cumulative distributions of behavioural parameter sets, and grey lines are cumulative distributions of nonbehavioural sets. Parameters with the indication "w" or "m" stand for winter values or monsoon values, respectively. The greater the maximum vertical distance (MVD), the more influential the parameter was. MVD is shown as an example for parameter $\beta_2 m$

Table 8. Mean values (X), standard deviation ($\overline{X}$) and relative standard deviation ($\sigma/\overline{X}$) for total precipitation (PTOT), snowfall (SNOWF), discharge (RUNOFF) and actual evapotranspiration (EVAP) simulated with ISBA for the Kharikhola catchment and Tauche catchment; mean for 2014–2015 and 2015–2016.

	Kharikhola catchment						Tauche catchment					
	2014–2015			2015–2016			2014–2015			2015–2016		
	$\overline{X}$ mm	σ mm	$\sigma/\overline{X}$ –	$\overline{X}$ mm	σ mm	$\sigma/\overline{X}$ –	$\overline{X}$ mm	σ mm	$\sigma/\overline{X}$ –	$\overline{X}$ mm	σ mm	$\sigma/\overline{X}$ –
EVAP	604	17	3 %	664	16	2 %	213	16	8 %	219	15	7 %
PTOT	2868	295	10 %	2069	207	10 %	766	110	14 %	525	82	16 %
RUNOFF	2279	293	13 %	1421	203	14 %	517	128	25 %	459	85	19 %
SNOWF	32	8	25 %	22	7	32 %	364	56	15 %	205	35	17 %

charges minus 1. Figure 7 presents the scatter plot of the distributions of bias in annual discharge for the Kharikhola and Tauche catchments. The Pareto optima, minimizing bias in annual discharge for both catchments, were computed using the R rPref package (Roocks and Roocks, 2016). For example, the first 10 Pareto optima were selected among the 712 behavioural parameter sets considered. The values of parameters for the winter and monsoon seasons for the 10 first optimum sets are summarized in Table 9. For the 10 parameter sets selected, the altitudinal threshold z_1 was located between 2010 and 3470 m a.s.l. during the monsoon season and between 2287 m a.s.l. and 3488 m a.s.l. during winter. The second altitudinal threshold z_2 was located between 3709 and 6167 m a.s.l. during monsoon and between 3734 and 6466 m a.s.l. during winter. Altitudes found for z_1 were globally higher than altitudes proposed in the literature for the second mode of precipitation (between 1800 and 2400 m a.s.l., as described in Sect. 3.2.2). Since these values were calibrated on the local scale, according to ground-based measurements, they can be considered to accurately represent the local variability encountered in the Tauche and Kharikhola catchments. Moreover, values for an altitudinal threshold of precipitation located above 4000 m a.s.l. were proposed.

5.2.3 Ensemble of hourly precipitation fields on the Dudh Kosi River basin

Observed precipitation at measuring stations was then interpolated on an hourly timescale over the Dudh Kosi River

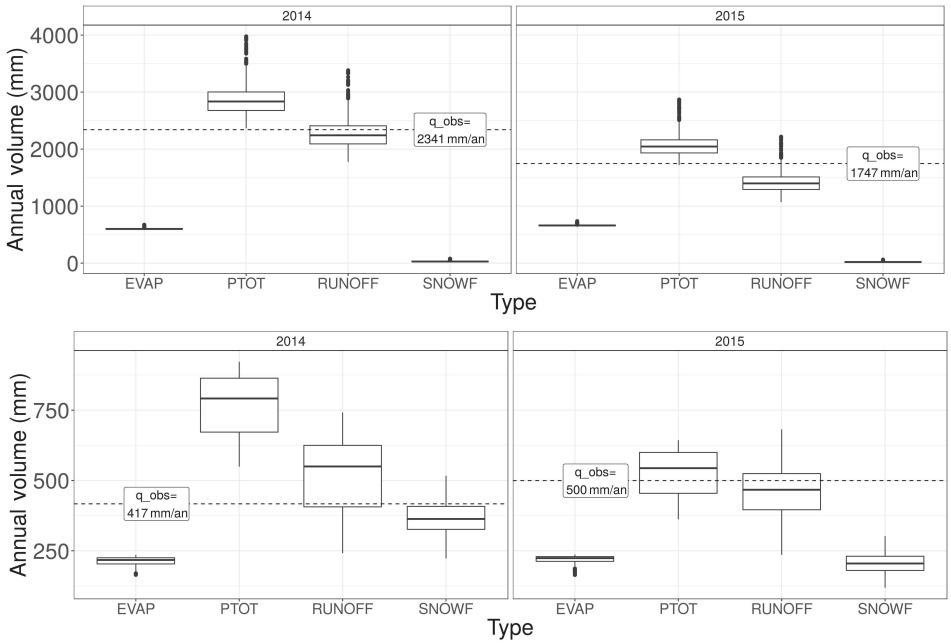


Figure 6. Boxplots for distribution of annual volumes of the terms of the water budget: discharge (RUNOFF), solid and total precipitation (SNOWF and PTOT), and evapotranspiration (EVAP) for 2014–2015, for the Kharikhola and Tauche catchments.

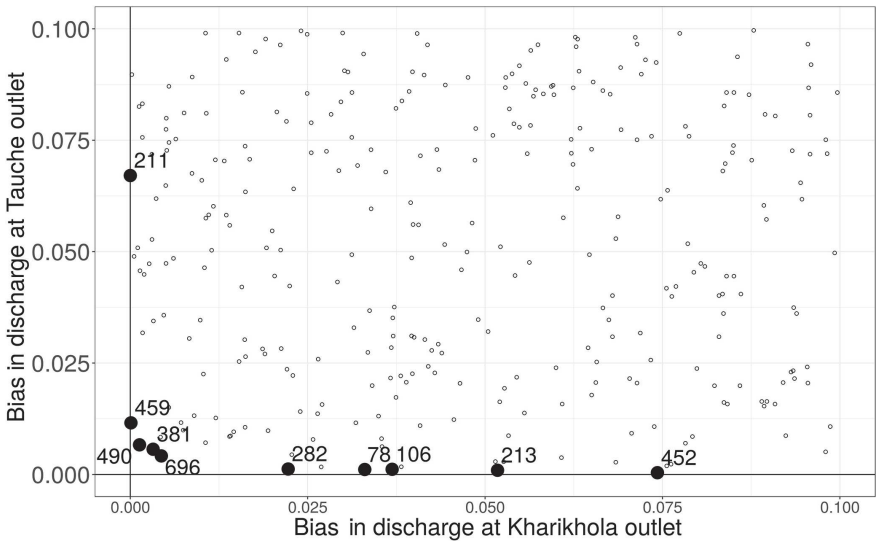


Figure 7. Scatter plot of bias in mean annual discharges for the Kharikhola and Tauche catchments for 2014–2015. Darker dots are parameter sets that provide the 10 first Pareto optima according to both criteria: bias for discharges on the Kharikhola and Tauche catchments. Optimal value for bias is 0. Graphical window is limited.

basin at the 1 km spatial resolution. The method given by Eq. (2) is applied, using shape parameters for the altitudinal factor selected Table 9. The average annual volumes of computed total precipitation ranged between 1365 and 1652 mm, and annual snowfall volumes ranged between 89 and 126 mm, on average over the 2014–2015 and 2015–2016 hydrological years. These values are consistent with other products available for the area. In particular, Savéan (2014) showed that the APHRODITE (Yatagai et al., 2012) product underestimates total precipitation over the Dudh Kosi River basin, with annual total precipitation of 1311 mm for the interannual average between 2001 and 2007, and Nepal et al. (2014) proposed a mean annual total precipitation for the Dudh Kosi Basin of 2114 mm over the 1986–1997 period. The ERA-Interim reanalysis (25 km resolution) provided a mean annual precipitation of 1743 mm over the 2000–2013

Table 9. Values of parameters for the winter and monsoon seasons for the 10 first Pareto optimum sets. The Pareto optima minimize bias in annual discharge for both catchments.

Sample no.	78	106	211	213	282	381	452	459	490	696	
$z_1 m$	3470	3066	3286	2010	2971	2946	3337	2333	2064	2253	m a.s.l.
$z_2 m$	3709	4938	6101	4379	4813	5596	5681	3915	6167	5978	m a.s.l.
$\beta_1 m$	0.032	0.028	0.455	1.772	1.089	1.755	0.787	0.73	0.135	0.003	km^{-1}
$\beta_2 m$	−1.382	−0.48	−0.556	−0.143	−0.169	−0.397	−0.516	−1.394	−0.587	−0.341	km^{-1}
$\beta_3 m$	−0.283	−0.229	−0.059	−0.207	−0.298	−0.037	−0.003	−0.25	−0.033	−0.111	km^{-1}
$z_1 w$	3113	2727	2287	2895	3236	2623	2446	3488	2554	2639	m a.s.l.
$z_2 w$	4943	4716	3871	6466	5657	3734	4336	5163	4732	5155	m a.s.l.
$\beta_1 w$	1.917	0.288	0.869	1.533	1.658	0.293	0.115	1.729	1.256	0.348	km^{-1}
$\beta_2 w$	−1.83	−1.096	−1.588	−1.791	−0.804	−0.455	−1.568	−1.457	−1.612	−0.508	km^{-1}
$\beta_3 w$	−0.191	−0.2	−0.255	−0.244	−0.068	−0.165	−0.294	−0.011	−0.039	−0.037	km^{-1}
Bias Kharikhola	0.033	0.037	0	0.052	0.022	0.003	0.074	0	0.001	0.004	
Bias Tauche	0.001	0.001	0.067	0.001	0.001	0.006	0	0.012	0.007	0.004	

period. Different relations between altitude and annual precipitation are then represented. The steeper the slope, the more variation in precipitation. This has to be considered in light of the physical properties of convection at such high altitudes.

6 Conclusions

The main objective of this paper is to provide a representation of the effect of altitude on precipitation that represents spatial and temporal variability in precipitation in the Everest region. A weighted inverse distance method coupled with a multiplicative altitudinal factor was applied to spatially extrapolate measured precipitation to produce precipitation fields over the Dudh Kosi Basin. The altitudinal factor for the Dudh Kosi Basin is shown to acceptably fit a piecewise linear function of altitude, with significant seasonal variations. A sensitivity analysis was run to reduce the variation interval for parameters controlling the shape of the altitudinal factor. An uncertainty analysis was subsequently run to evaluate an ensemble of simulated variables according to observed discharge for two small subcatchments of the Dudh Kosi Basin located in mid- and high-altitude mountain environments.

Non-deterministic annual water budgets are provided for two small gauged subcatchments located in high- and mid-altitude mountain environments. This work shows that the only uncertainties associated with representation of the orographic effect account for about 16 % for annual total precipitation and up to 25 % for simulated discharges. Annual evapotranspiration is shown to represent 26 % ± 1 % of annual total precipitation for the mid-altitude catchment and 34% ± 3 % for the high-altitude catchment. Snowfall contribution is shown to be neglectable for the mid-altitude catchment, and it represents up to 44 % ± 8 % of total precipitation for the high-altitude catchment. These simulations on the local scale enhance current knowledge of the spatial variability in hydroclimatic processes in high- and mid-altitude mountain environments.

This work paves the way to produce hourly precipitation maps extrapolated from ground-based measurements that are reliable on the local scale. However, additional criteria would be needed to provide a single optimum parameter set for the altitudinal factor that would be suitable for the entire Dudh Kosi River basin. For example, snow cover areas simulated on a scale larger than the two catchments could be compared to available remote products (Behrangi et al., 2016). Independent measurements of precipitation could also be used to constrain the ensemble of precipitation fields.

Moreover, since observations are made over a very short duration and contain long periods with missing information, the results are limited to the 2014–2015 and 2015–2016 hydrological years and to the Dudh Kosi River basin. In addition, this study focuses only on one source of uncertainty in the measurement–spatialization–modelling chain, whereas sensitivity analysis should include all types of uncertainty (Beven, 2015; Saltelli et al., 2006). A more complete method would include epistemic uncertainty in model parameters and aleatory uncertainty in input variables in the sensitivity analysis (Fuentes Andino et al., 2016).

Data availability. The ISBA model implemented within the Surfex platform is freely available at www.umr-cnrm.fr/surfex/. The SAFE(R) toolbox is freely available at www.safetoolbox.info/. The data provided by the EV-K2-CNR association are freely available at www.evk2cnr.org. For collaboration reasons, the observation data provided by the PRESHINE project will be freely available in December 2018. These data will be distributed through www.papredata.org. The codes used for this work are implemented in R language and they are freely available at www.papredata.org/codes.asp.

Competing interests. The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgements. The authors extend special thanks to Isabelle Sacareau (Passages Laboratory of the CNRS and Montaigne University of Bordeaux, France), coordinator of the Preshine Project. They are also grateful to the hydrometry team and the administrative staff of the Laboratoire Hydrosciences Montpellier, France, the hydrologists of the Institut des Géosciences de l'Environnement in Grenoble, France, the meteorologists of the Centre National de la Recherche Météorologique in Toulouse and Grenoble, France, the Association Ev-K2 CNR and the Pyramid Laboratory staff in Bergamo, Italy, and Kathmandu and Lobuche, Nepal, and the Vice-Chancellor of the Nepalese Academy of Science and Technology. The authors are particularly grateful to Keith Beven from Lancaster University (UK) and to Patrick Wagnon from the Institut de Recherche pour le Développement. Finally, they gratefully acknowledge the local observers, local authorities, Sagarmatha National Park and the Cho-Oyu trekking agency with its staff and porters.

This work was funded by the Agence Nationale de la Recherche (references ANR-09-CEP-0005-04/PAPRIKA and ANR-13-SENV-0005-03/PRESHINE), Paris, France. It was locally approved by the Bilateral Technical Committee of the Ev-K2-CNR Association (Italy) and the Nepal Academy of Science and Technology (NAST) within the Ev-K2-CNR/NAST Joint Research Project. It is supported by the Department of Hydrology and Meteorology, Kathmandu, Nepal.

Edited by: Uwe Ehret
Reviewed by: two anonymous referees

References

Alpert, P.: Mesoscale indexing of the distribution of orographic precipitation over high mountains, J. Clim. Appl. Meteorol., 25, 532–545, 1986.

Andermann, C., Bonnet, S., and Gloaguen, R.: Evaluation of precipitation data sets along the Himalayan front, Geochem. Geophy. Geosy., 5, 127–132, https://doi.org/10.1029/2011GC003513, 2011.

Andermann, C., Longuevergne, L., Bonnet, S., Crave, A., Davy, P., and Gloaguen, R.: Impact of transient groundwater storage on the discharge of Himalayan rivers, Nat. Geosci., 5, 127–132, 2012.

Anders, A. M., Roe, G. H., Hallet, B., Montgomery, D. R., Finnegan, N. J., and Putkonen, J.: Spatial patterns of precipitation and topography in the Himalaya, Geological Society of America Special Papers, 398, 39–53, 2006.

Arino, O., Perez, J. J. R., Kalogirou, V., Bontemps, S., Defourny, P., and Van Bogaert, E.: Global land cover map for 2009 (GlobCover 2009), https://doi.org/10.1594/PANGAEA.787668, 2012.

Barros, A., Joshi, M., Putkonen, J., and Burbank, D.: A study of the 1999 monsoon rainfall in a mountainous region in central Nepal using TRMM products and rain gauge observations, Geophys. Res. Lett., 27, 3683–3686, 2000.

Barros, A. P. and Lettenmaier, D. P.: Dynamic modeling of the spatial distribution of precipitation in remote mountainous areas, Mon. Weather Rev., 121, 1195–1214, 1993.

Barros, A. P., Kim, G., Williams, E., and Nesbitt, S. W.: Probing orographic controls in the Himalayas during the monsoon using satellite imagery, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 4, 29–51, https://doi.org/10.5194/nhess-4-29-2004, 2004.

Behrangi, A., Gardner, A., Reager, J. T., and Fisher, J. B.: Using GRACE to constrain precipitation amount over cold mountainous basins, Geophys. Res. Lett., 44, 219–227, 2016.

Bénichou, P. and Le Breton, O.: AURELHY: une méthode d'analyse utilisant le relief pour les besoins de l'hydrométéorologie, in: Deuxièmes journées hydrologiques de l'ORSTOM à Montpellier, Colloques et Séminaires, 299–304, ORSTOM, available at: http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:25973 (last access: May 2017), 1987.

Beven, K.: Environmental modelling: An uncertain future?, CRC Press, 2010.

Beven, K.: Facets of uncertainty: epistemic uncertainty, non-stationarity, likelihood, hypothesis testing, and communication, Hydrolog. Sci. J., 61, 1652–1665, 2015.

Bharati, L., Gurung, P., Jayakody, P., Smakhtin, V., and Bhattarai, U.: The Projected Impact of Climate Change on Water Availability and Development in the Koshi Basin, Nepal, Mountain Research and Development, 34, 118–130, https://doi.org/10.1659/MRD-JOURNAL-D-13-00096.1, 2014.

Bharati, L., Gurung, P., Maharjan, L., and Bhattarai, U.: Past and future variability in the hydrological regime of the Koshi Basin, Nepal, Hydrolog. Sci. J., 61, 79–93, 2016.

Bookhagen, B. and Burbank, D. W.: Topography, relief, and TRMM-derived rainfall variations along the Himalaya, Geophys. Res. Lett., 33, https://doi.org/10.1029/2006GL026037, 2006.

Bookhagen, B. and Burbank, D. W.: Toward a complete Himalayan hydrological budget: Spatiotemporal distribution of snowmelt and rainfall and their impact on river discharge, J. Geophys. Res.-Earth, 115, https://doi.org/10.1029/2009JF001426, 2010.

Boone, A. and Etchevers, P.: An Intercomparison of Three Snow Schemes of Varying Complexity Coupled to the Same Land Surface Model: Local-Scale Evaluation at an Alpine Site, J. Hydrometeorol., 2, 374–394, https://doi.org/10.1175/1525-7541(2001)002<0374:AIOTSS>2.0.CO;2, 2001.

Boone, A., Masson, V., Meyers, T., and Noilhan, J.: The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil-vegetation-atmosphere transfer scheme, J. Appl. Meteorol., 39, 1544–1569, https://doi.org/10.1175/1520-0450(2000)039<1544:TIOTIO>2.0.CO;2, 2000.

Burns, J. I.: Small-scale topographic effects on precipitation distribution in San Dimas Experimental Forest, Eos, Transactions American Geophysical Union, 34, 761–768, 1953.

Chapman, T.: A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation, Hydrol. Process., 13, 701–714, https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19990415)13:5<701::AID-HYP774>3.0.CO;2-2, 1999.

Congedo, L.: Semi-Automatic Classification Plugin Documentation, https://doi.org/10.13140/RG.2.2.29474.02242/1, 2015.

Cosgrove, B., Lohmann, D., Mitchell, K., Houser, P., Wood, E., Schaake, J., Robock, A., Marshall, C., Sheffield, J., Duan, Q., Luo, L., Higgins, R., Pinker, R., Tarpley, J., and Meng, J.: Real-time and retrospective forcing in the North American Land

Data Assimilation System (NLDAS) project, J. Geophys. Res.-Atmos., 108, https://doi.org/10.1029/2002JD003118, 2003.

Daly, C., Gibson, W. P., Taylor, G. H., Johnson, G. L., and Pasteris, P.: A knowledge-based approach to the statistical mapping of climate, Clim. Res., 22, 99–113, 2002.

Decharme, B., Boone, A., Delire, C., and Noilhan, J.: Local evaluation of the Interaction between Soil Biosphere Atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions, J. Geophys. Res.-Atmos., 116, D20126, https://doi.org/10.1029/2011JD016002, 2011.

Dhar, O. and Rakhecha, P.: The effect of elevation on monsoon rainfall distribution in the central Himalayas, Monsoon Dynamics, 253–260, 1981.

Drusch, M., Del Bello, U., Carlier, S., Colin, O., Fernandez, V., Gascon, F., Hoersch, B., Isola, C., Laberinti, P., Martimort, P., Meygret, A., Spoto, F., Sy, O., Marchese, F., and Bargellini, P.: Sentinel-2: ESA's optical high-resolution mission for GMES operational services, Remote Sens. Environ., 120, 25–36, 2012.

Duethmann, D., Zimmer, J., Gafurov, A., Güntner, A., Kriegel, D., Merz, B., and Vorogushyn, S.: Evaluation of areal precipitation estimates based on downscaled reanalysis and station data by hydrological modelling, Hydrol. Earth Syst. Sci., 17, 2415–2434, https://doi.org/10.5194/hess-17-2415-2013, 2013.

Dümenil, L. and Todini, E.: A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model, in: Advances in theoretical hydrology: a tribute to James Dooge, 129–157, Elsevier Science Publishers BV, 1992.

Faroux, S., Kaptué Tchuenté, A. T., Roujean, J.-L., Masson, V., Martin, E., and Le Moigne, P.: ECOCLIMAP-II/Europe: a twofold database of ecosystems and surface parameters at 1 km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models, Geosci. Model Dev., 6, 563–582, https://doi.org/10.5194/gmd-6-563-2013, 2013.

Frei, C. and Schär, C.: A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations, Int. J. Climatol., 18, 873–900, 1998.

Fuentes Andino, D., Beven, K., Kauffeldt, A., Xu, C.-Y., Halldin, S., and Di Baldassarre, G.: Event and model dependent rainfall adjustments to improve discharge predictions, Hydrolog. Sci. J., 62, 232–245, 2016.

Gonga-Saholiariliva, N., Neppel, L., Chevallier, P., Delclaux, F., and Savéan, M.: Geostatistical Estimation of Daily Monsoon Precipitation at Fine Spatial Scale: Koshi River Basin, J. Hydrol. Eng., 21, 05016017, https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001388, 2016.

Gottardi, F., Obled, C., Gailhard, J., and Paquet, E.: Statistical reanalysis of precipitation fields based on ground network data and weather patterns: Application over French mountains, J. Hydrol., 432, 154–167, 2012.

Hagemann, S.: An improved land surface parameter dataset for global and regional climate models, Max-Planck-Institut für Meteorologie, 2002.

Heynen, M., Miles, E., Ragettli, S., Buri, P., Immerzeel, W. W., and Pellicciotti, F.: Air temperature variability in a high-elevation Himalayan catchment, Ann. Glaciol., 57, 212–222, 2016.

Immerzeel, W., Petersen, L., Ragettli, S., and Pellicciotti, F.: The importance of observed gradients of air temperature and precipitation for modeling runoff from a glacierized watershed in the Nepalese Himalayas, Water Resour. Res., 50, 2212–2226, 2014.

Immerzeel, W. W., van Beek, L. P. H., Konz, M., Shrestha, A. B., and Bierkens, M. F. P.: Hydrological response to climate change in a glacierized catchment in the Himalayas, Climatic change, 110, 721–736, https://doi.org/10.1007/s10584-011-0143-4, 2012.

Kansakar, S. R., Hannah, D. M., Gerrard, J., and Rees, G.: Spatial pattern in the precipitation regime of Nepal, Int. J. Climatol., 24, 1645–1659, 2004.

Koeppe, C. E. and De Long, G.: Weather and Climate, McGraw-Hill, 341 pp., 1958.

Koffler, D. and Laaha, G.: Lfstat-low-flow analysis in r, EGU General Assembly Conference Abstracts, vol. 15, p. 7770, EGU General Assembly, Vienna, Austria, 2013.

Lang, M., Perret, C., Renouf, E., Sauquet, E., and Paquier, A.: Incertitudes sur les débits de crue, La Houille Blanche-Revue internationale de l'eau, 6, p. 33, 2006.

Lang, T. J. and Barros, A. P.: Winter storms in the central Himalayas, J. Meteorol. Soc. Jpn., 82, 829–844, 2004.

Masson, V., Champeaux, J.-L., Chauvin, F., Meriguet, C., and Lacaze, R.: A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models, J. Climate, 16, 1261–1282, 2003.

Nepal, S.: Evaluating Upstream-Downstream Linkages of Hydrological Dynamics in the Himalayan Region, PhD thesis, Friedrich Schiller University, Germany, 2012.

Nepal, S., Flügel, W.-A., and Shrestha, A. B.: Upstream-downstream linkages of hydrological processes in the Himalayan region, Ecol. Process., 3, 19 pp., https://doi.org/10.1186/s13717-014-0019-4, 2014.

Nepal, S., Krause, P., Fluegel, W. A., Fink, M., and Fischer, C.: Understanding the hydrological system dynamics of a glaciated alpine catchment in the Himalayan region using the J2000 hydrological model, Hydrol. Process., 28, 1329–1344, https://doi.org/10.1002/hyp.9627, 2014.

Noilhan, J. and Mahfouf, J.-F.: The ISBA land surface parameterisation scheme, Global Planet. Change, 13, 145–159, 1996.

Noilhan, J. and Planton, S.: A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models, Mon. Weather Rev., 117, 536–549, https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2, 1989.

Pellicciotti, F., Buergi, C., Immerzeel, W. W., Konz, M., and Shrestha, A. B.: Challenges and uncertainties in hydrological modeling of remote Hindu Kush-Karakoram-Himalayan (HKH) basins: suggestions for calibration strategies, Mountain Research and Development, 32, 39–50, 2012.

Pianosi, F., Sarrazin, F., and Wagener, T.: A Matlab toolbox for Global Sensitivity Analysis, Environ. Model. Softw., 70, 80–85, https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2015.04.009, 2015.

Pokhrel, B. K., Chevallier, P., Andréassian, V., Tahir, A. A., Arnaud, Y., Neppel, L., Bajracharya, O. R., and Budhathoki, K. P.: Comparison of two snowmelt modelling approaches in the Dudh Koshi basin (eastern Himalayas, Nepal), Hydrolog. Sci. J., 59, 1507–1518, 2014.

Ragettli, S., Pellicciotti, F., Immerzeel, W., Miles, E., Petersen, L., Heynen, M., Shea, J., Stumm, D., Joshi, S., and Shrestha, A.: Unraveling the hydrology of a Himalayan catchment through integration of high resolution in situ data and remote sensing with an advanced simulation model, Adv. Water Resour., 78, 94–111, https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2015.01.013, 2015.

Roe, G. H.: Orographic precipitation, Annu. Rev. Earth Pl. Sc., 33, 645–671, 2005.

Roocks, P. and Roocks, M. P.: rpref: Database preferences and skyline computation. R package version 1.1, Available at: https://CRAN.R-project.org/package=rPref, 2016.

Salerno, F., Guyennon, N., Thakuri, S., Viviano, G., Romano, E., Vuillermoz, E., Cristofanelli, P., Stocchi, P., Agrillo, G., Ma, Y., and Tartari, G.: Weak precipitation, warm winters and springs impact glaciers of south slopes of Mt. Everest (central Himalaya) in the last 2 decades (1994–2013), The Cryosphere, 9, 1229–1247, https://doi.org/10.5194/tc-9-1229-2015, 2015.

Saltelli, A., Ratto, M., Tarantola, S., and Campolongo, F.: Sensitivity analysis practices: Strategies for model-based inference, Reliab. Eng. Syst. Safe., 91, 1109–1125, 2006.

Sarrazin, F., Pianosi, F., and Wagener, T.: Global Sensitivity Analysis of environmental models: Convergence and validation, Environ. Model. Softw., 79, 135–152, https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2016.02.005, 2016.

Savéan, M.: Modélisation hydrologique distribuée et perception de la variabilité hydroclimatique par la population du bassin versant de la Dudh Koshi (Népal), PhD thesis, Université de Montpellier, 2, 2014.

Savéan, M., Delclaux, F., Chevallier, P., Wagnon, P., Gonga-Saholiariliva, N., Sharma, R., Neppel, L., and Arnaud, Y.: Water budget on the Dudh Koshi River (Nepal): Uncertainties on precipitation, J. Hydrol., 531, 850–862, https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.10.040, 2015.

Sevruk, B., Ondrás, M., and Chvíla, B.: The WMO precipitation measurement intercomparisons, Atmos. Res., 92, 376–380, 2009.

Shrestha, D., Singh, P., and Nakamura, K.: Spatiotemporal variation of rainfall over the central Himalayan region revealed by TRMM Precipitation Radar, J. Geophys. Res.-Atmos., 117, https://doi.org/10.1029/2012JD018140, 2012.

Spear, R. and Hornberger, G.: Eutrophication in peel inlet II. Identification of critical uncertainties via generalized sensitivity analysis, Water Res., 14, 43–49, https://doi.org/10.1016/0043-1354(80)90040-8, 1980.

Valéry, A., Andréassian, V., and Perrin, C.: Inverting the hydrological cycle: when streamflow measurements help assess altitudinal precipitation gradients in mountain areas, New approaches to hydrological prediction in data sparse regions. Wallingford, IAHS Press, IAHS Publ, 333, 281–286, available at: http://hydrologie.org/redbooks/a333/IAHS3330281.pdf (last access: May 2017), 2009.

Valéry, A., Andréassian, V., and Perrin, C.: Regionalization of precipitation and air temperature over high-altitude catchments – learning from outliers, Hydrolog. Sci. J., 55, 928–940, https://doi.org/10.1080/02626667.2010.504676, 2010.

World Meteorological Organization: Manual on low-flow estimation and prediction., World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 2008.

Yatagai, A., Kamiguchi, K., Arakawa, O., Hamada, A., Yasutomi, N., and Kitoh, A.: APHRODITE: Constructing a long-term daily gridded precipitation dataset for Asia based on a dense network of rain gauges, B. Am. Meteorol. Soc., 93, 1401–1415, 2012.

4.2 Spatialisation des autres variables climatiques

Les variables climatiques nécessaires en entrée du schéma de surface ISBA sont : la température de l'air à deux mètres du sol, les précipitations liquides et solides, l'humidité spécifique à deux mètres du sol, la pression atmosphérique à deux mètres du sol, la vitesse du vent à dix mètres du sol, le rayonnement émis courtes longueurs d'onde et le rayonnement émis longues longueurs d'onde. Bien que ces variables soient fournies par différents produits satellitaires ou produits d'interpolation, la variabilité spatio-temporelle de ces variables est mieux représentée dans les observations in-situ que dans ces produits (voir section 2). Le choix est alors fait d'utiliser les observations à la statation de la Pyramide pour définir des cartes de chroniques horaires sur les bassins de Kharikhola et Tauche. Les mesures réaliséées à la Pyramide pour la pression atmosphérique, l'humidité relative et le rayonnement longues longueurs d'onde émis par la surface terrestre sont interpolées en fonction de l'altitude selon la méthode proposée par Cosgrove et al. (2003). L'humidité spécifique est ensuite calculée à partir des mesures de l'humidité relative. Les vitesses du vent et les rayonnements courtes longueurs d'onde ne sont pas interpolés pour l'entrée climatique d'ISBA et sont considérés égaux aux chroniques mesurées à la station la plus proche pour chaque bassin étudié : pour le bassin de Kharikhola, on utilise les chroniques mesurées à Lukla, et pour le bassin de Tauche, on utilise les chroniques mesurées à la Pyramide. Les paragraphes suivants décrivent la méthode d'interpolation proposée par Cosgrove et al. (2003) ainsi que les résultats obtenus pour chaque bassin.

Dans les paragraphes suivants, on utilise l'indice PYR pour décrire les chroniques mesurées à la Pyramide et l'indice z pour décrire les chroniques interpolées à l'altitude z.

4.2.1 Pression atmosphérique

La température mesurée aux pas de temps horaire à deux mètres du sol est utilisée pour interpoler la pression atmosphérique à deux mètres du sol. On utilise a loi des gaz parfaits :

$$P = -\rho RT \tag{4.1}$$

où P est la pression (en Pa), T la température de l'air (en $^\circ K$), R la constante des gaz parfaits (en $J.kg^{-1}.K^{-1}$ et ρ la densité de l'air (en $kg.m^{-3}$). De plus, sous l'hypothèse de l'équilibre hydrostatique (i.e. l'équilibre entre les forces de pesanteur et les forces de pression exercées dans la direction opposée), on a :

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho.g \tag{4.2}$$

où z est l'altitude (en m) et g la gravité terrestre (en $m.s^{-2}$). On obtient donc :

$$\partial z = -\frac{RT}{g}.\frac{\partial P}{P} \tag{4.3}$$

On défini une température moyenne entre la Pyramide et chaque altitude z :

$$\int T\partial z \approx \frac{T_{PYR} + T_z}{2} = \overline{T} \tag{4.4}$$

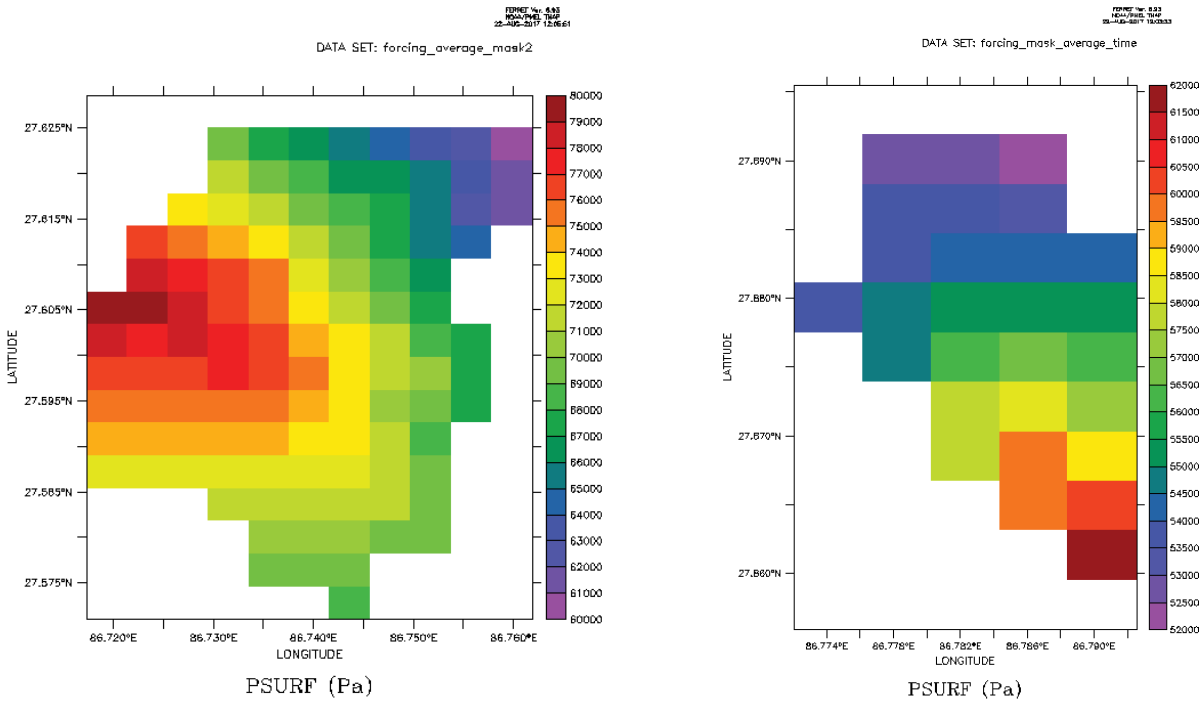
On obtient alors, par intégration :

$$\Delta z = \frac{R\overline{T}}{g}.ln(\frac{P_{PYR}}{P_z}) \tag{4.5}$$

On en déduit :

$$P_z = \frac{P_{PYR}}{exp(\frac{g.\Delta z}{R.\overline{T}})} \tag{4.6}$$

La Figure 4.1 présente les pressions atmosphériques interpolées sur les bassins de Kharikhola et Tauche à la résolution de 400 m, en moyenne du 2014-04-01 au 2016-04-01. La pression atmosphérique moyenne varie entre 600hPa et 800 hPa sur Kharikhola et entre 520 hPa et 620 hPa sur Tauche.



(a) à Kharikhola

(b) à Tauche

FIGURE 4.1 – Pression atmosphérique interpolée sur Kharikhola et Tauche à la résolution de 400 m, en moyenne du 2014-04-01 au 2016-04-01.

4.2.2 Humidité relative et humidité spécifique

L'humidité relative RH (en $\%$) est mesurée au pas de temps horaire à la Pyramide. L'humidité spécifique q (en kg/kg) est définie en fonction de RH par :

$$q_z = \frac{q_z^{sat}}{100.RH_z} \tag{4.7}$$

où q^{sat} est l'humidité spécifique à saturation (en $\%$) et q l'humidité spécifique. On fait l'hypothèse que l'humidité relative est constante sur la verticale Δz. On en déduit que :

$$q_z = \frac{q_{PYR}}{q_{PYR}^{sat}}.q_z^{sat} \tag{4.8}$$

L'expression de q_z est ensuite déduite en combinant la définition de l'humidité spécifique et la loi de Wexler pour la pression de vapeur saturante. La Figure 4.2 présente les humidités spécifiques interpolées sur les bassins de Kharikhola et Tauche, à la résolution de 400 m, en moyenne du 2014-04-01 au 2016-04-01. L'humidité spécifique varie entre 0.0048 kg/kg et 0.0096 kg/kg sur Kharikhola et entre 0.0035 kg/kg et 0.0052 kg/kg sur Tauche.

4.2.3 Rayonnement longues longueurs d'onde émis par la surface

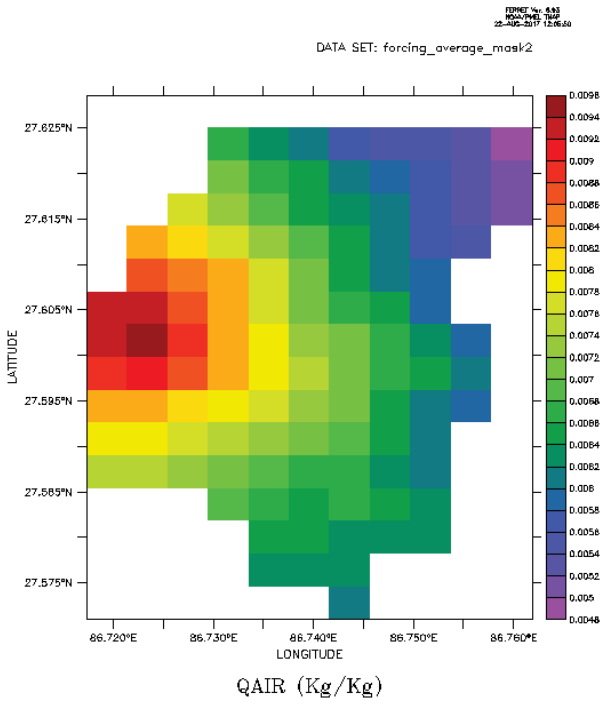
Le rayonnement longues longueurs d'ondes émis par la surface terrestre est donné par la loi de Stefan en fonction de la température de l'air :

$$L = \epsilon\sigma T^4 \tag{4.9}$$

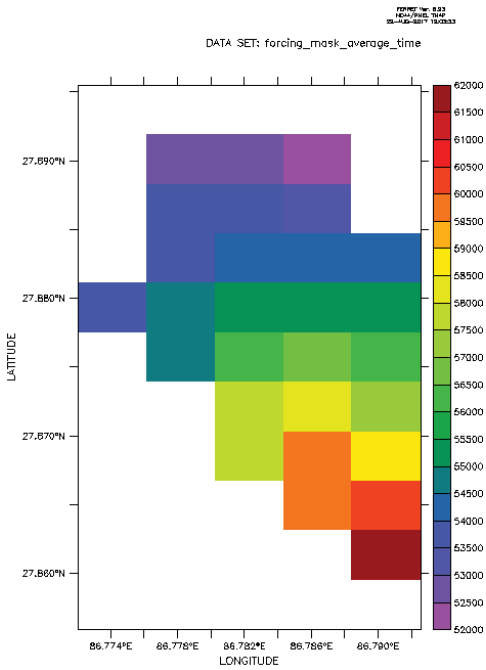
où L est le rayonnement émis, ϵ est l'émissivité moyenne de la surface et σ la constante de Bolzmann (en $W.m^{-2}$). On en déduit :

$$L_z = \frac{\epsilon_z}{\epsilon_{PYR}}.(\frac{T_z}{T_{PYR}})^4.L_{PYR} \tag{4.10}$$

La Figure 4.3 présente les rayonnements longues longueurs d'onde émis par la surface interpolés sur les bassins de Kharikhola et Tauche à la résolution de 400 m, en moyenne du 2014-04-01 au 2016-04-01.



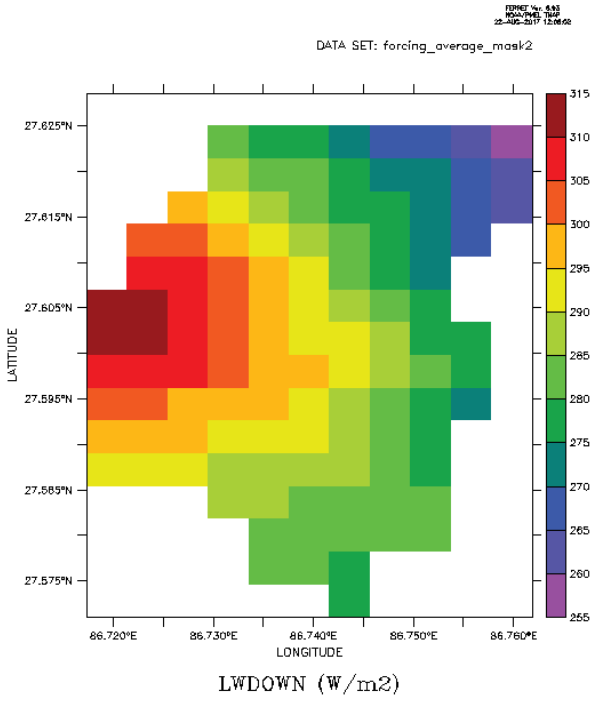
(a) à Kharikhola



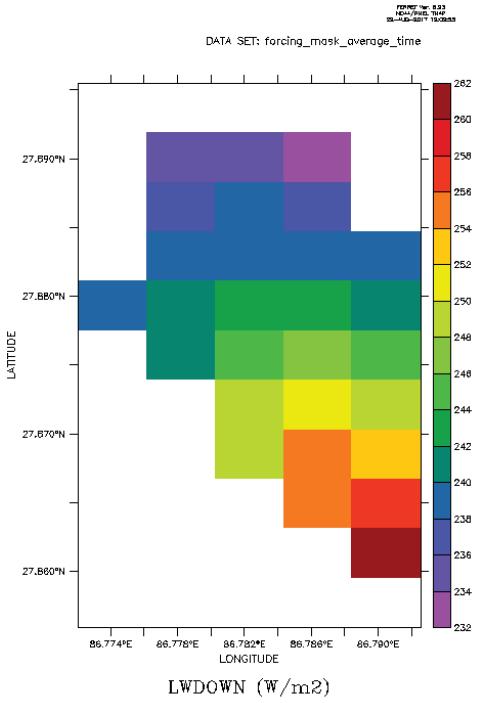
(b) à Tauche

FIGURE 4.2 – Humidité spécifique interpolée sur Kharikhola et Tauche, à la résolution de 400 m, en moyenne du 2014-04-01 au 2016-04-01.

Ces rayonnements varient entre 258 $W.m^{-2}$ et 314 $W.m^{-2}$ sur Kharikhola et entre 236 $W.m^{-2}$ et 264 $W.m^{-2}$ sur Tauche.



