



HAL
open science

Téledétection de la houille blanche

Simon Gascoin

► **To cite this version:**

Simon Gascoin. Téledétection de la houille blanche. Interfaces continentales, environnement. Université Toulouse 3 Paul Sabatier, 2021. tel-03600948

HAL Id: tel-03600948

<https://hal.science/tel-03600948>

Submitted on 26 Mar 2022

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.



École doctorale « Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace »

MEMOIRE POUR L'OBTENTION DU DIPLOME D'HABILITATION A DIRIGER DES RECHERCHES

présenté et soutenu publiquement par

Simon Gascoin

Le 3 septembre 2021

Téledétection de la houille blanche

Jury

Isabelle Braud
Philippe Choler
Benoît Hingray
Lionel Jarlan
Valérie Demarez

Directrice de recherche
Directeur de recherche
Directeur de recherche
Directeur de recherche
Maitre de conférence

Rapportrice
Rapporteur
Rapporteur
Examinateur
Examinatrice et marraine

Téledétection de la houille blanche

Avant-propos

Je termine ce mémoire douze ans et dix-sept jours après ma soutenance de thèse le 12 mars 2009. À cette époque, j'avais déjà en tête un départ pour le Chili, mais j'étais loin d'imaginer que je commencerais une carrière de chargé de recherche CNRS au Cesbio deux ans plus tard. Ce recrutement fut aussi précoce qu'inattendu, alors que d'autres docteur-e-s bien plus méritant-e-s que moi vivaient l'incertitude d'un long exil postdoctoral.

Une fois au Cesbio, j'ai mis le nez dans le guidon de la télédétection et relégué l'HDR aux calendes grecques. J'avais toujours quelque chose de plus amusant ou de plus urgent à faire. En fait, je m'éloignais chaque jour un peu plus du format de l'HDR puisque j'ai d'abord empilé les articles dans les revues scientifiques, puis les articles dans le blog *Séries Temporelles*¹ et enfin les tweets... On m'avait pourtant mis en garde : « Plus tu attends, plus ce sera fastidieux de synthétiser ton travail de recherche ». Aujourd'hui donc, je voudrais nuancer cette rhétorique angoissante dans l'espoir de soulager cette improbable pas-si-jeune chercheuse non-habilitée qui lirait ces lignes. Prendre son temps présente des avantages. En effet, j'ai le sentiment qu'il m'eût été bien plus difficile de rédiger une HDR il y a quelques années à peine : le fait d'avoir un peu tardé m'a donné le luxe de pouvoir élaguer dans une production scientifique un brin hétéroclite et de me concentrer sur un corpus d'articles à peu près cohérent.

Les consignes dans l'arrêté du 23 novembre 1988 relatif à l'habilitation à diriger des recherches sont plutôt floues :

« L'habilitation à diriger des recherches sanctionne la reconnaissance du haut niveau scientifique du candidat, du caractère original de sa démarche dans un domaine de la science, de son aptitude à maîtriser une stratégie de recherche dans un domaine scientifique ou technologique suffisamment large et de sa capacité à encadrer de jeunes chercheurs. »

Les recommandations du conseil scientifique de l'Université Paul Sabatier sont plus spécifiques :

« Le document fera ainsi apparaître clairement une réflexion sur le cheminement scientifique du candidat, sa cohérence, sa stratégie autonome de recherche, sa capacité de synthèse dans un domaine scientifique, sa compétence pour l'encadrement de jeunes chercheurs. Il devra inclure une perspective scientifique. »

Je me suis donc efforcé de présenter d'abord les enjeux sociétaux qui motivent mon activité scientifique. Ensuite, j'ai résumé les travaux que j'ai menés ou initiés pour répondre à ces enjeux. Les articles pertinents sont cités dans le texte et accessibles en ligne donc je n'ai pas jugé utile de les insérer dans ce mémoire. Enfin, j'ai présenté les perspectives de mes recherches telles que je les imagine aujourd'hui, sans engagement contractuel. Le manuscrit est rédigé en français, sauf le texte dans les figures, laissé en anglais par souci d'homogénéité car la plupart des figures sont reprises de publications anglophones.

¹ À ce jour, 161 articles dans ce blog, dont la majorité est consacrée à la neige et Sentinel-2, mais l'ironie est que le post qui est – de loin – le plus visité est un article sur le suivi des inondations par radar ! Aurais-je fait fausse route ? Liste complète : <https://labo.obs-mip.fr/multitemp/author/simon-gascoin/>

Remerciements

Je remercie Jean-Pierre Brunel qui m'a déposé dans l'oasis de Palmyre en Syrie pour mon premier stage de recherche. Ce fut une expérience inoubliable qui a ancré en moi l'enjeu des ressources en eau dans les régions arides méditerranéennes.

Je remercie Philippe Renard qui m'a transmis la passion de la recherche à l'Université de Neuchâtel.

Je remercie Pierre Ribstein et Agnès Ducharme pour m'avoir guidé durant mon doctorat et fait de moi un jeune chercheur. Je remercie Michel Meybeck pour avoir posé sur mon bureau de thésard, quelques instants avant que je quitte définitivement le laboratoire Sisyphe, cet article qu'il avait cosigné et qui continue à inspirer mes travaux encore aujourd'hui (Viviroli et al., 2007). Je remercie Ghislain de Marsily pour avoir écrit une lettre en soutien de ma première demande de financement auprès de l'agence de recherche chilienne (quoique... je ne sais pas ce qu'il y avait écrit !).

Je remercie les collègues du Ceaza présents entre 2009 et 2010 et en particulier Stef Lhermitte et Christophe Kinnard avec qui je continue de discuter passionnément d'hydrologie dès que l'occasion se présente — au grand dam de nos familles respectives. *¡Agua para todos !*

Je remercie les collègues du Cesbio, en particulier Eric Ceschia qui m'a accueilli le jour de ma prise de poste, Olivier Hagolle qui a fait de moi un *#Sentinerd* et Pascal Fanise avec qui j'ai partagé de nombreuses heures hors du labo, sur les sentiers de Bassiès ou dans les embouteillages à Beyrouth. Ce furent les meilleurs moments, mais il faut vraiment qu'on arrête de monter des stations météo à la fin de l'automne et à la nuit tombée. Merci aussi aux *IRDiens* Lionel Jarlan, Vincent Simonneaux et Laurent Drapeau pour m'avoir permis de bosser avec eux sur les chantiers du Sud. Merci à ma marraine d'HDR Valérie Demarez !

Je remercie deux collègues toulousains, Thomas Houet et Étienne Berthier, pour m'avoir accompagné avec bienveillance. J'espère pouvoir en faire autant avec les jeunes recrues ! Je remercie les collègues autour de la Méditerranée qui partagent le même centre d'intérêt et avec qui j'ai pu collaborer : Janine Somma, Charbel Abou Chakra, Lahoucine Hanich, Abdelghani Boudhar, Jean-Michel Soubeyroux, Juan Ignacio López-Moreno.

Je remercie les doctorants que j'ai eu l'honneur de superviser sans le badge « HDR » : Dr. Renaud Marti, Dr. Abbas Fayad, Dr. Wassim Baba et le récent Dr. César Deschamps-Berger. Ce fut un échec total sur le plan de la parité mais un plaisir renouvelé de suivre avec eux des chemins non tracés. Ce mémoire leur doit beaucoup.

Je remercie les contributeurs de GDAL et OTB, Alexandra Elbakyan pour avoir créé Sci-Hub, Vazken Andréassian pour avoir mis un peu de poésie dans ma boîte mail tous les lundis, Émilie Bastié et Delphine Maria pour avoir impeccablement géré mes crédits et produit des ordres de mission à la dernière minute, Manuel Grizonnet pour son aide décisive au démarrage de let-it-snow, Aurore Dupuis pour avoir pris la relève, Mamie et Papou pour avoir gardé les enfants en juillet 2020, et Wilfried Lambert pour être un mec sympa.

Enfin, je remercie tendrement mes fils Louis, Paul et Baptiste (je ne sais pas pourquoi je remercie ces trois zigotos ?) et mon épouse Virginie, relectrice professionnelle de tous mes manuscrits depuis 2005 et femme de ma vie.

Financements

Les travaux présentés dans ce mémoire ont été financés par l'agence de financement de la recherche chilienne Fondecyt, le CNRS à travers le programme OHM de l'INEE et le programme PNTS de l'INSU, le CNES à travers les programmes TOSCA, DINAMIS, bourses doctorales et postdoctorales, l'IRD à travers son programme de bourse doctorale, la Région Occitanie, le (feu) PRES de Toulouse et l'Union européenne à travers le programme Interreg POCTEFA.

Table des matières

<i>Avant-propos</i>	3
<i>Remerciements</i>	5
<i>Financements</i>	7
<i>Introduction</i>	13
Enjeux	13
Importance des ressources en eau	13
Importance des montagnes pour les ressources en eau.....	13
Importance du manteau neigeux de montagne pour les ressources en eau	18
Impact du changement climatique	26
Le cas des régions sous influence du climat méditerranéen.....	28
Problématique	29
Sites d'étude	32
Norte Chico	33
Haut Atlas.....	35
Mont Liban.....	36
Pyrénées	38
<i>Résumé des travaux</i>	41
1. Surface enneigée : apport de l'imagerie optique multispectrale	42
État de l'art.....	42
Contribution.....	45
2. Hauteur de neige : apport de la photogrammétrie spatiale	50
État de l'art.....	50
Contribution.....	51
3. Exploitation des données	54
Analyse des données	54
Évaluation de modèles	57
Assimilation de données.....	59
<i>Conclusion</i>	61
<i>Perspectives</i>	65
Surface enneigée : apport de l'imagerie optique multispectrale	65
Hauteur de neige : apport de la photogrammétrie spatiale	66
Bilan d'énergie : apport de l'imagerie thermique	68
Apport de la télédétection pour la modélisation du manteau neigeux	69
Apport de la télédétection pour l'hydrologie nivale	69
<i>Annexe : modèle-jouet d'hydrologie nivale</i>	71
<i>Bibliographie</i>	73

*El río Guadalquivir
va entre naranjos y olivos.
Los dos ríos de Granada
bajan de la nieve al trigo.*

Federico García Lorca, *Baladilla de los tres ríos* (1931)

Introduction

Enjeux

Importance des ressources en eau

Il est fortement déconseillé de commencer un mémoire en hydrologie par un poncif tel que « l'eau est indispensable à la vie ». Pourtant, c'est bien de cela dont il s'agit. L'eau désaltère. L'eau soigne. L'eau lave. L'eau irrigue. L'eau refroidit. L'eau réchauffe. L'eau transporte. L'eau turbine. L'eau divertit. L'eau émerveille. Avec 9,7 milliards d'êtres humains sur Terre en 2050 (2019), l'eau, ce « trésor en partage », serait l'enjeu majeur du XXI^e siècle (de Marsily, 2009). Un trésor à partager entre nous les humains, mais aussi avec les autres êtres vivants car chaque goutte d'eau utilisée par l'Homme est soustraite à un écosystème qui l'aurait utilisée autrement. C'est l'eau comme ressource pour les humains qui motive les recherches exposées dans ce mémoire.

Importance des montagnes pour les ressources en eau

« Les eaux des fleuves découlent des montagnes comme on le voit ; la plupart des fleuves, et les plus grands fleuves descendent des montagnes les plus grandes ; de même encore que la plupart des sources sont dans le voisinage des montagnes et des lieux élevés. »

Aristote, *La Météorologie* (traduit par Barthélemy Saint-Hilaire, 1863)

Si l'importance des montagnes dans le cycle de l'eau est décrite depuis l'Antiquité, leur rôle dans l'approvisionnement en eau des sociétés humaines est officiellement reconnue au plus haut niveau international depuis 1992, année où l'Agenda 21 est signé à Rio de Janeiro par 120 chefs d'États à l'issue de la conférence des Nations unies sur l'environnement et le développement. Le chapitre 13 consacré aux zones de montagnes débute par le constat suivant :

« Les montagnes sont un important réservoir d'eau, d'énergie et de diversité biologique. (...) Environ 10 % de la population mondiale est tributaire des ressources des montagnes. Une proportion beaucoup plus grande encore prélève d'autres ressources des montagnes, l'eau en particulier. »

Ce texte fondateur (1993) pose également les enjeux scientifiques liés à l'étude des zones de montagne qui s'inspirent des travaux d'Alexander von Humboldt.

« Les montagnes sont très sensibles à tout déséquilibre écologique provoqué par l'activité humaine ou par la nature. Ce sont les zones les plus sensibles à tous les changements climatiques dans l'atmosphère. (...) En raison du facteur d'altitude, les montagnes créent des gradients de température, de précipitations et d'ensoleillement. »

Selon Messerli (2010), ce chapitre résulte directement des travaux d'un groupe informel de chercheurs actifs au niveau international (*Mountain Agenda*) formé dans le cadre du vaste programme de l'UNESCO sur l'homme et la biosphère. Ce groupe élabore à l'époque un document pour le sommet de Rio 92 qui présente pour la première fois les enjeux liés aux écosystèmes de montagne dans une vision globale (Stone, 1992).

Si les enjeux associés à la gestion durable des écosystèmes de montagne sont clairement établis, ils s'appuient sur des connaissances assez partielles. Une des premières recommandations de l'Agenda 21 est donc la mise en œuvre d'une « enquête » et la constitution de bases de données pour mieux caractériser l'importance des montagnes dans la gestion durable des ressources planétaires. Suivant ces recommandations, l'Organisation des Nations unies pour l'alimentation et l'agriculture (FAO) coordonne la rédaction d'un rapport sur les montagnes présenté cinq ans plus tard au sommet Rio+5 (Messerli et Ives, 1997). Bien que le deuxième sommet de Rio soit considéré comme un échec sur le plan politique (Sevilla, 1997), il stimule le développement d'un corpus scientifique fondateur par les géographes de l'université de Berne qui élaborent dans ce cadre le concept des montagnes « châteaux d'eau de l'humanité » (Liniger et Weingartner, 1998; Messerli et al., 2004; Viviroli et al., 2007, 2020). Ce terme semble faire son apparition pour la première fois sous la plume de Bandyopadhyay et al. (1997) dans l'ouvrage coordonné par Messerli et Ives. Il est ensuite largement cité dans la littérature scientifique consacrée à l'hydrologie des zones de montagne et continue de faire école comme le témoigne le titre de cet article paru dans *Nature* en 2020 : « *Importance and vulnerability of the world's water towers* » (Immerzeel et al., 2020).

L'éclosion du concept des montagnes comme des « châteaux d'eau » résulte aussi de la mise à disposition des premières bases de données globales topographiques et hydrologiques. Les agences américaines rassemblent et distribuent les premiers modèles numériques de terrain comme ETOPO5 en 1989 (NOAA) ou GTOPO30 en 1996 (USGS). D'un autre côté, les premières bases de données hydrologiques sont compilées notamment par les scientifiques russes (Korzoun, 1978 ; Shiklomanov, 1997) et l'UNESCO, qui publie de 1969 à 1984 un bulletin du débit des rivières du monde, repris en 1988 par l'Organisation météorologique mondiale pour créer le *Global Runoff Data Center*. Ces données permettent l'estimation de la contribution des montagnes dans l'approvisionnement en eau douce des sociétés humaines. Ainsi, Meybeck et al. (2001) estiment que les montagnes produisent 32 % du débit des rivières du monde alors qu'elles couvrent 25 % de la surface terrestre². Viviroli et Weingartner (2004) nuancent ce diagnostic en établissant que la contribution des zones de montagne au débit atteint 50 % à 90 % dans certains bassins versants semi-arides et arides. Une cartographie globale de la contribution des montagnes au débit disponible est établie (2007) (Figure 1). Cette analyse révèle les différences régionales et permet d'estimer que la contribution des montagnes au débit est de 66 % dans les zones arides et 61 % dans les zones tempérées (Viviroli et al., 2007). Enfin, Viviroli et al. (2020) ajoutent la dimension temporelle à cette cartographie montrant que la fraction de la population mondiale installée en plaine qui dépend de l'eau des montagnes est passée de 0,6 milliard (23 %) dans les années 1960 à 1,8 milliard (39 %) dans les années 2000 et devrait atteindre entre 2,3 et 2,7 milliards (39-40%) à l'horizon 2040 selon le scénario choisi.

² La surface des montagnes varie selon la typologie employée pour définir une montagne et selon la résolution des cartes topographiques utilisées par les auteurs. La dernière en date est 39 % de la surface continentale à l'exclusion de l'Antarctique et du Groenland (Viviroli et al., 2020).

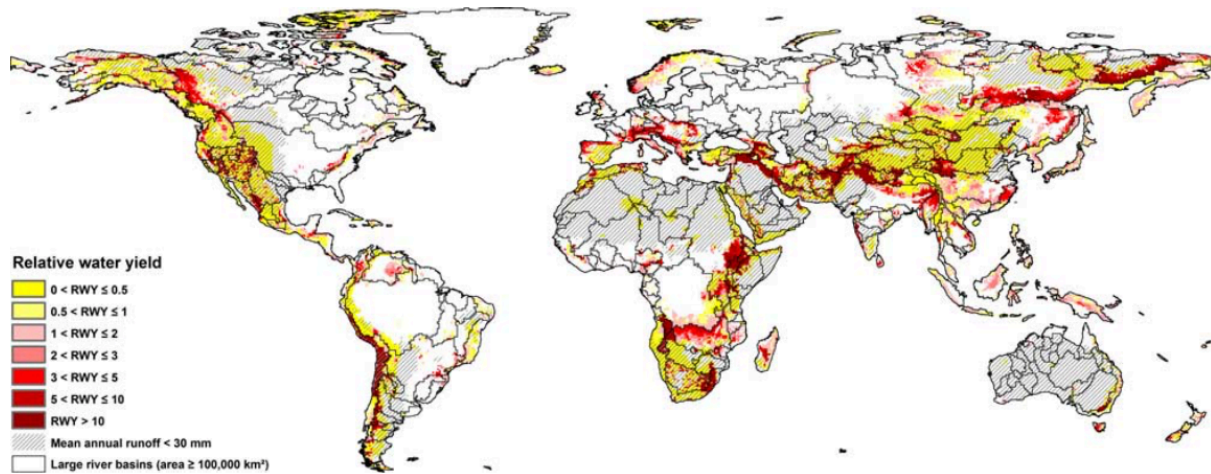


Figure 1 : Le « *relative water yield* » indique la contribution de l'écoulement généré en montagne proportionnellement à l'écoulement généré dans les plaines adjacentes. Les secteurs où $RWY > 1$ indiquent une contribution en faveur des montagnes (Viviroli et al., 2007) Copyright © 2020 American Geophysical Union.

Pour expliquer cette sur-contribution des montagnes au débit des rivières, il suffit d'écrire le principe de conservation de la masse d'eau dans un bassin versant, c'est-à-dire le bilan des flux d'eau entrants et sortants (par unité de surface donc en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ou plus communément en $\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$) :

$$\frac{dS}{dt} = P - E - R - G \quad (1)$$

où S est la masse d'eau par unité de surface dans le bassin (eau de surface, eau souterraine, manteau neigeux, glaciers, etc.) et dS/dt sa variation au cours temps, E est l'évaporation (au sens large : le flux d'eau qui quitte le bassin sous forme de vapeur, ce qui inclut la transpiration des plantes, la sublimation du manteau neigeux), R est l'écoulement qui s'échappe du bassin sous forme de ruissellement (*runoff*) et G est le flux d'eau souterraine à travers les frontières du bassin. Dans les études précédemment citées, R est supposé égal au débit à l'exutoire du bassin versant Q , ce qui signifie que G est négligé. De plus, les estimations sont faites au pas de temps annuel ce qui permet de négliger les variations de stock d'eau contenu. L'équation du bilan d'eau annuel ainsi simplifiée $Q = P - E$ implique que le débit des bassins versants de montagne est élevé car les précipitations sont en moyenne plus élevées et/ou que l'évaporation est plus faible qu'en plaine (Valéry et al., 2010). Le terme $P - E$ est aussi appelé « précipitations efficaces » par les hydrologues et sa représentation spatiale montre l'importance des zones de montagne dans l'alimentation en eau d'un bassin versant (Figure 2).

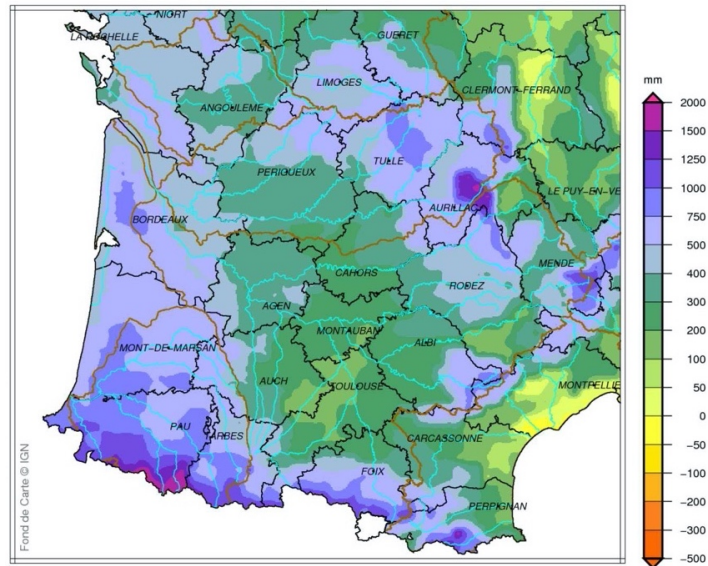


Figure 2 : Précipitations efficaces de novembre 2019 à septembre 2020 dans le sud-ouest de la France (source : Météo-France).

Le fait que les cumuls annuels de précipitations soient plus élevés en montagne s’appréhende bien grâce aux lois classiques de la physique. Un flux atmosphérique qui rencontre une chaîne de montagnes est forcé à se soulever. Cela induit son refroidissement par décompression (loi des gaz parfaits) puisque la pression atmosphérique diminue avec l’altitude. De plus, la pression de vapeur saturante de l’eau diminuant avec la température (relation de Clausius-Clapeyron), la vapeur d’eau contenue dans l’air soulevé est davantage susceptible de condenser et donc de précipiter qu’en plaine. Lorsque le flux atmosphérique franchit la crête, l’effet inverse se produit : l’air se comprime et l’eau s’évapore. À altitude constante, les versants exposés aux flux atmosphériques (au vent) sont plus arrosés que les versants opposés (sous le vent) (Figure 3). Ce schéma doit être nuancé car il reflète surtout le comportement des précipitations non convectives sous latitudes moyennes (Barry, 2008). Le maximum de précipitation ne correspond pas nécessairement au maximum topographique puisque le déclenchement des précipitations lors de l’ascension d’un flux atmosphérique réduit son contenu en eau avant le sommet. Cela explique que les précipitations annuelles moyennes puissent aussi décroître avec l’altitude (Figure 3). De plus, ce schéma masque une réalité bien plus complexe liée notamment aux phénomènes de turbulence atmosphérique et de microphysique des nuages (Roe, 2005), si bien que les variations de précipitations avec l’altitude sont difficiles à prévoir en particulier en dehors des latitudes moyennes et à des échelles spatiales plus fines.

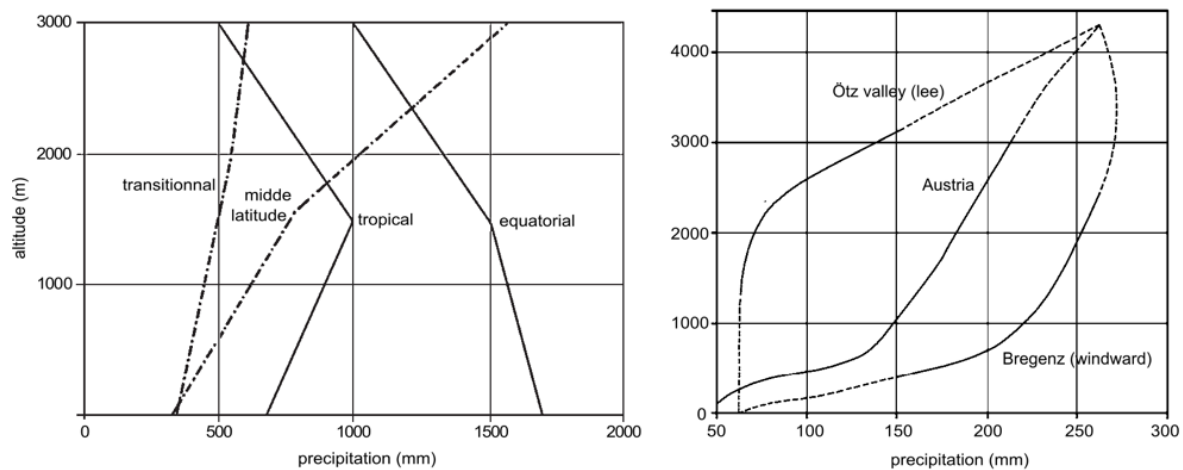


Figure 3 : Profils schématiques de précipitations annuelles moyennes en fonction de l'altitude. Gauche : dans des climats équatoriaux, tropicaux, latitudes moyennes et régions de transition. Droite : pour l'Autriche, pour la vallée d'Ötz au vent le district de Bregenz sous le vent. Figures de Lauscher (1976) réalisées à partir de l'analyse de 1300 stations (Barry, 2008). Copyright © 2020 Cambridge University Press.

