

Analyse topographique de l'enneigement en haute montagne par télédétection optique. Application au Tien Shan (Kyrgyzstan)

Pierre-Jean Cosson

▶ **To cite this version:**

Pierre-Jean Cosson. Analyse topographique de l'enneigement en haute montagne par télédétection optique. Application au Tien Shan (Kyrgyzstan). Sciences de l'ingénieur [physics]. 2013. dumas-00941567

HAL Id: dumas-00941567

https://dumas.ccsd.cnrs.fr/dumas-00941567

Submitted on 4 Feb 2014

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.

CONSERVATOIRE NATIONAL DES ARTS ET METIERS

ÉCOLE SUPÉRIEURE DES GÉOMÈTRES ET TOPOGRAPHES

MÉMOIRE

présenté en vue d'obtenir

le DIPLÔME D'INGÉNIEUR CNAM

Spécialité : Géomètre et Topographe

par

Pierre-Jean COSSON

Analyse topographique de l'enneigement en haute montagne par télédétection optique. Application au Tien Shan (Kyrgyzstan)

Soutenu le 09 Juillet 2013

JURY

PRESIDENT : **M. Christophe PROUDHOM**

MEMBRES : **M. Laurent POLIDORI, professeur référent**
M. Mathieu BONNEFOND
M. José CALI
M. Vincent WAWRZYNIAK
M. André XAVIER

Maître de stage : **M. Jean-Pierre DEDIEU**

REMERCIEMENTS

En prélude à ce rapport, je voudrais remercier toutes les personnes qui m'ont aidées à réaliser ce projet de fin d'études.

En premier lieu je souhaite témoigner ma reconnaissance à M. Jean-Pierre Dedieu qui m'a accueilli au sein du LTHE et m'a encadré tout au long de mon stage de façon régulière et rigoureuse. En particulier, ses relectures nombreuses et attentives de mon mémoire m'ont été très utiles.

Je remercie aussi les autres membres du LTHE, et en particulier les différents stagiaires et doctorants pour leur accueil et leurs conseils avisés. Discuter de mon projet avec eux m'a permis d'ouvrir d'autres pistes de réflexion et certains ont pu m'apporter une précieuse aide pour des problèmes techniques.

Merci à M. Laurent Polidori qui en sa qualité de professeur référent m'a apporté des commentaires utiles pour la finalisation de ce rapport ainsi que des pistes de réflexion supplémentaires.

TABLE DES MATIERES

I INTRODUCTION 5

I.1 CONTEXTE DU PROJET 6

I.2 SUJET DE L'ETUDE 6

I.3 OBJECTIFS ET DEROULEMENT 8

II METHODE DE PRODUCTION DES CARTES DE NEIGE 9

II.1 DONNEES UTILISEES : PRODUITS DE LA TELEDETECTION 9

II.1.1 Cartes de neige MODIS de la décennie 2000-2010 9

II.1.2 Images NOAA-AVHRR pour la période 1985-2000 9

II.1.3 SRTM : le modèle numérique de terrain 10

II.1.4 Globcover : carte d'occupation des sols 12

II.2 METHODES ET ALGORITHMES DE PRODUCTION DES CARTES DE NEIGE 14

II.2.1 Principes de classification de la neige 15

II.2.2 Erreurs dans le calcul d'albédo 16

II.2.3 Protocole « Snowmap » pour les produits MODIS 16

II.2.4 Protocole de classification « APOLLO » pour les images NOAA-AVHRR 18

III DYNAMIQUE D'ENNEIGEMENT DURANT LA SERIE TEMPORELLE 2000-2010 19

III.1 DONNEES UTILISEES 19

III.2 TRAITEMENTS REALISES 19

III.2.1 Etude de l'enneigement annuel 19

III.2.2 Etude topographique de la variabilité du couvert neigeux annuel 20

III.2.3 Etude de l'enneigement saisonnier 22

III.2.4 Répartition périodique et topographique de l'ennuagement 23

III.3 ANALYSE DES RESULTATS 24

III.3.1 Répartition topographique de l'enneigement interannuel 24

III.3.2 Etudes sur la relation neige/météorologie et altitude 29

IV DYNAMIQUE D'ENNEIGEMENT : SERIE TEMPORELLE 1985-1999 (NOAA-AVHRR) 34

IV.1 DONNEES ACQUISES 34

IV.2 TRAITEMENTS REALISES 34

IV.2.1 Réalisation d'images de synthèse journalière 35

IV.2.2 Production des cartes de synthèse à 8 jours 36

IV.2.3 Traitement des pixels sans donnée *37*
IV.2.4 Etude de sensibilité des cartes de post-traitement *38*
IV.3 ANALYSE DES RESULTATS NOAA-AVHRR **43**
IV.3.1 Répartition de l'enneigement en période de fonte *43*
IV.3.2 Couverture neigeuse et débits en période de fonte *46*
V SYNTHESE DE L'EVOLUTION DE L'ENNEIGEMENT SUR 26 ANS **47**
V.1 EVOLUTION DU COUVERT NIVAL ET DES DEBITS EN PERIODE DE FONTE **47**
V.1.1 Répartition spatiale de la durée moyenne d'enneigement *47*
V.1.2 Dynamique d'enneigement et débits fluviaux *48*
V.2 IMPACT DES CHANGEMENTS DE TEMPERATURE SUR LE MANTEAU NEIGEUX ... **49**
VI DISCUSSION **51**
VII CONCLUSION **53**

I INTRODUCTION

Les bouleversements climatiques survenus lors de la dernière décennie rendent nécessaires les études statistiques les plus poussées sur les réserves en eau dans différentes régions du globe : précipitations, débits fluviaux ou encore chute de neige. Elément essentiel de la biosphère, l'eau est aussi une ressource au potentiel important dont la gestion n'est pas toujours aisée mais pourtant nécessaire. En effet, de la simple consommation à la protection des populations (plans des risques d'inondation, par exemple), en passant par l'irrigation ou la production d'électricité, l'anticipation des débits en eau apparaît de plus en plus nécessaire pour gérer au mieux une ressource qui parfois se fait rare (IPCC, 2007).

Evaluer ainsi la ressource en eau permet la mise en place de modèles hydrologiques qui prennent en compte l'impact dû notamment au réchauffement climatique (Beniston, 2008, 2012). Les zones de montagne tempérées sont des réservoirs conséquents et l'apport saisonnier de la neige y est primordial dans les régimes hydrologiques annuels. Pour l'étude du couvert nival, une méthode moderne retient particulièrement notre attention : la télédétection optique par satellite.



Figure 1 : Montagnes du Tien Shan. Source : www.Flickr.com

I.1 Contexte du projet

Ce projet s'inscrit au sein du programme européen FP7 ACQWA (Assessing Climate impacts on the Quantity and quality of WAter). Le FP7, ou « Seventh Research Framework Programme », est le programme cadre de l'union européenne pour la recherche et le développement technologique.

Le programme ACQWA a pour objet d'étudier les impacts d'un changement climatique sur l'hydrologie en montagne. Il est coordonné par l'université de Genève. Ce programme se base sur 4 bassins versants, celui du Rhône (Suisse), du Pô (Italie), de l'Aconcagua (Chili) et du Syr Daria (Kyrgyzstan).
Pour plus d'information, le site officiel est le suivant : www.acqwa.ch.
Mon travail s'inscrit plus particulièrement dans le Work Package (WP) 2 dont l'objectif général est de fournir une description quantitative du changement climatique et indirectement de facteurs socio-économiques.

J'ai réalisé ce projet au Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Evironnement (LTHE) situé sur le campus de l'université J.Fourier, à Grenoble. Ce laboratoire est composé de 5 équipes de recherche et regroupe environ 120 personnes. Je fais partie de l'équipe CHyC (Cryosphère[1], HYdrosphère et Climat de montagne). Davantage d'informations sur ce laboratoire sont disponibles à l'adresse suivante : http://www.lthe.fr/LTHE/.

I.2 Sujet de l'étude

Le **Kyrgyzstan ou république Kirghize[2],** en Asie centrale est un pays montagneux, à l'origine peuplé par des populations nomades. Ancienne république de l'URSS, il a obtenu son indépendance en 1991. D'une superficie de 198 500 km², il abrite 5 millions d'habitants. Le pays est encadré par le Kazakhstan au nord, l'Ouzbékistan à l'ouest, le Tadjikistan au sud-ouest, et la Chine au sud-est et à l'est (*Figure 2*). Le pays est totalement enclavé et ne possède pas d'accès à la mer.

[1] La cryosphère désigne les régions recouvertes par de l'eau à l'état solide (Cryosphère, 2011).
[2] On utilisera le terme anglais Kyrgyzstan tout au long de ce mémoire.

Notre région d'étude se concentre sur la partie du bassin versant du Syr Daria située au Kyrgystan (≈112 000 km²). Cette espace majoritairement montagneux a une altitude moyenne de 2 531 mètres, s'élevant de 402 mètres au minimum, à 5 457 mètres au point culminant. Les zones de relief (pente > 10 °) représentent environ 57.5 % de la surface du bassin versant. On y rencontre deux principales rivières : la rivière Naryn qui traverse le pays d'est en ouest (700 km de long, bassin versant de 58 400 km²) et la rivière Kara Daria (177 km de long, bassin versant de 30 177 km²) de trajectoire sud-est/nord-ouest (*Figure 3*). Toutes deux constituent les deux affluents du Syr Darya, l'un des deux principaux fleuves nourriciers de l'Asie centrale, qui se forme en Ouzbékistan et se jette dans la mer d'Aral. Sur son chemin, le Syr Darya irrigue principalement les champs de coton de l'Ouzbékistan et du Kazkhstan, dont l'expansion massive survenue durant l'ère soviétique a causé un désastre écologique pour la région, avec la quasi disparition de la Mer d'Aral.

Les principaux barrages se situent à la sortie du lac artificiel de Toktogul (285 km²) au nord-ouest du pays à la frontière avec l'Ouzbékistan et ont une capacité de production de 150 milliards kWh annuels.



Figure 2 : Localisation du Kyrgyzstan (©Wikipedia)

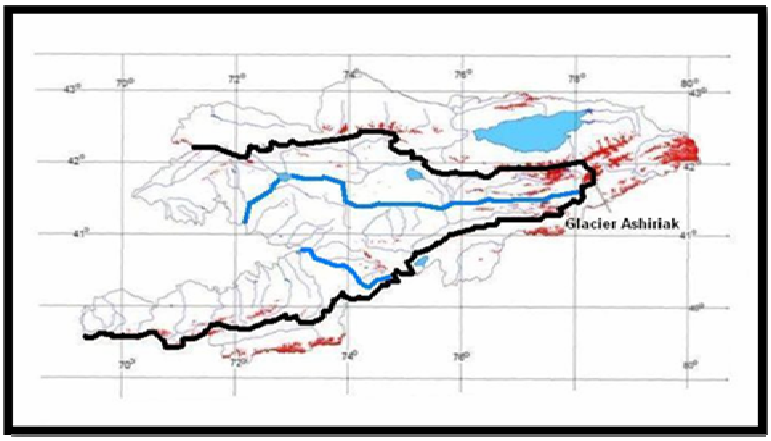


Figure 3 : Localisation du bassin versant du Syr Daria au Kyrgyzstan (intérieur de la courbe noire) avec localisation des glaciers (en rouge)((©UNDP,2009)

C'est dans un contexte géopolitique parfois difficile qu'intervient cette étude de l'enneigement et intrinsèquement de la capacité hydraulique du bassin versant. En effet, après la chute du bloc soviétique, l'entente entre le Kyrgyzstan, l'Ouzbékistan ainsi que le Kazakhstan fut parfois tendue. Pourtant le principe initié sous l'égide de l'URSS était relativement simple : les Kyrgyzs, qui disposent de grands réservoirs remplis en hiver doivent alimenter l'irrigation des champs de coton des deux autres pays en été. En contrepartie, le Kyrgyzstan reçoit des matières fossiles pour alimenter sa production en énergie en hiver, en particulier pour le chauffage.

La gestion des réserves en eau étant compliquée par les bouleversements climatiques de ces dernières années, l'un des objectifs fondamentaux du projet ACQWA est donc de proposer un modèle de simulation des débits, notamment celui du Syr Darya. Cela devrait permettre une gestion plus intelligente des ressources en eau et une anticipation des bouleversements qui y sont liés, comme pour la Mer d'Aral, par exemple.

I.3 Objectifs et déroulement

Dans ce contexte, mon travail vient en complément 1) d'une partie du projet de fin d'étude de Mlle Violaine Doutreleau, diplômée de l'INSA-Strasbourg (2011) et 2) d'un stage post-doctoral en 2012 par Mme Audrey Lessard-Fontaine (INRS, Québec). Les deux mémoires ont été réalisés au LTHE sous la direction de JP. Dedieu. Leur mandat était d'étudier à partir du satellite optique MODIS la dynamique de l'enneigement sur 11 ans (2000-2010), ce qui représente 10 années hydrologiques.

L'objectif spécifique de mon TFE en 2013 est d'étudier l'enneigement tout au long d'une période de 26 ans (1985-2010). Pour ce faire, nous disposons de l'outil de télédétection permettant de produire des cartes représentants le couvert nival à partir d'images issus de capteurs optiques embarqués sur satellite. Ainsi, il est possible d'étudier l'enneigement tout au long de l'année, et d'analyser à partir d'outils statistiques son évolution et de déterminer l'influence des facteurs environnementaux (principalement la température), mais aussi les éléments de la topographie comme l'altitude, la pente ou l'exposition.

En ce qui concerne la période 2000-2010, l'analyse des statistiques d'enneigement (ex : carte de moyenne et écart-type) avait déjà été initiée par A. Lessard-Fontaine sur la base des cartes effectuées par V. Doutreleau. J'ai dû reprendre ce travail pour calculer toutes les statistiques et le compléter en y ajoutant l'étude de l'influence de la topographie.

Les premiers résultats de cette étude ayant montré une forte variabilité de l'enneigement au cours de cette récente période de 11 ans (qui par ailleurs a été le théâtre d'une accélération des changements climatiques en Asie), il est intéressant de les comparer avec ceux d'une période de référence plus ancienne et plus stable (1985-2000 : 16 ans).

II METHODE DE PRODUCTION DES CARTES DE NEIGE

II.1 Données utilisées : produits de la télédétection

II.1.1 Cartes de neige MODIS de la décennie 2000-2010

Pour la période 2000-2010, nous disposons de produit de synthèse des cartes de neige et de fraction de neige issues de la base de données MODIS (MOderate Resolution Imaging Spectroradiometer, http://modis.gsfc.nasa.gov/).

Le capteur MODIS a été conçu pour remplir les exigences du programme EOS (Earth Observation System) de la NASA (National Aeronautics and Space Administration), dont le but est l'observation à long terme des sols, de l'atmosphère, de la biosphère et des océans de la Terre. Une des missions de MODIS est d'anticiper les changements climatiques majeurs afin d'assister les politiques de protection de l'environnement.

Le capteur MODIS est présent sur les satellites Terra et Aqua de la NASA respectivement lancés le 1er décembre 1999 et le 4 mai 2002. Lors de son lancement, la bande 6 (moyen infra-rouge) du satellite Aqua a été fortement endommagée et est devenue inutilisable. Comme cette bande d'enregistrement est primordiale pour distinguer la neige des nuages et des sols nus, nous n'utilisons que les données issues du satellite Terra.

Les données du satellite Terra ont une résolution temporelle (répétitivité) de 16 jours et sa fauchée (2 330 km) lui permet de recouvrir le globe chaque jour. Il est en orbite héliosynchrone quasi-polaire circulaire à une altitude de 705 km avec une période orbitale de 96,5 minutes. D'orbite descendante, il passe au dessus de l'équateur le matin vers 10h30 heure solaire locale. La résolution spatiale des images MODIS (pixel) est de 500 m.

II.1.2 Images NOAA-AVHRR pour la période 1985-2000

La technologie d'imagerie satellite est récente (40 ans), toutefois nous avons aussi la chance de disposer de données satellitaires pour la période 1985-2000. En effet, la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA, http://www.noaa.gov/) qui est l'agence américaine responsable de l'étude de l'océan et de l'atmosphère, met à disposition les images de la constellation de satellites NOAA.

La NOAA a été créée en 1970. Elle remplie plusieurs missions, de la collecte de données météorologiques et des océans à leur diffusion, le tout dans un contexte de recherche scientifique. La composante qui fourni les images de télédétection est le National Environmental Satellite, Data, and Information Service (NESDIS).

La constellation de satellites comporte deux familles météorologiques : des satellites géosynchrones (GOES), et les satellites héliosynchrones (TIROS). Nos produits proviennent des satellites TIROS (Television Infrared Observation Satellite), nommés comme ceci :« NOAA-n » (n : numéro du satellite). Ces satellites fournissent des données météorologiques : notamment la température en surface, la quantité de vapeur d'eau ainsi que la mesure de l'albédo terrestre (utilisé pour la détection de la neige, cf. section II.2.1).

Le premier satellite a été lancé en octobre 1970, suivi par plusieurs générations de plateformes embarquant différents capteurs. Nous nous intéressons particulièrement au capteur radio métrique AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer). Sont à l'heure actuelle toujours opérationnels : NOAA 15, 16, 17, 18 et 19.

Le capteur AVHRR enregistre les mesures de radiométrie pour différentes longueurs d'ondes du spectre électromagnétique allant du visible à l'infrarouge. Dans le cas de la détection de la neige, ont utilise les longueurs d'ondes du proche et moyen infrarouge (cf. II.2.1). Cela correspond aux bandes 3A, 3B de l'AVHRR (*Tableau 1*).

AVHRR/3 Channel Characteristics			
Channel Number	**Resolution at Nadir**	**Wavelength (µm)**	**Typical Use**
1	1.09 km	0.58 - 0.68	Daytime cloud and surface mapping
2	1.09 km	0.725 - 1.00	Land-water boundaries
3A*	1.09 km	1.58 - 1.64	Snow and ice detection
3B	1.09 km	3.55 - 3.93	Night cloud mapping, sea surface temperature
4	1.09 km	10.30 - 11.30	Night cloud mapping, sea surface temperature
5	1.09 km	11.50 - 12.50	Sea surface temperature

* *disponible uniquement depuis 1998 (satellite NOOA15 et suivants)*

Tableau 1 : Liste des canaux AVHRR

La résolution spatiale des images MODIS étant de 500 mètres, il sera donc intéressant de comparer ces produits de neige à ceux effectués à partir du capteur AVHRR de la constellation NOAA, dont la résolution est moins fine (1.1 km). La période de recouvrement entre ces deux satellites pour les cartes qui nous ont été fournies est relativement faible car elle ne concerne qu'une petite période d'environ 6 mois de l'année 2000 (Février à Août) sur cette période de 26 ans. Néanmoins, cela nous a permis d'effectuer certaines comparaisons intéressantes et de dégager des différences de résultats entre des produits dont la particularité est de posséder une résolution spatiale différente. La logique voudrait en effet que, en zone de relief, la résolution moins fine de NOAA soit un frein à la détection de la neige quand il y a une différence d'altitude importante (là où la pente est forte). C'est ce que nous étudierons à la section III.3.

II.1.3 SRTM : le modèle numérique de terrain

Le Modèle Numérique de Terrain (MNT) utilisé provient de la mission SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) de février 2000, effectuée par la NASA (http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/). Ce MNT possède une résolution spatiale de 90 m. La méthode utilisée pour le produire est l'interférométrie radar ce qui donne une précision altimétrique de l'ordre du décamètre (+- 10 m). Chaque pixel renseigne une valeur altimétrique codée sur 16 bits.

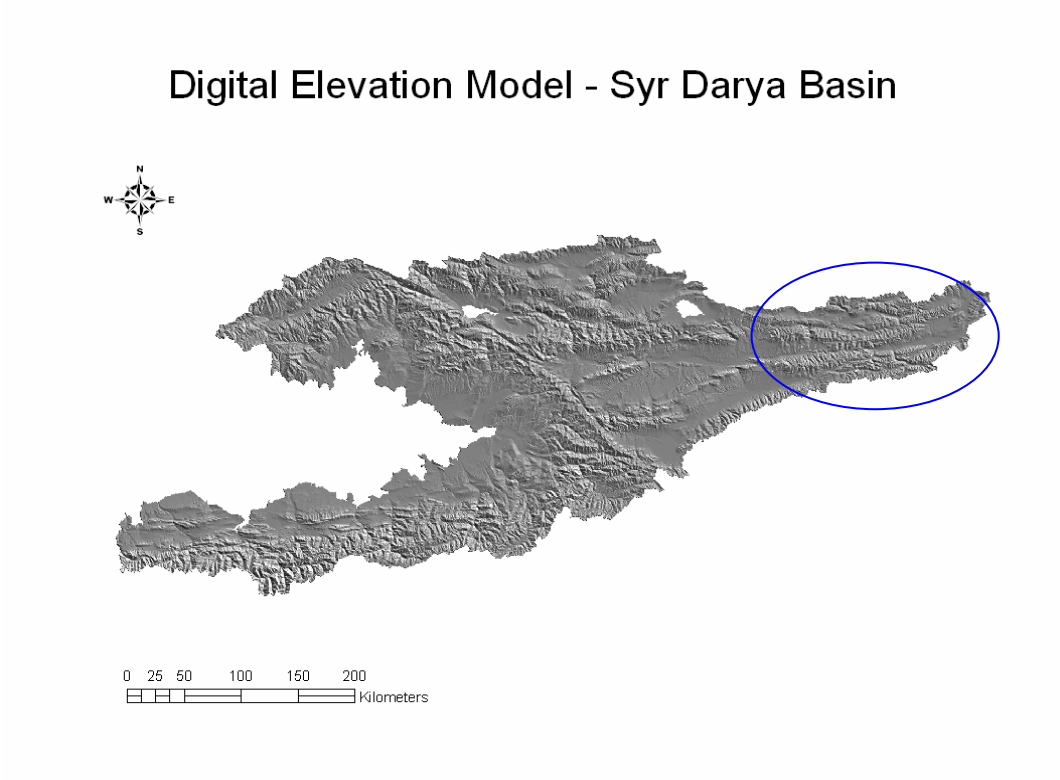


Figure 4 : MNT Ombré, bassin versant du Syr Darya, Kyrgyzstan

A l'est se trouvent les glaciers, et la source du Syr Daria (cercle bleu, *Figure 4*). Pour information, la superficie des glaciers présents sur le Kyrgyzstan a été estimée en 1960 à 8 077 km², selon le catalogue des glaciers de l'URSS (1966).

On distingue aussi plusieurs larges plateaux au centre de la zone, principalement. L'histogramme suivant (*Figure 5*) permet de les mettre en évidence en s'intéressant à la répartition des altitudes.

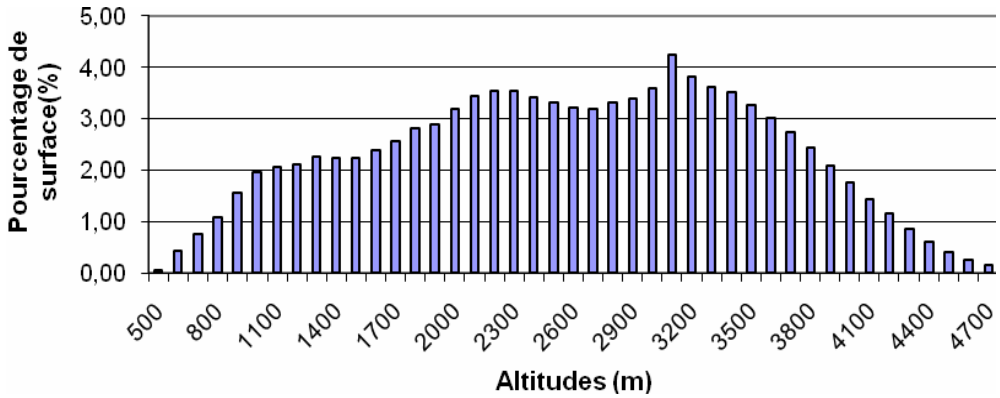


Figure 5: Répartition des altitudes sur le bassin versant du Syr Darya, Kyrgysztan (PFE V.Doutreleau, 2011)

Les altitudes varient de 402 m à 5457 m avec une altitude moyenne de 2531 m. On remarque 3 plateaux correspondant aux sommets de l'histogramme, respectivement aux altitudes 1100, 2300 et 3200 m. On s'intéresse ensuite à la réparation des orientations, puis des pentes (*Figure 6* et *Figure 7*).

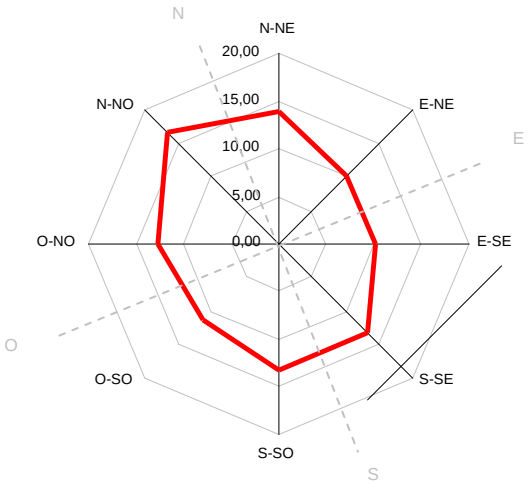


Figure 6 : Répartition des orientations sur le bassin versant du Syr Darya, Kyrgyzstan (V.Doutreleau, PFE 2011)

Toutes les orientations sont présentes, malgré une prédominance pour l'orientation Nord-Ouest / Sud-Est du bassin versant.

Les pentes sont principalement réparties entre 0° et 40°, la majorité étant des pentes comprises entre 0° et 20°. En effet, 42.5% de la surface du bassin versant représentent des pentes relativement faibles, d'un maximum de 10°, ce qui confirme la présence de ces larges plateaux. L'influence des plateaux sur la répartition de la neige sera analysée plus tard dans ce mémoire.

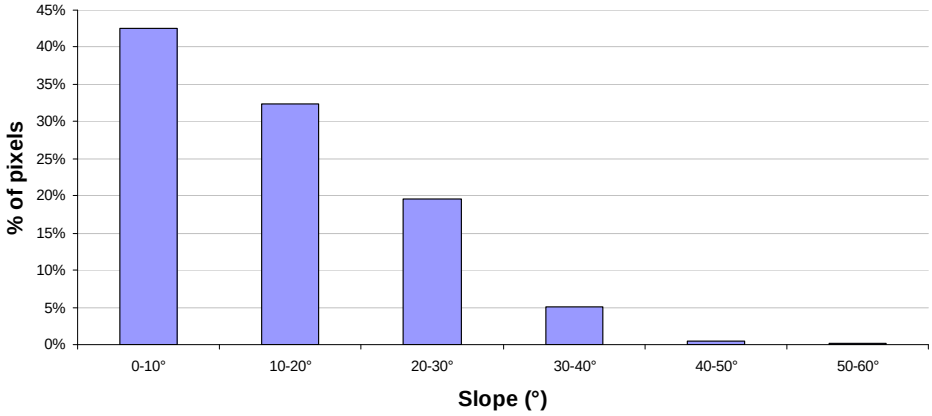


Figure 7 : Répartition des pentes du bassin versant du Syr Darya

II.1.4 Globcover : carte d'occupation des sols

Il est nécessaire d'avoir une carte d'occupation des sols du bassin versant pour caractériser la région d'une part, et évaluer la classification de la neige d'autre part. En effet, comme il est souvent précisé dans la littérature au sujet des algorithmes de classification du couvert neigeux à partir des images satellites optique, l'identification de la neige est souvent mise à mal dans les zones de forêt. Ainsi, la carte d'occupation des sols nous permet de comparer l'étendue de neige pour les zones forestières.