(a) à Kharikhola



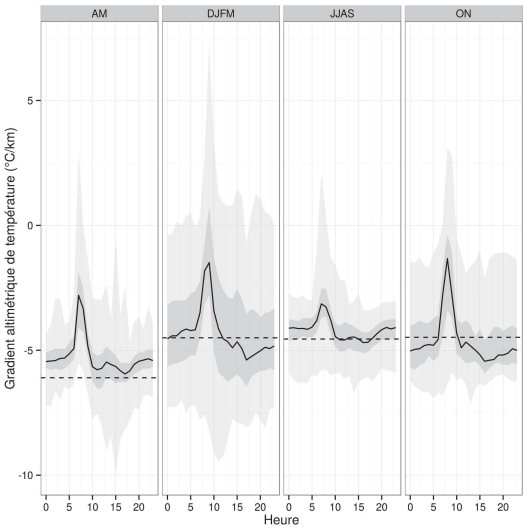
(b) à Tauche

FIGURE 4.3 – Rayonnement longues longueurs d'onde émis par la surface interpolé sur Kharikhola et Tauche, à la résolution de 400 m, en moyenne du 2014-04-01 au 2016-04-01.

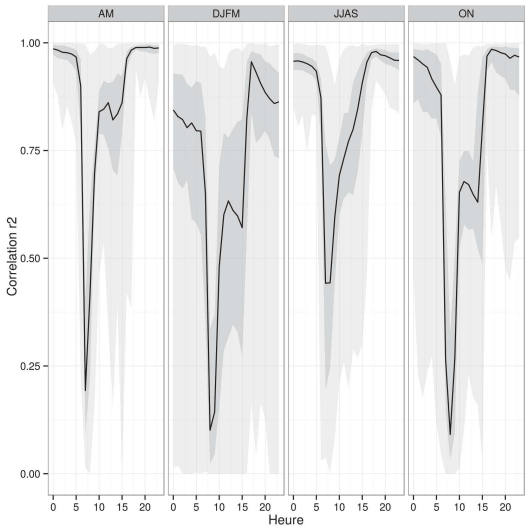
4.3 Variabilité infra-journalière des gradients altitudinaux de température.

En zone de montagne, les températures et l'altitude sont généralement bien corrélées (Valéry et al., 2010; Lafaysse et al., 2011; Gottardi et al., 2012). Gottardi et al. (2012) montrent que les gradients altimétriques de température doivent être calculés sur une longue durée (i.e. au minimum sur une durée d'un mois) afin d'être plus représentatifs de l'influence de l'altitude sur les température que de la variabilité entre les événements climatiques. Cependant, l'utilisation d'un gradient calculé sur une longue durée ne prend pas en compte les variations à des échelles temporelles inférieures.

La Figure 4.4a montre que, en moyenne sur les deux années étudiées, la distribution journalière des gradients de température présente un pic important, apparaissant globalement entre 6 heures et 8 heures du matin. L'hypothèse peut être faite que ce pic est lié à l'augmentation de température au lever du soleil. En effet, l'ensoleillement des fonds de vallée étant retardé par rapport à l'ensoleillement des hauts de versant, la relation entre l'altitude et la température de l'air peut être modifiée par ce phénomène. Cette variabilité infra-journalière des température est également analysée pour le bassin du Langtang (Népal) par Heynen et al. (2016). Cependant on observe Figure 4.4b que ce pic est associé à une très faible corrélation linéaire de l'altitude avec la température.



(a) Distribution journalière des gradients de température horaire sur le bassin de la Dudh Koshi.



(b) Distribution journalière des corrélations linéaires (r^2) entre la température et l'altitude sur le bassin de la Dudh Koshi.

FIGURE 4.4 – Variabilité infra-journalière des gradients altitudinaux de température. La ligne noire correspond à la moyenne des observations pour chaque heures, les bandes gris foncé et gris clair correspondent respectivement aux intervalles min-max et 25%-75%.

Afin de tester l'impact du pas de temps choisi pour le calcul du gradient altitudinal de température (i.e. pas de temps horaire ou pas de temps saisonnier), on applique une méthode de validation croisée pour plusieurs stations de mesure : pour chaque station, on compare les températures mesurées à cette station avec les températures interpolées sur la maille la plus proche, sans considérer la chronique mesurée à cette station dans la méthode d'interpolation. Cette analyse a été menée sur un maillage régulier à la résolution 100 m x 100 m. La Figure 4.5 présente les résultats à la station de la Pyramide, pour des gradients de températures calculés au pas de temps horaire et au pas de temps saisonnier. La distribution journalière des températures observées à la Pyramide (5035m) est comparée à la distribution journalière des températures interpolées pour la maille correspondante (altitude moyenne de la maille : 5019m), en enlevant les observations à la Pyramide de la méthode d'interpolation. Les résultats sont similaires pour les autres stations testées (Namche, Pheriche et Lukla). Figure 4.5, on observe :

- L'écart-type de la distribution des températures interpolées en utilisant un gradient calculé au pas de temps horaire est plus grand que lorsqu'on utilise un gradient au pas de temps saisonnier, et ceci principalement pour les périodes froides (i.e. en hiver et en post-mousson). Ce résultat est cohérent avec Immerzeel et al. (2014), qui montrent que la linéarité de la relation entre température et altitude est plus exacte en Himalaya lorsque les températures sont plus élevées (ie. en mousson), avec une amplitude journalière des corrélation moindre pendant la mousson.
- La moyenne des températures horaires interpolées (ligne en tirets) représente de manière satisfaisante les températures observées à la station de la Pyramide.

En conclusion, l'utilisation de gradients altitudinaux calculés au pas de temps saisonnier est valide pour l'interpolation des températures au pas de temps horaire. La variabilité infra-journalière des gradients altitudinaux de précipitation a également été étudiée. Cependant, aucune tendance ne ressort de cette analyse, car il existe une forte irrégularité des précipitations à l'échelle infra-journalière. De plus, la méthode de validation croisée a été testée pour estimer la performance de la méthode d'interpolation des précipitations proposée par Eeckman et al. (2017). Cependant, les résultats obtenus par validation croisée pour les précipitations présentent des résultats médiocres. En effet, la forte hétérogénéité spatiale des précipitations nécessite l'utilisation de l'ensemble des stations de mesure afin de produire des champs de précipitation cohérents.

4.4 Analyse de sensibilité supplémentaire

Cette section reprend le rapport que j'ai réalisé dans le cadre de l'école d'été 'Uncertainty in environmental modelling' à laquelle j'ai participé à l'Université d'Uppsala (Suède), en Juin 2016. Les fondamentaux abordés lors de cette université d'été sont également exposés par Beven (2010).

4.4.1 Définitions et méthodes

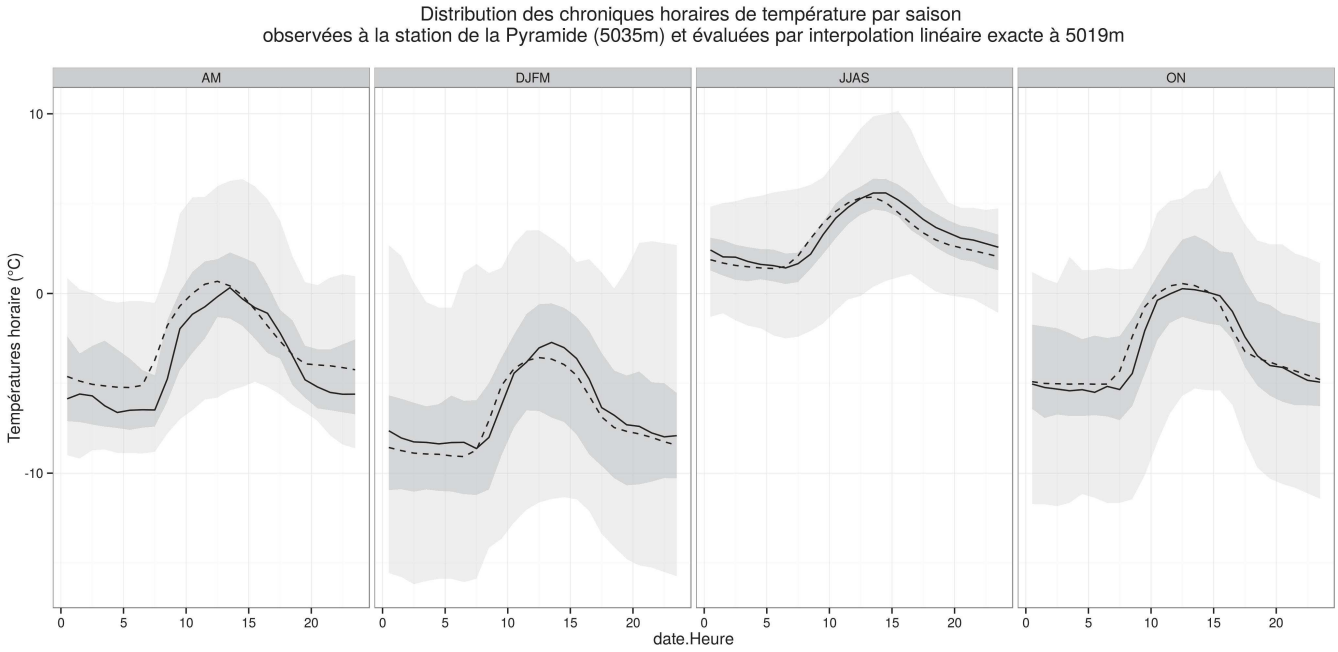
Le terme 'facteur' correspond à l'ensemble des facteurs qui influencent les sorties du modèle : ce sont les paramètres du modèle et les données d'entrée du modèle. Une analyse de sensibilité permet de caractériser les facteurs qui contrôlent la variabilité des sorties d'un modèle en l'absence de données de validation, alors qu'une analyse d'incertitude permet d'évaluer les performances d'un modèle en fonction de données de validation commensurables. Trois objectifs d'une analyse de sensibilité sont présentés par Pianosi et al. (2016) :

- *Ranking* : ordonner les facteurs par ordre d'influence ;
- *Mapping* : déterminer l'intervalle dans lequel les facteurs ont une influence significative sur les sorties ;
- *Screening* : détecter les facteurs qui n'ont pas d'influence sur les sorties.

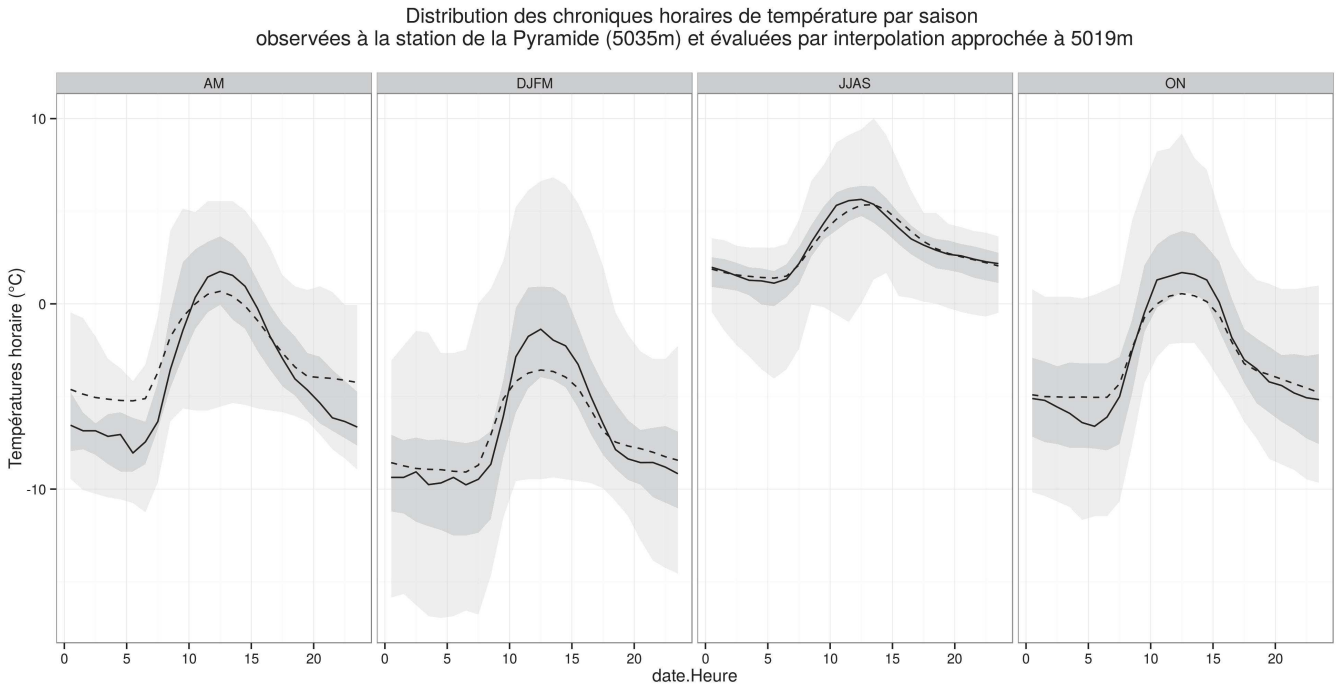
Un analyse de sensibilité consiste à appliquer le modèle étudié à une série de valeurs échantillonnées aléatoirement dans l'espace des facteurs. Ce protocole décrit une méthode de Monte-Carlo (Mooney, 1997).

La première étape pour mener une analyse de sensibilité est d'échantillonner l'espace des facteurs. À partir des informations supplémentaires éventuelles disponibles, on choisi une distribution pour l'échantillonnage (e.g. distribution selon une loi uniforme, loi normale, loi gamma, etc..). Les paramètres de ces distributions (e.g. bornes, paramètres de forme, etc...) sont également choisis en fonction des informations disponibles pour la distribution des facteurs. De plus, l'échantillonnage peut être fait selon des intervalles de valeurs égaux ou bien selon des intervalles de probabilité égaux. En particulier, la méthode *Latin Hypercube* (Iman, 2008) permet d'échantillonner l'espace des facteurs selon des intervalles de probabilité égaux.

La seconde étape pour mener une analyse de sensibilité est d'appliquer le modèle à la série d'échantillons fournie. Des indices de sensibilité peuvent ensuite être calculés à partir de l'ensemble des sorties du modèle.



(a) en utilisant des gradients altitudinaux calculés au pas de temps horaire



(b) en utilisant des gradients altitudinaux calculés au pas de temps saisonniers.

FIGURE 4.5 – Distribution journalière des températures observées à la Pyramide ou estimées à 5019 m d'altitude, pour les quatre saisons : hiver (décembre-janvier-février-mars), pré-mousson (avril-mars), mousson (juin-juillet-août-septembre et post-mousson (octobre-novembre). La ligne en tirets représente les températures observées, la ligne noire représente la moyenne des températures interpolées et les bandes gris foncé et gris clair correspondent respectivement aux intervalles min-max et 25%-75% des températures interpolées.

L'analyse de sensibilité n'est valide qu'à condition que la convergence de la méthode soit assurée. L'analyse est dite convergente lorsque les indices de sensibilité convergent vers une valeur finie quand la taille de l'échantillon augmente. La convergence d'une analyse de sensibilité peut être testée en utilisant la méthode 'bootstrap' (Efron and Tibshirani, 1997). La méthode 'bootstrap' est basée sur la répétition de l'analyse pour différents sous-échantillons extraits de l'ensemble des échantillons.

La taille de l'échantillon est choisie au début de la première étape de façon à assurer la convergence de la méthode. Plus le nombre d'échantillons est élevé, plus la convergence est assurée. Cependant un grand nombre d'échantillons nécessite un grand nombre d'évaluations du modèle, et donc un temps de calcul plus important.

Une stratégie peut être d'exécuter dans un premier temps une analyse de sensibilité comme un outil de diagnostic avant de mener l'analyse de l'incertitude. L'analyse de sensibilité permet alors de réduire les intervalles ou le nombre de paramètres, et donc d'économiser le temps de calcul lors de l'analyse d'incertitude.

Méthode "Elementary Effect Test"

La méthode *Elementary Effect Test* (EET) est une méthode d'analyse de sensibilité basée sur le calcul de l'impact de perturbations élémentaires sur la sortie du modèle (Equation 4.11).

$$EE_j = \frac{F(x_1, .., x_j + \Delta_j, ..., x_M) - F(x_1, ..., x_M)}{\Delta_j}. \tag{4.11}$$

où $1 < j < M$, avec M étant le nombre de facteurs étudiés et F le modèle.

Des indices de sensibilité normalisés sont définis pour estimer la sensibilité du modèle à chaque paramètre. Ces indices sont dérivés de l'écart type (Equation 4.12a) et de la moyenne (Equation 4.12b) des effets élémentaires calculés.

$$S2_i = sd(EE_j) \tag{4.12a}$$

$$S1_i = \frac{1}{r} \sum_{j=1}^{r} EE_j \tag{4.12b}$$

Cette méthode est particulièrement appropriée pour le classement de paramètres qui contrôlent la sortie (Ranking), mais elle ne permet pas de déterminer les plages de valeurs influentes (Mapping) (Pianosi et al., 2016).

4.4.2 Application de la méthode "Elementary Effect Test"

J'ai donc choisi de tester la méthode d'analyse de sensibilité *Elementary Effect Test* (EET) afin de mieux contraindre l'analyse d'incertitude présentée par Eeckman et al. (2017). Dans cette application, le modèle étudié est la méthode de spatialisation des précipitation par inverse distance couplée à un facteur altitudinal proposé par Valéry (2010). Les variables de sorties du modèles sont les cumuls annuels de précipitations solides et liquides. La fonction de partition entre les précipitations solides et liquides fait donc également partie du modèle étudié.

Les facteurs étudiés pour cette analyse de sensibilité sont les cinq paramètres de forme contrôlant la forme du facteur altitudinal : 2 seuils et 3 gradients altitudinaux. Les précipitations solides et liquides sont interpolées au pas de temps horaire puis agrégées au pas de temps annuel. Les moyennes inter-annuelles sont calculées sur les deux années hydrologiques 2014–2015 et 2015–2016. L'analyse suivante est exécutée à l'aide de la version R de la boîte à outils SAFE(R), développée par Pianosi et al. (2015).

De même que pour l'analyse de sensibilité menée par Eeckman et al. (2017), la méthode d'échantillonnage *Latin Hypercube* est choisie pour l'application de la méthode EET pour explorer plus efficacement l'espace modèle. Étant donné qu'aucune information particulière n'est disponible sur la distribution préalable et l'interaction pour les cinq paramètres, nous considérons des distributions uniformes. Les gammes initiales

pour les paramètres $\beta 1$, $\beta 2$ et $\beta 3$ et pour les seuils altitudinaux z1 et z2 sont déduites d'autres études (Barros et al., 2000; Anders et al., 2006; Bookhagen and Burbank, 2006; Shrestha et al., 2012). Sarrazin et al. (2016) montrent que la méthode EET converge pour des tailles d'échantillons supérieures à 100 fois le nombre de facteurs étudiés. Ces choix sont résumés dans la Table 4.1.

La méthode EET est mise en œuvre séparément sur les précipitations annuelles liquides et sur les précipitations annuelles solides. Cependant, nous observons que les conclusions pour les deux variables sont similaires. La méthode *bootstrap* est utilisée pour calculer les intervalles de confiance des résultats.

	EET
Taille de l'échantillon	100
Nombre d'évaluation du modèle	600
Algorithme d'échantillonnage	One At time
Méthode d'échantillonnage	Latin Hypercube
Distribution de l'échantillon	Uniforme

(a) Stratégie d'échantillonnage

	Minimum	Maximum	
z1	1900	3500	m. a.s.l.
z2	3500	6500	m. a.s.l.
β_1	0.00	2.00	km^{-1}
β_2	-2.00	0.00	km^{-1}
β_3	-0.30	0.00	km^{-1}

(b) Intervalles initiaux considérés pour la méthode EET

TABLE 4.1 – Stratégie d'échantillonnage et intervalles initiaux considérés pour EET.

Résultats

1. **Vérification de la convergence de la méthode :** bien que Sarrazin et al. (2016) recommandent d'estimer numériquement la convergence des méthodes d'analyse d'incertitude, je l'ai évalué graphiquement. La convergence pour les cinq variables simulées semble satisfaisante pour plus de 480 évaluations du modèle (voir Figure 4.6). Les intervalles de confiance pour la courbe de convergence diminuent lorsque le nombre d'évaluation du modèle augmente.

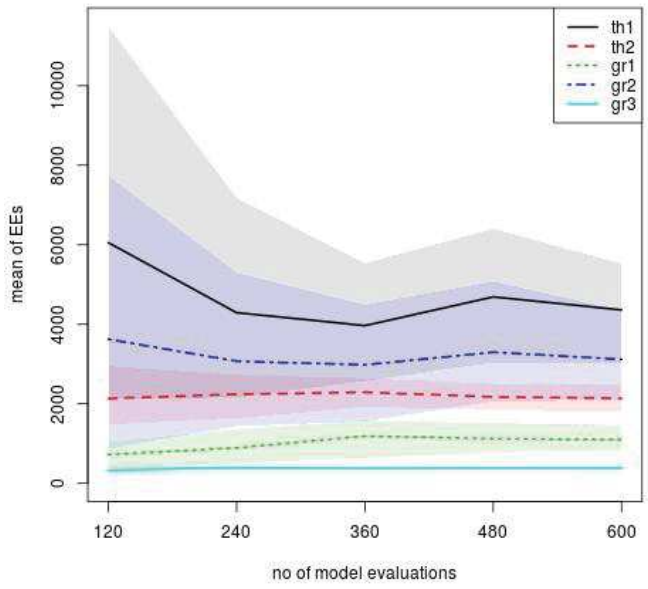
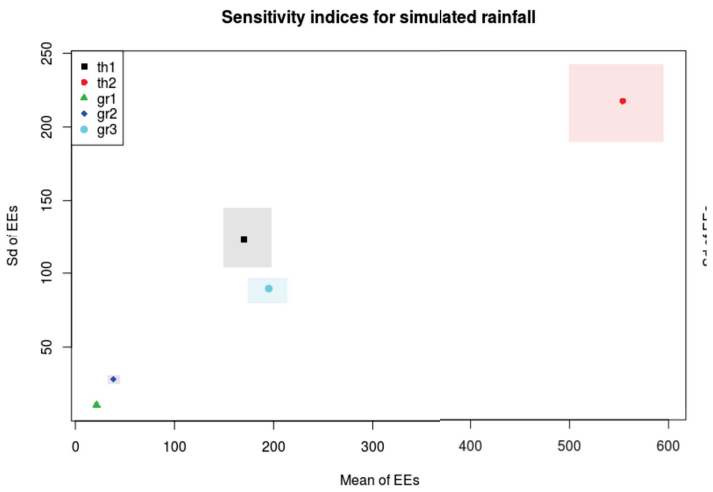
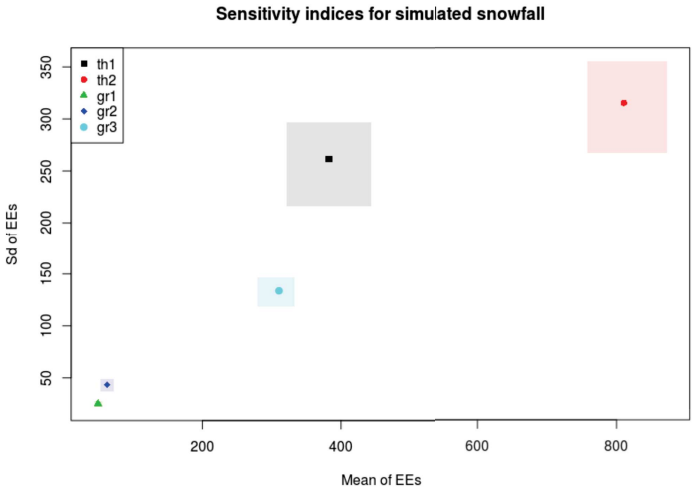


FIGURE 4.6 – Estimation de la convergence de l'analyse EET par méthode 'bootstrap'.

2. **Classement des paramètres influents en fonction des indices de sensibilité :** Les indices de sensibilité pour les précipitations annuelles solides et liquides montrent que, pour les deux variables, le facteur le plus sensible est le seuil altitudinal $z2$ (Figure 4.7). Le modèle semble ne pas être très sensible aux gradients altitudinaux $\beta 1$ et $\beta 2$, avec un faible intervalle de variation pour ce résultat.



(a) Indices de sensibilité pour les précipitations liquides



(b) Indices de sensibilité pour les précipitations solides

FIGURE 4.7 – Indices de sensibilité pour la méthode EET appliquée aux précipitations solides et liquides.

Cette analyse d'incertitude montre que, à une échelle de temps mensuelle, z2 est le plus critique des cinq paramètres étudiés. En outre, la méthode de spatialisation des précipitations proposée semble peu sensible aux gradients altitudinaux $\beta 1$ et $\beta 2$. Au contraire, le gradient altitudinal pour la haute altitude $\beta 3$ a une influence notable sur les volumes précipités annuels. Les conclusions de ce test de sensibilité, ainsi que les conclusions du test RSA présentées section 4.1, ont été utilisées pour limiter le nombre d'échantillons utilisés pour l'analyse d'incertitude réalisée consécutivement (voir section 4.1).

Ce qu'il faut retenir du chapitre 4

- Étant donnée la forte hétérogénéité des variables climatiques dans le bassin de la Dudh Koshi, et les fortes incertitudes associées aux produits grillés disponibles à large échelle pour ces variables, le choix est fait pour la thèse d'interpoler les variables climatiques nécessaires à la modélisation à partir des **observations aux stations** dans le bassin de la Dudh Koshi. L'objectif est de **mieux représenter la variabilité spatiale et temporelle** de ces variables.

- La **température** est montrée comme **bien corrélée linéairement avec l'altitude** et les gradients altitudinaux calculés au pas de temps saisonnier sont cohérents avec les valeurs fournies dans la littérature. Les températures sont interpolées au pas de temps horaire par une méthode d'inverse distance, couplée à un facteur altitudinal, comme proposé par Valéry (2010). L'influence du pas de temps choisi pour le calcul du gradient altitudinal de température est également testé.
- Une représentation non déterministe de la variabilité spatiale et temporelle des **précipitations** dans la région de l'Everest est présentée. Les précipitations mesurées aux stations sont interpolées spatialement par une méthode d'inverse distance, couplée à un **facteur altitudinal multiplicatif**, comme proposé par Valéry (2010). Le facteur altitudinal pour le bassin de Dudh Koshi est représenté par une **fonction linéaire par morceaux de l'altitude**, avec des variations saisonnières significatives. Une **analyse de sensibilité** a été effectuée pour réduire l'intervalle de variation pour les paramètres contrôlant la forme du facteur altitudinal. Une **analyse d'incertitude** a ensuite été effectuée pour évaluer les ensembles de débits simulés en fonction du débit observé pour les bassins de Kharikhola et Tauche.

- Des ensembles **bilans hydrologiques annuels probables** sont fournis pour les bassins de Kharikhola et Tauche. Ce travail montre que les incertitudes associées à la représentation de l'effet orographique représentent environ 16 $\%$ pour les précipitations totales annuelles et jusqu'à 25$\%$ pour les débits simulés. L'évapotranspiration annuelle représente 26 $\% \pm 1\%$ de précipitations totales annuelles pour le bassin de Kharikhola et $34\% \pm 3\%$ pour le bassin de Tauche. La **contribution nivale** est négligeable pour le bassin de Kharikhoka et représente jusqu'à 44 $\% \pm 8\%$ des précipitations totales pour le bassin de Tauche.

- Les **autres variables climatiques nécessaires** à ISBA (humidité spécifique, pression atmosphérique et rayonnement émis longues longueurs d'onde) sont interpolées en fonction de l'altitude selon la méthode proposée par Cosgrove et al. (2003) sur les bassins de Kharikhola et Tauche à partir des observations horaires à la Pyramide. Les vitesses du vent et les rayonnements courtes longueurs d'onde ne sont pas interpolés pour l'entrée climatique d'ISBA et sont considérés égaux aux chroniques mesurées à la station la plus proche pour chaque bassin étudié.

- Cependant, le **manque d'observations** climatiques et hydrométriques et les **fortes incertitudes** liées à ces données ne permettent pas de fournir un jeu de paramètres optimal unique pour décrire la relation entre les précipitations et l'altitude adapté à l'ensemble du bassin de la Dudh Koshi. De plus, cette étude se concentre sur une seule source d'incertitude dans la chaîne mesure-spatialisation-modélisation, alors que l'analyse de sensibilité devrait inclure tous les types d'incertitude. Une analyse de sensibilité plus complète devrait comprendre les **incertitudes épistémiques** associées à la structure et aux paramètres du modèle, ainsi que les incertitudes aléatoires associées aux variables d'entrée.

Chapitre 5

Influence du degré de conceptualisation de la modélisation sur les simulations à l'échelle locale.

Tout modèle hydrologique est une représentation du monde réel (Refsgaard and Knudsen, 1996). Le degré de conceptualisation du modèle utilisé est alors le premier choix à faire pour mettre en place une modélisation hydrologique. Dans le contexte de bassins montagneux fortement hétérogènes et faiblement instrumentés, ce choix est particulièrement difficile (Chaponnière, 2005). En Himalaya central, diverses approches de modélisation hydrologique ont été mises en place à différentes échelles spatio-temporelles, depuis des représentations basées sur la physique des processus mis en jeu, jusqu'à des approches plus conceptuelles. Peu d'études (Nepal et al., 2015; Pellicciotti et al., 2012; Pokhrel et al., 2014) ont mis en parallèle les avantages et inconvénients de chaque approche, et la question du choix du degré de conceptualisation optimal permettant de réduire au maximum les incertitudes liées à la structure du modèle reste ouverte.

Les incertitudes liées aux variables climatiques fournies en entrée de la modélisation ont été quantifiées dans le Chapitre 4. Les incertitudes associées au paramétrage utilisé pour la modélisation sont réduites par l'intégration de données de terrain, localement précises, présentée au Chapitre 3. Afin de mener une analyse plus complète des différentes sources d'incertitudes mises en évidence dans ce problème, ce chapitre présente le travail mené autour des incertitudes épistémiques liées à la structure des modèles hydrologiques. En particulier, Refsgaard et al. (2006) suggèrent que, dans un contexte où peu de données sont disponibles pour la validation des simulations, les approches multi-modèles permettent d'estimer les incertitudes associées à la structure des modèles.

La section 5.1 est constituée par un article ouvert à la discussion dans la revue *Hydrological Earth System Sciences*. Le routage des écoulements y fait l'objet d'un module en complément du schéma de surface ISBA qui est détaillé dans la section 5.2. Les sections 5.3 et 5.4 présentent l'influence des résolutions spatiales et temporelles des deux modèles pour les simulations des variables du bilan hydrologique.

5.1 Évaluation de la robustesse des simulations hydrologiques par la comparaison de deux modèles à l'échelle locale dans la région de l'Everest.

Résumé

Cet article compare les réponses hydrologiques à l'échelle locale de deux modèles présentant différents degrés de conceptualisation pour la représentation des processus physiques de bassins versants himalayens faiblement instrumentés. Les bassins de Kharikhola et Tauche sont choisis pour représenter les différentes conditions climatiques et physiographiques rencontrées en Himalaya Central. Ce travail présente la nouveauté d'appliquer à une petite échelle spatio-temporelle et sous les mêmes conditions de forçage, d'une part, un schéma de surface distribué basé sur la résolution des équations de masse et de bilan énergétique (le schéma de surface ISBA) et, d'autre part, un modèle calibré semi-distribué (le modèle hydrologique J2000). Un nouveau module conceptuel couplé au schéma de surface ISBA pour le routage des flux est présenté. Les résultats montrent que les deux modèles décrivent les évapotranspirations, les écoulements rapides et débits à l'exutoire de manière similaire. La robustesse des simulations pour ces variables peut donc être considérée comme satisfaisante. Les structures des deux modèles et les résultats obtenus sont principalement influencés par les stocks et les flux dans le sol, en particulier pour le bassin de Tauche.

Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., https://doi.org/10.5194/hess-2017-401
Manuscript under review for journal Hydrol. Earth Syst. Sci.
Discussion started: 21 August 2017
© Author(s) 2017. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Discussions

Assessing reliability of hydrological simulations through model intercomparison at the local scale in the Everest region.

Judith Eeckman[a], Santosh Nepal[b], Pierre Chevallier[a], Gauthier Camensuli[a], Francois Delclaux[a], Aaron Boone[c], and Anneke De Rouw[d]

[a]Laboratoire HydroSciences (CNRS, IRD, Universite de Montpellier) CC 57 - Universite de Montpellier 163, rue Auguste Broussonnet 34090 Montpellier, France;
[b]International Centre for Integrated Mountain Development (ICIMOD), GPO Box 3226, Kathmandu, Nepal;
[c]CNRM UMR 3589, Meteo-France/CNRS, Toulouse, France;
[d]Institut d'Ecologie et des Sciences d'Environnement de Paris (IRD, UPMC), 4place Jussieu, 75252 Paris cedex 5, France.

Correspondence to: Judith Eeckman (judith.eeckman-poivilliers@univ-montp2.fr)

Abstract. Understanding hydrological processes of high-altitude areas is vital because downstream communities depend on water resources for their livelihood. This paper compares the hydrological responses at the local scale of two models using different degrees of refinement to represent physical processes in sparsely instrumented mountainous Himalayan catchments. Two small catchments located in mid- and high- mountain environments were chosen to represent the very different climatic and physiographic characteristics of the Central Himalayas in the Everest region of eastern Nepal. This work presents the novelty of applying, at a small spatio-temporal scale and under the same forcing conditions, a fully distributed surface scheme based on mass and energy balance equations (ISBA surface scheme), and a semi-distributed calibrated model (J2000 hydrological model). A new conceptual module coupled to the ISBA surface scheme for flow routing is presented. The results show that both models describe the evapotranspiration, quick runoff and discharge processes in a similar way. The reliability of the simulations for these variables can therefore be considered as satisfactory. The differences in the structure and results of the two models mainly concern the water storages and flows in the soil, in particular for the high-mountain catchment. This conclusion suggests that the uncertainty associated with model structure is significant for water storage and flow in the soil.

entral Himalayas; ISBA surface scheme; J2000 model ; water budget at the local scale; structural uncertainty;

Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., https://doi.org/10.5194/hess-2017-401
Manuscript under review for journal Hydrol. Earth Syst. Sci.
Discussion started: 21 August 2017
© Author(s) 2017. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Discussions

Introduction

Modelling hydro-climatic systems for a Himalayan catchments is particularly challenging because of the double-edged situation of highly heterogeneous and sparsely instrumented catchments. On the one hand, sharp topographic variations in this region result in extreme climatic heterogeneities (Barros *et al.*, 2004; Anders *et al.*, 2006) and on the other hand, the high-altitude areas have limited hydro-meterological monitoring devices. A combination of these issues critically limits the representation of hydrological responses at regional scales in the Himalayan region.

The central part of the Hindu Kush Himalaya region ranges from the Terai agricultural plain in the South to the highest peaks in the world to the north (FIGURE 1). The two main driving climatic processes are the summer Indian monsoon, which contributes approximately 80% of the total annual precipitation over the central Himalayan range (Bookhagen and Burbank, 2006; Dhar and Rakhecha, 1981), and winter precipitation arising from westerlies (Lang and Barros, 2004).

Limited access and physical constraints stemming from the region's steep topography explain that the density of meteorological stations is particularly low in the Himalayan region. Recorded time series are more often short in duration and associated with significant uncertainties (Salerno *et al.*, 2015). Moreover, most of the stations are located in river valleys, which may not represent the spatial variation of precipitation in nearby mountain ranges. The gridded climate products from regional and global data sets provide a good deal of uncertainty due to interpolation approaches and a trade-off between resolution and availability of observed data (Li *et al.*, 2017).

Various hydrological modelling approaches have been set up for several basins of the central Himalayas, at different spatio-temporal scales, from physically-oriented representations of processes, such as TOKAPI by (Pellicciotti *et al.*, 2012) or SWAT by (Bharati *et al.*, 2016), to more conceptual ones, such as SRM by (Immerzeel *et al.*, 2010), GR4J by (Andermann *et al.*, 2012) and (Pokhrel *et al.*, 2014), GR4JSG by (Nepal *et al.*, 2017a), SPHY by (Lutz *et al.*, 2014), HDSM by (Savéan *et al.*, 2015) and J2000 by Nepal *et al.* (2014, 2017b). However, large discrepancies remain in the representation of hydrological processes among several studies at a regional scale stemming from the variation in modelling applications, input data and the processes taken into account.

For instance, for the Dudh Koshi River basin, annual actual evapotranspiration is estimated at 14%, 20% and 52%, respectively, of annual precipitation by Andermann *et al.* (2012); Nepal *et al.* (2014) and Savéan *et al.* (2015). Estimations of the snow melt contribution to annual stream flow at the outlet of the Dudh Koshi River basin range from 6% (Andermann *et al.*, 2012) to 27% (Nepal *et al.*, 2014); estimations of the glaciar melt contribution to annual stream flow range from 4% (Andermann *et al.*, 2012) to 19% (Lutz *et al.*, 2014). Moreover, estimations of the contribution of underground water to surface flow are still very divergent because of the variation in methodological approaches. The contribution of groundwater flows to annual stream flows is estimated at about 60%, 20% and 12%, respectively, by Andermann *et al.* (2012); Nepal *et al.* (2014) and Lutz *et al.*

Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., https://doi.org/10.5194/hess-2017-401
Manuscript under review for journal Hydrol. Earth Syst. Sci.
Discussion started: 21 August 2017
© Author(s) 2017. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Discussions

(2014). The variation is mainly due to the conceptualization of groundwater processes in different models, for example J2000 represents two compartments for groundwater storage, whereas SPHY has one and GR4J has a conceptual representation of groundwater.

Taking into account this difficult context, the aim of this paper is to compare the hydrological response at the local scale of two models using a different degree of refinement to represent physical processes in sparsely instrumented mountainous catchments. Two small catchments were chosen to represent different climatic and physiographic characteristics of the Central Himalayas: the Kharikhola ($18.2km^2$) and the Tauche catchment ($4.65km^2$) which represent respectively middle mountains and headwaters of high mountains of the Nepalese Himalayas.

The hydrological processes of these two catchments are assessed by applying two hydrological models, namely ISBA and J2000, which differ in their conceptualizations. The ISBA surface scheme (Noilhan and Planton, 1989; Noilhan and Mahfouf, 1996) has been applied in mountainous areas (Martin and Etchevers, 2005; Caballero *et al.*, 2007; Lafaysse *et al.*, 2011) to simulate the interaction between the hydrosphere, the biosphere and the atmosphere at various spatial resolutions. In this study, an additional conceptual module is coupled to ISBA to represent the flow routing, which was not originally included in the surface scheme. The J2000 model applies a process-based approach through calibration parameters and is distributed based on Hydrological Response Units (HRUs). The J2000 model is applied in Himalayan catchments but at meso-scale catchments such as the Dudh Koshi river basin. The novelty of the study is the application of a fully distributed surface scheme based on mass and energy balance equations and a semi-distributed calibrated model, at a small spatio-temporal scale, and under the same forcing conditions and parametrization. Uncertainties associated with both climatic variables and static spatial parametrization for topography, soil and vegetation were minimized as much as possible using a similar input data set for two models. In doing so, the uncertainty analysis is focused on the structural uncertainties associated with the structures of the models and their impacts on hydrological simulations. Indeed, the comparison of two models is particularly of benefit to estimate structural uncertainties in the modeling approaches.

1 Study area

The Kharikhola and Tauche sub-catchments are part of the Dudh Koshi River basin in Eastern Nepal. This basin has a steep topography and high mountain peaks including Mt Everest, (8848, m a.s.l), dominated by a sub-tropical climate in lower areas and an alpine climate in high-altitude areas (see FIGURE 1). These two sub-catchments present different climatic and physiographic characteristics.

The elevation of the Kharikhola catchment varies from from 1980 m a.s.l. to 4660 m a.s.l. with an area of 18.20 km^2. This catchment is covered by extensive agricultural areas (below 2500 $m.a.s.l$), forests (between 2500 $m.a.s.l$ and 3500 $m.a.s.l$) and sparce vegetation areas (above 3500 $m.a.s.l$). The glaciar coverage on the Kharikhola catchment is nil. The elevation of

Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., https://doi.org/10.5194/hess-2017-401
Manuscript under review for journal Hydrol. Earth Syst. Sci.
Discussion started: 21 August 2017
© Author(s) 2017. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Discussions
Open Access
EGU

the Tauche catchment varies from from 3980 m a.s.l. to 6110 m a.s.l. with an area of 4.65 km^2. This catchment is sparsely vegetated, mainly covered by shrublands or alpine steppes. On the Tauche catchment, the Tauche peak glacier is suspended upstream of the catchment and accounts for about 0.37% of the basin's total area, according to Racoviteanu *et al.* (2013) up-to-date glaciar inventory. The glacial contribution to the flow for the Tauche catchment is therefore considered to be negligible and is not included in the modelling applications. The main morphological characteristics of the two catchments studied are summarized in TABLE 1.

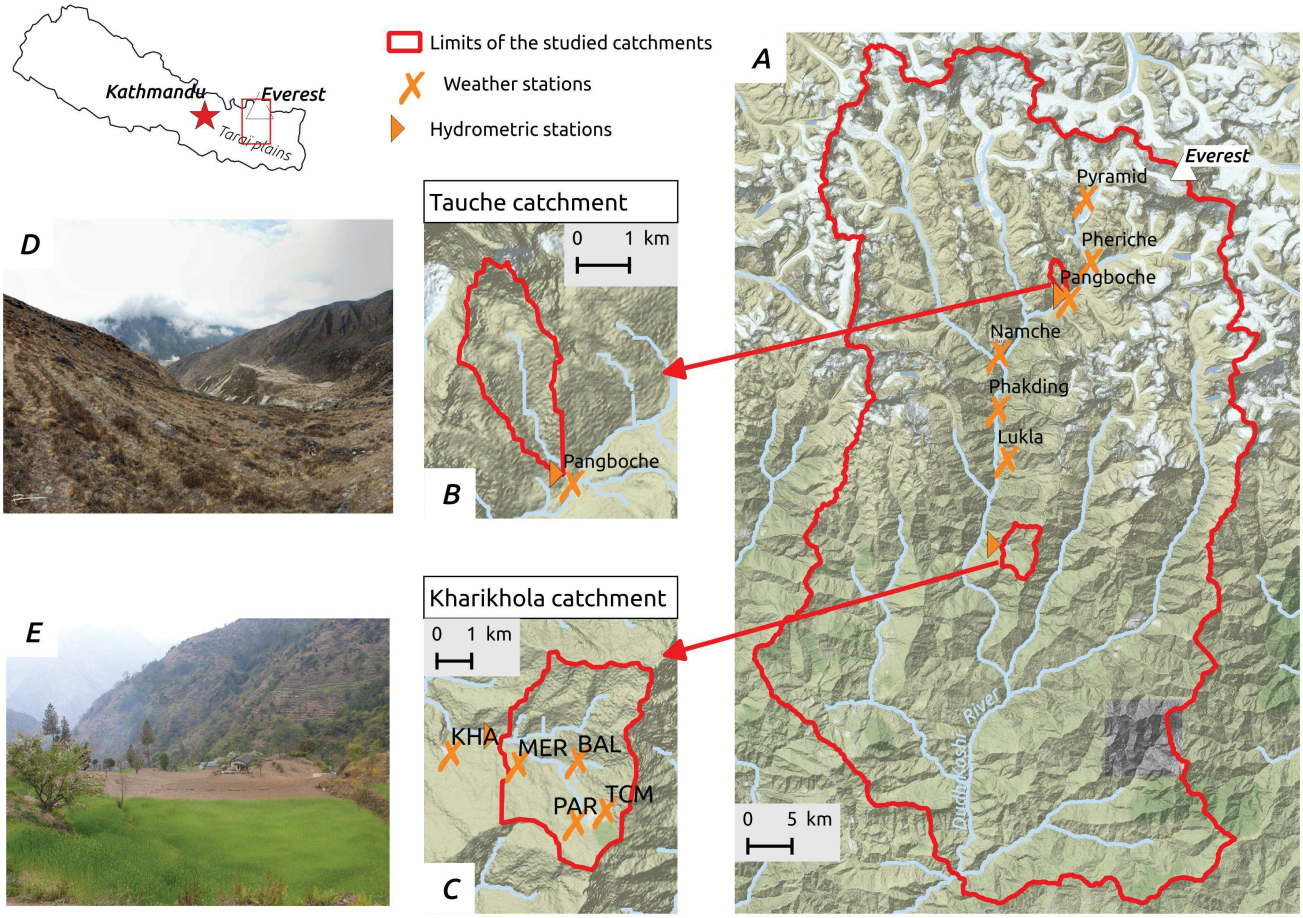


Figure 1. Map of the studied area: (A) the Dudh Koshi River basin at the Rabuwabazar gauging station, managed by the Department of Hydrology and Meteorology of the Nepal Government. The (B) Tauche and (C) Kharikhola sub-catchments are defined by the corresponding gauging stations. Source: OpenStreetMaps, photos by Rémi Muller (D) and Judith Eeckman (E).

Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., https://doi.org/10.5194/hess-2017-401
Manuscript under review for journal Hydrol. Earth Syst. Sci.
Discussion started: 21 August 2017
© Author(s) 2017. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Discussions

Table 1. Summary of the main morphological characteristics of the two catchments studied: : Kharikhola catchment and Tauche catchment (Nepal), which represents mid-altitude mountains and high-mountain headwaters, respectively.

	Kharikhola	Tauche	unit
Area	18.2	4.65	km^2
Elevation range	1980 - 4660	3980 - 6110	m.a.s.l.
Glaciarized area	0%	0.37%	-
Discharge data	from 2014-05-03 to 2016-05-20	from 2014-05-07 to 2016-05-09	

2 Modelling approaches

The implementation choices are summarized for both models in TABLE 2.

2.1 ISBA and routing module

The ISBA (Interaction Soil Biosphere Atmosphere) surface scheme (Noilhan and Planton, 1989; Noilhan and Mahfouf, 1996) is implemented in the SURFEX platform (Masson *et al.*, 2013) to represent the nature land tile. The ISBA surface scheme simulates vertical fluxes between the soil, vegetation and the atmosphere at a sub-hourly time step (SVAT model). Different implementations of soil transfers, vegetation, sub-grid hydrology and snow processes are available in SURFEX. Implementations of ISBA functions described in TABLE 2 are used in this study. The explicit multilayer version of ISBA (ISBA-DIF) (Boone *et al.*, 2000; Decharme *et al.*, 2011) and the explicit snow scheme in ISBA (ISBA-ES) (Boone and Etchevers, 2001; Decharme *et al.*, 2016) are used in this work. The transport equations for mass and energy are solved using a multilayer vertical discretization of the soil (diffusive approach). The number of layers for the Kharikhola and Tauche catchments is forced to nine layers in order to limit the computation time. In addition, a twelve-layer vertical discretization of snow pack and provides a mass and energy balance for each layer, taking into account snow-melt and snow sublimation. The Horton (Horton, 1933) and Dunne (Dunne, 1983) runoff mechanisms are modeled using a sub-grid parameterization described in Decharme and Douville (2006). ISBA is set up for the Tauche and Kharikhola catchments on a regular grid at a 400-m spatial resolution and with an hourly time step.

Since the dependency between mesh cells is not initially implemented in the SURFEX platform, an additional routing module was implemented and coupled to ISBA offline simulations. This module is adapted from the HDSM (Hydrological Distributed Snow Model) model, implemented and used by Savéan *et al.* (2015). The structure of the module is extensively described in Savéan (2014). For each cell, surface runoff (given by the sum of Dunne runoff and Horton runoff) and the drainage at the bottom of the soil column are directed toward two simple linear reservoirs, R_s and R_d respectively. Residency times in R_s and R_d (respectively, t_s and t_d) are calibrated as uniform parameters over the catchment. The sum of the output flows of R_s and R_d is then directed toward the transfer reservoir, which allows propagating the flows according to terrain orography. The residency time in the transfer reservoir is defined for each mesh point as the ratio between the flow velocity and the distance from the

Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., https://doi.org/10.5194/hess-2017-401
Manuscript under review for journal Hydrol. Earth Syst. Sci.
Discussion started: 21 August 2017
© Author(s) 2017. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Discussions

Table 2. Summary of ISBA surface scheme and J2000 model structures, for precipitation phase distribution, interception, evapotranspiration, snow accumulation and melt, soil water, runoff components, groundwater and flow routing treatments.

ISBA	J2000
Precipitation	
For both models: Precipitation is distributed between rain and snow according to the same threshold temperatures for both models.	
Interception	
For both models: Simple interception storage approach (Dickinson, 1984). The interception storage is computed according to the vegetation type defined by its Leaf Area Index (LAI) for rain and snow.	
Evapotranspiration (ET)	
ET results from the water and energy balance applied on bare soil, vegetation and snow-cover (Noilhan and Planton, 1989).	The potential ET is calculated by Hargreaves and Samani (1982) and is then checked against actual water storage in different landscape compartments (such as interception, soil water etc) to calculate actual ET.
Snow accumulation and melt	
The ISBA-ES implementation (Boone and Etchevers, 2001; Decharme *et al.*, 2016) provides a twelve-layer discretization of the snow pack. Mass and energy balances are computed for each layer, considering snow-melt and sublimation.	Potential melt from snow pack is estimated with energy input from temperature, rain and ground surface. Accumulation and melting can occur within a time step, controlled by separate accumulation or melt temperatures (Knauf, 1980).
Soil water	
The diffusive approach (ISBA-DIF), (Boone *et al.*, 2000; Decharme *et al.*, 2011) uses a 14 layer discretization of the mixed-form richard's equation with vertcal soil water fluxes represented by Darcy's law.	Middle/large pore storage (MPS/LPS) partition. MPS refers to the field capacity, whereas LPS refers to the flowing water in the soil that generates subsurface runoff and percolation to groundwater reservoirs.
Runoff components	
For both models: The notions of Dunne's flow (saturation excess runoff) and Horton's flow (infiltration excess runoff) are considered in the computation of surface runoff.	
Dunne's and Horton's runoffs are controlled according to (Dümenil and Todini, 1992). The Dunne runoff for each grid cell depends on the fraction of the cell that is saturated.	Saturation excess runoff and infiltration excess runoff together provide overland flow (RD1) (Krause, 2001, 2002). When LPS is filled, the excess water is divided into sub-surface flow (RD2) and percolation to the groundwater reservoir.
Groundwater	
Groundwater storage is reated by an additional conceptual module. Drainage at the bottom of the soil column is stored in a linear reservoir, controlled by a calibrated residency time.	The percolated water is distributed into two groundwater compartments, which produce interflow 2 (RG1) from shallow aquifers and baseflow (RG2) from deep aquifers.
Routing	
Flow routing is treated by an additional conceptual module. The outflow is computed for each grid cell according to the average slope of the cell, weighted by a calibrated velocity coefficient.	The four different runoff components (RD1, RD2, RG1 and RG2) from each HRU are routed to the next connected HRU until it reaches a river network, using a simplified kinematic wave approach (Krause, 2001).

© Author(s) 2017. CC BY 4.0 License.

centre of the mesh point to the centre of the previous upstream mesh point. The flow velocity is calculated as the ratio of the mesh point slope and a reference slope, taken equal to the catchment median slope. This ratio is weighted by a c_{vel} transfer coefficient. c_{vel} is calibrated as a uniform parameter. The code for this routing module is implemented in fortran90 language and available at *www.papredata.org*.

2.2 J2000 modelling system

The J2000 hydrological model is a process-oriented hydrological model (Krause, 2001). The model is implemented in the Jena Adaptable Modelling System (JAMS) framework (Kralisch and Krause, 2006; Kralisch *et al.*, 2007), which is a software framework for component-based development and application of environmental models. The J2000 model includes the main hydrological processes of high-mountain catchments. A short description of the main processes has been provided in TABLE 3. A more detailed description is provided by Krause (2001) and Nepal (2012). The J2000 model has already been applied to Himalayan catchments (Nepal *et al.*, 2014, 2017a).

To optimize the J2000 model parameters for the KhariKhola and Tauche catchments, we used the base parameter set from a previous study by (Nepal *et al.*, 2014), which was defined for the Dudh Koshi River basin at the Rabuwabazaar gauging station (3712 km^2). Similarly, (Nepal *et al.*, 2017a) also used the same parameter sets for nearby Tamor sub-catchment (4004 km^2) to argue that spatial transferability of the J2000 model parameters is possible in neighbouring catchments with physical and climatic similarities between the catchments. Out of 30 parameters, six parameters were optimized further to match the catchment responses in the KhariKhola and Tauche catchments: the groundwater recession coefficient for baseflow (gwRG2Fact), the coefficient for the distribution of water between the upper and lower zone of groundwater (gwRG1RG2dist), the recession coefficient for RD1 and RD2 (soilConcRD1 and soilConcRD2), maximum percolation (soilMaxPerc) and baseTemp for snowmelt and the parameter to distribute precipitation into rainfall and snow (trs). The recession coefficient for floods from (Nepal *et al.*, 2014) is not applied here because of the local scale catchments. Because of the basin size and climatic variability within the catchment and related scale issues, optimization of parameters is suggested. The description of these parameters along with their dimensions are available in Nepal *et al.* (2017a).

2.3 Spatial discretization methods

The SPOT DEM (Gardelle *et al.*, 2012), as well as soil and land cover maps are provided for both catchments at the 40-m resolution. In ISBA, the catchments are discretized over a regular grid at the 400-m resolution. Sixty-nine grid cells are defined for the Kharikhola catchment and 28 grid cells are defined for the Tauche catchment. In J2000, the catchments are discretized into 346 and 132 HRUs, respectively. The minimum size of HRUs is forced to be larger than 5 DEM pixels, i.e. 0.008 km^2. TABLE 3 summarizes the results of the spatial discretization for both modelling applications. FIGURE 3 shows the hypsometric information of the land surface area in different elevation zones. Although the overall pattern of hypsometry is similar in both models, they tend to show fairly opposite area coverage above and below about 3000 $m.a.s.l.$ for Kharekhola and 5000 $m.a.s.l.$ for Tauche.

Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., https://doi.org/10.5194/hess-2017-401
Manuscript under review for journal Hydrol. Earth Syst. Sci.
Discussion started: 21 August 2017
© Author(s) 2017. CC BY 4.0 License.

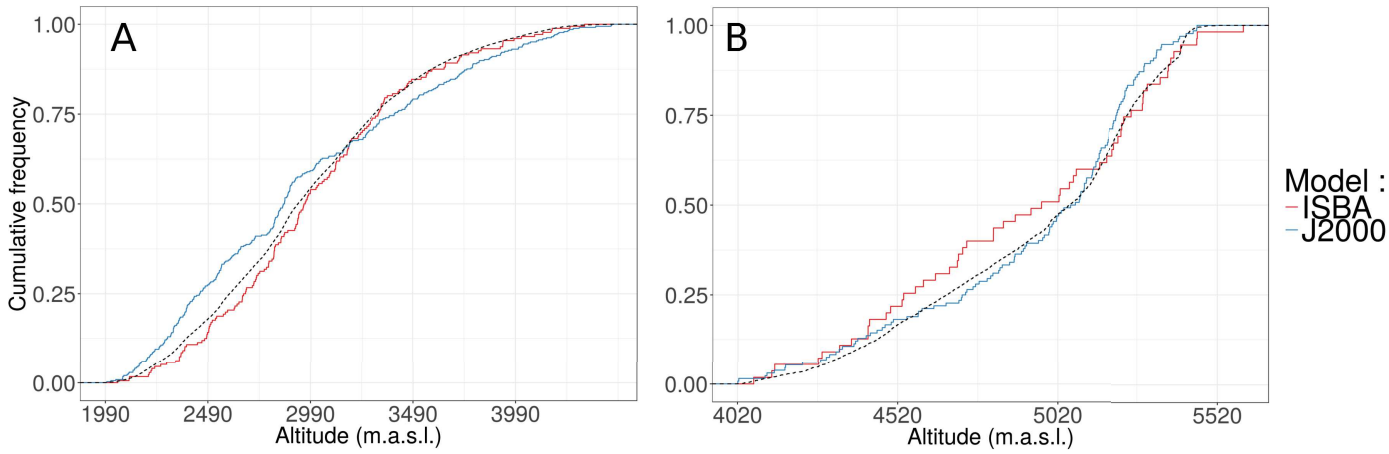


Figure 2. Hypsometric curve for Kharikhola catchment (A) and for the Tauche catchment (B), provided by the IBSA discretization on a regular grid at the 400-m resolution (red curve) and by the J000 discretization into HRUs (blue curve). The dotted line is the hypsometric curves given by the 40-m SPOT DEM (Gardelle *et al.*, 2012).

Table 3. Summary of the spatial discretization methods used in ISBA and in J2000, for the Kharikhola and Tauche catchments.

	Kharikhola catchment		Tauche catchment		
	ISBA	J2000	ISBA	J2000	
Number of units	69 cells	346 HRUs	28 cells	132 HRUs	
Minimum size of units	0.16	0.008	0.16	0.008	km^2
Minimum altitude	2050	1997	4070	4021	m.a.s.l.
Maximum altitude	4326	4459	5600	5457	m.a.s.l.

2.4 Soils and vegetation patterns

The physical characteristics of soils and vegetation are defined in both models using a classification containing nine categories of soil/vegetation entities, defined in the field and extrapolated using a semi-supervised classification of two Sentinel 2 images (Drusch *et al.*, 2012) at a 10-m resolution for the two catchments studied. For each of the nine classes, values for soil depth and texture, root depth, vegetation type and vegetation fraction, leaf index area, surface albedo and surface emissivity are derived both from in-situ measurements and from other available products. The classification method and the characteritics of each class are described in detail by Eeckman *et al.* (2017). The surface classification established at the 10-m resolution is aggregated at the resolution of each model. The classification maps used to parameterize soil and vegetation in both models, for both the Kharikhola and Tauche catchments, are presented in FIGURE 3. The overall location of each class is consistent in both models, although the two different spatial aggregation methods necessarily induce local differences in these maps.

Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., https://doi.org/10.5194/hess-2017-401
Manuscript under review for journal Hydrol. Earth Syst. Sci.
Discussion started: 21 August 2017
© Author(s) 2017. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Discussions

In situ measurements showed that soils are in general poorly developed and mostly sandy (with the sand fraction about 80% and the clay fraction about 1% on average over all the soil samples measured). Soil depths vary from around 1.3 m in cultivated areas to 35 cm for high-mountain steppes.

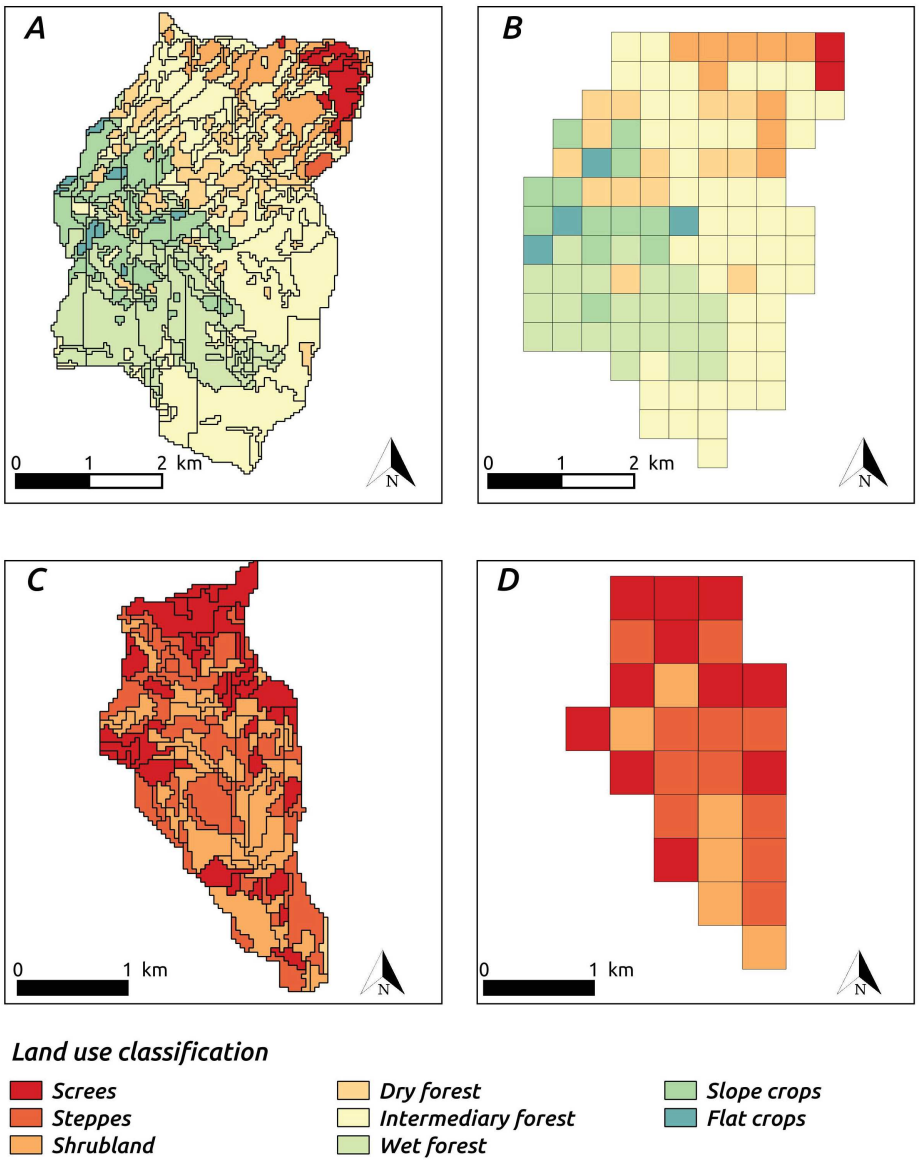


Figure 3. Land cover classification defined for each HRU in J2000: (A) on the Kharikhola catchment, (C) on the Tauche catchment; and on a regular 400-m resolution grid in ISBA: (B) on the Kharikhola catchment, (D) on the Tauche catchment. Each land cover class provides soil and vegetation characteristics established from in situ measurements.

Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., https://doi.org/10.5194/hess-2017-401
Manuscript under review for journal Hydrol. Earth Syst. Sci.
Discussion started: 21 August 2017
© Author(s) 2017. CC BY 4.0 License.

2.5 Discharges

Hourly discharge time series are available at the hydrometric stations located at the Kharikhola outlet and at the Tauche outlet, from 2014-05-03 to 2016-05-20 and from 2014-05-07 to 2016-05-09, respectively (see TABLE 1). The time series at Kharikhola station contains 34% missing data in 2014-2015, due to damage to the sensor. The time series at Tauche station contains no missing data, but additional observations made by a local observer indicated that the river was frozen from 2015-01-22 to 2015-02-28 and from 2016-01-08 to 2016-02-23. Discharge is considered as nil during frozen periods.

The Base Flow Index (BFI) (Hingray *et al.*, 2009) was computed for each of the two discharge time series observed to assess the ratio between the volume of the base flow and the total discharge observed, over the period of availability of measurements, using the lfstat R library (Koffler and Laaha, 2013). The obtained BFI values obtained show that in Kharikhola, 55% of the discharge is provided by base flow and in Tauche, 79% of the discharge is provided by base flow.

2.6 Climatic input

Temperature and total precipitation are measured at 11 weather stations installed within the Dudh Koshi basin (see FIGURE 1). Reliable measurements for short- and long-wave radiation, atmospheric pressure, relative air humidity and wind speed are available at the Pyramid station, located at 5035 m.a.s.l. (see FIGURE 1). Hourly time series are computed from measurements over the three hydrological years 2013-2012, 2014-2015 and 2015-2016. The hydrological year is considered to start on April 1, as decided by the Department of Hydrology and Meteorology of the Nepalese Government and in general use (Nepal *et al.*, 2014; Savéan *et al.*, 2015). Two seasons are defined: the monsoon season, from April 1 to October 30, and the winter season, from November 1 to March 31.

Climatic variables are spatially interpolated according to the methods and values detailed in Eeckman *et al.* (2017):

- Air temperature measurements are spatially interpolated using a multi-linear method weigthed by the inverse distance (IDW method), coupled with a seasonal altitudinal lapse rate. The altitudinal lapse rate is computed from the observation : $-5.87°C.km^{-1}$ for winter and $-5.64°C.km^{-1}$ for monsoon.

- Total precipitation is interpolated using the method proposed by Valery *et al.* (2010): the IDW method is coupled to a multiplicative altitudinal factor β. The altitudinal factor β is represented as a piecewise linear function of altitude. Altitudinal thresholds and lapse rates are optimized to provide optimal bias on annual discharge for both the Kharikhola and Tauche catchments. During the monsoon season, precipitation is considered to increase up to an altitudinal threshold of 3470 m.a.s.l. (3113 m.a.s.l. during winter) at a rate of 0.032 km^{-1} (1.917 km^{-1} during winter), then to decrease at a rate of -1.382 km^{-1} (-1.83 km^{-1} during winter) up to 3709 m.a.s.l. (4943 m.a.s.l. during winter). For higher altitudes,

Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., https://doi.org/10.5194/hess-2017-401
Manuscript under review for journal Hydrol. Earth Syst. Sci.
Discussion started: 21 August 2017
© Author(s) 2017. CC BY 4.0 License.

precipitation is considered to decrease at a rate of -0.283 km^{-1} (-0.191 km^{-1} during winter).

- Long-wave radiation, atmospheric pressure and specific air humidity measurements at the Pyramid station are spatialized as a function of altitude, using the method proposed by Cosgrove *et al.* (2003). Since short-wave radiation and wind speed have a quite low sensivity in the models in comparison with the other variables, these two variables are not spatially interpolated and are considered to be equal to the measurements at the Pyramid station for the two catchments studied.

This interpolation method for precipitation provides optimal precipitation fields for both the Kharikhola and Tauche catchments, for the two hydrological years 2014–2015 and 2015–2016, according to the simulated discharges at the outlet. However, the interannual variability is hardly represented in this interpolated data set. Indeed, these 2 years are very different. For the Kharikhola catchment, observed discharge at the outlet reached 48.3 mm/day in July 2014, whereas it did not exceed 24.5 mm/day in 2015–2016 (see FIGURE 4). For the Tauche catchment, the rainfall-runoff ratio was 53% in 2014–2015 and 82% in 2015–2016, considering interpolated precipitation and observed discharge TABLE 4). These variations can be due to the combined effects of (i) the effective interannual variability of climatic variables, (ii) errors in precipitation measurements, in particular concerning snowfall underestimation (Sevruk *et al.*, 2009), (iii) errors in water level measurements or in the interpolation of discharge based on the rating curve. In particular, high discharge peaks might be overestimated when interpolated from the rating curve, because only a few gauging points are available for high water levels.

However, since the aim of this paper is to compare the hydrological responses of two models when using the same input data set, the choice was made not to consider uncertainties in hydro-climatic input data, but to focus on comparing the simulated responses of the two models.

2.7 Snow cover area

The MOD10A2 product (Hall *et al.*, 2002) provides the maximum snow cover extent over a 500-m resolution grid, at an 8-day time scale since 2000-02-26 to the present. MOD10A2 is derived from the MODIS/Terra Snow Cover Daily product (MOD10A1). To compute the MOD10A2 maximum snow cover extent from MOD10A1 snow cover, the following condition is applied: if a pixel if considered as covered by snow at least once within each 8-day time lapse in the MOD10A1 product, this pixel is considered as covered by snow for the corresponding 8-day period in MOD10A2. MOD10A2 is commonly used in glaciological and hydrological studies in the western Himalayas (Shrestha *et al.*, 2011; Panday *et al.*, 2014; Pokhrel *et al.*, 2014; Savéan *et al.*, 2015). Moreover, the accuracy of this product was assessed in mountainous areas by various studies (Jain *et al.*, 2008). In particular, Chelamallu *et al.* (2014) concluded that the MODIS products were more accurate in regions with substantial snow cover than in regions with low snow cover.

Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., https://doi.org/10.5194/hess-2017-401
Manuscript under review for journal Hydrol. Earth Syst. Sci.
Discussion started: 21 August 2017
© Author(s) 2017. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Discussions

2.8 Modelling strategies

Observed discharges were available for only 1 complete hydrological year (2015-2016) at the Kharikhola catchment and for 2 hydrological years at the Tauche catchment (2014-2016). The ISBA and J2000 simulations over these catchments were run separately from 2013-01-01 to 2016-03-31. The 2013–2014 year was used as a spin-up period and the results were observed for the 2014–2016 hydrological years. The ISBA was run at an hourly time scale and hourly model outputs were aggregated to the daily level. The J2000 was run at a daily time step. The J2000 model parameters and the ISBA routing module parameters were calibrated over the whole period of observed discharges available. No independent validation period was then considered here due to the short period of observed data.

The same land cover and soil types maps have been used to define surface parameters in both models (see Section 2.4). The same soil depths and textures values have been used to define ISBA soil parameters and maximal volumes for MPS and LPS reservoirs in J2000 (see Section 2.2). Other parameters in both models are calibrated according to the same discharge data. This protocol allows to reduce differences in simulation results due to model parameterization in both models. However, since parameters have different physical meaning in both models, they can not be exactly equal. Thus, the choice has been made in this work not to consider uncertainties associated with model parametrizations and to focus on uncertainties associated with model structures.

Model performance was assessed against observed discharge data using the four efficiency criteria : coefficient of determination r^2, Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE), NSE for the square root of discharges (NSE_{sqrt}) and relative bias ($Bias_r$), computed at the daily time scale. The NSE_{sqrt} has the property of flattening flow peaks and therefore it is used to assess performance for low-flow periods (Krause *et al.*, 2005). To assess performance for high-flow, the NSE criteria is also computed separately for the high flow periods, i.e. from June 1 to September 30. This criterion is noted NSE_{high}.

3 Results and discussion

TABLE 4 presents annual volumes for total precipitation, solid precipitation, evapotranspiration, discharge and snow-melt contribution, in annual average over each of the two catchments studied. FIGURE 4 and FIGURE 5 present the dynamics of simulated variables in both models, respectively for the Kharikhola and Tauche catchments.

3.1 Evaluation against observed discharge

FIGURE 4 and FIGURE 5 show the simulated and observed hydrographs in the Kharikhola and Tauche catchments, respectively. TABLE 4 presents the performance of both models for four different efficiency criteria computed at the daily time scale.

Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., https://doi.org/10.5194/hess-2017-401
Manuscript under review for journal Hydrol. Earth Syst. Sci.
Discussion started: 21 August 2017
© Author(s) 2017. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Discussions
Open Access
EGU

Table 4. Annual volumes for input variables (in millimetres per year): total precipitation, solid precipitation and for variables simulated by ISBA and J2000 models: actual evapotranspiration, discharge at the outlet, snow-melt contribution, snow pack storage variation and soil storage variation, for the 2014–2015 and 2015–2016 hydrological years, for the Kharikhola and Tauche catchments. Performance criteria (Nash-Sutcliffe Efficiency NSE, relative bias $Bias_r$, determination of coefficient r^2, NSE for the square root of discharges NSE_{sqrt} and NSE computed for the high-flow period NSE_{high}), computed at the daily time scale are also provided.

	Kharikhola catchment				Tauche catchment			
	2014-2015		2015-2016		2014-2015		2015-2016	
Observed discharges	-		1800		440		477	
Model	ISBA	J2000	ISBA	J2000	ISBA	J2000	ISBA	J2000
Total precipitation	3034	3064	2256	2254	837	824	581	607
Solid precipitation	42	36	27	26	403	281	245	148
Actual evapotranspiration	579	548	622	555	292	372	285	363
Discharge at the outlet	2346	2523	1631	1803	373	413	385	303
Snow-melt contribution	53	50	27	21	336	276	309	199
Snow pack storage variation	0	0	0	0	-66	-26	66	24
Soil storage variation	-41	-16	33	15	-8	-7	7	6
NSE	0.5018	0.60453	0.9010	0.9158	0.8958	0.9194	0.6760	0.5172
$Bias_r$	-45.7	-37.1	-9.7	0.04	-11.7	-2.8	-19.5	-39.0
r^2	0.8613	0.9049	0.9120	0.9327	0.9352	0.9453	0.7203	0.7944
NSE_{sqrt}	0.6645	0.6985	0.8733	0.9395	0.8553	0.8219	0.6888	0.6956
NSE_{high}	0.0742	0.1512	0.7629	0.6640	0.7329	0.8400	0.0193	-0.7239

Annual relative bias on discharge for the Kharikhola catchment is satisfactory for 2015–2016 for both models (-9.7% for ISBA and 0.04% for J2000), but the discharge at the Kharikhola outlet is strongly under-estimated for 2014–2015 for both models ($Bias_r$ is -45.7% for ISBA and -37.1% for J2000). On the Tauche catchment, the observed discharges are under-estimated for both years, for both models, with average $Bias_r$ values of -15.6% for ISBA and -20.90% for J2000. These under-estimations are due to the under-estimation of total precipitation for the corresponding years, as presented Section 2.6.

For the two hydrological years, the dynamics of the observed discharges is accurately represented by the two models for the two catchments, with the annual average of r^2 greater than 0.72 and NSE values greater than 0.70. During the monsoon period, the discharge dynamics is driven by precipitation, with a quick response of the surface runoff for both catchments.

Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., https://doi.org/10.5194/hess-2017-401
Manuscript under review for journal Hydrol. Earth Syst. Sci.
Discussion started: 21 August 2017
© Author(s) 2017. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Discussions

These quick flow variations are satisfactorily represented by both models.

Low flows including rising and recession periods are accurately captured for both years by both models for the Kharikhola catchment: on average over the 2 years, NSE_{sqrt} is 0.77 for IBSA and 0.82 for J2000. For the Tauche catchment, low flows are clearly represented for 2014–2015 (NSE_{sqrt} is 0.78 for ISBA and 0.76 for J2000). However, in 2015–2016, the observed discharge during the recession period (when the river is not frozen) is under-estimated by both models.

The representation of high-flow peaks in the monsoon period is very satisfactory for the Kharikhola catchment in 2015–2016 and for the Tauche catchment in 2014–2015 (NSE_{high} values greater than 0.66). However, flow peaks are strongly under-estimated for the Kharikhola catchment in 2014–2015 and for the Tauche catchment in 2015–2016, with low NSE_{high} values. The simulation of particular flood events will be further discussed in section 3.3.

3.2 Components of annual water budgets

3.2.1 Precipitation

Slight differences exist for total precipitation between the J2000 and ISBA models, although the same precipiation input is provided for both models. These differences stem from both the spatial discretization methods used in both models for precipitation spatial interpolation (see section 2.3). Indeed, even though the input grid data provided for precipitation are the same for both models, precipitation is further interpolated by J2000 from the grid scale to the HRU scale, using the inverse distance weighting method. However, for both catchments,the difference in total precipitation between the two models represents less than 1% of the annual volume (0.98% for the Kharikhola catchment and 0.45% for the Tauche catchment). The difference between both models for total precipitation can then be considered as negligible.

In addition, for the Kharikhola catchment, the difference of annual average solid precipitation is also considered as negligible ($7\ mm$, representing 1.1% of annual average solid precipitation). For the Tauche catchment, average solid precipitation is 219 mm higher for ISBA than for J2000. This difference represents about 40% of the annual volumes of solid precipitation. This significant difference is due to i) the difference in the spatial discretization methods used in both models 2) the difference in the time step used for precipitation phase distribution in both models. Indeed, precipitation phase in J2000 is computed at the daily time step, whereas it is computed at the hourly time step in ISBA. The infra-daily variations of solid precipitation is then missed in J2000.

3.2.2 Snow-melt contribution

For both models, the contribution of snow-melt to discharge is less than 1.5% for the Kharikhola catchment. For the Tauche catchment, the contribution of snow-melt accounts for 45.3% of the annual simulated discharge in ISBA results, and 33.2% of

Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., https://doi.org/10.5194/hess-2017-401
Manuscript under review for journal Hydrol. Earth Syst. Sci.
Discussion started: 21 August 2017
© Author(s) 2017. CC BY 4.0 License.

the annual simulated discharge in J2000 results.

For the Tauche catchment (see FIGURE 5), both models provide the majority (73% in ISBA and 82% in J2000) of snow-melt during the monsoon season. Amplitude and timing of snow-melt between July and November (monsoon and post-monsoon periods) are similar in both models. However, snow-melt occurring before monsoon periods in 2014 and 2015 is greater in J2000 than in ISBA. Minimum air temperature for snow-melt to occur is -0.9 $°C$ in J2000 and -9.8 $°C$ in ISBA. In ISBA, snow-melt at such a low temperature occurs mainly during winter. This process can be explained by the influence of high solar radiation and important wind velocities at such high elevations, together with low solid precipitation intensities (less than 1 mm per day on average). Moreover, for ISBA, the infra-daily variations of the air temperature significantly influence snow-melt.

3.2.3 Evapotranspiration

On average over the 2 hydrological years, estimation of annual actual evapotranspiration (actET) on the Kharikhola catchment was 22.6% of total annual precipitation with ISBA and 19.8% with J2000. On the Tauche catchment, it was 34.4% with ISBA and 50.6% with J2000 of the total annual precipitation. These values include bare soil evaporation, vegetation transpiration and snow sublimation. ActET for the two models in both catchments correlated acceptably at the daily time scale, with $r2 = 0.48$ for the Kharikhola catchment and $r2 = 0.38$ for the Tauche catchment. However, a major difference can be seen in the pre-monsoon period (March-June) in the Tauche catchment where actET from J2000 is higher than ISBA. This period of discrepancy between the two models will be further discussed in section 3.3.

3.2.4 Soil water content

The conceptualizations of the soil water storage in both models are very different (see TABLE 2). Considering these stuctural discrepancies, the total water content of the soil column simulated in ISBA can be compared to the sum of the volumes stored in MPS and LPS reservoirs in J2000.

On the Kharikhola catchment, the dynamic of the soil water content of the two models matches well during the high-flow periods (between June and October). During the low-flow periods, the soil water content simulated in ISBA is lower than in J2000. On the Tauche catchment, even though the dynamics of the simulated soil water content are also similar in the two models, the soil water content is permanently higher in J2000 than in ISBA. On average over the two hydrogical years, the variation of soil water content is low for both models and both catchments (see TABLE 4).

In ISBA, the simulated soil water content is limited by the soil humidity at saturation (w_{sat}, in mm). w_{sat} values are calculated according to Clapp and Hornberger (1978), as a function of soil texture. In J2000, the volume stored in each reservoir MPS and LPS is limited by maximum volumes $maxMPS$ and $maxLPS$, respectively. $maxMPS$ and $maxLPS$ are computed according to soil texture for each HRU. The TABLE 5 presents the average values of w_{sat}, $maxMPS$ and $maxLPS$

Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., https://doi.org/10.5194/hess-2017-401
Manuscript under review for journal Hydrol. Earth Syst. Sci.
Discussion started: 21 August 2017
© Author(s) 2017. CC BY 4.0 License.

for the Kharikhola and Tauche catchment. Provided value for w_{sat} is greater than the sum $maxMPS + maxLPS$ for the Kharikhola catchment, but it is lower for the Tauche catchment. This parametrization can explain that the soil water content is globally higher in ISBA than in J2000 for the Kharikhola catchment, but lower in ISBA than in J2000 the the Tauche catchment.

Table 5. Parametrisation of soil water content introduced in ISBA and in J2000. $SAND$ and $CLAY$ are respectively the average sand and clay fractions of the soil for each catchment. w_{sat} is the water content of the soil column at saturation computed in ISBA. $maxMPS$ and $maxLPS$ are the maximal storage capacity in MPS and LPS reservoirs in J2000.

Catchment	SAND	CLAY	w_{sat}	$maxMPS$	$maxLPS$
			mm	mm	mm
Kharikhola	79.9%	1.1%	207	98	100
Tauche	80.9%	1.7%	52	35	32

3.2.5 Discharge components

The respective contribution of surface overland flow and drainage (i.e. flow in the soil) to discharges at the outlet can be compared in both models. For both models, the surface overland flow is considered as the sum of the Dunne runoff and Horton runoff. The drainage flow at the bottom of the soil column in ISBA is comparable to the sum of the three flows in the soil in J2000 ($RD2$, $RG1$ and $RG2$). The following comparison is given on average over the two hydrological years studied.

For ISBA, the Hortonian runoff represents less than 1% of discharge on the Tauche catchment and about 5% of discharge on the Kharikhola catchment. While in ISBA, this means than the surface flows occur mainly (on the Kharikhola catchment) or almost only (on the Tauche catchment) by the saturation of soil reservoirs rather than by excess infiltration capacity.

For the Kharikhola catchment, the contribution of drainage to discharge is 77% for ISBA and 87% for J2000. For the Tauche catchment, this contribution is 70% for ISBA and 85% for J2000. The overland flow contribution to discharge is 30% for ISBA and 13% for J2000 on the Kharikhola catchment. For the Tauche catchment, this contribution is 23% for ISBA and 15% for J2000. These figures highlight the significant contribution of soil water to discharge for both middle- and high-mountain catchments.

These fractions can be compared to the Base Flow Index (BFI, see Section 2.5) values presented in the data section. For the Kharikhola catchment, the base flow contribution to discharge seems to be over-estimated compared to the BFI values computed on observed discharges (55%). For the Tauche catchment, the BFI values computed on observed discharges (79%) is between the values provided by the two models.

Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., https://doi.org/10.5194/hess-2017-401
Manuscript under review for journal Hydrol. Earth Syst. Sci.
Discussion started: 21 August 2017
© Author(s) 2017. CC BY 4.0 License.

Therefore, this model intercomparison reveals that most discharge at the outlet is provided by drainage. This result is consistent with the description of soils for the two catchments: sandy soils allow fast infiltration, resulting in a larger fraction if the flow occuring in the soils than on the surface. However, the definition of drainage strongly differs between the two models. Indeed, in ISBA, the drainage represents the vertical flow at the bottom of the soil column (without routing nor delays), whereas in J2000, it represents the sum of the outflows from the soil water module.

3.3 Analysis of particular events

It is difficult to explain the variations of the observed discharge in June 2015 in Tauche. The observed hydrograph increased from 0.06 m^3/sec on 22 June to 0.3 m^3/sec on 26 June (the highest peak of 2015). The precipitation is below 7 mm and remains throughout the period (the discharge event may not be due to precipitation events). The maximum temperature increased from 7°C to 8°C from 22 to 24 June and then decreased to 5.5°C in 25 June. The discharge event may then be due to either snow-melt fluxes or instrument error. This indicates that the high-mountain hydrological processes are complex in nature, mainly due to i) unknown processes such as sudden fluxes from storage (snowpacks or depression), which are difficult to capture through modelling applications, and ii) possible instrument errors (but we could not verify this independently). The latter could be common in high-altitude areas resulting from low temperature (e.g. sensor freezing) and human error.

An interesting period of discordance between the two models occurred between March 2015 and June 2015 (pre-monsoon period) on the Tauche catchment. During this period, simulated actET is higher in J2000 (up to 2 mm/day) than in ISBA (less than 0.5 mm/day). This delay in the increasing of actET in ISBA is due to late simulated snow-melt in ISBA. Indeed, the simulated snow pack, that limits the evaporation simulated over bare ground, remains in ISBA until June 2015, whereas it melts from March 2015 in J2000.

3.4 Comparison with MOD10A2 maximum snow extent

The simuled snow cover area (SCA) is computed by applying a threshold condition on the simulated snow depth (in ISBA) or on the simulated snow water equivalent (in J2000). For each time step (hourly time step in ISBA, daily time step in J2000), each unit of the model (grid cell for ISBA, HRU for J2000) is considered as covered by snow if the snow depth is greater than 60 mm (in ISBA) or if the snow water equivalent is greater than 40 mm (for J2000). These values are consistent with values used by Biskop *et al.* (2016) on the Tibetan Plateau and by Gascoin *et al.* (2015) in the Pyrenees.

Daily simulated SCA and MOD10A2 maximum snow extent is compared in FIGURE 6, on spatial average over the Tauche catchment, for the 2 hydrological years 2014–2015 and 2015–2016. The dynamics of the MOD10A2 SCA is satisfactorily reproduced by both models: a significant snow period occurred between December 2014 and June 2015 and no significant snow pack was simulted or observed between July 2015 and March 2016. However, the snow pack accumulation conditions in J2000 missed the short-duration peaks in J2000, overall, whereas they were simulated by ISBA (but underestimated by about one-third). Snow-melt occurring between March 2015 and May 2015 was faster in J2000 than in ISBA, in particular with an

Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., https://doi.org/10.5194/hess-2017-401
Manuscript under review for journal Hydrol. Earth Syst. Sci.
Discussion started: 21 August 2017
© Author(s) 2017. CC BY 4.0 License.

ISBA-simulated SCA limited to around 0.5% over 2 months.

The over-estimation of the SCA by ISBA can be explained by the fact that the land-aspect is not parametrized in ISBA, despite it can significantly influence the snow pack simulation for such contrasted relief. However, since MOD10A2 accuracy at this scale remains to be evaluated (Savéan, 2014), further interperations for model performance ranking according to the MOD10A2 SCA would not be suitable in this study.

4 Conclusion

This paper aimed to assess the reliability of the ISBA and J2000 modelling applications to the complex and contrasted environment of high mountain, within small headwater catchments. This paper presents a new conceptual module for soil and surface flow routing, coupled to ISBA to represent lateral transfers. This case study is also, to the author's knowledge, the first attempt to apply the J2000 model at such a high spatial resolution in mountainous areas. In this framework, several points should be underlined:

1. Since empirical models rely more on calibration data, the reliability of a calibrated approach was tested by comparing it to a non-calibrated approach in an environment where data quality and quantity is relatively low. One of the main results of this study is that both models describe the processes for evaporation, quick runoff and discharge in a similar way. The reliability of simulations for these variables can therefore be considered as satisfactory.

2. The differences of structure and the results between the two models concern mainly water storage and flows in the soil, in particular for the storage catchment. Indeed, the representation of soils and underground flows strongly differs between the two models. The consequence is a relatively weak reliability in this compartment of the water budget.

3. The time step used in each model (daily time step in J2000 and hourly time step in ISBA) strongly influences the precipitation phase partition and the snow-melt contribution to discharge. However, for both models, the simulated snow-melt contribution to discharge is negligible for the catchment located in a middle mountain environment, whereas it represents up to 45% of the annual discharge for the catchment located in a high mountain environment.

4. However, the succession of only two climatically very different years does not allow making a definite conclusion on comparing the performance of the two models. Since no additional data is available for independent validation, a formal ranking of the two models is premature. A more complete assessment of uncertainty associated with model structure would include more data sets and would test other complementary model structures.

5. Finally, the results highlight the combined effects of uncertainties associated with (i) the observation and input data, (ii) model parametrization and (iii) the modelling structures. These three sources of uncertainty are necessarily interdependent and a more complete uncertainty analysis would include both sources of uncertainty.

© Author(s) 2017. CC BY 4.0 License.

Based on this research, both models present an acceptable reliability in middle- as well as in high-mountain environments. They could be used for operational purposes in two complementary ways: (i) the assessment of water availability considering new scenarios of climate forcing or land use and land cover change and (ii) the sizing of hydraulic installations for agriculture, domestic water supply or hydropower, on the request of the local water users.