Le terme E est plus méconnu car plus difficile à mesurer que les précipitations. De plus, E est difficile à modéliser en particulier dans les zones de montagne car il résulte de l'influence de nombreux facteurs comme la vitesse du vent, le couvert végétal, le rayonnement solaire, la disponibilité en eau, la présence de neige, etc. (Lundquist et Loheide, 2011). Par conséquent, E est souvent estimé comme le résidu de l'équation du bilan d'eau. Sur ce principe, les travaux pionniers de Baumgartner dans les Alpes ont permis d'estimer que l'évaporation annuelle diminuait de 200 mm par kilomètre entre 500 et 2500 m d'altitude dans les Alpes (Baumgartner et al., 1983). Cependant, les observations disponibles dans d'autres chaînes de montagnes invitent à considérer cette formule avec prudence. Si Hu et al. (2018) trouvent aussi que l'évaporation annuelle diminue avec l'altitude entre 2000 et 4000 m dans le massif chinois du Gongga, le gradient mesuré est plus faible entre 50 et 60 mm.km⁻¹. En revanche, les mesures de Goulden et al. (2012) dans la Sierra Nevada américaine montrent un profil d'évapotranspiration plus complexe avec un maximum à moyenne altitude en raison de la distribution de la végétation (Figure 4).

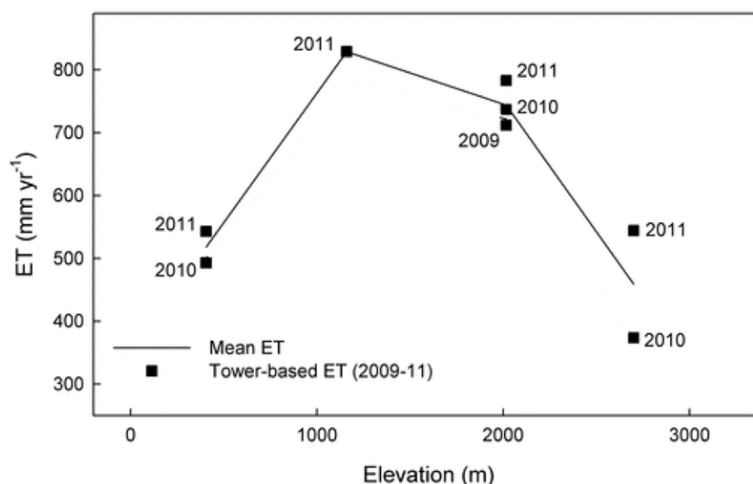


Figure 4 : Évapotranspiration annuelle mesurée dans la Sierra Nevada (États-Unis) (Goulden et al., 2012). Copyright © 2020 American Geophysical Union.

Importance du manteau neigeux de montagne pour les ressources en eau

Knowledge of snow-cover dynamics is a prerequisite of all studies of hydrology, climatology and biology in mountain areas. (Messerli et al., 2004)

Du fait de la diminution de la température de l'air avec l'altitude, une part plus importante des précipitations tombe sous forme de neige dans les montagnes que dans les plaines environnantes. L'essentiel du manteau neigeux ainsi formé par accumulation des précipitations solides disparaît dans l'année hydrologique, à l'exception des zones d'accumulation des glaciers où la neige s'accumule d'une année à l'autre.

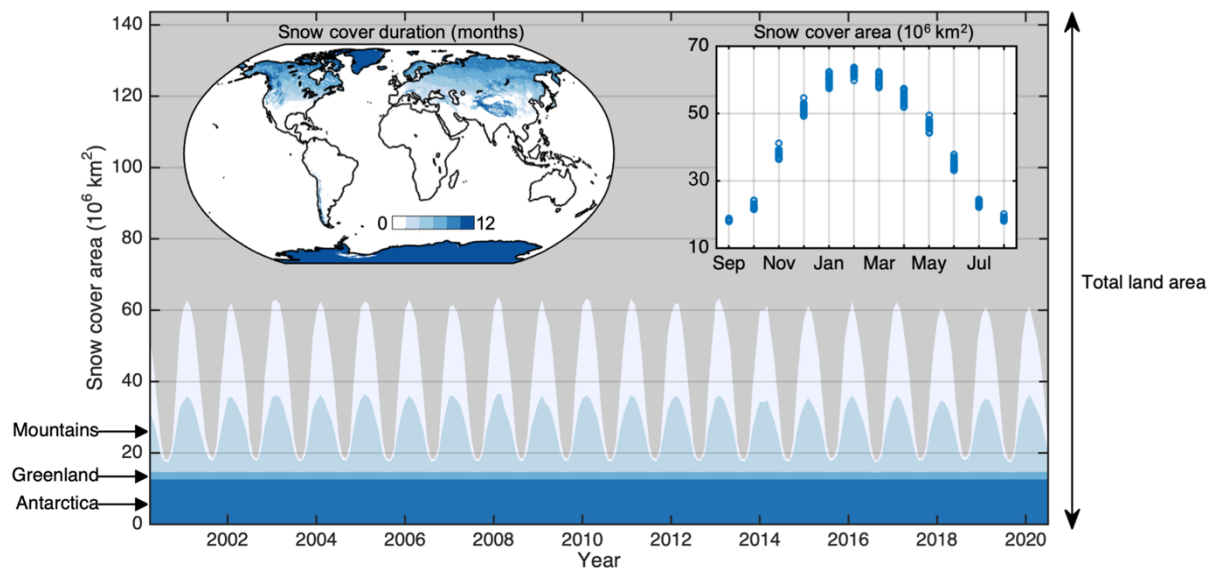


Figure 5 : Étendue du manteau neigeux et durée d'enneigement à l'échelle globale. Figure réalisée à partir des données de fraction enneigée MODIS/Terra à 0.05° (produit MOD10C1). Le masque de montagne est tiré de Viviroli et al. (2020) et suit la typologie de Meybeck et al. (2001) (Figure 1). Malgré le fait que ce produit est une synthèse mensuelle d'observations journalières, il reste des lacunes (à cause de la nuit polaire ou de nuages persistants) que j'ai bouchées par interpolation linéaire dans la dimension temporelle.

Si la neige saisonnière peut couvrir près du tiers des terres émergées hors calottes polaires lors de l'hiver boréal, une grande partie de cette surface enneigée ne concerne pas les zones de montagnes mais les grandes plaines d'Eurasie et d'Amérique du Nord (Figure 5). Ainsi, les bassins versants sous influence nivale couvrent la majorité de l'hémisphère nord et abritent un sixième de la population mondiale mais ce ne sont pas tous des bassins de montagne (Barnett et al., 2005). Cette étude célèbre montre que les chutes de neige représentent plus de la moitié du ruissellement annuel dans une vaste zone de l'hémisphère nord, ce qui inclut la quasi-totalité des chaînes de montagnes de l'hémisphère nord et principalement la cordillère des Andes et les Alpes néo-zélandaises dans l'hémisphère sud (Figure 6). Plus récemment, Qin et al. (2020) estiment que la fonte apporte $\geq 50\%$ du ruissellement pour 26 % des terres émergées. En particulier, les bassins du Gange, du Brahmapoutre et de l'Indus sont emblématiques de l'importance de la neige dans le bilan hydrologique. Armstrong et al (2018) ont quantifié la part de la pluie, de la fonte de la neige et de la fonte de la glace dans le ruissellement annuel produites au-dessus de 2000 m d'altitude dans les bassins de ces trois grands fleuves himalayens (Figure 7). Leurs résultats montrent que c'est la neige saisonnière qui domine le bilan hydrologique de la partie montagnarde de

ces bassins³. Cependant, ces estimations restent soumises à de fortes incertitudes en raison du manque d'observations hydroclimatiques dans les hautes montagnes d'Asie. Des estimations bien plus précises de la contribution hydrologique de la neige ont été faites aux États-Unis. Ainsi, dans l'Ouest américain, 53 % du débit des rivières provient de la neige qui s'accumule dans la Sierra Nevada, les Rocheuses et la chaîne des Cascades, malgré le fait que seulement 37 % des précipitations tombent sous forme de neige (Li et al., 2017).

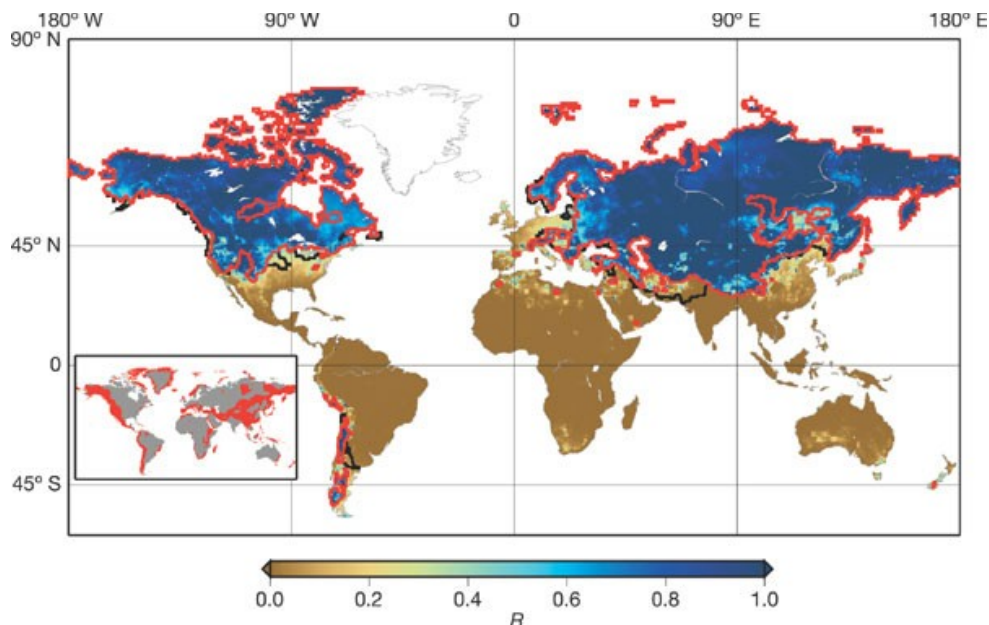


Figure 6 : Cumul des chutes de neige annuelles divisé par le ruissellement annuel (Barnett et al., 2005). D'apparence simple, ce coefficient R peut être facilement mal interprété. Un R égal à 1 ne signifie pas forcément que la totalité du ruissellement provient de la fonte de la neige car il peut y avoir une partie de la neige qui s'est évaporée (par sublimation ou par évapotranspiration de l'eau de fonte infiltrée dans le sol) et qui a été compensée par des précipitations liquides. Copyright © 2005, Springer Nature.

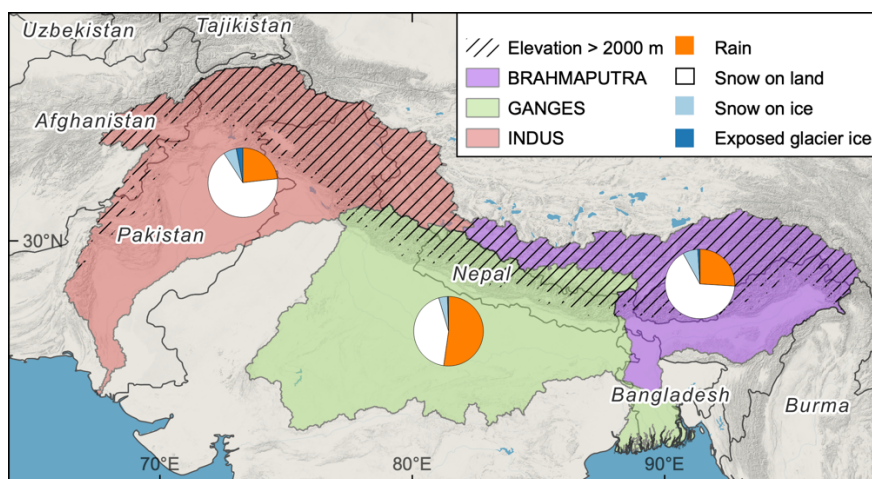


Figure 7 : Contribution respective de la pluie, de la neige, de la neige sur les glaciers et de la glace au ruissellement dans trois grands bassins d'Asie au-dessus de 2000 m d'altitude (d'après Armstrong et al., 2018). La fraction de ruissellement issu de la neige est plus faible dans le bassin du Gange en raison de la remontée des températures durant la mousson.

³ Les médias et certains articles scientifiques évoquent souvent le rôle des glaciers comme ressource en eau dans ces grands bassins très peuplés, pourtant leur contribution au bilan hydrologique annuel est mineure (ce qui n'empêche pas qu'elle soit significative durant les périodes d'étiage, Pritchard, 2019)

Mais l'intérêt du manteau neigeux comme ressource en eau ne s'apprécie pas uniquement en analysant les bilans d'eau annuels. À mesure que l'on s'éloigne des régions équatoriales, la saisonnalité du climat est plus marquée si bien que la période d'accumulation du manteau neigeux est bien distincte de la période de fonte. Par conséquent, le manteau neigeux constitue un réservoir d'eau naturel qui se remplit en hiver et se vide en été⁴. Cela impose une saisonnalité au débit des rivières dans ces bassins versants qu'on appelle le régime hydrologique nival.

La Figure 8 illustre cela dans le cas de deux bassins versants amont du bassin de la Garonne, le bassin de l'Ariège à Foix et le bassin du Tarn à Mostuéjouls. Ces deux bassins sont peu soumis aux prélèvements agricoles et jaugés depuis plus d'un siècle, ce qui permet de s'affranchir en partie de la variabilité climatique et de l'influence anthropique. Le débit mensuel de l'Ariège suit un cycle saisonnier bien marqué avec un maximum en mai tandis que la saisonnalité du Tarn est moins évidente. De plus, la date de la crue annuelle est généralement située entre avril et juillet pour l'Ariège alors qu'elle a plutôt lieu en hiver pour le Tarn. L'Ariège a un régime hydrologique nival alors que le Tarn est dominé par l'influence pluviale.

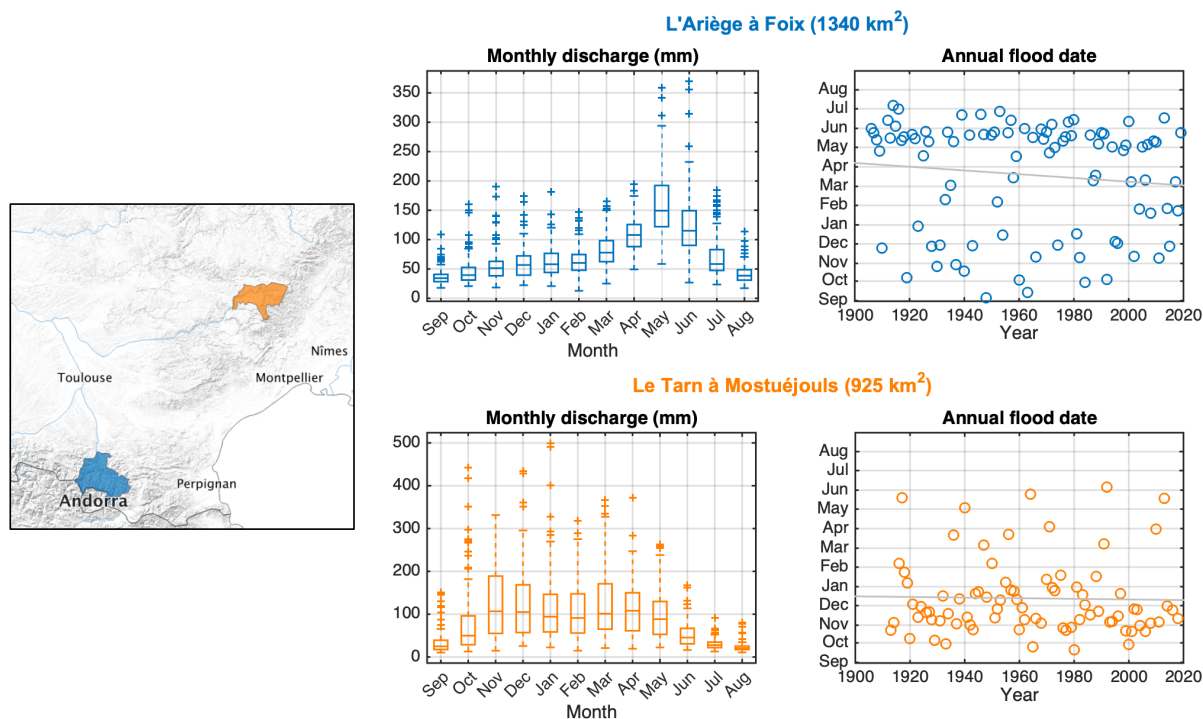


Figure 8 : Régime hydrologique de l'Ariège à Foix et du Tarn à Mostuéjouls. À gauche, les boîtes à moustaches montrent le débit mensuel, à droite les cercles indiquent le jour de l'année du débit maximal annuel (VCX1).

⁴ D'ailleurs, l'hydrologue qui bosse sur les crues sait que l'hiver produit les flots du Rhône.

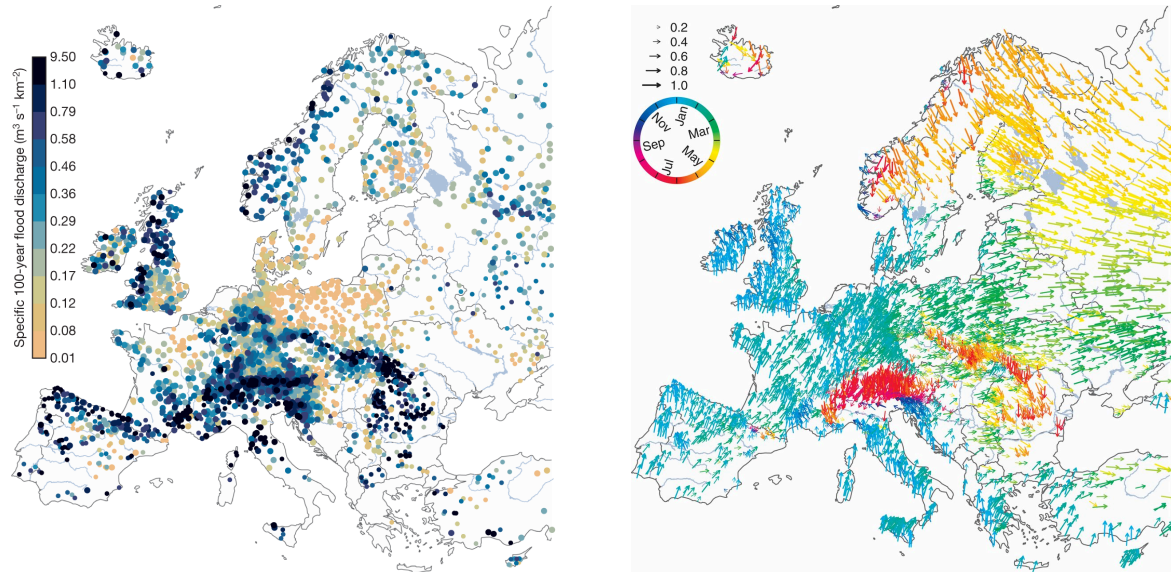


Figure 9 : Amplitude et timing du débit maximum annuel des rivières d'Europe (Blöschl et al., 2019, 2017). La figure de gauche illustre le rôle « d'usine à eau » des montagnes car le débit spécifique du pic de crue est plus élevé autour des massifs comme les Alpes, les Pyrénées ou les Carpates. La figure de droite illustre l'impact de la neige sur le timing des crues car le débit maximum annuel est atteint en été dans les rivières de montagne ou de Scandinavie.

Cette saisonnalité du débit fait du manteau neigeux une ressource précieuse pour l'homme car la fonte apporte de l'eau dans les rivières au moment où il en a le plus besoin, c'est-à-dire au printemps et en été lorsque que les cultures irriguées sont en pleine période de croissance. Pour affiner les diagnostics faits à l'échelle annuelle, Mankin et al. (2015) développent donc une approche qui compare la saisonnalité des pluies avec la demande en eau humaine pour identifier les bassins versants où le surplus de débit apporté par la fonte du manteau neigeux joue un rôle important dans l'approvisionnement en eau. Ils identifient ainsi 97 bassins dans l'hémisphère nord situés entre 25 et 45°N qui abritent 1,9 milliard de personnes, dans l'Ouest américain, le pourtour méditerranéen, le Moyen-Orient, l'Asie centrale, le nord de l'Inde et de la Chine (Figure 10).

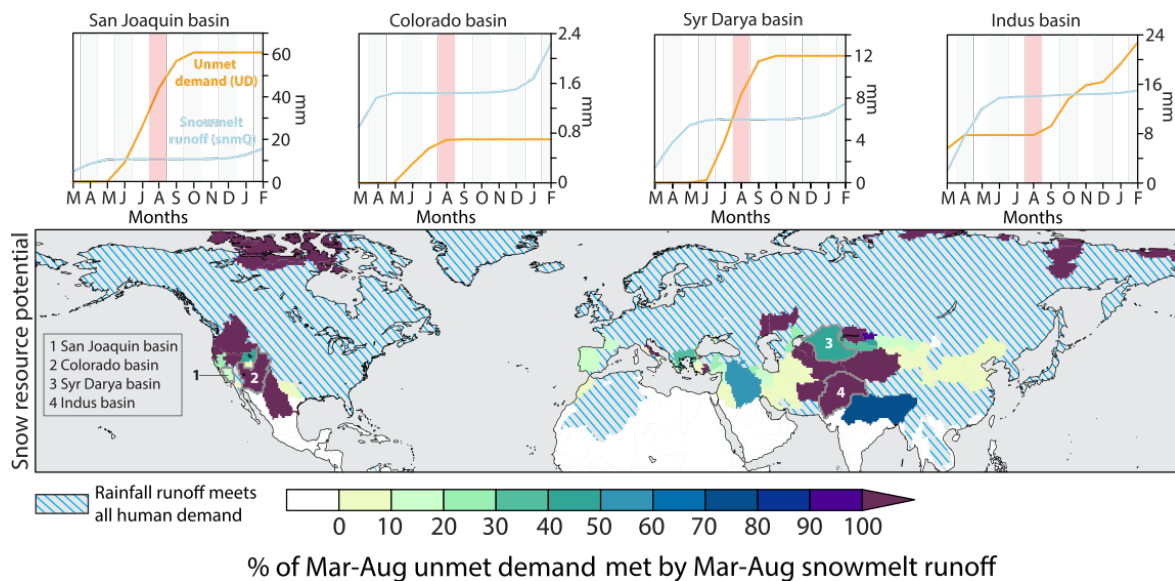


Figure 10 : Apport de la fonte de la neige saisonnière à la demande humaine en climat présent. Les graphes du haut montrent la demande humaine non remplie par les pluies cumulée à partir de mars (orange) et le ruissellement issu de la fonte de la neige cumulé pendant la même période (bleu). Le ratio entre ces deux quantités au mois d'août est représenté pour différents bassins versants sur la carte du dessous. Modifié d'après Mankin et al. (2015). CC BY 3.0 (<https://creativecommons.org/licenses/by/3.0/>).

Les études de Barnett et al. (2005), Mankin et al. (2015) ou Qin et al. (2020) montrent l'importance de la neige comme ressource à une échelle macroscopique⁵ mais occultent un autre aspect très important de la neige à l'échelle plus locale de la gestion de l'eau. Le manteau neigeux augmente la prévisibilité du système, c'est-à-dire qu'il permet de mieux anticiper la disponibilité des ressources en eau à l'échelle saisonnière par rapport à des bassins sous influence pluviale (Church, 1935; Jenicek et al., 2016; Kapnick et al., 2018; Koster et al., 2010; Livneh et Badger, 2020). En effet, même si la période et l'intensité de la fonte dépendent de conditions météorologiques incertaines, le débit de printemps dans les bassins versants sous influence nivale est généralement bien corrélé au stock de neige à la fin de l'hiver (Figure 12). Cela explique pourquoi le lac-réservoir de Serre-Ponçon était au plus bas en mars 2018 à la suite des chutes de neige record de l'hiver⁶ : le gestionnaire avait pu vider le lac pour produire de l'électricité car il savait qu'un grand volume d'eau était sur le point de fondre en amont. Au-delà de l'anecdote, l'investissement des compagnies hydroélectriques dans les réseaux de mesures nivologiques de haute montagne montre bien l'importance qu'elles attachent à connaître en temps réel le stock de neige en amont de leurs centrales. En amont du lac de Serre-Ponçon, plus de 40 % des précipitations annuelles tombent sous forme de neige (1959-2005, Magand et al., 2018). Ainsi, EDF dispose d'un parc d'une quarantaine de télénivomètres opérationnels dans les massifs français depuis les années 1980 qui transmettent une mesure continue de l'équivalent en eau de la neige (Figure 11). Ces instruments sont le fruit d'un effort significatif de recherche et développement (Paquet et Laval, 2006; Tourasse, 1995). En Espagne, le gouvernement finance le programme ERHIN (*Evaluación Recursos Hídricos procedentes de la Innivación*) pour suivre la ressource nivale dans les massifs ibériques à l'aide de mesures in situ automatiques (télénivomètres) et manuelles afin d'optimiser la gestion des barrages à l'échelle nationale pour la production d'hydroélectricité et l'irrigation des cultures en aval (Arenillas Parra et al., 2006). En Argentine, le Département Général de l'Irrigation émet chaque jour un « bulletin d'information hydronivométrologique » qui fournit des mesures d'équivalent en eau dans la cordillère des Andes. On pourrait multiplier les exemples dans de nombreux pays de montagne.

⁵ Les lecteurs de Mankin et al. seront surpris de voir que le bassin n°9 nommé « Ebro-Duero » ne contient pas le bassin de l'Èbre mais ceux de l'Adour et de la Garonne. Quant à l'étude de Qin et al., elle est basée sur l'hypothèse simplificatrice que l'eau de fonte a la priorité sur l'eau de pluie pour rejoindre le réseau de drainage. En réalité, calculer la fraction d'eau de fonte dans le débit d'une rivière est difficile (Weiler et al., 2018) et pas forcément pertinent comme le note Andréassian (2017) : « *Si l'eau circule par de multiples chemins, ces derniers se croisent et se recroisent ; il ne faut donc parler que d'un unique cycle des eaux continentales (...) Une évidence souvent oubliée par ceux qui tentent de compter les « ressources » en eau et qui mène souvent à des doubles comptes malencontreux* ».