Ci-dessous, une carte effectuée par V.Doutreleau par classification non supervisée par la méthode des « K-means » à partir d'une image MODIS avec le minimum de surface enneigée (5 août 2007).

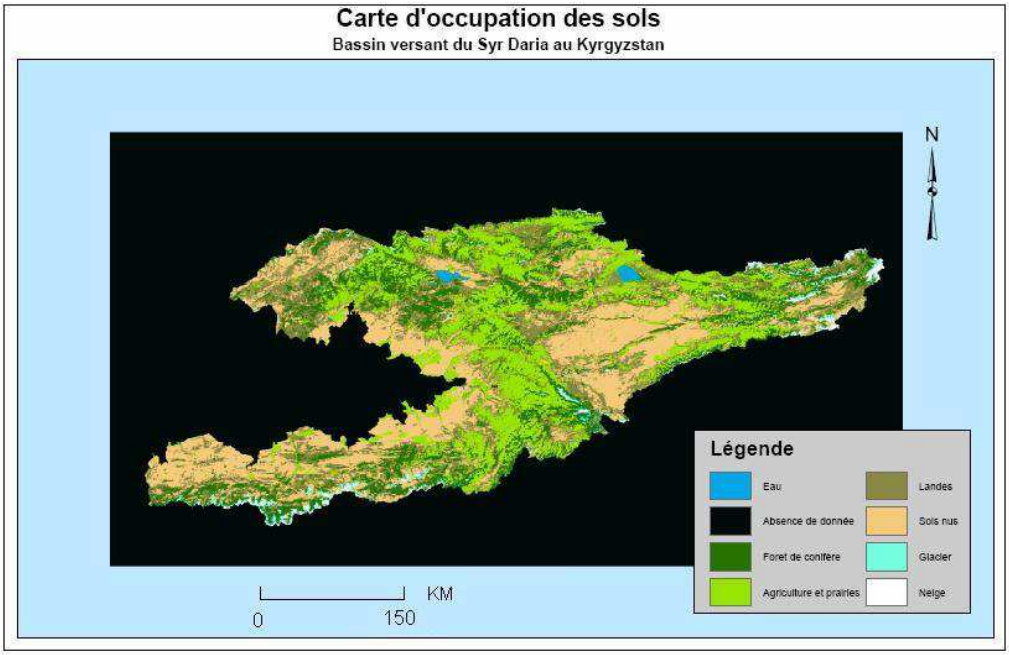


Figure 8 : Carte d'occupation des sols en 2007 (PFE V.Doutreleau 2011)

Pour l'évaluation des cartes de neige, V. Doutreleau a utilisé le « Globcover Land Use product » qui est une carte d'occupation des sols d'une résolution spatiale de 30 m (http://due.esrin.esa.int/globcover/). Elle est issue du capteur MEdium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS) embarqué sur satellite ENVISAT. Cela lui a permis de déterminer une erreur de classification de la neige maximale de 7.5% hors forêt, et jusqu'à 10% pour les zones boisées (PFE V. Doutreleau, 2011, p 23).

Pour étudier l'enneigement des zones sous couvert forestier avec plus de précision, j'ai créé un masque de forêt à partir du fichier Globcover (*Figure 9*). Il sera utile pour comparer à la fois l'algorithme « Snowmap » de MODIS (période 2000-2010) et aussi l'algorithme « APOLLO » utilisé dans le cas des images NOAA (période 1985-2000), qui sont les algorithmes respectifs pour classer la neige (voir section II.2).

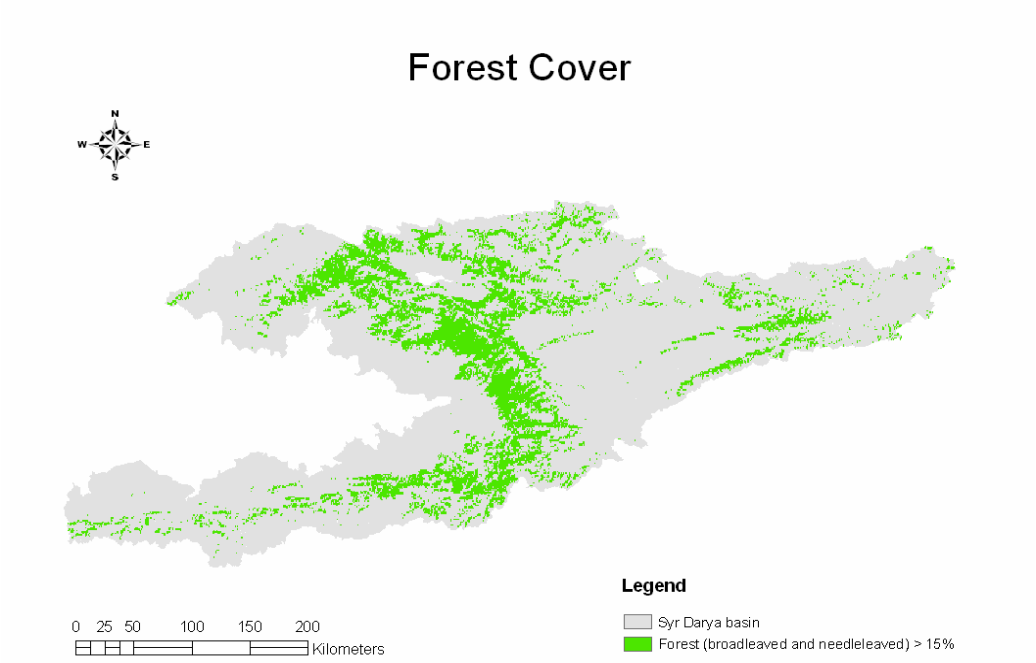


Figure 9 : Carte du couvert forestier, 2005-2006

Nous avons décidé de fusionner les classes de forêts les plus pertinentes au regard de l'impact sur la classification de la neige, c'est-à-dire principalement les forêts de conifères et celles où les feuillus représentent au moins 15% de l'occupation au sol. En effet, en dessous de ce seuil, les forêts éparses n'influencent pas la classification de la neige car les arbres sont suffisamment espacés pour que leur cime ne masque pas la majorité du sol enneigé. Au total, les zones forestières représentent 17.6% de notre territoire d'étude.

II.2 Méthodes et algorithmes de production des cartes de neige

Les travaux de l'ensemble des stagiaires ayant participé au WP2 du programme ACQWA ; Alain Boos et William Kiage (TFE ESGT de 2009 et 2010), et Violaine Doutreleau (INSA, 2011) présentent les protocoles de création des cartes et les algorithmes de classification de la neige. Tous ont travaillé à partir du capteur MODIS. La partie suivante de mon TFE, en particulier celle à propos de l'algorithme *Snowmap* de MODIS, est inspirée de leur travail qui m'a permis de vite comprendre la méthode grâce à leur travail précis et complémentaire les uns avec les autres.

Le but de la partie MODIS de mon TFE est plus d'analyser les données en y apportant l'information topographique, plutôt que de présenter à nouveau ce qui a été déjà décrit dans le TFE précédents. Ainsi, pour de plus amples informations à ce sujet, prière de se référer à leurs mémoires, listés en bibliographie.

II.2.1 Principes de classification de la neige

La neige est formée de glace cristallisée et agglomérée en flocons, d'air et (quand la température est proche de 0°) d'une certaine fraction d'eau. D'autre part, selon qu'elle est fraîche ou plus ancienne, elle se compose d'un certain nombre de particules et d'impuretés (poussières, pollens, suies etc.). Ainsi, les propriétés optiques et spectrales de la neige dépendent de la géométrie des grains, de la proportion en eau et des impuretés présentes (J. Dozier, 1989 ; A. Boos, 2009).

Les caractéristiques spectrales uniques de la neige sont relativement constantes suivant la surface et l'éclairement (Riggs et Hall, 2004 ; A. Boos, 2009). C'est-à-dire que sa réflectance est particulièrement importante dans le visible, et est faible dans le proche infrarouge. Ainsi, on peut normalement distinguer la neige des autres surfaces par un ratio entre les réflectances du visible et de l'infrarouge. Par exemple, la distinction entre neige et nuage, matières qui reflètent toutes deux fortement dans le visible, se fait par distinction entre la valeur de leur réflectance dans le proche infrarouge (beaucoup plus forte pour les nuages). Ce ratio est dénommé NDSI (Normalized Difference Snow Index, Dozier, J. 1989) par analogie à l'index de végétation NDVI (Normalized Difference Vegetation Index).

Équation 1

$$NDSI = \left(\frac{R_{visible} - R_{MIR}}{R_{visible} + R_{MIR}} \right)$$

Avec $R_{visible}$ la réflectance dans le visible (vert) et R_{MIR} la réflectance dans le moyen infrarouge.

Le NDSI permet aussi de distinguer le diamètre des grains de neige. D'après les études sur ce sujet, il est préférable d'utiliser pour le visible le vert (550-600 nm) ou le rouge (625.700 nm). Le bleu, quant à lui est influencé par les particules atmosphériques qui le diffusent, d'où la couleur à dominante bleue du ciel. Pour ce qui est de l'infrarouge, seule la longueur d'onde de 1.6 µm est utilisée car elle permet de distinguer les nuages de la neige, et est liée à la taille des grains.

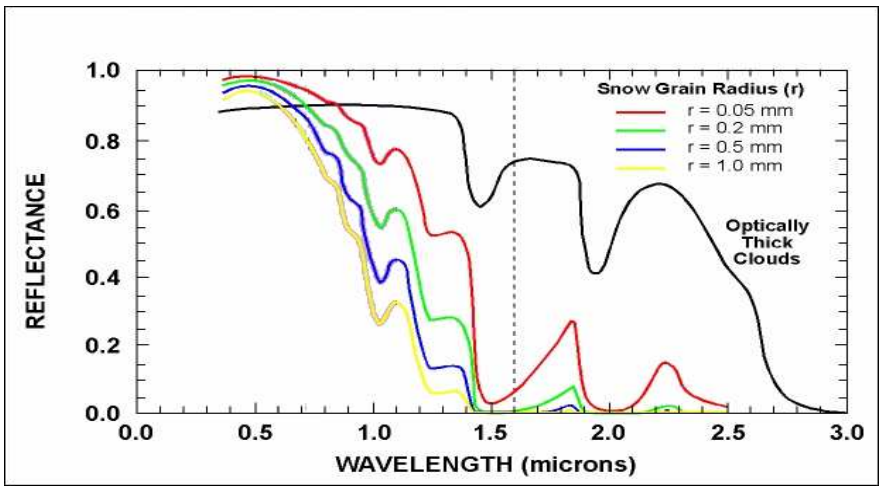


Figure 10 : Comparaison des réflectances de la neige par taille de grain, pour des nuages denses. Source : NOHRSC (http://www.nohrsc.noaa.gov/nsa)

II.2.2 Erreurs dans le calcul d'albédo

La mesure de réflectance terrestre par tédétection optique est principalement perturbée par l'atmosphère et la topographie du terrain.

Les différentes couches atmosphériques, qui sont chargées en aérosols et en gaz perturbent les rayons lumineux qui les traversent de deux manières : la première est l'absorption et la seconde la diffusion. L'absorption dépend des teneurs en aérosols et surtout en gaz (O3, H2O, O2, CO2, CH4, et N2O). La diffusion engendre des trajets multiples qui réduisent les valeurs de la réflectance.

En zone de montagne, le relief est important et peut perturber aussi la mesure de la réflectance. Cela dépend de l'éclairement (effet d'ombre) et de la situation topographique. L'ombre induite par des changements de pente peut réduire la valeur de la réflectance car les rayons du soleil sont bloqués par les accidents du terrain. De plus, l'angle d'incidence des rayons lumineux varie selon la pente : il est maximal pour les versants fortement inclinés (proche de 90°) ce qui augmente l'énergie reçue.

En fond de vallée l'air est plus humide qu'en altitude ce qui a pour conséquence une épaisseur optique plus grande : les rayons lumineux qui la traverse sont perturbés. Ceci peut provoquer l'apparition de brumes matinales sur le terrain et se caractérise par des effets de flou dans les images de télédétection.

Enfin, les multiples trajets des rayons lumineux causent une réflectance bidirectionnel qui surestime la réflectance en un point. Ceci est provoqué par la réflexion d'une partie des rayons lumineux sur les versants voisins.

Ainsi, pour calculer le plus fidèlement possible la réflectance au sol les logiciels de traitement utilisent des fenêtres atmosphériques (où l'absorption est réduite) pour corriger les effets dus à la composition en gaz et aérosols de l'atmosphère et des modèles numériques de terrain pour les corrections des erreurs liées à la topographie. Néanmoins, l'utilisation de ratios de bandes normalisés (NDSI) permet l'égalisation des radiométries et suffit, dans le cas de MODIS, à corriger correctement les problèmes liés à la topographie.

II.2.3 Protocole « *Snowmap* » pour les produits MODIS

II.2.3.1 Principe

Le National Snow and Ice Data Center (NSIDC) a mis en place un algorithme de traitements des images MODIS pour la création de cartes de neige (*Snowmap).* Ces cartes sont binaires, c'est-à-dire que si un pixel est enneigé à plus de 50% de sa surface, il sera classé en neige. Régulièrement mis à jour, c'est la version 5 qui a été utilisée pour produire les cartes de neige que nous avons utilisées (http://nsidc.org/data/myd10a2.html).

Le principe au cœur de cette algorithme s'appuie sur les propriétés de réflectance de la neige. La difficulté est particulièrement de distinguer entre la neige, la glace et les nuages dont les réflectances sont similaires dans le visible (nuances de blanc). C'est pourquoi il faut étudier plus précisément la réflectance pour le proche infrarouge. En effet, la neige, et la glace réfléchissent la lumière de façon beaucoup plus importante dans le visible que dans le proche infrarouge, alors que la majorité des nuages possède une réflectance élevée dans le proche infrarouge (PIR).

Cependant, certains nuages à cristaux de glace (au contraire des nuages à gouttelettes d'eau) possèdent une faible réflectance pour la longueur d'onde 1,6 μm (PIR). Il en résulte des problèmes de classification. Pour plus de détails, se référer au mémoire d'A. BOOS ou à Hall et al., 2001.

L'algorithme repose sur l'application de plusieurs seuillages pour composer les cartes de neige. Il se base sur un certain nombre de critères selon les caractéristiques spectrales respectives de la neige et des nuages, dont le NDSI (Normalized Difference Snow Index).

L'équipe de recherche de MODIS a contrôlé puis validé l'algorithme *Snowmap* lorsque des données Landsat Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) étaient disponibles. Les résultats montrent que l'algorithme *Snowmap* classifie plus de neige que ce qu'il en existe en réalité. Aussi, la précision des cartes varie en fonction de l'occupation du sol, bien que l'erreur soit inférieure à 1% pour tous les types d'occupation des sols excepté les forêts (Hall et al., 2001). Cette erreur atteint son maximum à 9-10% entre novembre et avril, pour des zones de forêts.

Les cartes produites ont été recodées selon le cahier des charges du programme ACQWA (Dedieu et al., 2013). Par ailleurs ces codes seront aussi utilisés pour les cartes NOAA, de la période 1985-2000.

MODIS - 8-Days Snow Cover	
Pixel value	**Description**
0	No data
25	Snow-free land
37	Inland water
50	Cloud
100	Lake ice
200	Snow

Tableau 2 : Codes de classification des cartes de neige (cahier des charges ACQWA WP2)

II.2.3.2 Précision de l'algorithme

Comme l'ont montré les études de A. Boos et W. Kiage, ainsi que l'a très bien résumé V. Doutreleau, les problèmes majeurs avec la classification « *Snowmap* » de MODIS résident en trois erreurs :
- classification de nuages au lieu de la neige,
- classification de lacs en neige,
- mauvaise identification de la neige sous forêt.

La mauvaise classification des lacs peut se corriger en appliquant un seuillage sur la bande 2 (proche infra-rouge) des images.

Le problème avec les nuages est plus difficile à corriger. En effet, comme l'a remarqué Alain Boos, cette mauvaise classification se distingue particulièrement en plaine. Cela résulte en la formation d'îlots de neige en été. Observation que l'on a aussi remarquée sur les images de NOAA. Alain Boos a validé l'observation grâce à la comparaison des images de réflectance et des images de neige et estimé l'erreur à moins de 3%.

Même si coupler le NDSI et le NDVI (utilisé uniquement pour *Snowmap*) permet d'en réduire l'impact, la mauvaise classification de la neige en zone de forêt reste une faiblesse des algorithmes de classification de la neige pour les satellites optiques. En effet, le couvert forestier masque une grande partie de l'information. Bien entendu, l'erreur de classification dépend de la densité et du type de forêt.

L'erreur de positionnement des pixels quand à elle est d'½ pixel, ce qui est relativement faible.

La couverture nuageuse reste donc le problème majeur car elle entraîne soit un manque d'information par obstruction des pixels, soit une mauvaise classification de nuage en neige. Comme nous utilisons des produits de synthèse à 8 jours, et étant donné le fait que la couverture nuageuse est en moyenne relativement faible pour le Kyrgysztan, il n'a pas paru utile d'effectuer des traitements complémentaires pour corriger ces problèmes pour les cartes MODIS. Par ailleurs, A. Boos à déterminé le seuil de 10% de couverture nuageuse du bassin versant comme limite au delà de laquelle toute étude statistique n'est pas viable.

Toutes erreurs confondues, la précision de ces produits est de 93 % (Hall et al., 2001), ce qui fait de MODIS un capteur largement utilisé pour les études d'enneigement.

II.2.4 Protocole de classification « *APOLLO* » pour les images NOAA-AVHRR

L'algorithme *APOLLO* (AVHRR Processing scheme Over cLouds, Land and Ocean), est le premier algorithme à utiliser les 5 canaux spectraux du capteur AVHRR (Saunders et Kriebel, 1988). En effet, l'algorithme utilise pour discrétiser les nuages et la neige les canaux spectraux et thermiques du capteur AVHRR. Les pixels sont classés en 4 catégories, selon les valeurs dans les différents domaines spectrales. Ces 4 classes sont respectivement caractérisées: pleinement ennuagé, partiellement ennuagé, sans nuages et neige/glace. Les nuages sont divisés en 3 classes selon leur température dans les canaux de l'infrarouge thermique (canal 4 : 10.0-11.3 µm, canal 5 : 11.5-12.5 µm), et les canaux de réflectance 1 et 2.

La critique principale que l'on peut faire de cet algorithme est sa conception orientée vers la détection des nuages. En effet, même si elle s'oppose à la classification de la neige, la détection des nuages poussée (nuage glacé, à gouttelettes d'eau, cirrus etc.…) peut empêcher de déterminer certains pixels de neige. En particulier, les qualités spectrales de la neige sont amenées à évoluer dans le temps, ainsi elle n'est pas la même en début ou en fin de saison, en période très froide ou plus chaude ou encore selon que le pixel est plus enneigé ou non. On peut donc supposer qu'un algorithme orienté principalement sur la détection de la neige serait plus à même de prendre en compte ces particularités et donc serait plus efficient.

En revanche, l'une des forces de cet algorithme réside dans l'application de seuils radiométriques adaptables à la région étudiée (selon l'occupation du sol et la topographie).

III DYNAMIQUE D'ENNEIGEMENT DURANT LA SERIE TEMPORELLE 2000-2010 (MODIS)

III.1 Données utilisées

J'avais à ma disposition les cartes d'enneigement pour la période 2000-2010, produit de couverture neigeuse à 8 jours du satellite Terra, MODIS (*Snowmap*). Comme l'a indiqué V.Doutreleau dans son mémoire de projet de fin d'étude, ces produits renseignent le maximum de neige sur 8 jours consécutifs. C'est-à-dire que si un pixel est classé en neige au moins une fois sur la période de 8 jours, il sera classé en neige pour la carte de synthèse (*Tableau 3*).

Données MODIS (1985-2010), synthèses à 8 jours			
Année	Nb cartes disponibles	Cartes manquantes	% cartes manquantes
2000	37	9	20%
2001	44	2	4%
2002	45	1	2%
2003	46	0	0%
2004	46	0	0%
2005	46	0	0%
2006	46	0	0%
2007	46	0	0%
2008	46	0	0%
2009	46	0	0%
2010	46	0	0%
Total	494	12	2%

Tableau 3: Récapitulatif des cartes de neige à 8 jours disponible - MODIS 2000-2010

III.2 Traitements réalisés

III.2.1 Etude de l'enneigement annuel

A partir des cartes de neige effectuées par Violaine Doutreleau avec le protocole établit par Alain BOOS, j'ai effectué des cartes de moyenne et d'écart type d'enneigement interannuel (moyennes de la série 2000-2010). Ces produits, réalisées à l'aide du logiciel MATLAB, ont permis de considérer la variabilité d'enneigement et en particulier sa répartition géographique (*Tableau 4*).

Standard Deviation of Snow Cover	
Pixel value	**Description**
0-60	Std.Dev (days)
10 000	No data

Snow Cover Duration + Mean Snow Cover	
Pixel value	**Description**
0-365	Snow Cover (days)
10 000	No data

Tableau 4 : Codes des cartes d'écart type et de moyenne d'enneigement (idem aux cartes de durée 'enneigement)

Ensuite, il est nécessaire d'étudier plus particulièrement les statistiques d'enneigement en croisant les informations de moyenne et d'écart type avec la topographie.

III.2.2 Etude topographique de la variabilité du couvert neigeux annuel

J'ai d'abord effectué une analyse visuelle des cartes de moyenne et d'écart type d'enneigement. Je me suis aperçu qu'entre autre il semblait y avoir une forte corrélation entre l'altitude, la pente et l'écart type. En particulier, trois zones de très larges plateaux semblent se dégager des autres en raison de leur écart-type élevé, comme on peut le voir sur la carte suivante qui nous présente le MNT ombré (*Figure 11*).

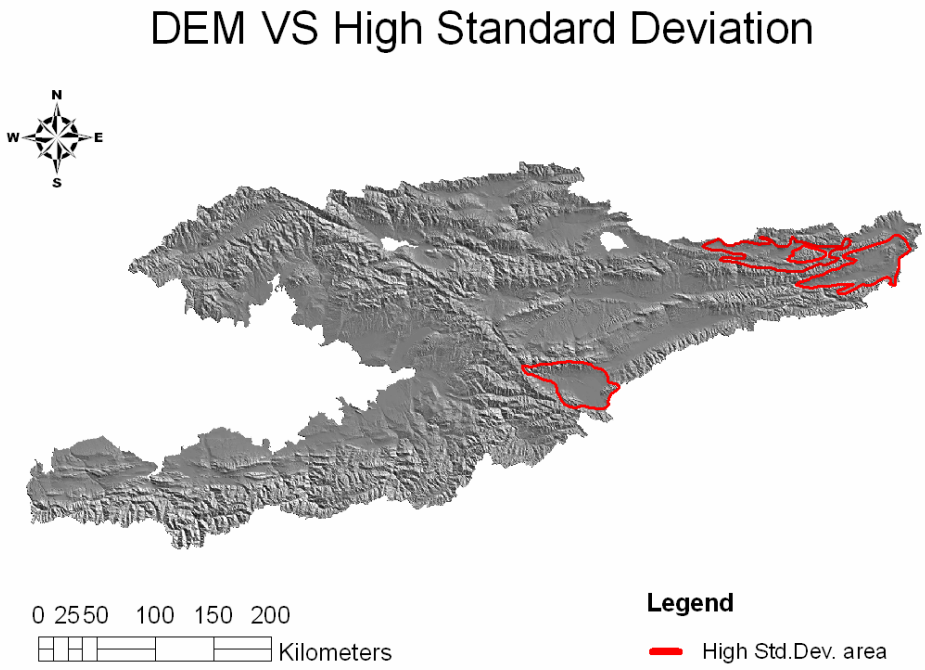
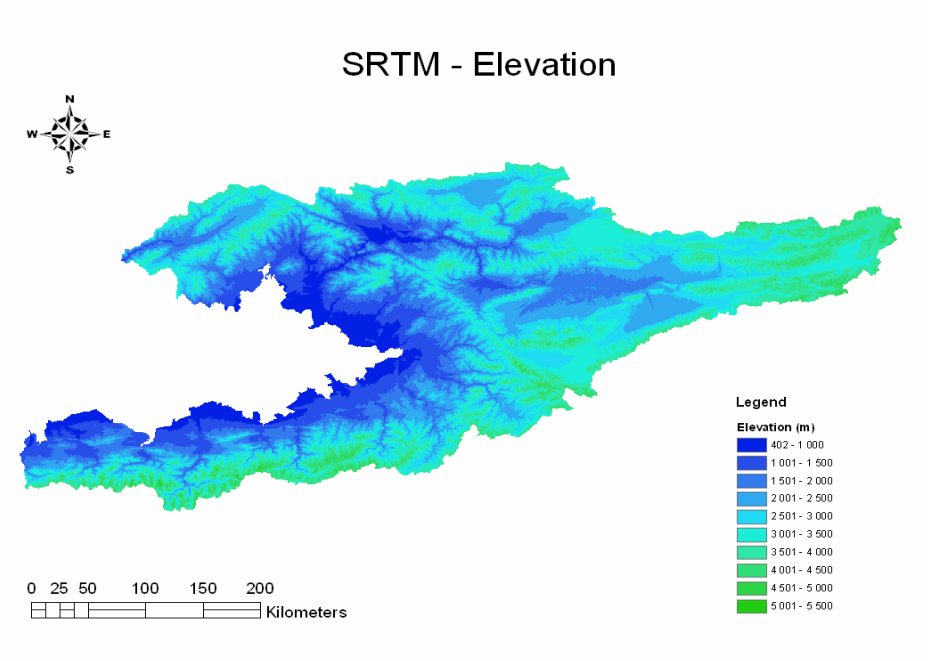


Figure 11 : Représentation des grandes zones de variabilité de l'enneigement et du relief

Les aires délimitées en rouge représentent donc le plus fort écart type d'enneigement sur la série 2000-2010 (Dedieu et al., 2013). On remarque nettement que ces régions forment de très grands plateaux. La superposition du MNT nous a permis de déterminer qu'il s'agit de plateaux situés à environ 3000 mètres d'altitude. Après une plus profonde analyse effectuée par M. Dedieu, il apparaît que ces régions présentent à peu près les mêmes caractéristiques paysagères. En effet, ce sont de grandes étendues de sols nus composés majoritairement de tourbière ou de prairies marécageuses où sillonnent des rivières.