Acknowledgments

The authors address special thanks to Professor Isabelle Sacareau (Passages Laboratory of the CNRS and Montaigne University of Bordeaux, France), coordinator of the PRESHINE Project. They are also grateful to the hydrometry team and the administrative staff of the Laboratoire Hydrosciences Montpellier, France, the hydrologists and glaciologists of the Institut des Geosciences de l'Environnement in Grenoble, France, the meteorologists of the Centre National de la Recherche Meteorologique in Toulouse and Grenoble, France, the Association Ev-K2 CNR and the Pyramid Laboratory staff in Bergamo, Italy, Kathmandu and Lobuche, Nepal as well as the Vice-Chancellor of the Nepalese Academy of Science and Technology (NAST) and its staff, especially Devesh Koirala and Anjana Giri. The views and interpretations in this publication are those of the authors and are not necessarily attributable to their institutions.

Funding

This work was funded by the Agence Nationale de la Recherche (references ANR-09-CEP-0005-04/PAPRIKA and ANR-13-SENV-0005-03/PRESHINE), Paris, France. It was locally approved by the Bilateral Technical Committee of the Ev-K2-CNR Association (Italy) and the NAST within the Ev-K2-CNR/NAST Joint Research Project. It is supported by the Department of Hydrology and Meteorology, Government of Nepal. The study was also supported in part by ICIMOD core funds contributed by the Governments of Afghanistan, Australia, Austria, Bangladesh, Bhutan, China, India, Myanmar, Nepal, Norway, Pakistan, Switzerland, and the United Kingdom.

Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., https://doi.org/10.5194/hess-2017-401
Manuscript under review for journal Hydrol. Earth Syst. Sci.
Discussion started: 21 August 2017
© Author(s) 2017. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Discussions

References

Andermann, C., *et al.*, 2012. Impact of transient groundwater storage on the discharge of himalayan rivers. *Nature Geoscience*, 5 (2), 127–132.

Anders, A.M., *et al.*, 2006. Spatial patterns of precipitation and topography in the himalaya. *Geological Society of America Special Papers*, 398, 39–53.

Barros, A., *et al.*, 2004. Probing orographic controls in the himalayas during the monsoon using satellite imagery. *Natural Hazards and Earth System Science*, 4 (1), 29–51.

Bharati, L., *et al.*, 2016. Past and future variability in the hydrological regime of the koshi basin, nepal. *Hydrological Sciences Journal*, 61 (1), 79–93.

Biskop, S., *et al.*, 2016. Differences in the water-balance components of four lakes in the southern-central tibetan plateau. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20 (1), 209–225.

Bookhagen, B. and Burbank, D.W., 2006. Topography, relief, and trmm-derived rainfall variations along the himalaya. *Geophysical Research Letters*, 33 (8). http://dx.doi.org/10.1029/2006GL026037.

Boone, A., *et al.*, 2000. The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil-vegetation-atmosphere transfer scheme. *JOURNAL OF APPLIED METEOROLOGY*, 39 (9), 1544–1569.

Boone, A. and Etchevers, P., 2001. An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land surface model: Local-scale evaluation at an alpine site. *Journal of Hydrometeorology*, 2 (4), 374–394. http://dx.doi.org/10.1175/1525-7541(2001)002<0374:AIOTSS>2.0.CO;2.

Caballero, Y., *et al.*, 2007. Calibration of the interaction soil biosphere atmosphere land-surface scheme on a small tropical high-mountain basin (Cordillera Real, Bolivia). *WATER RESOURCES RESEARCH*, 43 (7).

Chelamallu, H.P., Venkataraman, G., and Murti, M., 2014. Accuracy assessment of modis/terra snow cover product for parts of indian himalayas. *Geocarto International*, 29 (6), 592–608.

Clapp, R.B. and Hornberger, G.M., 1978. Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resources Research*, 14 (4), 601–604. http://dx.doi.org/10.1029/WR014i004p00601.

Cosgrove, B., *et al.*, 2003. Real-time and retrospective forcing in the North American Land Data Assimilation System (NLDAS) project. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH-ATMOSPHERES*, 108 (D22).

Decharme, B., *et al.*, 2011. Local evaluation of the interaction between soil biosphere atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116 (D20).

Decharme, B. and Douville, H., 2006. Introduction of a sub-grid hydrology in the isba land surface model. *Climate dynamics*, 26 (1), 65–78.

Decharme, B., *et al.*, 2016. Impacts of snow and organic soils parameterization on northern eurasian soil temperature profiles simulated by the isba land surface model. *The Cryosphere*, 10 (2), 853–877.

Dhar, O. and Rakhecha, P., 1981. The effect of elevation on monsoon rainfall distribution in the central himalayas. *Monsoon Dynamics*, 253–260.

Dickinson, R.E., 1984. Modelling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. *In*: *Climate Processes and Climate Sensitivity Geophysical Monograph, Hansen, J. E. Takahasi, T. (Eds.), Series 29, Washington.*

Drusch, M., *et al.*, 2012. Sentinel-2: Esa's optical high-resolution mission for gmes operational services. *Remote Sensing of Environment*, 120, 25–36.

© Author(s) 2017. CC BY 4.0 License.

Dümenil, L. and Todini, E., 1992. A rainfall-runoff scheme for use in the hamburg climate model. *In*: *Advances in theoretical hydrology: a tribute to james dooge*. Elsevier Science Publishers BV, 129–157.

Dunne, T., 1983. Relation of field studies and modeling in the prediction of storm runoff. *Journal of Hydrology*, 65 (1-3), 25–48.

Eeckman, J., *et al.*, 2017. Providing a non-deterministic representation of spatial variability of precipitation in the Everest region. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 2017, 1–21. http://www.hydrol-earth-syst-sci-discuss.net/hess-2017-137/.

Gardelle, J., Berthier, E., and Arnaud, Y., 2012. Impact of resolution and radar penetration on glacier elevation changes computed from dem differencing. *Journal of Glaciology*, 58 (208), 419–422.

Gascoin, S., *et al.*, 2015. A snow cover climatology for the pyrenees from modis snow products. *Hydrology and Earth System Sciences*.

Hall, D.K., *et al.*, 2002. Modis snow-cover products. *Remote Sensing of Environment*, 83 (1–2), 181 – 194. The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS): a new generation of Land Surface Monitoring, http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425702000950.

Hargreaves, G.H. and Samani, Z.A., 1982. Estimating potential evapotranspiration. *Journal of the Irrigation and Drainage Division*, 108 (3), 225–230.

Hingray, B., Picouet, C., and Musy, A., 2009. *Hydrologie: Une science pour l'ingénieur*. Hydrologie. Presses polytechniques et universitaires romandes. https://books.google.fr/books?id=M4_5kvNXgw0C.

Horton, R.E., 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 14 (1), 446–460.

Immerzeel, W.W., Van Beek, L.P., and Bierkens, M.F., 2010. Climate change will affect the asian water towers. *Science*, 328 (5984), 1382–1385.

Jain, S.K., Goswami, A., and Saraf, A., 2008. Accuracy assessment of modis, noaa and irs data in snow cover mapping under himalayan conditions. *International Journal of Remote Sensing*, 29 (20), 5863–5878.

Knauf, D., 1980. *Die Berechnung des Abflüsses aus einer Schneedecke*. Analyse und Berechnung oberirdischer Abflusse DVWK- Schriften, Bonn, Heft 46.

Koffler, D. and Laaha, G., 2013. Lfstat-low-flow analysis in r. *In*: *EGU General Assembly Conference Abstracts*. vol. 15, 7770.

Kralisch, S. and Krause, P., 2006. JAMS A Framework for Natural Resource Model Development and Application. *In*: *Proceedings of the International Environmental Software Society (IEMSS), Vermont, USA*.

Kralisch, S., *et al.*, 2007. Component based environmental modelling using the JAMS framework. *In*: *MODSIM 2007 International Congress on Modelling and Simulation*. 812–818. Peer reviewed.

Krause, P., 2001. *Das hydrologische Modellsystem J2000: Beschreibung und Anwendung in groen Flueinzugsgebieten, Schriften des Forschungszentrum Jülich*. Reihe Umwelt/Environment; Band 29.

Krause, P., 2002. Quantifying the Impact of Land Use Changes on the Water Balance of Large Catchments using the J2000 Model. *Physics and Chemistry of the Earth*, 27, 663–673.

Krause, P., Boyle, D., and Bäse, F., 2005. Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in Geosciences*, 5, 89–97.

Lafaysse, M., *et al.*, 2011. Influence of spatial discretization, underground water storage and glacier melt on a physically-based hydrological model of the Upper Durance River basin. *JOURNAL OF HYDROLOGY*, 403 (1-2), 116–129.

Lang, T.J. and Barros, A.P., 2004. Winter storms in the central himalayas. *Journal of Meteorological Society of Japan*, 82 (3), 829–844.

Li, H., Haugen, J.E., and Xu, C., 2017. Precipitation Pattern in the Western Himalayas revealed by Four Datasets. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 2017, 1–19. http://www.hydrol-earth-syst-sci-discuss.net/hess-2017-296/.

© Author(s) 2017. CC BY 4.0 License.

Lutz, A., *et al.*, 2014. Consistent increase in high asia's runoff due to increasing glacier melt and precipitation. *Nature Climate Change*, 4 (7), 587–592.

Martin, E. and Etchevers, P., 2005. *Impact of climatic changes on snow cover and snow hydrology in the french alps*. Dordrecht, 235–242.

Masson, V., *et al.*, 2013. The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *GEOSCIENTIFIC MODEL DEVELOPMENT*, 6 (4), 929–960.

Nepal, S., *et al.*, 2014. Understanding the hydrological system dynamics of a glaciated alpine catchment in the Himalayan region using the J2000 hydrological model. *Hydrological Processes*, 28 (3), 1329–1344.

Nepal, S., 2012. *Evaluating upstream-downstream linkages of hydrological dynamics in the himalayan region*. Thesis (PhD). PhD Thesis. Friedrich Schiller University, Germany.

Nepal, S., *et al.*, 2017a. Spatial gr4j conceptualization of the tamor glaciated alpine catchment in eastern nepal: evaluation of gr4jsg against streamflow and modis snow extent. *Hydrological Processes*, 31 (1), 51–68.

Nepal, S., *et al.*, 2017b. Assessment of spatial transferability of process-based hydrological model parameters in two neighboring catchments in the himalayan region. *Hydrological Processes*.

Nepal, S., Flügel, W.A., and Shrestha, A.B., 2014. Upstream-downstream linkages of hydrological processes in the himalayan region. *Ecological Processes*, 3 (1), 1.

Noilhan, J. and Mahfouf, J.F., 1996. The isba land surface parameterisation scheme. *Global and planetary Change*, 13 (1), 145–159.

Noilhan, J. and Planton, S., 1989. A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models. *Monthly Weather Review*, 117 (3), 536–549. http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2.

Panday, P.K., *et al.*, 2014. Application and evaluation of a snowmelt runoff model in the tamor river basin, eastern himalaya using a markov chain monte carlo (mcmc) data assimilation approach. *Hydrological Processes*, 28 (21), 5337–5353.

Pellicciotti, F., *et al.*, 2012. Challenges and uncertainties in hydrological modeling of remote hindu kush-karakoram-himalayan (hkh) basins: suggestions for calibration strategies. *Mountain Research and Development*, 32 (1), 39–50.

Pokhrel, B.K., *et al.*, 2014. Comparison of two snowmelt modelling approaches in the dudh koshi basin (eastern himalayas, nepal). *Hydrological Sciences Journal*, 59 (8), 1507–1518.

Racoviteanu, A.E., Armstrong, R., and Williams, M.W., 2013. Evaluation of an ice ablation model to estimate the contribution of melting glacier ice to annual discharge in the nepal himalaya. *Water Resources Research*, 49 (9), 5117–5133.

Salerno, F., *et al.*, 2015. Weak precipitation, warm winters and springs impact glaciers of south slopes of mt. everest (central himalaya) in the last 2 decades (1994–2013). *The Cryosphere*, 9 (3), 1229–1247.

Savéan, M., 2014. *Modélisation hydrologique distribuée et perception de la variabilité hydroclimatique par la population du bassin versant de la dudh koshi (népal)*. Thesis (PhD). Université de Montpellier 2.

Savéan, M., *et al.*, 2015. Water budget on the Dudh Koshi River (Nepal): Uncertainties on precipitation. *Journal of Hydrology*. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169415008082.

Sevruk, B., Ondrás, M., and Chvíla, B., 2009. The wmo precipitation measurement intercomparisons. *Atmospheric Research*, 92 (3), 376–380.

Shrestha, M., *et al.*, 2011. Modeling the Spatial Distribution of Snow Cover in the Dudhkoshi Region of the Nepal Himalayas. *Journal of Hydrometeorology*, 13 (1), 204–222. https://doi.org/10.1175/JHM-D-10-05027.1.

Valery, A., Andreassian, V., and Perrin, C., 2010. Regionalization of precipitation and air temperature over high-altitude catchments – learning from outliers. *Hydrological Sciences Journal*, 55 (6), 928–940. http://dx.doi.org/10.1080/02626667.2010.504676.

Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., https://doi.org/10.5194/hess-2017-401
Manuscript under review for journal Hydrol. Earth Syst. Sci.
Discussion started: 21 August 2017
© Author(s) 2017. CC BY 4.0 License.

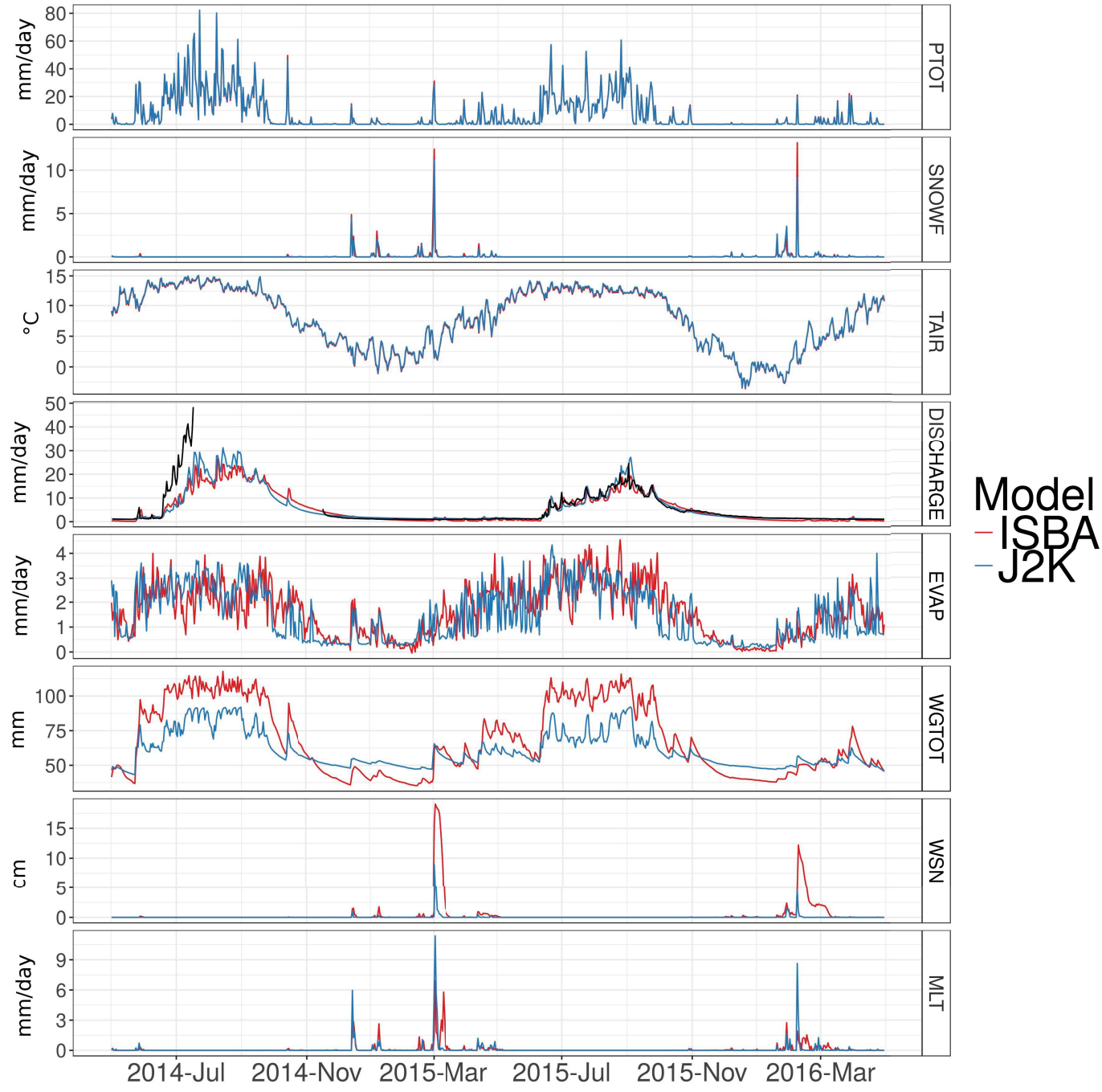


Figure 4. Daily time series for input variables : total precipitation (PTOT), solid precipitation (SNOWF) and air temperature (TAIR) and for variables simulated by ISBA and J2000 models at the daily time scale : discharge at the outlet (DISCHARGE), actual evapotranspiration (EVAP), soil water content (WGTOT), snow water equivalent (WSN) of the snow pack and snow-melt (MLT), for the 2014–2015 and 2015–2016 hydrological years, for the Kharikhola catchment. Black line is the daily observed discharge at the outlet.

Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., https://doi.org/10.5194/hess-2017-401
Manuscript under review for journal Hydrol. Earth Syst. Sci.
Discussion started: 21 August 2017
© Author(s) 2017. CC BY 4.0 License.

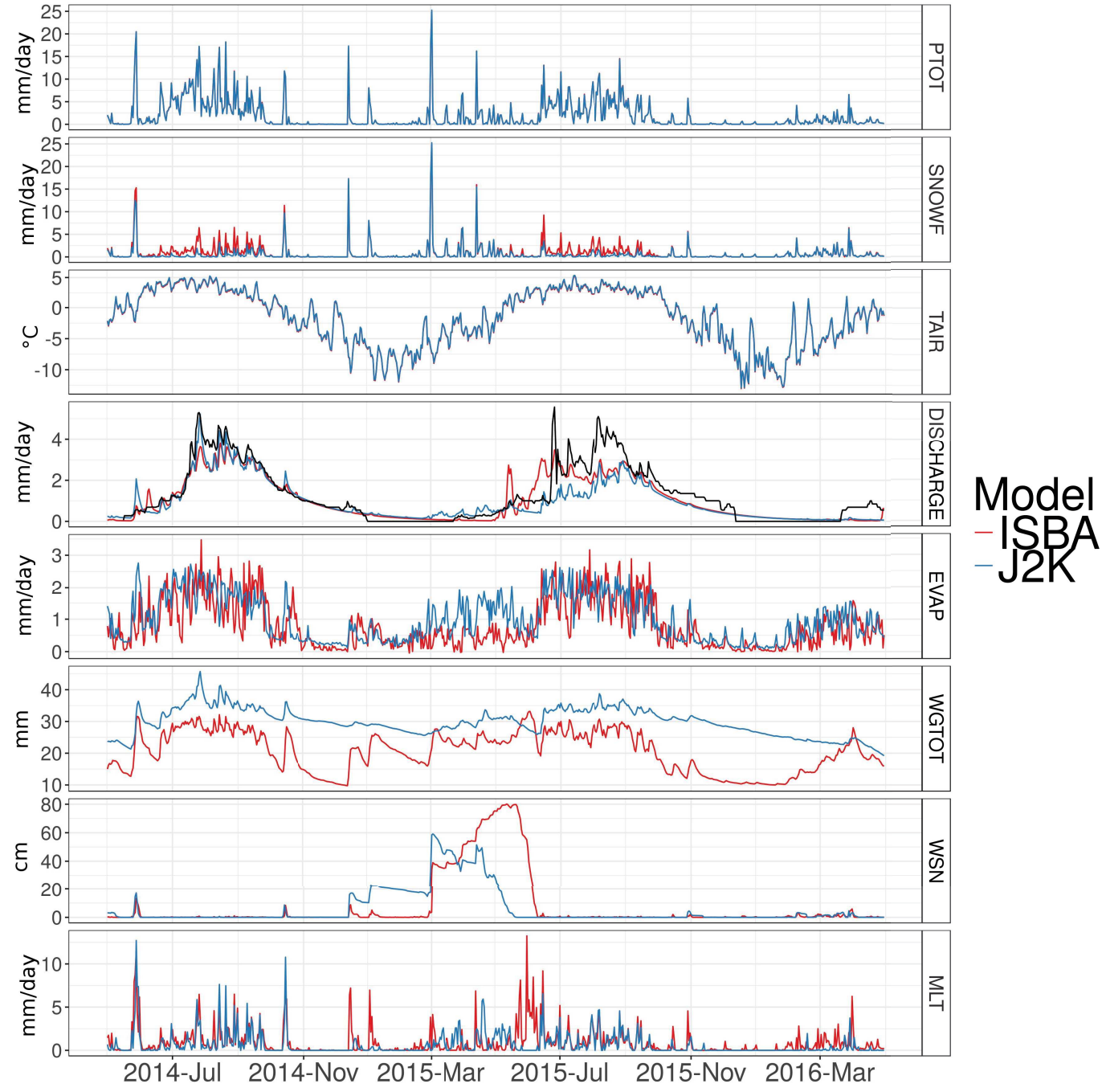


Figure 5. Daily time series for input variables : total precipitation (PTOT), solid precipitation (SNOWF) and air temperature (TAIR) and for variables simulated by ISBA and J2000 models at the daily time scale : discharge at the outlet (DISCHARGE), actual evapotranspiration (EVAP), soil water content (WGTOT), snow water equivalent (WSN) of the snow pack and snow-melt (MLT), for the 2014–2015 and 2015–2016 hydrological years, for the Tauche catchment. Black line is the daily observed discharge at the outlet.

Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., https://doi.org/10.5194/hess-2017-401
Manuscript under review for journal Hydrol. Earth Syst. Sci.
Discussion started: 21 August 2017
© Author(s) 2017. CC BY 4.0 License.

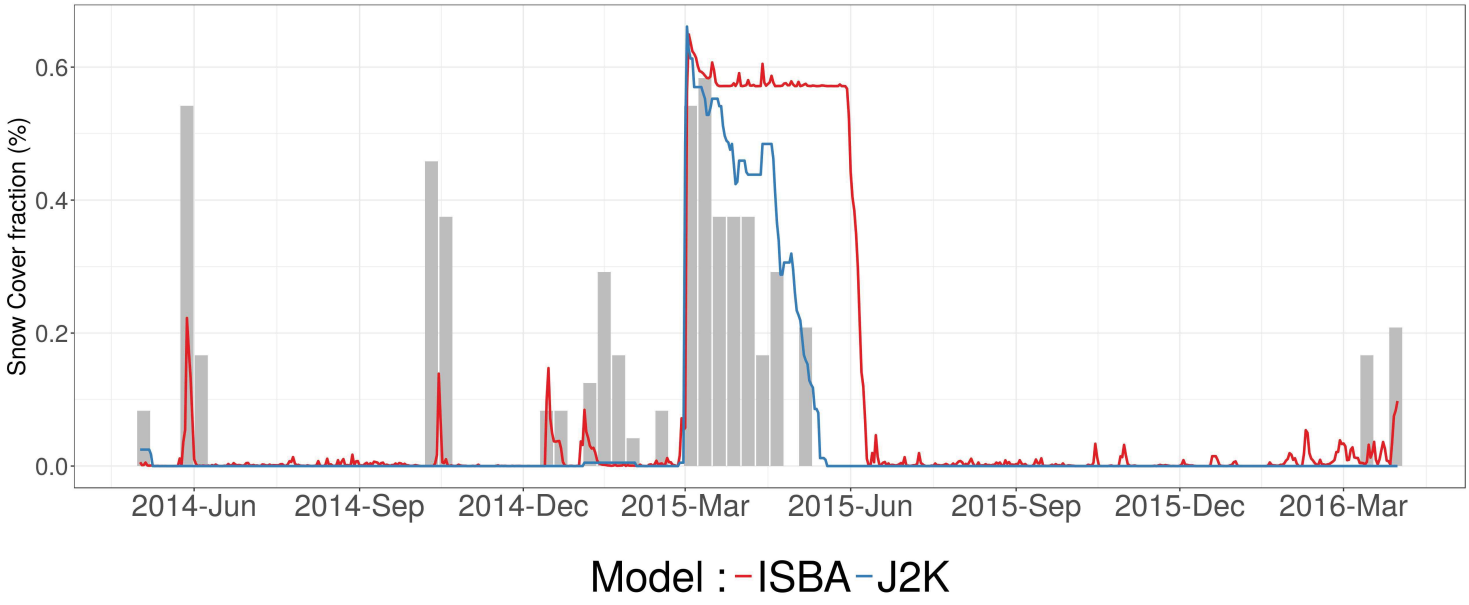


Figure 6. Snow cover area simulated by ISBA and J2000, aggregated at the daily time scale, on average over the Tauche catchment, for the 2014–2015 and 2015–2016 hydrological years. Grey bars are MOD10A2 maximal snow cover extend, on average over the Tauche catchment, at a 8 days time scale.

5.2 Description et calibration du module de routage couplé

L'application d'ISBA sur un maillage bidimensionnel n'inclut pas la simulation des transferts latéraux dans le maillage. Les transferts latéraux en surface et dans le sol peuvent être traités par des modules supplémentaires qui sont couplés au schéma de surface ISBA. Les échanges sol-atmosphère sont gérés par ISBA et le routage des flux en surface et dans le sol en fonction de l'information topographique permet la simulation des débits aux exutoires. En particulier, les modèles hydrologiques distribués TOPMODEL (TOPopgraphy based hydrological MODEL) (Beven and Kirkby, 1979) et MODCOU (Girard et al., 1981) et le modèle de routage conceptuel TRIP (Oki and Sud, 1998) ont été couplés à ISBA, respectivement par Bouilloud et al. (2010) (pour TOPMODEL), Habets et al. (2008) (pour MODCOU) et Decharme et al. (2010) (pour TRIP).

TOPMODEL TOPMODEL est un modèle hydrologique distribué. Il considère que la composante prépondérante dans la génération des crues est le ruissellement par excès de saturation. TOPMODEL utilise une information topographique détaillée pour déduire la distribution spatiale du contenu en eau au sein d'un bassin versant hydrologique. Un indice de topographie est calculé en fonction de la pente locale, pour chaque cellule du maillage. Le couplage nécessite la calibration de deux paramètres : la profondeur effective pour le transfert latéral, et le facteur de décroissance pour le profil exponentiel de la conductivité hydraulique. Ce couplage est en particulier utilisé pour la simulation des crues éclairs (Vincendon et al., 2010).

MODCOU Le modèle hydrogéologique MODCOU (Girard et al., 1981) été développé par le Centre de géosciences de Mines ParisTech en partenariat avec l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD). MODCOU couple les écoulements de surface et les écoulements souterrains afin de simuler les débits des rivières et les niveaux piézométriques des aquifères représentés. L'eau est transportée vers les rivières ou alimente les aquifères. MODCOU simule l'évolution des aquifères et des nappes, ainsi que leurs interactions. Les coefficients de transferts utilisés pour les sous-sols sont calibrés en utilisant des mesures à l'échelle annuelle. Le couplage ISBA-MODCOU est en particulier utilisée dans le cadre de la chaîne Safran-Isba-Modcou (Habets et al., 2008).

TRIP Le modèle de routage des fleuves TRIP est un modèle développé par l'Université de Tokyo pour des applications à l'échelle du globe. C'est un modèle simplifié, où le réseau hydrique est défini sur un large maillage. Les débits des rivières sont calculés en chaque points de grille en fonction d'une vitesse d'écoulement constante (Oki and Sud, 1998) ou variable (Decharme et al., 2010). Le couplage ISBA-TRIP est utilisé en particulier pour déterminer des surfaces inondées à partir de sortie de modèles climatiques.

THMB/HDSM le modèle hydrologique HDSM (Hydrological Distributed Snow Model) a été implémenté par Delclaux et al. (2008) et utilisé dans le cadre de la thèse de M.Savéan sur le bassin de la Dudh Koshi. HDSM est un modèle conceptuel à réservoirs, dont la fonction de transfert est issue du modèle THMB (Terrestial Hydrology Model with Biochemistery) (Coe and Foley, 2001) et dont la fonction de production de production est issue du modèle GR2M (Mouelhi et al., 2006). HDSM a été calibré par Savéan (2014) pour l'ensemble du bassin de la Dudh Koshi en fonction du débit à l'exutoire (Rabuwabazar) et du couvert neigeux fourni par MOD10A2. Cette calibration fourni de bons résultats pour la simulation des débits à l'exutoire.

Pour ma thèse, j'ai choisi d'utiliser le couplage de ISBA avec le module de routage THMB. Le couplage a été réalisé par F. Delclaux et utilise les flux en surface et sub-surface simulés au pas de temps horaire par ISBA.

5.2.1 Description du module de routage THMB.

Les flux de drainage et de ruissellement de surface simulés par ISBA au pas de temps horaire constituent les entrées du réservoir de routage implémenté dans HDSM. Le ruissellent de surface est considéré comme la somme du ruissellement par excès de saturation (ruissellement de Dunne) et du ruissellement par refus à l'infiltration (ruissellement de Horton). Le schéma de fonctionnement du couplage ISBA-THMB est présenté Figure 5.1.

Pour chaque cellule du maillage et pour chaque pas de temps, le ruissellement de surface S_{in} $(m^3.s^{-1})$ et le drainage en bas de la colonne de sol D_{in} $(m^3.s^{-1})$ sont dirigés vers deux réservoirs linéaires simples, respectivement R_s et R_d. Ces deux réservoirs sont caractérisés, respectivement, par un volume V_s (m^3) et V_d (m^3) et un par un temps de résidence, t_s (s) et t_d (s). Les flux $(m^3.s^{-1})$ sortants des réservoirs de surface (S_{out}) et de drainage (D_{out}) sont alors donnés par :

$$S_{out} = \frac{V_s}{t_s} \tag{5.1a}$$

$$D_{out} = \frac{V_d}{t_d} \tag{5.1b}$$

Les niveaux des deux réservoirs sont mis à jour à chaque pas de temps Δt (s) par :

$$V_s = V_s + (S_{in} - S_{out}).\Delta t \tag{5.2a}$$

$$V_d = V_d + (D_{in} - D_{out}).\Delta t \tag{5.2b}$$

Pour chaque pas de temps, la somme des flux de sortie S_{out} et D_{out} est dirigée vers un réservoir de routage linéaire, caractérisé par un volume $V_r(m^3)$ et un temps de résidence t_r(s). Le flux sortant de ce réservoir R_{out} (m^3/s) de ce réservoir de routage est calculé selon :

$$R_{out} = \frac{V_r}{tr} \tag{5.3}$$

Le temps de résidence tr est défini pour chaque maille comme le rapport de la vitesse effective de l'eau (u, en m/s) divisé par la distance séparant le centre de la maille et la maille où s'écoulent les flux (d, en m). Le temps de résidence t_r ne peut être inférieur de pas de temps de calcul Δt, pour des raisons de stabilité numérique. La vitesse effective est calculée à partir du rapport de la pente (i_c en m/m) selon laquelle les flux s'écoulent de la cellule concernée vers une autre cellule et une pente de référence (i_0 en m/m), prise égale à la pente médiane sur la zone d'étude. Ce rapport est pondéré par un coefficient de transfert $cvel$.

$$tr = max(\frac{d}{u}, \Delta t) \tag{5.4a}$$

$$u = cvel.\sqrt{\frac{i_c}{i_0}} \tag{5.4b}$$

Le niveau du réservoir de routage est mis à jour à chaque pas de temps selon l'équation 5.5.

$$V_r = V_r + (S_{in} + D_{in} - S_{out} - D_{out}+).\Delta t - R_{out}.\Delta t \tag{5.5}$$

Ce couplage nécessite alors la calibration des paramètres t_r, t_d et $cvel$. Ces paramètre sont calibrés en fonction des débits à l'exutoire.

5.2.2 Calibration

Les trois paramètres globaux t_r, t_d et $cvel$ sont calibrés en fonction des débits journaliers à l'exutoire, en fonction de trois critères, calculés au pas de temps journalier : le critère Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE), le biais relatif $(Bias_r)$ et le critère NSE calculé sur la racine carrée des débits NSE_{sqrt}. La valeur optimale pour NSE et NSE_{sqrt} est 1 et la valeur optimale pour $Bias_r$ est 0. Le critère $Bias_r$ mesure la différence entre le volume des débits simulés et des débits observés, le critère NSE mesure la distance

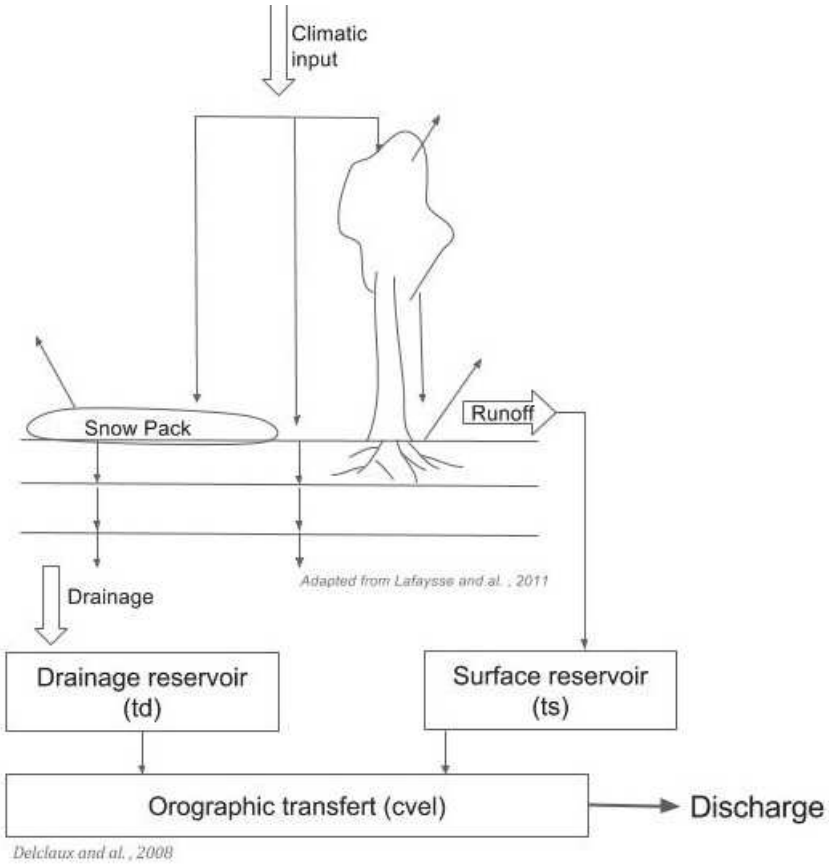


FIGURE 5.1 – ISBA land surface coupled with 3 reservoirs routing module.

globale entre les débits simulés et observés, et le critère NSE_{sqrt} permet de donner plus de poids aux faibles débits qu'aux forts débits dans le calcul du NSE. NSE_{sqrt} permet donc de mesurer la performance des faibles débits simulés.

Les jeux de paramètres optimaux sont calculés en utilisant les fronts de Pareto (Pareto, 1963). Les fronts de Pareto représentent l'ensemble des jeux de paramètres pour lesquels l'amélioration d'un des critères de performance entraînerait la diminution d'au moins un autre critère.

Les intervalles initiaux pour la calibration de ces trois paramètres sont repris de Savéan (2014) (voir Table 5.1). 1000 jeux de paramètres sont échantillonnés dans ces gammes de valeurs. Compte tenu de la faible quantité de mesures de débit disponibles, l'ensemble de la période où sont disponibles les débits observés est utilisée pour la calibration du module de routage. Il n'y a donc pas de période de validation indépendante.

	Minimum	Maximum	unité
t_r	300	7200	seconde
t_d	2.0e+06	6.0e+06	seconde
$cvel$	0.0	1.5	m/s

TABLE 5.1 – Intervalles initiaux choisis pour l'optimisation de t_r, t_d et $cvel$.

Résultats

La calibration est menée indépendamment pour les bassins de Kharikhola et Tauche. Le jeu de paramètres optimal pour chaque bassin, ainsi que les valeurs calibrées pour le bassin de la Dudh Koshi par Savéan et al. (2015), sont présentés Table 5.2. Les performances selon les trois critères présentés sont satisfaisants pour les deux bassins. Les débits faibles sont mieux simulés pour le bassins de Kharikhola (NSE_{sqrt}=0.80) que pour le bassin de Tauche (NSE_{sqrt}=0.77). Les temps de résidence t_s et t_d sont

plus courts pour le bassin de Tauche que pour le bassin de Kharikhola. Les temps de résidence calibrés par Savéan et al. (2015) pour le bassin de la Dudh Koshi sont plus courts que pour les deux sous-bassins. De plus, le coefficient de transfert $cvel$ est significativement plus élevé pour le bassin de la Dudh Koshi que pour les deux sous-bassins.

En outre, il est intéressant de remarquer que ces temps de résidence calibrés sont cohérents avec les durées caractéristiques des périodes de récession calculées à partir des débits observés aux exutoires des bassins de Kharikhola et Tauche (voir Chapitre 2). En effet, les temps caractéristiques des périodes de récession sont estimés entre 31 jours et 51 jours à Kharikhola et entre 43 jours et 72 jours à Tauche.

Ce paramétrage correspond à des écoulements plus lents sur Tauche que sur Kharikhola et plus lents sur Kharikhola que sur la Dudh Koshi. De plus, ce paramétrage signifie que les volumes stockés en surface et en subsurface, rapportés à la surface du bassin, sont plus importants sur Tauche que sur Kharikhola et plus importants sur Kharikhola que sur la Dudh Koshi. Le sol profond du bassin versant de Tauche étant principalement consitué d'anciennes moraines glaciaires, ce résultat va à l'encontre des résultats obtenus par Caballero et al. (2007), selon lesquels les transferts dans les matériaux morainiques, constitués de larges macropores, sont rapides. Plusieurs facteurs sont alors à prendre en compte pour expliquer les écoulements plus lents sur le bassin de Tauche que sur le bassin de Kharikhola :

- L'influence du stock dans le couvert neigeux. Les simulations avec ISBA et J2000 montrent que le couvert neigeux est présent durant environ 3 mois par an (entre mars et juin) sur le bassin de Tauche. Ce stock induit un retard dans les écoulements par rapport aux précipitations. Le couvert neigeux sur le bassin de Kharikhola étant négligeable, ce processus n'influence pas les écoulements sur ce dernier bassin.
- La pente moyenne de Tauche est plus faible que la pente moyenne de Kharikhola. Le réseau hydrographique est également plus dense sur Kharikhola que sur Tauche. Les vitesses d'écoulement en surface et dans le sol peuvent donc être plus rapide sur Kharikhola que sur Tauche.
- Les moraines présentes dans le bassin de Tauche sont peu caractérisées. Elles sont globalement plus anciennes que les moraines étudiées par Caballero et al. (2007) et par conséquent potentiellement plus érodées. Il est alors possible que les macro-pores des moraines de Tauche soient partiellement comblées par des sables issus de l'érosion.

Cependant, les valeurs obtenues par calibration pour les temps de transfert sur les deux bassins peuvent être dues à des artefacts dans la structure du modèle et ne suffisent pas à fournir des valeurs de temps de transfert fiables pour ces bassins.

	NSE	$Bais_r$	NSE_{sqrt}	t_d	t_s	$cvel$
				jours	heures	m/s
Kharikhola	0.6906	0.2906	0.8051	39.5	0.75	0.0948
Tauche	0.742	0.0244	0.7775	48.1	1.77	0.0162
Dudh Koshi, calibration par (Savéan et al., 2015)	0.73	-0.5	-	12	1.5	1.7

TABLE 5.2 – Résultats de la calibration du module de routage pour les deux bassins.

5.3 Influence de la discrétisation spatiale sur les précipitations et les températures

On considère que la température de l'air est une fonction décroissante de la température, suivant un gradient altitudinal de -5.87°C pendant la saison de mousson et -5.64°C pendant l'hiver. Pendant la saison de mousson, on admet que les précipitations augmentent jusqu'à une altitude seuil de 3470 m.a.s.l. (3113 m.a.s.l. pendant l'hiver) à un taux de 0,032 km^{-1} (1,917 km^{-1} pendant l'hiver), puis diminuent à un taux de -1,38 km^{-1} (-1,83 km^{-1} en hiver) jusqu'à 3709 m.a.s.l. (4943 m.a.s.l. pendant l'hiver). Pour plus des altitudes supérieures, on considère que les précipitations diminuent à un taux de -0,283 km^{-1} (-0.191 km^{-1} en hiver). Ces altitudes seuils et ces gradients altitudinaux correspondent au jeu de paramètres optimisé $n°78$ proposé par Eeckman et al. (2017).

Cependant, les méthodes de discrétisation spatiale étant différentes dans les deux modèles - maillage régulier à la résolution 400 m dans ISBA et discrétisation en Hydrological Response Units (HRUs) dans J2000, la distribution spatiale des variables climatiques diffèrent nécessairement entre les deux modèles. Ce paragraphe présente les répartitions en fonction de l'altitude des températures journalières moyennes et des précipitations totales et solides dans ISBA et dans J2000, sur Kharikhola et Tauche.

Température de l'air La linéarité de la température journalière avec l'altitude est bien représentée dans les deux modèles et pour les deux bassins, avec des coefficients de détermination compris entre 0.98 et 0.99 (voir Figure 5.2). Le décalage des températures interpolées pour des altitudes communes aux deux bassins (i.e. entre 4021 m.a.s.l. et 4459 m.a.s.l.) est dû à l'influence prépondérante dans la méthode d'inverse distance de la station de Pangboche pour les températures interpolées sur le bassin de Tauche. En effet, la station de Pangboche présente une température moyenne plus forte que la droite de l'interpolation linéaire calculée à partir de l'ensemble des stations (voir (Eeckman et al., 2017), Figure 2).

Précipitations totales Pour les deux bassins, les précipitations totales suivent des répartitions similaires en fonction de l'altitude selon les deux modèles. Les seuils altitudinaux et les variations de gradients altimétriques sont représentés dans les deux modèles : les précipitations totales annuelles augmentent jusqu'à 3113 m.a.s.l. puis diminuent globalement (voir Figure 5.3). De même que pour les températures, les décalages des précipitations interpolées pour des altitudes communes aux deux bassins sont dûs à l'influence prépondérante des stations du transect de Kharikhola sur le bassin de Kharikhola. En effet, ces stations présentent des cumuls annuels de précipitation significativement plus importants que les cumuls observés aux stations situées plus en amont. Enfin, on observe une forte diminution des précipitations interpolées autour de 3500 m.a.s.l. (i.e. sur le bassin de Kharikhola). Cette diminution peut s'expliquer par l'influence prépondérante des stations de Lukla (2860 m.a.s.l.) et de Namche (3570 m.a.s.l.), qui présentent des cumuls annuels de précipitations plus faibles que les stations du transect de Kharikhola (voir (Eeckman et al., 2017), Figure 3).