⁶ France 3, JT de 12/13 du lundi 26 mars 2018 https://www.francetvinfo.fr/meteo/climat/environnement-le-niveau-du-lac-de-serre-poncon-au-plus-bas_2675466.html

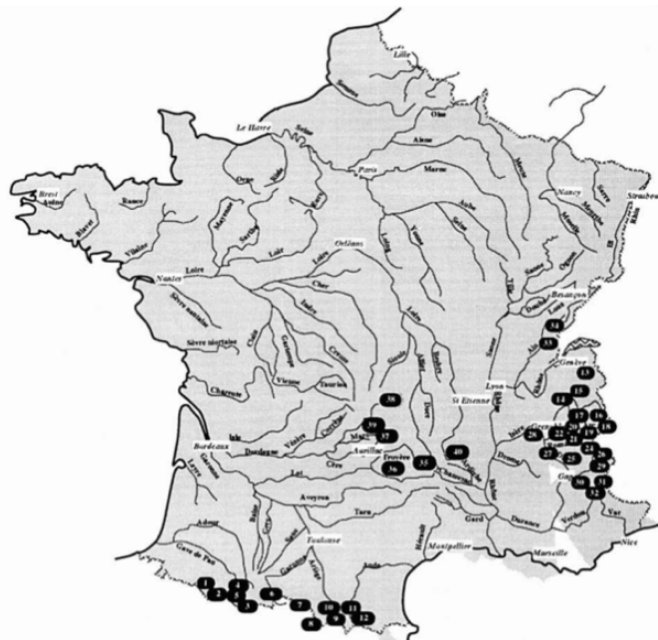


Figure 11 : Réseau de télénivomètres EDF (Tourasse, 1995). Cette carte montre le réseau des télénivomètres de première génération fonctionnant avec une source radioactive artificielle. Ce réseau a été renouvelé dans les années 1990 avec des nivomètres à rayonnement cosmique (NRC). En 2005, 37 NRC étaient opérationnels dans les massifs français (Paquet et Laval, 2006). D'autres NRC sont actuellement opérés en Espagne. Copyright Société Hydrotechnique de France. On peut regretter que les données des télénivomètres en France ne soient pas publiques (contrairement à l'Espagne) d'autant plus qu'ils ont été conçus et installés à l'époque où EDF était un établissement public.

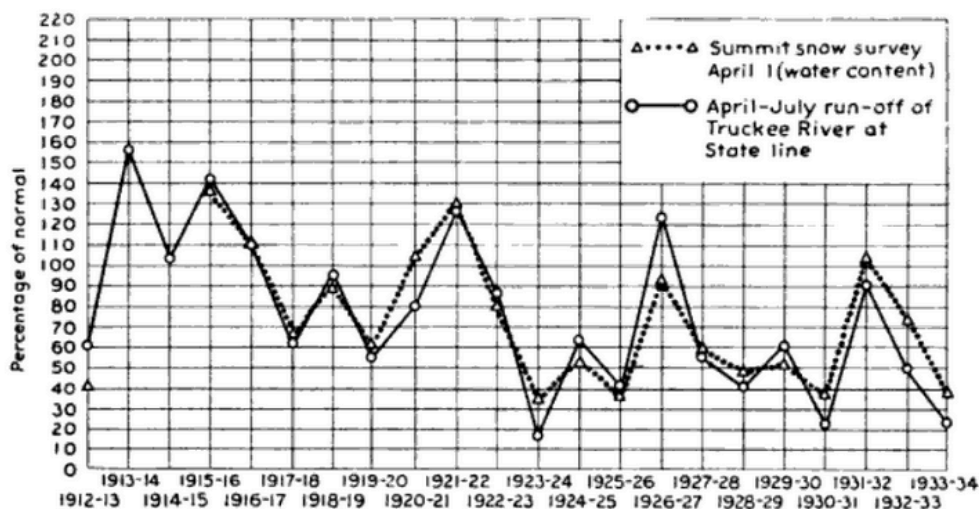


Figure 12 : Comparaison des séries de SWE et de débit à l'exutoire du bassin versant de la Truckee River dans la Sierra Nevada (États-Unis) (Church, 1935). Copyright © 2020.

Suivant les recommandations de Church (1935), les services opérationnels de prévisions des débits aux États-Unis estiment les ressources en eau disponibles au printemps par simple régression de l'équivalent en eau du manteau neigeux au 1^{er} avril et cette méthode a longtemps mis à défaut les prévisions générées à partir de modèles hydrologiques plus sophistiqués (Wood et Lettenmaier, 2006). Ces services s'appuient en outre sur un réseau important de mesures manuelles (*snow courses*) et automatiques (SNOTEL) pour suivre l'évolution de l'équivalent en eau de la neige à travers tout l'Ouest américain (DeWalle et Rango, 2008).

Mais l'eau de fonte ne se retrouve pas seulement dans les rivières car elle contribue aussi à recharger les aquifères adossés aux chaînes de montagne. Ainsi, la neige fournit au moins 40 à 70 % de la recharge des eaux souterraines des États du Nouveau Mexique et de l'Arizona aux États-Unis alors qu'elle ne représente que 25 à 50 % de la précipitation annuelle moyenne (Earman et al., 2006). Dans cette région subtropicale aride, l'excès de recharge due à la neige s'explique par la plus faible évapotranspiration en hiver, mais aussi par le fait que la neige fond de façon intermittente au cours de l'hiver ce qui favorise l'infiltration par rapport aux événements de pluies intenses en été qui génèrent davantage de ruissellement (Wahi et al., 2008).

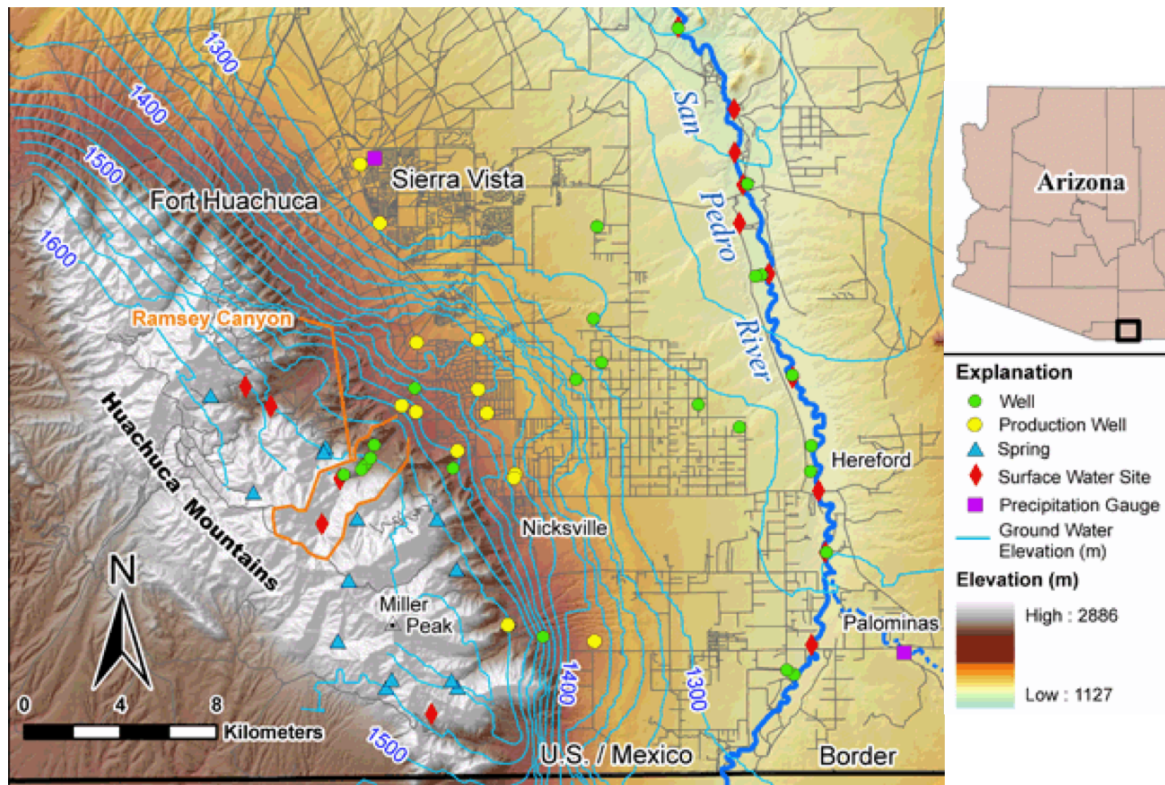


Figure 13 : Carte piézométrique dans le bassin de la Sierra Vista (États-Unis). Les lignes piézométriques (en bleu) indiquent que le flux d'eau souterraine est dirigé des montagnes Huachuca vers la plaine et la rivière San Pedro (Wahi et al., 2008) © 2008 National Ground Water Association.

Enfin, le manteau neigeux influence l'hydrologie des bassins versants de montagne de façon indirecte car la surface enneigée réfléchit entre 30 % et 90 % du rayonnement solaire (Armstrong et Brun, 2008). En l'absence de neige, cette énergie serait consommée par l'évapotranspiration, ce qui conduirait à une réduction du stock d'eau dans le sol (Milly et Dunne, 2020). Cela explique l'observation que le changement du type de précipitation de neige à pluie sur un bassin versant (à quantité constante) conduit à une réduction du débit moyen des rivières (Berghuijs et al., 2014).

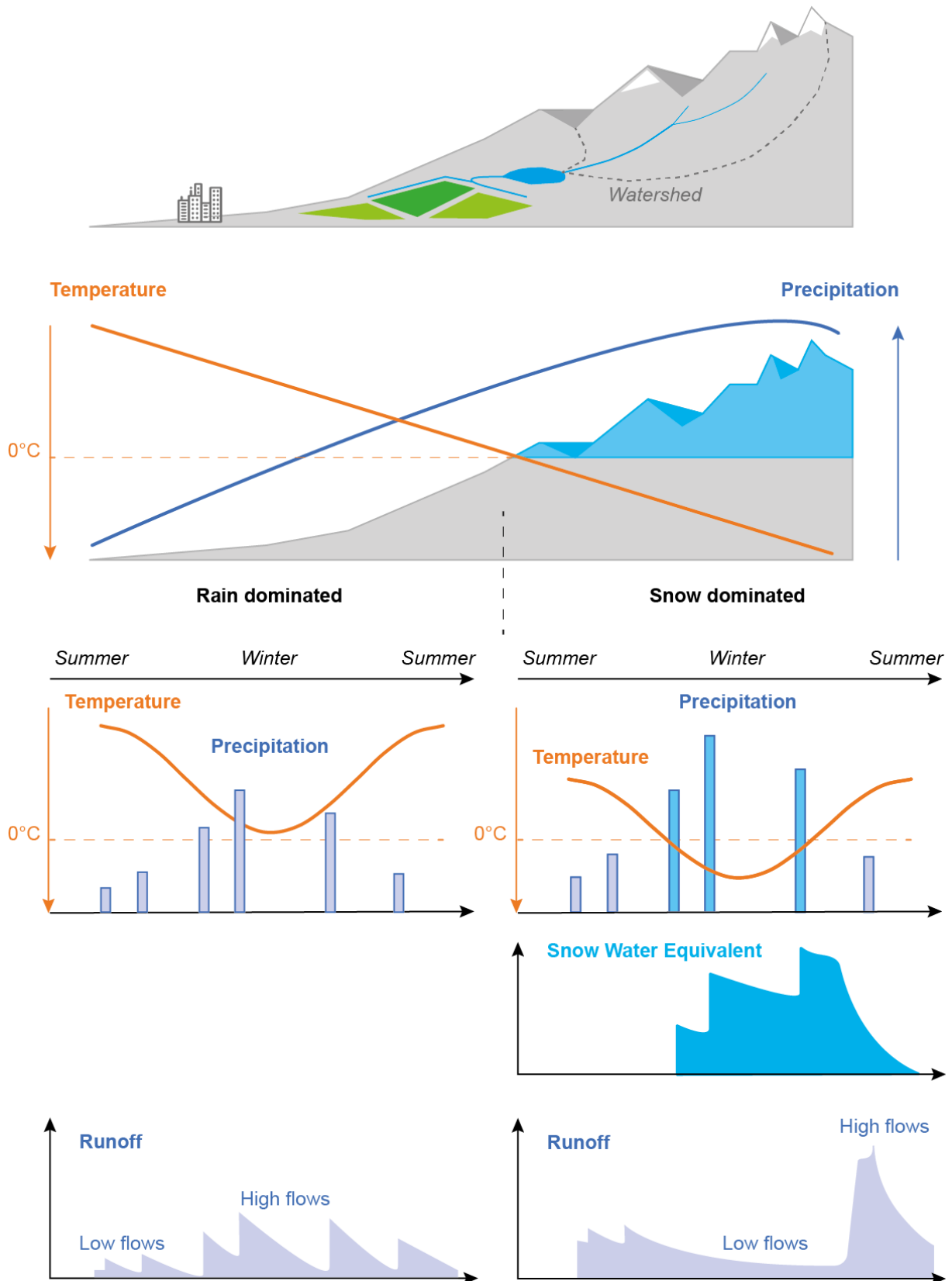


Figure 14 : Synthèse schématique des concepts de l'hydrologie nivale.

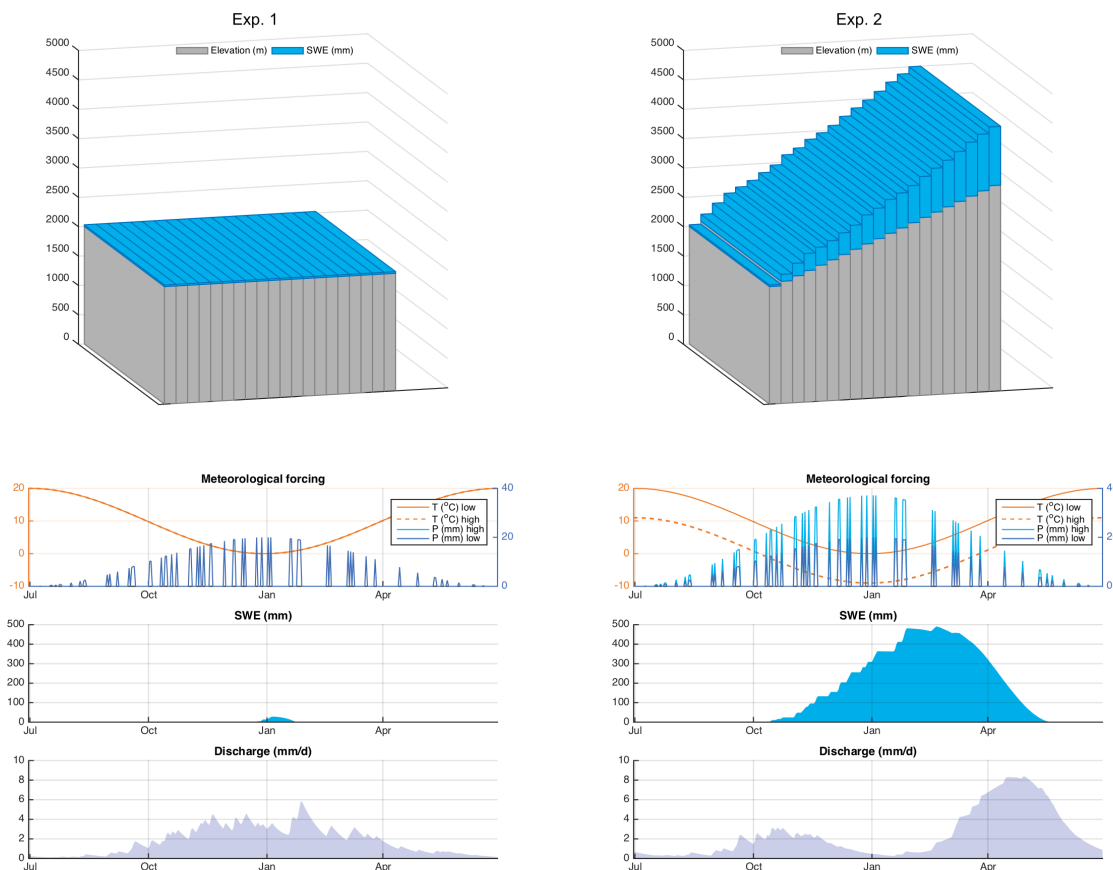


Figure 15 : Simulation d'un hydrogramme de plaine (Exp. 1) et d'un hydrogramme de montagne (Exp. 2). Dans les deux cas, un modèle hydrologique simplifié est utilisé pour simuler l'accumulation et la fonte de la neige en fonction des précipitations (P) et de la température de l'air (T). Ces deux variables sont modulées par l'altitude de la surface. Dans cette expérience numérique, seule la topographie est modifiée. Le modèle est décrit en Annexe.

Impact du changement climatique

Le manteau neigeux est une facette du système Terre particulièrement sensible aux fluctuations climatiques et en particulier au changement climatique d'origine anthropique qui entraîne un réchauffement marqué depuis le début du XX^e siècle⁷. Toutefois, l'équation est plus complexe que « plus il fait chaud plus ça fond » (Musselman et al., 2017). Pour décrypter l'impact du changement climatique sur l'évolution du manteau neigeux du point de vue hydrologique, il faut d'abord considérer la variabilité des précipitations hivernales qui gouvernent la masse de neige disponible pour la fonte (équation 1). Les tendances actuelles et projetées sur les précipitations sont généralement faibles et peu significatives mais leur variabilité peut être suffisante pour masquer l'effet du réchauffement dans les tendances sur les hauteurs de neige par exemple (López-Moreno et al., 2020). Ensuite, même à précipitation constante, le taux de fonte résulte de flux radiatifs et de flux de chaleur turbulents qui impliquent d'autres variables météorologiques que la température de l'air comme le rayonnement solaire, la vitesse du vent ou l'humidité de l'air (Harpoold et Brooks, 2018). Cela est explicite lorsqu'on écrit les principaux termes

⁷ Par la suite, on désigne le « changement climatique anthropique » par la forme abrégée « changement climatique » suivant la définition du Journal Officiel de la République Française (n°0087 du 12 avril 2009) : Évolution du climat venant s'ajouter à ses variations naturelles, qui est attribuée aux émissions de gaz à effet de serre engendrées par les activités humaines, et altérant la composition de l'atmosphère de la planète (*Vocabulaire de l'environnement (liste de termes, expressions et définitions adoptés)*, 2009).

qui contribuent au bilan d'énergie interne du manteau neigeux, c'est-à-dire l'application du premier principe de la thermodynamique dont on rappelle les termes principaux ci-dessous.

En négligeant les flux de chaleur horizontaux et les effets de la végétation, la variation d'énergie interne H du manteau neigeux dans le temps par unité de surface s'écrit :

$$\frac{dH}{dt} = S_{\downarrow}(1 - \alpha) + L_{\downarrow} + L_{\uparrow} + H_S + H_L + G + H_P \text{ [W/m}^2\text{]} \quad (2)$$

Ici, la convention est qu'un flux est positif s'il est dirigé vers le bas. S_{\downarrow} est le rayonnement incident reçu par la surface du manteau neigeux dans la gamme de longueur d'onde entre 0,2 et 4 μm (rayonnement solaire). α est l'albédo de la surface du manteau neigeux. L_{\downarrow} est le rayonnement de grande longueur d'onde (entre 4 et 100 μm) descendant, résultant principalement de l'émission de rayonnement par l'atmosphère et L_{\uparrow} est le rayonnement ascendant, issu principalement de l'émission de rayonnement par la surface du manteau neigeux. H_S et H_L sont les flux turbulents de chaleur sensible et latente. G est le flux de chaleur dans le sol et H_P le flux de chaleur apporté par les précipitations et la neige déposée par le vent. La variation d'énergie interne résultant de la somme de ces flux entraîne soit une variation de la température interne du manteau neigeux soit un changement de phase (fonte ou regel). Le détail pour calculer ou mesurer les termes de cette équation est donné dans plusieurs ouvrages (Armstrong et Brun, 2008).

Ce qu'il est utile de noter ici est que certains termes sont physiquement dépendants de la température de l'air comme le flux de chaleur sensible ou le rayonnement émis par l'atmosphère, mais certains n'en dépendent pas comme le rayonnement solaire (Ohmura, 2001). D'autres variables météorologiques que la température peuvent avoir une influence sur le bilan d'énergie, comme la vitesse de vent qui module H_S et H_L , ou l'humidité de l'air qui module L_{\downarrow} et H_L (Harpold et Brooks, 2018). Le bilan d'énergie peut aussi être influencé par les tendances dans le dépôt des impuretés à la surface du manteau neigeux via l'albédo. Un examen approfondi de ces questions dépasse le cadre de ce document. Néanmoins, un effet univoque de la hausse des températures atmosphériques sur le manteau neigeux est la réduction de la fraction de précipitations solides et donc de l'accumulation (Knowles et al., 2006). Cet effet touche particulièrement les zones de moyennes altitudes proches de l'isotherme zéro degré en hiver, qui contiennent une part importante du stock de neige dans les bassins versants de montagne en raison de la distribution hypsométrique décroissante qui caractérise la plupart des bassins versants de montagne (Sexstone et al., 2020).

En réduisant l'accumulation de neige, le changement climatique amoindrit les « services hydrologiques » rendus par le manteau neigeux comme la forte prévisibilité des hydrosystèmes sous influence nivale évoquée au paragraphe précédent, augmentant ainsi le risque de crue (Allamano et al., 2009) ou de sécheresse (Livneh et Badger, 2020). La réduction des chutes de neige implique aussi une réduction de la surface enneigée et donc une baisse de leur capacité à réfléchir le rayonnement solaire, ce qui amplifie la hausse de température dans les zones de montagne, créant une boucle de rétroaction hydroclimatique (Rauscher et al., 2008).

Le changement climatique a déjà entraîné une modification de la date et de l'amplitude des crues annuelles des rivières sous influence nivale en Europe et dans l'Ouest américain (Figure 16). Compte tenu des projections climatiques publiées par le GIEC, ces changements sont amenés à s'accroître au cours du XXI^e siècle (e.g. Adam et al., 2009) mettant sous pression de nombreuses régions agricoles dépendantes de la fonte de la neige pour l'irrigation (Qin et al., 2020). Cela concerne en particulier les zones méditerranéennes.

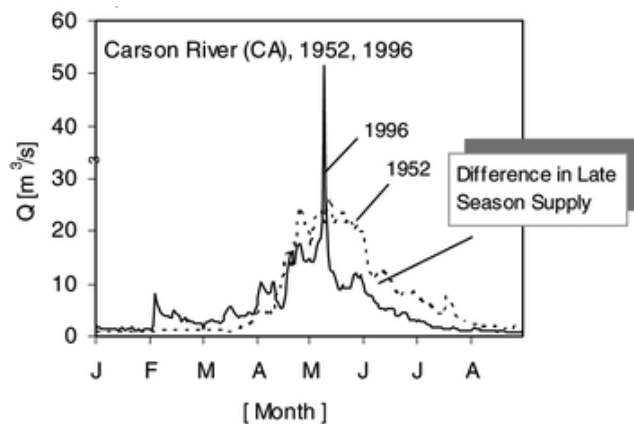


Figure 16 : Hydrogrammes de la Carson River en 1952 et 1996 illustrant l'effet du changement climatique sur le débit des rivières sous influence nivale dans l'Ouest américain (Stewart et al., 2005). Copyright © 2020 American Meteorological Society.

Le cas des régions sous influence du climat méditerranéen

Les services hydrologiques précédemment évoqués font du manteau neigeux une ressource inestimable en particulier pour les régions sous l'influence du climat méditerranéen et qui sont adossées à une chaîne de montagnes (Fayad et al., 2017b). On trouve ces régions autour de la mer Méditerranée, en Californie, dans la zone centrale du Chili, au sud de l'Australie. Ces territoires sont organisés entre un littoral peuplé et une chaîne de montagnes productrices d'eau. La partie aval est soumise à un fort déficit hydrique saisonnier puisque le climat méditerranéen est caractérisé par des étés chauds et secs et des hivers doux et humides. La demande en eau dans les zones cultivées excède donc les précipitations durant la période de croissance, si bien que l'irrigation est largement pratiquée. Dans certains cas comme le Liban, la neige représente même une ressource clé pour l'approvisionnement en eau potable (voir page 36).

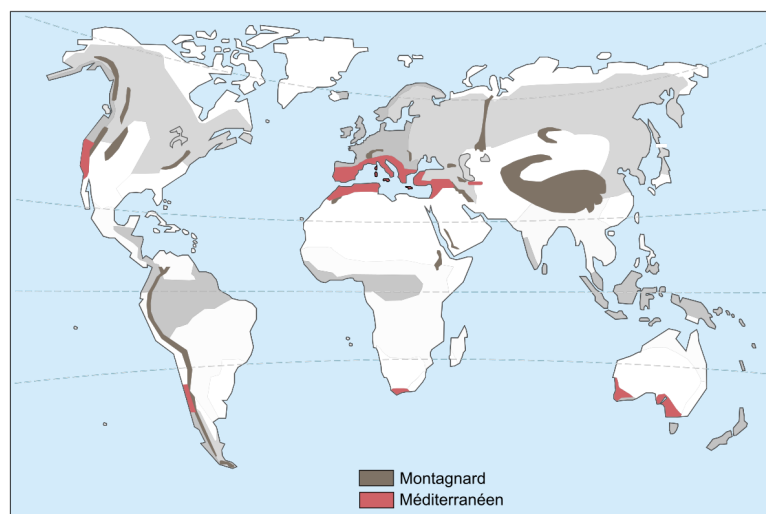


Figure 17 : Répartition des aires climatiques méditerranéennes et montagnardes. Modifié d'après [historicaire 2006 / CC BY-SA \(http://creativecommons.org/licenses/by-sa/3.0/\)](http://historicaire.com).

Ces régions sont densément peuplées et certaines connaissent une croissance démographique et économique soutenue qui amplifie la pression sur la ressource en eau. À cela viennent s'ajouter les perturbations climatiques causées par l'augmentation des gaz à effet de serre (Cramer et al., 2018). Le pourtour méditerranéen lui-même est souvent présenté comme un point chaud du changement climatique (Giorgi et Lionello, 2008). Outre la hausse de la température de l'air, les pays du sud de l'Europe et du nord de l'Afrique sont particulièrement exposés à une baisse des précipitations qui est une tendance robuste des projections climatiques réalisées par le GIEC pour le XXI^e siècle (Tuel et Eltahir, 2020).