Afin de confirmer ces observations visuelles, nous avons décidé d'effectuer une analyse statistique poussée de l'enneigement en fonction de l'altitude.
Pour ce faire, j'ai effectué des cartes de moyenne d'enneigement, puis d'écart type par tranche d'altitude (*Tableau 5*). C'est-à-dire que les pixels situés à une altitude comprise dans la tranche désignée, se verront affectés de leur valeur moyenne d'enneigement (moyenne sur 11 années) dans une première carte, puis sa valeur d'écart type dans une seconde. J'ai d'abord choisi des tranches d'altitude de 500 m (*Figure 12*). Puis, en exportant les statistiques de chaque carte, cela a permis de distinguer le comportement moyen des pixels enneigés en fonction de l'altitude.



Elevation	%
[402;1000]	5,7%
[1001;1500]	11,0%
[1501;2000]	13,9%
[2001;2500]	17,3%
[2501;3000]	16,7%
[3001;3500]	18,3%
[3501;4000]	12,1%
[4001;4500]	4,4%
[4501;5000]	0,5%
[5001;5500]	0,02%
Total	100%

Figure 12 : Répartition des altitudes par tranches de 500 m

Elevation Vs Snow Cover Duration (SCD+Mean)	
Pixel value	**Description**
0-365	SCD (days) for the elevation selected
500	Other pixels from the watershed
10 000	No data

Elevation Vs Std. Dev. SCD	
Pixel value	**Description**
0-60	Std.Dev. (days) for the elevation selected
500	Other pixels from the watershed
10 000	No data

Tableau 5 : Codes des cartes de durée, de moyenne (à gauche) et d'écart type en enneigement (à droite), fonction de l'altitude

Pour que l'analyse soit la plus complète possible il est nécessaire de coupler ces informations avec l'orientation et la pente. On a choisi tout particulièrement de s'intéresser à la distribution de l'écart type d'enneigement selon la pente et l'altitude. Le but est en effet ici d'étudier la variabilité de l'enneigement sur une période de 10 années hydrologiques (ex : 1er septembre 2009 - 31 août 2010), soit 11 années civiles. Au final chaque classe d'altitude est divisée en 5 classes de pente. Les données sont calculées et regroupées dans des fichiers Excel à partir du logiciel MATLAB (voir III.3.1.1).

III.2.3 Etude de l'enneigement saisonnier

En réponse à la demande des responsables du projet ACQWA, j'ai dû produire des cartes représentant les principales dates clé de l'enneigement, c'est-à-dire le premier jour de neige (Snow Cover Start, SCS), et le premier jour de fonte (Snow Cover Melting, SCM). Ces cartes ont été produites directement à partir des cartes de neige du NSIDC grâce au logiciel MATLAB. Elles renseignent pour chaque pixel du bassin versant respectivement la date en jours julien du premier jour où il est enneigé, et la date du premier jour sans neige. Pour cela il nous a été nécessaire de déterminer les différentes périodes d'enneigement annuelles c'est-à-dire la période fusion et la période d'enneigement, à partir des données de couvert nival moyen pour chaque 8 jours (III.2).

La difficulté est ici de bien déterminer les bornes utilisées afin d'éviter les petits épisodes de neige ou de fonte qui interviennent de façon ponctuelle, lorsqu'il y a une baisse ou une hausse de température (ainsi que des précipitations) limitée à quelques jours. C'est-à-dire qu'il faut éviter de tomber dans le piège par exemple d'un « redoux » épisodique durant l'hiver : la neige fond cette fois sans avoir entamé le cycle de fonte annuel.

Snow Cover Start (SCS)	
Pixel value	**Description**
0	Snow free
217-365	SCS (day of year)
10 000	No data

Snow Cover Melting (SCM)	
Pixel value	**Description**
0	Glaciers
89-217	SCS (day of year)
10 000	No data

Tableau 6 : Codes des cartes de premier jour de neige (SCS) et de premier jour de fonte (SCM)

Ensuite, j'ai créé des cartes renseignant la durée d'enneigement en jours de chaque pixel par année (Snow Cover Duration, SCD), et en moyenne sur la période.

Snow Cover Duration + Mean Snow Cover	
Pixel value	**Description**
0-365	Snow Cover (days)
10 000	No data

Tableau 7 : Codes des cartes de durée (SCD) et de moyenne (Mean Snow Cover) d'enneigement

L'indice de couverture nivale (Snow Cover Index, SCI) est utilisé pour caractériser chaque année selon sa quantité de neige (Wand and Xie., 2009 ; Dietz et al. 2013). Le SCI est donc calculé comme suit :

Équation 2

$$SCI = \sum_{i=1}^{N} A * SCD_i$$

Avec *A* qui représente la taille d'un pixel (0.215 km² pour MODIS, et 1.21 km² pour NOAA), *SCDi* la durée d'enneigement du pixel (en jours) et *N* le nombre total de pixels du bassin versant étudié.

III.2.4 Répartition périodique et topographique de l'ennuagement

Comme nous l'avons déjà dit, les nuages sont la source majeure de biais dans la classification de la couverture neigeuse. Il me fallait donc inclure une analyse sur les nuages, afin de vérifier notamment que l'on ne dépassait pas le seuil établit par Alain Boos, à savoir 10% de couverture nuageuse.

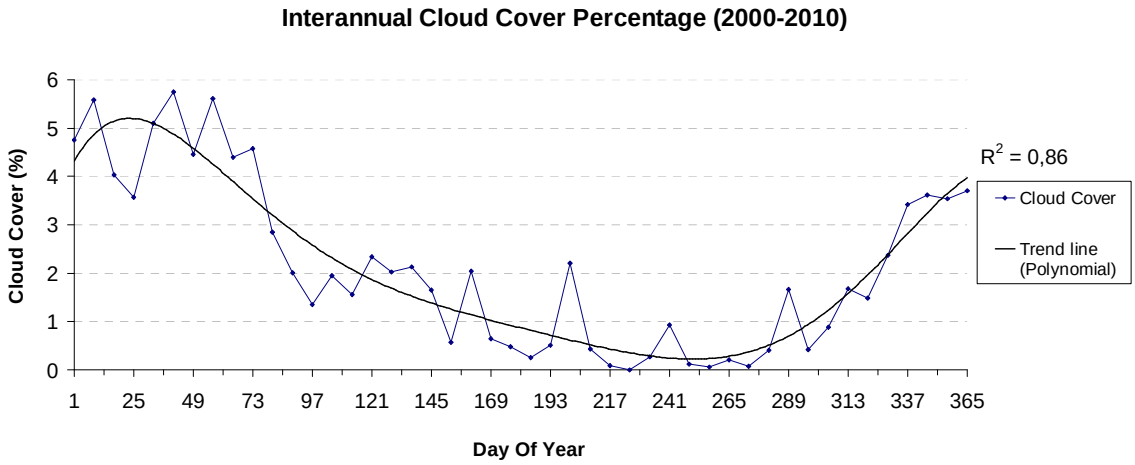


Figure 13 : Couverture nuageuse quotidienne, moyenne 2000-2010, Syr Darya

En figure 13, on remarque que la couverture nuageuse moyenne reste faible (environ 5% au maximum, en hiver). Cela est notamment dû au fait que nous utilisons des images à 8 jours, qui renseignent le maximum de neige mais aussi le maximum d'informations, les nuages étant considérés en quelque sorte comme un « bruit » de l'image quand on s'intéresse à la présence ou non de la neige. C'est un problème plus épineux pour l'utilisation d'images quotidiennes.

Le coefficient de détermination ($R^2 = 0.86$) nous renseigne sur la corrélation du taux de nuages avec le temps. Ainsi on remarque qu'il y a plus de nuages en hiver qu'en été, et que la distribution entre ces deux périodes du taux de couverture nuageuse est relativement progressive.

La carte de couverture nuageuse (*Figure 14*) renseigne sur les zones les plus fortement couvertes par les nuages sur l'ensemble de notre territoire d'étude. Le taux d'ennuagement présente une répartition sensiblement corrélée avec la topographie des lieux, à quelques exceptions près. Ainsi, on remarque qu'au centre de la carte, où se trouvent des plateaux de haute altitude dont l'enneigement annuel est relativement faible pour ces altitudes, il y a une importante couverture nuageuse. La carte d'occupation des sols nous indique que cela correspond principalement à une végétation clairsemée et de sol nu (*Figure 8*).

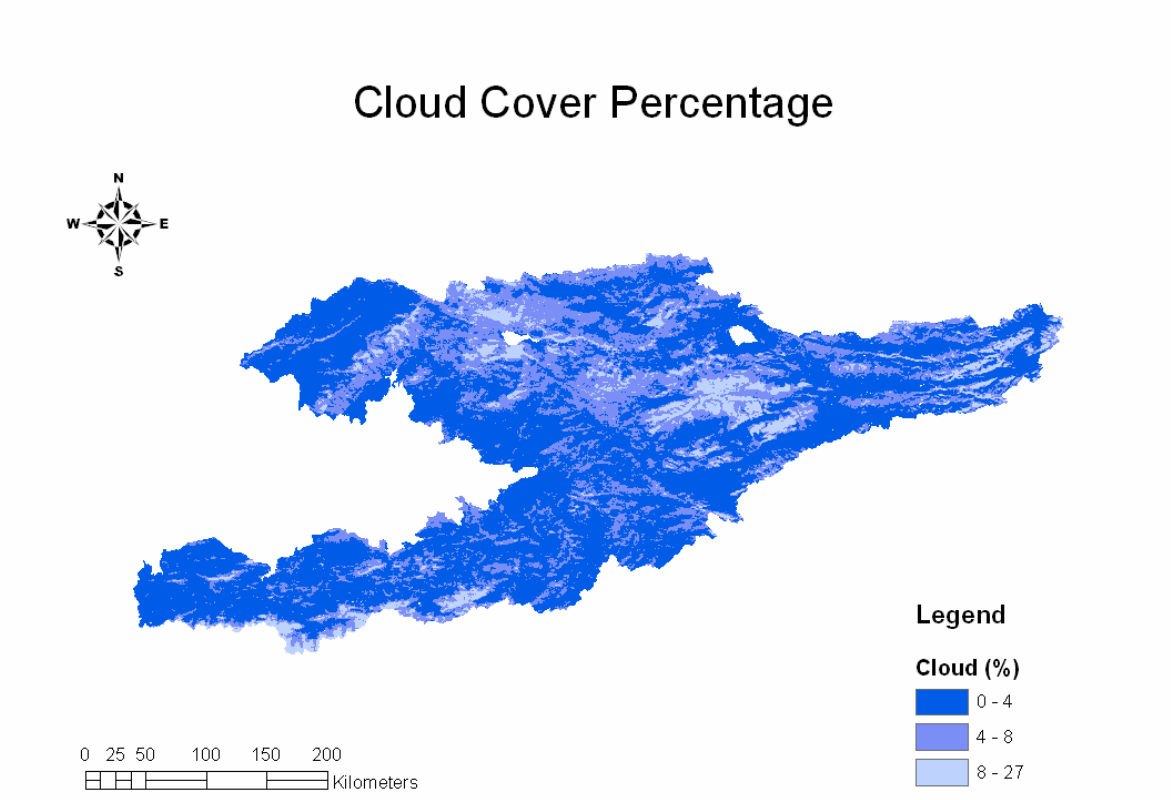


Figure 14 : Couverture nuageuse, moyenne 2000-2010

III.3 Analyse des résultats

III.3.1 Répartition topographique de l'enneigement interannuel

La carte de moyenne d'enneigement interannuelle nous renseigne non seulement sur les extrêmes de l'enneigement moyen sur la période (durée minimum et maximum) mais aussi sur sa répartition spatiale. De même, la carte d'écart type de neige nous renseigne sur la variabilité de l'enneigement dans sa répartition sur le territoire.

Il semble logique que la répartition de l'enneigement moyen soit intrinsèquement liée à l'altitude. En effet, plus on est haut en altitude, en général, plus la température est basse d'où une durée moyenne d'enneigement qui est supérieure à celle des plaines.

Sur la carte suivante (*Figure 15*), on remarque l'enneigement en fonction de la topographie : les crêtes sont les lieux où l'enneigement moyen est le plus important. De même, les zones de talwegs, point les plus bas, se remarquent notamment par la couleur bleu représentant l'enneigement moyen le plus faible. La superposition de la topographie et de la moyenne d'enneigement sur la période 2000-2010 semble démontrer une très forte corrélation entre l'altitude et la durée d'enneigement, ce qui est logique.

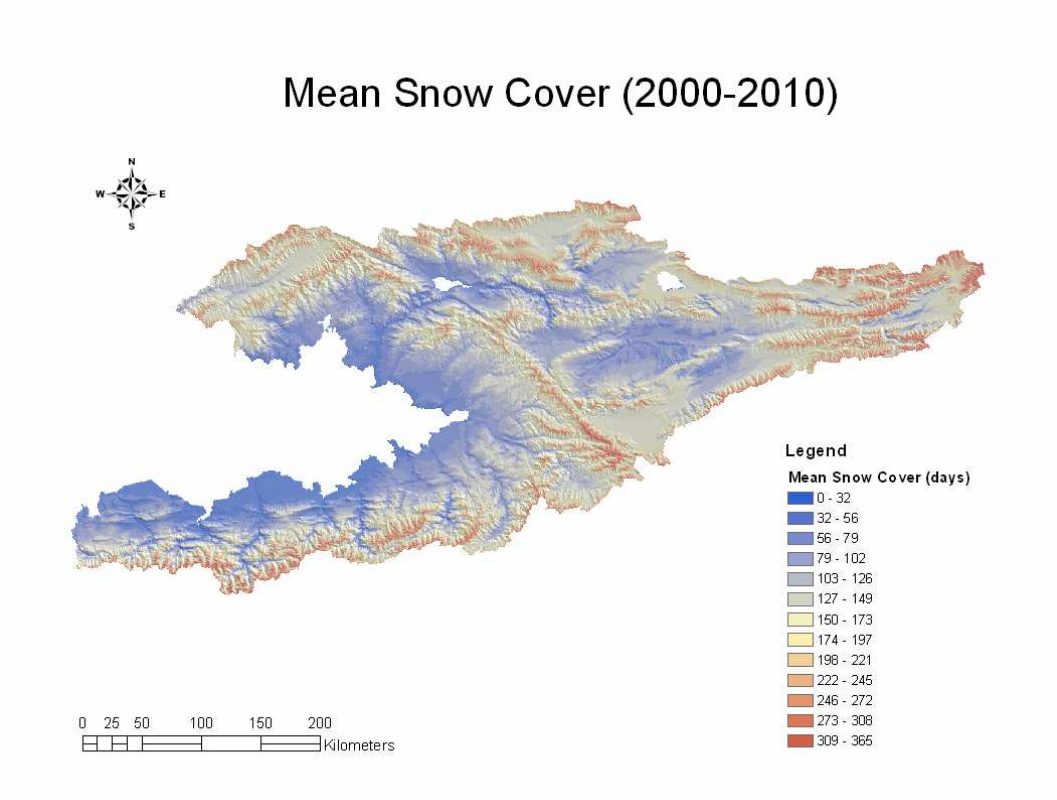


Figure 15 : Carte de moyenne interannuelle d'enneigement et relief du terrain

III.3.1.1 Analyse topographique de la variabilité du couvert neigeux interannuel

Comme nous l'avons remarqué visuellement grâce à la carte d'enneigement moyen, la durée d'enneigement semble distribuée selon une altitude croissante. L'analyse statistique permet de confirmer cette hypothèse. Voici ci-dessous (*Figure 16*) un graphique représentant la moyenne d'enneigement en jours en fonction de la tranche d'altitude.

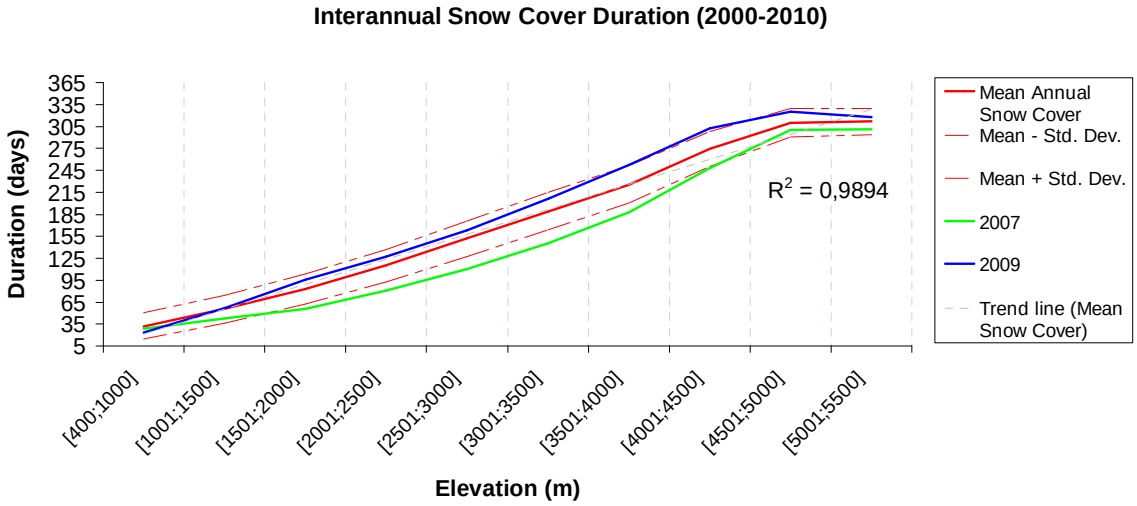


Figure 16 : Durée d'enneigement en fonction de l'altitude

Sont représentées sur ce graphique, la moyenne sur 10 ans, les années 2007 et 2009 qui sont respectivement l'année la plus déficitaire et l'année la plus excédentaire en terme d'enneigement (pour la période 2000-2010). Pour ces séries, l'enneigement moyen par altitude n'est jamais nul, c'est pourquoi l'échelle ne démarre pas à 0.

On constate que l'enneigement augmente logiquement avec l'altitude, avec un coefficient de corrélation de 0.99, mais avec une durée d'enneigement qui à tendance à se stabiliser à partir de 4500 m. Il paraît en effet logique de considérer que la présence de la neige (sa stabilité) soit directement liée à la baisse de température. Pour vérifier cette hypothèse, il faut regarder aussi l'écart type interannuel, indicateur du retour de la neige. Le graphique suivant présente l'écart type d'enneigement, sur la période 2000-2010, en fonction des tranches d'altitude.

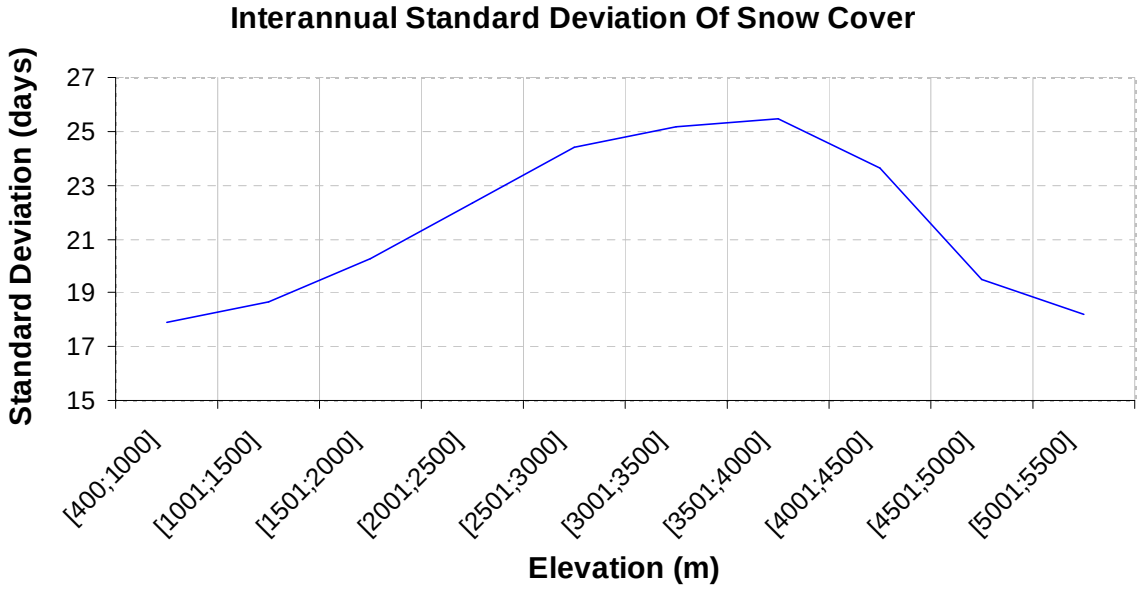


Figure 17 : Ecart type d'enneigement, fonction de l'altitude

L'écart type d'enneigement (*Figure 17*) augmente à faible altitude, se stabilise entre 3000 et 4000 m, puis baisse. Il est frappant de constater que la variabilité de l'enneigement sur 10 ans est maximale pour une altitude relativement importante, là même où normalement la température est relativement basse. En effet, une différence de plusieurs degrés n'aurait logiquement pas le même impact sur la présence de la neige selon que l'indice de température moyen pour la zone concernée soit faible (bien au dessous de 0°C) ou non.

Là aussi, pour que l'analyse soit la plus complète possible, il faut s'intéresser à la répartition de la pente, voire de l'orientation, aux altitudes concernées. En effet, le seul facteur altitude ne saurait à lui seul expliquer la répartition de l'enneigement et sa variabilité interannuelle.

Ci-dessous, le graphique présente pour chaque tranche de pente, l'évolution de l'écart type d'enneigement en fonction de l'altitude (*Figure 18*). Les tranches d'altitude précédentes ont été fusionnées ici pour plus de cohérence quand au comportement de celles-ci au regard de la variabilité de neige.

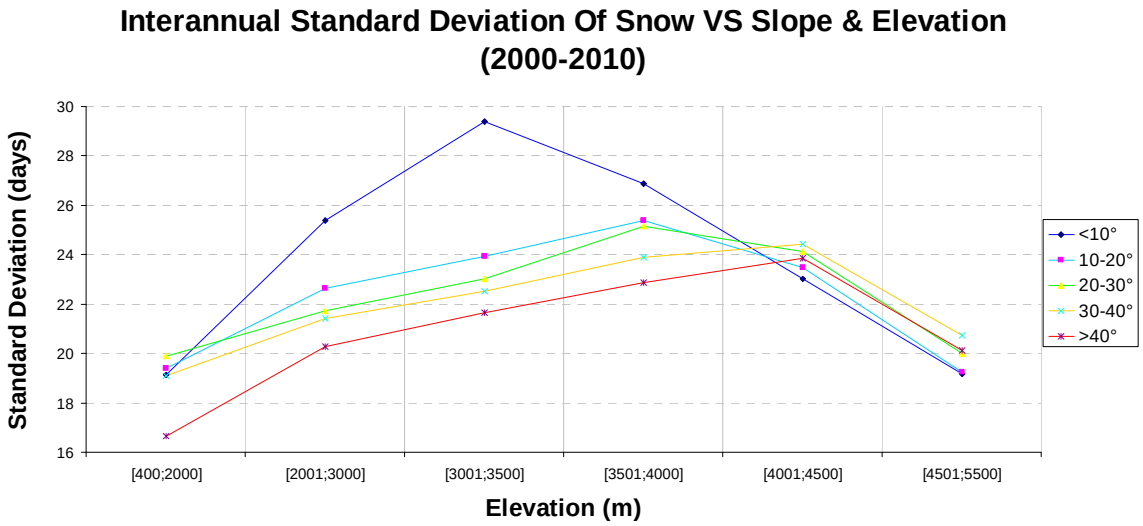


Figure 18 : Ecart type des pixels répartis par pente, fonction de l'altitude

On remarque que les pixels les plus concernés par une variabilité d'enneigement interannuelle concernent les plateaux situés entre 2500 et 4000 m, et donc l'impact d'un réchauffement (intrinsèquement de la fonte de neige) est maximale sur les plateaux dont les zones d'ombres sont plus rares, et l'altitude constante.

Nous verrons dans la partie III.3.1.3 à suivre que l'orientation ne semble pas impacter particulièrement la variabilité de l'enneigement.

III.3.1.2 Suivi de la couverture neigeuse périodique

Un premier graphique (*Figure 19*) représentant l'étendue de la neige sur notre bassin versant m'a permis de déterminer et même d'affiner la période de fusion pour notre étude. On représente donc le pourcentage d'enneigement et l'écart type de la série 2000-2010 tout au long de l'année. Il est important de noter que les mois de Janvier et Février 2000 sont exclus de l'analyse, faute de cartes pour cette période. En effet, le capteur MODIS n'a fourni des images qu'à compter du 26 février 2000.

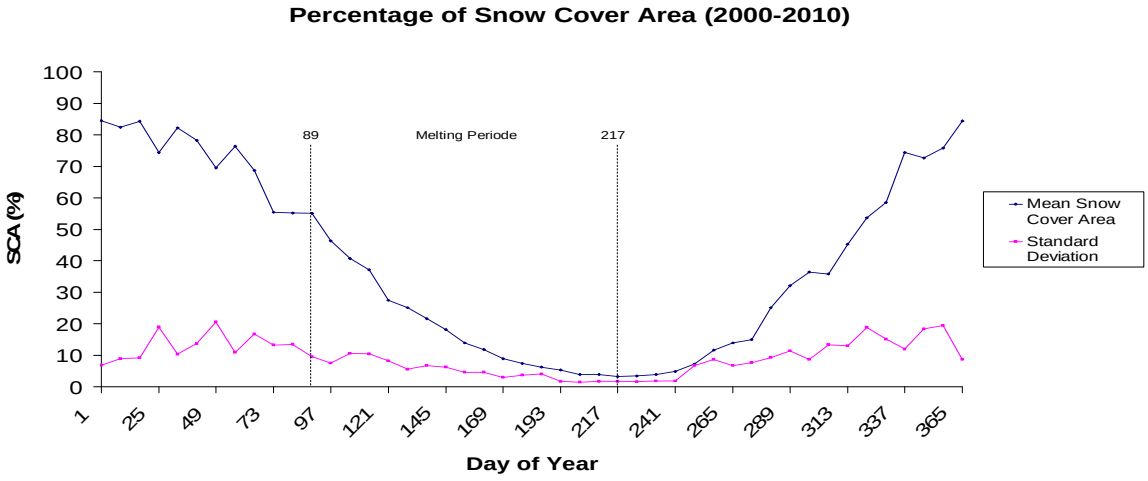


Figure 19 : Surface d'enneigement moyenne, 2000-2010

La période de fusion commence lorsque la surface d'enneigement entame une pente descendante sans discontinuer pendant une longue période, soit le 30 Mars (89ème jour de l'année). Elle s'arrête ensuite le jour ou la surface d'enneigement est minimale sur l'année, soit le 5 Août (jour 217).