Précipitations solides Les précipitations solides augmentent globalement avec l'altitude dans les deux modèles, à cause de la diminution des températures avec l'altitude. De plus, les variations des précipitations solides sont justifiées par les influences couplées de la répartition des températures et des précipitations totales : le pic de précipitations totales interpolées autour de 3100 m.a.s.l. justifie le pic local de précipitations solides à ces altitudes. De plus, pour des altitudes supérieures à 5000 m.a.s.l. , les basses températures impliquent que les précipitations se produisent principalement sous forme solide, ce qui explique l'augmentation des précipitations solides à ces altitudes. On observe toutefois une différence entre les volumes de précipitation solide dans ISBA et dans J2000, bien que la même fonction soit utilisée pour le calcul de la phase des précipitations. Cet écart est probablement dû au pas de temps utilisé pour le calcul de la phase des précipitations. En effet, dans ISBA ce calcul est fait au pas de temps horaire, alors qu'il est fait au pas de temps journalier dans J2000. Le paragraphe suivant détaille ce point.

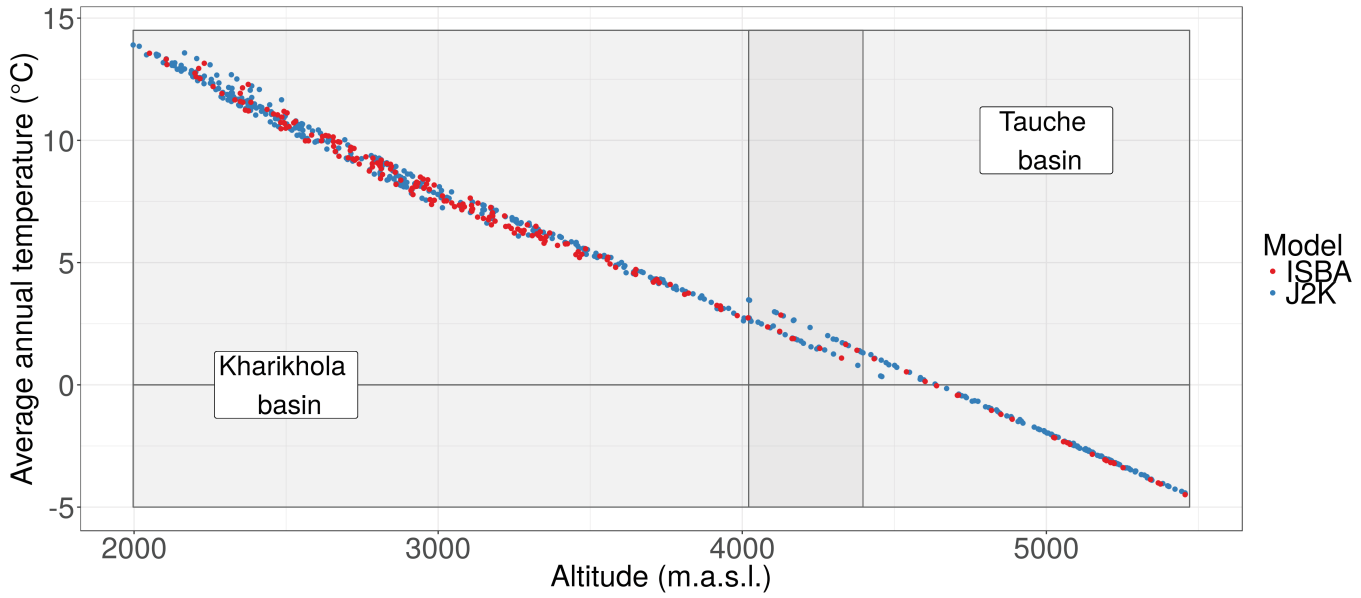


FIGURE 5.2 – Répartition en fonction de l'altitude des températures journalières moyennes dans ISBA et dans J2000, sur Kharikhola et Tauche.

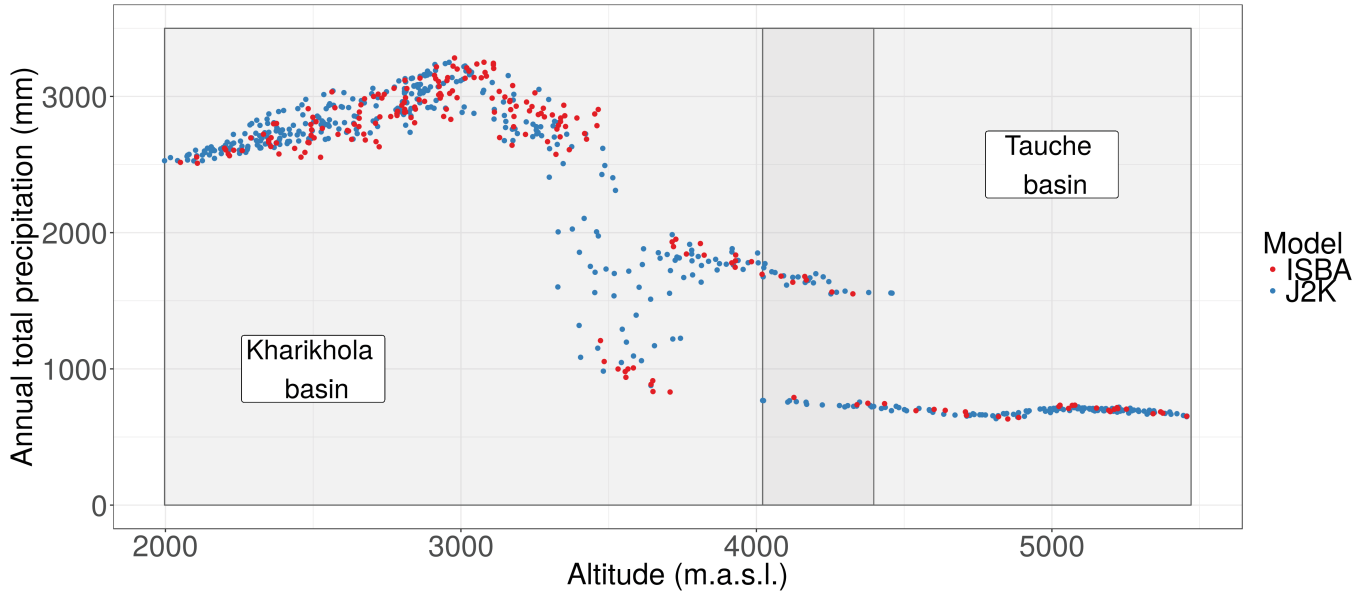


FIGURE 5.3 – Répartition en fonction de l'altitude des précipitations totales dans ISBA et dans J2000, sur Kharikhola et Tauche.

5.4 Variabilité infra-journalière de la contribution nivale

Les variables climatiques d'entrée sont fournies au pas de temps horaire pour ISBA et journalier pour J2000. Le paragraphe précédent montre que cette différence n'induit pas d'écart significatif dans les moyennes annuelles de précipitation totale et de température entre les deux modèles. Cependant, les cumuls annuels de précipitation solides et de fonte de neige varient significativement entre les deux modèles, bien que la même fonction soit utilisée pour le calcul de la phase des précipitations.

Pour détailler ce point, la variabilité infra-journalière de la phase des précipitations interpolées et de la fonte de la neige simulée dans ISBA est décrite. Seul les résultats sur le bassin de Tauche sont utilisés ici car la contribution nivale sur le bassin de Kharikhola est trop faible pour apporter des résultats significatifs.

La Figure 5.5 présente les dynamiques journalières moyennes des variables d'entrée des modèles ISBA et J2000 (précipitations totales , précipitations solides et température de l'air) et la fonte de la neige simulée dans les deux modèles, au pas de temps horaire et en moyenne journalière pour ISBA et au pas

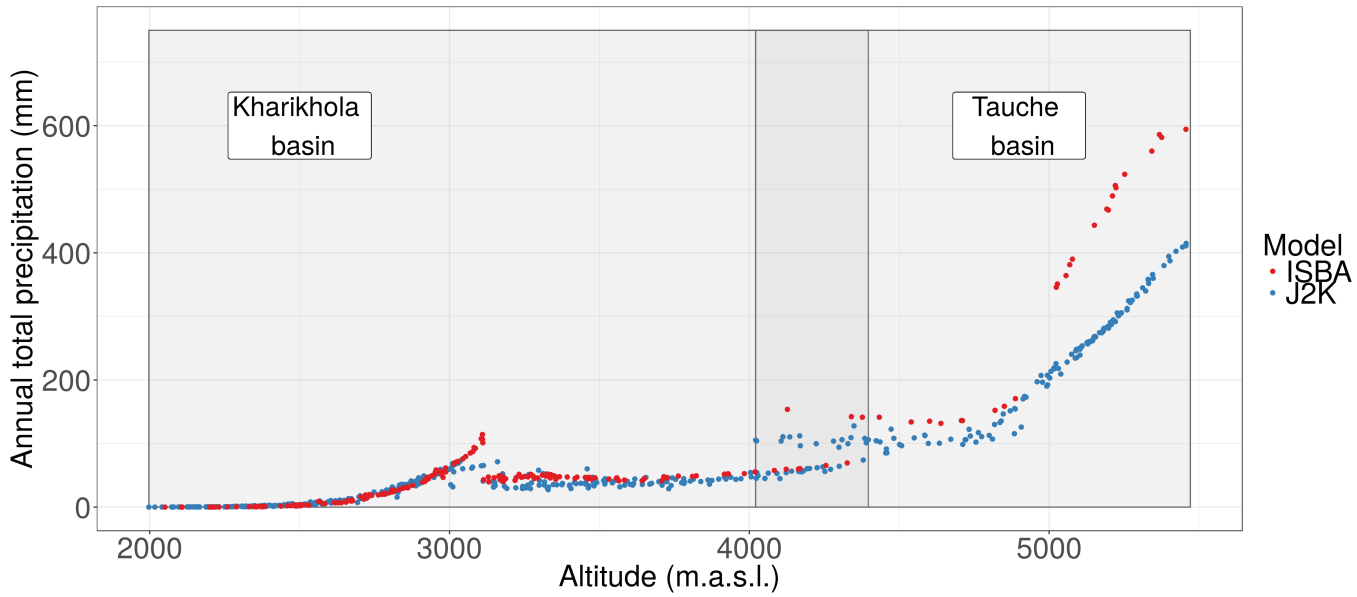


FIGURE 5.4 – Répartitions en fonction de l'altitude des précipitations solides dans ISBA et dans J2000, sur Kharikhola et Tauche.

de temps journalier pour J2000, en hiver ou en mousson. On observe que, au pas de temps horaire, la dynamique des précipitations solides reproduit la dynamique des précipitation totales. Durant la mousson, les précipitations solides sont les plus importantes vers 5 heures du matin (en général avant le lever du soleil) et les moins importantes l'après-midi. En hiver, les précipitations solides sont plus importantes la nuit que la journée. Cette dynamique journalière marquée, qui n'est pas représentée dans J2000, peut expliquer la différence entre les moyennes journalières calculées dans J2000 et fournies en entrée dans ISBA. Durant la mousson, les précipitations solides sont plus faibles dans J2000 que dans ISBA. Durant l'hiver, l'augmentation des précipitations solides durant la nuit et leur diminution durant la journée se compensent. Les moyennes journalières de précipitations solides dans ISBA et J2000 sont alors similaires en hiver.

La dynamique journalière moyenne de la fonte nivale simulée au pas de temps horaire dans ISBA présente une forte augmentation entre 13h (en mousson) et 15h (en hiver). Ce pic de fonte correspond à l'augmentation de la température de l'air durant l'après-midi. La moyenne journalière de la fonte nivale simulée dans ISBA est alors supérieure à la fonte nivale simulée au pas de temps journalier dans J2000. En conclusion, le pas de temps utilisé dans les simulation influence significativement la représentation du couvert neigeux.

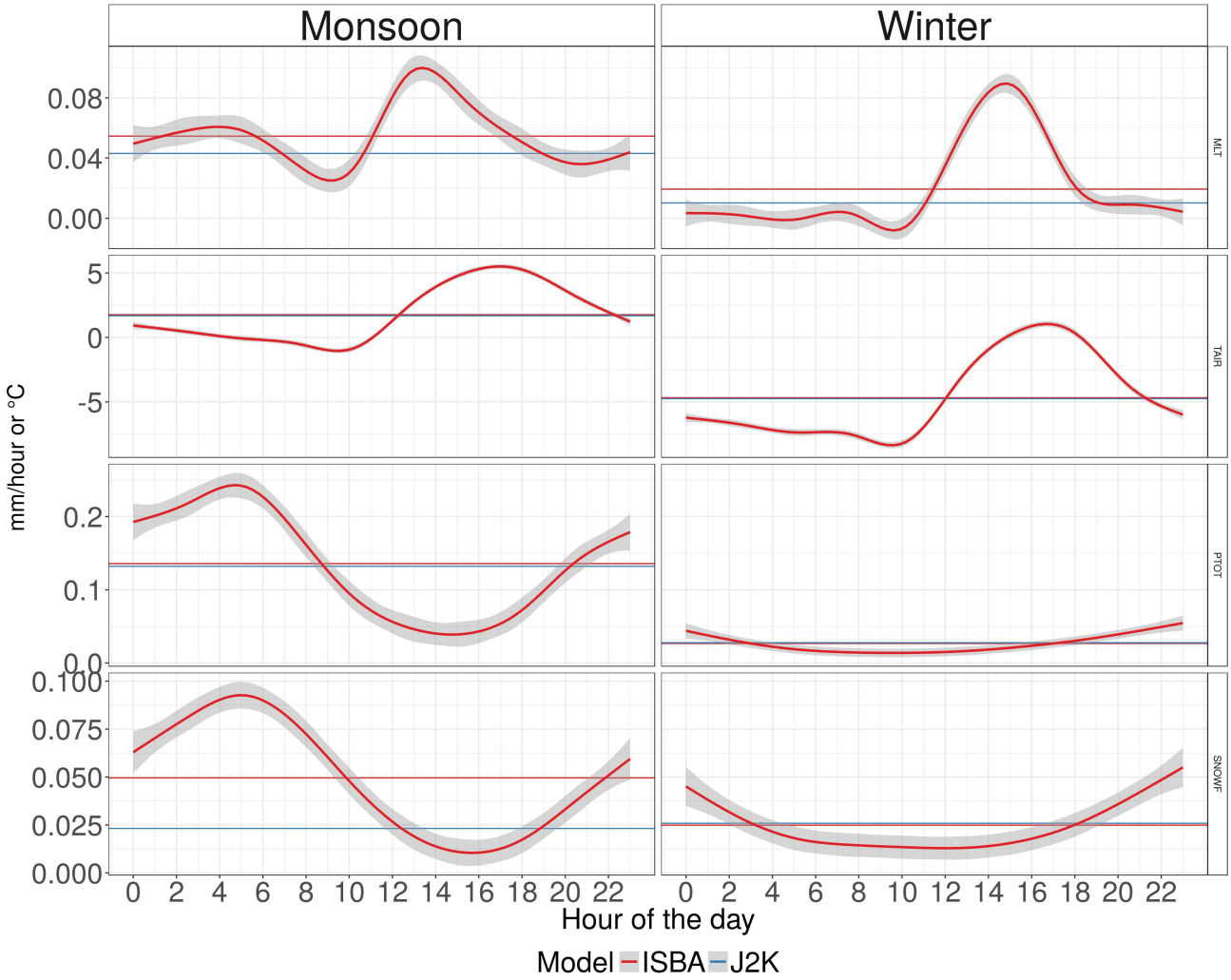


FIGURE 5.5 – Dynamiques journalières moyennes des variables d'entrée ou simulées par les modèles ISBA et J2000 : précipitations totales (PTOT), précipitations solides (SNOWF), température de l'air (TAIR) et fonte de la neige simulée dans les deux modèles (MLT). La courbe continue représente la moyenne horaire (en mm/heure) des variables d'entrée ou simulées dans ISBA et l'intervalle grisé représente l'intervalle de confiance associé. La ligne horizontale représente les moyennes journalières (en mm/heure) de ces variables pour les deux modèles.

Ce qu'il faut retenir du chapitre 5

- La fiabilité de l'approche de modélisation présentée dans le Chapitre 4 est testée en la comparant à une autre approche présentant un formalisme et une discrétisation spatiale et temporelle différente. Le **schéma de surface distribué ISBA** et le **modèle calibré semi-distribué J2000** sont alors appliqués sur les bassins de Kharikhola et Tauche, sous des conditions indentiques pour le forçage climatique et la paramétrisation des surfaces. L'un des principaux résultats de cette étude est que les deux modèles décrivent les processus d'évaporation, de ruissellement rapide de surface et de débit à l'exutoire de manière similaire. La fiabilité des simulations pour ces variables peut donc être considérée comme satisfaisante pour ces deux approches de modélisation.

- Les **différences de structure** entre les deux modèles concernent principalement la représentation des processus de **stocks et les flux dans le sol**. En effet, la représentation des sols et des flux souterrains diffère fortement entre les deux modèles. Dans ISBA, le sol pédologique est discrétisé en 9 couches et les équations de bilan de masse et d'énergie sont résolus pour chaque couche. Dans J2000, le sol pédologique est représenté comme deux réservoirs communicants, représentant les différents types de pores du milieux. La conséquence est alors une fiabilité relativement faible pour la simulation des processus de stocks et les flux dans le sol dans ces simulations.

- L'application d'ISBA sur un maillage bidimensionnel n'inclut pas la simulation des transferts latéraux dans le maillage. Un **module conceptuel couplé au schéma de surface ISBA pour le routage des flux en surface et dans le sol** est utilisé. Ce module est issu du modèle hydrologique conceptuel HDSM (Hydrological Distributed Snow Model), qui a été calibré dans le cadre de la thèse de Savéan (2014) sur le bassin de la Dudh Koshi. Les flux de drainage et de ruissellement de surface simulés par ISBA au pas de temps horaire sont transportés vers le réseau hydrographique en fonction de l'information topographique afin de simuler les débits aux exutoires.

- La **résolution temporelle** utilisée dans chaque modèle (pas de temps journalier dans J2000 et pas de temps horaire dans ISBA) influence fortement la partition de la phase des précipitations et la simulation de la contribution de la **fonte nivale** aux débits. Cependant, pour les deux modèles, la contribution de la fonte nivale aux débits est négligeable pour le bassin versant situé en moyenne montagne (bassin de Kharikhola) alors qu'il représente jusqu'à 45% des débits annuels pour le bassin versant situé en haute montagne (bassin de Tauche).

- Cependant, le **manque de données disponibles pour la validation** des simulations et les incertitudes associées à ces données ne permet pas de conclure de manière univoque quant à la comparaison des performances des deux modèles. Une évaluation plus complète de l'incertitude associée à la structure des modèles nécessiterait des jeux de données climatiques d'une durée plus importante. De plus, des structures de modèle additionnelles devraient être testées afin d'**évaluer quantitativement les incertitudes épistémiques associées à la structure des modèles**.

Chapitre 6

Conclusion générale

6.1 Rappel des objectifs et de la méthode

Ma thèse s'inscrit dans le cadre du projet ANR PRESHINE (Pressions sur la ressource en eau et en sols dans l'Himalaya népalais, 2014-2018), multi-disciplinaire, qui a pour objectif de comprendre la manière dont les sociétés himalayennes disposent de leurs ressources et s'adaptent aux situations de crise correspondant à des phases de changements environnementaux, induits ou non par l'activité des sociétés humaines.

Dans ce contexte, la principale question de ma thèse est de comprendre le fonctionnement des hydro-systèmes à l'échelle locale dans la région de l'Everest pour mieux répondre aux questions posées par la gestion de l'eau dans cette région. La chaîne himalayenne présente une extrême hétérogénéité des milieux, fortement influencée par la topographie, avec des fonctionnements hydro-climatologiques très variables. La compréhension actuelle des processus hydrologiques en Himalaya est par conséquent fortement limitée par leur variabilité locale. Une modélisation à l'échelle locale est alors mise en œuvre pour prendre en compte la forte hétérogénéité du milieu, en intégrant des données précises localement pour la caractérisation climatique et physiographique des milieux.

Ce mémoire se concentre sur l'étude de deux sous-bassins versants du bassin de la Dudh Koshi, situés dans des milieux de haute montagne (de 4000 m à 6000 m d'altitude) et de moyenne montagne (de 2000 m à 4000 m d'altitude), qui présentent des caractéristiques climatiques et physiographiques distinctes. La surface englacée pour ces deux bassins étant négligeable ou nulle, les processus glaciaires ne sont pas étudiés dans ce travail. Cet échantillonnage permet de tester les modélisations mise en place à l'échelle locale pour ces deux environnements, caractéristiques de l'hétérogénéité du milieu himalayen. Le schéma de surface ISBA (Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère), qui permet de simuler les processus mis en jeu à l'interface sol-atmosphère selon un formalisme physique et sans calibration du paramétrage, est appliqué au pas de temps horaire pour les deux bassins étudiés. Des mesures des propriétés physiques des sols sont intégrées pour préciser la paramétrisation des surfaces dans le modèle. Les données climatiques nécessaires sont interpolées à partir des observations in-situ disponibles. Une approche non déterministe est appliquée pour quantifier les incertitudes liées à l'influence de la topographie sur les précipitations, ainsi que leur propagation aux variables simulées. Enfin, les incertitudes liées à la structure des modèles sont évaluées à travers la comparaison des paramétrisations et des résultats de simulation obtenus avec les modèles ISBA et J2000 à l'échelle locale.

Le manuscrit est organisé pour décrire les quatre principales sources d'incertitude dans la chaîne mesure-spatialisation-modélisation appliquée : i) les incertitudes associées aux données et mesures disponibles pour la caractérisation climatique et physiographique des milieux (Chapitre 2) ; ii) les incertitudes associées à la paramétrisation des surfaces dans la modélisation (Chapitre 3) ; iii) les incertitudes associées aux méthodes de spatialisation des variables climatiques à partir des mesures faites localement (Chapitre 4) ; iv) les incertitudes associées à la structure des modèles utilisés (Chapitre 5).

6.2 Résumé des principaux résultats obtenus

Les principaux résultats portent sur deux points : i) modéliser, à une fine échelle spatio-temporelle, les fonctionnements hydrologiques des milieux de haute et moyenne montagnes étudiés, en représentant la variabilité spatio-temporelle des variables climatiques et en fournissant une caractérisation des milieux basée sur une approche de terrain ; des simulations ensemblistes sont produites, en prenant en compte les incertitudes associées ; ii) décrire et quantifier les différentes sources d'incertitude mises en évidence dans la chaîne mesure-spatialisation-modélisation appliquée. Ces modélisations à l'échelle locale améliorent la connaissance actuelle de la variabilité spatio-temporelle des fonctionnements hydro-climatiques dans des environnements de haute et moyenne montagnes en Himalaya Central.

6.2.1 Apports pour la compréhension du fonctionnement des hydrosystèmes

Représentation de la variabilité spatio-temporelle des variables climatiques

Pour mieux représenter la variabilité spatiale et temporelle des variables climatiques nécessaires à la modélisation à l'échelle des bassins de Kharikhola et Tauche, le choix est fait dans ce travail d'interpoler ces variables à partir des observations disponibles aux stations installées dans le bassin de la Dudh Koshi. En particulier, l'influence de l'altitude sur ces variables est particulièrement étudiée.

Les températures de l'air sont montrées comme étant bien corrélées à l'altitude. Les gradients altitudinaux de températures sont calculés au pas de temps saisonnier à partir des observations aux stations et sont estimés à $-5,64°.km^{-1}$ durant la saison de mousson et $-5,87°.km^{-1}$ durant l'hiver. Des cartes de températures de l'air sont alors produites au pas de temps horaire en appliquant une combinaison linéaire des observations aux stations pondérée par la méthode d'inverse distance, couplée à une correction linéaire en fonction de l'altitude, en appliquant les gradients calculés au pas de temps saisonnier.

Les mesures de précipitation totale aux stations sont utilisées pour inférer une fonction linéaire par morceaux pour la relation entre l'altitude et les précipitations. Les volumes précipités sont considérés comme augmentant jusqu'à une altitude seuil située entre 2000 m et 3500 m, puis diminuant jusqu'à une altitude seuil située entre 3500 m et 6500 m. Pour des altitudes supérieures à 6500 m, les précipitions sont considérées comme diminuant à un taux plus faible que pour des altitudes inférieures. Une approche ensembliste est appliquée pour déterminer les cinq paramètres contrôlant la forme de cette fonction : deux seuils et trois gradients altitudinaux, différenciés pour la saison de mousson et pour l'hiver. Dix jeux de paramètres optimaux sont sélectionnés à l'issue d'une analyse d'incertitude, en minimisant le biais sur les débits annuels simulés avec ISBA à l'exutoire des bassins de Kharikhola et Tauche. Les champs de précipitations totales générés au pas de temps horaire à partir de ces jeux de paramètres optimaux mènent à des cumuls de précipitation totales compris entre 2111 mm et 2421 mm sur le bassin de Kharikhola et entre 536 mm et 721 mm sur le bassin de Tauche, en moyenne sur les deux années hydrologiques 2014–2015 et 2015–2016. Pour l'ensemble des jeux de paramètres testés, la contribution nivale sur le bassin de Kharikhola est montrée comme étant négligeable à l'échelle annuelle. Ces résultats améliorent la connaissance actuelle de la variabilité spatiale des précipitations dans des environnements de haute et moyenne montagne en Himalaya Central.

Caractérisation des milieux

Les produits actuellement disponibles pour la description des milieux en Himalaya Central sont limités par de fortes incertitudes à l'échelle locale. Dans ce travail, le choix a été fait de produire une classification des types de surfaces rencontrées sur le bassin de Kharikhola et Tauche basée sur des observations et mesures des propriétés physiques des sols et de la végétation. Neuf classes de surfaces sont définies, en prenant en compte les caractéristiques topographiques (pente, orientation, localisation), les structures et compositions des sols et les types et densités de végétation. Les traces d'érosion ainsi que les traces d'écoulements en surface et en subsurface sont également considérés.

Les granolumétries des échantillons de sol prélevés sur le terrain montrent que les sols sont très majoritairement peu épais (de 15 cm à 1,5 m) et sableux (70% de sable en moyenne). Il en résulte des flux d'infiltration rapides, très corrélés aux précipitations liquides. De plus, les sols sableux présentant une porosité importante, les volumes stockés dans les sols sont significatifs par rapports aux autres termes du bilan hydrologique, bien qu'ils varient fortement pour les différents types de surface, dépendant principalement de la profondeur des sols.

Les résultats de simulations permettent de discerner des comportements particuliers pour chacune des neuf classes de surface. D'une part, les résultats de simulation montrent que des stocks en surface (couvert neigeux) et sous forme solide dans le sol retardent les écoulements en surface et sub-surface pour les classes de haute montagne. D'autre part, les stocks en eau liquide dans les zones de forêt et de culture contribuent significativement aux écoulements en surface et sub-surface. Ces analyses sont cohérentes

avec la description des classes basée sur les observations terrain. Ces stocks, sous forme solide en surface et dans le sol en haute montagne et sous forme liquide dans le sol dans les zones de forêt et de culture en moyenne montagne, alimentent le ruissellement de surface en dehors des périodes de mousson. Ces résultats de simulation à l'échelle locale mettent en lumière le rôle significatif des stocks dans le sol des zones de forêt en moyenne montagne, et peuvent donc être reliés à la gestion forestière dans la région.

Bilans hydrologiques simulés

Une approche ensembliste est appliquée pour fournir des bilans hydrologiques probables pour les bassins de Kharikhola et Tauche, en prenant en compte les incertitudes associées aux méthodes de spatialisation des variables climatiques. Deux approches de modélisation sont appliquées (le schéma de surface ISBA et modèle hydrologiques J2000) afin de fournir des simulations hydrologiques plus robustes. Pour l'ensemble des entrées climatiques testées, ainsi que pour les deux modèles appliqués, les variations des stocks sous forme solide et liquide en surface (couvert neigeux) et dans le sol sont négligeables à l'échelle annuelle, pour les deux années hydrologiques étudiées. Cependant, les contributions de ces stocks aux débits de surface sont significatives au pas de temps mensuel.

Les résultats de simulation obtenus avec ISBA montrent que, pour l'ensemble des entrées climatiques testées, les précipitations nivales sont négligeables aux pas de temps annuel pour le bassin de Kharikhola, alors qu'elles représentent jusqu'à 44 $\% \pm 8\%$ des précipitations totales pour le bassin de Tauche. Sur le bassin de Tauche, la principale période d'accumulation du couvert neigeux se situe entre les mois de mars et juillet (saison de mousson). La fonte nivale se produit principalement entre les mois d'avril et novembre, mais également épisodiquement durant la saison d'hiver. Cependant la simulation de la fonte nivale durant l'hiver est soumise à d'importantes incertitudes associée à la structure du modèle.

L'évapotranspiration annuelle simulée représente 26 $\% \pm 1\%$ de précipitations totales annuelles pour le bassin de Kharikhola et $34\% \pm 3\%$ pour le bassin de Tauche. Ces résultats sont cohérents avec les produits actuellement disponibles pour l'estimation de l'évapotranspiration dans cette région. De plus, la variabilité spatiale de l'évapotranspiration entre les milieux de haute et moyenne montagne est représentée dans ces résultats de simulation.

6.2.2 Analyse des différentes sources d'incertitudes

D'après la typologie des sources d'incertitude proposée par Beven (2015), trois types d'incertitudes peuvent significativement influencer les modélisations hydrologiques menées sur des bassins versants himalayens fortement hétérogènes et faiblement instrumentés : les incertitudes aléatoires sur les entrées de la modélisation, les incertitudes épistémiques liées à la paramétrisation des modèles et les incertitudes épistémiques liées à la structure des modèles. La Figure 6.1 associe les différentes étapes de la chaîne mesure-spatialisation-modélisation appliquée dans ce travail avec chacun de ces trois types d'incertitude.

Incertitudes aléatoires associées aux données d'entrée

Les mesures des variables climatiques (précipitations totale, température de l'air, pression atmosphérique, humidité de l'air, vitesse du vent, rayonnement solaire émis et diffus et rayonnement terrestre émis) sont associées à des incertitudes aléatoires (c'est à dire qui ne dépendent pas du pas de temps d'analyse et qui suivent une distribution aléatoire), dues en particulier aux approximations faites dans les protocoles de mesure, aux limites de sensibilité des capteurs, à l'influence de variations plus rapides que le pas de temps de mesure, etc ; les chroniques de débit de surface déduites des mesures de hauteurs d'eau, via les courbes de tarage interpolées à partir de mesures ponctuelles de débits, aux deux stations hydrométriques sont également soumises à des incertitudes aléatoires. Les mesures de hauteur de neige précipitées faites aux cinq planches à neiges installées dans le bassin de la Dudh Koshi sont également soumises à des incertitudes aléatoires, influencées, en plus des facteurs précédemment cités, par la rigueur et la régularité

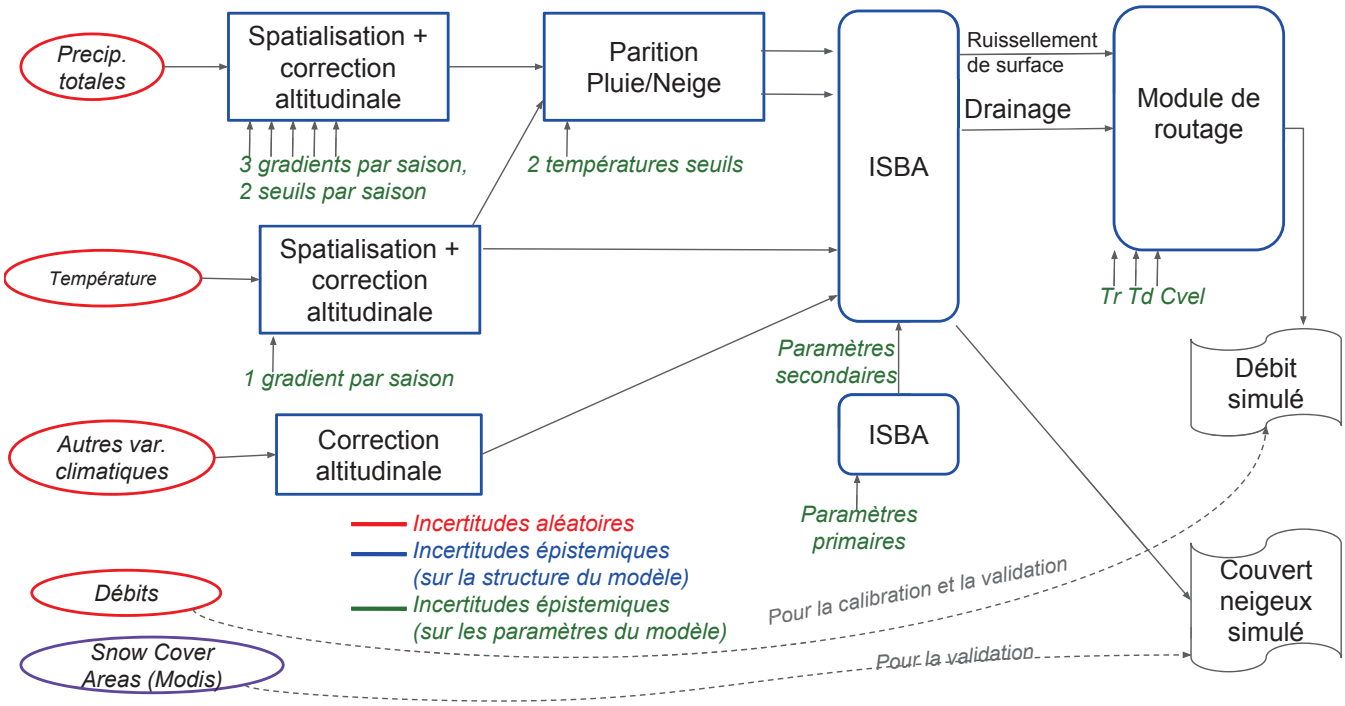


FIGURE 6.1 – Synthèse des différentes sources d'incertitudes dans la chaîne mesure-spatialisation-modélisation mise en œuvre dans ce travail.

de l'observation. Enfin, les surfaces enneigées fournies par le capteur MODIS, sont soumises à des incertitudes aléatoires (principalement dues à la sensibilité du capteur et à la couverture nuageuse), ainsi qu'à des incertitudes épistémiques dues aux méthodes de traitement des images captées par les satellites.

Incertitudes épistémiques associées au paramétrage du schéma de surface ISBA

La méthode mise en œuvre suppose la définition de paramètres pour le calcul de la phase des précipitations, pour la paramétrisation du schéma de surface ISBA et pour la calibration du module de routage. Les propriétés physiques des surfaces sont décrites dans ISBA par des paramètres primaires et secondaires. Les paramètres secondaires sont calculés à partir des paramètres primaires. Ici, seules les incertitudes associées à la définition des paramètres primaires en entrée de ISBA sont évaluées. Les paramètres primaires sont définis à partir de mesures in-situ des propriétés physiques des sols et de la végétation sur les parcelles représentatives des milieux étudiés. Les mesures in-situ sont moyennées pour définir des paramètres primaires pour chacune des neuf classes de surface définies sur les deux bassins étudiés. Les incertitudes associées à la définition des paramètres de surface par classe de surface sont estimées en moyenne à 6% des résultats de simulation, ce qui représente une valeur relativement faible par rapport aux autres sources d'incertitudes étudiées. Une étude plus complète inclurait également les incertitudes associées à la définition des paramètres nécessaires pour le calcul de la phase des précipitations et pour le module de routage.

Incertitudes épistémiques associées à la structure et à la paramétrisation des méthodes de spatialisation des variables climatiques

Les hypothèses faites pour ces différentes méthodes d'interpolation sont nécessairement simplificatrices et sont donc associées à des incertitudes épistémiques. Dans mémoire, seules les incertitudes épistémiques associée à la spatialisation des précipitations totales et solides au pas de temps horaire sont quantifiées. En effet, l'influence de cette variable sur les résultats de simulation est prépondérante par rapport aux autres variables climatiques fournies en entrée du modèle. Les incertitudes associées à la spatialisation des précipitations totales et solides sont quantifiées respectivement à 16% et à 32% des volumes annuels précipités. Cette source d'incertitude influence significativement les résultats de simulations et mène à des

incertitudes représentant jusqu'à 25% des débits simulés à l'exutoire et jusqu'à 8% des évapotranspirations totales simulées pour les deux bassins étudiés.

Incertitudes épistémiques associées à la structure des modèles

Enfin, les hypothèses faites pour la représentation des processus hydrologiques mis en jeu en surface et dans le sol dans la modélisation mènent nécessairement à une simplification de la physique de ces processus. Il en résulte des incertitudes épistémiques associées à la structure des modèles utilisés. Cette source d'incertitude est analysée à travers une approche multi-modèle : le schéma de surface ISBA et le modèle hydrologique J2000 sont appliqués à l'échelle locale pour les deux bassins étudiés, avec les mêmes forçages climatiques et les données pour la description des milieux.

Cette comparaison des résultats de modèle montre que les évaporations, ruissellements de surface et débits à l'exutoire pour les deux bassins sont simulés par les deux modèles de manière similaire. Les simulations divergent principalement pour la représentation des contenus en eau et des flux dans le sol. Les incertitudes associées à la structure des modèles influencent significativement les résultats de simulations pour ces variables. Cependant, une quantification de cette source d'incertitude nécessiterait l'application d'un plus grand nombre de modèles.

En résumé, les sources d'incertitudes influençant les différentes étapes de ce travail de modélisation sont mises en évidence et si possible quantifiées. Cependant, ce travail ne permet pas de conclure quant à l'incertitude totale associée aux résultats de simulation. En effet, les différentes sources d'incertitudes sont nécessairement inter-dépendantes et un travail plus complet pourrait permettre l'analyse simultanée de toutes ces sources d'incertitudes.

6.3 Perspectives

Apports et limites de la modélisation à l'échelle locale

Les modélisations à l'échelle locale mises en œuvre présentent l'avantage de restreindre les incertitudes liées à l'hétérogénéité des bassins étudiés par rapport aux modélisations mises en œuvre à l'échelle régionale, par exemple dans la thèse de Marie Savéan (Savéan, 2014). Les mesures in-situ des variables climatiques et des propriétés physiques des surfaces fournissent des données précises localement pour la caractérisation des fonctionnements hydro-climatiques. Les deux bassins étudiés sont alors utilisés comme des témoins pour l'étude des fonctionnements hydro-climatiques des milieux de haute et moyenne montagne en Himalaya Central.

Cependant, d'une part, les variables climatiques sont définies de manière à optimiser les performances des simulations pour les bassins de Kharikhola et Tauche et d'autre part, la description des propriétés physiques des surfaces est limitée à ces deux bassins. La question de la transférabilité des résultats à d'autres bassins se pose alors. L'extension des résultats obtenus nécessiteraient l'intégration de données supplémentaires pour la caractérisation de nouvelles surfaces à l'extérieur des bassins étudiés. De plus, les surfaces englacées devraient être incluses dans la caractérisation des surfaces afin de représenter l'ensemble des processus mis en jeu dans la région. Enfin, la méthode d'optimisation des précipitations en fonction des débits observés aux exutoires des bassins de Kharikhola et Tauche pourrait être étendue à d'autres bassins, en incluant des chroniques de débits observés supplémentaires.

L'approche de modélisation à l'échelle locale peut alors être considérée comme un échantillonnage précis localement des fonctionnements hydro-climatiques des milieux de haute et moyenne montagnes himalayennes et pourrait être utilisé postérieurement comme point de comparaison indépendant pour des analyses à plus large échelle.

Perspectives pour la mise en œuvre de modélisations en contexte himalayen

Ce travail présente la comparaison des résultats de simulation pour deux modèles dont le degré de conceptualisation des processus physiques diffèrent : le schéma de surface ISBA et le modèle hydrologique J2000. Cependant, le manque de données disponibles pour la validation des simulations, ainsi que les courtes durées d'enregistrement pour ces données ne permettent pas de définir un choix univoque d'une structure de modèle optimale pour les bassins étudiés. L'utilisation d'un pas de temps horaire pour la simulation des processus nivaux dans ISBA est montrée comme permettant de mieux représenter la variabilité infra-journalière de ces processus, qui influencent significativement les bilans à des échelles de temps plus larges.

Des données supplémentaires pourraient être intégrées à la représentation des processus dans ISBA. Par exemple, les résultats des tests d'infiltrométrie menés sur le terrain pourraient être utilisés pour le calcul de la conductivité hydraulique du sol. Enfin, l'influence des informations topographiques de pente et d'exposition n'ont pas été étudiées dans ce mémoire. L'hypothèse que l'altitude influence majoritairement les variables hydro-climatiques dans les bassins étudiés a été formulée. Cependant, divers travaux pour l'application du schéma de surface ISBA en zone de montagne (Caballero et al., 2007; Lafaysse, 2011; Vionnet et al., 2012) montrent que les pentes et expositions doivent être prises en compte dans les simulations. Enfin, les processus les moins caractérisés dans l'approche de modélisation proposée sont les écoulements dans les sols profonds. En effet, comme peu de données sont disponibles en Himalaya, la paramétrisation de ces processus est complexe. Des descriptions géologiques ainsi que des mesures d'écoulement dans les sols profonds seraient alors d'une grande valeur ajoutée pour des travaux futurs.

En résumé, ce travail montre que, dans le contexte de bassins fortement hétérogènes et faiblement instrumentés, les multiples sources d'incertitudes qui entachent les résultats de simulation doivent nécessairement être prises en compte dans les résultats de simulation. En particulier, des approches multi-modèles peuvent permettre d'estimer les incertitudes associées aux hypothèses faites pour la représentation des processus. Bien que la mise en œuvre de plusieurs modèles selon les mêmes conditions de forçage et de paramétrisation puisse être complexe, de telles approches mèneraient à des résultats plus robustes pour la représentation des fonctionnements hydrologiques en Himalaya Central.

6.4 Positionnement par rapport aux besoins d'un territoire en développement

Y a-t-il une éthique propre à la recherche pour le développement ? est le titre du rapport du premier séminaire international organisé à Paris en mai 2005 par le Comité consultatif de déontologie et d'éthique (CCDE) de l'Institut de recherche pour le développement (IRD, organisme public français créé en 1998 et remplaçant l'Office de la recherche scientifique et technique outre-mer, créé en 1943). Le *Guide des bonnes pratiques de la recherche pour le développement*, édité, pour sa seconde version, en avril 2012, expose 16 principes pour l'élaboration d'un projet, la mise en œuvre d'un programme de recherche et les suites et valorisation d'un programme de recherche permettant de *susciter un esprit éthique au sein de la communauté scientifique*.

Co-construire des problématiques qui répondent aux besoins des populations locales

Les principes n°1 (Conception d'un projet, partenariat, recherche pour le développement, concertation), n°2 (Bénéfices, échange équitable) et n°3 (Aide à la décision, politique publique), stipulent que les programmes de recherche pour le développement doivent être conformes, en accord avec les autorités du pays hôte, à l'intérêt général de ce pays du point de vue du développement scientifique, économique, social, politique, juridique ou éthique et doivent répondre à des fins politiques, économiques ou sociales éthiquement acceptables.

La gestion de la ressource en eau, et en particulier l'accès à cette ressource pour les populations les plus exposées, est un enjeu majeur pour les politiques publiques dans l'Himalaya népalais. La compréhension des fonctionnements hydro-climatiques à l'échelle locale est alors une étape nécessaire pour la réalisation de projets de développement, qui nécessitent un socle théorique pour leur élaboration. Cependant, les attentes directes exprimées par les populations locales et leurs représentants sont majoritairement orientées vers des questionnements plus concrets, en particulier concernant la qualité sanitaire de l'eau potable, la disponibilité future de la ressource et les risques environnementaux. La réponse de mon travail de modélisation face à ces questionnements est alors ambiguë. Cette situation illustre particulièrement le besoin d'échange et de compréhension entre les populations locales, usagers et gestionnaires de la ressource, et les acteurs de la recherche scientifique.