Sur le plan de l'hydrologie nivale, la région la mieux documentée est la Californie où le manteau neigeux de la Sierra Nevada est à la base d'une filière agricole qui rapporterait 47 milliards de dollars chaque année (Sturm et al., 2017). Une grande partie du savoir académique en hydrologie nivale est liée à l'étude de cette région qui abrite aussi les universités parmi les plus prestigieuses du monde. Cela représente une opportunité pour décliner les concepts, méthodes et outils développés dans cette région méditerranéenne à d'autres régions méditerranéennes bien moins étudiées.

Problématique

- *L'hiver, qu'est-ce qui est froid, blanc et qui finit par « ane » ?*
- ...
- *La neige, banane !*

Baptiste (*d'après Toboggan, janvier 2021, n°482, Milan*)

Ainsi, les montagnes ont une place centrale dans l'approvisionnement en eau des sociétés humaines car elles produisent proportionnellement plus de débit à l'échelle annuelle que les zones de plaine du fait des gradients de précipitation et d'évaporation qui augmentent et diminuent respectivement avec l'altitude. De ce point de vue, elles devraient plutôt être décrites non pas comme des « châteaux d'eau » (ce qui évoque un stockage) mais plutôt comme des « usines à eau ». Le terme « châteaux d'eau » prend en réalité tout son sens lorsque l'on se place à l'échelle saisonnière du fait de la présence d'un manteau neigeux qui joue le rôle de réservoir.

Le comte de Cavour (1810-1861) aurait surnommé les glaciers de Savoie « la houille blanche », pour signifier à Napoléon III leur potentiel comme ressource énergétique pour le développement industriel des vallées. Bien qu'un peu désuète⁸, cette expression est bien adaptée pour désigner le manteau neigeux de montagne car de nombreuses installations hydroélectriques à travers le monde sont alimentées par l'eau issue de la fonte de la neige. Dans les pays d'Europe occidentale et scandinave et au Canada, c'est sûrement l'usage de l'eau comme force motrice qui a permis le développement des connaissances en hydrologie nivale⁹. Aux États-Unis et en Amérique du Sud, c'est l'intérêt de la neige pour l'irrigation des cultures qui a stimulé le développement des réseaux de mesure et des connaissances. Le scientifique américain James E. Church (1869–1959) publie ses travaux pionniers en hydrologie nivale dans le *Journal of Agriculture Research* (1935) (Figure 12) et c'est à l'université d'agriculture de l'état de l'Utah que son collègue George D. Clyde conçoit le carottier à neige et son peson qui formeront le standard *federal snow sampler* utilisé encore aujourd'hui à travers le monde (Clyde, 1931)¹⁰. Actuellement, c'est le département américain de l'Agriculture qui exploite le réseau de mesures nivales SNOTEL (730 sites dans 11 États).

Que ce soit pour les usages industriels, agricoles ou tout simplement pour l'approvisionnement en eau potable, la neige est donc une ressource précieuse. Une ressource au sens littéral puisque la neige, « *trillion dollars question* » (Sturm et al., 2017) est la base d'une activité économique sous-estimée et

⁸ L'expression « houille blanche » a ensuite été élargie pour désigner l'énergie hydraulique (Audebrand, 1904).

⁹ En 2020, la capacité des retenues dédiées au soutien d'étiage dans le bassin Adour-Garonne est 342 Mm³ alors que le parc d'ouvrages hydroélectrique est 2,3 Gm³, ce qui montre la place centrale de l'hydroélectricité dans la gestion de l'eau sur ce bassin.

¹⁰ Ce peson a fait l'objet d'une publication dans le journal Science !

d'autant plus grande si l'on inclut les usages pour les sports d'hiver. Le manteau neigeux nous rend donc un véritable « service hydrologique »¹¹ qui est aujourd'hui menacé par le changement climatique.

Un autre motif pour étudier le manteau neigeux évoqué dans l'introduction est de mieux prévoir le risque de crue lié à la fonte de la neige, en particulier lors des événements de pluie sur neige, comme celui qui a probablement déclenché la crue du 18 juin 2013 en pays Toy, une des crues les plus marquantes de la décennie dans le sud-ouest de la France (Sayare, 2013 ; Serrano Notivoli et al., 2014).

Pour les hydrologues et les gestionnaires des ressources en eau, la variable la plus importante est l'équivalent en eau du manteau neigeux (*snow water equivalent*, SWE), c'est-à-dire la hauteur de la lame d'eau produite par la fonte instantanée et complète du manteau neigeux. Le SWE est exprimé en mètres ou plus couramment en millimètres (mm w.e.), et se compare ainsi facilement avec les précipitations qui sont aussi exprimées en lame d'eau (mm). Le SWE peut être mesuré localement en pesant des échantillons de manteau neigeux sur le terrain. Des instruments permettent de mesurer le SWE sur une surface de quelques mètres carrés de façon automatique et continue comme les coussins à neige ou les nivomètres à rayonnement cosmique. Cependant, ces mesures in situ, manuelles ou automatiques, sont souvent insuffisantes pour capturer l'hétérogénéité spatiale du SWE dans un bassin versant de montagne, d'autant que les régions d'altitude où s'accumule la neige sont difficiles d'accès. Dans certains pays en voie de développement qui dépendent pourtant de la neige pour leur approvisionnement en eau comme le Maroc ou le Liban, il n'y a pratiquement pas de réseau de mesures in situ pérenne (Fayad et al., 2017 b). De plus, la répartition spatiale du SWE est difficilement modélisable, en particulier dans les régions montagneuses où la distribution des propriétés du manteau neigeux résulte d'interactions complexes entre la surface et l'atmosphère (Elder et al., 1991). Les modèles numériques les plus sophistiqués qui incluent une représentation spatiale des processus d'accumulation (déposition préférentielle des précipitations, dépôt de neige soufflée, dépôt d'avalanches...) et d'ablation (érosion par le vent, fonte, évapo-sublimation...) souffrent de fortes incertitudes, d'une part à cause de processus mal modélisés, mais surtout à cause de la propagation des erreurs issues des forçages atmosphériques en entrée du modèle. En particulier, les mesures des précipitations solides sont biaisées, quel que soit l'instrument utilisé (Nitu et al., 2019), et leur spatialisation est un défi supplémentaire. De fait, il existe une grande disparité dans les jeux de données spatialisées de précipitations même dans les montagnes les mieux instrumentées (Henn et al., 2015). Les incertitudes sur la distribution spatiale du SWE qui en résultent limitent notre capacité à estimer le SWE total à l'échelle d'un bassin versant (Grünewald et Lehning, 2011) mais aussi la dynamique temporelle et l'amplitude de la crue printanière comme illustré dans la Figure 18 (Freudiger et al., 2017).

¹¹ Ce concept s'inspire de celui des « services écosystémiques » dont la définition la plus répandue est celle de Daily et al. (Daily et al., 1997) : « *benefits supplied to human societies by natural ecosystems* »

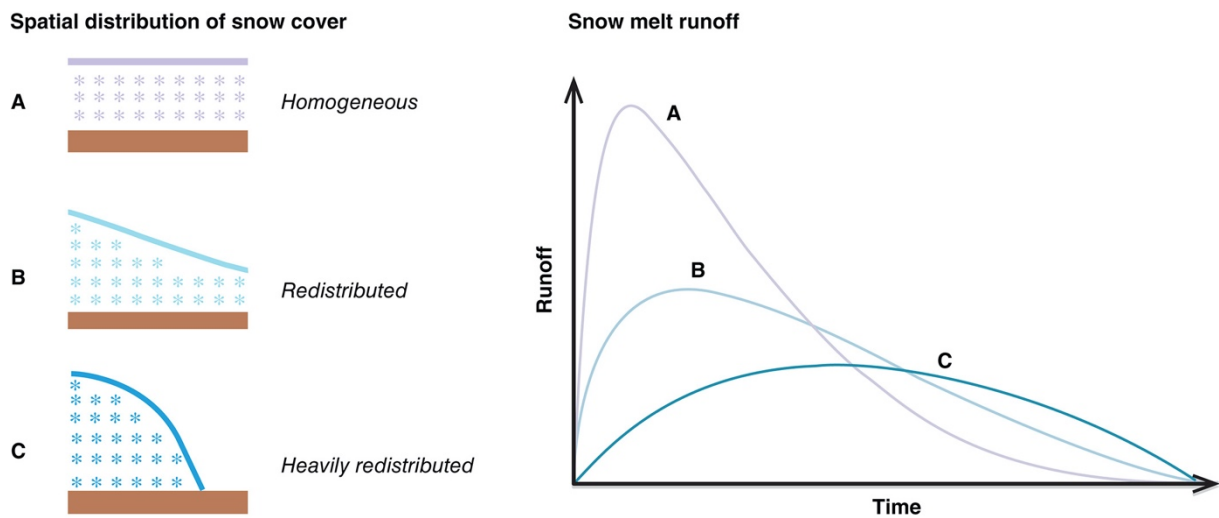


Figure 18 : Impact de la distribution spatiale du SWE sur l'hydrogramme de fonte d'après Freudiger et al. (2017) © 2017 Wiley Periodicals, Inc.

Depuis les années 1960, la télédétection satellite est utilisée pour observer le manteau neigeux et compléter les mesures au sol ou les sorties de modèle car elle offre un point de vue incomparable sur les vastes espaces enneigés. Dans les années 1980, il a été établi que les capteurs optiques permettent d'obtenir des informations sur les propriétés de surface du manteau neigeux en dehors des zones de forêts, comme l'étendue du manteau neigeux ou son albédo (Dietz et al., 2012) tandis que l'imagerie radar permet d'obtenir une information sur le contenu en eau liquide dans le manteau neigeux (Tsai et al., 2019). En revanche, il n'existe pas de capteur spatioporté qui permette une détection fiable du SWE en montagne (Dozier et al., 2016). Les observations des capteurs microondes passifs sont utilisables pour estimer le SWE uniquement à des faibles résolutions (~25 km) sur des terrains peu accidentés, et donc ne sont pertinents « que » dans les grandes plaines boréales (Pulliainen et al., 2020). Ce déficit d'observations spatiales a conduit la NASA à mettre en place une mission opérationnelle de suivi du manteau neigeux dans l'ouest des États-Unis basée sur des campagnes aéroportées (*Airborne Snow Observatory*, ASO). Les avions sont équipés d'un lidar et d'un radiomètre multispectral. Les données lidar sont utilisées pour calculer la hauteur de neige avec une précision de ~10 cm (Painter et al., 2017) et un modèle de manteau neigeux est utilisé pour calculer la densité du manteau neigeux (Hedrick et al., 2018). Le produit final est une carte du SWE sur une grille de 50 m de résolution au mieux tous les quinze jours durant la saison d'ablation pour les bassins versants sélectionnés. Cette mission est unique au niveau international et laisse irrésolue la question du SWE pour l'immense majorité des régions de montagne, ce qui a conduit Dozier et al. (2016) à affirmer que « *l'estimation de la distribution spatiale du SWE en montagne est actuellement le problème irrésolu le plus important en hydrologie nivale* ». Récemment, l'ASO est devenu une entreprise privée qui génère ses revenus de contrats avec les exploitants de la ressource en eau.

Le manteau neigeux est un matériau à l'interface entre la surface terrestre et l'atmosphère formé à minima d'air et d'eau solide. Le manteau neigeux peut contenir de l'eau sous forme liquide et autres « impuretés » (débris organiques, poussières minérales, voire des êtres vivants : bactéries, algues, insectes, vers¹²...). Si l'on néglige la masse de l'air et des impuretés dans le manteau neigeux, on définit le SWE dans un domaine de la surface continentale d'aire S (par exemple un bassin versant, ou un pixel

¹² Annélides (*Mesenchytraeus*) qui se nourrissent d'algues de neige (p. ex. *Chlamydomonas nivalis*).

d'une image satellite) comme la masse du manteau neigeux M convertie en volume d'eau liquide et exprimée par unité de surface.

$$\text{SWE} = \frac{M}{\rho_l S} \text{ [m]} \quad (3)$$

où ρ_l est la masse volumique de l'eau liquide. En se plaçant dans un repère tridimensionnel (x,y,z) où x et y sont les coordonnées cartésiennes planimétriques et z l'altitude au-dessus de la surface, M est l'intégrale de la masse volumique dans l'espace occupé par le manteau neigeux :

$$M = \iiint \rho(x, y, z) dx dy dz \quad (4)$$

où ρ est la masse volumique du manteau neigeux en tout point du domaine. Si on définit HS (*height of snow*) comme la hauteur du manteau neigeux mesurée dans la direction verticale z et SCA (*snow cover area*) comme les limites du manteau neigeux dans le plan (x,y) , alors :

$$M = \iint_{\text{SCA}} \left(\int_0^{\text{HS}(x,y)} \rho(x, y, z) dz \right) dx dy \quad (5)$$

Pour calculer le SWE, on se retrouve donc avec trois variables à caractériser :

- la surface enneigée SCA dans le plan,
- la hauteur de neige HS(x, y),
- la densité du manteau neigeux $\rho(x, y, z)$.

Des analyses statistiques de mesures *in situ* montrent que la variance du SWE en un point (x, y) , c'est-à-dire le terme $\int_0^{\text{HS}(x,y)} \rho(x, y, z) dz$ dans l'équation (5) est dominée par celle de HS(x, y) y compris dans les zones de montagne (Jonas et al., 2009 ; Sturm et al., 2010 ; Lopez-Moreno et al., 2013). Il paraît donc prioritaire d'établir SCA et HS.

La suite de ce mémoire montre les travaux que j'ai menés depuis mon arrivée au Cesbio en 2011 pour déterminer SCA et HS par télédétection et ainsi résoudre la question du SWE dans les zones de montagne. Même si la question du SWE n'était pas forcément la seule motivation à l'origine de mes travaux, au fur et à mesure de mes recherches elle s'est imposée comme une question centrale si bien que j'ai choisi d'organiser ce mémoire autour d'elle. Cette problématique a été à la fois façonnée et abordée à travers l'étude de certains sites spécifiques comme je l'explique ci-dessous.

Sites d'étude

J'ai travaillé principalement sur quatre sites où la fonte de la neige représente une ressource en eau importante pour les populations locales. Ces sites sont des montagnes situées à des latitudes subtropicales (Norte Chico à 30°S, Haut Atlas à 31°N, Mont Liban à 34°N) et les Pyrénées (42°N). Ils ont en commun une influence du climat méditerranéen (été chaud et sec, hiver doux et humide). Le Norte Chico et le Haut Atlas sont situés en bordure tropicale des zones sous climat méditerranéen et sont donc plus arides que les Pyrénées et le mont Liban où les précipitations annuelles peuvent dépasser deux mètres d'eau. Ces sites d'étude sont liés aux laboratoires dans lesquels j'ai travaillé après ma thèse.

Norte Chico

Le Norte Chico désigne la région du Chili située entre la zone centrale méditerranéenne et la région hyperaride de l'Atacama (28-32°S). Moins de 200 km séparent le trait de côte de la ligne de partage des eaux dans la cordillère des Andes où les sommets dépassent 6000 m, ce qui implique un gradient topographique extrême dans les bassins versants. La conséquence est que l'essentiel des ressources en eau provient de la fonte de la neige.

Mon aventure scientifique post-thèse a débuté avec un recrutement comme chercheur en hydrologie au Ceaza à La Serena (Chili). Lorsque mon directeur de thèse Pierre Ribstein m'a transmis cette annonce, j'ai immédiatement postulé et accéléré la finalisation de mon manuscrit de thèse. J'avais déjà entendu parler du conflit qui opposait des défenseurs de l'environnement et la compagnie minière Barrick Gold au sujet des glaciers de Pascua-Lama. Bizarrement, cette information m'était parvenue par un e-mail viral qui avait tout l'air d'un *hoax* et qui débutait par ces lignes¹³.

Dear friends who care about our earth. Judge for yourself if you want To Take action. In the Valle de San Felix, the purest water in Chile runs From two rivers, fed by two glaciers. Water is a most precious resource, and Wars Will be fought for it. Indigenous farmers use the water, there is no Unemployment, and they provide the second largest source of income for The Area. Under the glaciers has been found a huge deposit of gold, silver And Other minerals. To get at these, it would be necessary to break, to Destroy The glaciers – something never conceived of in the history of the world.

Dans un autre style, le journal *Libération* s'était fait l'écho de cette affaire (Martin, 2007, 2005) :

Des associations environnementales et des collectifs d'habitants s'inquiètent d'un assèchement des rivières causé par le déplacement des glaciers (...) les glaciers alimentent en partie les nappes souterraines et les deux rivières des vallées agricoles du Transito et de San Felix, qui se rejoignent plus bas et fournissent son eau à la ville de Vallenar (plus de 40 000 habitants). Cet ensemble, qui forme la vallée de Huasco, est situé en plein désert de l'Atacama, le plus aride au monde.

Comme la plupart des conflits liés à la question des ressources en eau, les enjeux autour de cette affaire avaient une dimension profondément locale résultant du contexte hydrologique, législatif et culturel spécifique du Norte Chico. Pourtant, les opposants au projet avaient réussi à lui donner une résonance globale sur des principes de justice et de respect de l'environnement (Urkidi, 2010).

Arrivé au Ceaza, mon premier objectif était donc d'établir la contribution des glaciers de Pascua-Lama au débit des rivières. J'avais en tête la question suivante : le fleuve Huasco allait-il s'assécher à la suite de l'excavation des glaciers par les bulldozers ? En réalité, la menace sur les glaciers venait davantage du changement climatique et en particulier du déficit de précipitations lié à l'aridification en cours de la zone (Kinnard et al., 2020). Cela ne changeait pas cet objectif que j'ai pu mener à bien avec l'équipe de glaciologie grâce aux données collectées dans le cadre du plan de suivi des glaciers proposé par le Ceaza sous l'impulsion de Vincent Favier. Cette étude a révélé la contribution mineure des glaciers au bilan hydrologique de cette région, malgré des taux de fonte élevés qui peuvent fournir une part significative du débit d'étiage à très haute altitude lors des épisodes de sécheresse (Gascoin et al., 2011). Les glaciers étant des objets naturels fascinants, il faut être vigilant à ne pas exagérer leur importance quand on étudie

¹³ On trouve encore la trace de cet e-mail : <https://www.hoax-slayer.net/pascua-lama-mine-email-petition/>

les hydrosystèmes de montagne car même les scientifiques ne sont pas immunisés contre les biais cognitifs d'attention (Nuzzo, 2015).

Plus concrètement, il ressortait aussi de cette étude un manque criant de connaissances sur les autres termes du bilan hydrologique et en particulier sur le stockage d'eau souterraine ou la distribution spatiale du manteau neigeux. C'est ce dernier point qui a motivé le dépôt de mon premier projet comme chercheur auprès de l'agence de financement chilienne Fondecyt. Dans ce cadre, avec mes collègues Christophe Kinnard et Stefaan Lhermitte, nous avons commencé par modéliser la distribution spatiale du manteau neigeux sur le site de Pascua-Lama, tirant parti de la densité exceptionnelle de stations météorologiques sur ce site (Gascoin et al., 2013). Pour cela, nous avons utilisé le code SnowModel (Liston et al., 2020; Liston et Elder, 2006a) et en particulier son module de transport de la neige par le vent SnowTran-3D (Liston et al., 2007). Cette étude m'a fait prendre conscience de l'intérêt de la télédétection pour l'étude du manteau neigeux : les images satellitaires MODIS offraient une source de données utile pour évaluer les sorties du modèle en complément des mesures in situ qui souffraient d'un problème de représentativité spatiale à la résolution de la grille du modèle (90 m) (Figure 19).



Figure 19 : Station météorologique de La Olla (3976 m) à Pascua-Lama le 21 juillet 2010. Quelle est la représentativité de la hauteur de neige sous le capteur ?

Cette expérience combinée à mon arrivée dans un laboratoire spécialisé en télédétection m'a conduit à m'investir davantage dans le traitement et l'exploitation des données satellitaires par la suite, sans pour autant délaisser l'utilisation de la modélisation.

La justice chilienne a finalement ordonné l'abandon du projet Pascua-Lama en 2020 pour de multiples raisons qui ne se limitent pas à la préservation des glaciers (Villiers-Moriamé, 2020).

Haut Atlas

Depuis 2005, dans le cadre du chantier SudMed puis du Laboratoire Mixte International TREMA, le Cesbio contribue à l'étude du fonctionnement hydrologique du bassin versant du fleuve Tensift au Maroc (Chehbouni et al., 2008 ; Jarlan et al., 2015). Une fraction importante des ressources en eau de ce bassin semi-aride provient de la fonte de la neige qui s'accumule dans le Haut Atlas puisque 15 % à 45 % du débit des principaux oueds atlasiques proviennent de la fonte (Boudhar et al., 2009). Ces rivières ont un régime nival à pluvio-nival comme l'oued Ourika (Figure 20). L'eau de fonte contribue à l'irrigation des cultures par diversion des cours d'eau dans les seguias mais aussi à la recharge de la nappe du Haouz dans la zone de piedmont (Bouimouass et al., 2020). La fonte est concentrée entre les mois de mars et juin, ce qui correspond à une période où la demande en eau est forte pour soutenir la croissance des cultures en aval (Figure 20).

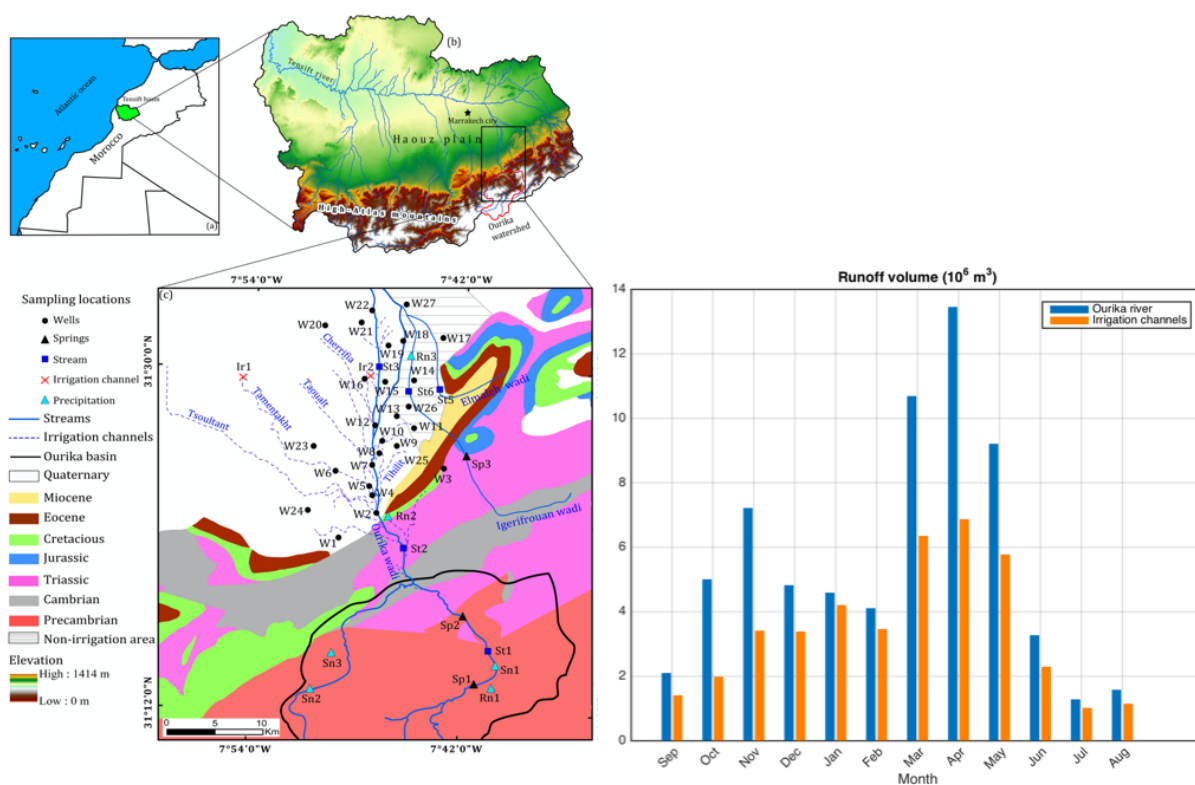


Figure 20 : Carte hydrogéologique et des canaux d'irrigation à l'exutoire du bassin de l'Ourika à Abghalou, une des rivières de montagne qui alimente le fleuve Tensift (gauche). Volumes d'eau mensuels de l'oued Ourika à Abghalou et volumes d'eau divertis pour les canaux d'irrigation (droite) (figure de gauche tirée de Bouimouass et al., 2020 Copyright © 1999-2020 John Wiley & Sons, Inc.).

Une plaine semi-aride irriguée et une chaîne de montagnes dressée face à l'océan : le contexte hydroclimatique du Tensift est très similaire à celui du Huasco, même si le gradient topographique entre la côte et la ligne de partage des eaux est moins brutal. Comme les latitudes de ces deux sites sont proches au signe près, il n'est pas surprenant de trouver les mêmes processus à l'œuvre dans le bilan d'énergie du manteau neigeux. Ainsi, l'installation de la station météorologique d'Oukaimeden à 3230 m au début du projet SudMed (Figure 21) a permis de montrer que le rayonnement net est la source principale d'énergie de fonte (Boudhar et al., 2016) et que la sublimation représente une part significative du bilan de masse du manteau neigeux (Boudhar et al., 2016; Schulz et de Jong, 2004). En dépit de l'importance de la neige comme ressource pour le secteur agricole, il n'y a pratiquement pas de

stations météorologiques en altitude et aucun programme opérationnel de suivi du manteau neigeux. Pour déjouer l'absence de données in situ, les scientifiques se sont donc rapidement tournés vers la télédétection et en particulier l'imagerie optique multispectrale à large champ, ce qui a notamment permis de caractériser la forte variabilité inter et intra-annuelle du manteau neigeux (Boudhar et al., 2010, 2009; Chaponnière et al., 2005; Schulz et de Jong, 2004).