On observe (*Figure 20*) que l'enneigement est plus variable pendant l'hiver, comme l'indique la courbe d'écart type sur cet période. On s'est intéressé ensuite par la suite à la variabilité d'enneigement sur la période de fonte.

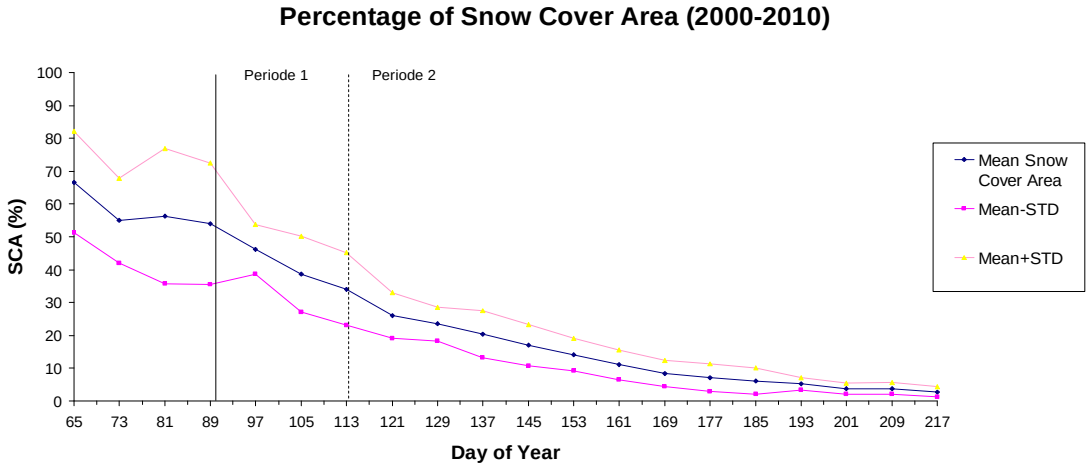


Figure 20 : Etendue de l'enneigement en période fonte

On distingue sur le graphique deux périodes lors de la fonte des neiges. En effet, la variabilité connaît deux phases : du 30 Mars au 23 Avril, puis du 24 Avril au 5 Août. L'écart type sur la première période est plus important, environ 14 jours en moyenne, tandis qu'il se réduit à un peu plus de 4 jours pour la seconde. La vitesse moyenne de fonte est elle d'environ -0.45% par jour.

III.3.1.3 Impact de l'orientation sur la fonte des neiges

L'orientation des pixels pourrait avoir une influence sur leur enneigement, en particulier en période de fonte. En effet, il est reconnu que les pixels orientés au sud sont plus sensibles à la fonte que ceux orientés au nord, plus froids. Néanmoins, ce n'est pas ce que nous observons ici (*Figure 21*) et d'ailleurs, Violaine Doutreleau ne l'avait pas remarqué non plus pour les bassins versants du Pô (Italie) et du Rhône (Suisse) en Europe.

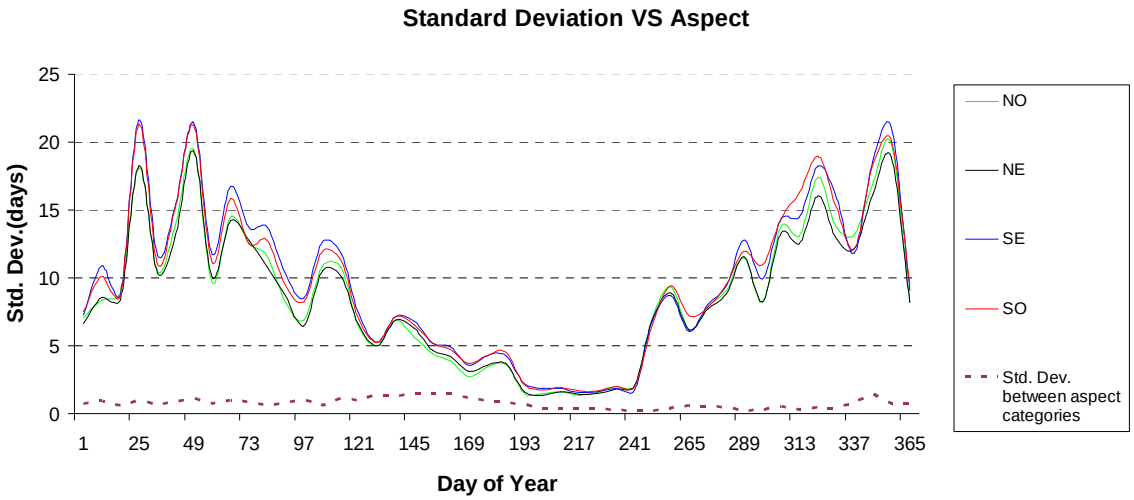


Figure 21: Evolution temporelle de l'écart type en fonction de l'orientation

On remarque qu'il y a très peu d'écarts sur la variation de l'enneigement interannuel selon l'orientation (courbe en pointillé). La différence d'écart type est en moyenne de 0.73 jours sur l'ensemble de l'année entre les différentes orientations alors que l'écart type moyen tous pixels confondus est lui de 9.10 jours.

III.3.2 Etudes sur la relation neige/météorologie et altitude

On a donc constaté précédemment qu'il y a un fort écart type d'enneigement interannuel survenu sur la période 2000-2010, et ce pour des altitudes par ailleurs relativement importantes. Nous avons déterminé que cela correspondait à des plateaux, situés principalement entre 2 500 et 4 000 mètres. Ceci pourrait être notamment dû au réchauffement du « Pergélisol » très sensible aux changements climatiques particulièrement dans les régions d'Asie Centrale.

Le pergélisol (ou permafrost en anglais) désigne des sols gelés en permanence, c'est-à-dire persistants pendant au moins 2 ans consécutifs. Il est très sensible aux changements climatiques, c'est pourquoi il est étudié, tout comme la neige, par les scientifiques afin d'étudier les impacts du réchauffement climatique. Sa fonte peut notamment provoquer des dégâts sur la structure même des sols.

Dans les montagnes du Tien Shan (Nord-Est de la zone), le permafrost s'est réchauffé pour la période 1990-2006 (Bolch et. al. 2006). Ainsi, la neige tombant sur un sol plus chaud, subsistera moins longtemps.

L'un des objectifs de mon travail est de comparer les résultats obtenus sur le couvert nival avec d'une part les débits mesurés dans les rivières et d'autre part les valeurs de températures et de précipitations. Pour ce faire nous disposons de valeurs de débit pour le fleuve Syr Darya et la rivière Naryn ainsi que des données météorologiques pour 4 stations du bassin versant. Ces dernières sont situées au réservoir de Toktogul, dans les villes de Dzalal Abad et Naryn, ainsi que dans la haute région du Tien-Shan (*Figure 22*)

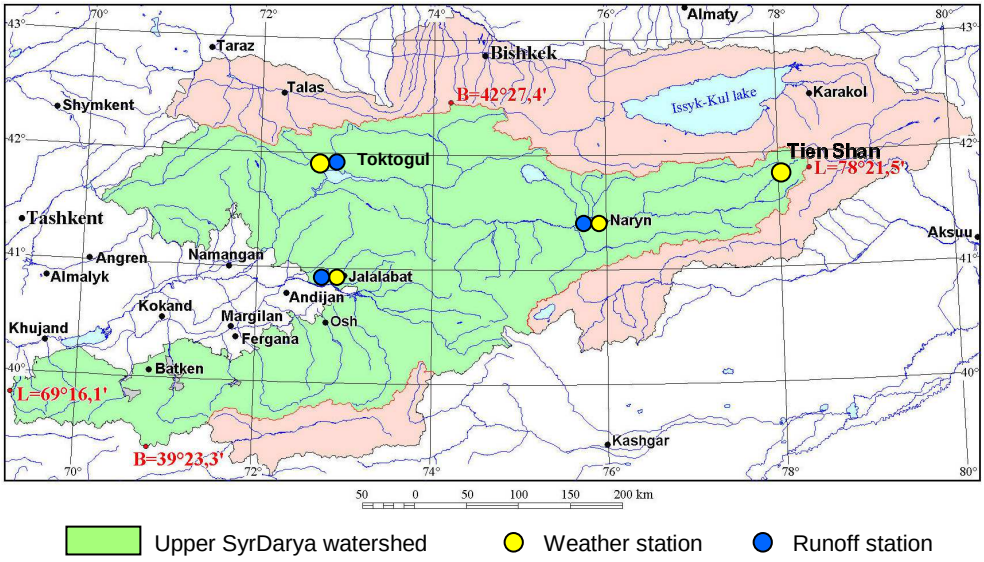


Figure 22 : Stations météorologiques et de débits du bassin du Syr Darya au Kyrgyzstan, (source : JP Dedieu, 2013).

Les données de températures, de précipitations et de débits on été regroupées, et classées par Joana Seguin en 2013, stagiaire de Master 1 sous la direction de Jean-Pierre Dedieu. Par la suite, les données de débit de la station « Uchterek » située à l'entrée du réservoir de Toktogul ont été retenues. Ce choix s'explique par le fait que nous étudions ici des phénomènes naturels, et donc il faut éviter de prendre des données après le réservoir artificiel de Toktogul ce qui modifie le cours normal de la rivière Naryn. Ainsi, ces valeurs ne représentent qu'une partie du bassin versant. Bien que nous ayons étudié le couvert neigeux sur l'ensemble du bassin versant ci-dessus (exigence du cahier des charges du programme ACQWA), nous croiserons donc les données « neige » avec le débit tout en prenant les précautions nécessaires induites. En effet, nous nous intéressons par la suite surtout à la dynamique temporelle de la neige et des débits restitués, et non aux valeurs en elles-mêmes.

III.3.2.1 Indice de couverture neigeuse annuelle et météorologie

L'indice de couverture neigeuse (SCI), exprimé en « jours km² » renseigne sur la quantité de neige à la surface du bassin versant sur l'ensemble d'une année. Cet indice n'est pas exhaustif mais il est intéressant surtout afin de caractériser chaque année en terme de quantité de neige vis-à-vis de la moyenne sur la période considérée. En effet, la quantité réelle de neige n'est pas calculée par cet indice simplement parce qu'il calcule une quantité de neige par surface et non en volume. Il aurait fallu pour cela considérer l'épaisseur de la neige qui n'est a priori pas identifiable par télédétection et les stations météo sont trop peu nombreuses pour effectuer cette analyse. De plus, pour affiner cet indice il aurait été nécessaire d'utiliser plutôt les cartes de fraction de neige qui renseignent donc le pourcentage de neige pour chaque pixel et qui sont disponibles pour MODIS. Etant donné l'utilisation que l'on fait de cet indice, seule son évolution entre les années est analysée et non la valeur de l'indice elle-même, il n'est pas nécessaire de s'intéresser aux cartes de fraction de neige.

Quelques stations météorologiques sont disponibles au Kyrgyzstan, nous avons choisi de regarder tout particulièrement la température de la station située au bord du réservoir de Toktogul située à 821 m (*Figure 23*), ainsi que celle de Naryn située à l'altitude de 2 039 m, plus proche donc de la moyenne du bassin versant (2 531 m).

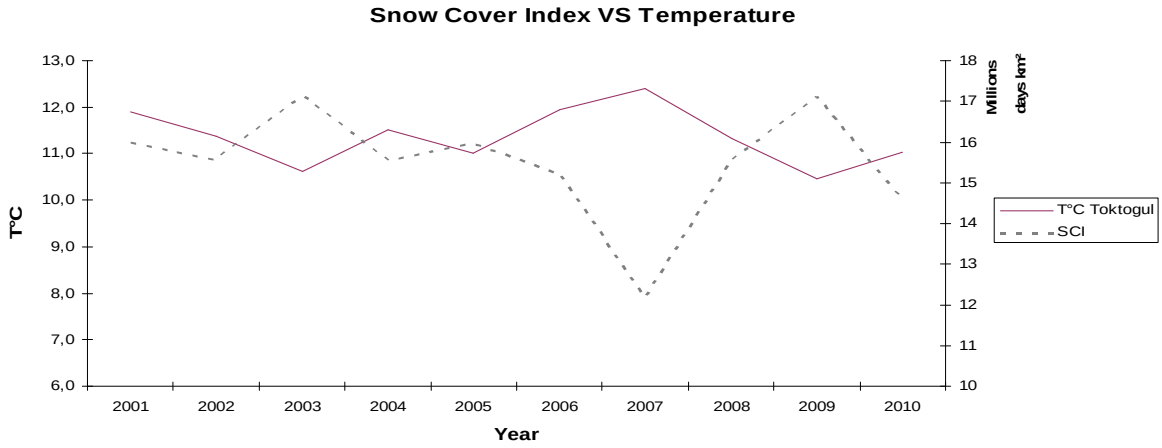


Figure 23 : Indice de couverture neigeuse et température de la station Toktogul

Comme on pouvait le supposer, la neige est fortement liée à la température moyenne (*Figure 23*). En effet, on identifie une corrélation inverse entre la température et le SCI, logique car plus la température moyenne baisse, plus la neige est persistante. On représente ensuite la température en fonction de la valeur du SCI (*Figure 24*) afin d'estimer la corrélation. Le coefficient de détermination R^2 pour la station de Toktogul est faible (0.42) et est bien supérieur pour Naryn (plus haute donc à la température plus basse), à 0.70.

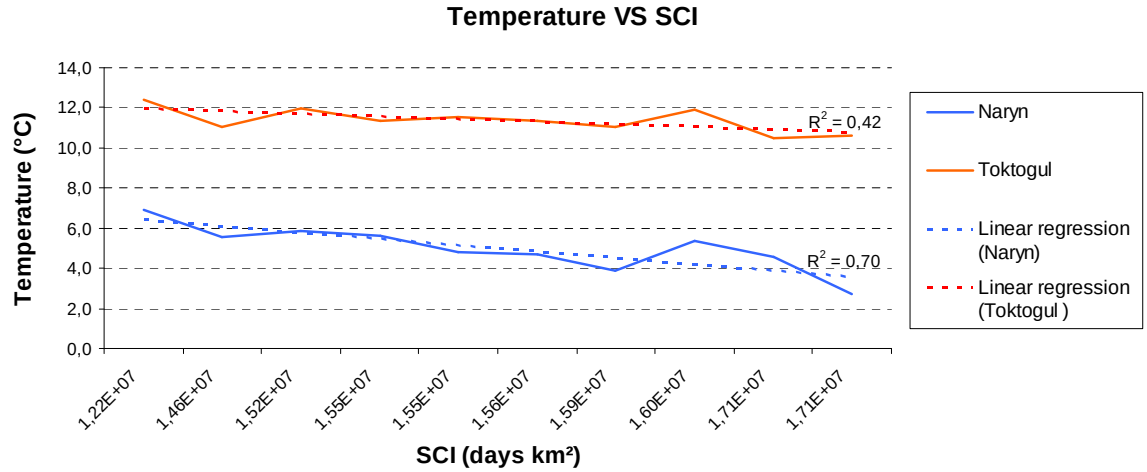


Figure 24 : Indice de température en fonction de l'enneigement (SCI)

L'évolution des débits des rivières dépend intrinsèquement de la pluie et de la neige. Il est donc intéressant de regarder les taux de neige et de précipitation afin de les comparer notamment au contenu en eau du bassin versant (Water Content). Cependant, le problème est que nous disposons d'une part d'un indice de neige pour l'ensemble du bassin versant alors que les débits sont calculés en certains points du bassin. De plus, il convient de prendre des stations de débits situées avant les réservoirs artificiels où les barrages (réserves en eau en hiver pour irriguer durant l'été). On utilise pour cela la station à l'entrée du réservoir de Toktogul qui concerne donc seulement une partie du bassin versant (au Nord-Est). Il faut donc analyser les données avec prudence et réserve.

Le lien entre précipitations et contenu annuel en eau du bassin versant est plus important qu'avec la neige (coefficient de corrélation de 0.67 contre 0.45), voir graphique en annexe (*Figure 45*).

III.3.2.2 Couverture neigeuse périodique et débits

La comparaison entre le pourcentage de neige sur le bassin versant et les débits des rivières sont intéressants à faire, en particulier en période de fonte des neiges. Ainsi, on s'attend à l'issu de cette analyse qu'une fonte rapide de la neige, conséquence du réchauffement de printemps entraîne une forte augmentation du débit des rivières. En particulier, on peut estimer ce débit plus important lors des années où la neige est tombée de façon plus importante, années plus froides. Cependant, il faut rester prudent dans notre analyse, et s'intéresser plus en détail aux caractéristiques de ces années, en terme de température et de durée de l'hiver, et de manière corollaire étudier particulièrement le calendrier de fonte.

a) Enneigement durant la période de fonte

Devant la dispersion des données de débits mensuels fournies par le Kyrgysztan nous pouvons seulement analyser l'enneigement et les débits durant la période de fonte pour 6 années (2001, 2002, 2006, 2007, 2008 et 2009), (Figure 25). Le manque de données de débits pour certains mois empêche en effet d'inclure certaines années dans le calcul de la moyenne.

On distingue deux périodes lors de la fonte des neiges qui sont : de mars à avril, et de juin à août. Là où la neige est en constante décroissance, le débit augmente très fortement sur la première période puis décroît avec une pente presque similaire à celle de la neige sur la seconde période.

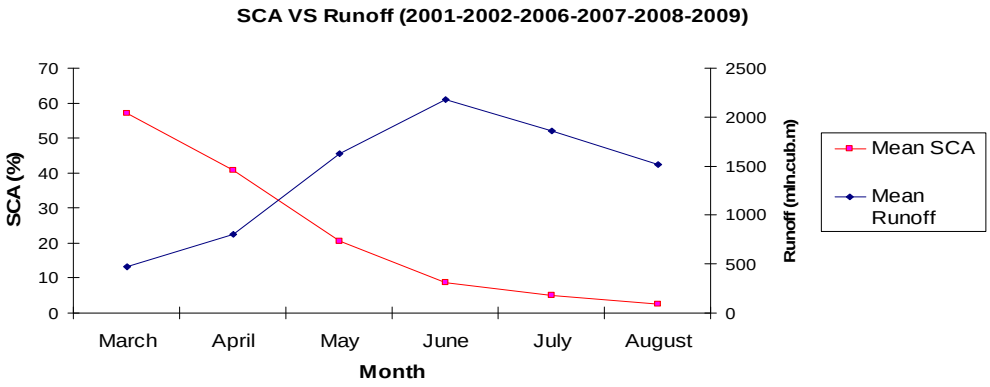


Figure 25 : Neige et débit en période de fonte, moyenne 2001-2002-2006-2007-2008-2009

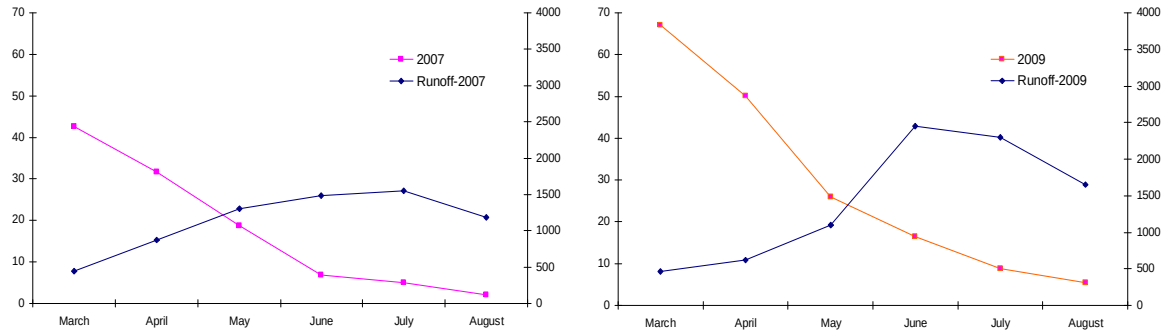


Figure 26 : Neige et débit en période de fonte, années 2007 et 2009

L'année la plus chaude de notre série, qui est logiquement l'année avec la quantité de neige la plus faible, est l'année 2007 (*Figure 26*, gauche). On remarque que le pourcentage de neige de départ est inférieur d'environ 20% par rapport à la moyenne. Naturellement, le débit augmente beaucoup moins vite que pour les autres années, sur la même période d'avril à juin.

En 2009 (*Figure 26*, droite) le climat fut plus froid et donc la neige est tombée avec plus d'abondance. Le débit augmente plus fort et monte plus haut que la moyenne (2 500 million de m^3 contre 2 000 en moyenne).

Il y a donc globalement une forte corrélation entre les débits observés lors de la fonte (printemps et été) et la disparition du couvert neigeux bien que le comportement soit différent entre deux périodes, l'une plus proche du printemps et l'autre plus proche de l'été. Pour que l'analyse soit la plus complète il faudrait y ajouter les précipitations liquides, mais cette application n'est pas dans le mandat de notre travail.

b) Enneigement d'hiver

Quatre années sont comparables (à cause de la disparité des données de température) en ce qui concerne la neige et de la température enregistrée à Toktogul pour la période de novembre à février : 2001, 2007, 2008 et 2009 (*Figure 27*)

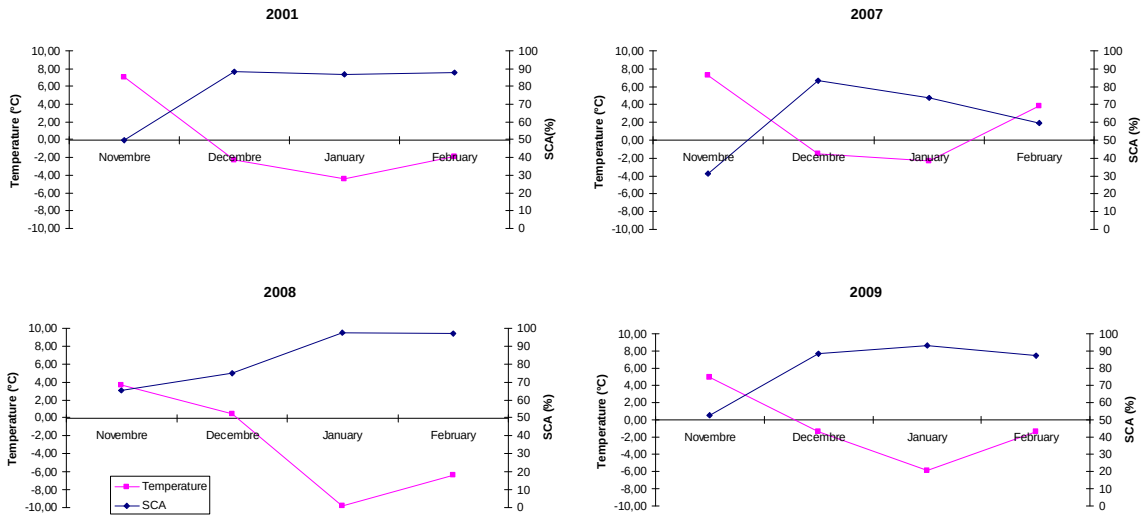


Figure 27 : Graphiques de la température enregistrée à Toktogul et couvertures neigeuse pour 2001, 2007, 2008, 2009

On constate que lorsque la courbe de la température passe en dessous de 0 °C, le pourcentage de neige augmente très sensiblement. En revanche, une évolution des températures au dessous de ce seuil aura peu d'impact sur la quantité de neige (cf. le graphique de l'année 2008). En effet, tant que la courbe de température reste nettement inférieure à la température de fusion de l'eau en neige, celle-ci subit peu de différence. On peut néanmoins remarquer que lorsque la température est proche de 0°C, tout en y restant inférieure (2007 et 2009), la courbe de couverture neigeuse est sensiblement impactée par les variations thermiques.

IV DYNAMIQUE D'ENNEIGEMENT : SERIE TEMPORELLE 1985-1999 (NOAA-AVHRR)

IV.1 Données acquises

J'ai d'abord disposé des produits bruts, sortis du protocole APOLLO. Ces données nous ont été fournies pour mon travail de TFE par l'Agence Spatiale Allemande (DLR) dans le cadre d'une thèse : Andreas Dietz, 2013. Ce sont en fait des cartes de classification qui distinguent : la neige, le sol nu, les nuages et enfin les lacs. Par la suite nous nommerons ces produits « PPL1 » (Post Processing Level 1), traduction anglaise de « post-traitement niveau 1 ». Pour pouvoir analyser l'enneigement et en produire des statistiques, il a été nécessaire d'effectuer certains traitements complémentaires. En effet, plusieurs traitements parfois lourds ont été nécessaires pour arriver en sortie à des produits similaires aux cartes de synthèse à 8 jours de MODIS. J'ai donc procédé en plusieurs étapes sur les premières images fournies par A. Dietz : recodage, synthèses des cartes sur 8 jours, découpage du bassin versant, reprojection (*Figure 28*).

En remarque majeure, ces cartes d'entrée n'ont fait l'objet d'aucune correction radiométrique due à l'élévation solaire par l'introduction d'un MNT en prétraitement des images de réfléctance. Nous verrons par la suite qu'en zone de très haute montagne, et avec des pixels à faible résolution cela peut avoir un impact non négligeable sur la qualité des données.

IV.2 Traitements réalisés

Le problème majeur des images issues du capteur AVHRR, sur la période 1985-2000 est un manque partiel d'information. Celui-ci s'exprime à deux niveaux : le premier est temporel (images absentes), et le second spatial (zones géographiques sans information à l'intérieur d'une image). Il a donc été nécessaire d'appliquer dans le processus un algorithme de traitement des pixels sans donnée. Ci-dessous, un organigramme (*Figure 28*) présente les différentes étapes du processus, les principales d'entre elles étant expliquées par la suite.