En effet, les questions scientifiques doivent répondre aux besoins des populations locales, autant que ces dernières doivent posséder les clefs de compréhension des champs d'action de la recherche scientifique. Il y existe donc une nécessité de construire bilatéralement (ou co-construire) des analyses scientifiques qui puissent répondre aux besoins des populations locales, eux-même formulés dans le contexte d'une recherche scientifique. Cette étape nécessite l'implication à long terme d'acteurs institutionnels locaux. Par exemple, dans le cadre de l'Observatoire Homme-Milieu Nunavik, ou TUKISIGASUAQATIGIT (comprendre ensemble en inuit) associés aux populations inuites pour les territoires du grand nord canadien, le travail de co-construction des axes de recherche se traduit en particulier par la re-définition chaque année des axes de recherche, en collaboration avec les acteurs locaux, par l'organisation de formations scientifiques à destination des populations locales, par la mise à disposition des données et résultats obtenus et par l'organisation d'événements et d'outils de restitution des travaux scientifiques aux populations locales.

Face à cette question, j'ai écrit un jeu de rôle qui propose de modéliser (de manière simplifiée), la relation possible entre une population rurale et une équipe de scientifiques étrangers autour de la question de la gestion de la ressource en eau. Ce jeu permet de sensibiliser les joueurs au double défi de i) l'intégration des besoins des populations rurales dans les axes de recherche et ii) la formulation par les populations de ces besoins dans le contexte de la recherche scientifique. Ce jeu, en évolution permanente, a été mis en œuvre auprès d'étudiants de licence et de master et d'acteurs de l'éducation populaire, ainsi qu'auprès de participants du projet PRESHINE, avec des résultats toujours enrichissants. Les différentes réalisations du jeu ont montré qu'il est tout aussi difficile aux joueurs *Scientifiques* de comprendre les besoins des villageois qu'aux joueurs *Villageois* de les exprimer. Le texte de ce jeu est présenté Annexe B.

Restituer les travaux scientifiques aux usagers et aux gestionnaires de la ressource.

Les deux derniers principes exposés par le rapport du CCDE de l'IRD sont :

- **Principe n°15 Diffusion des savoirs** *Les responsables des programmes de recherche doivent participer au processus de valorisation des savoirs scientifiques acquis à travers leurs travaux et favoriser la compréhension et l'implication de la population dans les processus de recherche.*

- **Principe n°16 Culture scientifique** *Un effort tout particulier de diffusion de la culture scientifique sera engagé en direction des jeunes en favorisant notamment les échanges avec les scientifiques et la familiarisation avec les lieux de la recherche.*

La mise en place d'une restitution des travaux scientifiques aux usagers et aux gestionnaires de la ressource est alors une nécessité. Face à ce constat, plusieurs actions de restitution ont été réalisées dans le cadre du projet PRESHINE :

- Distribution de posters présentant de manière vulgarisée les méthodes et principaux résultats, spécifiques pour cinq villages étudiés (Kharikhola, Khunde, Pangboche et Namche).
- Organisation de réunions d'échange et de restitution avec les usagers et gestionnaires locaux. En particulier, j'ai pu participer, en équipe avec O. Puschiasis, D. Koirala et R. Muller, à l'organisation d'une réunion d'échange en mai 2016 dans le village de Pangboche.

- Interventions dans des écoles de village à Kharikhola et à Pangom pour la présentation de nos projets de recherche et sensibilisation générale aux sciences de l'environnement.
- Mise à disposition des données scientifiques sur le site internet *www.papredata.org* et dépôts des documents produits auprès des organismes et institutions impliqués (universités, parc national, *Nepal Academy of Sciences and Technology*, *Nepalese Department of Hydrology and Meteorology*.)

La justification de mon travail de thèse auprès des populations locales passe alors par de telles actions de restitution qui sont, à mon sens, primordiales pour le positionnement de nos travaux de recherche par rapport aux besoins d'un territoire en développement.

FIGURE 6.2 – Intervention de l'équipe lors de la réunion d'échange en mai 2016 dans le village de Pangboche. Photo : Rémi Muller.

Bibliographie

Andermann, C., Bonnet, S., and Gloaguen, R. (2011). Evaluation of precipitation data sets along the himalayan front. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 12(7).

Andermann, C., Longuevergne, L., Bonnet, S., Crave, A., Davy, P., and Gloaguen, R. (2012). Impact of transient groundwater storage on the discharge of himalayan rivers. Nature Geoscience, 5(2) :127–132.

Anders, A. M., Roe, G. H., Hallet, B., Montgomery, D. R., Finnegan, N. J., and Putkonen, J. (2006). Spatial patterns of precipitation and topography in the himalaya. Geological Society of America Special Papers, 398 :39–53.

Arino, O., Perez, J. J. R., Kalogirou, V., Bontemps, S., Defourny, P., and Van Bogaert, E. (2012). Global land cover map for 2009 (globcover 2009).

Armstrong, R., Raup, B., Khalsa, S., Barry, R., Kargel, J., Helm, C., and Kieffer, H. (2005). Glims glacier database. boulder, colorado usa : National snow and ice data center. Digital media.

Ascough, J., Maier, H., Ravalico, J., and Strudley, M. (2008). Future research challenges for incorporation of uncertainty in environmental and ecological decision-making. Ecological modelling, 219(3) :383–399.

Aster, G. (2011). Validation team, 2009. ASTER global DEM validation summary report. METI & NASA, 28pp.

Barros, A., Joshi, M., Putkonen, J., and Burbank, D. (2000). A study of the 1999 monsoon rainfall in a mountainous region in central nepal using trmm products and rain gauge observations. Geophysical Research Letters, 27(22) :3683–3686.

Barros, A., Kim, G., Williams, E., and Nesbitt, S. (2004). Probing orographic controls in the himalayas during the monsoon using satellite imagery. Natural Hazards and Earth System Science, 4(1) :29–51.

Baumler, R. and Zech, W. (1994). Soils of the high mountain region of eastern nepal : classification, distribution and soil forming processes. CATENA, 22(2) :85 – 103.

Berthier, E., Arnaud, Y., Vincent, C., and Remy, F. (2006). Biases of srtm in high-mountain areas : Implications for the monitoring of glacier volume changes. Geophysical Research Letters, 33(8).

Beven, K. (2010). Environmental modelling : An uncertain future ? CRC Press.

Beven, K. (2015). Facets of uncertainty : epistemic uncertainty, non-stationarity, likelihood, hypothesis testing, and communication. Hydrological Sciences Journal, (just-accepted).

Beven, K. and Kirkby, M. J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology/un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant. Hydrological Sciences Journal, 24(1) :43–69.

Bharati, L., Gurung, P., Jayakody, P., Smakhtin, V., and Bhattarai, U. (2014). The Projected Impact of Climate Change on Water Availability and Development in the Koshi Basin, Nepal. Mountain Research and Development, 34(2) :118–130.

Bharati, L., Gurung, P., Maharjan, L., and Bhattarai, U. (2016). Past and future variability in the hydrological regime of the koshi basin, nepal. Hydrological Sciences Journal, 61(1) :79–93.

Bookhagen, B. and Burbank, D. W. (2006). Topography, relief, and trmm-derived rainfall variations along the himalaya. Geophysical Research Letters, 33(8).

Bookhagen, B. and Burbank, D. W. (2010). Toward a complete Himalayan hydrological budget : Spatiotemporal distribution of snowmelt and rainfall and their impact on river discharge. Journal of geophysical research-Earth surface, 115.

Boone, A., Calvet, J.-C., and Noilhan, J. (1999). Inclusion of a third soil layer in a land surface scheme using the force-restore method. Journal of Applied Meteorology, 38(11) :1611–1630.

Boone, A. and Etchevers, P. (2001). An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land surface model : Local-scale evaluation at an alpine site. Journal of Hydrometeorology, 2(4) :374–394.

Boone, A., Masson, V., Meyers, T., and Noilhan, J. (2000). The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil-vegetation-atmosphere transfer scheme. Journal of Applied Meteorology, 39(9) :1544–1569.

Bouilloud, L., Chancibault, K., Vincendon, B., Ducrocq, V., Habets, F., Saulnier, G.-M., Anquetin, S., Martin, E., and Noilhan, J. (2010). Coupling the ISBA Land Surface Model and the TOPMODEL Hydrological Model for Mediterranean Flash-Flood Forecasting : Description, Calibration, and Validation. Journal of Hydrometeorology, 11(2) :315–333.

Braud, I., De Condappa, D., Soria, J. M., Haverkamp, R., Angulo-Jaramillo, R., Galle, S., and Vauclin, M. (2005). Use of scaled forms of the infiltration equation for the estimation of unsaturated soil hydraulic properties (the beerkan method). European Journal of Soil Science, 56(3) :361–374.

Braun, L., Grabs, W., and Rana, B. (1993). Application of a conceptual precipitation-runoff model in the langtang khola basin, nepal himalaya. IAHS Publications-Publications of the International Association of Hydrological Sciences, 218 :221–238.

Brooks, R. H. and Corey, A. T. (1966). Properties of porous media affecting fluid flow. Journal of the Irrigation and Drainage Division, 92(2) :61–90.

Brugnach, M., Dewulf, A., Pahl-Wostl, C., and Taillieu, T. (2008). Toward a relational concept of uncertainty : about knowing too little, knowing too differently, and accepting not to know. Ecology and Society, 13(2) :30.

Burdine, N. et al. (1953). Relative permeability calculations from pore size distribution data. Journal of Petroleum Technology, 5(03) :71–78.

Caballero, Y., Chevallier, P., Boone, A., Noilhan, J., and Habets, F. (2007). Calibration of the interaction soil biosphere atmosphere land-surface scheme on a small tropical high-mountain basin (Cordillera Real, Bolivia). Water Resources Research, 43(7).

Calvet, J.-C., Noilhan, J., Roujean, J.-L., Bessemoulin, P., Cabelguenne, M., Olioso, A., and Wigneron, J.-P. (1998). An interactive vegetation svat model tested against data from six contrasting sites. Agricultural and Forest Meteorology, 92(2) :73–95.

Chaponnière, A. (2005). Fonctionnement hydrologique d'un bassin versant montagneux semi-aride : cas du bassin versant du rehraya (haut atlas marocain).

Clapp, R. B. and Hornberger, G. M. (1978). Empirical equations for some soil hydraulic properties. Water Resources Research, 14(4) :601–604.

Claussen M., Lohmann U., R. E. . S. U. (1994). A global data set of land-surface parameters. Technical report, (INIS-mf–15024). Germany.

Coe, M. T. and Foley, J. A. (2001). Human and natural impacts on the water resources of the lake chad basin. Journal of Geophysical Research : Atmospheres, 106(D4) :3349–3356.

Congedo, L. (2015). Semi-automatic classification plugin documentation. Release, 4(0.1) :29.

Cooke, R. and Bedford, T. (2001). Probabilistic risk analysis : Foundations and methods.

Coquet, Y., Boucher, A., Labat, C., Vachier, P., and Roger-Estrade, J. (2000). Caractérisation hydrodynamique des sols à l'aide de l'infiltromètre à disques. Etudes et Gestion des Sols, 7 :7–24.

Cosby, B. J., Hornberger, G. M., Clapp, R. B., and Ginn, T. R. (1984). A Statistical Exploration of the Relationships of Soil Moisture Characteristics to the Physical Properties of Soils. Water Resources Research, 20.

Cosgrove, B., Lohmann, D., Mitchell, K., Houser, P., Wood, E., Schaake, J., Robock, A., Marshall, C., Sheffield, J., Duan, Q., Luo, L., Higgins, R., Pinker, R., Tarpley, J., and Meng, J. (2003). Real-time and retrospective forcing in the North American Land Data Assimilation System (NLDAS) project. Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 108(D22).

Decharme, B., Alkama, R., Douville, H., Becker, M., and Cazenave, A. (2010). Global evaluation of the isba-trip continental hydrological system. part ii : Uncertainties in river routing simulation related to flow velocity and groundwater storage. Journal of Hydrometeorology, 11(3) :601–617.

Decharme, B., Boone, A., Delire, C., and Noilhan, J. (2011). Local evaluation of the interaction between soil biosphere atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions. Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 116.

Decharme, B., Brun, E., Boone, A., Delire, C., Le Moigne, P., and Morin, S. (2016). Impacts of snow and organic soils parameterization on northern eurasian soil temperature profiles simulated by the isba land surface model. The Cryosphere, 10(2) :853–877.

Decharme, B. and Douville, H. (2006). Uncertainties in the GSWP-2 precipitation forcing and their impacts on regional and global hydrological simulations. Climate Dynamics, 27(7-8) :695–713.

Decharme, B., Douville, H., Boone, A., Habets, F., and Noilhan, J. (2006). Impact of an exponential profile of saturated hydraulic conductivity within the ISBA LSM : Simulations over the Rhone Basin. Journal of Hydrometeorology, 7(1) :61–80.

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Holm, E. V., Isaksen, L., Kallberg, P., Koehler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J. J., Park, B. K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thepaut, J. N., and Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 137(656, A) :553–597.

Delclaux, F., Le Coz, M., Coe, M., Favreau, G., and Ngounou Gatcha, B. (2008). Confronting models with observations for evaluating hydrological change in the lake chad basin, africa. In XIIIth World Water Congress.

Demolon, A. and Leroux, D. (1933). Guide pour l'étude expérimentale du sol. Gauthier-Villars.

Dhar, O. and Rakhecha, P. (1981). The effect of elevation on monsoon rainfall distribution in the central himalayas. Monsoon Dynamics, pages 253–260.

Dijkshoorn, K. and Huting, J. (2009). Soil and Terrain database for Nepal.

Douville, H., Royer, J.-F., and Mahfouf, J.-F. (1995). A new snow parameterization for the meteo-france climate model. Climate Dynamics, 12(1) :21–35.

Drusch, M., Del Bello, U., Carlier, S., Colin, O., Fernandez, V., Gascon, F., Hoersch, B., Isola, C., Laberinti, P., Martimort, P., et al. (2012). Sentinel-2 : Esa's optical high-resolution mission for gmes operational services. Remote Sensing of Environment, 120 :25–36.

Duchaufour, P. et al. (1995). Pedology. soil, vegetation, environment. Pedology. Soil, vegetation, environment., (Ed. 4).

Duethmann, D., Zimmer, J., Gafurov, A., Güntner, A., Kriegel, D., Merz, B., and Vorogushyn, S. (2013). Evaluation of areal precipitation estimates based on downscaled reanalysis and station data by hydrological modelling. Hydrology and Earth System Sciences, 17(7) :2415–2434.

Dümenil, L. and Todini, E. (1992). A rainfall-runoff scheme for use in the hamburg climate model. In Advances in theoretical hydrology : a tribute to James Dooge, pages 129–157. Elsevier Science Publishers BV.

Dunne, T. (1983). Relation of field studies and modeling in the prediction of storm runoff. Journal of Hydrology, 65(1-3) :25–48.

Eeckman, J., Chevallier, P., Boone, A., Neppel, L., De Rouw, A., Delclaux, F., and Koirala, D. (2017). Providing a non-deterministic representation of spatial variability of precipitation in the everest region. Hydrology and Earth System Sciences Discussions, 2017 :1–21.

Efron, B. and Tibshirani, R. (1997). Improvements on cross-validation : the 632+ bootstrap method. Journal of the American Statistical Association, 92(438) :548–560.

Entekhabi, D., Njoku, E. G., O'Neill, P. E., Kellogg, K. H., Crow, W. T., Edelstein, W. N., Entin, J. K., Goodman, S. D., Jackson, T. J., Johnson, J., et al. (2010). The soil moisture active passive (smap) mission. Proceedings of the IEEE, 98(5) :704–716.

Fragnol, L. (2015). Cartographie du manteau neigeux saisonnier dans l'himalaya nepalais par teledetection optique (bassin de la koshi). Master's thesis, ECOLE SUPERIEURE DES GEOMETRES ET TOPOGRAPHES.

Fuentes, C., Vauclin, M., Parlange, J., and Haverkamp, R. (1998). Soil-water conductivity of a fractal soil.

Funtowicz, S. O. and Ravetz, J. R. (1990). Science for policy : Uncertainty and quality. In Uncertainty and quality in science for policy, pages 7–16. Springer.

Gardelle, J., Berthier, E., and Arnaud, Y. (2012). Impact of resolution and radar penetration on glacier elevation changes computed from dem differencing. Journal of Glaciology, 58(208) :419–422.

Gee, G. W. and Bauder, J. W. (1986). Particle-size analysis. Methods of soil analysis : Part 1—Physical and mineralogical methods, (methodsofsoilan1) :383–411.

Girard, G., Chaperon, P., Ledoux, E., and Villeneuve, J. (1981). Traitement automatique de l'information pluviographique Le modele couple. Simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un systeme hydrologique. Cah.ORSTOM, sr.Hydrol., XVIII. 4.

Gonga-Saholiariliva, N., Neppel, L., Chevallier, P., Delclaux, F., and Savéan, M. (2016). Geostatistical estimation of daily monsoon precipitation at fine spatial scale : Koshi river basin. Journal of Hydrologic Engineering, page 05016017.

Gottardi, F., Obled, C., Gailhard, J., and Paquet, E. (2012). Statistical reanalysis of precipitation fields based on ground network data and weather patterns : Application over french mountains. Journal of Hydrology, 432 :154–167.

Götz, J., Weidinger, J. T., Kraxberger, S., Hennecke, A.-L., Buckel, J., and Adhikari, B. R. (2015). Geomorphologic and hydrogeologic characteristics of populated rockslide deposits (sagarmatha national park, khumbu himal, nepal). Journal of Water Resource and Protection, 7(13) :1038.

Habets, F., Boone, A., Champeaux, J.-L., Etchevers, P., Franchisteguy, L., Leblois, E., Ledoux, E., Le Moigne, P., Martin, E., Morel, S., et al. (2008). The safran-isba-modcou hydrometeorological model applied over france. Journal of Geophysical Research : Atmospheres, 113(D6).

Habets, F., Etchevers, P., Golaz, C., Leblois, E., Ledoux, E., Martin, E., Noilhan, J., and Ottle, C. (1999a). Simulation of the water budget and the river flows of the Rhone basin. Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 104(D24) :31145–31172.

Habets, F., Noilhan, J., Golaz, C., Goutorbe, J., Lacarrère, P., Leblois, E., Ledoux, E., Martin, E., Ottlé, C., and Vidal-Madjar, D. (1999b). The {ISBA} surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the hapex-mobilhy area : Part ii : Simulation of streamflows and annual water budget. Journal of Hydrology, 217(1–2) :97 – 118.

Hagemann, S. (2002). An improved land surface parameter dataset for global and regional climate models. Max-Planck-Institut für Meteorologie.

Hall, D., Salomonson, V., and Riggs, G. (2006). Modis/terra snow cover daily l3 global 500m grid. Boulder, Colorado USA : National Snow and Ice Data Center (Version 5.[Tile h09v04]).

Hall, D. K., Riggs, G. A., Salomonson, V. V., DiGirolamo, N. E., and Bayr, K. J. (2002). Modis snow-cover products. Remote Sensing of Environment, 83(1–2) :181 – 194. The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) : a new generation of Land Surface Monitoring.

Haverkamp, R., Arrúe, J., Vandervaere, J., Braud, I., Boulet, G., Laurent, J., Taha, A., Ross, P., and Angulo-Jaramillo, R. (1996). Hydrological and thermal behaviour of the vadose zone in the area of barrax and tomelloso (spain) : Experimental study, analysis and modeling. Project UE n. EV5C-CT, 92 :00–90.

Haverkamp, R., Ross, P., Smettem, K., and Parlange, J. (1994). Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer : 2. physically based infiltration equation. Water Resources Research, 30(11) :2931–2935.

Heynen, M., Miles, E., Ragettli, S., Buri, P., Immerzeel, W. W., and Pellicciotti, F. (2016). Air temperature variability in a high-elevation himalayan catchment. Annals of Glaciology, 57(71) :212–222.

Hingray, B., Picouet, C., and Musy, A. (2009). Hydrologie : Une science pour l'ingénieur. Hydrologie. Presses polytechniques et universitaires romandes.

Horton, R. E. (1941). An approach toward a physical interpretation of infiltration-capacity. Soil Science Society of America Journal, 5(C) :399–417.

Huijbregts, M. A., Norris, G., Bretz, R., Ciroth, A., Maurice, B., von Bahr, B., Weidema, B., and de Beaufort, A. S. (2001). Framework for modelling data uncertainty in life cycle inventories. The International Journal of Life Cycle Assessment, 6(3) :127–132.

Iman, R. L. (2008). Latin hypercube sampling. Wiley Online Library.

Immerzeel, W., Petersen, L., Ragettli, S., and Pellicciotti, F. (2014). The importance of observed gradients of air temperature and precipitation for modeling runoff from a glacierized watershed in the nepalese himalayas. Water Resources Research, 50(3) :2212–2226.

Immerzeel, W. W., van Beek, L. P. H., Konz, M., Shrestha, A. B., and Bierkens, M. F. P. (2012). Hydrological response to climate change in a glacierized catchment in the Himalayas. Climatic change, 110(3-4) :721–736.

Kansakar, S. R., Hannah, D. M., Gerrard, J., and Rees, G. (2004). Spatial pattern in the precipitation regime of nepal. International Journal of Climatology, 24(13) :1645–1659.

Kerr, Y. H., Waldteufel, P., Richaume, P., Wigneron, J. P., Ferrazzoli, P., Mahmoodi, A., Al Bitar, A., Cabot, F., Gruhier, C., Juglea, S. E., et al. (2012). The smos soil moisture retrieval algorithm. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 50(5) :1384–1403.

Kerr, Y. H., Waldteufel, P., Wigneron, J.-P., Delwart, S., Cabot, F., Boutin, J., Escorihuela, M.-J., Font, J., Reul, N., Gruhier, C., et al. (2010). The smos mission : New tool for monitoring key elements ofthe global water cycle. Proceedings of the IEEE, 98(5) :666–687.

Koeppe, C. E. and De Long, G. (1958). Weather and climate.

Koffler, D. and Lahaa, G. (2014). lfstat : Calculation of low flow statistics for daily stream flow data. R package version 0.6, 1.

Konz, M., Uhlenbrook, S., Braun, L., Shrestha, A., and Demuth, S. (2007). Implementation of a process-based catchment model in a poorly gauged, highly glacierized himalayan headwater. Hydrology and Earth System Sciences Discussions, 11(4) :1323–1339.

Kulkarni, A., Patwardhan, S., Kumar, K. K., Ashok, K., and Krishnan, R. (2013). Projected climate change in the hindu kush–himalayan region by using the high-resolution regional climate model precis. Mountain Research and Development, 33(2) :142–151.

Lafaysse, M. (2011). Changement climatique et régime hydrologique d'un bassin alpin. Génération de scénarios sur la Haute-Durance, méthodologie d'évaluation et incertitudes associées. PhD thesis, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier.

Lafaysse, M., Hingray, B., Etchevers, P., Martin, E., and Obled, C. (2011). Influence of spatial discretization, underground water storage and glacier melt on a physically-based hydrological model of the Upper Durance River basin. Journal of Hydrology, 403(1-2) :116–129.

Lang, T. J. and Barros, A. P. (2004). Winter storms in the central himalayas. Journal of Meteorological Society of Japan, 82(3) :829–844.

Lassabatere, L., Angulo-Jaramillo, R., Soria Ugalde, J., Cuenca, R., Braud, I., and Haverkamp, R. (2006). Beerkan estimation of soil transfer parameters through infiltration experiments—best. Soil Science Society of America Journal, 70(2) :521–532.

Le Fort, P. (1975). Himalayas : the collided range. present knowledge of the continental arc. American Journal of Science, 275(1) :1–44.

Le Fort, P. and Cronin, V. (1988). Granites in the tectonic evolution of the himalaya, karakoram and southern tibet. Philosophical Transactions of the Royal Society of London A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 326(1589) :281–299.

Lejeune, Y., Bouilloud, L., Etchevers, P., Wagnon, P., Chevallier, P., Sicart, J.-E., Martin, E., and Habets, F. (2007). Melting of snow cover in a tropical mountain environment in bolivia : Processes and modeling. Journal of Hydrometeorology, 8(4) :922937.

Loveland, T. R., Reed, B. C., Brown, J. F., Ohlen, D. O., Zhu, Z., Yang, L., and Merchant, J. W. (2000). Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data. International Journal of Remote Sensing, 21(6-7) :1303–1330.

Lutz, A., Immerzeel, W., Shrestha, A., and Bierkens, M. (2014). Consistent increase in high asia's runoff due to increasing glacier melt and precipitation. Nature Climate Change, 4(7) :587–592.

Mahfouf, J.-F. and Jacquemin, B. (1989). A study of rainfall interception using a 1and surface parameterization for mesoscale meteorological models. Journal of Applied Meteorology, 28(12) :1282–1302.

Maier, H. R. and Ascough, J. (2006). Uncertainty in environmental decision-making : Issues, challenges and future directions. In Proceedings of the iEMSs Third Biennial Meeting : Summit on Environmental Modelling and Software [CD-ROM], edited by A. Voinov, A. Jakeman, and A. Rizzoli, Int. Environ. Modell. and Software Soc., Burlington, Vt.

Masson, V. (2000). A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. Boundary-layer meteorology, 94(3) :357–397.

Masson, V., Champeaux, J.-L., Chauvin, F., Meriguet, C., and Lacaze, R. (2003). A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. Journal of climate, 16(9) :1261–1282.

Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouyssel, 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., Lafaysse, M., Lafont, S., Brossier, C. L., 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., and 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, 6(4) :929–960.

Mooney, C. Z. (1997). Monte carlo simulation, volume 116. Sage Publications.

Mouelhi, S., Michel, C., Perrin, C., and Andréassian, V. (2006). Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model. Journal of Hydrology, 318(1) :200–214.

Mu, Q., Zhao, M., and Running, S. W. (2011a). Brief introduction to modis evapotranspiration data set (mod16).

Mu, Q., Zhao, M., and Running, S. W. (2011b). Improvements to a modis global terrestrial evapotranspiration algorithm. Remote Sensing of Environment, 115(8) :1781–1800.

Musy, A. Soutter, M. (1991). Physique du sol.

Nepal, S. (2012). Evaluating Upstream-Downstream Linkages of Hydrological Dynamics in the Himalayan Region. PhD thesis, PhD Thesis. Friedrich Schiller University, Germany.

Nepal, S., Flügel, W.-A., and Shrestha, A. B. (2014a). Upstream-downstream linkages of hydrological processes in the himalayan region. Ecological Processes, 3(1) :1.

Nepal, S., Krause, P., Fluegel, W. A., Fink, M., and Fischer, C. (2014b). Understanding the hydrological system dynamics of a glaciated alpine catchment in the Himalayan region using the J2000 hydrological model. Hydrological Processes, 28(3) :1329–1344.

Nepal, S., Zheng, H., Penton, D., and Neumann, L. (2015). Comparative performance of gr4jsg and j2000 hydrological models in the dudh koshi catchment of the himalayan region. MODSIM2015. MSSANZ, pages 2395–2401.

Nishida, K., Nemani, R. R., Glassy, J. M., and Running, S. W. (2003). Development of an evapotranspiration index from aqua/modis for monitoring surface moisture status. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 41(2) :493–501.

Noilhan, J. and Mahfouf, J.-F. (1996). The isba land surface parameterisation scheme. Global and planetary Change, 13(1) :145–159.

Noilhan, J. and Planton, S. (1989). A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models. Monthly Weather Review, 117(3) :536–549.

Oki, T. and Sud, Y. (1998). Design of total runoff integrating pathways (trip)—a global river channel network. Earth interactions, 2(1) :1–37.

Olson, W. and Allison (1985). Major world ecosystem complexes ranked by carbon in live vegetation. Carbon Dioxide Information Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge TN.

Pareto, V. (1963). The mind and society : A treatise on general sociology, volume 3. Dover Publications.

Pellicciotti, F., Buergi, C., Immerzeel, W. W., Konz, M., and Shrestha, A. B. (2012). Challenges and uncertainties in hydrological modeling of remote hindu kush-karakoram-himalayan (hkh) basins : suggestions for calibration strategies. Mountain Research and Development, 32(1) :39–50.

Pfeffer, W. (19). others (2014) the randolph glacier inventory : a globally complete inventory of glaciers. J. Glaciol, 60(221) :537–552.

Pianosi, F., Beven, K., Freer, J., Hall, J. W., Rougier, J., Stephenson, D. B., and Wagener, T. (2016). Sensitivity analysis of environmental models : A systematic review with practical workflow. Environmental Modelling & Software, 79 :214 – 232.

Pianosi, F., Sarrazin, F., and Wagener, T. (2015). A matlab toolbox for global sensitivity analysis. Environmental Modelling & Software, 70 :80 – 85.

Pokhrel, B. K., Chevallier, P., Andréassian, V., Tahir, A. A., Arnaud, Y., Neppel, L., Bajracharya, O. R., and Budhathoki, K. P. (2014). Comparison of two snowmelt modelling approaches in the dudh koshi basin (eastern himalayas, nepal). Hydrological Sciences Journal, 59(8) :1507–1518.

Puschiasis, O. (2015). Des enjeux planétaires aux perceptions locales du changement climatique : pratiques et discours au fil de l'eau chez les Sherpa du Khumbu (région de l'Everest, Népal). PhD thesis, Paris 10.

QGis, D. (2011). Quantum gis geographic information system. Open source geospatial Foundation project, 45.

Rabus, B., Eineder, M., Roth, A., and Bamler, R. (2003). The shuttle radar topography mission—a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. ISPRS journal of photogrammetry and remote sensing, 57(4) :241–262.

Racoviteanu, A. E., Armstrong, R., and Williams, M. W. (2013). Evaluation of an ice ablation model to estimate the contribution of melting glacier ice to annual discharge in the nepal himalaya. Water Resources Research, 49(9) :5117–5133.

Ragettli, S., Pellicciotti, F., Immerzeel, W., Miles, E., Petersen, L., Heynen, M., Shea, J., Stumm, D., Joshi, S., and Shrestha, A. (2015). Unraveling the hydrology of a himalayan catchment through integration of high resolution in situ data and remote sensing with an advanced simulation model. Advances in Water Resources, 78 :94–111.

Raup, B., Racoviteanu, A., Khalsa, S. J. S., Helm, C., Armstrong, R., and Arnaud, Y. (2007). The glims geospatial glacier database : a new tool for studying glacier change. Global and Planetary Change, 56(1) :101–110.

Rawls, W. J., Brakensiek, D. L., and Miller, N. (1983). Green-ampt infiltration parameters from soils data. Journal of hydraulic engineering, 109(1) :62–70.

Refsgaard, J. C. and Knudsen, J. (1996). Operational validation and intercomparison of different types of hydrological models. Water Resources Research, 32(7) :2189–2202.

Refsgaard, J. C., Van der Sluijs, J. P., Brown, J., and Van der Keur, P. (2006). A framework for dealing with uncertainty due to model structure error. Advances in Water Resources, 29(11) :1586–1597.

Regan, H. M., Colyvan, M., and Burgman, M. A. (2002). A taxonomy and treatment of uncertainty for ecology and conservation biology. Ecological applications, 12(2) :618–628.

Robinson, W. (1922). The absorption of water by soil colloids. The Journal of Physical Chemistry, 26(7) :647–653.

Ryall, C. (2001). Prespectives in life cycle impact assessment : a structured approach to combine models of the technosphere, ecosphere and valuesphere. The Environmentalist, 21(4) :317–317.

Sarrazin, F., Pianosi, F., and Wagener, T. (2016). Global sensitivity analysis of environmental models : Convergence and validation. Environmental Modelling & Software, 79 :135 – 152.

Savéan, M. (2014). Modélisation hydrologique distribuée et perception de la variabilité hydroclimatique par la population du bassin versant de la Dudh Koshi (Népal). PhD thesis, Université de Montpellier 2.

Savéan, M., Delclaux, F., Chevallier, P., Wagnon, P., Gonga-Saholiariliva, N., Sharma, R., Neppel, L., and Arnaud, Y. (2015). Water budget on the Dudh Koshi River (Nepal) : Uncertainties on precipitation. Journal of Hydrology.

Searle, M., Simpson, R., Law, R., Parrish, R., and Waters, D. (2003). The structural geometry, metamorphic and magmatic evolution of the Everest massif, High Himalaya of Nepal-South Tibet. Journal of the Geological Society, 160(3) :345–366.

Sergent, C., Coléou, C., and David, P. (1996). Mesures nivométéorologiques. Document de formation des pisteurs secouristes 2ème degré. CNRM, CEN. Météo France.

Sharma, K., Saraf, A., Das, J., Rawat, V., and Shujat, Y. (2010). Srtm and aster dem characteristics of two areas from himalayan region. International Geoinformatics Research and Development Journal, 1(3) :25–31.

Shrestha, D., Singh, P., and Nakamura, K. (2012). Spatiotemporal variation of rainfall over the central himalayan region revealed by trmm precipitation radar. Journal of Geophysical Research : Atmospheres, 117(D22).

Sirguey, P. (2009). Simple correction of multiple reflection effects in rugged terrain. International Journal of Remote Sensing, 30(4) :1075–1081.

Smadja, J. (2009). Reading Himalayan landscapes over time. Environmental perception, knowledge and practice in nepal and Ladakh. Collection Sciences Sociales n14. Institut Francais de Pondichery, India.

Spaargaren, O. and Batjes, N. (1995). Report on the classification into fao-unesco soil units of profiles selected from the nrcs pedon database for igbp-dis. Work. Pap, 95(01).

Turner, A. G. and Annamalai, H. (2012). Climate change and the south asian summer monsoon. Nature Climate Change, 2(8) :587–595.

Uddin, K., Shrestha, H. L., Murthy, M., Bajracharya, B., Shrestha, B., Gilani, H., Pradhan, S., and Dangol, B. (2015). Development of 2010 national land cover database for the nepal. Journal of Environmental Management, 148 :82 – 90. Land Cover/Land Use Change (LC/LUC) and Environmental Impacts in South Asia.

Valéry, A. (2010). Modélisation précipitations–débit sous influence nivale. élaboration d'un module neige et évaluation sur 380 bassins versants. Agro Paris Tech., Paris, France.

Valéry, A., Andréassian, V., and Perrin, C. (2010). Regionalization of precipitation and air temperature over high-altitude catchments – learning from outliers. Hydrological Sciences Journal, 55(6) :928–940.

Van Genuchten, M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil science society of America journal, 44(5) :892–898.

Vincendon, B., Ducrocq, V., Saulnier, G.-M., Bouilloud, L., Chancibault, K., Habets, F., and Noilhan, J. (2010). Benefit of coupling the isba land surface model with a topmodel hydrological model version dedicated to mediterranean flash-floods. Journal of Hydrology, 394(1) :256–266.

Vionnet, V., Brun, E., Morin, S., Boone, A., Faroux, S., Le Moigne, P., Martin, E., and Willemet, J. M. (2012). The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2. Geoscientific Model Development, 5(3) :773–791.

Vuichard, D. (1986). Geological and petrographical investigations for the mountain hazards mapping project, khumbu himal, nepal. Mountain Research and Development, 6(1) :pp. 41–51.

Walker, W. E., Harremoës, P., Rotmans, J., van der Sluijs, J. P., van Asselt, M. B., Janssen, P., and Krayer von Krauss, M. P. (2003). Defining uncertainty : a conceptual basis for uncertainty management in model-based decision support. Integrated assessment, 4(1) :5–17.

World Meteorological Organization (2008). Manual on low-flow estimation and prediction. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.

Yatagai, A., Kamiguchi, K., Arakawa, O., Hamada, A., Yasutomi, N., and Kitoh, A. (2012). Aphrodite : Constructing a long-term daily gridded precipitation dataset for asia based on a dense network of rain gauges. Bulletin of the American Meteorological Society, 93(9) :1401–1415.

Table des figures

1.1 Carte de localisation physique et administrative de l'Himalaya. 16
1.2 Profil nord-sud de l'Himalaya Central (Népal) distinguant les différentes unités topographiques himalayennes. Source : (Smadja, 2009), figure extraite de (Puschiasis, 2015). . . . 17
1.3 Précipitations liquides saisonnières durant les mois de mousson (de mai à octobre) (A) ou durant l'hiver (de novembre à avril)(B). Source : Données satellites TRMM 2B31 à la résolution spatiale 1 km, de 1998 à 2007 (Bookhagen and Burbank, 2006). Figure extraite de Bookhagen and Burbank (2010). 18
1.4 Limites physiques et administratives, infrastructures et principaux lieux d'habitation dans la région de l'Everest.Source : ICIMOD, OpenStreetMap. 20
1.5 Calendrier de la dynamique des demandes en eau pour les usages agropastoraux et touristiques et temporalité des précipitations de mousson. Les périodes colorées correspondent aux périodes de forte demande et les périodes blanches correspondent à des périodes de faible demande. Les périodes encadrées en rouge correspondent aux périodes où les demandes pour les usages agropastoraux et touristiques sont concurrents. 21
1.6 Illustration de différents modes d'approvisionnement en eau dans le Solo-Khumbu. 22
1.7 Répartition des dix approches de modélisation présentées Table 1.2 selon deux axes : le degré de conceptualisation du formalisme d'une approche et la disctérisation spatiale utilisée. 26

2.1 MNT SPOT à la résolution de 40 m, limite du bassin versant calculé et cours d'eau drainant une surface de plus de 10 km^2 calculés. 33
2.2 Courbes hypsométriques du bassin de la Dudh Koshi, selon les modèles numériques de terrain SRTM à la résolution 90 m, ASTER et SPOT à la résolution 40m et SPOT agrégé aux la résolutions 400 m et 1 km. Les lignes verticales grisées correspondent à l'altimétrie des stations météorologiques utilisés dans la thèse. 34
2.3 Schéma géologique du Khumbu, extrait de (Vuichard, 1986) 35
2.4 Types de sol dominants fournis par la base de données SOTER (Dijkshoorn and Huting, 2009) sur le bassin de la Dudh Koshi. 36
2.5 Produit Land Cover Nepal 2010 (Uddin et al., 2015) sur le bassin de la Dudh Koshi . . . 37
2.6 Surfaces englacées fournies par GLIMS-RGI Armstrong et al. (2005), adapté pour le bassin de la Dudh Koshi par Racoviteanu et al. (2013), et surfaces enneigées ou englacées par le produit NEPAL2010 Uddin et al. (2015) sur la partie amont du bassin de la Dudh Koshi . 37
2.7 Classification des surfaces par écosytèmes Global Land Cover Characterization (GLCC) (Hagemann, 2002) sur le bassin de la Dudh Koshi 38
2.8 Classification des surfaces par écosytèmes ECOCLIMAP (Masson et al., 2003) sur le bassin de la Dudh Koshi 39
2.9 Localisation des stations de mesures météorologiques, hydrométriques et des planches à neige sur la partie amont du bassin de la Dudh Koshi. 42
2.10 Périodes de disponibilité et de lacune des mesures de température et précipitation sur le transect de Kharikhola. 44
2.11 Maillage ERA-Interim à la résolution 0.5x0.5° sur le bassin de la Dudh Koshi 47
2.12 Moyenne mensuelle de précipitations solides et liquides et températures moyennes mensuelles reconstituées pour chaque station. La partition pluie/neige est calculée selon l'équation (2.1), à partir des chroniques reconstituées sur la période 2014/04/01-2016/03/30. 48

2.13 Comparaison des moyennes mensuelles fournies par ERA-Interim et mesurées aux stations, sur le bassin de la Dudh Koshi, pour les variables précipitations totales, températures de l'air et précipitations solides. 49
2.14 Comparaison des moyennes mensuelles ERA-Interim et et mesurées aux stations, sur le bassin de la Dudh Koshi, pour les variables Pression de surface (AP, en hPa), vitesse du vent (WS, en m/s) rayonnement courte (SW, en W.m^{-2}) et longueur d'onde (LW, en W.m^{-2}). 50
2.15 Exemple de photographies prises au niveau des planches à neige installées à Dingboche, Khunde et Pangom, classées 'Pas de neige', 'Couvert partiel' ou 'couvert'. 52
2.16 Comparaison entre les données observées aux planches à neige de Dingboche, Khunde et Pangom (Noir = Hauteurs de neige (en cm) mesurées ; Rouge = équivalents en eau du manteau neigeux (en mm) calculés ; Bleu = couvertures neigeuses photographiées) et les couvert neigeux binaires (absence/présence de neige) fournis par MOD10A2 (en violet) du 2012-10-28 au 2015-05-25. 54
2.17 Comparaison entre les hauteurs de neige observées au capteur optique à la Pyramide (en cm) et les couvert neigeux binaires (absence/présence de neige) fournis par MOD10A2 (en violet) du 2002-10-27 au 2015-05-25. 55
2.18 Hyetogrammes présentant les observations aux stations de Kharikhola (2.18a) et Tauche (2.18b). 56
2.19 Vue en perspective des bassins étudiés : Tauche et Kharikhola. Fond de carte Google Earth, image CNES/Astrium, du 07/06/2015. 58
2.20 Vues d'ensemble des deux bassins étudiés : Tauche et Kharikhola. 59
2.21 Courbes hypsométriques des bassins de Kharikhola (2.21a) et Tauche (2.21b). Les lignes pointillés correspondent à l'altimétrie des stations météorologiques utilisées. 60
2.22 Situation et caractéristiques des deux sous-bassins étudiés dans le bassin de la Dudh Koshi : le bassin de Kharikhola et le bassin de Tauche. 61
2.23 Conductivités électriques mesurées à proximité des bassins de Kharikhola et Tauche, lors de deux campagnes de terrain consécutives : en mars 2015 (2.23a), en octobre 2015 (2.23a). Le réseau hydrologique représenté est calculé à partir du MNT SPOT 40 m pour des cours d'eau drainant une surface supérieure à 0.5km^2. 63
2.24 Température du sol (noir) et température de l'air (rouge) mesurés aux stations MER (2.24a), TCM (2.24b) et PAN (2.24c). La droite en pointillés est la limite $0°$C. 64

3.1 Processus physiques et variables simulées à l'interface sol-atmosphère dans SURFEX, en utilisant les implémentations ISBA-DIF pour la simulation des flux dans le sol et ISBA-ES pour la simulation des flux dans le couvert neigeux. Figure extraite et adaptée de Vionnet et al. (2012). 72
3.2 Localisation des points d'échantillonnage relevés par A. de Rouw en mars et septembre 2015 et mars 2016. 77
3.3 Exemple de fiche de relevé par A. de Rouw (parcelle Anemone). 78
3.4 Triangle des textures des 22 points de mesure selon la classification USDA. 80
3.5 Exemples représentatifs des chacune des neufs classes de surface définies à partir d'observation de terrain pour la description des états de surface sur les bassins de Kharikhola et Tauche. 83
3.6 Classification supervisée des surfaces à partir d'observations in-situ et localisation des parcelles analysées sur les bassins de Kharikhola et Tauche. Source : Chevallier, 2016, communication personnelle. 84
3.7 Mise en place d'un test BeerKan sur la parcelle *François*. Photo Rémi Muller. 85
3.8 Taux d'infiltration mesurés pour les 9 tests d'infiltrométrie réalisés par méthode BeerKan. 86