Cette analogie entre le Norte Chico et le Tensift ainsi que l'historique de la collaboration entre le Cesbio et ses partenaires au Maroc m'a conduit à proposer un volet sur l'hydrologie du Haut Atlas dans mon projet de recherche CNRS.



Figure 21 : Station météorologique automatique d'Oukaimeden devant la plaine du Haouz.

Mont Liban

Le mont Liban est un plateau carbonaté d'altitude (1700-3000 m) qui reçoit d'abondantes chutes de neige. La fonte génère peu de ruissellement de surface car l'eau liquide s'infiltré dans un aquifère karstique avant de rejaillir par les sources situées à la base de cet aquifère. Ces sources karstiques sont exploitées pour l'alimentation en eau potable dans la bande côtière qui concentre la majeure partie de la population libanaise. La plus célèbre est la source de Jeita qui fournit 75 % de l'eau potable de la capitale Beyrouth (Margane et Makki, 2012). Cette source drainerait un bassin d'une superficie de 400 km² situé sur le flanc ouest du mont Liban qui est la partie la plus arrosée des montagnes libanaises (Schuler et Margane, 2013). À l'instar du Haut Atlas, le potentiel hydrologique de la neige accumulée chaque année sur le mont Liban est difficile à estimer en raison de l'absence de réseau de mesures nivométriques opérationnel. De plus, la surface du mont Liban est parsemée de formes karstiques (ondulations et dolines) qui constituent des pièges à neige, ce qui complique l'estimation du stock de neige avec des méthodes traditionnelles. Dans les dolines, la hauteur de neige peut dépasser cinq mètres alors que la surface environnante est déneigée (Figure 22).



Figure 22 : Photographies aériennes du mont Liban prises le 12 mai 2020 à Mzaar. Crédits : Charbel Abou Chakra et Janine Somma.

En dépit de précipitations normalement abondantes, le Liban est un pays en proie à des tensions extrêmes sur la ressource en eau. Cette situation résulte d'une faible capacité de stockage naturel dans les aquifères karstiques qui sont rapidement drainés à la suite de la fonte ou de pluies (Schuler et Margane, 2013). De plus, les guerres et l'instabilité gouvernementale n'ont pas favorisé la maintenance du réseau de distribution d'eau. Enfin, la sécheresse exceptionnelle qui a frappé la région du Levant (1998–2012) (Cook et al., 2016) et l'afflux de réfugiés syriens (Faour et Fayad, 2014) ont mis les infrastructures d'approvisionnement en eau du pays à rude épreuve. À Beyrouth, les coupures d'eau sont fréquentes en été. Le mont Liban, souvent oublié dans les inventaires de « *water towers* » représente pourtant un exemple frappant de la dépendance hydrologique entre amont-aval qui concerne directement plusieurs millions de personnes.

Peu après mon arrivée au Cesbio, la direction m'a sollicité pour poursuivre la mise en œuvre d'un observatoire de l'enneigement sur le mont Liban. Ce projet, initié en 2011 par Benoit Duchemin juste avant son départ du laboratoire en collaboration avec Janine Somma (Université Saint-Joseph) et Talal Darwich (CNRS Liban), devait initialement s'intégrer dans un programme de recherche à plus large échelle depuis les montagnes libanaises jusqu'à la plaine agricole syrienne à l'image des recherches menées dans le bassin du Tensift dans le cadre du programme SudMed. J'ai immédiatement accepté bien que ce site ne figurait pas dans le projet de recherche que j'avais présenté au concours du CNRS car le Proche Orient est une région emblématique les enjeux sur les ressources en eau. Ce chantier à l'est de la Méditerranée a été rapidement compromis par le conflit syrien et seule la partie dédiée à l'observation de la neige a été maintenue et fonctionne encore aujourd'hui.

Malgré l'essor de la télédétection en hydrologie nivale, les mesures in situ au sol restent indispensables pour l'évaluation des modèles. Au Liban, avec Pascal Fanise et Laurent Drapeau, nous avons donc fourni un effort d'instrumentation. Nous avons en particulier installé et maintenu les trois seules stations

météorologiques d'altitude du Liban. Les données collectées dans le cadre de ce chantier ont été publiées (Fayad et al., 2017a) et exploitées dans le cadre de la thèse d'Abbas Fayad financée par l'IRD pour réaliser la première modélisation distribuée de la ressource nivale au Liban (Fayad et Gascoin, 2020). Ces stations contribuent actuellement au dispositif de mesure de l'Observatoire Libano-Français de l'Environnement (O-LIFE).

Pyrénées

La neige des Pyrénées coule dans l'Adour, l'Ebre et la Garonne. Ces fleuves et leurs affluents apportent des ressources en eau précieuses pour l'irrigation et la production électrique (López-Moreno et García-Ruiz, 2004). Par conséquent, le manteau neigeux est bien suivi par différentes institutions nationales et régionales. Outre les réseaux de mesures des agences météorologiques, il existe des réseaux de mesure dédiés au suivi de la ressource nivale pour la gestion de l'eau. Côté espagnol, le gouvernement a mis en place un programme public de suivi du SWE et diffuse des bulletins réguliers sur le stock de neige disponible (Arenillas Parra et al., 2006). Côté français, l'essentiel du réseau de mesure nivométrique est détenu par les compagnies hydroélectriques et les données ne sont pas publiques. L'accès aux données des stations de Météo-France est également très restreint. Un autre avantage côté espagnol est la disponibilité libre et gratuite d'un MNT lidar à 5 m de résolution alors que l'IGN français ne fournit qu'un MNT à 25 m de résolution après un véritable parcours du combattant administratif. Par conséquent, la majorité des publications scientifiques sur l'hydrologie des Pyrénées est issue des centres de recherche et universités espagnols (Fayad et al., 2017b). En France, l'hydrologie pyrénéenne a été essentiellement pratiquée par les compagnies hydroélectriques et surtout EDF, qui avait quasiment le monopole de la gestion de l'eau dans les massifs français du fait de sa mission de service public de production de l'électricité. Aujourd'hui, il semble que les hydrologues d'EDF, considérés comme « les meilleurs de France » par Claude Allègre¹⁴, aient dû réduire leur activité de recherche pour répondre à une exigence de rentabilité mais leurs données restent cloisonnées. Un ou une chercheur-e académique se retrouve de facto dans une situation de pénurie de données pratiquement équivalente à celle décrite ci-dessus pour le Haut Atlas et le mont Liban¹⁵.

Dans les Pyrénées, à la différence du Norte Chico, du Haut Atlas ou du mont Liban, la végétation représente un enjeu important pour comprendre le lien entre la neige et les ressources en eau (López-Moreno et al., 2011). Il est d'autant plus important de comprendre ce lien que la déprise agricole du XX^e siècle a favorisé le reboisement des Pyrénées (MacDonald et al., 2000). Ce changement a lieu avec une cinétique proche de celle du changement climatique et ces deux forçages se combinent donc dans l'évolution du régime hydrologique à l'instar d'autres régions anthropisées (Troch et al., 2009).

À mon arrivée au Cesbio, Eric Ceschia m'a proposé de reprendre une étude sur la télédétection de l'enneigement des Pyrénées dans le cadre du projet Interreg FluxPyr. En parallèle, j'ai rencontré les collègues Thomas Houet, Jean-Marc Antoine et Didier Galop de l'UMR GEODE qui développaient l'observatoire homme-milieu (OHM) du Haut Vicdessos. Ces deux programmes ont structuré mon activité de recherche en un volet télédétection à l'échelle du massif et un volet modélisation à l'échelle locale. Pour ce deuxième volet, avec Pascal Fanise (ingénieur d'étude au Cesbio), nous avons commencé par installer une station météo-nivale près du refuge de Bassiès (1650 m) en 2011 (Szczypta et al., 2015).

¹⁴ Cité par Vazken Andréassian en introduction d'un poème sur la Garonne (https://hydrologie.org/LUN/A_Garonne.htm)

¹⁵ Cette situation évolue par exemple avec la mise à disposition de la réanalyse SAFRAN-SURFEX/ISBA-Crocus MEPR (ouf!) (Vernay et al., 2019). Reste qu'il est très difficile d'obtenir des données auprès d'EDF. Par exemple, j'ai déposé une demande officielle pour une série de débit en mai 2020 et 10 mois plus tard, ma demande n'a toujours pas été satisfaite, malgré l'appui de collègues hydrologues à la DTG.

En 2014, nous avons déplacé cette station dans une clairière près de Bernadouze (1420 m) en collaboration avec GEODE et ECOLAB car le site de Bassiès était difficile d'accès (2 h 30 de marche) et n'avait pas d'alimentation électrique. Nous en avons profité pour installer une deuxième station similaire à quelques dizaines de mètres dans la forêt dans l'optique d'évaluer l'effet de la forêt sur les variables météorologiques et la hauteur de neige. Les données étant librement accessibles en ligne (Gascoin et Fanise, 2018), elles ont déjà servi à d'autres équipes notamment pour comprendre l'origine des dépôts de microplastiques observés sur ce site (Allen et al., 2019)¹⁶ ou pour étudier le bilan de carbone d'une tourbière voisine (Rosset et al., 2019).

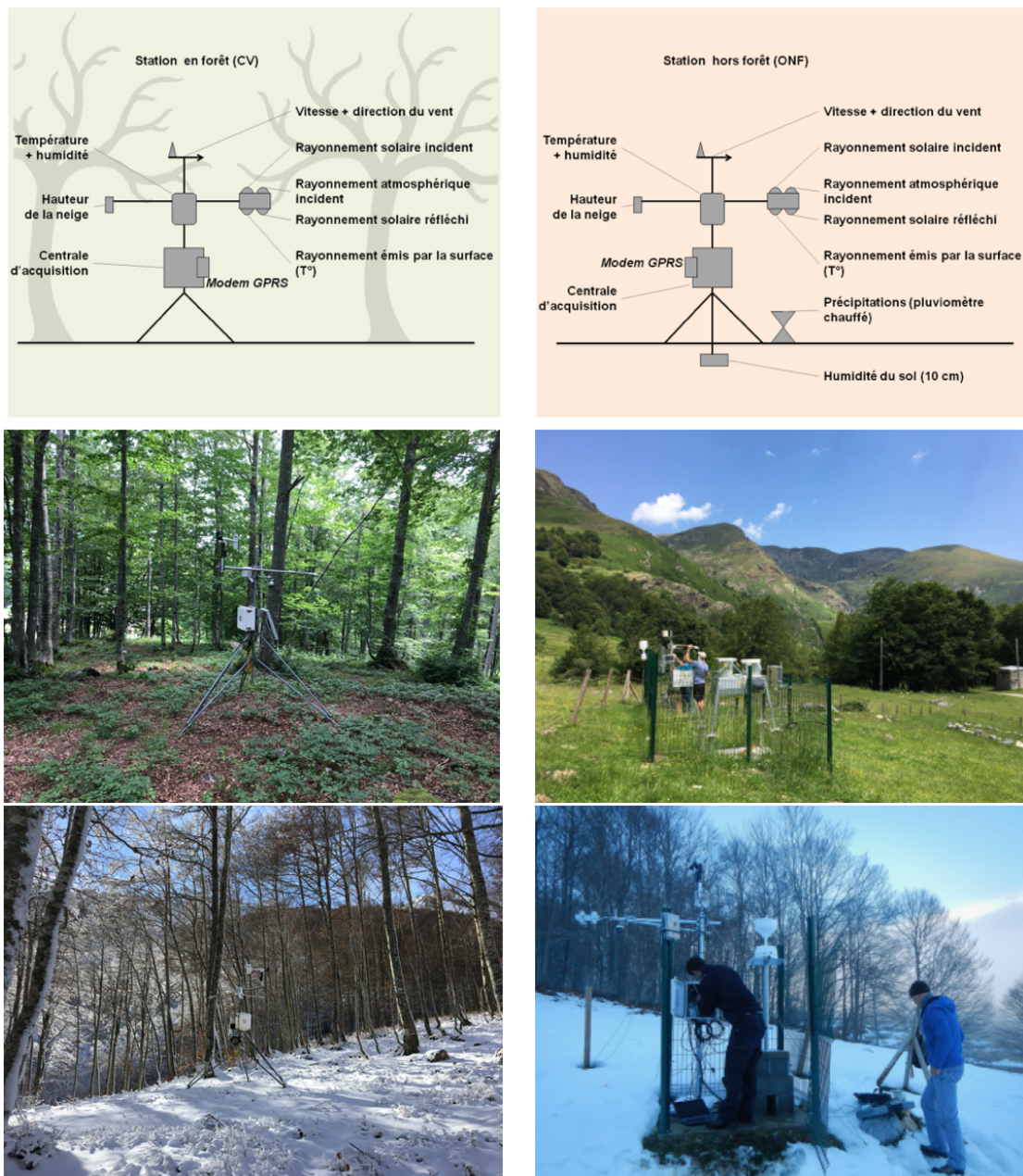


Figure 23 : Site de mesures de Bernadouze.

¹⁶ Quelle ne fut pas ma surprise de découvrir que la presse internationale parlait de notre station de Bernadouze (*Le Monde, Die Welt, El Pais, The Daily Mail*, etc.)

Résumé des travaux

Les recherches présentées ci-dessous reposent en grande partie sur le travail des quatre doctorants que j'ai supervisés depuis que j'ai soutenu ma thèse en mars 2009 (Tableau 1). Renaud Marti d'origine « occitane » a travaillé sur les Pyrénées, Abbas Fayad, de nationalité libanaise, sur le mont Liban, Mohamed Wassim Baba de nationalité marocaine, sur le Haut Atlas. César Deschamps-Berger, d'origine savoyarde travaille principalement sur les Pyrénées, la Sierra Nevada américaine mais a réussi à trouver un site d'étude dans les Alpes (Lautaret).

Tableau 1 : Doctorants encadrés * Directeur/directrice de thèse, ¹ GEODE, ² CESBIO, ³ CNRS (Liban), ⁴ Université Cadi Ayyad (Maroc), ⁵ CNRM, ⁶ LEGOS. Pour MW Baba j'étais directeur de thèse par autorisation individuelle de l'école doctorale SDU2E. E/3 : taux d'encadrement sur une échelle de 1 (minimum) à 3 (maximum). PRES : pôle de recherche et d'enseignement supérieur (Université de Toulouse).

Nom	Financement	Début	Soutenance	Codirection	Articles	E/3
R. Marti	PRES Région	15/10/2012	09/05/2016	D Laffly ^{1*} , T Houet ¹	Marti et al. 2014, 2015, 2016	2
A. Fayad	IRD	01/02/2014	18/04/2017	R Escadafal ^{2*} , G Faour ³	Fayad et al. 2017a, 2017 b, 2020	3
M.W. Baba	CNES	01/11/2015	03/12/2018	L Hanich ⁴	Baba et al. 2018a, 2018a, 2019	3
C. Deschamps-Berger	ENS	01/10/2017	08/02/2021	M Dumont ^{5*} , E Berthier ⁶	Deschamps-B. et al. 2020a, 2020b	2

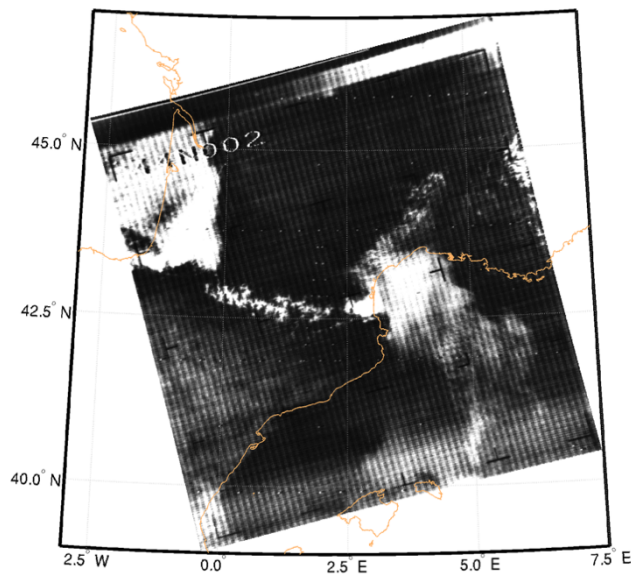


Figure 24 : Vue des Pyrénées le 22 mai 1966 (Nimbus Advanced Vidicon Camera System Visible Imagery).

1. Surface enneigée : apport de l'imagerie optique multispectrale

État de l'art

L'observation de la surface enneigée depuis l'espace n'est pas une nouveauté puisque la première carte satellite d'étendue du manteau neigeux date de novembre 1966¹⁷. Elle fut réalisée par la NOAA à partir des images envoyées par le satellite ESSA-3 (*Environmental Science Services Administration Satellite*) de la NASA (Matson et Wiesnet, 1981). Les images avaient déjà une très bonne résolution spatiale de l'ordre de 4 km mais n'avaient qu'une bande spectrale (500-750 nm). Depuis cette date, la NOAA a produit sans interruption une carte hebdomadaire de l'étendue du manteau neigeux à l'échelle de l'hémisphère nord. À partir de 1972, la NOAA a utilisé les données multispectrales à 1 km de résolution issues des radiomètres VHRR puis AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) embarqués à bord des satellites à orbite polaire NOAA POES. À partir de 1975, la NOAA a intégré les images à plus haute fréquence des satellites géostationnaires, puis les données issues des capteurs microondes (SSM/I) en 1997 afin d'améliorer la détection de l'enneigement en cas de forte nébulosité et de faible luminosité (Ramsay, 1998). Jusqu'en 1999, les cartes de l'étendue du manteau neigeux pour l'hémisphère nord de la NOAA ont été retranscrites manuellement chaque semaine sur papier par un analyste puis numérisées sur une grille dont la résolution est proche de 190 km selon la latitude. Ensuite, des outils logiciels interactifs ont été mis en place pour faciliter la combinaison des données multi-sources. Ces cartes d'enneigement disponibles à courte échéance sont toujours utilisées de façon opérationnelle en entrée de modèles atmosphériques pour la prévision météorologique. Elles constituent le plus long jeu de données environnementales produit à partir d'observations satellitaires (Ramsay, 1998).

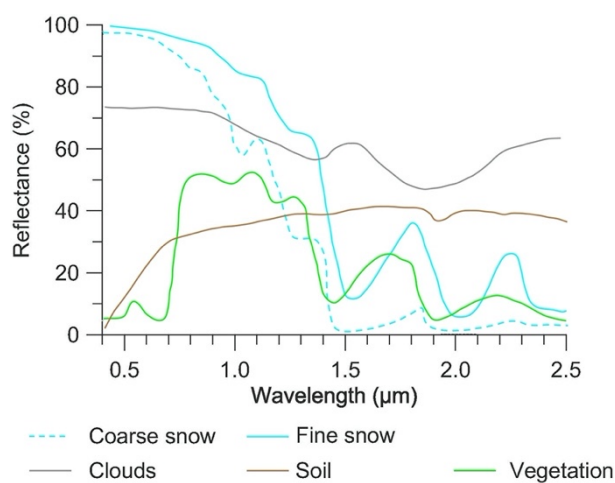


Figure 25 : Exemples de spectre de neige, nuage, sol, végétation. Modifié d'après Dong (2018) © 2018 Elsevier B.V. All rights reserved.

¹⁷ Une partie de ce paragraphe est reprise du chapitre 4 « Télédétection optique du manteau neigeux » de l'ouvrage Observation des surfaces continentales par télédétection coordonné par N. Baghdadi et M. Zribi (Dumont et Gascoin, 2017).

Une surface enneigée réfléchit la lumière du soleil d'une façon bien particulière qui la distingue de la plupart des autres surfaces naturelles (Figure 25). Dans les longueurs d'onde visible et proche-infrarouge, sa réflectance est proche de 1 (la neige est presque blanche), mais au-delà de $1\ \mu\text{m}$ sa réflectance décroît fortement (la neige est presque noire) (Warren, 1982). Ces caractéristiques spectrales uniques permettent donc dans une image satellite multispectrale de distinguer automatiquement la neige des autres surfaces, y compris des nuages dont la réflectance reste élevée dans le moyen infrarouge (c'est-à-dire entre $1\text{-}3\ \mu\text{m}$, dénommé avec l'acronyme anglais SWIR pour *shortwave infrared*). La réflectance d'une surface enneigée varie aussi en fonction d'autres facteurs comme l'angle du rayonnement incident, la taille et la forme des grains de glace, la rugosité de surface, la nature et quantité de matériaux exogènes (poussières minérales ou organiques, algues, etc...) mais ces variations sont généralement trop faibles pour modifier l'allure générale du spectre.

Tirant parti de ces propriétés optiques, la méthode de détection de la neige la plus courante est basée sur le NDSI (*Normalized Difference Snow Index*), initialement défini pour l'imageur Landsat Thematic Mapper (Dozier, 1989) :

$$\text{NDSI} = \frac{\rho_G - \rho_{\text{SWIR}}}{\rho_G + \rho_{\text{SWIR}}} \quad (6)$$

où ρ_G et ρ_{SWIR} sont les réflectances de la surface dans la bande de lumière verte (G) et dans le SWIR à $1.6\ \mu\text{m}$. Le seuil de $\text{NDSI} > 0,4$ est recommandé pour classer les pixels enneigés dans les images pour MODIS (Hall et al., 2002) mais $\text{NDSI} > 0,15$ est adapté pour les images à plus haute résolution Landsat et Sentinel-2 (Zhu et Woodcock, 2012) (Figure 26). Dans la pratique, au moins un seuil complémentaire dans le visible est nécessaire pour éliminer les lacs ou les forêts de conifères qui peuvent aussi avoir une réflectance proportionnellement plus élevée dans le vert que le SWIR.

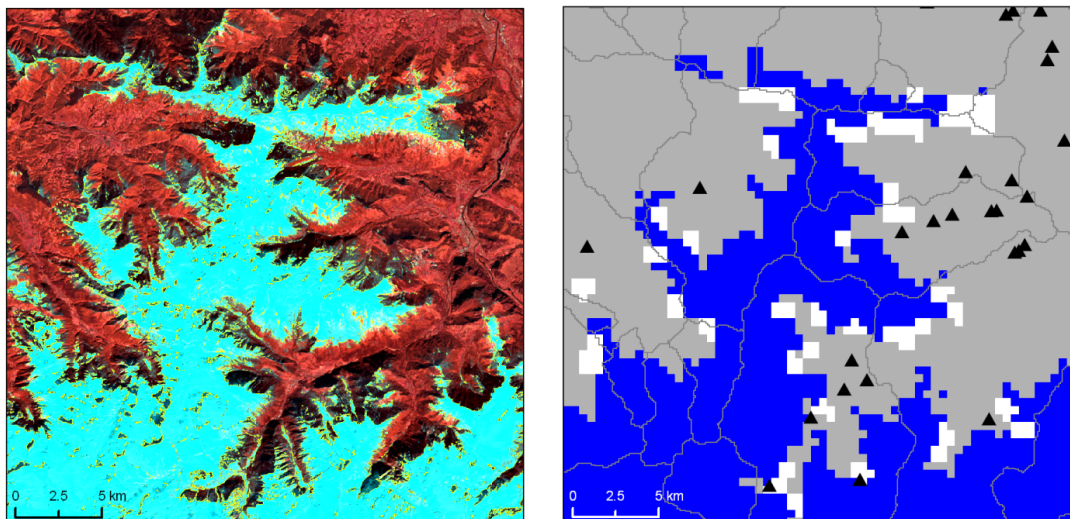


Figure 26 : Enneigement de la vallée du Vicdessos (Pyrénées Ariégeoises) le 19 mars 2014. Gauche : composition colorée RVB des réflectances Landsat 8 dans les bandes SWIR/Rouge/Vert. La neige apparaît en bleu turquoise car sa réflectance est faible dans le SWIR et élevée dans le rouge et le vert. Le contour jaune indique l'étendue de la neige détectée par seuillage sur le $\text{NDSI} > 0,15$. Droite : étendue du manteau neigeux d'après le produit neige MOD10A1 (bleu). Les pixels en bordure du manteau neigeux sont parfois confondus avec des nuages (blanc). Les triangles noirs indiquent les ouvrages hydrauliques dédiés à la production d'électricité. La résolution spatiale de MODIS peut être insuffisante pour les applications hydrologiques en montagne où les bassins versants intéressants à modéliser pour la gestion de l'eau couvrent moins de $10\ \text{km}^2$.

Le NDSI peut aussi être utilisé comme prédicteur de la fraction enneigée dans un pixel (SCF). Cette relation peut être établie empiriquement par comparaison avec des cartes d'enneigement à plus haute résolution (Salomonson et Appel, 2004). La surface enneigée en zone de forêts reste sous-estimée en particulier pour des angles de vue élevés qui augmentent l'obstruction par la canopée (Xin et al., 2012). Une normalisation de la fraction de neige par la fraction de sol visible peut alors être appliquée pour corriger cet effet (Raleigh et al., 2013). La simplicité et la robustesse du NDSI explique son utilisation pour la production opérationnelle de cartes de surface enneigée (SCA) (Crawford et al., 2013 ; Hall et al., 2002).

D'autres méthodes plus avancées permettent aussi de calculer la fraction de couvert neigeux dans un pixel. Il s'agit principalement d'algorithmes qui cherchent à décrire le spectre d'un pixel comme une combinaison linéaire (en général) de spectres de référence. Ces algorithmes s'appuient sur un catalogue de spectres de référence associés à différents types de surfaces (neige fraîche ou non, glace, rochers, végétation, nuages, etc.). Le poids de chaque spectre de référence est obtenu par optimisation et indique la fraction de chaque type de surface au sein du pixel. Ces méthodes sont bien plus coûteuses en temps de calcul que les méthodes NDSI mais permettent un meilleur diagnostic pourvu que les spectres de référence utilisés représentent bien la variabilité des surfaces naturelles dans la scène (Masson et al., 2018 ; Painter et al., 2003 ; Sirguey et al., 2009). Aucun produit opérationnel disponible à ce jour (Tableau 3) n'utilise cette méthode à l'exception du produit Landsat fSCA qui n'a pas encore été évalué (Crawford et al., 2013).