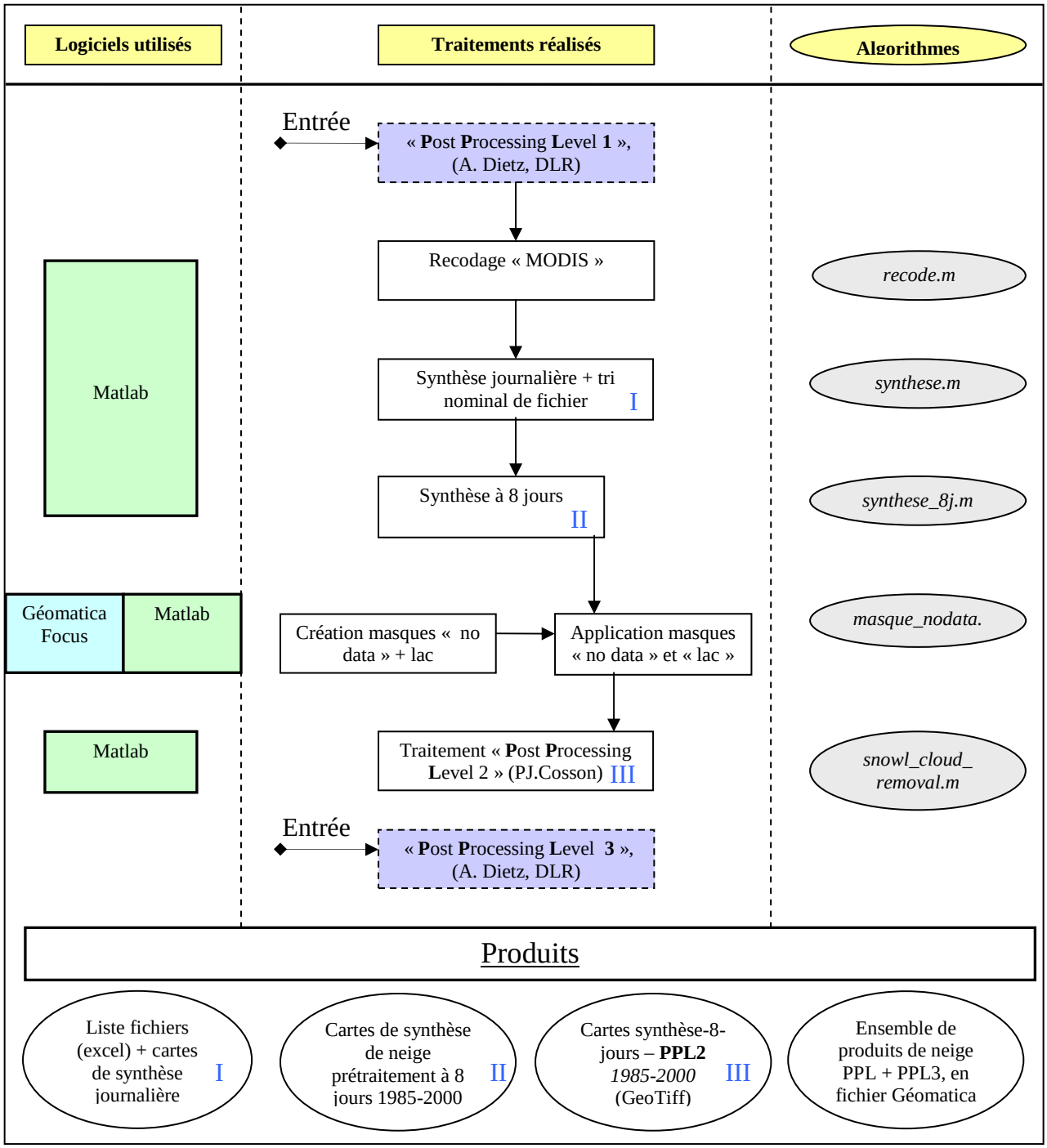


Figure 28 : Organigramme des traitements AVHRR 1985-2000

IV.2.1 Réalisation d'images de synthèse journalière

Tout d'abord, il n'y a pas dans la base de donnée une image systématique pour chaque jour, mais il peut y avoir plusieurs images pour une journée en raison d'orbites multiples superposées. Le premier travail consistait donc à effectuer des synthèses journalières, c'est-à-dire de compiler les différentes images d'un jour en une synthèse renseignant la meilleur information possible. En particulier, nous avons choisi de favoriser le couvert neigeux comme c'est fait pour les synthèses à 8 jours de MODIS.

Dans le détail, l'algorithme que j'ai créé consiste à comparer entre elles les images d'un même jour et à récupérer dans l'image finale l'information la plus intéressante pour chaque pixel. Afin de déterminer quelle information garder, on utilise un seuil des priorités : la neige est retenue en première, ensuite le sol nu est prioritaire par rapport au code « no data ». Ainsi, pour chaque pixel on compare le code qu'il obtient dans chaque image et par seuillage on récupère la meilleure des données.

Les eaux intérieures (lacs) sont exclues du traitement car nous avons constaté une surestimation des lacs par l'algorithme APOLLO. Ceci nous a par ailleurs été confirmé par notre contact au centre spatial Allemand, M. A Dietz. La raison en est en partie l'utilisation dans le processus de traitement d'APOLLO d'un masque d'eau imprécis datant des années 1970. J'ai donc décidé d'exclure les eaux intérieures de mon traitement et d'appliquer par la suite un masque de lac effectué grâce à la carte d'occupation des sols (Globcover).

Au final, un pixel est enregistré « sans donnée » si aucun de ses homologues dans les autres images de la journée ne renseigne d'information. Sachant que selon les périodes plusieurs satellites ont survolé la zone, cette méthode de synthèse journalière doit permettre d'obtenir par recouvrement des images potentiellement bien fournies en données. Néanmoins, à l'issue de ce traitement beaucoup d'informations semblaient manquantes. Cette information permet d'estimer la qualité des données mais ne représente pas un obstacle car ce n'est qu'un stade intermédiaire au sein de la chaîne de traitement.

IV.2.2 Production des cartes de synthèse à 8 jours

De la même manière que les produits journaliers, j'ai effectué une synthèse de cartes pour une période de 8 jours. La difficulté est que la répartition périodique des images disponibles est très aléatoire et ainsi les synthèses à 8 jours ne sont pas toujours les synthèses réelles d'un nombre strict de 8 cartes. Parfois seulement une image est disponible sur une période de 8 jours et devient, par défaut, la carte de synthèse pour cette période. Le risque ici est que la carte de synthèse manque de beaucoup d'informations et que l'étendue spatiale de ces vides s'étende trop pour qu'elle soit utilisable. C'est pour cela qu'il faut effectuer des traitements complémentaires pour combler ces manques qui représentent majoritairement des nuages, hormis pour certaines périodes spécifiques.

Sachant que les produits fournies par A. Dietz confondent « nuage » et « pas de donnée » dans un même code, il n'est pas possible a priori de distinguer, contrairement aux produits de MODIS, les manques dûs au matériel (problèmes de capteurs, mauvaise exposition) de ceux conséquents à l'apparition naturelle de nuages.

A l'issue de ces traitements, nous obtenons une base de données partiellement fournie : cartes manquantes (trous temporels) ou pixels sans information (trous spatiaux). Une carte, disponible en annexe (*Figure 43*) met en évidence le pourcentage d'images pour lesquelles le pixel n'est pas représenté par une information utile. Malheureusement, le premier constat que l'on peut faire est que le manque de données touche plus durement les zones de forte altitude. C'est un réel problème car c'est là ou la neige est la plus abondante. De plus, il y a plus de pixels sans données en hiver que le reste de l'année, ce qui est logique car il y a toujours plus de nuage l'hiver que l'été.

J'ai effectué le croisement statistique des données topographiques avec le taux de cartes manquantes pour chaque pixel. L'altitude moyenne des pixels ayant plus de 10% de « no data » est proche de celle du bassin versant (2 640 contre 2 531 m de moyenne tous pixels confondus). En revanche, la valeur moyenne de pente est très forte : 43° ce qui est très proche de 100% ! Ensuite il y a une légère mais significative hausse du manque d'information pour les pixels orientés à l'ouest. On peut supposer que la majorité des enregistrements aient été pris le matin ce qui rendrait logique les défauts d'observation quant au manque de luminosité. Malheureusement, notre contact au centre spatial allemand, A. Dietz n'a pas été en mesure de nous confirmer cette information. Ensuite, les pixels orientés au Nord seraient légèrement moins traités que ceux orientés au Sud, ce qui serait lié aux faibles conditions d'exposition en hiver (cf. VI).

IV.2.3 Traitement des pixels sans donnée

L'algorithme « Snow line », ou « Snowl », développé par Parajka et al. (2010) combine les informations des cartes de neige avec un modèle numérique de terrain afin de remplir certains pixels d'information (neige ou sol nu). Le principe est relativement simple car il se base sur la répartition altimétrique de la neige. Dans cet algorithme deux limites altimétriques sont déterminées : d'abord la limite supérieure est calculée par la moyenne de l'altitude des pixels enneigés et la limite inférieure par celle des pixels du sol nu. Ceci est fait pour chaque carte et ainsi on peut recoder en neige les pixels marqués « sans donnée » situés au dessus de la ligne altimétrique de moyenne de neige, et en sol nu ceux situés sous la moyenne altimétrique du sol nu. De plus, les pixels sans données situés entre les deux lignes sont classés par un nouveau code (150) dénommé « partiellement enneigé ».

Comme l'a démontré Parajka, la condition principale pour appliquer cet algorithme de manière efficace et éviter ainsi de trop grosses erreurs est que l'image concernée ne contienne pas plus de 30% de nuages (ou manque de données). Dans notre cas, de nombreuses images dépassent ce seuil et ne peuvent donc pas être retraitées. Néanmoins, pour les autres images cet algorithme est efficace et permet ainsi de combler de nombreux manques à l'intérieur de ces images. Les cartes produites à l'issue de ce traitement sont nommées « PPL2 ».

Au final, sur 600 images pour cette période de 16 années, 140 possèdent moins de 70% de pixels avec des données. Avec 136 cartes manquantes pour couvrir la période, on considère donc que l'on possède seulement de l'information pour 54% de la série temporelle (*Tableau 8*). Le problème se pose alors de recréer de l'information manquante par des algorithmes. Quelques uns ont été essayés et évalués dans la littérature, mais le *Snowl* semble être un des plus efficaces si sa mise en œuvre est rigoureuse.

Un autre algorithme, utilisé par A. Dietz a permis de combler les manques de données à l'intérieur des images (Khalsa and Aizen, 2008). Cet algorithme consiste à analyser les images des jours précédents et suivants pour remplacer les informations des pixels ennuagés au jour J, par les informations des mêmes pixels aux jours précédents (J-1, J-2 …) ou suivants (J+1, J+2…). On regarde donc les images avant et après la carte traitée, et ce jusqu'à trouver des conditions de ciel clair pour chaque pixel.

Ceci semble a priori équivalent à l'algorithme de synthèse à 8 jours sauf si l'on n'inclut pas de limite et donc que l'on va chercher, lorsque c'est nécessaire, des pixels sans nuage au-delà de 8 jours. Avec cette technique il est en effet possible de combler tous les trous dans les données néanmoins il faut être prudent car cela apporte aussi beaucoup d'erreurs. Le cahier des charges du projet ACQWA demande de prendre des cartes de synthèse à 8 jours, ce qui est suffisant pour notre étude de variabilité interannuelle de la neige. Au delà de cette période de 8 jours il paraît délicat de récupérer de l'information. Au bout de la chaîne de traitement de A. Dietz, qui inclut donc ce dernier algorithme, on trouve les produits de niveau « PPL3 ». Nous n'avons pu recevoir du DLR que tardivement ces produits à la fin de mon stage, pour pouvoir analyser grâce à nos outils statistiques l'enneigement dynamique sur ces 26 ans.

8 days Snow Cover - temporal availability		
Year	PPL2 PJ. Cosson	PPL3 A.Dietz
1985	9%	Not provided
1986	33%	34%
1987	89%	99%
1988	96%	100%
1989	93%	100%
1990	91%	100%
1991	74%	100%
1992	100%	100%
1993	100%	100%
1994	76%	87%
1995	93%	100%
1996	98%	100%
1997	98%	100%
1998	98%	100%
1999	93%	99%
2000	63%	67%

Tableau 8 : Pourcentage de cartes disponibles par année

IV.2.4 Etude de sensibilité des cartes de post-traitement

Pour estimer l'efficacité des différentes étapes de calcul (PPL2 P-J. Cosson et PPL3 A. Dietz) j'avais à ma disposition pour ce faire quelques cartes de MODIS. En effet, des cartes sont disponibles à la fois pour MODIS et pour NOAA pour une partie de l'année 2000, (fin Février - fin Août). Cette période de recouvrement est surtout intéressante pour les quelques dates d'hiver, quand la neige est encore abondante.

Par la suite, on considèrera que les cartes de MODIS sont la référence, et on partira de l'hypothèse que ces cartes sont justes afin de déterminer le degré d'erreur de celles issues de la constellation NOAA. En effet, faute de mieux les cartes MODIS sont considérées comme fiables de par leur résolution beaucoup plus fine que NOAA (1 pixel NOAA = 4 pixels MODIS), mais aussi de par la robustesse de l'algorithme *Snowmap* de MODIS dont l'efficacité a été largement prouvée. De plus, cette comparaison de cartes issues de capteurs de résolution différente est intéressante à faire, surtout en y ajoutant une analyse de la topographie.

Pour pouvoir comparer ces images, nous avons d'abord choisi d'adapter les cartes de NOAA à celles de MODIS en sur-échantillonnant celles-ci par la méthode dite des « plus proches voisins ». Ainsi, un pixel de AVHRR est découpé par calcul de la moyenne sur les 4 plus proches pixels voisins, pour donner en sortie 4 pixels de même dimension que MODIS.

a) Comparaison des cartes de post-traitement finales AVHRR-PPL3 avec MODIS-8-days Snowcover

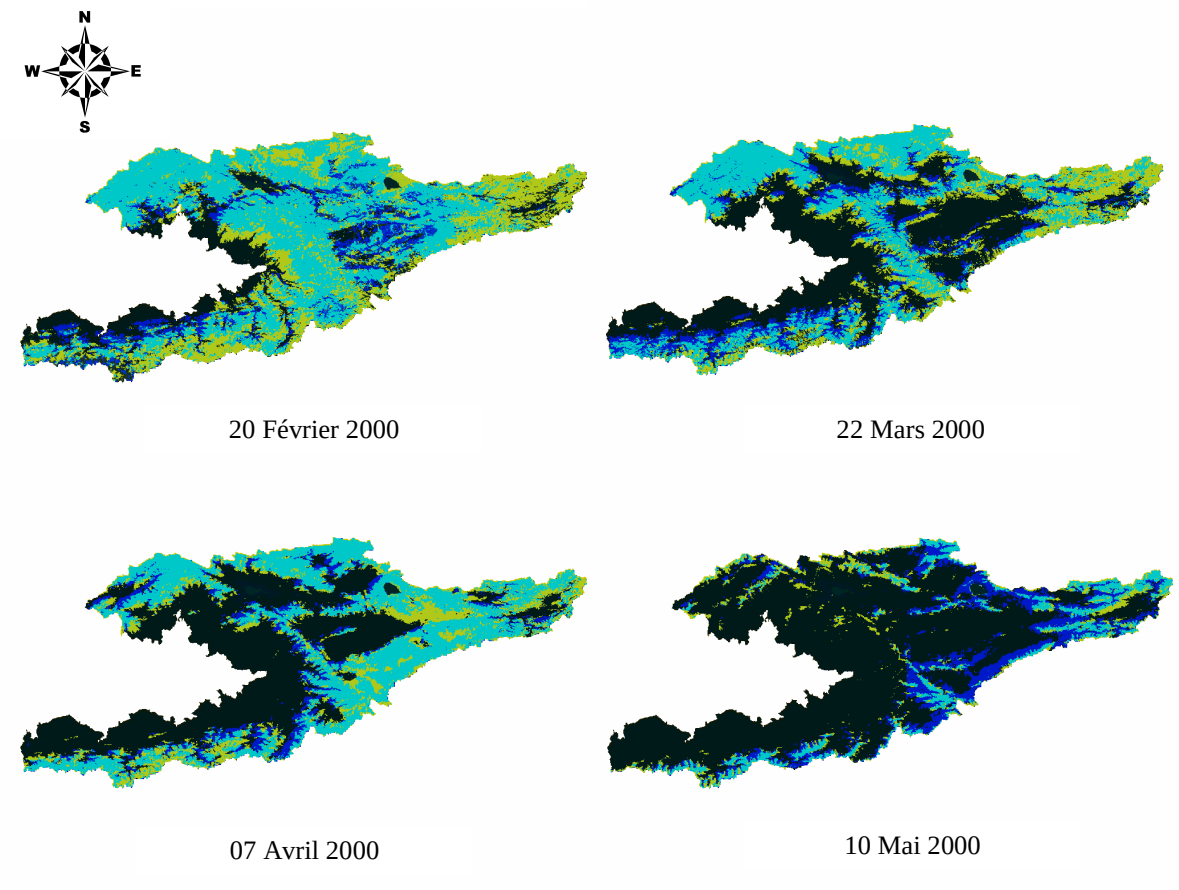


Figure 29 : Comparaison des cartes NOAA-AVHRR et MODIS

Couleur	MODIS	NOAA-PPL3
Vert Clair	Nuages	Sol nu
Bleu clair	Neige	Neige
Noir	Sol nu	Sol nu
Jaune	Neige	Sol nu
Bleu foncé	Pas de neige	Neige

Tableau 9 : Classes couleurs des cartes de comparaison MODIS et NOAA-AVHRR

Dans la *Figure 29* et le *Tableau 9*, on note que les erreurs d'omission (pas de neige pour NOAA, neige pour MODIS) sont fréquemment situées sur les zones de transition entre neige et sol nu, mais aussi réparties en petits îlots au milieu de la couverture neigeuse. Ceci montre un certain nombre d'erreurs de classification de l'algorithme final utilisé pour produire les PPL3 (Khalsa and Aizen, 2008). En effet, d'importantes zones sans donnée ont été comblées par des informations provenant de cartes enregistrées plusieurs jours après. Ceci pose particulièrement problème lors des périodes de forte variabilité de la couverture neigeuse, telle la période de fonte. Certaines zones de haute altitude se retrouvent donc non couvertes par la neige alors que des zones plus basses le sont. On peut notamment le voir sur la carte du 10 mai avec ces îlots de pixels jaunes situés au milieu des masses bleu clair représentant de la neige pour les deux images. Ou encore sur la carte du 20 février : la zone jaune tout à l'Est, se situe à des hautes altitudes où se trouvent par ailleurs quelques glaciers.

De plus, une erreur de commission (bleu foncé sur les cartes), c'est-à-dire d'identification de la neige pour AVHRR alors qu'il n'y en a pas pour MODIS, est fréquente. Cela peut être la conséquence de l'algorithme *Snowl* qui détermine l'altitude moyenne d'enneigement au delà de laquelle les pixels sans donnée sont codés comme étant de la neige. On peut en effet s'interroger sur la pertinence de celui-ci en période de forte variabilité de la neige. La fonte de la neige n'est pas toujours uniforme : cela dépend notamment des conditions d'expositions. Ces erreurs sont majoritairement présentent aux zones de transition entre neige et sol nu mais aussi autour des lacs. L'erreur entre l'eau et la neige est parfois fréquente quand cela concerne des lacs gelés car dans ce cas leurs radiométries ont tendance à se rapprocher.

Après cette analyse spatiale nécessaire, il faut s'intéresser aux statistiques d'erreur. En particulier on a croisé les caractéristiques topographiques du terrain pour les zones d'erreur : pente, orientation et bien sûr l'altitude. La moyenne des pixels mal classés se trouvent logiquement haute : 3 218 m (altitude moyenne du bassin : 2 530 m). Ni la pente ni l'orientation sont des critères déterminants car la moyenne des pixels selon eux est très proche de la moyenne pour tous pixels confondus. La moyenne de pente des pixels présentant une erreur de classification (erreur de commission + erreur d'omission) est de 16.25°. La répartition des erreurs fonction de l'orientation est relativement uniforme. L'orientation moyenne des erreurs est proche de celle de tous les pixels du bassin versant.

Le taux d'erreur global est de 18.6%. Il est intéressant de noter que l'erreur d'omission est beaucoup plus importante sur les périodes les plus proches de l'hiver, lorsque le couvert neigeux est plus important. Dans le cas des erreurs de commission, la proportion de pixels classés à tort en neige est relativement homogène dans le temps. Les erreurs de commission concernent 8% des fautes dans la classification, 10.6% pour les omissions.

Il est primordial d'ajouter à ces statistiques numériques une représentation spatiale des erreurs pour nous aider à interpréter celles-ci. On enregistre donc le pourcentage d'erreurs pour chaque pixel sur la période de recouvrement AVHRR/MODIS sur une carte du bassin versant. On remarque qu'en effet les régions les plus sensibles à l'erreur se trouvent aux altitudes élevées (% d'erreur plus élevé). Cependant, la dispersion spatiale des fautes est grande ce qui est venu amoindrir la moyenne d'altitude des erreurs (qui reste néanmoins forte) On distingue ainsi, même s'il y a beaucoup de pixels isolés, que les plus grands nombres d'erreurs se trouvent sur les crêtes.

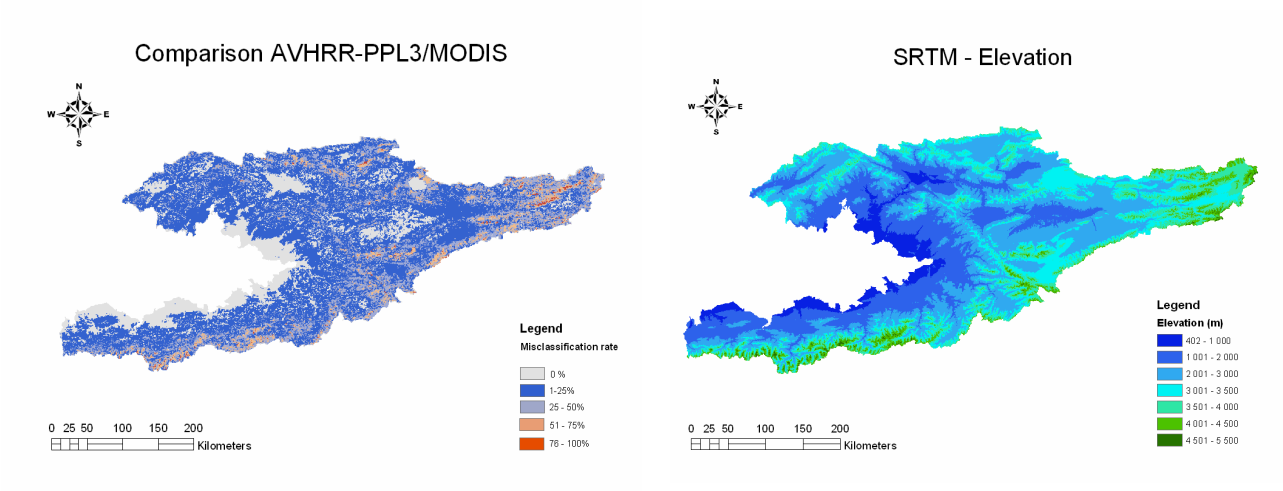


Figure 30 : Comparaison AVHRR-PPL3/MODIS (carte de gauche) et MNT (carte de droite)

Par la suite, j'ai effectué le même travail de comparaison, en utilisant cette fois-ci, les cartes « PPL2 ». Cette partie vient logiquement après car elle permet d'infirmer ou de confirmer les observations citées ci-dessus.

b) Comparaison des cartes de post-traitement intermédiaires AVHRR-PPL2 avec MODIS-8-days Snowcover

Dans le cas des produits PPL2, l'erreur de classification est de 10%, tout type de faute confondue. L'erreur de commission est de 3.5 % contre 6.5% pour les omissions. Là aussi les omissions sont plus importantes en hiver, mais plus légèrement.

En revanche, l'étude statistique n'a rien donné de concluant sur une éventuelle faiblesse des capteurs AVHRR à distinguer la neige pour des aires où le relief est particulièrement accidenté (pente > 20°).

L'altitude moyenne des pixels avec erreur de classification est d'environ 3 077 m. C'est moins élevé que pour les produits PPL3, à savoir d'un peu moins de 200 m. Pour les erreurs d'omission, l'altitude moyenne est de 3137 m, ce qui est plus élevé que les 2 911 m pour les pixels enneigés à tord par AVHRR-APOLLO. L'altitude est élevée, certes (l'altitude moyenne de la zone est de 2 530m) mais les pixels enneigés concernent généralement les zones les plus hautes. En effet, sur la période fin février à fin août l'altitude moyenne des pixels enneigés est logiquement haute, surtout en été.

La moyenne d'orientation des pixels mal classés par APOLLO pour NOAA est sensiblement la même que celle de tous les pixels de la zone d'étude (180°).

En revanche, la précision de NOAA se dégrade sensiblement selon que l'on se trouve en zone de forêt : 14% d'erreur contre 10% sur tous les autres terrains confondus.

Globalement le taux d'erreur de classification des produits PPL3 par rapport à MODIS est d'environ 10%. Néanmoins, les périodes de recouvrement ne concernent pas toujours 8 jours complets, ce qui peut être source de problème. L'écart type est de 8 % ce qui est proche de la moyenne du taux d'erreur : certaines cartes peuvent en contenir beaucoup, d'autres moins. Le taux d'erreur a une répartition dans le temps plutôt aléatoire, bien qu'il s'accentue légèrement à l'approche de l'été. Il y à donc peu de différence selon la saison (hiver ou été), et de ce fait peu de différence selon les conditions d'exposition des pixels. Ainsi on peut estimer que l'erreur de classification est relativement minime étant donné que celle-ci est la combinaison de 3 erreurs. En effet, nous avons vu que les périodes couvertes par chacune des cartes de NOAA ne sont pas exactement les mêmes que celles de MODIS. De plus il y a une erreur de géo positionnement qui varie habituellement entre 1 et 2 pixels (Tungalagsaikhan et al., 2003) ce qui correspond à 8 pixels de MODIS (1 pixel AVHRR = 4 pixels MODIS). Enfin, s'ajoute l'erreur due à la spécificité à la foi des capteurs (résolution, qualités techniques, bandes spectrales disponibles) ainsi que de l'éfficacité des algorithmes de classification (*APOLLO* pour AVHRR, et *Snowmap* pour MODIS).

c) Comparaison des traitements PPL2 et PPL3

Comparativement à MODIS, le taux d'erreur est supérieur pour les images traitées par A. Dietz (PPL3) qu'avec les cartes traitées par un seul algorithme (*Snowl*, cartes PPL2-PJ. Cosson). On passe ainsi d'un taux de 90% d'exactitude pour la classification de la neige à 86% pour les cartes de post-traitement complet (*Tableau 10*). Ceci est correct. Il faut préciser que la période d'étude ici va de la fin de l'hiver jusqu'en été, or nous avons déjà vu que le taux d'erreur est sensiblement plus important en hiver. Ceci sera précisé par la suite dans l'analyse statistique topographique de l'enneigement.

En ce qui concerne l'altitude, les erreurs du PPL3 se retrouvent en moyenne plus haute que celles du PPL2 (3 218 m contre 3 077 m). La pente quant à elle est quasiment identique entre les deux séries de cartes.

Comparaison AVHRR/MODIS		
Erreur	**PPL2**	**PPL3**
Neige/sol nu	3,5%	8,0%
Sol nu/neige	6,7%	10,6%
Tous	10,2%	18,6%

Tableau 10 : Taux d'erreur comparatif AVHRR/MODIS

IV.3 Analyse des résultats NOAA-AVHRR

A l'issue des différents traitements, on constate qu'il existe plusieurs problèmes :

1- Les cartes initiales (PPL1) sont trop tronquées géographiquement et temporellement pour effectuer les statistiques annuelles suivantes : durée annuelle d'enneigement (SCD), moyenne et écart-type interannuel, premier et dernier jour de neige (SCS et SCM), index d'enneigement (SCI).