3.9 Fraction totale de végétation (VEG), albedo (infra-rouge, visible, ultra-violet) (ALB) total de la surface, émissivité de surface (EMIS), rugosité de surface (Z0) et Leaf Area Index (LAI) fournis par ECOCLIMAP pour les 6 écosystèmes utilisés pour décrire les parcelles modélisées : 5 (Bare Rock), 6 (Snow), 27 (Central America Deciduous Broadleaf Forest), 86 (N-America Subpolar Open Shrubland), 123 (Bare soil with sparse polar vegetation) et 171 (Mountain crops) 89
3.10 Courbes de conductivité hydraulique en fonction de la teneur en eau calculées dans ISBA selon la méthode (Clapp and Hornberger, 1978) et les valeurs fournies par (Cosby et al., 1984) et calculées dans la méthode BEST selon la méthode (Van Genuchten, 1980). . . . 92
3.11 Températures du sol observées (courbe noire) et simulées à MER (Mera School), TCM (Pangom) et PAN (Pangboche) à 10 cm ou 20 cm du sol. TG3 et TG4 (en $^{\circ}C$) correspondent aux températures simulées par ISBA pour les couches du sol situées respectivement entre 10 cm et 20 cm et entre 20 cm et 30 cm, et température de l'air mesurée à la station la plus proche (TAIR en $^{\circ}C$). 94
3.12 Evapotranspiration totale (sol et végétation) calculée par ISBA pour chaque classe de surface (en mm/jour), température de l'air (en $^{\circ}C$) et précipitations solides et liquides (en mm/jour) fournies en entrée du modèle pour chaque classe. Les chroniques présentées sont agrégées au pas de temps journalier. 101
3.13 Composantes de l'évapotranspiration totale (sol et végétation) calculée par ISBA pour chaque classe de surface : évaporation du sol nu (EG) , évaporation du réservoir d'interception (ER), transpiration de la végétation (ETR). Les chroniques présentées sont agrégées au pas de temps journalier. 102
3.14 Contenu en eau du sol calculé par ISBA pour chaque classe de surface : Contenu en eau total (solide + liquide) de la colonne de sol (WGTOT, en mm), contenu en eau solide de la colonne de sol (WGI, en mm), Soil Water Index (SWI, en $\%$) . Les chroniques présentées sont agrégées au pas de temps journalier. 103
3.15 Équivalent en eau du manteau neigeux (en cm), hauteur du manteau neigeux (en cm) et fonte nivale (en mm/jour), calculés par ISBA pour chaque lasse de surface, température de l'air (en $^{\circ}C$) et précipitations solides et liquides (en mm/jour) fournies en entrée du modèle pour chaque classe. Les chroniques présentées sont agrégées au pas de temps journalier. . 104
3.16 Ruissellement sur les surfaces saturées (ruissellement de Dunne (Dunne, 1983)), ruissellement par refus à l'infiltration (ruissellement de Horton (Horton, 1941)) et drainage en bas de la colonne de sol, calculés par ISBA pour chaque classe de surface. Les chroniques présentées sont agrégées au pas de temps journalier. 105

4.1 Pression atmosphérique interpolée sur Kharikhola et Tauche à la résolution de 400 m, en moyenne du 2014-04-01 au 2016-04-01. 127
4.2 Humidité spécifique interpolée sur Kharikhola et Tauche, à la résolution de 400 m, en moyenne du 2014-04-01 au 2016-04-01. 128
4.3 Rayonnement longues longueurs d'onde émis par la surface interpolé sur Kharikhola et Tauche, à la résolution de 400 m, en moyenne du 2014-04-01 au 2016-04-01. 128
4.4 Variabilité infra-journalière des gradients altitudinaux de température. La ligne noire correspond à la moyenne des observations pour chaque heures, les bandes gris foncé et gris clair correspondent respectivement aux intervalles min-max et 25%-75%. 129
4.5 Distribution journalière des températures observées à la Pyramide ou estimées à 5019 m d'altitude, pour les quatre saisons : hiver (décembre-janvier-février-mars), pré-mousson (avril-mars), mousson (juin-juillet-août-septembre et post-mousson (octobre-novembre). La ligne en tirets représente les températures observées, la ligne noire représente la moyenne des températures interpolées et les bandes gris foncé et gris clair correspondent respectivement aux intervalles min-max et 25%-75% des températures interpolées. 131
4.6 Estimation de la convergence de l'analyse EET par méthode 'bootstrap'. 133
4.7 Indices de sensibilité pour la méthode EET appliquée aux précipitations solides et liquides. 134

5.1 ISBA land surface coupled with 3 reservoirs routing module. 168

5.2 Répartition en fonction de l'altitude des températures journalières moyennes dans ISBA et dans J2000, sur Kharikhola et Tauche. 171
5.3 Répartition en fonction de l'altitude des précipitations totales dans ISBA et dans J2000, sur Kharikhola et Tauche. 171
5.4 Répartitions en fonction de l'altitude des précipitations solides dans ISBA et dans J2000, sur Kharikhola et Tauche. 172
5.5 Dynamiques journalières moyennes des variables d'entrée ou simulées par les modèles ISBA et J2000 : précipitations totales (PTOT), précipitations solides (SNOWF), température de l'air (TAIR) et fonte de la neige simulée dans les deux modèles (MLT). La courbe continue représente la moyenne horaire (en mm/heure) des variables d'entrée ou simulées dans ISBA et l'intervalle grisé représente l'intervalle de confiance associé. La ligne horizontale représente les moyennes journalières (en mm/heure) de ces variables pour les deux modèles. 173

6.1 Synthèse des différentes sources d'incertitudes dans la chaîne mesure-spatialisation-modélisation mise en œuvre dans ce travail. 180
6.2 Intervention de l'équipe lors de la réunion d'échange en mai 2016 dans le village de Pangboche. Photo : Rémi Muller. 184

Liste des tableaux

1.1 Contributions annuelles pluviales, nivales et glaciaires aux débits, en fraction du débit annuel, pour 10 études menées sur le bassin de la Dudh Koshi (3700 km^2,surface glaciaire de 14%) ou du Langtang (350 km^2,surface glaciaire de 33.8%). 23
1.2 Caractéristiques de dix études de modélisation ménées en Himalaya Central, utilisant différents formalismes et différentes échelles spatio-temporelles pour la représentation des processus hydrologiques. 25
1.3 Revue des typologies de l'incertitude dans les sciences environnementales, d'après (Ascough et al., 2008), de 1990 à 2006. 26

2.1 Valeurs caractéristiques des MNT SRTM à la résolution 90 m, ASTER et SPOT à la résolution 40 m et du MNT SPOT agrégé aux résolutions 1 km et 400 m. 33
2.2 Réseau d'observation utilisé. Les variables mesurées sont : température de l'air (T), précipitation (P), pression atmosphérique (AP), humidité relative de l'air (RH), vitesse du vent (WS), rayonnements courte (SW) et longue (LW) longueurs d'onde et précipitation Geonor® (P_{GEO}). Les deux stations hydrométriques de Kharikhola et Tauche mesurent des hauteurs d'eau. 41
2.3 Fraction de lacunes pour chaque chronique mesurée, pour l'ensemble de la période d'enregistrement, pour les variables températures de l'air (T), précipitations totales (P), pression atmospherique (AP), humidité relative (RH), vitesse du vent (WS), rayonnements longues longueurs d'onde (LW), rayonnements courtes longueurs d'onde (SW) et précipitations totales mesurées aux Géonor®. Les périodes d'enregistrement pour chaque capteur sont spécifiées Table 2.2. 41
2.4 Ratios entre les températures moyennes mesurées à la station KHA et aux stations BAL, MER, PAR et TCM, nombre de jours sur lesquels sont calculés ces ratios et distance (à vol d'oiseau) et dénivelé entre chaque station et la station KHA. 43
2.5 Ratios entre les précipitations moyennes mesurées à la station MER et aux stations BAL, KHA, PAR et TCM, nombre de jours sur lesquels sont calculés ces ratios et distance (à vol d'oiseau) et dénivelé entre chaque station et la station MER. 43
2.6 Ratios entre les moyennes mesurées à la station BAL et aux stations KHA, MER, PAR et TCM, nombre de jours sur lesquels sont calculés ces ratios et distance (à vol d'oiseau) et dénivelé entre chaque station et la station BAL. 43
2.7 Moyenne annuelle de précipitation totale (PTOT), solide (SNOW) et liquide (RAIN) calculée à chaque station selon l'équation (2.1), à partir des chroniques reconstituées sur la période 2014/04/01-2016/03/30, et température moyenne mensuelle reconstituée. 45
2.8 Synthèse bibliographique des produits météorologiques utilisés dans des études hydrologiques ou climatologiques en Himalaya, pour les précipitations, températures et autres variables (e.g. Evapotranspiration potentielle (ETP) et couvert neigeux (CN)) 46
2.9 Coordonnées des planches à neige (Dingboche, Khunde, Pangom) et capteur de hauteur de neige (Pyramid). 51
2.10 Caractéristiques des débits horaires mesurés aux stations de Kharikhola et Tauche. Q_{max}, Q_{min}, Q_{moyen} et $Q70$ sont respectivement les débits maximum, minimum, moyens et quantile 70% mesurés aux stations au pas de temps horaire. 55

2.11 Résumé des expériences et temps de récession obtenus (C) pour les débits osbervés aux stations de Kharikhola (KHA) et Tauche (TAU), pour les méthodes Master Recession Curve (MRC) et Individal Recession Segment (IRS), pour différentes durées minimales des périodes de récession (seglength). 57

3.1 Options utilisées dans ISBA pour les transferts dans les sols, dans la végétation, l'hydrologie sous-maille et les processus de neige. 72
3.2 Valeurs de $k_{sat,c}$ fournies par Cosby et al. (1984) pour les classes de textures 'sable', 'sable limoneux', et 'limon sableux' (d'après la classification USDA (Spaargaren and Batjes, 1995)). 76
3.3 Description et expression explicite en fonction de la texture des quatre principaux paramètres introduits dans ISBA-DIF pour l'approche diffusive. 76
3.4 Caractéristiques des parcelles échantillonnées. 79
3.5 Densité apparentes (δ) et teneur en eau initale (θ_0) mesurées et conductivités hydrauliques à saturation K_{sat} obtenues par BEST, pour les 7 points de mesures d'infiltration par la méthode BeerKan. 87
3.6 Caractéristiques de 9 classes de surface définies à partir des mesures de sol et de végétation réalisées. $\%$ KK et $\%$ Tauche représente les fractions de surfaces couvertes par chaque classe de surface, respectivement pour les bassins de Kharikhola et Tauche. $\%$ Sable et $\%$ Argile représente la fraction de sable et d'argile, HT la hauteur des arbres, SD la profondeur du sol (Soil Depth), RD la profondeur de la zone racinaire (Root Depth). COVER représente l'identifiant du couvert ECOCLIMAP associé à chaque classe. 88
3.7 Paramètres secondaires calculés par ISBA en fonction des fractions d'argile et de sable moyenne dans la colonne de sol pour les 22 parcelles pour lesquelles des mesures de texture sont disponibles : teneur en eau à saturation (wsat, en m^3/m^3), point de flétrissement (wwilt, en m^3/m^3), capacité au champ (wfc, en m^3/m^3), pente de la courbe de rétention (xbcoef, adimentionel). La réserve facilement utilisable (RFU, en mm) à la surface de la maille est définie comme $RFU = (w_{sat} - w_{wilt}).d.$ 90
3.8 Paramètres secondaires calculés par ISBA en fonction des fractions d'argile et de sable moyenne dans la colonne de sol pour les 7 classes de surface définies sur les bassins de Kharikhola et Tauche présentant une profondeur de sol non nulle : teneur en eau à saturation (wsat, en m^3/m^3), point de flétrissement (wwilt, en m^3/m^3), capacité au champ (wfc, en m^3/m^3), pente de la courbe de rétention (xbcoef, adimentionel). La réserve facilement utilisable (RFU, en mm) à la surface de la maille est définie comme $RFU = (w_{sat} - w_{wilt}).d.$ 91
3.9 Conductivité hydraulique à saturation K_{sat} et teneur en eau à saturation w_{sat} fournies par (Cosby et al., 1984) utilisées dans ISBA et dans la méthode BEST selon la méthode (Van Genuchten, 1980) pour les 7 points où ont été réalisées des mesures d'infiltrométrie. 91
3.10 Caractéristiques géographiques -latitude (LAT), longitude (LON) et altitude (ALT)- et moyennes annuelles de précipitations liquides ($\overline{RAINF}$) et solides ($\overline{SNOWF}$) et des températures de l'air ($\overline{T}$) pour les parcelles représentatives de chaque classe de surface. . . 93
3.11 Bilans annuels simulés par ISBA pour les 22 parcelles étudiées, en moyenne sur les deux années hydrologiques 2014–2015 et 2015–2016, pour les variables Ruissellement de Dunne, Ruissellement de Horton, Drainage vertical, Évapotranspiration totale, Contribution de la fonte nivale, Variation du stock dans le manteau neigeux, Variation du stock dans le sol. Les résultats pour les parcelles appartenant aux mêmes classes sont agrégés, et les écarts-types pour sont calculés pour chaque classe. 96

4.1 Stratégie d'échantillonnage et intervalles initiaux considérés pour EET. 133

5.1 Intervalles initiaux choisis pour l'optimisation de t_r, t_d et $cvel$. 168
5.2 Résultats de la calibration du module de routage pour les deux bassins. 169

Annexes

Annexe A

Utilisation de la télédétection pour la classification des surfaces.

HydroSciences Montpellier

Projet PRESHINE

Classification supervisée des bassins versants de Tauche et Kharikhola

Note de travail [juillet-août 2016]

Pierre Chevallier

Diffusion : Ce document est une note de travail susceptible d'être adaptée pour une insertion dans une publication ultérieure. Pour toute utilisation des résultats exposés, contacter préalablement Pierre Chevallier (pierre.chevallier@ird.fr).

1. Objectif

L'application d'une modélisation physique distribuée dans les petits bassins versants étudiés par l'équipe HSM du projet Preshine nécessite, en sus des forçages climatique, une caractérisation fine des milieux récepteurs (relief et paramètres associés, sol et végétation), laquelle doit être cartographiée sous la forme d'un nombre limité d'unités fonctionnelles.

Pour cette cartographie qui doit être aussi fidèle que possible au terrain, une méthode classique est la mise au point d'une classification, dite supervisée, des différentes unités identifiées, en utilisant les signatures des réflectances enregistrées sur une scène satellitaire.

La présente note présente d'une part les unités choisies et d'autre part une proposition de classification sur les bassins versants de Tauche et de Kharikhola.

2. Outils

Pour la caractérisation des milieux, on dispose de mesures et de descriptions fines des sols et de la végétation sur une vingtaine de parcelles qui font généralement 6 X 2m. Ces parcelles font l'objet d'un protocole systématique appliqué par une personne unique, Anneke de Rouw[1], ce qui garantit une « homogénéité » d'application. On dispose également d'observations et descriptions manuelles sur les itinéraires parcourus et de nombreuses photographies. Sur un certain nombre de sites, il s'y ajoute une expertise géomorphologique de la dynamique du paysage et de ses usages, réalisée principalement par Monique Fort. On utilise enfin certaines informations des cartes topographiques du « Nepal Survey »[2].

La représentation spatiale se fait à l'aide de l'application QGIS[3] qui est l'outil le plus utilisé au sein des différentes équipes du projet Preshine[4]. Elle est complétée de « plugins » additionnels, en particuliers : GRASS 7.0 et GDAL/OGR pour certains traitements, ainsi que SCP (Semi-Automatic Classification Plugin)[5] pour le traitement des scènes satellitaires.

---

1 Cette experte est parfois accompagnée d'assistants, mais leur rôle est surtout de manipulation.

2 Ces cartes comportent de nombreuses erreurs (y compris de localisation) et sont dans une projection « non standard » qui les rendent pratiquement impossibles à géoréférencer avec nos outils numériques. Mais elles comportent de très nombreuses informations qualitatives utiles lorsqu'on se déplace sur le terrain.

3 Dans le cas présent, version 2.16 Nødebo.

4 Ce n'est cependant pas le seul : ArcGIS et GRASS sont aussi utilisés, en notant que les « formats « communs », comme .tif pour les rasters ou .shp pour les vecteurs, sont compatibles sous ces différentes applications.

5 Congedo, Luca, 2013. Semi-Automatic Classification Plugin Documentation. QGIS plugin. Rome, Italy: Sapienza University.
http://www.planning4adaptation.eu/Docs/papers/08_NWP-DoM_for_LCC_in_Dar_using_Landsat_Imagery.pdf, accessed July 6, 2016.

La projection utilisée pour les représentations spatiales est WGS84 - UTM 45N. C'est celle qui est généralement usitée pour les travaux du projet Preshine.

La classification choisie[6] utilise des images Sentinel 2[7] à une résolution de 10m pour lesquelles 10 bandes sont utilisées lors de l'application du plugin SCP[8] : les bandes 1 à 8A, 11 et 12. La banque de données Sentinel 2 sur cette région est encore très limitée et il n'a pas été possible d'utiliser la même date offrant de bonnes conditions de visibilité pour Kharikhola et Tauche, le choix portant respectivement sur le 13 avril 2016 pour le premier bassin et sur le 14 janvier 2016 pour le second.

3. Unités fonctionnelles

Ces unités ont été fixées à partir d'une réflexion collective[9] lors d'une réunion de travail à Paris le 6 juillet 2016. Elles sont détaillées dans le tableau 1 et sont valides pour toute la zone étudiée dans le projet Preshine, couvrant grosso modo le bassin versant de la Dudh Koshi au nord d'une limite passant au sud du bassin de Kharikhola.

Tableau 1. Les unités fonctionnelles utilisées dans le projet Preshine.

Id	Macro-classe	Classe	Détail
1	Haute montagne *High mountain*	Neige et glace *Snow and ice*	Généralement > 6000m
2	Haute montagne *High mountain*	Blocs et pierres *Screes*	Inclut les moraines et les pierriers Généralement > 3000m Présence d'herbe possible en été
3	Haute montagne *High mountain*	Steppe *Steppe*	Végétation rase entre 4000 et 6000m Sols sableux peu profonds < 20cm Présence de matière organique Influence gel / dégel **Parcelles :** PYRAMID, PHERICHE
4	Haute montagne *High mountain*	Arbustes *Shrubs*	Souvent sous forme de mosaïque entre 3000 et 4800m Inclut les pâturages (kharka) Pente faible. Sols peu profonds < 30cm, caillouteux, peu évolués, horizon unique Aménagements pour le bétail (yaks et zopios, vaches), petits enclos, abris pour le fourrage ou les pommes de terre. **Parcelles :** EDEN VALLEY, KHARILA, ENCLOS, KHARKA, TAUCHE RG et RD, YAK, KAPUT, NEPAL, SNOW PLATE, EDELWEISS
5	Forêt *Forest*	Sèche *Dry*	Entre 2500 et 4000m Chênes bruns, pas de rhododendrons, ni d'*abies.* Pente très forte, peu de ravines, « l'eau coule vers l'intérieur » Sol sableux et peu profond **Parcelles :** NUAGE, REMI L'AUTRE, HORSE, CABANON

6 Une première classification test avait été réalisée à partir d'une scène Landast 8, datée du 11 novembre 2013, avec une résolution de 30m.

7 Pour le détail concernant la mission Sentinel 2, voir :
https://sentinels.copernicus.eu/web/sentinel/missions/sentinel-2

8 Voir la documentation téléchargeable sur
http://fromgistors.blogspot.com/p/semi-automatic-classification-plugin.html

9 Participants : Pierre Chevallier, Anneke de Rouw, Judith Eeckman, Marc Lointier.

Id	Macro-classe	Classe	Détail
6	Forêt *Forest*	Intermédiaire *Intermediary*	Entre 2500 et 4000m Rhododendrons, *abies* rares. Pente moyenne à forte, beaucoup de ravines, ruissellement de surface, réseau hydro dense. Sol moyennement profond, sableux Mosaïque avec forêt sèche. **Parcelles :** PANGOM, ANEMONE, MUSK DEER
7	Forêt *Forest*	Humide *Wet*	Entre 2500 et 4000m Rhododendrons, peu d'*abies,* cultures marginales, mares non permanentes, grands arbres > 20m, quelques pâturages Pente moyenne, litière épaisse Sols limoneux profonds L'eau circule en subsurface **Parcelles :** PARADISE, JUDITH, SUMMIT, RAZEN, ARBRE, THERMOMETRE
8	Cultures *Crops*	Terrasses pentues *Slope terraces*	Inclut « jungle », ainsi que des zones d'habitat dispersées Entre 1900 et 2500m Cultures (1 récolte/an), fourrage, élevage, plantations de pins Terrasses étroites sur pente > 10 % Présence de glissements de terrain avec arbres et arbustes. Sol sablo (~85%) / limoneux (~15%) parfois profond (>120cm), avec cailloux et racines (<70cm), sans cailloux en dessous de 120cm **Parcelles :** MERA SCHOOL, JUNGLE, OVERKANT, FARMER, BRIDGE, DORJE, FORT, SHANKAI, PIKNIK
9	Cultures *Crops*	Terrasses plates *Flat terraces*	Inclut fond de vallée, ainsi que des zones d'habitat dense avec lodges et commerces. Entre 1900 et 2200m Cultures continues, nombreux arbres « utiles », pas d'élevage. Terrasses larges, murettes en pierre. Pente moyenne à faible Sols sableux profonds > 100cm, colluvions, pas d'horizon B. **Parcelles :** FRANCOIS, INDRA, KHARI, KHOLA, OX

4. Traitement de l'image Sentinel 2 du 14/01/2016 à Tauche

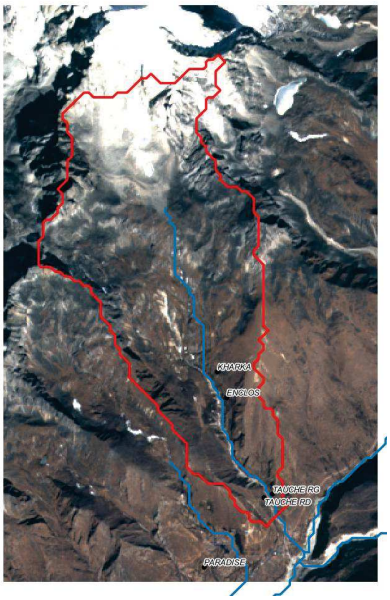
Extraction et pre-process

L'image utilisée porte la référence :
S2A_OPER_PRD_MSIL1C_PDMC_20160114T181529_R076_V20160114T050729_20160114T050729

La bassin de Tauche est localisé sur la tuile VL et pour faciliter le traitement une fenêtre centrée sur le bassin est extraite (xmin, xmax, ymin, ymax dans le référentiel UTM 45N) :

- 477310, 480430, 3081010, 3085900

La correction « standard » de réflectance au sommet de l'atmosphère (TOA) proposée par SCP est réalisée. La Fig. 1 propose une composition colorée dans le visible des bandes 4 (rouge), 3 (vert) et 2 (bleu).



(3,12 x 4,89 km)

Fig. 1. Sentinel 2, scène du 14/01/16, résolution 10m. Bassin de Tauche. Composition colorée dans le visible (rouge, vert, bleu) avec la localisation des parcelles de caractérisation.

Classification supervisée

Le plugin SCP permet de constituer un fichier de signatures spectrales pour chacune des bandes sélectionnées à partir d'un apprentissage sur des zones choisies par l'opérateur en suivant une approche séquentielle. Le choix final des signatures est donné sur la Fig. 2 [10]

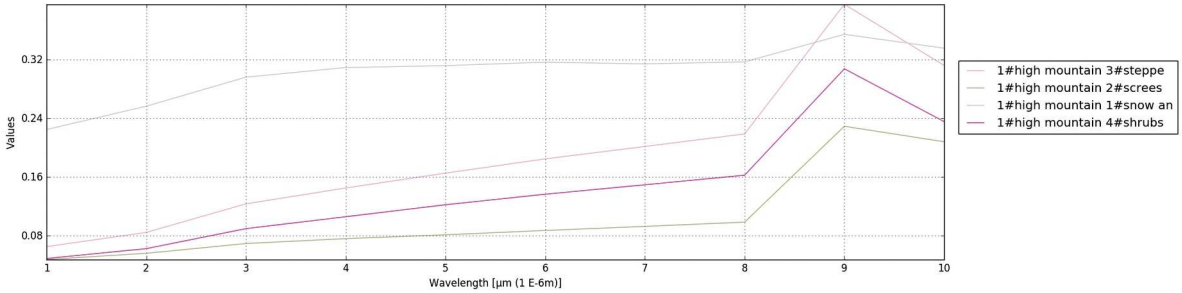


Fig. 2. Signatures spectrales des unités fonctionnelles pour le bassin de Tauche

Problème d'ombrage

On constate sur la Fig. 1 un problème d'éclairement solaire à cause du relief. Après diverses recherches dans la littérature, il apparaît qu'il n'existe pas de méthode validée pour corriger ce problème[11]. L'horaire de passage du satellite est ici 05:07:29 GMT, c'est-à-dire 10:52:29 heure officielle du Népal. Cet horaire (aux alentours de 10h30 à l'heure solaire locale du centre de la fauchée du satellite) est optimisé pour le meilleur éclairage possible en situation de couverture nuageuse minimale[12].

10 Le code couleur est adapté de celui utilisé par Anneke de Rouw pour ses représentations manuelles.

11 Marc Lointier indique qu'il n'a jamais rencontré ce problème au cours de sa longue expérience d'hydrologue télédétecteur.

12 On peut noter que les satellites d'observation de la terre Landsat et Spot opèrent dans la même tranche horaire.

Faute de méthode appropriée, on décide de retirer les zones ombrées les plus gênantes de la classification. On cherchera ensuite à combler ces lacunes manuellement. Après divers tâtonnements, on applique une méthode basée sur la fonction de calcul d'ombrage (r.relief) de GRASS pour la position du soleil à la date et l'heure de l'image ; le résultat est seuillé à 128 (valeur comprise entre 0 et 256).

Le calcul de l'azimut (angle horizontal avec le nord) et de l'élévation (angle vertical au dessus de l'horizon) du soleil à l'horaire de passage du satellite, pour le milieu du bassin (27,87°N / 86,79°E) donnent respectivement 158,8° et 37,6° pour la date du 14/01/2016 [13].

Cette opération conduit à la classification masquée présentée sur la Fig. 3.

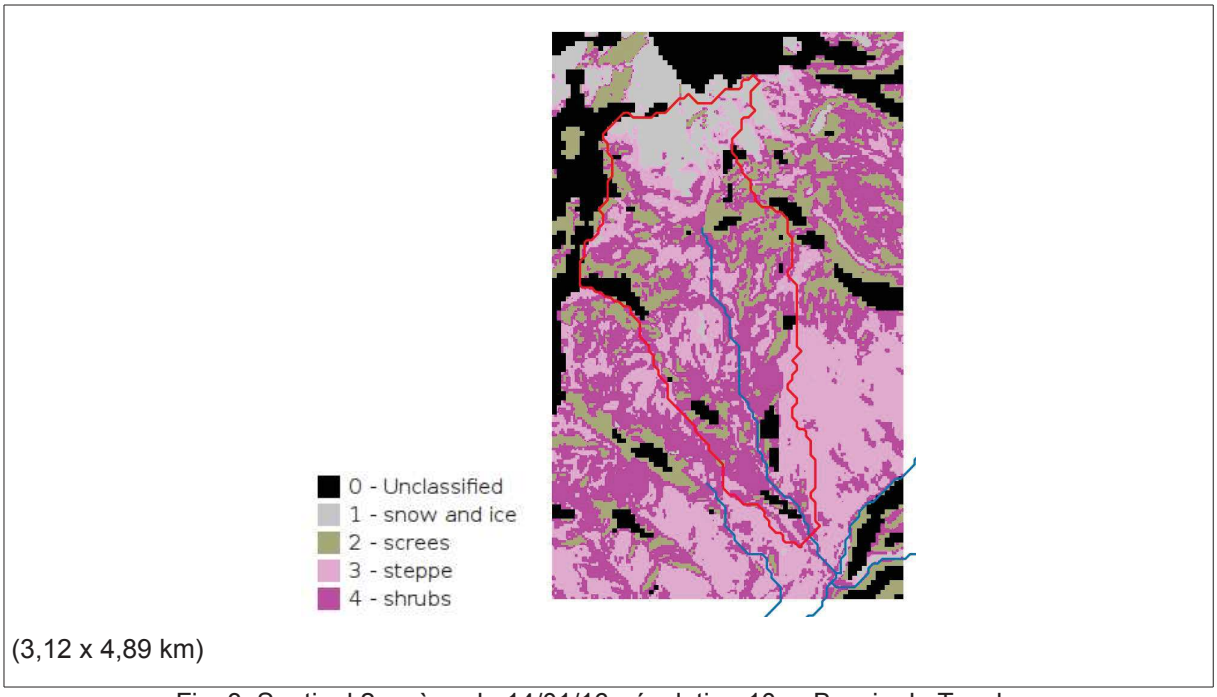


Fig. 3. Sentinel 2, scène du 14/01/16, résolution 10m. Bassin de Tauche.
Classification supervisée avec masquage par les zones d'ombre.

Ajustement des unités

Pour mieux ajuster les unités, on effectue les opérations successives suivantes :

- Masquage par les limites du bassin versant.
- Rééchantillonage à une résolution de 40m, qui est celle du modèle numérique de terrain ;
- Application d'une grille glissante de lissage qui remplace chaque point par la médiane de la fenêtre de 9 points centrée sur le point courant.

Le résultat est présenté sur la Fig. 4.

Les points non classés sont ensuite complétés manuellement en fonction de la connaissance et de l'expertise de l'opérateur. Cette opération conduit à la Fig. 5.

Gommage de la neige hors glacier

Pour terminer, on note qu'à la date du 14 janvier, une partie du bassin non englacée est enneigée et pour avoir une couverture du bassin utilisable dans la modélisation, il faut caractériser la surface correspondante. En conservant la surface de glacier déterminée par la cartographie de Racoviteau et al. (2013), on fixe alors arbitrairement cette surface de neige de haute altitude comme une surface minérale (*screes*). L'opération est représentée sur la Fig.6.

13 Un calculateur est fourni par la NOAA sous le lien : http://www.esrl.noaa.gov/gmd/grad/solcalc/

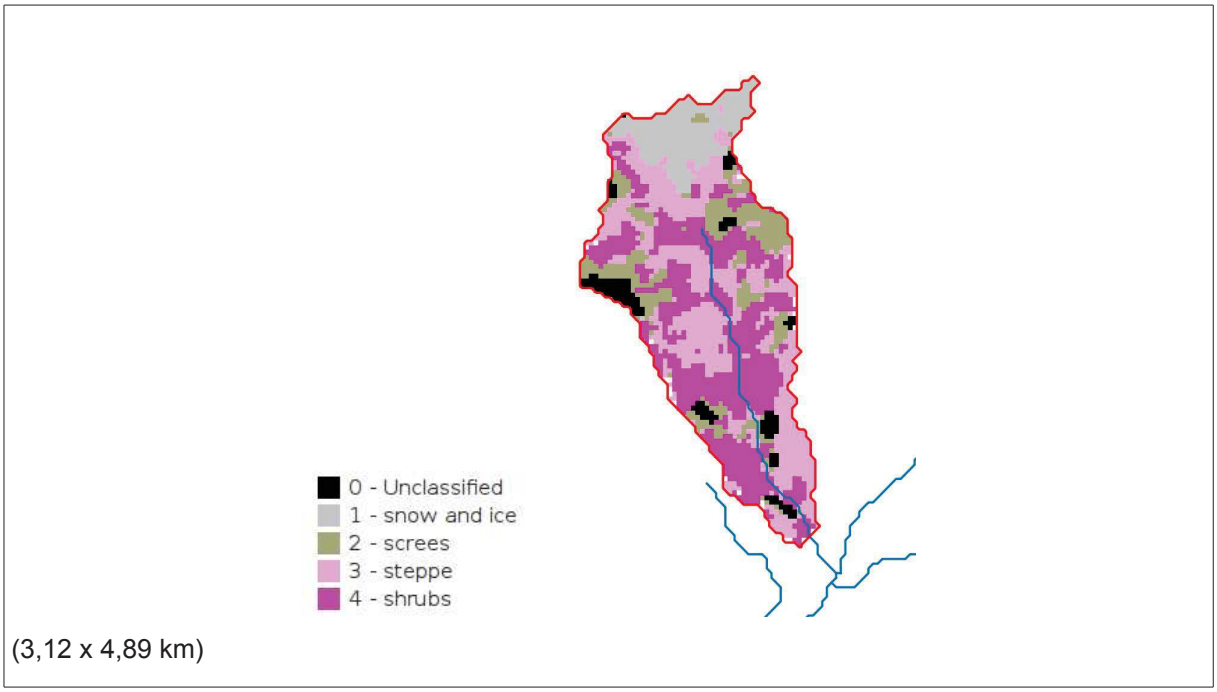


Fig. 4. Sentinel 2, scène du 14/01/16, résolution 40m. Bassin de Tauche.
Classification supervisée après rééchantillonage et lissage.

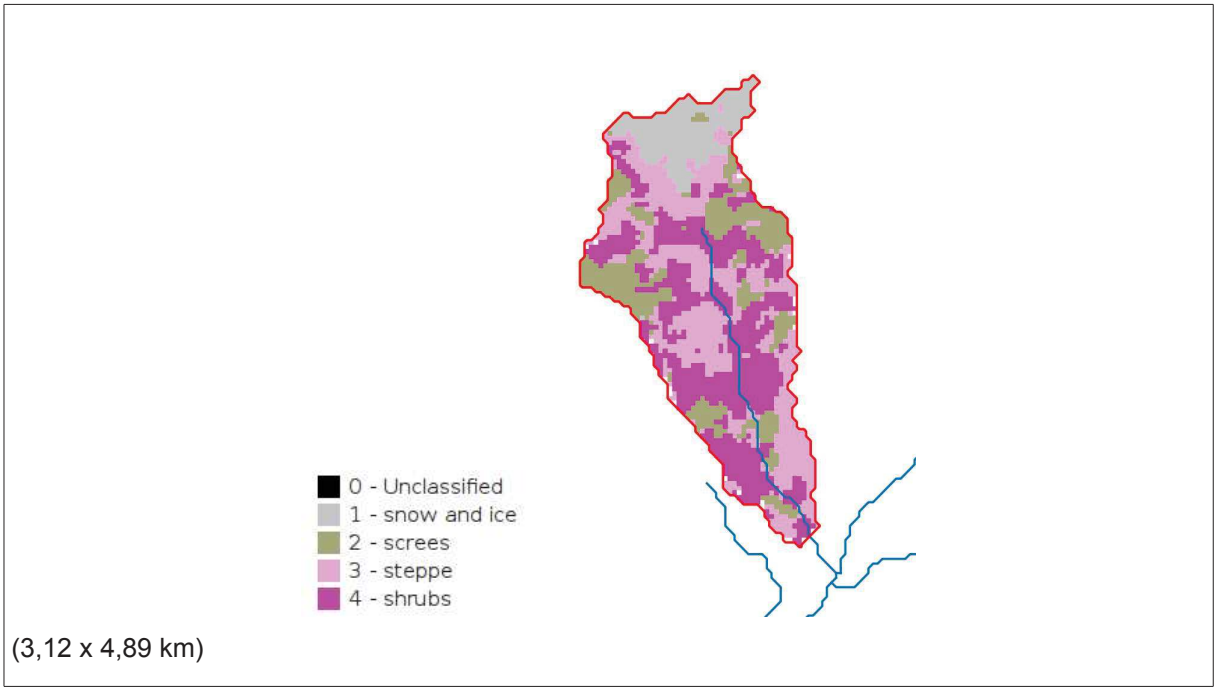


Fig. 5. Sentinel 2, scène du 14/01/16, résolution 40m. Bassin de Tauche.
Classification supervisée après complément manuel des pixels non classés.

Avec cette dernière représentation, les unités fonctionnelles du bassin de Tauche se distribuent de la manière suivante :

1. Glace : 0,7 %
2. Blocs, pierres et moraines : 30,7 %
3. Steppe : 33,8 %
4. Arbustes : 34,8 %

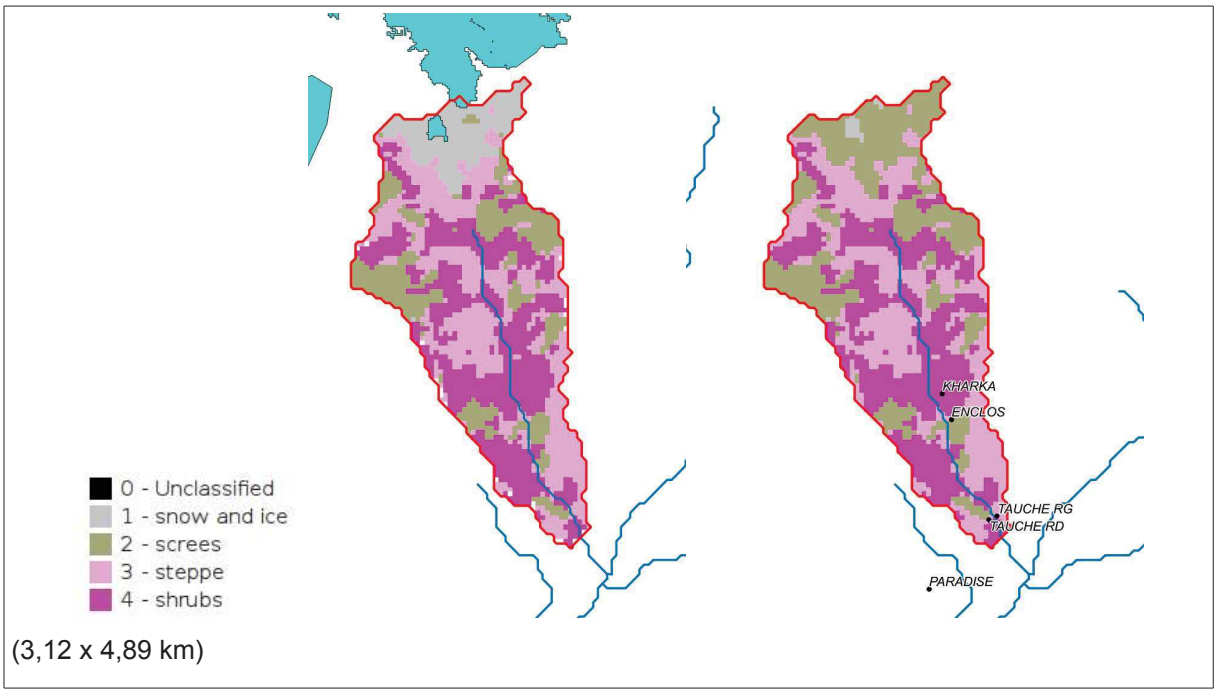


Fig. 6. Sentinel 2, scène du 14/01/16, résolution 40m. Bassin de Tauche.
Traitement de la zone enneigée avec la surface englacée (en bleu, source : Racoviteanu et al., 2013) à gauche et le remplacement des surfaces de neige par des surfaces minérales (roches, pierriers et moraines) à droite, avec la position des parcelles de caractérisation.

5. Traitement de l'image Sentinel 2 du 13/04/2016 à Kharikhola

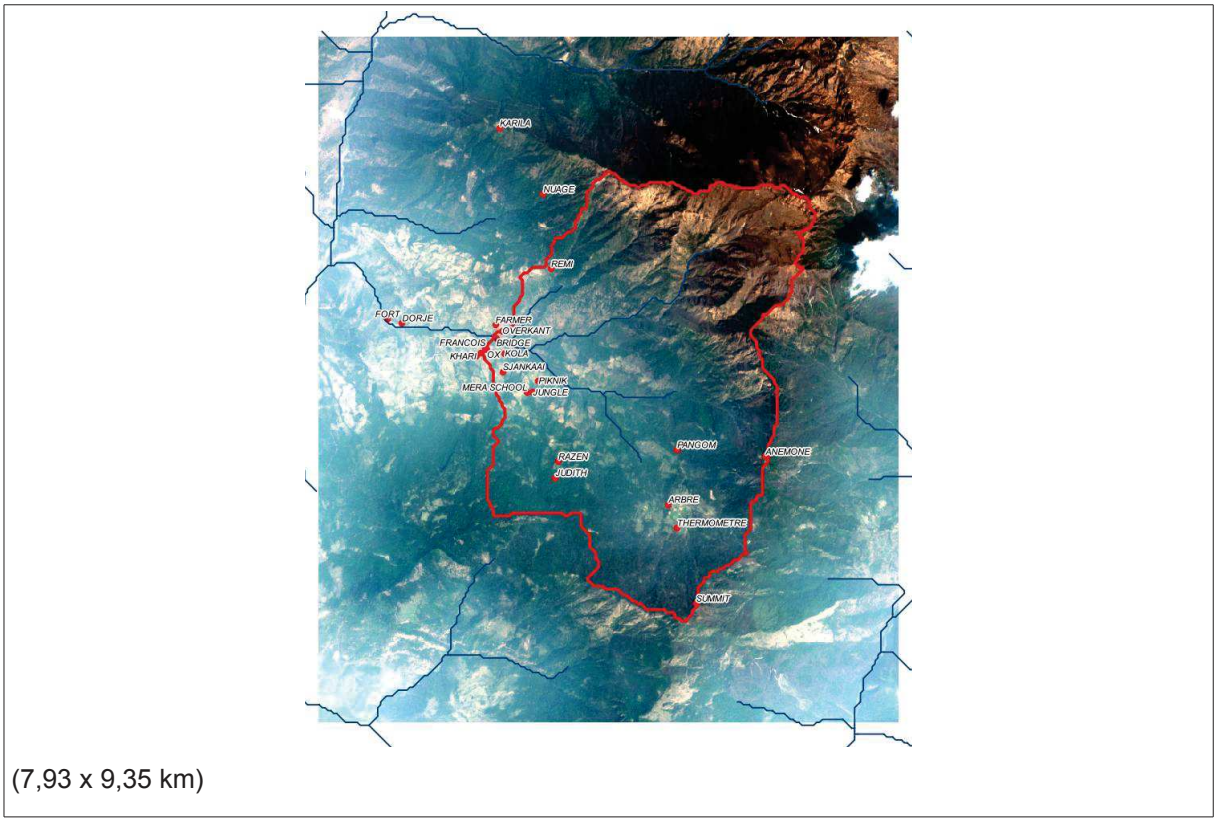


Fig. 7. Sentinel 2, scène du 13/04/16, résolution 10m. Bassin de Kharikhola.
Composition colorée dans le visible (rouge, vert, bleu) avec la localisation des parcelles de caractérisation.

Extraction et pre-process

L'image utilisée porte la référence :
S2A_OPER_PRD_MSIL1C_PDMC_20160414T013425_R076_V20160413T045850_20160413T045850

La bassin de Kharikhola est localisé sur la tuile VL et pour faciliter le traitement une fenêtre centrée sur le bassin est extraite (xmin, xmax, ymin, ymax dans le référentiel UTM 45N) :

- 469810, 477740, 3048430, 3057780

La correction « standard » de réflectance au sommet de l'atmosphère (TOA) proposée par SCP est réalisée. La Fig. 7 propose une composition colorée dans le visible des bandes 4 (rouge), 3 (vert) et 2 (bleu).

Classification supervisée

Les signatures établies pour la haute montagne à Tauche sont complétées à Kharikhola par celles des unités de forêt et de cultures. On obtient le faisceau de la Fig. 8 [14].