Une approche intermédiaire entre NDSI et démixage spectral consiste à estimer la fraction de neige dans un pixel comme le poids dans la somme pondérée qui relie le NDSI du pixel à une date donnée avec le NDSI pour SCF=0% (en été) et SCF=100% (au cœur de l'hiver) (Chaponnière et al., 2005).

Dans tous les cas, la principale difficulté de la télédétection du SCA réside dans la distinction entre la neige et les nuages (Stillinger et al., 2019). Certains nuages possèdent des caractéristiques spectrales très proches du manteau neigeux car ils sont formés de particules d'eau à l'état solide ce qui peut faire échouer le test du NDSI. Les algorithmes avancés de détection de nuage exploitent donc l'intégralité de la résolution spectrale des imageurs multispectraux. En particulier, pour les capteurs dotés d'une bande d'observation dans la gamme de l'infrarouge thermique comme MODIS, la température du pixel est une information discriminante (Ackerman et al., 1998). Cependant, la détection des nuages peut être abordée d'une autre façon en exploitant la dimension temporelle de l'imagerie satellitaire en complément de sa dimension spectrale, puisque la faible persistance des nuages dans le temps les distingue des autres surfaces, y compris le manteau neigeux (Hagolle et al., 2010). La détection des nuages est une question bien plus complexe que la détection de la neige, si bien que la plupart des produits opérationnels de suivi du SCA se basent sur un masque de nuage pré-calculé en amont.

Il existe une panoplie de capteurs optiques qui permettent de calculer la surface enneigée avec des résolutions spatiales et temporelles variées (Tableau 2). De plus, la NOAA, la NASA ou l'ESA mettent à disposition gratuitement des produits opérationnels qui permettent aux utilisateurs de ne pas avoir à réaliser de traitements pour extraire une carte d'enneigement parfois le jour même de l'acquisition (Tableau 3). Parmi ces produits, le plus utilisé est sans doute le produit MOD10A1 distribué par le *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC) (Hall et al., 2002). Ce produit généré à partir des données Terra MODIS indique la présence ou l'absence de neige dans un pixel à une résolution de 500 m ainsi que la fraction enneigée (collection 5, obsolète) ou le NDSI directement (collection 6) depuis 2000. L'algorithme de MOD10A1 donne des résultats très satisfaisants dans différents contextes géographiques (Hall et Riggs, 2007) malgré les limites liées à la simplicité de son objectif opérationnel

vis-à-vis de méthodes plus sophistiquées basées sur le démixage spectral (Masson et al., 2018 ; Rittger et al., 2013).

Contribution

MODIS

Nous avons évalué spécifiquement les produits MOD10A1 et MYD10A1 dans les Pyrénées et le Haut Atlas (Gascoin et al., 2015 ; Marchane et al., 2015). Dans les Pyrénées, nous avons utilisé des données in situ (hauteur de neige Météo-France et SWE des télémètres en Espagne) et des cartes d'enneigement à plus haute résolution générées à partir d'images Landsat (Gascoin et al., 2015)¹⁸. L'ouverture de l'archive Landsat en 2009 nous a permis de disposer d'une série de 157 dates entre 2002 et 2010 pour faire cette évaluation alors que les études précédentes utilisaient un petit nombre d'images souvent sélectionnées pour favoriser les scènes sans nuages. En l'absence de couverture nuageuse, les omissions (non-détection de neige) sont principalement causées par (i) la déformation géométrique des images MODIS en bordure de fauchée (effet nœud papillon) (ii) l'obstruction par la canopée en zones de forêts. De plus, les contours du couvert neigeux sont fréquemment faussement marqués comme des nuages. Cela réduit l'information disponible mais ne donne pas de fausse information sur l'enneigement. Malgré ces limites, ce produit offre encore actuellement le meilleur compromis entre fiabilité, résolution spatiale et temporelle, durée d'observation et facilité d'utilisation pour les applications en hydrologie.

Tableau 2 : Sélection de radiomètres imageurs sur satellites à orbite polaire (on a exclu les géostationnaires) qui sont (i) adaptés à la détection de la neige (i.e. dont les bandes spectrales s'étendent du visible au moyen infrarouge) (ii) opérationnels en 2020 (iii) dont les données sont en accès libre et (iv) qui font des observations systématiques (pas sur programmation). La résolution indiquée est celle qui peut être obtenue pour le calcul du NDSI.

Capteur	Plate-forme(s)	Résolution spatiale (m)	Début de la mission	Champ de vue (km)	Cycle orbital (j)	Période de revisite (j)
TM/ETM+/OLI	Landsat 5-8	30	1982	185	16	16
MSI	Sentinel-2A/B	10-60	2015	290	10	5
SLSTR	Sentinel-3A/B	400-1k	2016	1400	27	1
MODIS	Aqua/Terra	250-500	2000	2330	16	1
VIIRS	Suomi NPP	375	2012	3040	16	1
VGT	PROBA-V	1k (300)	1998	2250	26	1
AVHRR	NOAA-POES	1k	1981	2900	24	1

¹⁸ Plus amusant, une évaluation avec les métadonnées des photographies de la base Flickr et une correction basée sur les photos de chats ☺ <https://labo.obs-mip.fr/multitemp/serie-temporelle-de-chats/>

Tableau 3 : Liste des produits opérationnels issus de la télédétection spatiale actuellement disponibles pour le suivi de la surface enneigée. Les produits sont classés par le début de période d’observation. SCA : produits indiquant la présence ou l’absence de neige, SCF : produits indiquant fraction enneigée par pixel. HN : hémisphère nord, MOP : microonde passive.

Type	Nom	Institution	Échelle spatiale	Période de revisite	Résolution spatiale	Source	Période
FSC	H12 FSC-E	EUMETSAT	EU	1 j	0.01°	AVHRR	1978+
SCA	CryoClim	NSC	Globe	1 j	5 km	SMMR, SSM/I, AVHRR	1982-2015
SCA	AVHRR Climate Data Record	NOAA	Globe	1 j	5 km	AVHRR	1982+
FSC	Landsat Level-3 fSCA	USGS	USA	16 j	30 m	Landsat	1984+
SCA	NOAA IMS 04	NOAA	HN	1 j	1 km, 4 km	Multi optique, MOP, in situ	1997+
SCA	NOAA IMS 24	NOAA	HN	1 j	24 km	Multi optique, MOP	1997+
SCA	NOAA IMS 01	NOAA	HN	1 j	1 km	Multi optique, MOP, in situ	1997+
SCA	MEaSURES	NASA	HN	1 j	25 km	MODIS, IMS, SSM/I	1999-2012
SCA, NDSI	MOD10A2	NASA	Globe	8 j	0.5 km	MODIS	2000+
SCA, NDSI	MOD10A1	NASA	Globe	1 j	0.5 km	MODIS	2000+
FSC	MOD10C1	NASA	Globe	1 j	0.05°	MODIS	2000+
SCA	JASMES JXM10	JAXA	Globe	1 j,	5 km	MODIS	2000+
FSC	MOD10C2	NASA	Globe	8 j	0.05°	MODIS	2000+
SCA	ALPS_SNOW_MODIS_map	EURAC	Alpes	1 j	250 m	MODIS	2000+
SCA	H10 SE-E-SEVIRI	EUMETSAT	EU	1 j	0.05°	SEVIRI	2002+
SCA	GMA SI	NOAA	Globe	1 j	4 km	METOP AVHRR, MSG, GOES, DMSP SSMIS	2006+
SCA, NDSI	VNP10	NASA	Globe	1 j	375 m	VIIRS	2012+
SCA	H31 SE-D-SEVIRI	EUMETSAT	EU, Afrique	1 j	3 km	SEVIRI	2015+
SCA	H32 SE-G-AVHRR	EUMETSAT	Globe	1 j	0.01°	AVHRR	2015+
SCA	Theia Snow	CNES	EU	5 j	20 m	Sentinel-2, Landsat 8	2015+
FSC	HRSI	EEA	EU	5 j	20 m	Sentinel-2	2016+
FSC	CLMS SCE500	ENVEO	EU	1 j	500 m	MODIS / VIIRS	2017+
FSC	CLMS SCE 1km NH	ENVEO	HN	1 j	0.01°	VIIRS / Sentinel-3	2018+
FSC	MODSCAG/Snow-Today	U. Colorado	West USA	1 j	0,5 km	MODIS	2020+

Comme MODIS est un instrument optique, la couverture neigeuse ne peut être mesurée qu’en l’absence de nuages. Dans les Pyrénées, près de 50 % des données MODIS sont masquées par les nuages. Cependant, la répétitivité biquotidienne des observations MODIS Aqua et Terra permet d’avoir une observation non nuageuse assez fréquemment pour reconstituer une série continue d’enneigement par interpolation (Figure 27). Un filtre d’interpolation spatial peut compléter cette interpolation temporelle (Gafurov et Bárdossy, 2009; Parajka et Blöschl, 2008). Nous avons développé un algorithme d’imputation qui s’inspire de ces méthodes déjà éprouvées pour générer une climatologie de la surface enneigée dans les Pyrénées (Figure 28). Le jeu de données résultant qui donne la présence ou l’absence

de neige de façon continue tous les jours depuis février 2000 a été intégré dans la base de données de l’Observatoire Pyrénéen du Changement Climatique.

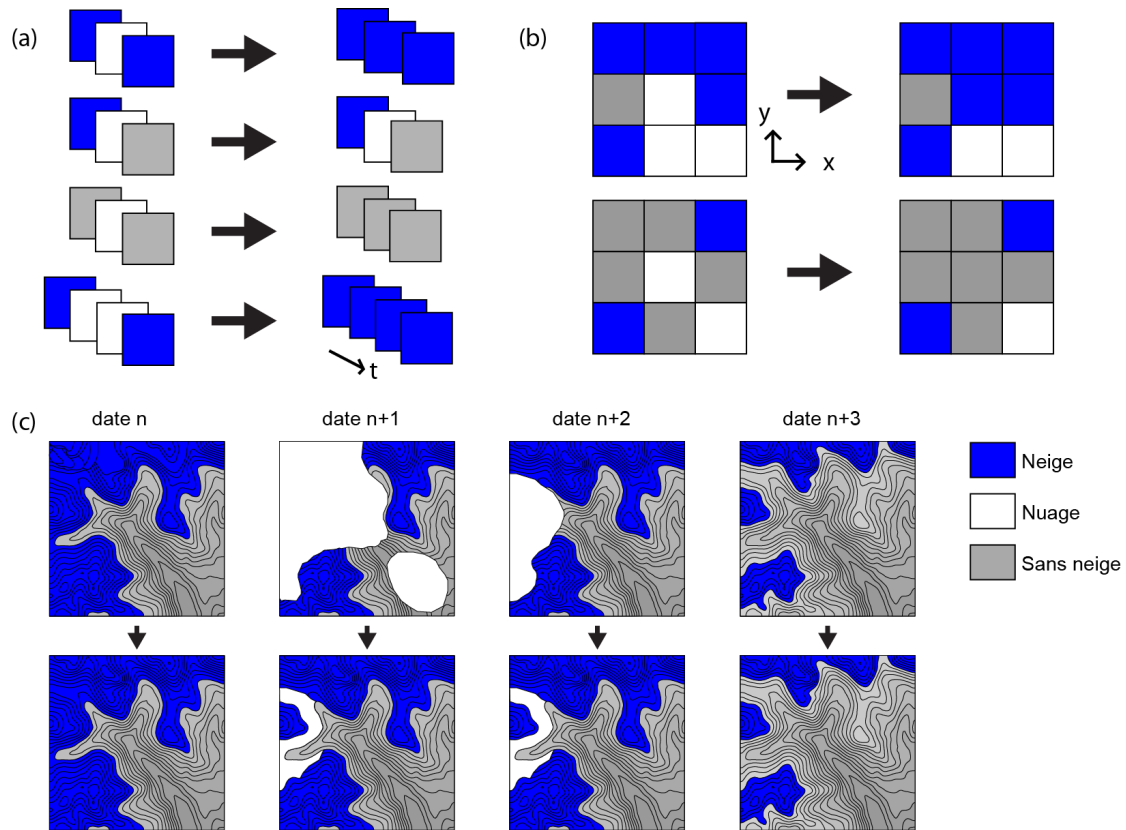


Figure 27 : Deux méthodes pour interpoler les pixels masqués par les nuages (a) Par combinaison temporelle (b) Par un filtre majoritaire (c) Exemple de combinaison temporelle sur une scène schématique (Dumont et Gascoin 2016).

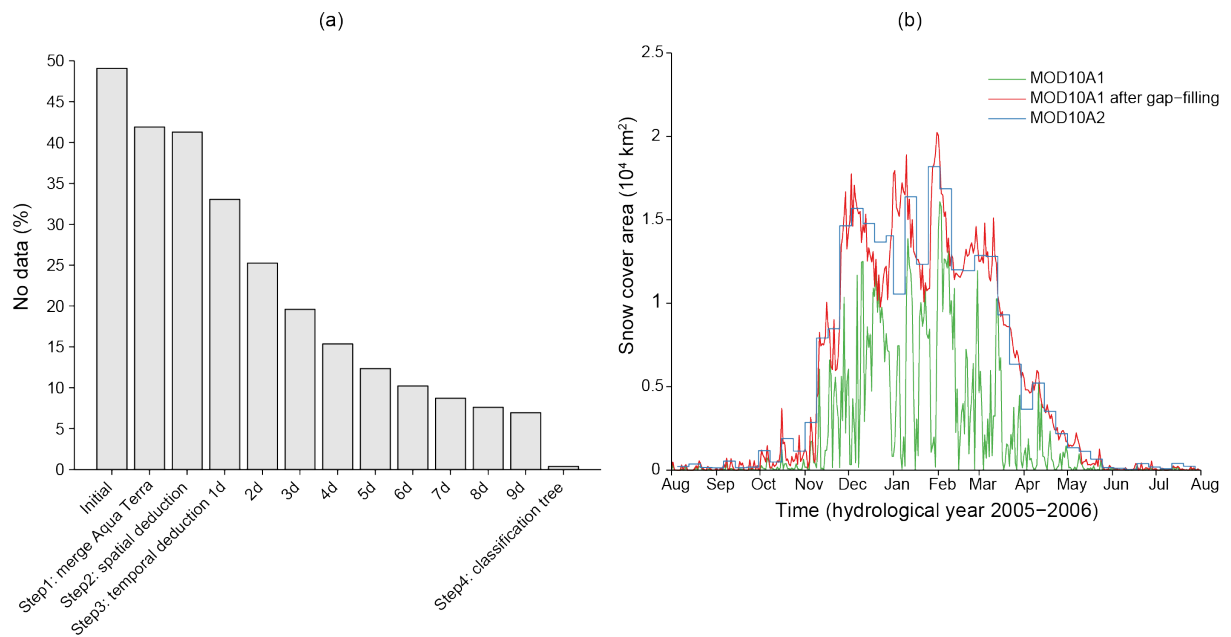


Figure 28 : Imputation des produits MODIS dans les Pyrénées (a) Effet des différentes étapes de l’algorithme sur la fraction de pixels manquants (b) Exemple d’une année reconstituée et comparaison avec MOD10A2 (produit composite sur 8 jours distribué par la NASA) (Gascoin et al., 2015).

Sentinel-2

Malgré le succès des produits neige MODIS, la résolution spatiale de MODIS est une limitation pour certaines applications opérationnelles et scientifiques. Dans une enquête menée auprès d'un groupe d'utilisateurs opérationnels impliqués dans la gestion de l'eau, du risque avalanche ou de la voirie, la surface enneigée (SCA et SCF) ressortait comme le produit issu de la télédétection le plus important pourvu qu'il soit distribué à une fréquence journalière, avec un temps de latence inférieur à 12 h et à une résolution inférieure à 50 m (Malnes et al., 2015). En France, le Plan d'applications satellitaires publié en 2018 par le Commissariat général au développement durable a également identifié le suivi de la surface enneigée dans les Parcs Nationaux comme une des actions prioritaires à réaliser à partir des observations satellitaires avant 2022. Pour les applications scientifiques, la résolution de MODIS est également une limite puisque l'échelle de variabilité spatiale du manteau neigeux observée en montagne est généralement située entre 10 et 100 m (Blöschl, 1999 ; Deems et al., 2006). Cette limite est d'autant plus contraignante dans les milieux de montagne semi-aride où la surface enneigée est très hétérogène spatialement. Cette hétérogénéité spatiale a des conséquences sur le bilan d'énergie via l'advection latérale de chaleur sensible et latente entre les zones enneigées et non enneigées (Liston, 1995). Même sans prendre en compte les transferts latéraux, la haute résolution est utile pour distinguer les versants exposés au soleil. Nous avons pu montrer que dans le Haut Atlas, la résolution minimale pour résoudre la variabilité spatiale du bilan radiatif du manteau neigeux est proche de 250 m (Baba et al., 2019). Ainsi, MODIS ne permet pas d'évaluer le bénéfice de prendre en compte le rayonnement solaire dans un modèle de neige de type degré jour dans le Haut Atlas, alors que les études à l'échelle ponctuelle montrent que c'est le terme dominant du bilan d'énergie (Bouamri et al., 2021). Les réanalyses de l'enneigement les plus performantes ont été réalisées avec des cartes de fraction enneigée à 90 m de résolution dérivées de Landsat (Margulis et al., 2016).

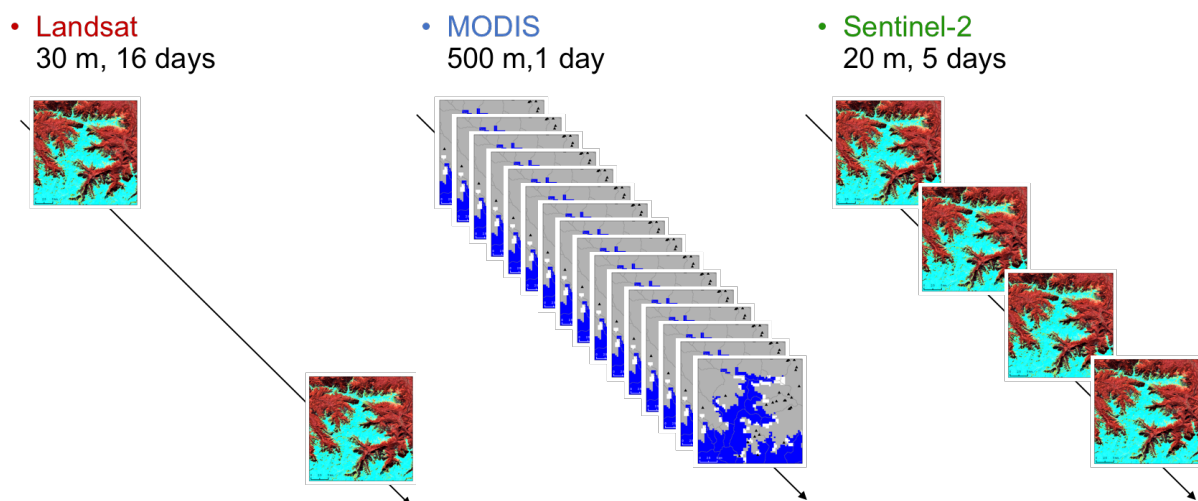


Figure 29 : Comparaison des résolutions spatiales et temporelles des missions Landsat 8, MODIS et Sentinel-2.

Avant 2015, l'alternative à MODIS est la mission Landsat 8 (couverture globale, 30 m de résolution spatiale) (Tableau 2), mais la faible période de revisite de Landsat (16 jours) est une limite encore plus problématique pour le suivi de l'enneigement, a fortiori dans les montagnes tempérées où la probabilité qu'un pixel soit nuageux est de l'ordre de 50 %, ce qui fait une observation exploitable par mois. La mission Copernicus Sentinel-2 a changé la donne : cette constellation de deux satellites (Sentinel-2A lancé en 2015, Sentinel-2B en 2017¹⁹) permet d'observer la surface continentale avec une revisite de

¹⁹ Auquel j'ai eu la chance d'assister depuis le centre de contrôle de l'ESA ! (<https://labo.obs-mip.fr/multitemp/une-nuit-a-darmstadt/>)

cinq jours et une résolution de 10 à 20 m (Drusch et al., 2012) (Tableau 2, Figure 29). Un atout important de la mission Sentinel-2 est qu'elle fournit des données de façon systématique sur l'ensemble des terres émergées. De plus, en tant que mission du programme européen Copernicus, Sentinel-2 doit fonctionner sans discontinuer jusqu'en 2030 au moins et les données sont disponibles gratuitement.

Ce progrès considérable dans le domaine de l'observation de la Terre avait été anticipé par le Cesbio, qui, dès la fin des années 2000, avait acquis des séries d'images multispectrales sur les sites d'étude privilégiés du laboratoire. En particulier, une série d'images Formosat-2 avait été acquise sur le bassin de la Rheraya dans le Haut Atlas (Marchane et al., 2015). Cette série nous a permis de commencer à évaluer l'apport des séries temporelles denses pour l'étude du manteau neigeux (Baba et al., 2019). Une autre étape clé dans la préparation de la mission Sentinel-2 a été la mission SPOT 4 Take 5 qui a permis d'obtenir des séries d'images avec une revisite de cinq jours ayant une résolution spatiale et des caractéristiques spectrales plus proches de celles de Sentinel-2 que Formosat-2. La mission Take 5 a pu être réalisée grâce à une astucieuse modification d'orbite du satellite SPOT 4 en fin de vie (Hagolle et al., 2015b) et l'expérience a été ensuite reproduite avec SPOT 5.

Nous avons commencé à développer un algorithme de détection de la neige pour Sentinel-2 à partir de ces images SPOT 4. Cet algorithme se voulait simple et robuste afin de pouvoir traiter des séries complètes sur des grandes surfaces en anticipant l'afflux massif de données Sentinel-2. C'est pourquoi nous l'avons basé sur la méthode du NDSI, avec une originalité qui réside dans l'utilisation de l'altitude du pixel comme information complémentaire à l'information spectrale pour aider la détection de neige. Cet algorithme prend en entrée des images de niveau 2A, c'est-à-dire des images de la réflectance de surface corrigée des effets atmosphériques et des effets de pente. Ces traitements peuvent être réalisés notamment par les logiciels Sen2Cor (Louis et al., 2016) ou MAJA (Hagolle et al., 2015a, 2010). Nous avons privilégié MAJA, un outil développé au Cesbio et au CNES sous la houlette d'Olivier Hagolle, qui donne de meilleures performances en particulier pour la détection des nuages grâce à une approche multi-temporelle (Baetens et al., 2019).

Le fort potentiel de Sentinel-2 pour l'étude du manteau neigeux en zone de montagne a motivé mon implication pour la mise en œuvre opérationnelle de cet algorithme dans le cadre du pôle Theia. Cela a pu être réalisé grâce au travail de Manuel Grizonnet qui a repris le code let-it-snow (LIS)²⁰ de façon à le rendre compatible avec les contraintes opérationnelles en s'appuyant sur la librairie Orfeo Toolbox (Grizonnet et al., 2017). Les cartes d'enneigement dérivées de Sentinel-2 et Landsat 8 sont désormais produites en routine et téléchargeables via le portail Theia pour plusieurs sites principalement en Europe (Gascoin et al., 2019). La chaîne de traitement MAJA-LIS utilisée par Theia a été ensuite sélectionnée par l'Agence européenne de l'Environnement pour assurer la production de cartes d'enneigement au niveau européen dans le cadre du service Copernicus Land « High Resolution Snow & Ice ». Pour cela, nous avons dû modifier l'algorithme afin de calculer la fraction enneigée à l'échelle du pixel de 20 m et non pas seulement la présence ou l'absence de neige (Gascoin et al., 2020). Cet appel d'offres a été remporté par l'entreprise Magellium et m'a valu la remise d'un trophée de la valorisation de la recherche 2020 par Toulouse Tech Transfer et la Région Occitanie.

²⁰ https://gitlab.orfeo-toolbox.org/remote_modules/let-it-snow/

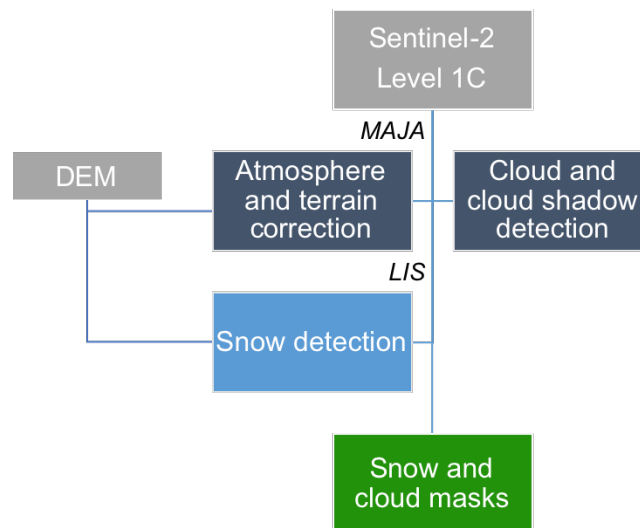


Figure 30 : Schéma de la chaîne de traitement MAJA-LIS utilisée pour la production des cartes d'enneigement du pôle Theia (Gascoin et al., 2019).

Autres capteurs optiques sans bande SWIR

En dehors de MODIS, Sentinel-2 et Landsat 8, il est aussi possible de déterminer la surface enneigée à partir de capteurs qui n'ont pas de bandes dans le SWIR (Pléiades, WorldView-3, Formosat-2, Venùs, etc.), mais il n'y a pas de méthode aussi efficace que le NDSI pour le faire. Dans ce contexte, nous avons fréquemment utilisé des outils de classification supervisée à partir d'échantillons dessinés manuellement dans un logiciel cartographique (C. Deschamps-Berger et al., 2020 ; Marchane et al., 2015 ; Shaw et al., 2020c). Pour automatiser cette méthode dans le cas des images Venùs, nous avons proposé d'utiliser des cartes d'enneigement synchrones produites à partir de Sentinel-2 pour obtenir ces échantillons (Baba et al., 2020).