2- Les cartes de traitement PPL2 effectuées par mes soins, malgré l'étape supplémentaire avec l'algorithme *Snowl*, sont encore trop peu fournies pour les statistiques énoncées précédemment. De ce fait, les cartes PPL2 ont servi à la comparaison avec MODIS (cf. section précédente) et à des tests de validation sur les statistiques d'enneigement produites ensuite à partir des PPL3.

3- Au final, ce sont les cartes de post-traitement de A. Dietz (PPL3) qui peuvent permettre d'effectuer toutes les statistiques demandées. Cependant, à la lumière de plusieurs contrôles visuels et statistiques, les résultats PPL3 semblent encore parfois limités. En effet, les données « comblées » concernent plus souvent les hautes altitudes (cf. partie précédente), donc les statistiques globales d'enneigement sont biaisées.

En triant les données, il est possible tout au moins de dégager une tendance d'enneigement en se limitant à la période 1987-1999 (élimination des années 1985, 1986 et 2000, trop fragmentaires). Au final, en prenant les précautions nécessaires à une étude scientifique sérieuse, nous nous sommes focalisés sur les tendances d'enneigement telle l'évolution temporelle du couvert nival, plutôt qu'à l'estimation purement quantitative de la neige annuelle (index de neige SCI). Par conséquence, on s'est intéressé précisément à l'enneigement sur la période de fonte, moins touchée par l'apparition des nuages sur les images (limitations spatiales et temporelles résultantes). Une analyse plus détaillée sera faite sur la couverture neigeuse en fonction de l'altitude et de la pente.

IV.3.1 Répartition de l'enneigement en période de fonte

IV.3.1.1 Moyenne et variabilité (écart type) sur l'ensemble de la période

La moyenne d'enneigement durant la fonte présente naturellement une répartition altimétrique (voir *Figure 37* au V). Le maximum enregistré (144 / 144 jours de période de fonte) se situe aux hautes altitudes (où se trouvent les glaciers) et le minimum est 0 (aux basses altitudes).

L'écart type d'enneigement augmente fortement avec l'altitude. L'analyse que l'on peut faire de ce résultat surprenant est que la répartition des nuages, qui sont remplacés en « neige » ou « sol nu » par des algorithmes de traitement, touche surtout les zones de forte altitude. Notamment, on a vu que la fréquence des nuages est importante au dessus des hauts plateaux (III.2.4), pour la période 2000-2010. On peut supposer que la couverture nuageuse a eu une répartition similaire entre 1987 et 1999 (voir *Figure 49* en annexe).

IV.3.1.2 Répartition temporelle de la couverture neigeuse en fonction de la topographie

J'ai procédé au calcul du pourcentage de couverture neigeuse (SCA) pour les années 1987 à 1999 (*Figure 31*). En effet, l'année 1986 a été exclue car des images étaient disponibles seulement pour les 4 derniers mois de l'année.

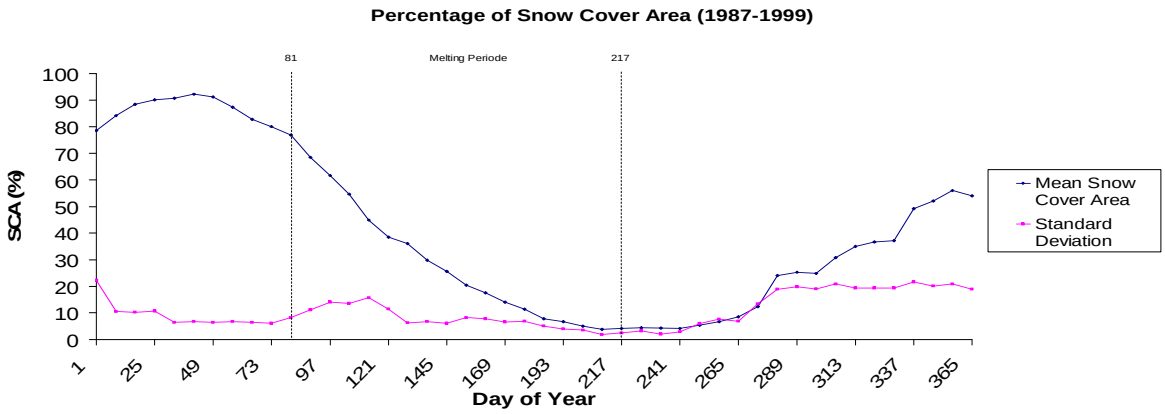


Figure 31 : Variabilité temporelle du couvert neigeux, moyenne 1987-1999

L'enneigement temporel présente quelques disparités en fin d'année : à cette période fortement ennuagée, il semble y avoir un tel manque de données qu'il n'est pas possible de recréer proprement de l'information par des algorithmes. Ceci est particulièrement remarquable par l'allure de la courbe de couverture neigeuse à cette période, et surtout confirmé, évalué par la courbe d'écart type. C'est-à-dire que l'écart du couvert nival entre les différentes années est maximal et constant pour la fin d'année. C'est grâce à cette analyse que j'ai décidé de m'intéresser uniquement à l'enneigement en période de fonte, plus ensoleillée en moyenne (cartes initialement plus complètes).

La période de fonte NOAA-AVHRR débute 8 jours avant celle de MODIS (2000-2010), c'est-à-dire au 22 mars. La fonte semble régulière ce qui peut être dû à une forme de lissage induite par l'algorithme de classification des pixels sans données par l'information des mêmes pixels avant ou après.

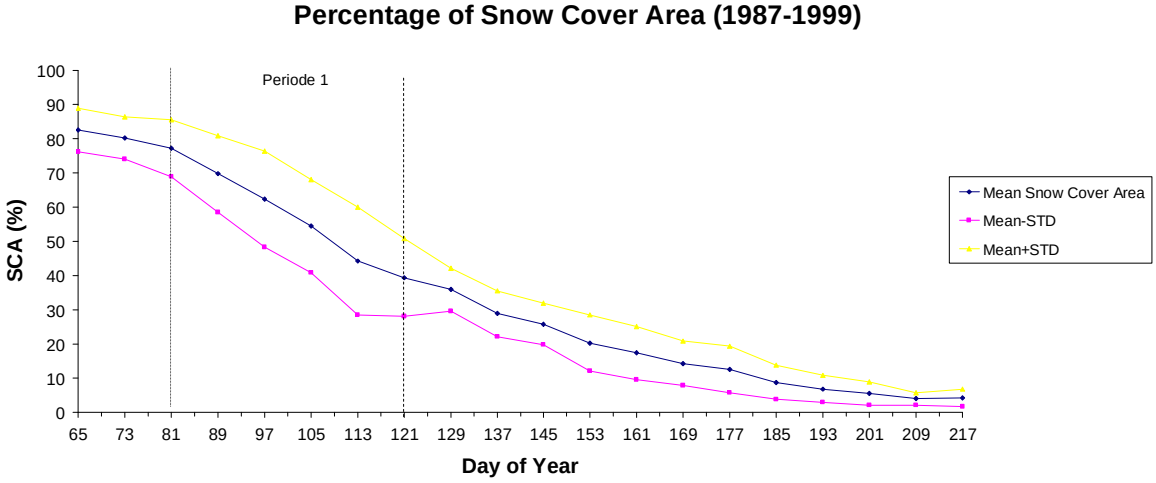


Figure 32 : Couverture neigeuse, période de fonte 1987-1999

Comme pour 2000-2010, il y a deux périodes de variabilité lors de la fonte : la première s'étend du 21 mars (81ème jour de l'année) au 1er mai (121), et la seconde du 8 mai au 5 août (*Figure 32*). En premier, l'écart type moyen est de 12 jours contre 4 jours par la suite. Pour ces deux périodes la neige fond en moyenne à la vitesse de -0.54% par jour.

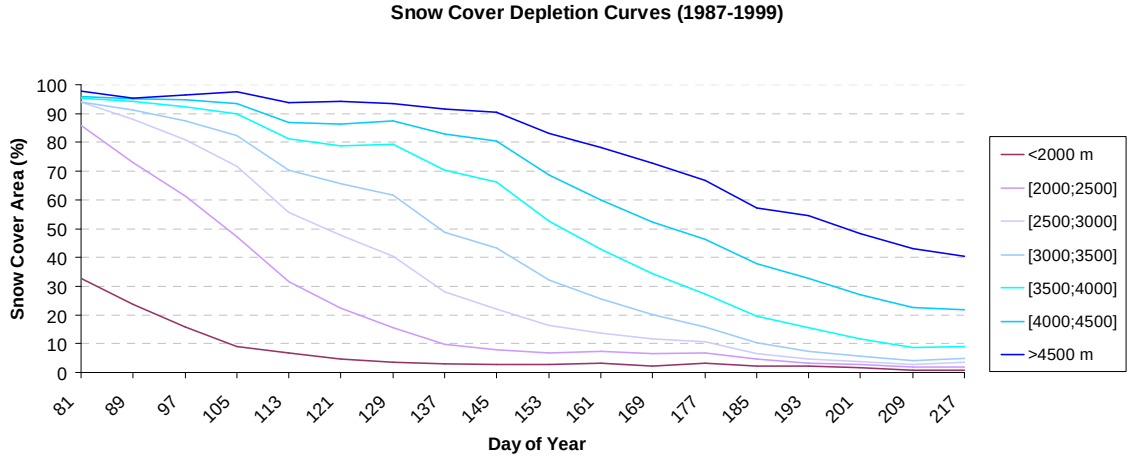


Figure 33 : Couverture neigeuse par tranche d'altitude de 500 m, en période de fonte

On s'aperçoit que logiquement la neige tombée aux altitudes plus faibles disparaît plus rapidement (*Figure 33*). En effet, plus on est haut plus la neige persiste. On peut distinguer pour ces altitudes (> 3 500 m) deux périodes : du 22 mars au 25 mai d'abord, puis du 25 mars au 5 août. En effet, dans un premier temps la neige fond relativement lentement puis disparaît plus vite car l'on remarque un infléchissement des courbes concernées le 25 mai.

IV.3.1.3 Impact de l'orientation sur la fonte des neiges

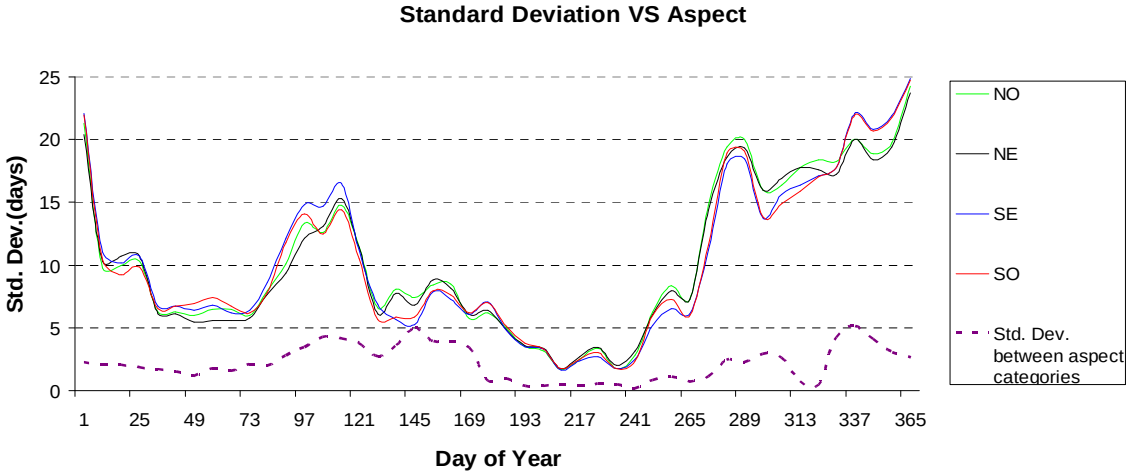


Figure 34 : Evolution temporelle de l'écart type en fonction de l'orientation, 1987-1999

Il peut y avoir un écart important (jusqu'à 5 jours) dans l'enneigement des pixels selon leur orientation (courbe en pointillés de la *Figure 34*), ce qui est bien plus que pour les images MODIS 2000-2010 (*Figure 21*). Bien que les écarts type respectifs de chaque classe d'orientation présentent une évolution similaire, certaines différences notamment au début de la période de fonte et en fin d'année sont à noter.

Néanmoins on ne peut en déterminer une règle : parfois les pixels situés au sud connaissent une variabilité plus forte, parfois ce sont ceux situés au nord. Par ailleurs, la répartition périodique est variable et ne permet pas de distinguer un comportement particulier quant aux conditions d'exposition des pixels.

IV.3.2 Couverture neigeuse et débits en période de fonte

Les années 1990 et 1993 sont intéressantes à étudier car elles représentent deux extrêmes en terme d'enneigement (*Figure 35*). En effet, la première est l'année dont le couvert neigeux est minimal sur les années 1987-1999, et la seconde celle avec le plus de neige. En période de fonte, le couvert nival est plus important en 1993 qu'en 1990. Le débit est d'ailleurs légèrement supérieur pour l'année 1993 que l'année 1990 mais l'accélération de celui-ci entre avril et mai est beaucoup plus forte en 1990. En effet, la fonte est beaucoup plus régulière en 1993, alors qu'en 1990 elle avait commencé doucement et s'est accélérée, augmentant donc très fortement le débit des rivières. On remarque que l'été 1990 a dû être très chaud car quasiment tout le couvert neigeux, à l'exception des glaciers à disparu.

En revanche, en mars le niveau de neige est similaire à la moyenne sur la période pour l'année 1990 (*Figure 36*) mais est il supérieur de 5% pour l'année 1993. Le pic de débit pour cette année est logiquement supérieur à la moyenne.

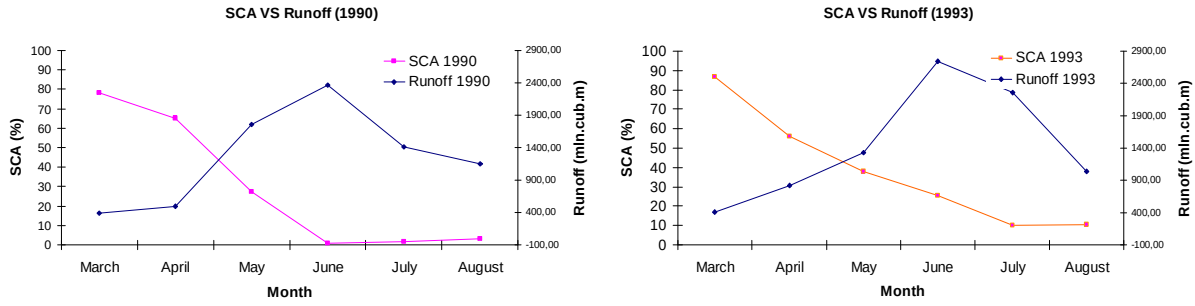


Figure 35 : Débits et enneigement, 1990 à gauche et 1993 à droite

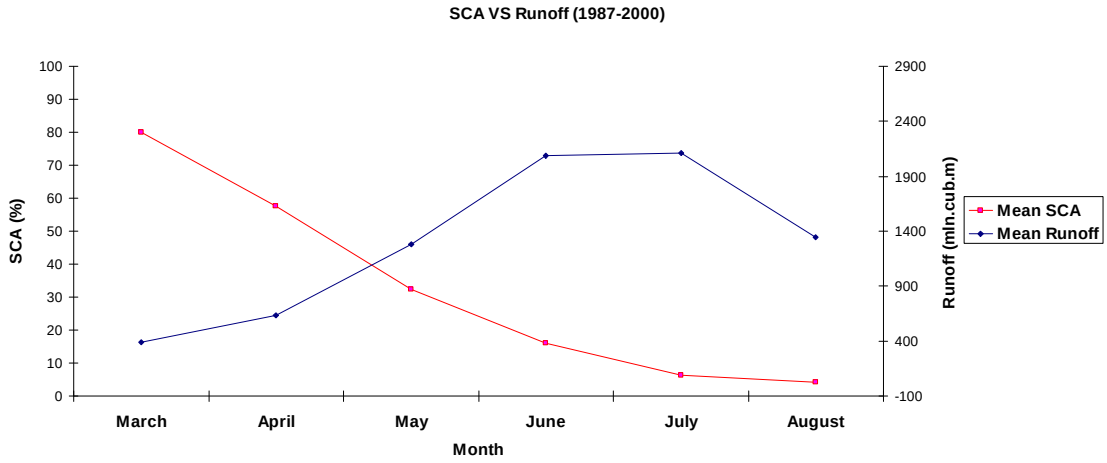


Figure 36 : Débits et enneigements moyens 1987-1999

V SYNTHESE DE L'EVOLUTION DE L'ENNEIGEMENT SUR 26 ANS

V.1 Evolution du couvert nival et des débits en période de fonte

V.1.1 Répartition spatiale de la durée moyenne d'enneigement

La couverture neigeuse a connu un maximum en fin d'hiver légèrement supérieur pour la période 1987-1999 par rapport à 2000-2010 (d'environ 10%). La période de fonte est sensiblement la même (à 8 jours près) entre les deux séries temporelles (en rappel : *Figure 31* pour 1987-1999, *Figure 19* pour 2000-2010).

La couverture neigeuse moyenne (1987-2010) pendant la saison de fonte est illustrée par deux cartes représentants l'enneigement moyen interannuel pour chaque sous période (*Figure 37*). L'aspect général des deux cartes est relativement similaire. Néanmoins, en analysant plus finement les choses on peut distinguer deux différences. La première concerne la finesse de résolution, qui rend logiquement la carte 1987-1999 effectuée à partir de l'AVHRR plus grossière. C'est-à-dire que visuellement, les contours des différentes zones d'enneigement (représentant chacune une classe) sont moins précis que pour la seconde carte.

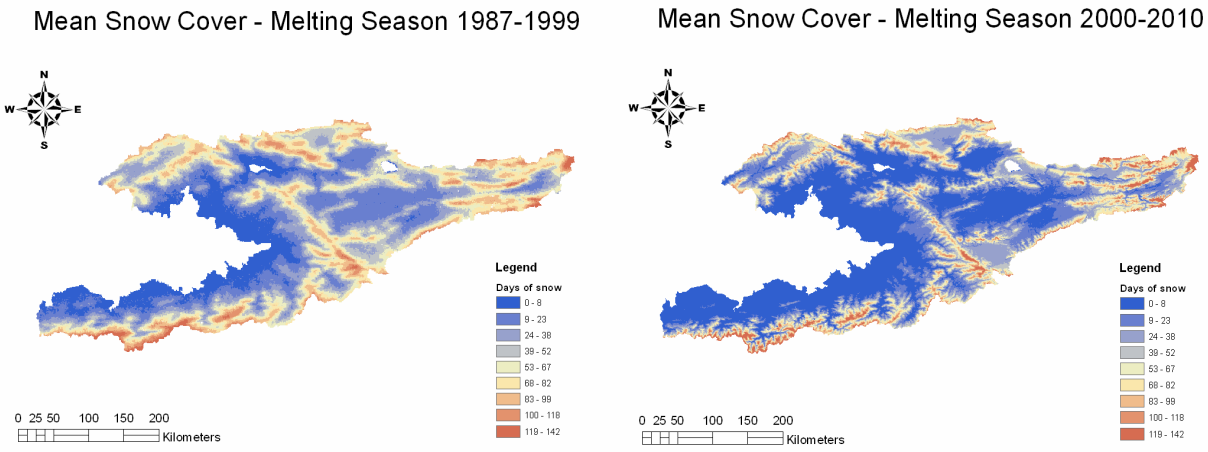


Figure 37 : Cartes d'enneigement moyen 1987-1999 (à gauche) et 2000-2010 (à droite)

Après cette première particularité, qui est d'ordre technique, on en distingue une seconde qui est spécifique aux valeurs d'enneigement. Ainsi, on remarque que les hauts plateaux concernés par un fort écart-type interannuel entre 2000 et 2010, étaient légèrement plus enneigés en période de fonte sur les 15 années précédentes (1987-1999). C'est une donnée intéressante qui viendrait confirmer l'analyse sur la stabilité du pergélisol (III.3.2).

Aussi, il y a un enneigement plus important à faibles et moyennes altitudes (< 2500 m). On passe ainsi d'une moyenne saisonnière de **19 jours** de neige en 1987-1999 pour ces altitudes, à seulement **6 jours** en 2000-2010 (soit une perte de 13 jours d'enneigement). On le remarque visuellement bien au sud-ouest du bassin. A haute altitude (entre 2500 et 4000 m), la différence d'enneigement est relativement similaire entre les deux séries temporelles. On passe ainsi de **62 à 47 jours** moyens de neige en période de fonte, par année (soit une perte de 15 jours d'enneigement).

On ne le distingue pas sur ces cartes, mais la moyenne saisonnière d'enneigement des surfaces de très haute altitude (> 4000 m) augmente très légèrement dans le temps. En effet, entre 1986 et 1999, pour ces aires de très haute montagne, on avait **96 jours** d'enneigement moyen saisonnier contre **103** les 11 années suivantes (soit une diminution de 7 jours).

V.1.2 Dynamique d'enneigement et débits fluviaux

La principale remarque que l'on peut formuler quant aux débits respectifs des deux séries temporelles est que leur maximum est quasiment le même (*Figure 38*). En revanche, entre 1986 et 1999, le débit de la rivière Naryn était maximal pendante deux mois consécutifs : de juin à juillet. Cela s'explique car l'enneigement était plus important, d'environ 20 % par rapport à 2000-2010 au début de la fonte (en mars), et la vitesse de fonte relativement similaire entre les deux séries. En effet, la vitesse moyenne de fonte (calculée entre son début jusqu'à la stabilité du couvert nival) était de **-0.54%/J** en 1987-1999 contre **-0.45%/J** en 2000-2010.

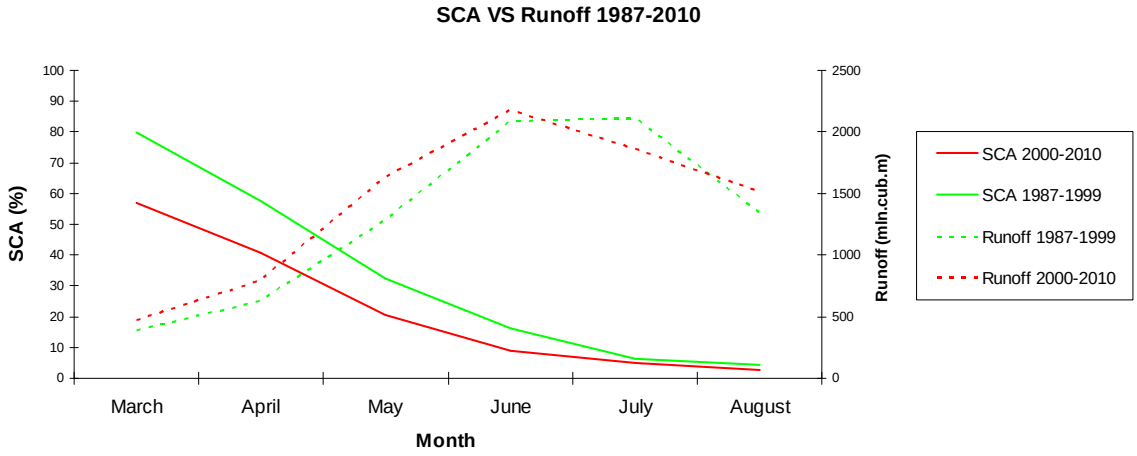


Figure 38 : Enneigement et débits fluviaux en période de fonte 1987-2010

Ainsi, le débit de 2000-2010 est légèrement supérieur, mais s'estompe plus rapidement car la quantité de neige fondue est inférieure à celle de 1987-1999. La principale information à retenir est donc que le couvert neigeux était plus important sur la période de référence 1987-1999 mais que les débits maximums enregistrés n'en étaient pas pour autant plus importants qu'en 2000-2010.

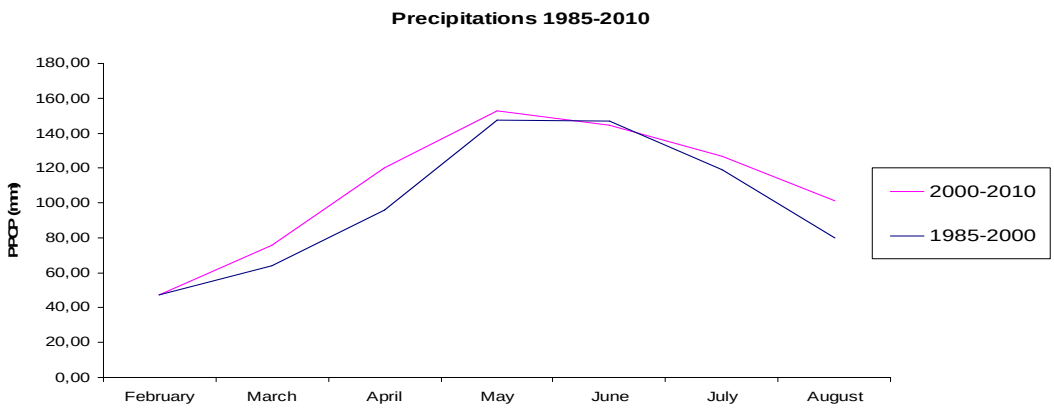


Figure 39 : Précipitations 1985-2010

Les courbes des précipitations liquides ont une allure nettement similaire à celles des débits. On peut donc déduire que sur l'ensemble de la période l'apport en eau des précipitations aux rivières est beaucoup plus important que la neige. Il y a un décalage temporel entre les deux d'un mois ce qui s'explique par le temps de l'écoulement de l'eau des précipitations jusqu'à l'exutoire du bassin versant (entrée du réservoir Toktogul).

V.2 Impact des changements de température sur le manteau neigeux

Comme je l'ai déjà précisé, nous n'avons des données de température que pour 4 stations météorologiques (travail de J. Seguin, M1 2013) et qui avaient été calculées pour la période stricte 1985-2000. Il est donc délicat de croiser ces informations avec la quantité de neige périodique car elle représente des mesures, certes sérieuses, mais localisées en seulement 4 points d'un bassin de pratiquement 112 000 km². Néanmoins, ces stations se trouvant à différentes altitudes, leurs données peuvent permettre de dégager certaines informations utiles. Si l'on s'intéresse par exemple à la station située à l'altitude la plus proche de la limite de neige hivernale, comme Dzalal-Abad (771 m), cela peut permettre de dégager une différence de tendance entre les séries temporelles.

On remarque ainsi une différence nette de température (*Figure 40*) : la décennie 2000-2010 est légèrement plus chaude que les années 1985-2000. En hiver tout particulièrement, la température est proche du point de fusion de l'eau en neige (0°C). Ainsi, la moyenne 2000-2010 de la température était pratiquement de 0°C, alors qu'elle était nettement inférieure sur la période 1985-2000. On peut donc en déduire un couvert neigeux plus important sur la première période, pour des altitudes proches de 770 m.