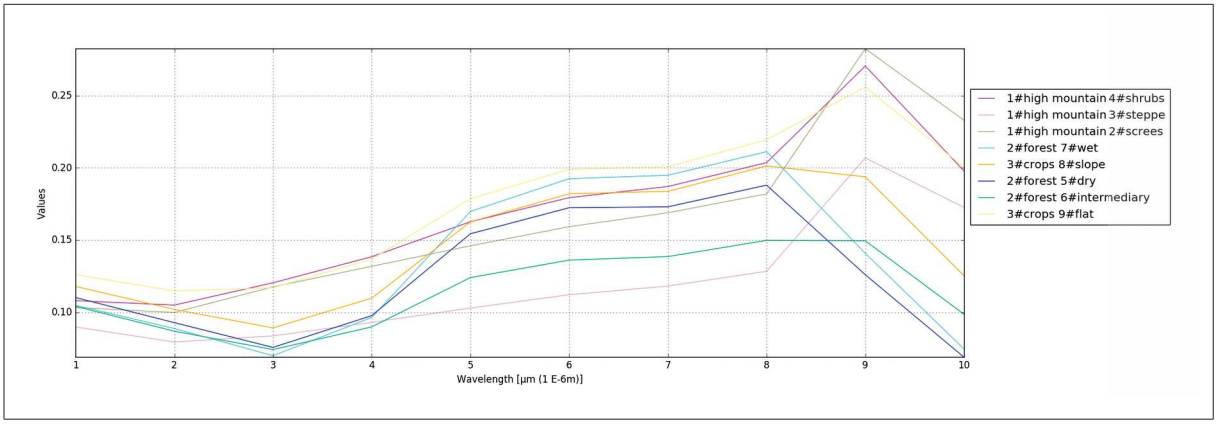


Fig. 8. Signatures spectrales des unités fonctionnelles pour le bassin de Kharikhola

Problèmes d'ombrage et de nuages

Comme pour Tauche, on constate sur la Fig. 1 le problème d'éclairement solaire du au relief.

Pour cette nouvelle scène, l'horaire de passage du satellite est 04:58:50 GMT, c'est-à-dire 10:43:50, heure officielle du Népal, le 13 avril 2016. La méthode pour déterminer les zones d'ombres est identique à celle utilisée à Tauche. Le calcul de l'azimut (angle horizontal avec le nord) et de l'élévation (angle vertical au dessus de l'horizon) du soleil à l'horaire de passage du satellite, pour le milieu du bassin (27,6°N / 86,75°E) donnent respectivement 132,7° et 64,6°.

Par ailleurs de petits nuages sont présents à l'est du bassin. Heureusement, ils n'interfèrent pas avec l'étendue même du bassin versant. Mais il est aisé de les masquer.

Cette double opération conduit à la classification masquée présentée sur la Fig. 9.

Cette représentations comporte des anomalies qu'il va falloir corriger :

- On retrouve des zones de culture (8 et 9) à des altitudes élevées, alors que l'observation les limites à environ 2700m.
- Des forêts humides se retrouve en rive gauche, alors que l'observation ne les localisent qu'en rive droite où les pentes sont fortes.

Pour résoudre la question des zones de culture, on va séparer l'image de départ (Fig.7) en deux sous-images au-dessus et au dessous de la courbe de niveau 2700m. On appliquera ensuite la classification supervisée avec les cultures pour la zone basse et sans les cultures pour la zone haute. Le résultat est présenté sur la fig. 10.

14 Il s'agit toujours d'un code couleur adapté de celui utilisé par Anneke de Rouw pour ses représentations manuelles.

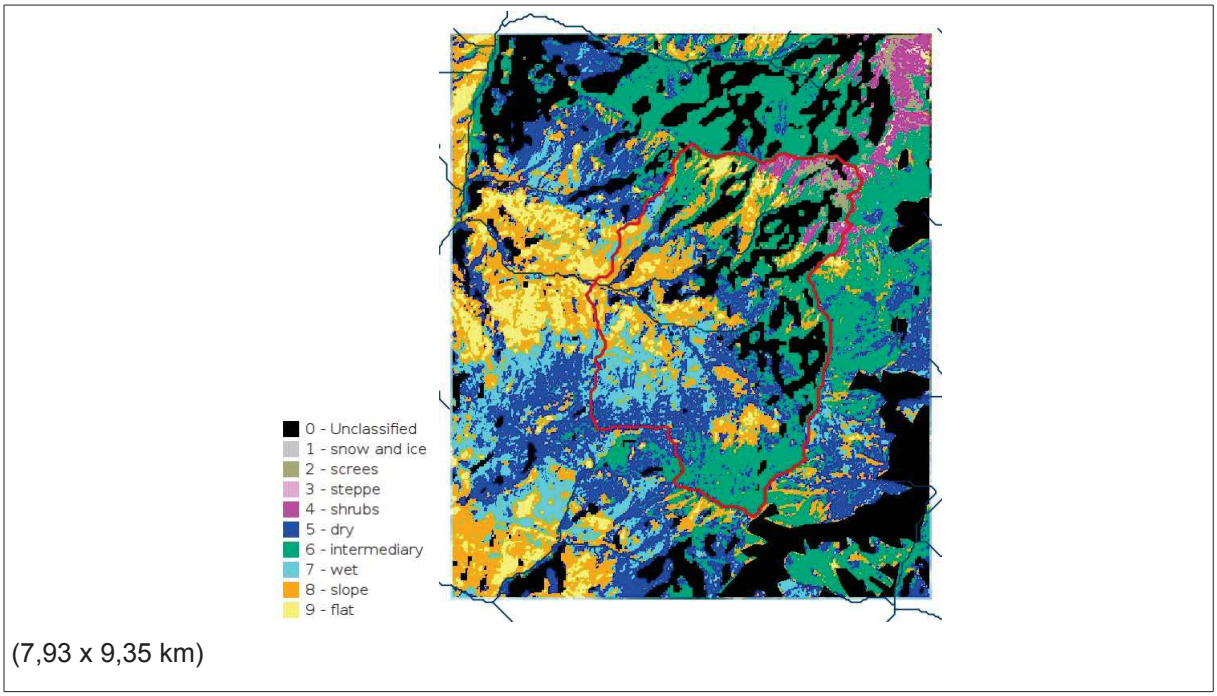


Fig. 9. Sentinel 2, scène du 13/04/16, résolution 10m. Bassin de Kharikhola.
Classification supervisée après masquage des nuages et des zones d'ombre.

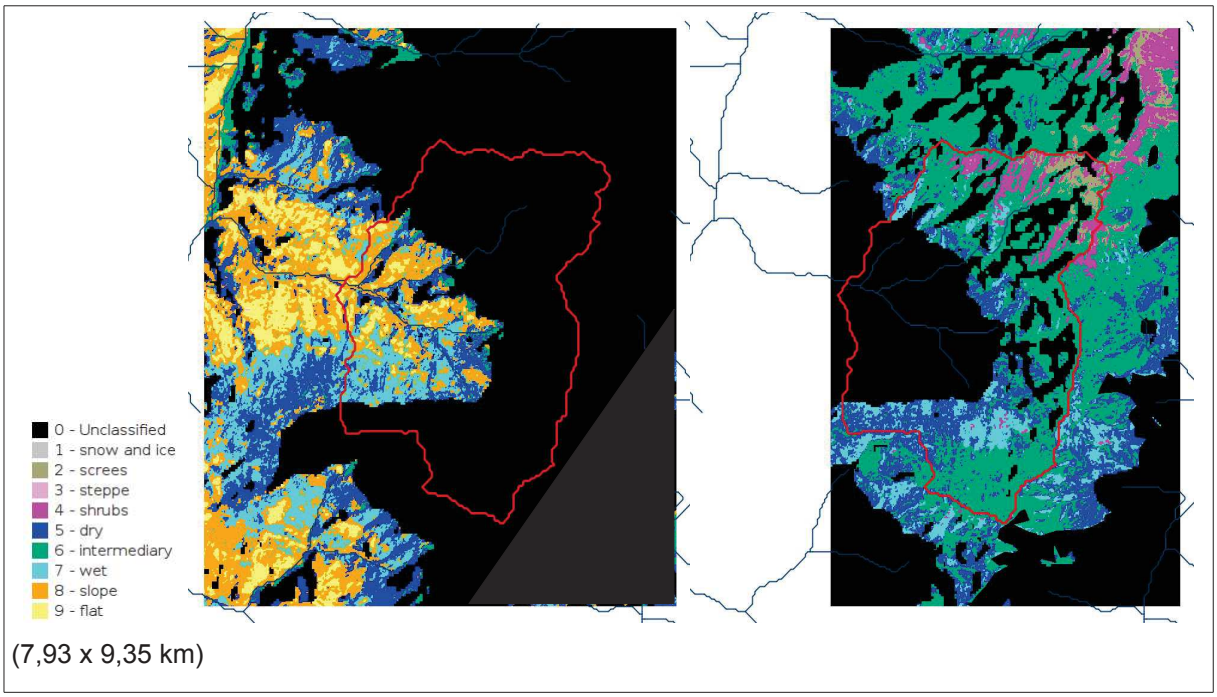


Fig. 10. Sentinel 2, scène du 13/04/16, résolution 10m. Bassin de Kharikhola.
Classification supervisée avec masquage des zones d'ombre au dessous et au dessus de 2700m.

Pour le problème de la forêt humide, on note sur la Fig. 8 que les signatures spectrales de la forêt sèche et de la forêt humide sont très similaires et qu'en réalité, aux incertitudes près, il n'est guère possible de les différentier sur ce critère. On propose donc dans un premier temps de reclasser la scène en ne prenant en considération que la forêt humide (classe 7) (Fig. 11).

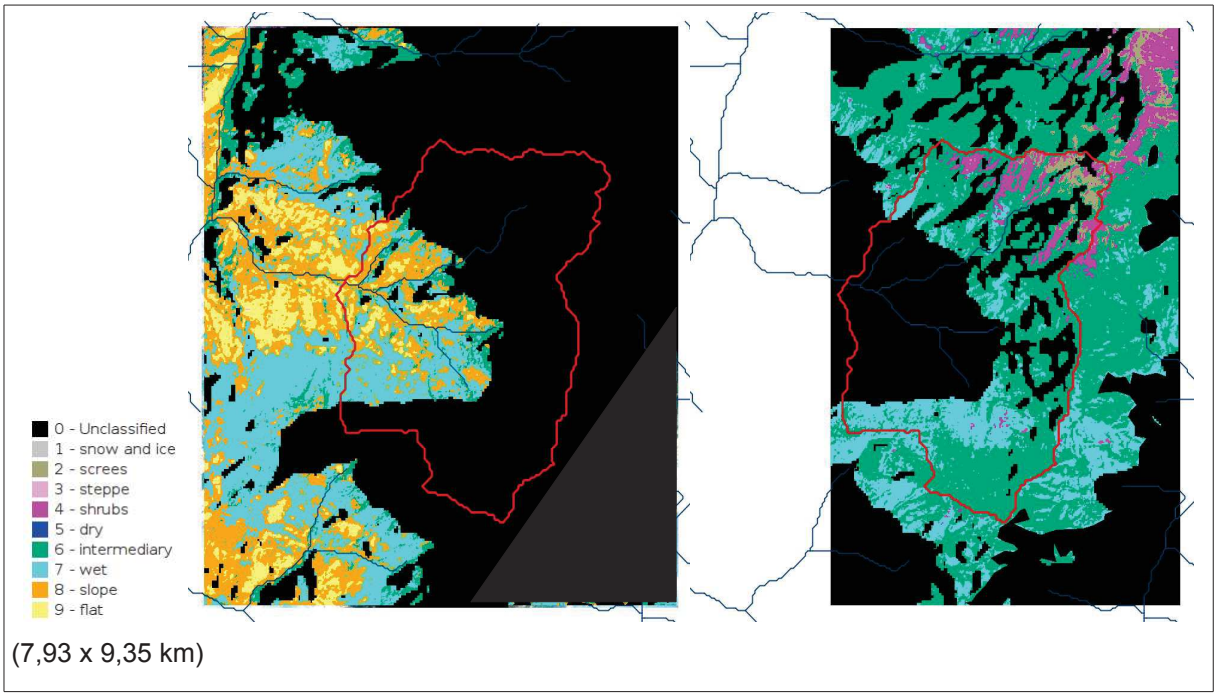


Fig. 11. Sentinel 2, scène du 13/04/16, résolution 10m. Bassin de Kharikhola.
Classification supervisée sans la forêt sèche avec masquage des zones d'ombre au dessous et au dessus de 2700m.

En rassemblant les deux parties et en masquant sur le bassin, on obtient la partie gauche de la Fig. 12.

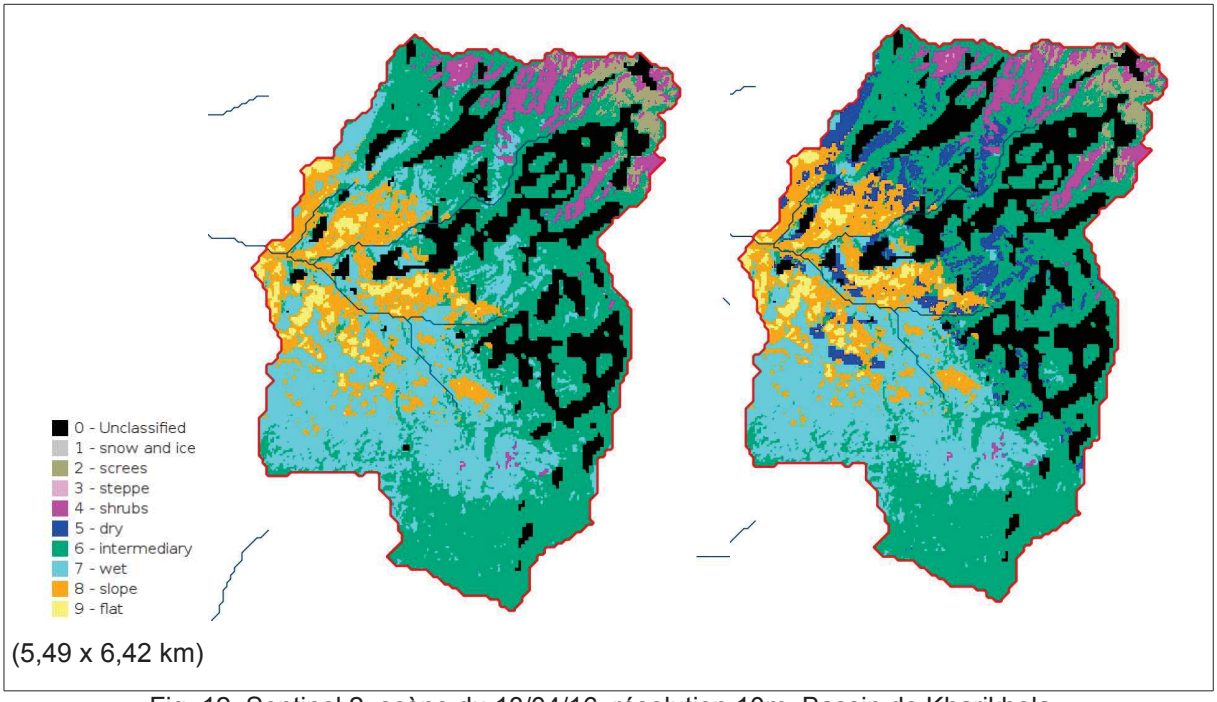


Fig. 12. Sentinel 2, scène du 13/04/16, résolution 10m. Bassin de Kharikhola.
Classification supervisée : à gauche sans la forêt sèche, à droite avec la forêt sèche.

La forêt sèche est ensuite ajoutée en fixant un seuil de 30° sur la pente dans les zones de forêt humide (Fig.12 à droite).

Ajustement des unités

Comme à Tauche, pour mieux ajuster les unités, on effectue les opérations successives suivantes :

- •Rééchantillonage à une résolution de 40m, qui est celle du modèle numérique de terrain ;
- •Application d'une grille glissante de lissage qui remplace chaque point par la médiane de la fenêtre de 9 points centrée sur le point courant.

Le résultat est présenté sur la Fig. 13.

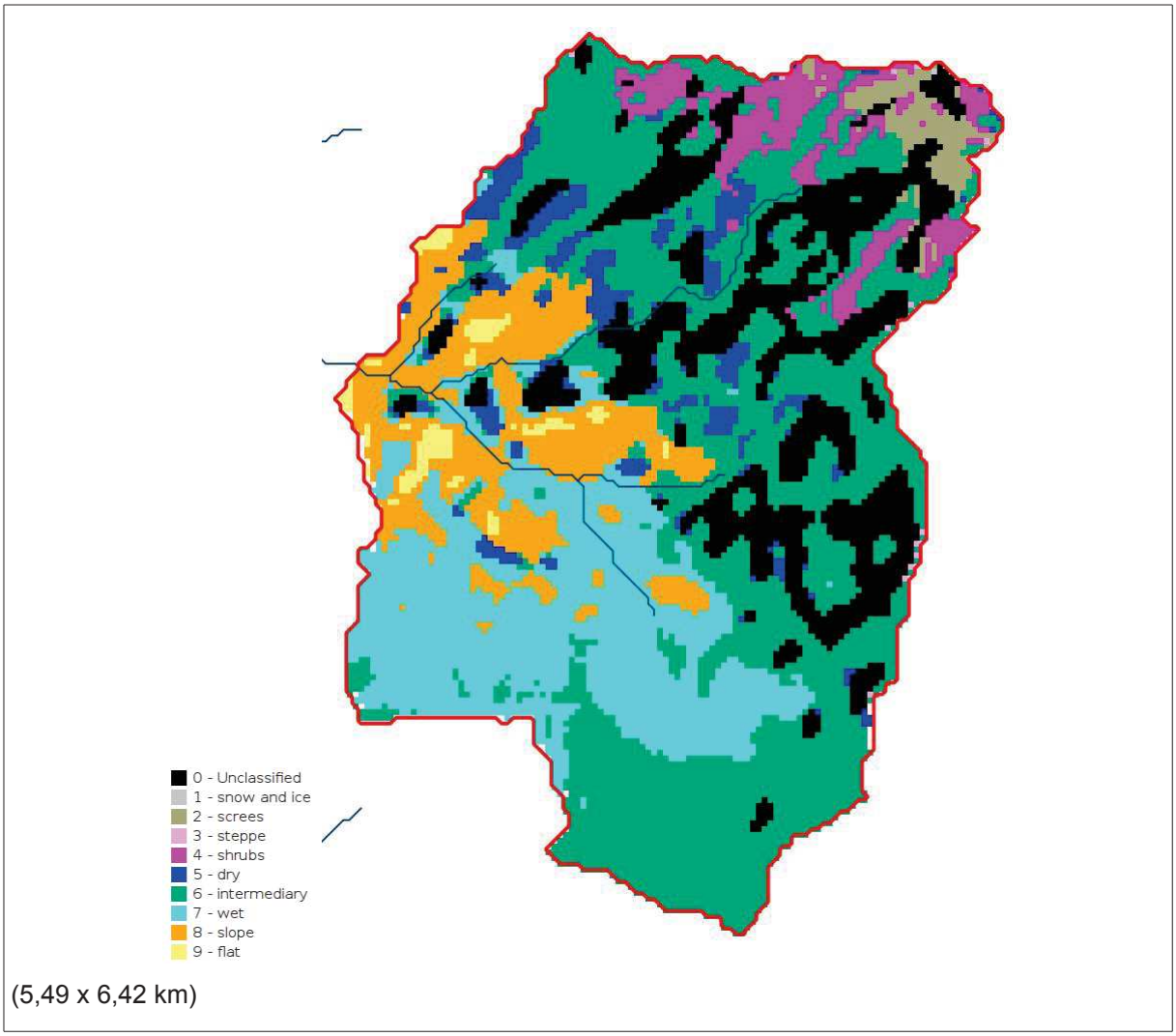


Fig. 13. Sentinel 2, scène du 13/04/16, résolution 40m. Bassin de Kharikhola. Classification supervisée finale avant complément manuel.

Les points non classés sont ensuite complétés manuellement en fonction de la connaissance et de l'expertise de l'opérateur. Enfin un nouveau lissage par la médiane d'une grille glissante de 9 pixels es appliqué. Cette opération conduit à la Fig. 14.

Avec cette dernière représentation, les unités fonctionnelles du bassin de Kharikhola se distribuent de la manière suivante :

1. Glace : 0,0 %
2. Blocs, pierres et moraines : 3,2 %
3. Steppe : 0,6 %
4. Arbustes : 7,6 %
5. Forêt sèche :9,1 %
6. Forêt intermédiaire:45,8 %
7. Forêt humide:21,2 %
8. Cultures pentues:11,4 %
9. Terrasses plates:1,1 %

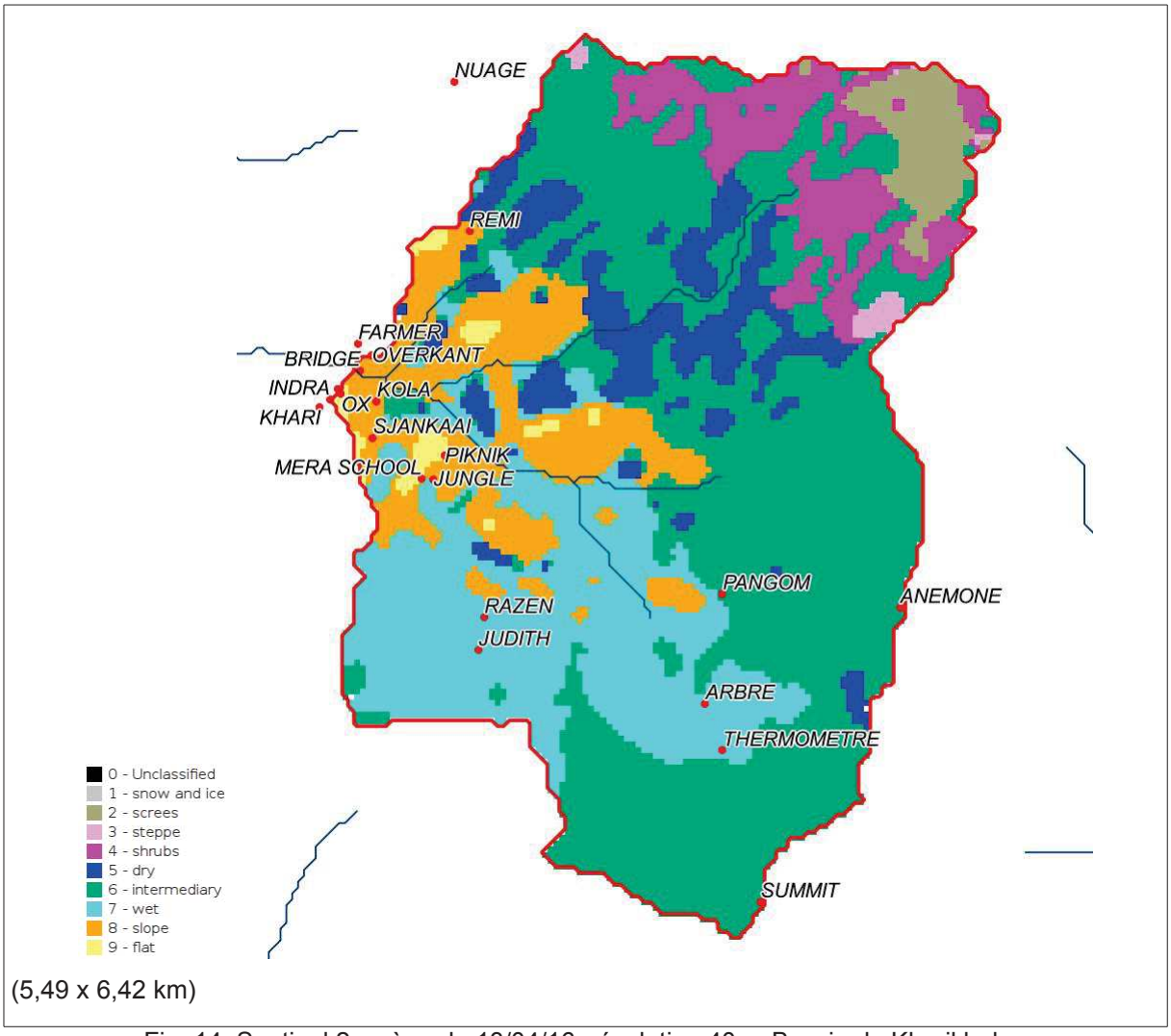


Fig. 14. Sentinel 2, scène du 13/04/16, résolution 40m. Bassin de Kharikhola.
Classification supervisée finale avec positionnement des parcelles de caractérisation.

Le résultat correspond plutôt bien aux schémas proposés par Anneke de Roux. Il y a quand même une part non négligeable d'arbitraire dans les zones auxquelles les équipes de Preshine n'ont pas pu accéder en particuliers la partie de haute altitude (au dessus de 3500m) du nord-est du bassin. Au stade actuel de développement du projet, il n'y a aucun moyen de faire mieux à cette échelle.

Tous les fichiers des figures présentées dans cette notes sont disponibles en format raster (geoTiff) ou en format vecteur (shp) dans la projection WGS84-UTM 45N.

Annexe B

Le jeu de rôle comme outil de co-construction d'une problématique scientifique.

Jeu de rôle 'Eau et Science au Népal'

Le jeu de rôle 'Eau et Science au Népal' présente un double objectif : d'une part, sensibiliser les participants aux problèmes de la gestion de l'eau en milieu rural dans un pays en développement, et d'autre part de représenter la relation possible entre les villageois et une équipe de scientifiques étrangers autour de la problématique de la ressource en eau. Enfin, ce jeu collaboratif permet de développer l'entraide et la communication entre les participants.

Le jeu se déroule dans un village himalayen dans un contexte actuel. Le but du jeu est de gérer la ressource en eau tout au long de l'année de manière pérenne. La majorité des apports en eau dans la vallée proviennent des précipitations de mousson, entre Juin et Septembre. Ce stock initial doit alors être partagé pour chaque saison entre les les villageois en fonction de leur activité. Un métier est attribué à chacun des villageois, afin de représenter les activités liées au tourisme, à l'agriculture et à la production hydro-électrique dans le village. Le pouvoir politique est également représenté par le porte-parole du village.

En cours de jeu, un groupe de scientifiques étrangers (joués par plusieurs participants) intervient lors des réunions entre les villageois. Ils dépendent d'un programme de recherche européen et ont des questions scientifiques auxquelles ils doivent répondre grâce à leurs enquêtes sur le terrain. L'échange entre les villageois et les scientifiques se met alors en place en fonction des attentes et des besoins de chaque personnage.

Cette modélisation permet de questionner la position du chercheur étranger et l’intérêt des sciences de l'environnement pour les populations locales. La question d'une co-construction des thématiques scientifiques est également soulevée, en faisant émerger des hypothèses sur les besoins des habitants, ainsi que sur leur compréhension des activités de recherche.

Jeu de rôle

Contexte
- Village himalayen
- Actuellement

But du jeu
- Gérer la ressource en eau tout au long de l'année
- Développer le sens collaboratif des participants
- Sensibiliser les participants aux problèmes de la gestion de l'eau en milieu rural, dans un pays en développement.
- Représenter la relation possible entre les villageois et une équipe de scientifiques étrangers autour de la problématique de la gestion de l'eau

Déroulement du jeu

Le but du jeu est de terminer l'année sans épuiser les ressources en eau et en évitant les états de difficultés financières chez les villageois.
L'objectif secondaire est de représenter/ d'observer la relation possible entre les villageois et une équipe de scientifiques étrangers atour de la problématique de la gestion de l'eau.

L'année est divisée en 4 saisons (Mousson, Automne, Hiver, Pré-mousson).
L'année débute en début de mousson.

À chaque début d'année, le maître du jeu distribue un stock initial de gouttes d'eau (précipitations de gouttes d'eau). A chaque début de saison, tous les participants se réunissent et décident des mesures à prendre pour la saison. En fin de saison, le maître du jeu décrit les conditions climatiques et les événements naturels qui se sont déroulés lors de la saison. Il en déduit l'état des ressources en eau à la fin de la saison.

Le jeu s'arrête lorsque au moins un participant est en situation de difficulté financière durant deux années consécutives, ou lorsque les stocks en eau ne sont pas suffisants durant 2 années consécutives.

Le premier tour débute en Septembre (au maximum des stocks d'eau) et dure 3 saisons, jusqu'à la fin de la pré-mousson (au minimum des stocks d'eau). Les scientifiques n'entrent qu'à partir du second tour.

Matériel nécessaire

- Papier/crayons comme support de discussion
- Cartes Douches, Toilettes et Repas pour les lodges.
- Cartes Difficulté financière et Bien-être financier
- Fiches culture qui décrivent les rythmes et besoin en eau des cultures
- Cartes Cultures pour les agriculteurs (4 types de cultures)
- Boite de trombones bleus (pluie)

- Les scientifiques peuvent avoir besoin de matériel supplémentaire pour faire des présentations.

FICHES RÔLES

Maître du jeu

Le maître du jeu annonce chaque début et fin de saison.

À chaque début d'année, le maître du jeu distribue un stock d'eau initial qui correspond aux précipitations de mousson.

Le maître du jeu distribue les carte 'bien être financier' et 'difficulté financière' aux villageois lorsque nécessaire.

À chaque fin de saison, le maître du jeu :
1 - fait un bilan des ressources utilisées par les villageois (et ressources restantes).
2 - fait un bilan des conditions météo qui ont eu lieu durant la saison. (il peut prélever ou soustraire dans le stock d'eau disponible).
3 - prélève une partie du stock d'eau pour la consommation des villageois non représentés, qui s'alimentent dans les cours d'eau et les fontaines.
4 - Etablit un bilan des états financiers des villageois. Si un des villageois est en difficulté financière depuis 2 ans (à la fin de l'année), le jeu s'arrête.

Attention, si le propriétaire de la station hydro est en difficulté financière à la fin d'une saison, tout les villageois sont immédiatement placés en difficulté financière.

Pour chaque saison, le maître du jeu peut redistribuer ponctuellement quelques gouttes, si il décide que les températures ont été importantes (fonte de neige), ou en cas de précipitations supplémentaires. Il peut également prélever quelques gouttes si les températures ont été très élevées (évaporation forte).

Le maître du jeu peut également décider du changement climatique : décalage de la mousson plus tôt ou plus tard, réchauffement général (=pas de stock de neige, etc.)

Attention, le maître du jeu doit suivre une logique dans les variations climatiques qu'il décide. En effet, les scientifiques et les villageois qui observent la météo doivent pouvoir les comprendre et en tirer des conclusions. En particulier, si il veut faire fondre de la neige en pré-mousson, le stock de neige ne dois pas être nul (= il faut avoir fait tomber de la neige en automne).

Le maître du jeu peut, en cours de saison (après la réunion des villageois), organiser des évènements sociaux particuliers (présentations des scientifiques, réunion supplémentaire des villageois etc..), ou décider de phénomènes naturels particuliers.

Agriculteur

Vous êtes agriculteur (homme/femme), adulte. Vous habitez une maison du village et vous possédez des parcelles en terrasses dans le village. Vous êtes marié et vous avez plusieurs enfants (de 2 à 5), d'âges différents (de 2 à 14 ans).
Vous pouvez également aider sur les parcelles d'autres villageois, car ils vous aideront en retour lorsque cela sera nécessaire. Vous pouvez partager le matériel agricole (dont bœufs) avec les autres agriculteurs. La collaboration entre vous est donc très importante.
Vous cultivez : des céréales (blé,seigle, orge) ; des pommes de terre ; du maraîchage ; du fourrage pour les animaux.
→ Voir les fiches cultures pour connaître les rythmes et besoin en eau de chaque culture.

Votre production est destinée à :
- votre propre consommation (et celle de votre famille), principalement pour les cultures vivrières. Vous devez donc toujours cultiver suffisamment pour répondre à vos propres besoins.
- la vente au marché de Lukla : une fois par semaine, vous pouvez envoyer une partie de votre production à Lukla. Vous pouvez alors l'échanger contre d'autres produits agricoles, de valeur équivalente.
- la vente au(x) possesseurs de lodge du village. Vous devez donc être en bon terme avec eux, sinon ils ne vous achèterons rien.

Attention, ces deux dernières demandes sont plus importantes en saison touristique. Il est donc important que vos cultures soient suffisamment alimentées en eau. De plus, une culture vivrière est toujours primordiale sur les autres.

L'irrigation de votre parcelle est assurée par un canal en amont (en haut) de la terrasse, qui diffuse dans le sol. Le canal est alimenté par une conduite qui prélève l'eau dans le ruisseau le plus proche. Vous pouvez brancher/débrancher cette conduite, ou en mettre une plus ou moins grosse si vous voulez plus de débit.

En début de saison, vous devez :

1 – Stocker votre production de l'année précédente dans votre Grenier.

2- Faire le bilan de ce que vous avez vendu et acheter au marché de Lukla. Vous pouvez alors échanger les cartes de votre production contre d'autre cartes avec le maître du jeu. C'est le maître du jeu qui fixe le cours des cultures et la valeur de votre production, cependant, comme vous êtes bon commercial, vous pouvez essayer de négocier les valeurs avec lui.

2 - Fixer votre plan de culture pour la saison :
Chaque agriculteur doit choisir 3 cultures au maximum (ou moins). Chaque culture exige un volume d'eau donné et est présent pour un nombre donné de saison.

3 - Prélever le volume d'eau nécessaire (ou +,ou -), dans le stock total, et l'allouer à chaque culture.

4 - Vendre aux possesseurs de lodge les provisions dont ils ont besoin, en veillant à conserver au moins 1 carte maraîchage pour votre propre alimentation.

Si vous ne disposez pas d'assez d'eau pour vos cultures, votre production sera très faible, et vous risquez d'obtenir la carte difficulté financière. Au bout de 3 années où vos cultures sont toutes suffisamment alimentées en eau, vous obtenez la carte bien être financier.

Attention, vous ne pouvez pas semer deux fois de suite la même culture sur la même parcelle, sauf pour l'agriculture vivrière, afin de respecter l'alternance des cultures. Vous pouvez favoriser la jachère (pour 1 an minimum) pour que vos sols soient plus fertiles.

Possesseurs de lodge

Vous êtes adulte (homme/femme), marié et vous avez plusieurs enfants (de 2 à 5), d'âges différents (de 2 à 14 ans). Une situation de bien être financer prolongé dans la famille vous a permit d'économiser suffisamment pour investir dans l'ouverture d'un lodge pour touriste. Vous avez donc agrandit votre maison familiale pour accueillir des touristes.

Vous vous fournissez en aliments et bois de chauffage et de cuisson auprès des agriculteurs du village. Vous prélevez l'eau grâce à une conduite dans le ruisseau le plus proche. Vous pouvez brancher/débrancher cette conduite, ou en mettre une plus ou moins grosse si vous voulez plus de débit.

Vous êtes dans l'ensemble assez écouté dans le village. En effet, c'est par vous qu'entre l'argent des touristes. Vous êtes donc nécessaire pour l'enrichissement du village. Vous pouvez donc à l'occasion user de votre influence pour faire valoir vos réclamations.

Votre principale difficulté vient du fait que votre activité est saisonnale. En effet, les touristes ne viennent dans la vallée qu'en Automne et au Printemps. Vos besoins en eau sont nuls durant les basses saisons. Votre situation n'évolue pas durant les basses saisons, mais vous pouvez tout de même prendre part aux discussions.

Plusieurs lodges peuvent être ouvertes dans le village. En saison touristique, la demande est si importante que cela ne perturbe pas votre activité. Cependant, vous devez faire attention à proposer une offre de confort similaire à celles des autres lodges.

Au début de chaque saison touristique, vous devez :
1 – Choisir le nombre de couchages (x5) que vous proposerez durant la saison dans votre lodge. Vous devez proposer minimum 5 couchages par saison.

Si vous avez la carte bien être financier, vous pouvez choisir d'augmenter votre confort d'un point au maximum par saison. Vous perdez alors la carte bien être financier.
Attention : Vos besoin en eau pour les couchages que vous proposez varient en fonction de votre niveau de confort. (cf tableau des besoin en eau).

2 – Prélever dans le stock d'eau la ressource nécessaire pour votre activité.

3 – Vous achetez aux agriculteurs du village les provisions nécessaires pour alimenter votre lodge :

Pour 5 couchages, vous devez acheter : *- 1 carte pommes de terre <u>ou</u> 1 carte céréales* *- 1 carte maraîchage.*

En fin de saison, il vous avez réussi à combler vos besoin en eau et si vous n’êtes pas à 2 points de confort des autres lodges, vous obtenez la carte bien être financier. Si vous êtes à la traîne en terme de confort, ou si vous ne pouvez pas combler vous besoin en eau, vous risquer d'obtenir la carte difficulté financière.

Chaque deux ans et en cas d’événement naturel particulier, vous perdez un point de confort. Si vous n'avez pas de carte confort à ce moment là, vous êtes placez en situation de difficulté financière.

Vous n'aimez pas rentrer en conflit direct avec les autres possesseurs de lodge, car ils risqueraient de vous jouer des mauvais tours. Vous êtes donc dans une situation d'entente cordiale avec eux. Cependant les coups bas ne sont pas proscrits.

Niveau de confort	Besoin en eau
1	2
2	3
3	4
4	5
5	6
...	..

Propriétaire de la mini centrale hydro-électrique

Vous êtes issu(e) d'une famille politiquement et économique puissante de la vallée.
Après avoir tenu un lodge pendant plusieurs années, vous avez pu vous enrichir suffisamment pour avoir accès à un micro crédit à faible taux de la part d'une ONG internationale, afin de construire une petite centrale hydro électrique sur le cours d'eau principal du village. Cette centrale permet d'alimenter le village en électricité une majeure partie de l'année. Tout le village est conscient de l'avancée que cela représente. Le fonctionnement de la centrale est donc d'intérêt commun, et vous savez le rappeler à l'occasion des réunions.

Vous êtes veufs mais vous avez vous trois filles (de 14, 21 et 23 ans) à votre charge. L'aînée est mariée et a une petite fille en bas âge. Votre gendre travaille également à la centrale, pour la maintenance des machines.

Vous êtes représentant du Village Development Comitee votre choix est donc prépondérant en cas de litige sur une décision. C'est vous qui ouvrez et fermez les réunions du village. Vous êtes le seul à fixer le prix de l'électricité que vous distribuer. Cependant, vous devez veiller à vous faire bien voir par les villageois si vous tenez à vous faire ré élire au VDC .

Le fonctionnement de la centrale est principalement dépendant dépendant du débit dans les cours d'eau. Si la ressource disponible est inférieure à 4, la centrale ne peut plus fonctionner. Si les villageois prélèvent trop d'eau dans les stocks, vous risquez de recevoir la carte 'difficulté financière'. Mais s'il n'en prélèvent pas assez et qu'ils se mettent en difficulté financière, ils n'auront plus les moyens d'acheter votre électricité. Vos devez donc trouver votre intérêt entre ces deux extrèmes.

Si vous êtes en difficulté financière à l'issue d'une saison, vous augmenter les tarifs de l'électricité, ce qui placera en difficulté financière l'ensemble du village. Cette situation ne peut donc pas se répéter plus de 2 saisons consécutives.

Au début de chaque saison, vous devez participer activement et de manière diplomatique aux réunions. Vous attachez une importance particulière à votre image car vous avez très envie d'être ré-élu au VDC.

Enfin, à force d'entendre parler de 'changement climatique' en termes vagues, vous commencez à être inquiet pour le futur : votre centrale sera-t-elle bien dimensionnée si les pluies augmentent ? Et que ce passera-t-il si elles diminuent ?

Vous êtes donc très attentifs aux conditions météorologiques à chaque saison, et vous aimer en tirez des conclusions (parfois hâtives). L'arrivée des scientifiques est donc une aubaine pour vous : eux savent prédire l'avenir. Vous n'hésitez donc pas à exiger d'eux qu'ils fournissent des réponses exactes à vos questions.

Scientifique

Vous êtes chercheur dans un organisme de recherche en France et vous êtes impliqués dans un projet portant que les ressources en eau dans la vallée de l'Everest depuis 2 ans. Vous venez dans la village deux fois par an (à chaque saison touristique) pour un mois. Vous avez donc une bonne connaissance de la culture népalaise, mais vous avez du mal à comprendre les fonctionnements sociaux implicites. Vous travaillez avec un interprète népalais, ce qui vous permet de dialoguer directement avec les villageois.

Le but de votre recherche est de déterminer la part de l'eau des ruisseaux qui provient de la pluie, de la fonte de la neige, ou des écoulements dans le sol. Vous êtes au village pour obtenir des informations sur les pratiques agricoles et les usages de l'eau des villageois. À ce stade de votre étude, il vous est encore difficile de donner des conclusions définitives. Cependant, vous comprenez que les villageois attendent de vous des réponses et vous aimeriez orienter votre travail de manière à répondre à leurs attentes.

Dix instruments de mesure sur le terrain (thermomètres, pluviomètres) vous ont permit d'enregistrer les conditions météorologiques dans le village depuis deux ans. D'autres études ainsi que vos recherches bibliographiques vous ont permit d’acquérir des connaissances supplémentaires sur la climatologie de la région. Cependant il vous est très difficile de produire des prédictions météo à petite échelle, type 'bulletin météo'. D'autre part, vous n'êtes pas capable de fournir des conclusions sur l'évolution future du climat.

Vous devez faire en sorte que vos travaux soient bien vus par les villageois, afin qu'ils acceptent que vous mainteniez vos instruments de mesure sur le terrain, voir que vous en installiez de nouveaux. Entre chacun de vos voyages, vous le temps de travailler afin de faire un bilan de ce que vous avez appris sur le terrain, et de préparer votre prochaine mission.

En début de saison, lorsque vous êtes au village, vous devez participer activement aux réunions, observer et analyser les phénomènes climatiques. Vos posez beaucoup de question aux villageois concernant l'eau et le climat de la région, ainsi que sur leurs usages de l'eau, car vous avez besoin de ces infos pour vos travaux.

En début de saison, lorsque vous n'êtes pas sur le terrain, vous vous réunissez à part pour :
- établir une liste des attentes et des besoins que les villageois vous ont adressé.
- imaginer des réponses à certaines questions.
- réfléchir aux méthodes a que vous pourriez employer pour communiquer vos résultats auprès des villageois.

Vous êtes plutôt ouverts d'esprit, curieux et diplômate, mais vous pouvez parfois être maladroits dans les discussions et ne savez pas toujours comment vous situer dans les relations entre villageois.

Cultures

Pommes de terre

La pomme de terre peut se semer en Automne (pour une récolte à la fin de l'hiver), ou en hiver (pour une récolte juste avant la mousson). La pomme de terre nécessite 2 saisons pour atteindre la maturité. Cette culture est donc présente pour 2 saisons minimum sur votre parcelle si vous la semez. Vous ne pourrez la récolter quà la fin de la seconde saison.

Besoin en eau pour une parcelle cultivée en pomme de terre : **2 par saison**
Semi :

Céréales

Les céréales peuvent se semer au Printemps (pour une récolte à la fin de la mousson), ou au début de la mousson (pour une récolte juste avant l'hiver). Les céréales nécessitent 2 saisons pour atteindre la maturité. Cette culture est donc présente pour 2 saisons minimum sur votre parcelle si vous la semez. Vous ne pourrez la récolter quà la fin de la seconde saison.

Besoin en eau pour une parcelle cultivée en céréale: **2 par saison**
Semi :

Maraîchage

En alternant les espèces, vous pouvez cultiver votre parcelle en maraîchage toute l'année. Les légumes que vous cultivez nécessite une seule saison de maturation, vous pouvez donc récolter votre production à la fin de la saison où vous avez semer. Cependant ces cultures sont plus coûteuse en eau.

Besoin en eau pour une parcelle cultivée en maraîchage : **3 par saison**
Semi :

Fourrages

Vous pouvez cultiver divers espèces pour le fourrage des animaux. Ces cultures sont donc possible à toute les saisons, et ne nécessite qu'une saison pour arrivez à maturation. Ces cultures sont peu coûteuse en eau.

Besoin en eau pour une parcelle cultivée en fourrages : **1 par saison**
Semi :