2. Hauteur de neige : apport de la photogrammétrie spatiale

État de l'art

La photogrammétrie est l'ensemble des techniques permettant de faire des mesures dans une scène à partir d'images (traditionnellement, des photographies). Cette discipline apparue à la fin du XIX^e siècle a pris son essor au début du XX^e siècle en raison de ses nombreuses applications civiles et militaires (Polidori, 2020). Une application majeure est la reconstruction de la surface terrestre en trois dimensions à partir d'un couple d'images stéréoscopiques. Cette méthode a été largement utilisée par les cartographes à partir de photographies prises au sol, aéroportées puis d'images satellites (Figure 31). La photogrammétrie satellite se développe en 1962 avec le lancement du premier satellite capable d'acquérir des couples d'images stéréo dans le cadre de la mission secrète américaine CORONA (MacDonald, 1995). Depuis le lancement du programme SPOT par le CNES, les missions civiles ou duales civil-défense ayant une capacité stéréo n'ont pas cessé d'imager le globe, offrant désormais d'ajouter la dimension temporelle aux trois dimensions spatiales. Cependant, à l'exception notable de la mission ASTER, les missions stéréoscopiques ne sont pas conçues pour réaliser des observations systématiques multi-temporelles, à la différence des programmes phares d'observation de la Terre comme Landsat, MODIS, Sentinel-2, etc. L'approche multi-temporelle dans le domaine de la photogrammétrie spatiale relève donc plutôt d'une opportunité dont le savoir-faire s'est développé en fonction des applications. Les méthodes pour estimer les incertitudes diffèrent largement : c'est ce constat qui a motivé le premier article de thèse de César Deschamps-Berger sur « la Terre en 4D », une

synthèse des applications et méthodes pour étudier les changements de volume à la surface terrestre par photogrammétrie spatiale. Il ressort que « les principales disciplines des sciences de la Terre qui ont bénéficié de cette méthode sont la glaciologie, la volcanologie, la sismologie et la géomorphologie. La méthode s'est révélée particulièrement pertinente pour l'étude des changements de masse des glaciers. L'amélioration de la précision et de la résolution des MNE et leur abondance rendent possible l'observation de phénomènes toujours plus localisés et d'amplitude toujours plus faible. » (Deschamps-Berger et al., 2020).

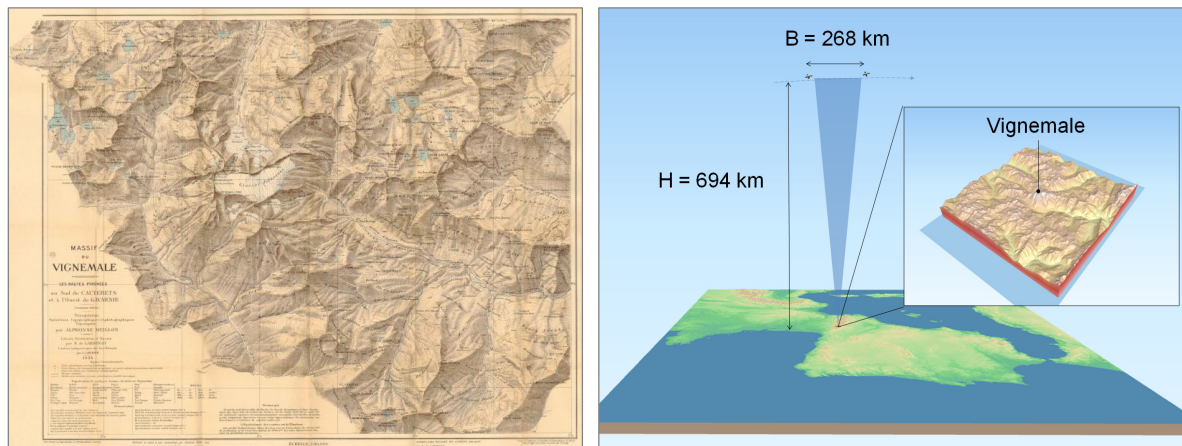


Figure 31 : À gauche, la carte topographique de 1924 du massif du Vignemale, fruit d'une collaboration entre le pyrénéiste Alphonse Meillon et le cartographe militaire Étienne de Larminat, qui ont combiné photogrammétrie terrestre et aérienne pour reconstruire le relief (Marti et al., 2015). À droite, un schéma de la prise de vue stéréoscopique réalisée le 8 octobre 2017 par Pléiades 1B qui nous a permis de faire la même chose de façon automatique (Gascoin et René, 2018). Pléiades est un programme civil et militaire, poursuivant donc la tradition de collaboration entre ces deux groupes d'utilisateurs de la photogrammétrie.

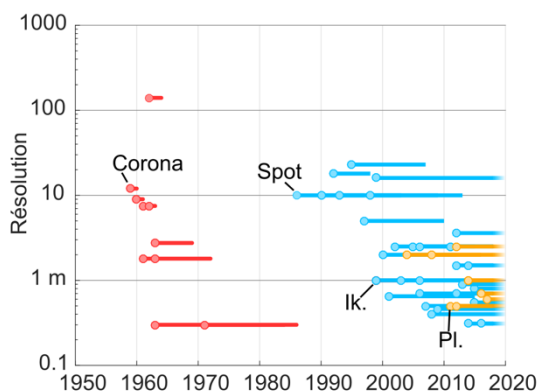


Figure 32 : Date de lancement et période d'exploitation des satellites imageurs à capacité stéréo militaires déclassifiés (rouge), civils (bleu) et mixte (jaune). Les satellites de la mission Corona n'ont eu la capacité d'acquisition stéréo qu'à partir de 1962 (Deschamps-Berger et al., 2020).

Contribution

Le constat précédent était déjà partiellement formulé dans mon esprit en 2012 quand, à la suite du lancement de Pléiades 1A en 2011, le CNES a proposé aux scientifiques français de réaliser des acquisitions gratuites dans le cadre de la « recette thématique utilisateur » (RTU). Les études disponibles à l'époque (Berthier et Toutin, 2008; Toutin, 2004) suggéraient que les images stéréo panchromatiques Pléiades à 70 cm de résolution devraient permettre de produire des modèles numériques d'élévation (MNE) avec une résolution planimétrique (2 m) et une précision verticale (~1 m) suffisante pour estimer la hauteur de neige sur le plateau de Mzaar au Liban où les cumuls de neige excèdent 5 m à la faveur des ondulations du terrain (Somma et al., 2014). Nous avons donc déposé une demande pour deux acquisitions tri-stéréoscopiques, en août 2012 et en mars 2013. L'étude de faisabilité a révélé que les

chances de succès de notre demande étaient faibles à cause de la guerre civile syrienne et de l'intervention militaire en Lybie, car les programmations défense sont prioritaires sur les programmations civiles. Effectivement, à la fin de la RTU nous n'avions pas obtenu d'images. Cependant, à la suite du lancement du second satellite de la constellation Pléiades (Pléiades 1B), un nouvel appel à études a été ouvert et la RTU prolongée jusqu'au 31 décembre 2013. Nos chances de succès sont restées minces, toujours en raison des conflits de programmation liés au contexte géopolitique tendu dans la région. À la date de clôture officielle de la RTU, nous n'avions toujours pas d'images. Finalement, une stéréo, ne couvrant pas complètement le site demandé, a été validée le 2 janvier 2014, immédiatement suivie d'une autre acquisition validée le 6 janvier. Comme nous avons donc bien obtenu nos deux acquisitions, notre demande a été close, mais ces acquisitions ne nous ont pas permis de conclure l'étude envisagée (Gascoin et al., 2014). Ensuite, nous avons régulièrement déposé des demandes d'acquisition sur cette zone les années suivantes mais elles ont toutes échoué. La dernière date de 2020.

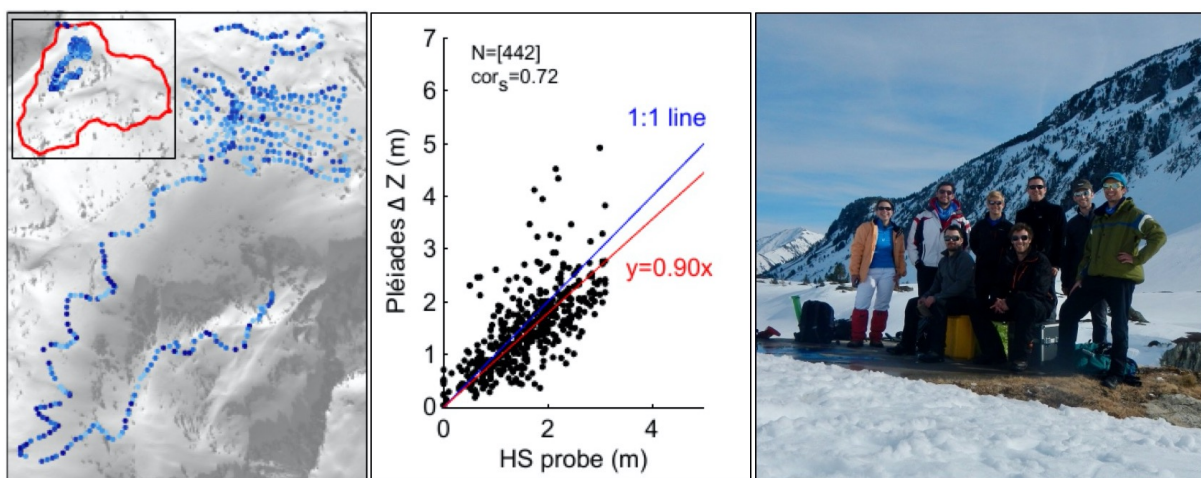


Figure 33 : Comparaison des hauteurs de neige Pléiades avec les hauteurs de neige mesurées par sondage (Marti et al. 2016).

En parallèle, dans le cadre de la thèse de Renaud Marti, nous avons bénéficié via la première RTU Pléiades d'une acquisition stéréo sur le glacier d'Ossoue. Ainsi, nous avons pu monter en compétences en traitement d'images stéréoscopiques, ayant même publié la toute première évaluation d'un MNE généré à partir d'images Pléiades sur glacier (Marti et al., 2014). Sur un deuxième site d'étude, sur les hauteurs du bassin versant de Bassiès dans les Pyrénées, nous avons installé trois caméras time lapse afin de tester la possibilité de reconstruire l'évolution temporelle de la surface et de la hauteur de neige par photogrammétrie. Lors du dernier comité de thèse de Renaud Marti, nous avons constaté que ce dispositif ne nous permettait pas de disposer de prises de vue synchrones stéréoscopiques exploitables en raison de problèmes techniques à répétition²¹. À ce stade, deux options s'offraient à nous : la première était de poursuivre le traitement d'une série de photographies terrestres exploitable – mais monoscopique – pour produire une série temporelle de cartes de la surface enneigée (en 2D), la deuxième était de retenter l'expérience de Pléiades ratée sur le mont Liban. La première option nous aurait permis d'évaluer des algorithmes de détection de la surface enneigée obtenus par satellite comme MODIS ou Sentinel-2 (ex. Härer et al., 2018). Nous avons choisi la deuxième option car elle était plus prometteuse et novatrice : à cette époque, il n'y avait aucune méthode publiée pour cartographier la hauteur de neige en montagne. Cette initiative nous a porté chance car nous avons obtenu les deux tri-

²¹ Ce malgré les efforts de R. Marti pour assurer la maintenance des caméras été comme hiver, chaque sortie représentant au moins de 800 m de dénivelé à parcourir à pied.

stéréo au bon moment, la tri-stéréo d’hiver ayant même été acquise le lendemain de la campagne de terrain que nous avons réalisée pour relever des hauteurs de neige dans le bassin de Bassiès en prévision de cette acquisition. Nous avons bénéficié de la collaboration d’Etienne Berthier (LEGOS) qui nous a aidé à traiter les images avec le logiciel Ames StereoPipeline (ASP, Shean et al., 2016) qu’il venait de prendre en main pour ses recherches en glaciologie. Ce logiciel de la NASA initialement développé pour traiter les images satellite de la Lune ou de Mars est capable d’exploiter l’intégralité de la gamme radiométrique des images Pléiades (12 bits), contrairement au logiciel GeoView que nous avons utilisé précédemment pour le glacier d’Ossoue (8 bits). De plus, il est *open source*, ce qui offre une meilleure reproductibilité de la méthode et transparence sur les algorithmes, contrairement à ERDAS ou PCI Geomatica dont les codes sont fermés même si ces logiciels donnent aussi des résultats très satisfaisants (Berthier et al., 2014). Une autre contribution d’Étienne Berthier à cette étude fut de nous aider à recalibrer des deux MNE entre eux pour pouvoir établir un changement d’élévation précis de l’ordre du mètre en l’absence de points de contrôle levés sur le terrain (Berthier et al., 2007). Cette étude est soigneusement décrite par R. Marti dans sa thèse et publiée dans *The Cryosphere* (Marti et al., 2016).

Ces résultats encourageants nous ont poussés à envisager l’exploitation de la « troisième dimension » dans une chaîne de modélisation afin d’évaluer sa plus-value pour la simulation du manteau neigeux à terme dans un contexte opérationnel (projet Nivo3D²²). Afin d’assimiler les hauteurs de neige Pléiades dans un modèle de manteau neigeux, une condition préalable est de pouvoir caractériser l’erreur sur ces données et en particulier son éventuelle structure spatiale. Les sondages manuels que nous avons réalisés à Bassiès n’avaient pas permis de faire émerger une relation statistiquement significative entre les résidus et des variables topographiques comme la pente (Marti et al. 2016), en contradiction avec les principes de la photogrammétrie (Delvit et Michel, 2016). Cela était dû à un déficit d’échantillonnage dans les « vérités terrain », la moitié des points ayant été obtenus dans des pentes inférieures à 10°. De plus, la hauteur de neige maximale mesurée était limitée par la longueur des sondes (3,20 m pour les plus longues). Nous avons donc proposé une autre expérience pour mieux évaluer l’erreur. Des acquisitions tri-stéréo ont été programmées sur un site pilote du *Airborne Snow Observatory* dans la Sierra Nevada américaine (bassin versant de la Tuolumne). Une série de deux triplets Pléiades avec et sans neige a été acquise en 2017. De nouveau, nous avons été chanceux car l’avion de l’ASO a scanné le site le lendemain de l’acquisition avec neige, le 2 mai 2017. Cette étude a été réalisée dans le cadre de la thèse de César Deschamps-Berger qui en a profité pour améliorer l’automatisation des traitements et tester des algorithmes plus avancés pour le calcul des disparités. Ainsi, nous avons intégré une étape de classification supervisée afin de déterminer les zones de l’image qui peuvent être considérées comme du terrain « stable », c’est-à-dire sur lesquelles on peut s’appuyer pour aligner les MNE avant de calculer leur différence. De plus, ses tests ont montré que l’algorithme *semi global-matching* (Hirschmuller, 2005) implémenté dans ASP améliorerait les résultats conformément à la littérature qui suggérait que cette méthode était plus performante sur les surfaces de faible texture comme celle du manteau neigeux. Surtout, à travers cette étude, nous sommes parvenus à une évaluation bien plus robuste de la méthode Pléiades, car elle est basée sur la comparaison de deux surfaces enneigées de 138 km² à 3 m de résolution – ce qui fait un nombre de points de comparaison supérieur de quatre ordres de grandeur en comparaison avec l’évaluation par Marti et al. (2016). Les résultats confirment le potentiel de la méthode même si la dispersion des résidus entre les hauteurs de neige ASO et Pléiades est légèrement supérieure (NMAD : 69 cm) (Deschamps-Berger et al., 2020). Comme l’erreur est corrélée spatialement, elle diminue par agrégation spatiale jusqu’à une limite vers 1600 m², ce qui est intéressant pour des applications où la résolution de 3 m n’est pas nécessaire (comme pour la plupart des applications en hydrologie).

²² Projet soutenu par le Programme National de Télédétection Spatiale de l’INSU dans le cadre de l’appel d’offre 2018.

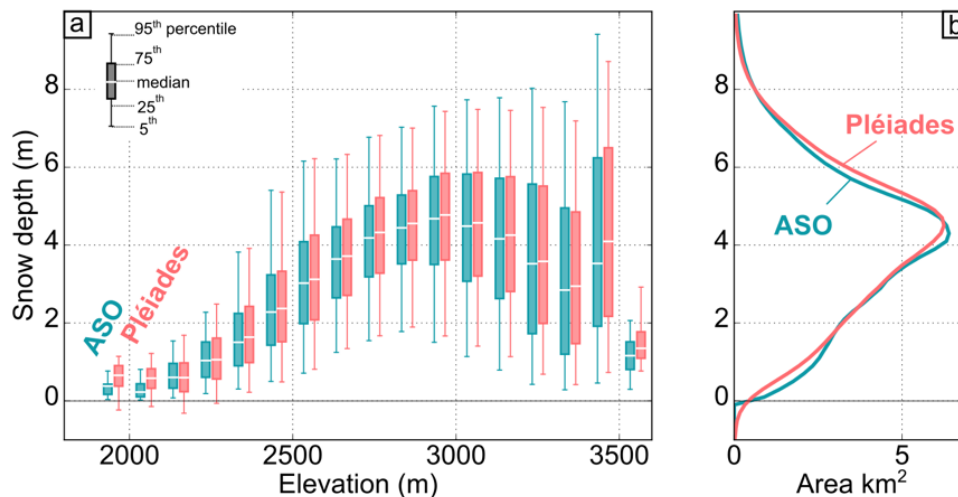


Figure 34 : (a) Comparaison entre les hauteurs de neige mesurées par lidar aéroporté (ASO) et Pléiades agrégées par tranche d'altitude, (b) Comparaison des histogrammes de hauteur de neige (Deschamps-Berger et al. 2020).

Entre temps, Lievens et al. (2019) ont publié une méthode pour cartographier la hauteur de neige sèche à 1 km de résolution avec les images radar en bande C de Sentinel-1. L'avantage de cette méthode est que les données Sentinel-1 sont disponibles gratuitement à l'échelle globale, ce qui leur a permis de cartographier pour la première fois la hauteur de neige à l'échelle des principales chaînes de montagnes de l'hémisphère nord. La méthode est basée sur l'exploitation d'une corrélation empirique entre la hauteur de neige et l'évolution du rapport de polarisation croisée du coefficient de rétrodiffusion. Cette approche est encore controversée car l'interprétation physique de la corrélation observée n'est pas établie. De plus, la corrélation disparaît au printemps car la rétrodiffusion du signal chute avec la présence d'eau liquide en bande C. La photogrammétrie spatiale reste à ce jour la seule méthode pour cartographier la hauteur de neige en montagne à haute résolution (< 100 m). Nous avons pu vérifier qu'elle était transposable dans les Andes du Chili central (Shaw et al., 2020c) (voir paragraphe suivant).

3. Exploitation des données

Les paragraphes suivants donnent quelques exemples d'exploitation des données générées à partir de MODIS, Sentinel-2 ou Pléiades. On distingue trois approches :

- Analyse des données en elles-mêmes
- Utilisation des données pour l'évaluation de modèle de manteau neigeux
- Assimilation des données dans un modèle de manteau neigeux

Dans les trois cas, les données ont été exploitées pour combler le manque d'information sur le SWE.

Analyse des données

La surface enneigée reflète de façon incomplète le volume et a fortiori la masse de neige dans un bassin de montagne, mais la disponibilité accrue de ces données en fait un indicateur néanmoins utile. Ainsi, la série interpolée de produits neige MODIS nous a permis de calculer des indicateurs climatologiques tels que la durée d'enneigement par tranche d'altitude ou par classe d'exposition de pente à l'échelle du massif (Figure 35). Cette climatologie a révélé des anomalies dans les conditions d'enneigement, comme le cas du déficit de neige sur le versant sud des Pyrénées durant l'hiver 2012 que nous avons pu mettre en relation avec une chute de la production hydroélectrique en Espagne (Figure 36).

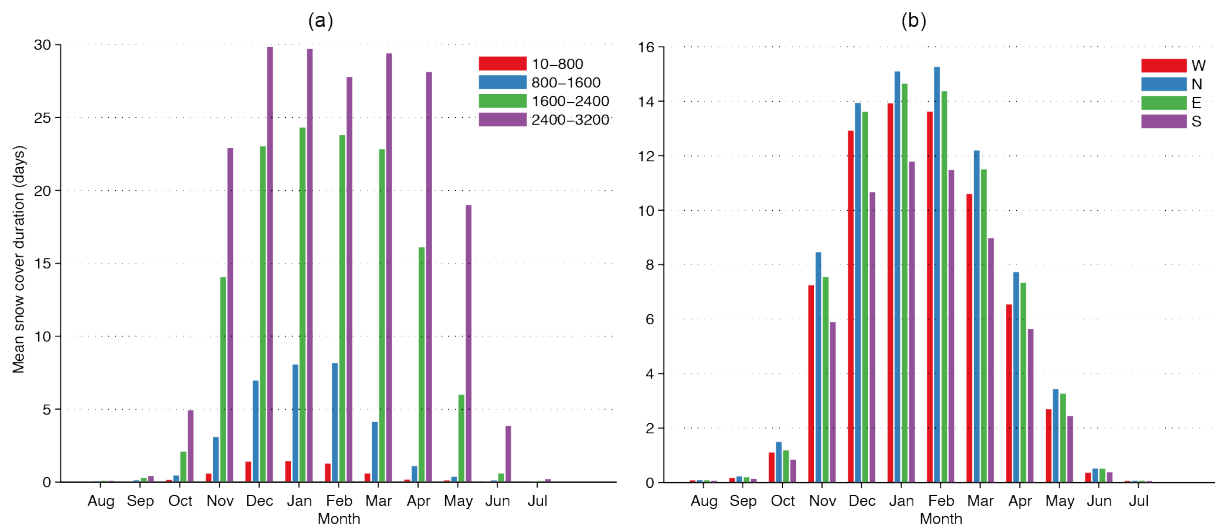


Figure 35 : Durée de l’enneigement dans la chaîne des Pyrénées (a) par tranche d’altitude et (b) par classe d’exposition au-dessus de 800 m (Gascoin et al., 2015).

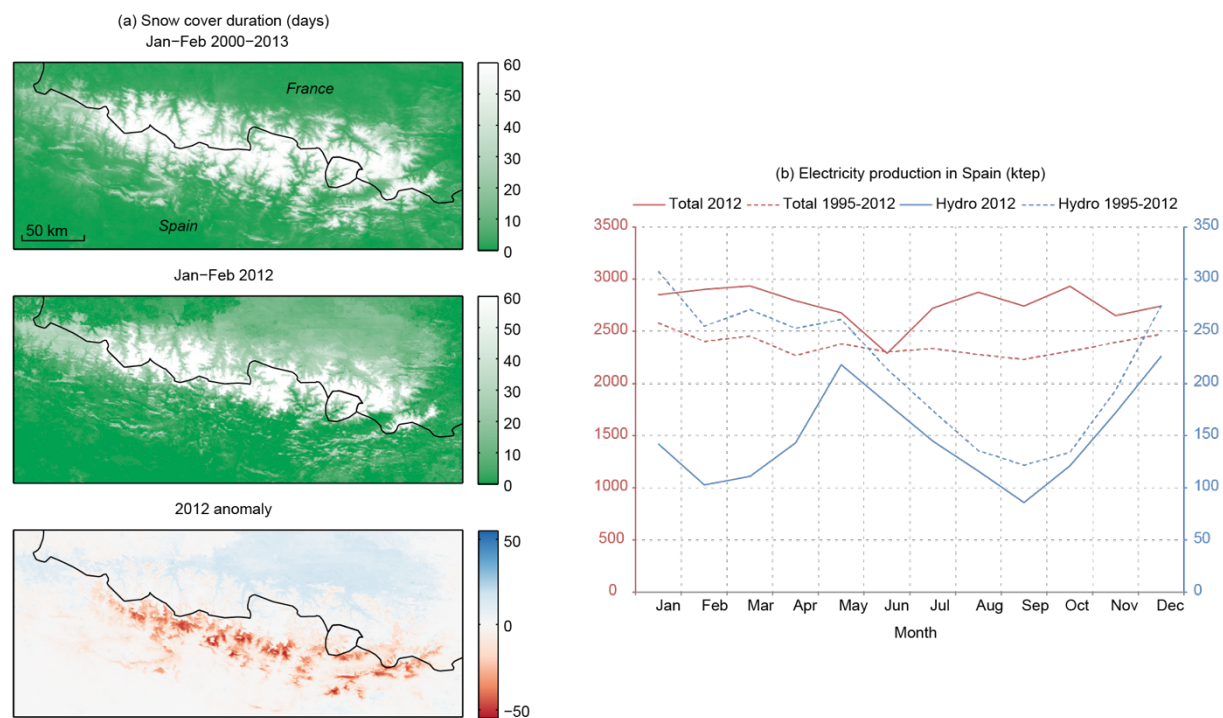
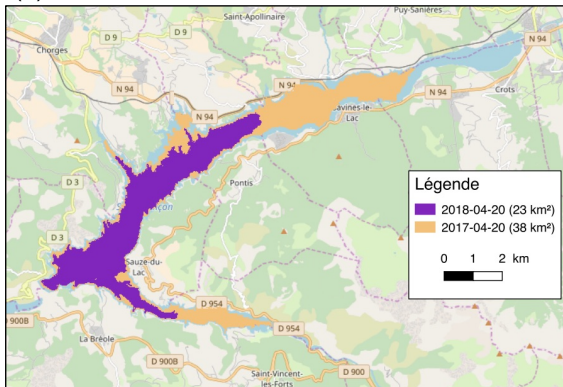


Figure 36 : Analyse du déficit d’enneigement pendant l’hiver 2012 (a) Durée d’enneigement à partir des données MODIS du déficit d’enneigement (b) Production électrique en Espagne (ktep : 10^3 tonnes d’équivalent pétrole) (Gascoin et al., 2015).