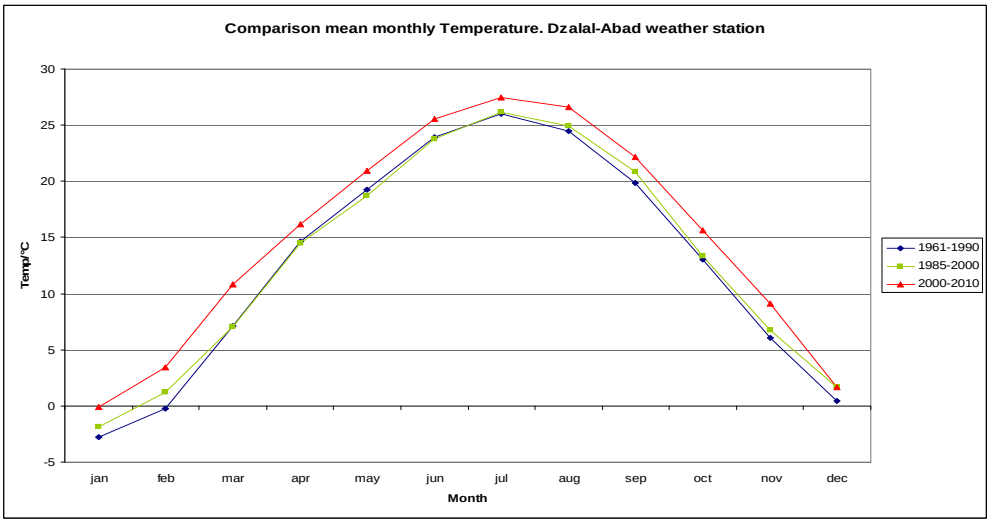


Figure 40 : Températures mensuelles moyennes 1961-2010 (J. Seguin, 2013)

Aussi, pour la station Naryn qui se situe à 2 039 m, soit assez proche de la température moyenne du bassin versant, la température d'hiver est là aussi légèrement supérieure pour 2000-2010 (environ + 2.5°). Le principal effet induit est une température moyenne qui atteint le point de fusion plus tôt (un peu plus d'une semaine d'avance). C'est exactement la même chose pour la station de Toktogul (située à 821 m, *Figure 41*).

Un effet météorologique similaire se retrouve pour la station Tien-Shan (3 684 m) mais les températures restent au dessous de -15° en hiver. Les variations, mêmes importantes de la température n'auront pas d'impact sur la neige tant qu'elle reste aussi basse (nettement inférieure à 0°).

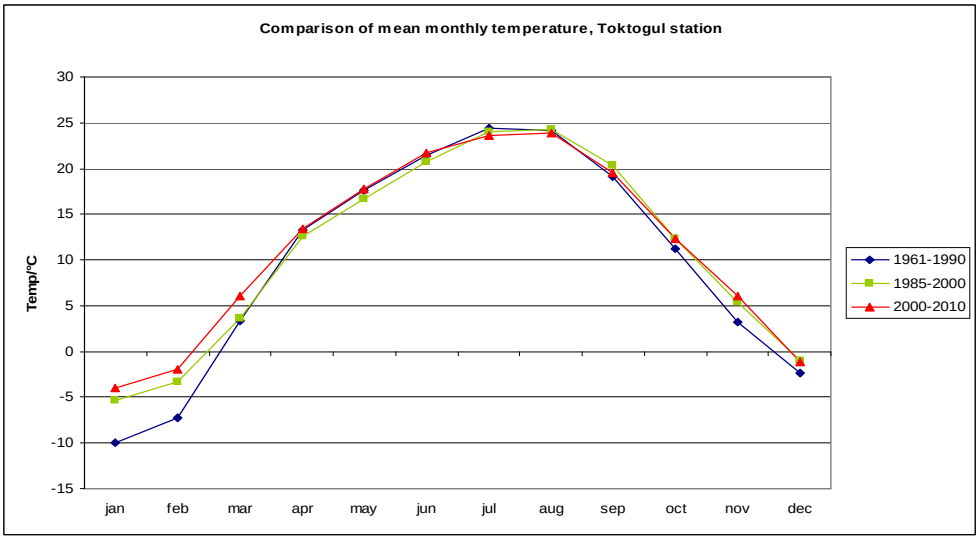


Figure 41 : Températures mensuelles moyennes 1961-2010 (J. Seguin, 2013)

Ces observations peuvent confirment le fait que l'enneigement hivernal des basses et moyennes altitudes est inférieur en 2000-2010 par rapport à la période de référence 1987-1999 (observé au V.1.1).

VI DISCUSSION

Les productions de cartes d'enneigement par télédétection optique sont très utiles pour cartographier les zones de haute montagne. En effet, sur ces terrains escarpés délaissés par la population, il est parfois difficile d'obtenir des mesures de terrain. Ainsi, il n'y a aucune donnée de neige mesurée au sol pour le Kyrgyzstan. Les capteurs optiques ne restituent que les superficies de neige sans la hauteur ni son équivalent en eau. On ne peut donc travailler que sur des tendances climatiques temporelles (durée de l'enneigement) et pas sur une restitution hydrologique. La solution serait d'utiliser les micro-ondes passives (RADAR) qui donnent quotidiennement l'équivalent en eau, mais la trop large résolution des capteurs (12.5 km au mieux avec AMSR-E) fait qu'en zone de montagne le relief perturbe le signal et les données sont inexploitables.

Ce travail fut très intéressant car il a permis de comparer les résultats de capteurs à la résolution différente. La majorité des études scientifiques sur la neige depuis 2000 s'est faite avec MODIS. Il y a donc assez peu d'études de sensibilité des capteurs de faible résolution (1.1 km AVHRR) face aux moyennes résolutions (500 m MODIS). En tant que topographe, je m'attendais à remarquer un écart important sur les cartes produites à partir d'AVHRR dans les zones de forte pente. En effet, la mesure radiométrique sur un pixel est une synthèse des réponses spectrales des différents types de sols contenus dans celui-ci. Ainsi, plus le pixel est large en zone de relief (où la pente est forte), plus il y aura un écart des conditions d'illumination risquant des erreurs de classification du sol.

Dans les faits ce n'est pas ce que nous avons remarqué. Cependant, cette étude a été conduite pour les pixels dont nous avions des données disponibles, autrement dit ceux pour lesquels les conditions d'exposition étaient suffisantes. Il semble donc au regard de cette étude qualitative et quantitative du couvert neigeux par les deux capteurs, que la basse résolution (1.1 km) soit adaptée pour ce type d'analyse et ce type de terrain quand l'information est disponible.

En effet, si une partie des produits de neige de 1986-1999 était difficilement exploitable, notamment en fin d'année, cela semble majoritairement dû à l'utilisation du logiciel de classification APOLLO. Sachant que sa destination première était la détection des nuages, on pourrait supposer que les manques de données résulteraient d'une surestimation des nuages.

En particulier, l'angle d'illumination en hiver était parfois trop faible sur un terrain trop escarpé pour fournir une valeur de réflectance suffisante, ce qui expliquerait les manques d'information. On peut donc s'interroger sur les limites de la faible résolution spatiale dans les images de télédétection pour les zones de relief. En effet, le capteur MODIS avec une résolution plus précise fournit des résultats très satisfaisants en utilisant seulement l'égalisation des radiométries pour corriger les problèmes d'exposition dûs au relief. Pour les données AVHRR, le rapport NDSI n'ayant malheureusement pas été effectué par le DLR pour les produits d'entrée PPL1, on ne peut pas savoir s'il aurait suffit à rehausser l'éclairement des zones d'ombres quand l'angle solaire est au plus bas.

En outre, je n'ai pu quantifier l'ampleur du phénomène car les nuages sont intégrés dans la classe « pas de donnée ». Par conséquent, je ne pouvais pas distinguer les obstructions dues à l'ennuagement de celles provenant d'une mesure de réflectance trop faible (élévation solaire trop basse). Néanmoins, la moyenne de pente est très forte pour les pixels les plus touchés par les manques de donnée (environ 44°), ce qui peut confirmer notre hypothèse. L'altitude moyenne de ces pixels est proche de la moyenne du bassin versant, cependant on peut émettre l'hypothèse que les pixels dont les conditions d'exposition sont les plus défavorables (faibles signaux par exemple) se trouvent aux creux des vallées et non sur les crêtes (donc à altitude plus basse).

La solution serait de coupler le modèle numérique de terrain avec des éphémérides donnant l'angle d'élévation solaire journalier. Ainsi on pourrait traiter les images de réflectance journalières en corrigeant leur radiométrie en zone de relief. Cependant, toute correction de cette nature serait rendue difficile par l'erreur de précision en géopositionnement. On peut avoir un décalage de coordonnées de 6 pixels en bordure d'image, ce qui représente 6.6 km ! Il faudrait donc nécessairement se limiter à des images inclues dans des orbites où la zone de travail se trouve proche du Nadir, avec un seuil de tolérance conditionné à plus ou moins 10° du centre de la trace. C'est ce qui avait été appliqué par JP. Dedieu lors de la sélection des images MODIS nécessaires à l'étude.

Le centre spatial Allemand (DLR) travaille actuellement à une amélioration du logiciel APOLLO qui a été conçu initialement pour l'Europe. En particulier, les seuils de température utilisés pour la classification nécessitent d'être adaptés pour l'Asie centrale. Aussi, il existe d'autres études ayant pour objet la production de cartes de neige à partir d'AVHRR. Pour les années antérieures à 2000, un autre logiciel est principalement utilisé : le SPARC (Hüsler et. al., 2012).

VII CONCLUSION

Evaluation de la méthode

Les produits MODIS « Snow Cover » ont une fiabilité satisfaisante mais on attend la version 6 avec moins de confusion entre nuages fin et neige qui devra être encore plus fiable.

Les cartes de neige de NOAA-AVHRR produites par APOLLO nécessitent d'être améliorées par plusieurs traitements.

1- Eviter les déformations géométriques aux bords de l'image : bien choisir des images situées au centre de l'orbite du satellite.
2- Appliquer les corrections atmosphériques nécessaires : utilisation de fenêtres notamment.
3- Corrections radiométriques : appliquer un ratio normalisé des bandes pour la génération 1 du capteur et le NDSI pour la seconde génération afin de détecter la neige en zone d'ombre.
4- Bien séparer les nuages des zones sans données.

L'application d'un modèle numérique de terrain pour la correction radiométrique des effets liés à la topographie améliorerait les résultats. Il serait intéressant d'effectuer au préalable l'égalisation des radiométries pour voir si, comme pour MODIS, cela suffit à améliorer les résultats ou si au contraire l'utilisation du MNT est indispensable pour l'utilisation d'un capteur à la résolution d'1.1 km en région de haute montagne.

Analyse topographique de l'enneigement sur le bassin versant du Kyrgyzstan

Toute la problématique de ce travail était d'étudier la dynamique d'enneigement de 1985 à 2010 avec très peu de mesures météorologiques (et hydrologiques) pour confirmer les observations et sans aucune mesure de neige « in situ ». Nous avons dû restreindre notre période de travail en excluant des années avec un manque crucial de données (1985 et 1986).

Cette étude met en évidence des éléments très intéressants de la dynamique d'enneigement des 26 dernières années au Kyrgyzstan :

- En période de fonte, le couvert nival subit un retrait de 13 jours en moyenne entre les séries temporelles 1987-1999 et 2000-2010 à basse altitude. Ceci s'explique par une hausse des températures en hiver. Ainsi, la superficie enneigée à la sortie de l'hiver était supérieure de **10%** en 1987-1999 par rapport à la décennie récente.
- Les hauts plateaux présentent un dégel du sol sur la dernière décennie, ce qui a un impact sur la stabilité de la neige. Ceci est confirmé par une baisse de 15 jours de la durée moyenne d'enneigement entre les deux séries temporelles pour les altitudes de 2 500 à 4 000 m. En revanche, aux très hautes altitudes (> 4 000 m), la durée moyenne d'enneigement reste plus stable.
- Les vitesses de fonte respectives sont proches pour les deux séries mais le début de la fusion de la neige en eau démarre une semaine plus tard en moyenne en 2000-2010.

Bilan et perspectives

Ce travail de fin d'études m'a permis de conduire une étude longue de cinq mois, me familiarisant ainsi avec le travail de recherche. En outre, la proximité des différents doctorants et chercheurs m'a aidé à étendre mes connaissances et ainsi j'ai pu aborder une nouvelle perspective du travail d'ingénieur géomètre topographe.

C'était l'occasion d'appliquer les connaissances acquises lors de ma scolarité et surtout de proposer des solutions adaptées au projet tout en gérant un très grand nombre de données. Aussi, j'ai dû fournir un travail de synthèse important à la fois dans le cadre de mon propre rapport mais aussi afin de préparer au mieux la publication scientifique à venir.

Le cahier des charges du programme ACQWA a été respecté bien que la série temporelle ait dû être réduite à la période 1987-2010. Aussi, la qualité des données d'enneigement sur la période 1987-1999 à rendu difficile l'analyse de la dynamique d'enneigement annuelle. Cependant, une analyse topographique complète du couvert neigeux en période de fonte pour cette série temporelle a pu être réalisée et comparée avec celle de la décennie proche. Elle a permis de montrer des résultats très intéressants sur l'évolution du couvert neigeux de 1987 à 2010 dans un contexte de changement climatique.

Un projet d'article scientifique, pour lequel ce TFE contribuera largement, sera réalisé et publié dans une revue spécialisée. Ces résultats pourront être utiles pour alimenter les modèles des hydrologues et aider à la simulation climatique pour les années à venir (horizon 2050).

Une analyse plus poussée sur la sensibilité des cartes produites à partir du capteur NOAA-AVHRR permettrait de mieux estimer l'utilité de la basse résolution pour l'étude de l'enneigement par télédétection. Pour cela, l'utilisation de cartes du capteur Thematic Maper sur satellite LANDSAT, par exemple, serait toute indiquée car sa résolution de 30 mètres est beaucoup plus fine que celle des capteurs AVHRR et MODIS.

Bibliographie

Beniston M., 2009. Trends in joint quantiles of temperature and precipitation in Europe since 1901 and projected for 2100. *Geophysical Research Letters*, 36: L07707.

Beniston, M., 2012: Exploring the behavior of atmospheric temperatures under dry conditions in Europe: evolution since the mid-20th century and projections for the end of the 21st century. *International Journal of Climatology*, doi: 10.1002/joc.3436.

Boos, A., 2009. Application de la télédétection optique à l'échelle globale pour la restitution cartographique multi temporelle des couverts neigeux dans les bassins versants du Pô et du Rhône. Mémoire d'ingénieur ESGT, LTHE, Grenoble, 59p.

Bolch, T., Marchenko, S (2006). Significance of glaciers, rockglaciers, and ice-rich permafrost in the Northern Tien Shan as water towers under climate change conditions, Proceedings of the Workshop “Assessment of Snow-Glacier and Water Resources in Asia”,Almaty, KAZ, S. 199-211

Dedieu JP., Lessard-Fontaine A., Ravazzani G., Cremonese E., Shalpykova G. and Beniston M. 2013. Shifting mountain snow patterns in a changing climate from remote sensing retrieval. *Science of Total Environment Journal*, ACQWA Special Issue, Stoten-D-13-01335.

Dietz, A. J., Kuenzer, C, Conrad, C (2013): Snowcover variability in central Asia between 2000 and 2011 derived from improved MODIS daily snowcover products, International Journal of Remote Sensing, 34:11, 3879-3902

Doutreleau, V. , 2011. Cartographie par télédétection optique MODIS des couverts neigeux en montagne : réalisation et analyse topographique (Asie centrale, Alpes). Mémoire d'ingénieur INSA, LTHE, Grenoble, 61p.

Dozier, J., Estimation of properties of alpine snow from the Landsat Thematic Mapper,
Advances in Space Research, 9 (1), 207-215, doi: 10.1016/0273-1177(89)90487-0, 1989.

Hall, D.K., Foster, J.L., Salomonson, V.V., Klein, A.G., Chien, J.Y.L. (2001). Development of a Technique to Assess Snow-Cover Mapping Errors from Space, Institute of Electrical and Electronics Engineers (IEEE) Transactions on Geoscience and Remote Sensing, (39)2: 432-438.

Hall, D. K., Riggs, G. A., Salomonson, *V*. (2001). Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) for the MODIS Snow and Ice-Mapping Algorithms. NASA/Goddard Space Flight Center, Greenbelt.45p.

Hüsler, F., Jonas, T., Wunderle, S., Albrecht, S. (2012). Validation of a modified snow cover retrieval algorithm from historical 1-km AVHRR data over the European Alps. *Remote Sensing of Environmen.*19p.

IPCC, 2007: Climate Change, the IPCC 4th Assessment Report. Cambridge University Press, 989 pp.

Khalsa, S. J., & Aizen, V. B. (2008). Variability in Central Asia seasonal snow cover during the MODIS period of record. Geophysical Research Abstracts, 10, 1–2.

Kiage, W. (2010). Télédétection spatiale optique dédiée montagne, eau et climat. Mémoire d'ingénieur ESGT, LTHE, Grenoble, 61p.

Parajka, J., M. Pepe, A. Rampini, S. Rossi, and G. Blöschl. 2010. “A Regional Snowline Method for Estimating Snow Cover fromMODIS during Cloud Cover.” Journal of Hydrology 381: 203–212.

Riggs, G., and D.K. Hall, 2004: "Snow Mapping with the MODIS Aqua Instrument" Proceedings of the 61st Eastern Snow Conference, 9-11 June 2004, Portland, ME.

Saunders, R. W., & Kriebel, K. T. (1988). An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. International Journal of Remote Sensing, 9(1), 123–150. doi:10.1080/01431168808954841

Tungalagsaikhan, P., Günther, K. P., Gesell, G., Dech, S. W., & Ruppert, T. (2003). Operational processing of AVHRR data at DFD. Publikationen der Deutschen Gesellschaft für Photogrammetrie, Fernerkundung und Geoinformation: Vorträge, 23. Wissenschaftlich- Technische Jahrestagung der DGPF, 9.-11. Sept. 2003, Bochum, Bd. 12 (pp. 435–449).

Table des annexes

Annexe 1.....58
Annexe 2.....59
Annexe 3.....60
Annexe 4.....61
Annexe 5.....62

Annexe 1
Données produites

Nom type	Descriptif	MODIS	AVHRR
Masque_Foret.tif	Masque forêts		
MNT_ombre.tif	MNT ombré		
MNT_nsub,tif	MNT en tranches (/6, /7, /10)		
mean_snow_cover.tif	Moyenne enneigement interannuel	X	X
std_dev_cover.tif	Ecart type d'enneigement interannuel	X	X
mean_snow_cover_fonte.tif	Moyenne enneigement FONTE	X	X
std_dev_cover_fonte.tif	Ecart type d'enneigement FONTE	X	X
SCS_mean/2007.tif	Premier jour de neige par année et moyenne	X	X
SCM_mean/2009.tif	Premier jour de fonte neige par année et moyenne	X	X
SCD_mean.tif	Durée d'enneigement annuelle et moyenne	X	X
ecart_moy_2007.tif	Ecarts à la moyenne (+- n jours)	X	X
Kyrgyz_percentage_cloudcover_interannuel_BON.tif	Couverture nuageuse (Cloud cover)	X	
cpte_nodata.tif	Cartes NO DATA		X
1988_217.tif	Cartes de neige 8 jours 1987-2000 (PPL2 et PPL3)		X

Figure 42 : Liste des produits finaux de la série temporelle 1987-2010, résultats TFE 2013

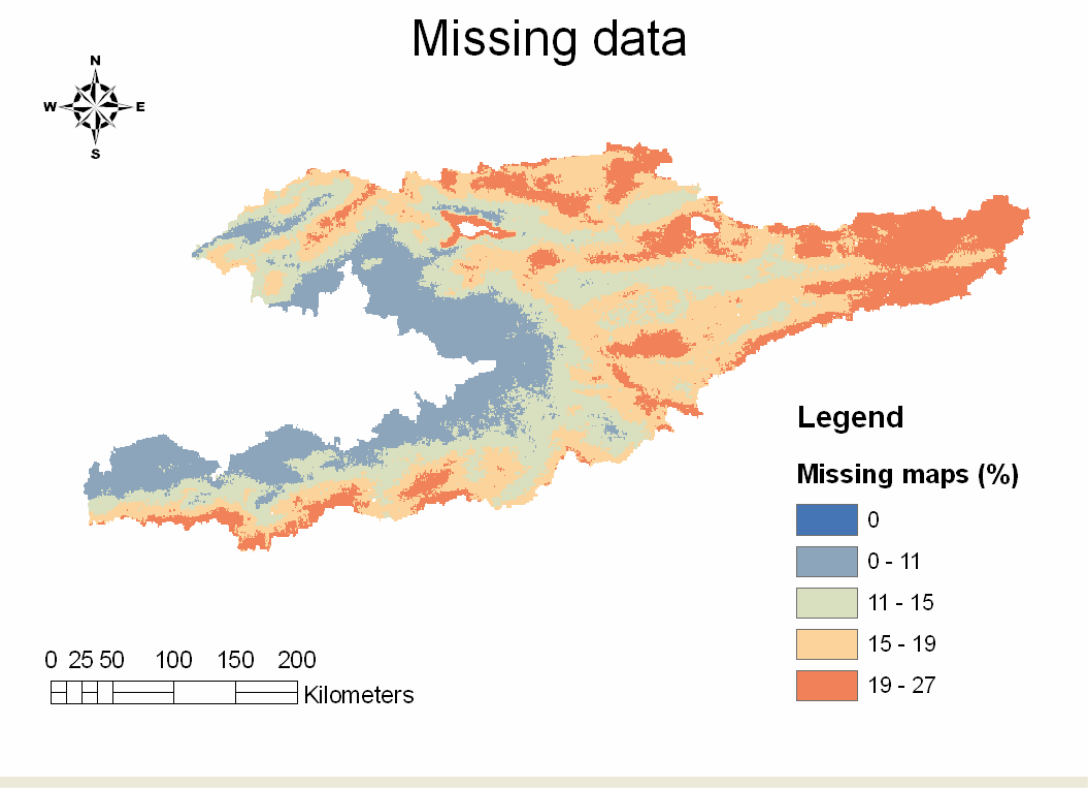


Figure 43 : Pourcentage de données manquante, données PPL2-AVHRR 1987-1999

Annexe 2
Enneigement interannuel : 2000-2010

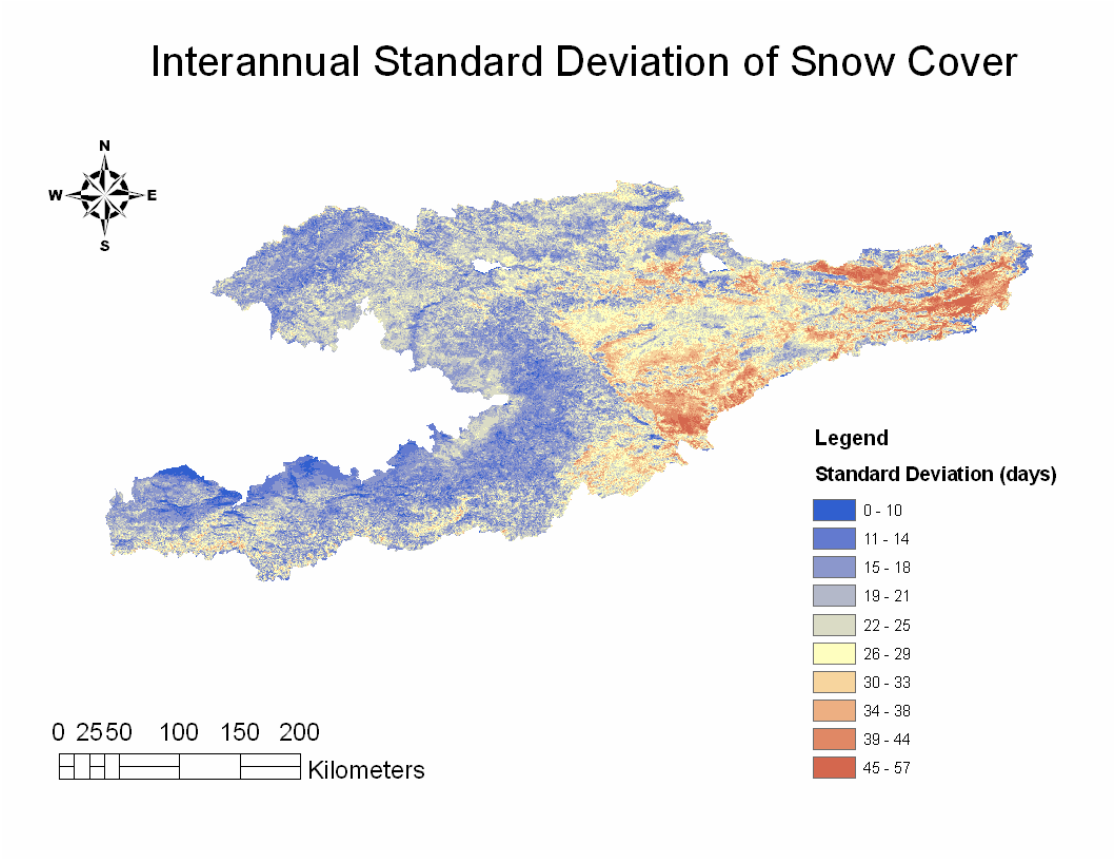


Figure 44 : Ecart-type d'enneigement interannuel, série temporelle 2000-2010

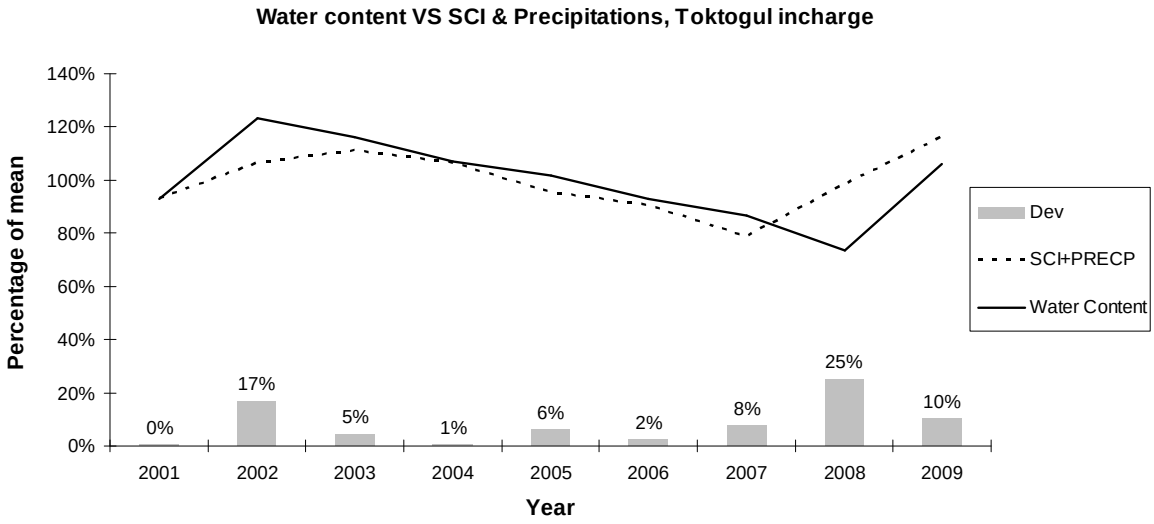


Figure 45 : Comparaison du contenu en eau annuel avec l'indice de couverture neigeuse associé aux précipitations

Annexe 3
Enneigement en période de fonte : 2000-2010

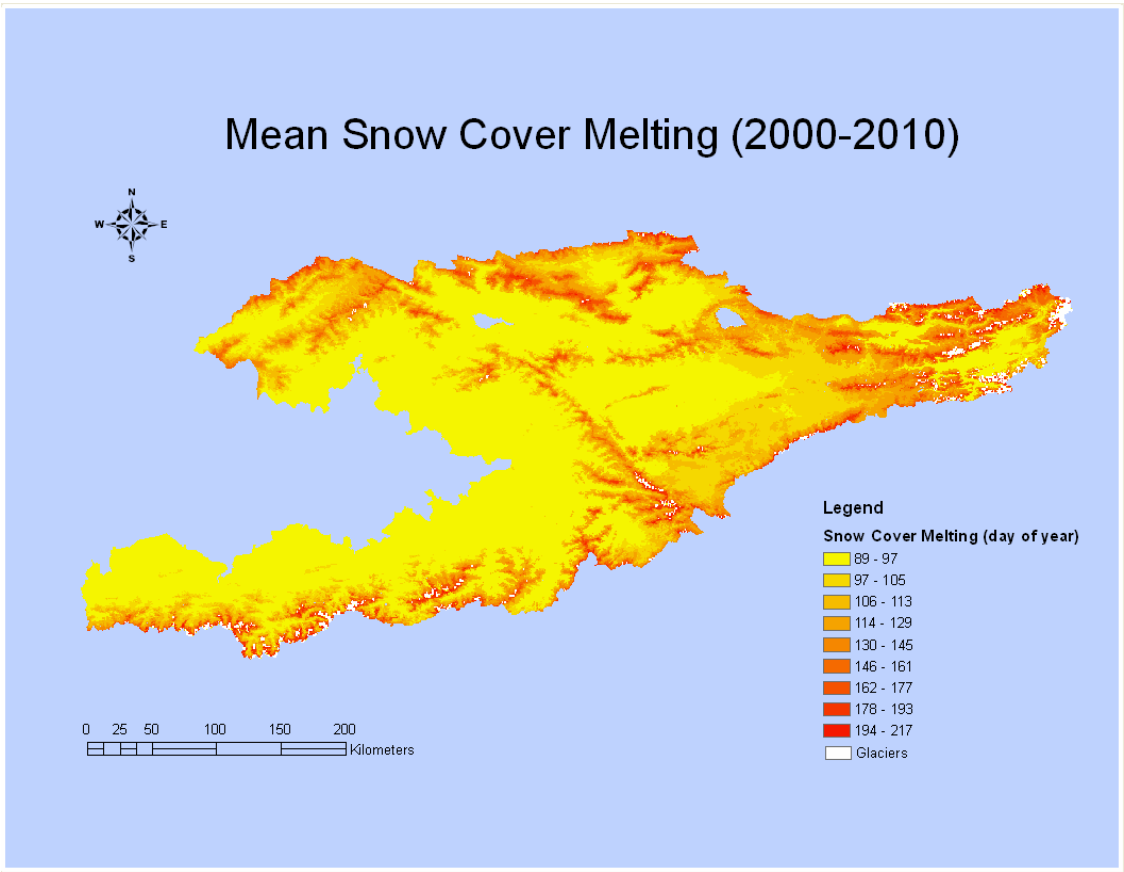


Figure 46 : Premier jour de fonte en jour julien (ex : 089 = 30 mars), moyenne sur la période 2000-2010

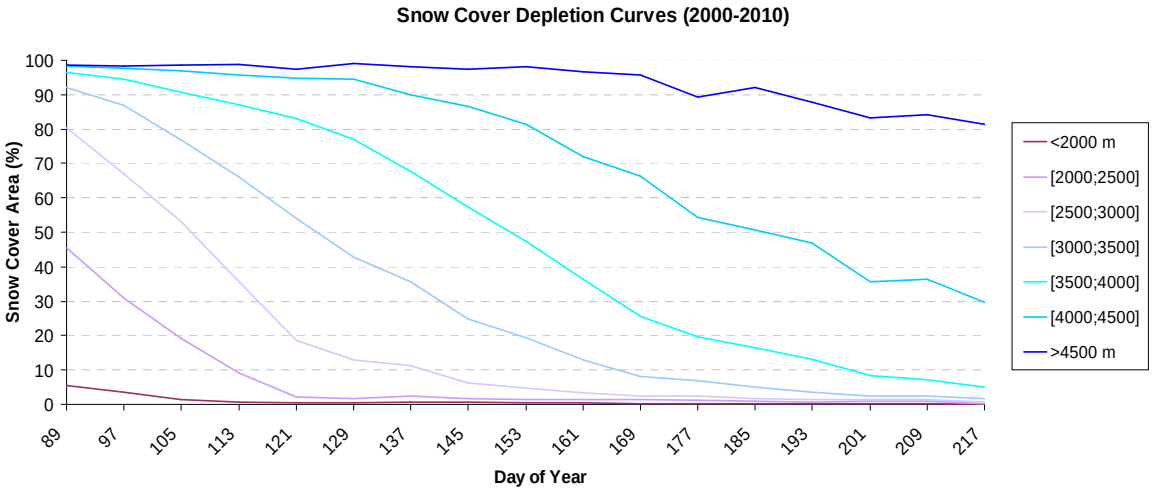


Figure 47 : Couverture neigeuse par tranche de 500 m, période de fonte 2000-2010

Annexe 4
Variabilité de l'enneigement en période de fonte : 1987-2010

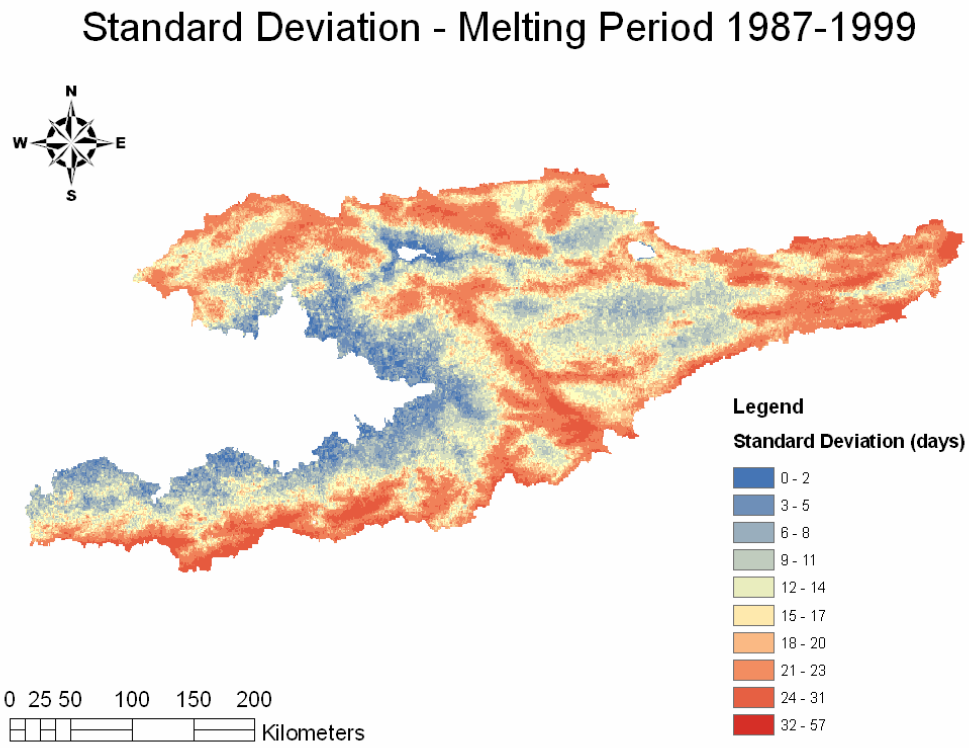


Figure 49 : Ecart-type d'enneigement, période fonte 1987-1999

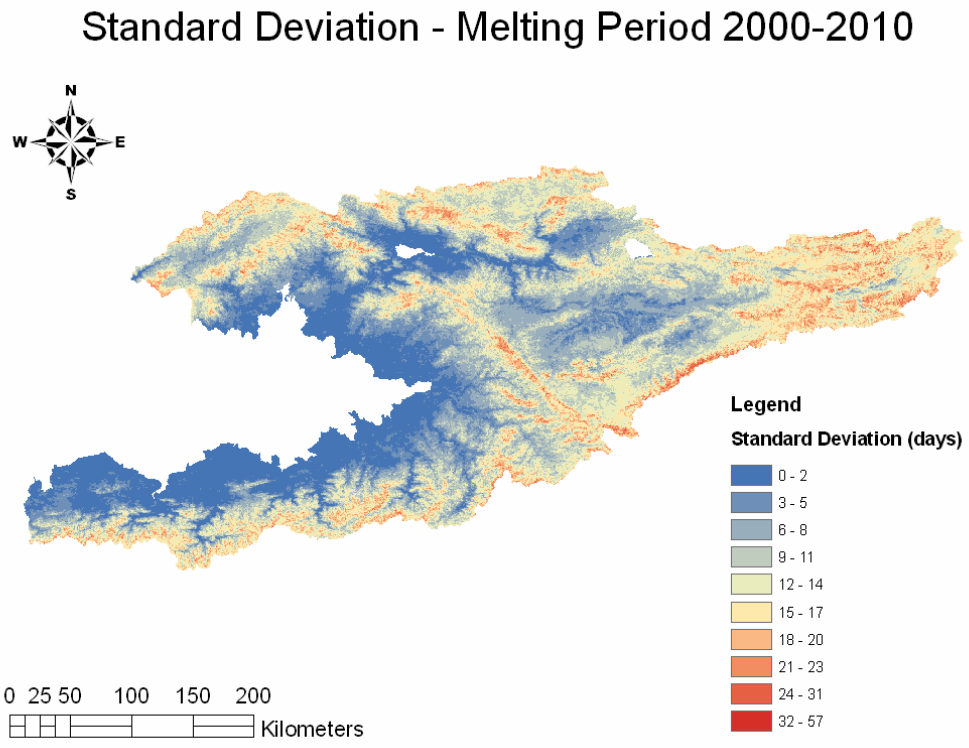


Figure 48 : Ecart-type d'enneigement, période de fonte 2000-2010

Annexe 5
Modèle numérique de terrain

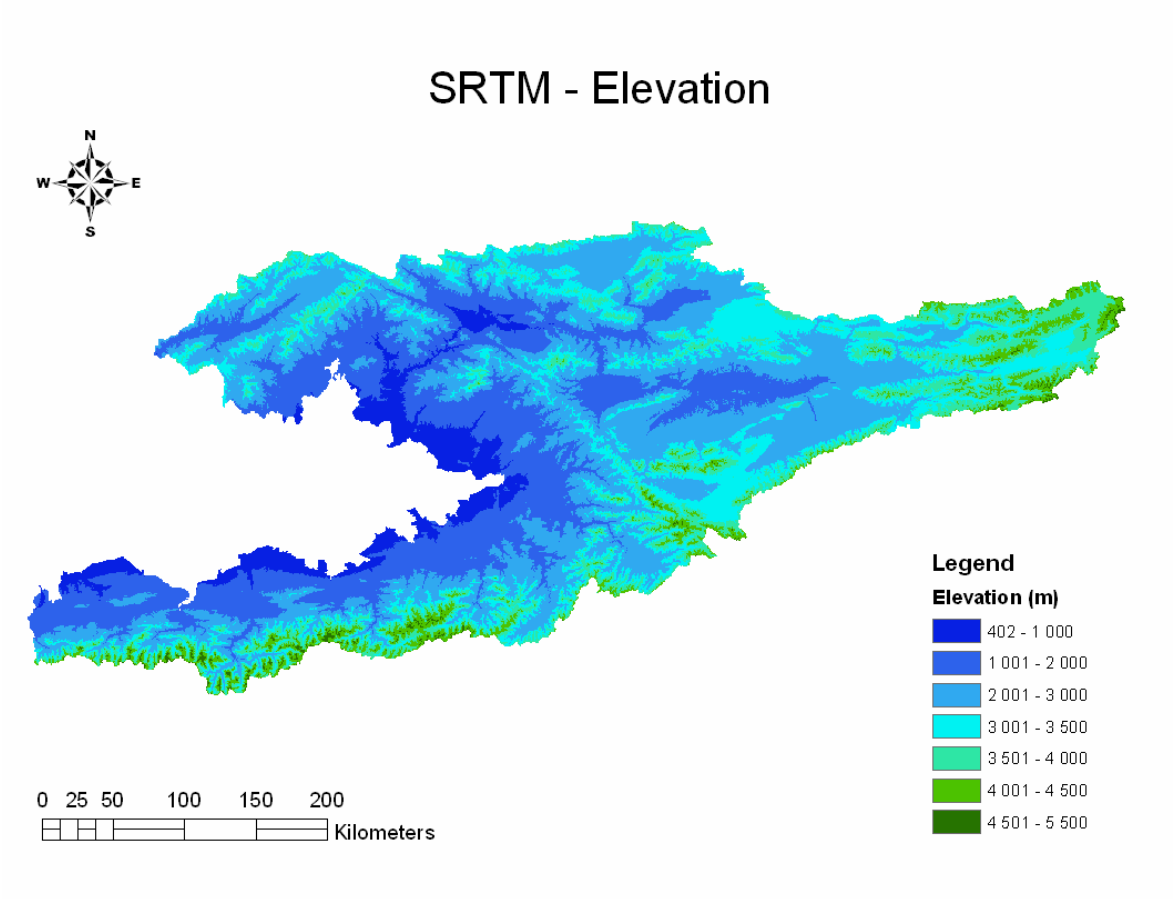


Figure 50 : Modèle numérique de terrain, représentation par 7 tranches d'altitude

DEM-Elevation		
Range		%
[402;1000]		5,7%
[1001;2000]		24,9%
[2001;3000]		34,1%
[3001;3500]		18,3%
[3501;4000]		12,1%
[4001;4500]		4,4%
[4501;5500]		0,5%
Total		100%

Figure 51 : Répartition des classes d'altitude

Liste des figures

Figure 1 : Montagnes du Tien Shan. Source : www.Flickr.com 5
Figure 2 : Localisation du Kyrgyzstan (©Wikipedia) 7
Figure 3 : Localisation du bassin versant du Syr Daria au Kyrgyzstan (intérieur de la courbe noire) avec localisation des glaciers (en rouge)((©UNDP,2009) 7
Figure 4 : MNT Ombré, bassin versant du Syr Darya, Kyrgyzstan 11
Figure 5: Répartition des altitudes sur le bassin versant du Syr Darya, Kyrgysztan 11
Figure 6 : Répartition des orientations sur le bassin versant du Syr Darya, Kyrgyzstan (V.Doutreleau, PFE 2011)..... 12
Figure 7 : Répartition des pentes du bassin versant du Syr Darya..... 12
Figure 8: Carte d'occupation des sols en 2007 (PFE V.Doutreleau 2011) 13
Figure 9 : Carte du couvert forestier, 2005-2006 14
Figure 10 : Comparaison des réflectances de la neige par taille de grain, pour des nuages denses. Source : NOHRSC (http://www.nohrsc.noaa.gov/nsa)..... 15
*Figure 11 : Représentation des grandes zones de variabilité de l'enneigement et du relief*20
Figure 12 : Répartition des altitudes par tranches de 500 m 21
Figure 13 : Couverture nuageuse quotidienne, moyenne 2000-2010, Syr Darya..... 23
Figure 14 : Couverture nuageuse, moyenne 2000-2010 (%) 24
Figure 15 : Carte de moyenne interannuelle d'enneigement et relief du terrain 25
Figure 16 : Durée d'enneigement en fonction de l'altitude 25
Figure 17 : Ecart type d'enneigement, fonction de l'altitude 26
Figure 18 : Ecart type des pixels répartis par pente, fonction de l'altitude..... 27
Figure 19 : Surface d'enneigement moyenne, 2000-2010 27
Figure 20 : Etendue de l'enneigement en période fonte 28
Figure 21: Evolution temporelle de l'écart type en fonction de l'orientation 29
Figure 22 : Stations météorologiques et de débits du bassin du Syr Darya au Kyrgyzstan, (source : JP Dedieu, 2013)...... 30
Figure 23 : Indice de couverture neigeuse et température de la station Toktogul 31
Figure 24 : Indice de température en fonction de l'enneigement (SCI) 31
Figure 25 : Neige et débit en période de fonte, moyenne 2001-2002-2006-2007-2008-2009 32
Figure 26 : Neige et débit en période de fonte, années 2007 et 2009 32
Figure 27 : Graphiques de la température enregistrée à Toktogul et couvertures neigeuse pour 2001, 2007, 2008, 2009..... 33
Figure 28 : Organigramme des traitements AVHRR 1985-2000 35
Figure 29 : comparaison des cartes NOAA-AVHRR et MODIS 39
Figure 30 : Comparaison AVHRR-PPL3/MODIS (carte de gauche) et MNT (carte de droite) 41
Figure 31 : Variabilité temporelle du couvert neigeux, moyenne 1987-1999 44
Figure 32 : Couverture neigeuse, période de fonte 1987-1999 44
Figure 33 : Couverture neigeuse par tranche d'altitude de 500 m, en période de fonte 45
Figure 34 : Evolution temporelle de l'écart type en fonction de l'orientation, 1987-1999. 45
Figure 35 : Débits et enneigement, 1990 à gauche et 1993 à droite 46
Figure 36 : Débits et enneigements moyens 1987-1999..... 46
Figure 37 : Cartes d'enneigement moyen 1987-1999 (à gauche) et 2000-2010 (à droite). 47
Figure 38 : Enneigement et débits fluviaux en période de fonte 1987-2010..... 48
Figure 39 : Précipitations 1985-2010 49
Figure 40 : Températures mensuelles moyennes 1961-2010 (J. Seguin, 2013)..... 50

Figure 41 : Températures mensuelles moyennes 1961-2010 (J. Seguin, 2013)..... 50
Figure 42 : Liste des produits finaux de la série temporelle 1987-2010, résultats TFE 2013 58
Figure 43 : Pourcentage de données manquante, données PPL2-AVHRR 1987-1999 58
Figure 44 : Ecart-type d'enneigement interannuel, série temporelle 2000-2010 59
Figure 45 : Comparaison du contenu en eau annuel avec l'indice de couverture neigeuse associé aux précipitations 59
Figure 46 : Premier jour de fonte en jour julien (ex : 089 = 30 mars), moyenne sur la période 2000-2010..... 60
Figure 47 : Couverture neigeuse par tranche de 500 m, période de fonte 2000-2010..... 60
Figure 50 : Ecart-type d'enneigement, période de fonte 2000-2010..... 1
Figure 51 : Ecart-type d'enneigement, période fonte 1987-1999 1
Figure 48 : Modèle numérique de terrain, représentation par 7 tranches d'altitudes..... 62
Figure 49 : Répartition des classes d'altitudes 62

Liste des tableaux

Tableau 1 : Liste des canaux AVHRR 10
Tableau 2 : Codes de classification des cartes de neige (cahier des charges ACQWA WP2) 17
Tableau 3: Récapitulatif des cartes de neige à 8 jours disponible - MODIS 2000-2010.... 19
Tableau 4 : Codes des cartes d'écart type et de moyenne d'enneigement (idem aux cartes de durée 'enneigement)..... 20
Tableau 5 : Codes des cartes de durée, de moyenne (à gauche) et d'écart type en enneigement (à droite), fonction de l'altitude..... 21
Tableau 6 : Codes des cartes de premier jour de neige (SCS) et de premier jour de fonte (SCM) 22
Tableau 7 : Codes des cartes de durée (SCD) et..... 22
Tableau 8 : Pourcentage de cartes disponibles par année 38
Tableau 9 : Classes couleurs des cartes de comparaison..... 39
Tableau 10 : Taux d'erreur comparatif AVHRR/MODIS..... 42

Analyse topographique de l’enneigement en haute montagne par télédétection optique. Application au Tien Shan (Kyrgyzstan).

Mémoire d'ingénieur E.S.G.T, Le Mans 2013

Les bouleversements climatiques survenus lors de la dernière décennie rendent nécessaires les études statistiques les plus poussées sur les réserves en eau dans différentes régions du globe : précipitations, débits fluviaux ou encore chute de neige. Evaluer ainsi la ressource en eau permet la mise en place de modèles hydrologiques qui prennent en compte l’impact dû notamment au réchauffement climatique

Les zones de montagne tempérées sont des réservoirs conséquents et l’apport saisonnier de la neige y est primordial dans les régimes hydrologiques annuels. Pour l’étude du couvert nival, une méthode moderne a retenu particulièrement notre attention : la télédétection optique par satellite.

Ce travail s'inscrit dans le cadre du programme de recherche scientifique Européen ACQWA, dont le but est d’étudier les impacts d’un changement climatique sur l’hydrologie en montagne. Le mandat de notre travail, effectué au Laboratoire d’Etude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE) de Grenoble, était d'étudier la dynamique d'enneigement sur le bassin versant du Syr Darya, au Kyrgyzstan de 1987 à 2010. C'est une région qui fait partie de la chaine de haute montagne du Tien Shan. L'absence de stations pour la mesure de la neige implique l'utilisation de la télédétection. Pour ce faire, nous disposions d'images satellitales pour deux séries temporelles distinctes.

La première série temporelle s'étend de 1987 à 2000. Pour cette période des cartes de neige nous ont été fournies par M.A. Dietz de l'agence spatiale Allemande (DLR). Elles ont été produites à partir des images de réflectance enregistrées par le capteur AVHRR (Advance Very High Radiometer), à bord des satellites de la constellation NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). La résolution spatiale de ces images est de 1.1 km. L'algorithme de classification utilisé pour la production de cartes de neige se nomme *APOLLO*. Nous avons procédé à une synthèse de ces images sur 8 jours.

La seconde série temporelle s'étend de 2000 à 2010. Les cartes de neige utiles à l'étude de la dynamique d'enneigement sur ces 11 années sont fournies par la NASA (National Aeronautics and Space Administration). La résolution spatiale de ces images, qui sont issues du capteur MODIS (MOderate Resolution Imaging Spectroradiometer) embarqué sur satellite TERRA, est de 500 mètres. Elles représentent une synthèse de l'enneigement sur 8 jours et ont été produites grâce à l'algorithme de classification de la neige *Snowmap*, mis en place par le NSIDC.

En complément, pour l'ensemble de la période couverte par cette étude : 1987-2010, nous disposions de seulement quatre stations météorologiques et de débits. Ainsi, toute la problématique de ce travail était d’étudier la dynamique d’enneigement de 1987 à 2010 avec très peu de mesures météorologiques (et hydrologiques) pour confirmer les observations et sans aucune mesure de neige « in situ ».

Ce travail à permis de mettre en évidence des éléments intéressants de la dynamique d'enneigement des 26 dernières années au Kyrgyzstan. Ceci est résumé en trois points :

- En période de fonte, le couvert nival subit un retrait de 13 jours en moyenne entre les séries temporelles 1987-1999 et 2000-2010 à basse altitude. Ceci s'explique par une hausse des températures en hiver. Ainsi, la superficie enneigée à la sortie de l'hiver était supérieure de **10%** en 1987-1999 par rapport à la décennie récente.
- Les hauts plateaux présentent un dégel du sol sur la dernière décennie, ce qui a un impact sur la stabilité de la neige. Ceci est confirmé par une baisse de 15 jours de la durée moyenne d'enneigement entre les deux séries temporelles pour les altitudes de 2 500 à 4 000 m. En revanche, aux très hautes altitudes (> 4 000 m), la durée moyenne d'enneigement reste plus stable.
- Les vitesses de fonte respectives sont proches pour les deux séries mais le début de la fusion de la neige en eau démarre une semaine plus tard en moyenne en 2000-2010.

L'utilisation d'images à faible résolution (1.1 km pour AVHRR) pour la cartographie de la neige peut être un obstacle à l'identification de la neige. En effet, les faibles conditions d'exposition rencontrées pour des terrains très escarpés de haute montagne peuvent beaucoup diminuer les valeurs de réflectance mesurées pour certains pixels par les capteurs optiques. En particulier, les conditions d'exposition sont parfois insuffisantes en hiver pour que le capteur enregistre de l'information. A l'issue de cette étude, on suggérera certains prétraitements comme l'égalisation des radiométries voir l'utilisation d'un modèle numérique de terrain pour la correction des effets dus à la topographie.

Analyse topographique de l’enneigement en haute montagne par télédétection optique. Application au Tien Shan (Kyrgyzstan).

Mémoire d'ingénieur E.S.G.T, Le Mans 2013

RESUME

Ce travail intervient dans le cadre du programme européen ACQWA dont l'objectif est d'analyser l'impact des changements climatiques sur l'hydrologie en montagne. La région d'étude est un bassin versant de près de 112 000 km² situé au Kyrgyzstan, en Asie centrale.

Le capteur MODIS, embarqué sur satellites TERRA et le capteur AVHRR, embarqué sur satellites NOAA fournissent les images de réflectance utiles à la production de cartes de neige sur la période 1987-2010. En complément, le modèle numérique de terrain fourni les données utiles à l'analyse topographique de l'enneigement au Kyrgyzstan entre 1987 et 2010. Cette étude a notamment pu montrer un léger recul du manteau neigeux, ainsi qu' une forte instabilité de celui-ci sur les plateaux de haute altitude lors de la décennie 2000-2010, par rapport à celle de 1987-1999. Les données météorologiques ont permis de démontrer que cette évolution est provoquée par un réchauffement de la température hivernale de 2000 à 2010.

Mots-clés : Télédétection, neige, topographie, Kyrgyzstan, montagne, Tien Shan.

SUMMARY

The European ACQWA program is a project for assessing climate impacts on the hydrology in mountains. This work is conduce to analyze snow cover area in a 112 000 km² watershed located in Kyrgyzstan, central Asia over the period 1987-2010.

Reflectance pictures from remote sensors MODIS, on satellite TERRA and AVHRR, on satellite NOAA are used to produce snow maps. In addition, a digital elevation model is used to do a topographic study of the snow cover area in Kyrgyzstan between 1987 and 2010. Results from this analysis revealed in particular that snow cover area has decreased and its temporal variability has increased over the high elevated uplands, between 1987-1999 and 2000-2010. Ground meteorological data analysis confirmed that changes of the snow cover area are consistent with higher winter temperatures during 2000-2010.

Key words : Teledetection, snow, topography, Kyrgyzstan, mountain, Tien Shan.