Malgré le manque de profondeur temporelle, les produits neige Sentinel-2 permettent de faire des analyses similaires à plus fine échelle. Par exemple, on peut comparer la situation hydrologique en avril 2018 par rapport à avril 2017 dans le bassin de la Durance à partir des images Sentinel-2 (Figure 37). La haute résolution de Sentinel-2 permet de constater à la fois le déficit d’eau dans lac de Serre-Ponçon et l’excès d’enneigement en amont (Gascoin, 2018). Ce contraste est lié à la vague de froid de l’hiver 2018 et aux fortes chutes de neige qui l’ont accompagnée. Le lac était à un niveau très bas à la fin de l’hiver 2018 car EDF avait beaucoup « turbiné » (i) pour accompagner la hausse de la demande en électricité et (ii) pour anticiper une crue printanière abondante.

(a) Surface en eau



(b) Surface enneigée

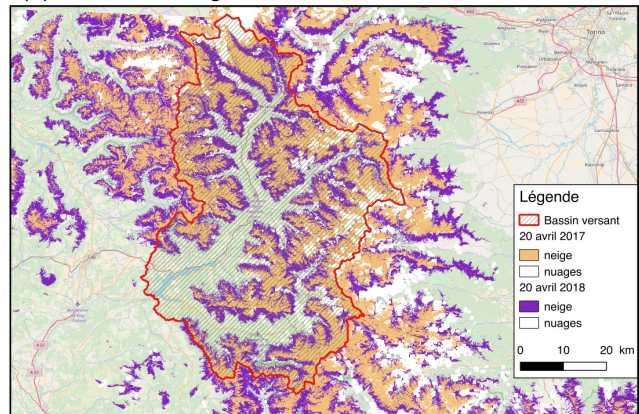


Figure 37 : Comparaison de la surface en eau dans le réservoir de Serre-Ponçon et de l’enneigement dans le bassin versant de la Durance à Espinasse (exutoire du lac de Serre-Ponçon) le 20 avril 2017 et le 20 avril 2018. La fraction enneigée du bassin est 37 % le 20 avril 2018, contre 20 % le 20 avril 2017.

De la même façon, les cartes de hauteur de neige Pléiades offrent une faible profondeur temporelle mais permettent de comparer les volumes de neige entre deux années. Nous avons mis cela en pratique dans le cas du bassin versant du Yeso, un affluent du Rio Maipo dans les Andes du Chili central qui approvisionne la capitale Santiago en eau douce. Deux cartes de hauteur de neige ont pu être produites pour la fin de l’hiver des années 2017 et 2019. Ces deux années étant caractérisées par un déficit de chute de neige, nous avons porté une attention particulière à la prise en compte des incertitudes pour déterminer une variation interannuelle robuste. Nous avons pu établir un changement de hauteur de neige moyenne de 0.48 ± 0.28 m sur 23 % du bassin (Shaw et al., 2020b).

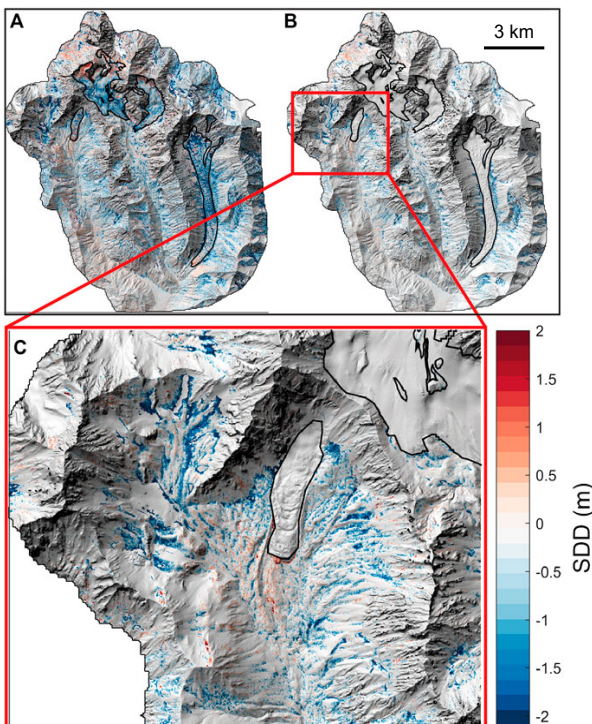


Figure 38 : Cartes des différences de hauteur de neige entre le 2 septembre 2019 et le 4 septembre 2017, avant (A) et après (B) avoir éliminé les valeurs jugées non significatives

Évaluation de modèles

Nous avons exploité la série de cartes de la surface enneigée MODIS des Pyrénées pour l'évaluation de modèles (ou modules) de manteau neigeux avec différents niveaux de complexité : SWAT (Grusson et al., 2015), ISBA (Martin et al., 2016) et Crocus (López-Moreno et al., 2020). La période d'observation de MODIS est trop courte pour détecter une tendance liée au changement climatique mais a servi à évaluer la chaîne SAFRAN-Crocus sur les Pyrénées afin de réaliser des diagnostics sur une plus longue période (López-Moreno et al., 2020).

Par ailleurs, nous avons appliqué le même algorithme d'imputation des séries MODIS sur le mont Liban (Fayad et al., 2017a), dans les Andes du Norte Chico (Réveillet et al., 2020) et à l'échelle de toute la péninsule ibérique (Alonso-González et al., 2018). Dans ces trois cas, les données MODIS ont permis d'évaluer les performances de modèles de manteau neigeux distribués dans des contextes où les données in situ faisaient défaut (Alonso-González et al., 2020 ; Fayad et Gascoin, 2020 ; Réveillet et al., 2020).

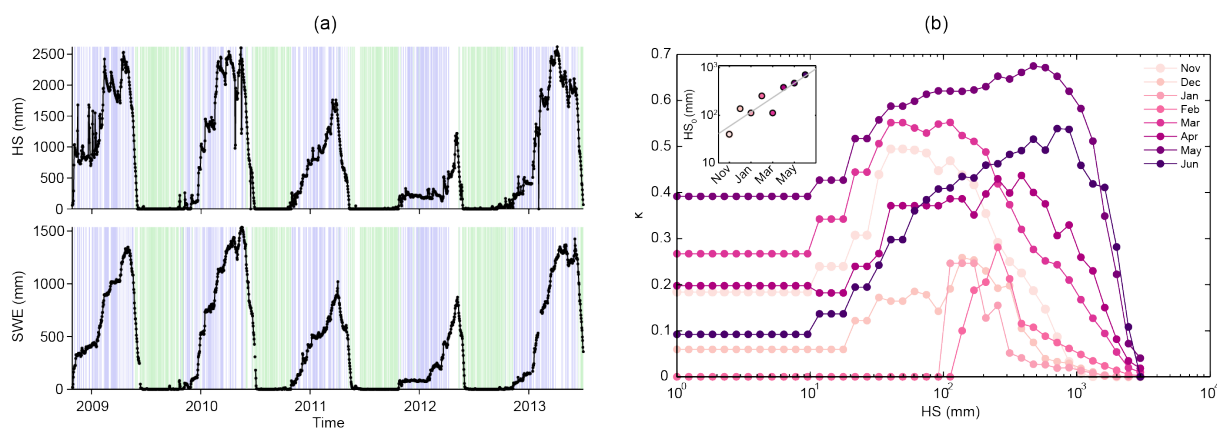


Figure 39 : Comparaison entre mesures in situ et détection de neige par satellite (a) Séries journalières de HS et SWE à Ordiceto (téléniomètre dans les Pyrénées espagnoles). Les barres bleues indiquent la présence et les barres vertes l'absence de neige dans le produit MOD10A1. (b) Évolution du coefficient kappa en fonction de la hauteur utilisée pour convertir HS en SCA. Le coefficient kappa mesure l'accord entre les séries de SCA in situ et satellite. Il est calculé à partir des séries de HS de 11 téléniomètres en Espagne (dont Ordiceto). L'encadré montre le seuil optimal HS_0 (correspondant au kappa maximum) en fonction du mois de l'année.

Pour comparer un modèle avec une carte de surface enneigée, il est nécessaire de convertir HS ou SWE, qui sont les variables simulées par le modèle, en SCA ou SCF. Cette conversion n'est pas aussi simple qu'en apparence car elle dépend de la façon dont est répartie la masse de neige simulée dans une maille du modèle sur la surface (Helbig et al., 2015). Cette répartition spatiale dépend de la topographie mais aussi de « l'histoire » du manteau neigeux. Ainsi, l'hétérogénéité spatiale du manteau a tendance à s'accroître au cours de la saison, si bien qu'on peut mettre en évidence une hystérésis entre le SWE et le SCA au sein d'un bassin versant (Magand et al., 2014). Dans les Pyrénées, nous avons établi que l'accord entre le SCA MODIS et des mesures in situ était maximal pour un seuil de 15 cm (HS) ou 40 mm (SWE). Cependant, en optimisant ce seuil par mois de l'année, on observe qu'il suit une tendance positive, ce qui reflète ce comportement hystérétique : il faut plus de neige pour couvrir un pixel MODIS à la fin du printemps qu'au début de l'hiver (Figure 39).

Dans les Pyrénées, la série continue de cartes d'enneigement MODIS a confirmé les bonnes performances de la chaîne de modélisation hydrométéorologique opérationnelle de Météo-France dans sa configuration standard (Figure 40). En revanche, sur le mont Liban, les données MODIS nous ont permis de montrer qu'il était utile d'utiliser une version améliorée du schéma de percolation de l'eau liquide dans le modèle distribué SnowModel pour reproduire les observations MODIS (Figure 41).

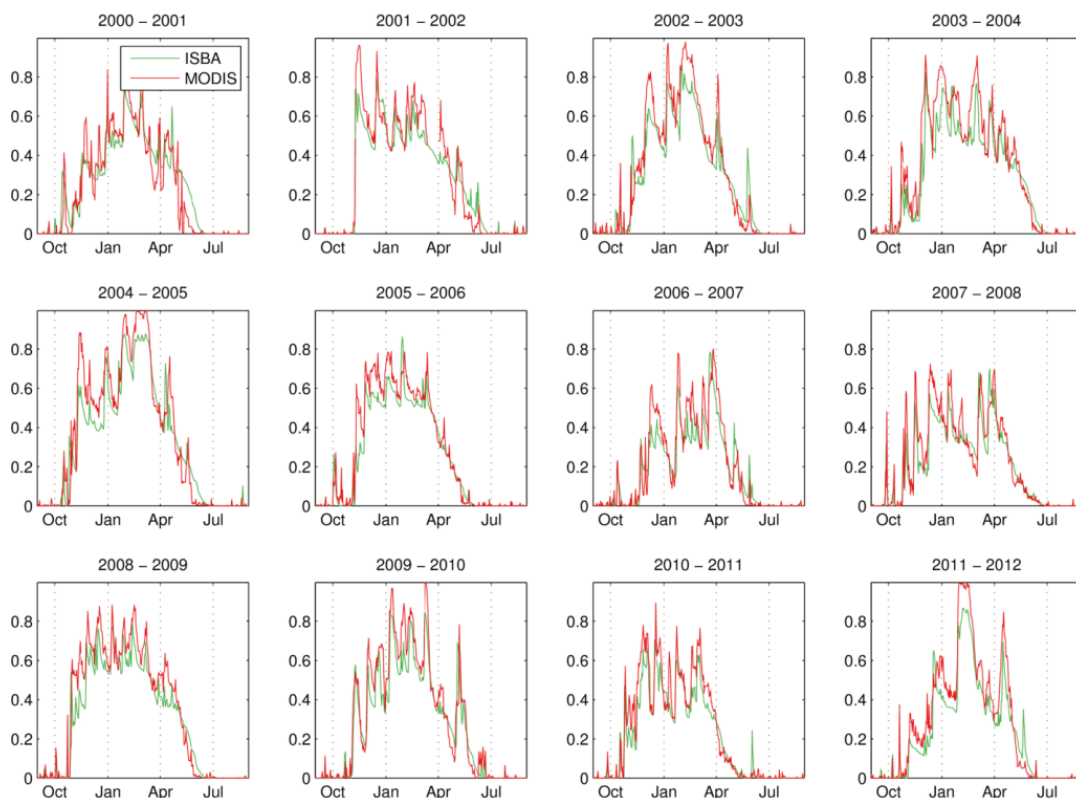


Figure 40 : Évolution de la surface enneigée du bassin de l’Ariège à Foix (1357 km²) simulée par SAFRAN-ISBA/SURFEX et extraite des produits neige MODIS (Martin et al., 2016).

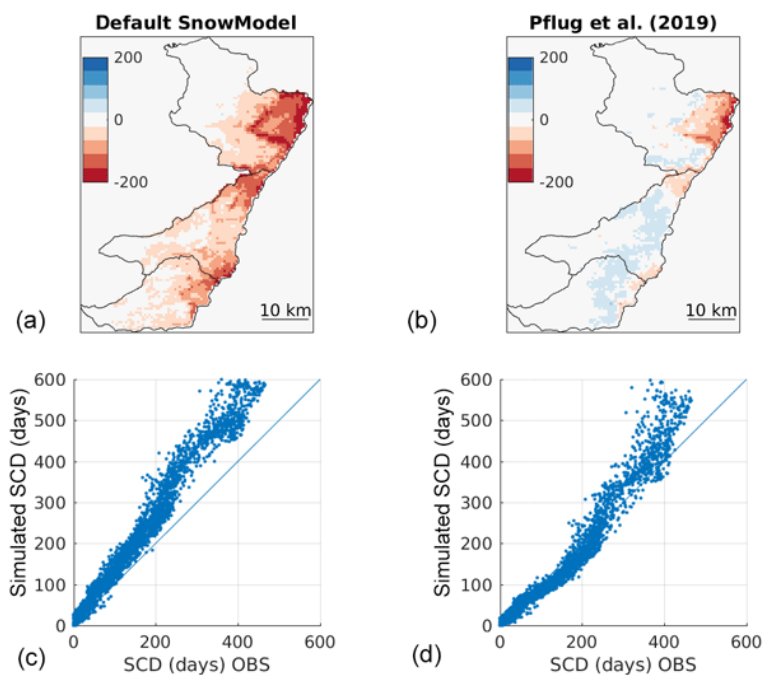


Figure 41 : Évaluation d’un modèle de manteau neigeux sur le mont Liban à partir des produits MODIS. (a,b) Différence en nombre de jours entre la durée d’enneigement selon MODIS et selon le modèle SnowModel version standard et une version modifiée par Pflug et al. (2019) pour mieux représenter la percolation d’eau liquide dans le manteau neigeux. (c,d) Comparaison pixel à pixel de la durée d’enneigement entre chaque version du modèle et MODIS (Fayad et Gascoin, 2020).

Assimilation de données

L'assimilation de données in situ et satellitaires est la méthode optimale pour exploiter les données d'observation de la Terre afin de reconstituer l'évolution du manteau neigeux. Elle permet de combler les lacunes spatiales et temporelles dans les observations, mais surtout de produire des informations sur des propriétés non visibles par télédétection comme le SWE ou la fonte.

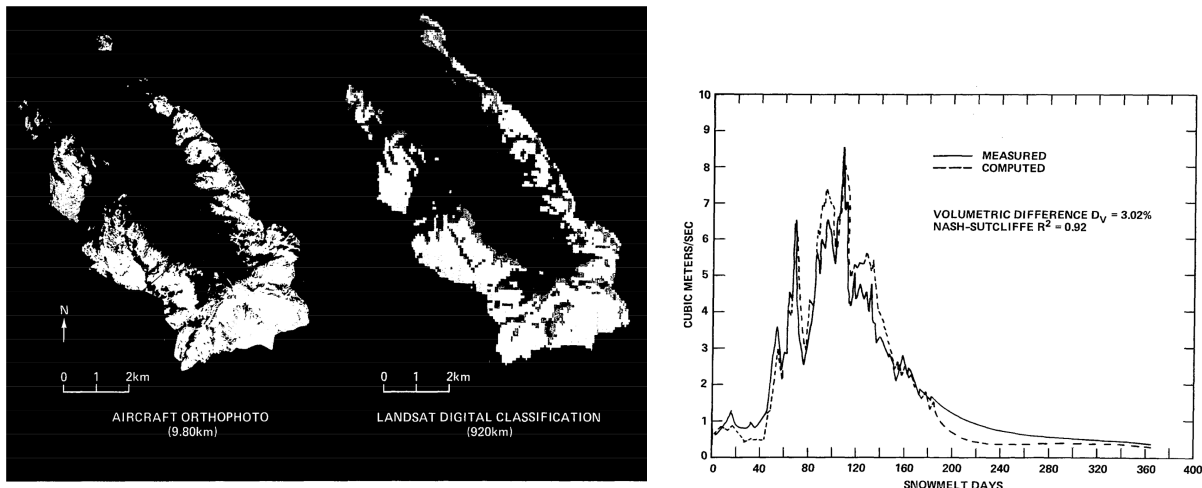


Figure 42 : Surface enneigée (8 juin 1976) et hydrogramme (avril 1974 à mars 1975) du bassin de la Dischma (illustrations extraites du manuel de SRM, Martinec et al. 1983).

L'assimilation de données satellitaires en hydrologie nivale a été pratiquée dès les années 1970 avec l'application du *Snowmelt-Runoff model* (SRM). Ce modèle introduit par Martinec (1975) calcule le débit de fonte en multipliant le taux de fonte par la surface enneigée. Au départ prévu pour exploiter les photographies aériennes, ce modèle est adapté par Rango et Martinec (1979) aux données Landsat²³. La surface enneigée y est assimilée d'une façon semblable à ce qui est aujourd'hui dénommé « insertion directe », c'est-à-dire que l'état du modèle est remplacé par une observation quand elle disponible. Depuis, des méthodes d'assimilation plus sophistiquées ont été utilisées pour tenir compte de l'erreur dans les observations et maintenir la cohérence entre les variables d'état du modèle (Giroto et al., 2014 ; Largeton et al., 2020). En particulier, le filtre particulaire est pertinent pour des applications opérationnelles en temps réel afin de corriger l'état du modèle dès qu'une observation est disponible (Thirel et al., 2013). Cette méthode consiste à sélectionner dans une simulation d'ensemble un sous-ensemble de membres cohérents avec les observations assimilées. Le *particle batch smoother* permet de reconstruire l'enneigement passé (réanalyse) en pondérant un ensemble de simulations par leur accord avec les observations disponibles sur une période donnée (Margulis et al., 2015). Indépendamment de la méthode considérée, les travaux dans l'ouest des États-Unis montrent que l'assimilation d'observations satellitaires de la surface enneigée dans un modèle d'évolution du manteau neigeux est encore actuellement la meilleure solution pour estimer le SWE à l'échelle du massif en l'absence de mesures lidar aéroportées (Dozier et al., 2016). L'assimilation de surfaces enneigées Landsat a permis de produire des réanalyses de l'enneigement qui font toujours référence à l'échelle de la Sierra Nevada ou des Andes centrales chiliennes (Cortés et al., 2016 ; Margulis et al., 2016). L'assimilation de la surface enneigée est surtout bénéfique dans les zones où le manteau neigeux est

²³ Une belle collaboration entre Albert Rango, considéré comme un pionnier de l'hydrologie spatiale, et Jaroslav Martinec, hydrologue à l'Institut pour l'étude de la neige et des avalanches de Davos (SLF). Pour en savoir plus sur A. Rango : http://www.history-of-hydrology.net/mediawiki/index.php?title=Rango,_A_I

relativement fugace (Clark et al., 2006), ce qui suggère que les gains de performance seront plus importants dans les montagnes semi-arides ou méditerranéennes.

Ce constat a motivé une demande de bourse de thèse financée par le CNES et la région Midi-Pyrénées pour évaluer l'apport de l'assimilation des données de surface enneigée obtenues par télédétection dans un modèle de manteau neigeux. Cette thèse a été réalisée par Wassim Baba entre 2016 et 2019²⁴. Initialement prévue pour traiter trois sites (Atlas, Pyrénées et Alpes), la thèse s'est finalement concentrée sur le Haut Atlas dans l'objectif de mettre en place un filtre particulière. Comme ce schéma d'assimilation de données demande de réaliser un grand nombre de simulations, nous avons d'abord étudié l'effet de la résolution spatiale sur la performance du modèle pour identifier le meilleur compromis entre temps de calcul et réalisme des simulations (Baba et al., 2019). Cette étude a montré que les simulations se dégradent au-delà de 250 m car l'effet de l'exposition des pentes sur le bilan d'énergie du manteau neigeux est gommé. Ensuite, nous avons montré qu'une réanalyse climatique globale (MERRA-2) peut être utilisée pour forcer le modèle pourvu que les forçages soient désagrégés spatialement, même si des biais persistent dans les précipitations (Baba et al., 2018 b). Pour réduire ce biais, Wassim Baba a donc mis en place un filtre particulière qui assimile les cartes de surface enneigée Sentinel-2 mises à disposition par Theia sur l'Atlas (Baba et al., 2018a). Les particules ont été générées par perturbation stochastique des précipitations et de la température de l'air. Sa thèse suggère que la haute résolution spatiale et la fréquence de revisite élevée des images Sentinel-2 est particulièrement adaptée à ce massif où le couvert neigeux est très dynamique et variable spatialement, même si nous avons manqué de données de validation pour bien le mettre en évidence.

Cependant, la surface enneigée reste une information incomplète pour corriger les biais sur le SWE en particulier dans le cadre d'un filtre particulière qui fonctionne en temps réel. Par exemple, une chute de neige à haute altitude en hiver sur une portion du bassin déjà enneigée n'aura aucune influence sur l'analyse. Les cartes de hauteur de neige Pléiades offrent une information plus riche pour corriger les biais d'accumulation dans les modèles hydrologiques de haute montagne, au même titre que l'ASO propose un produit SWE généré par assimilation des cartes de hauteur de neige obtenues par lidar (Hedrick et al., 2018). Une première étude a montré qu'un modèle glacio-hydrologique initialisé avec une carte de hauteur de neige Pléiades simule mieux le timing et l'amplitude du débit à l'exutoire du bassin versant du Yeso (Shaw et al., 2020a). César Deschamps-Berger a présenté dans sa thèse l'assimilation d'une série pluriannuelle de cartes de hauteur de neige Pléiades dans le bassin versant de Bassiès (2016-2020). Cette assimilation repose sur une version distribuée et multi-physique du modèle SAFRAN-Crocus et un filtre particulière développé au Centre d'Études de la Neige sous la houlette de Marie Dumont (Cluzet et al., 2021). Les résultats ont été évalués avec les cartes d'enneigement Sentinel-2 et les hauteurs de neige de la station automatique de Bernadouze (Figure 23), démontrant la capacité de la méthode à corriger des biais significatifs dans les précipitations (Deschamps-Berger et al., article en préparation).

²⁴ J'ai bénéficié d'une autorisation à titre individuel de l'école doctorale SDU2E pour diriger cette thèse sans HDR

Conclusion



Figure 43 : La Sierra Nevada enneigée et la mer de plastique d'El Ejido en Andalousie (Sentinel-2, 28 janvier 2021)

Le manteau neigeux de montagne est une ressource en eau importante notamment dans les régions sous influence du climat méditerranéen, et la variable clé pour le caractériser est le SWE. Face à la forte variabilité spatiale et temporelle du manteau neigeux, la télédétection spatiale est une méthode à la fois ancienne et en plein essor pour compléter les modèles d'estimation du SWE dans les régions peu instrumentées.

Le SWE est obtenu par intégration spatiale du produit de la hauteur par la densité du manteau neigeux sur un domaine où la surface est enneigée. Plusieurs satellites permettent de mesurer la surface enneigée (SCA) par imagerie multispectrale. La hauteur de neige (HS) peut être obtenue par photogrammétrie spatiale. Ces méthodes satellitaires répondent donc à notre problématique de départ puisque l'on avait décidé de mettre la question de la densité de côté. Pour obtenir le SWE, nous avons mis en œuvre une approche d'assimilation de données de SCA ou de HS dans un modèle de manteau neigeux. Cependant, cette approche est complexe à mettre en œuvre, coûteuse en temps de calcul et nécessite des forçages météorologiques dont la qualité varie fortement selon les régions, ce qui implique un travail préalable spécifique pour estimer leur incertitude.

Peut-on s'affranchir des forçages météorologiques et de l'assimilation de données pour résoudre complètement la question du SWE ? La variabilité spatiale de la densité étant bien plus faible que celle de la hauteur de neige dans un bassin versant (López-Moreno et al., 2013), une première approximation pour les applications hydrologiques serait de s'appuyer sur une mesure de terrain réalisée près du jour de l'acquisition par Pléiades et de la considérer constante spatialement (égale à ρ_0) dans l'emprise de

l'acquisition (typiquement 20 km x 20 km), ce qui permet d'intégrer spatialement la masse de neige et donc d'établir le SWE :

$$SWE = \frac{\rho_0}{\rho_l S} \iint_{SCA} HS(x, y) dx dy \quad (7)$$

Une autre option, si la mesure de terrain n'est pas possible, est d'utiliser un modèle statistique pour transformer HS en SWE. Hill et al. (2019) ont proposé un modèle de type puissance avec des performances acceptables sur un large échantillon de mesures en Amérique du Nord (biais : -19,5 mm ; RMSE : 102 mm) :

$$\log(SWE) = A + a \log(HS) \quad (8)$$

Ce modèle à deux paramètres peut être amélioré en différenciant les périodes d'accumulation et d'ablation au cours d'un cycle hydrologique (ce qui augmente à cinq le nombre de paramètres) et des variables climatologiques (modèle à onze paramètres) (Hill et al., 2019). Les performances de ce modèle sont élevées avec un biais inférieur à 2 mm we et un RMSE inférieur à 60 mm we en Amérique du Nord. Cependant, ce dernier modèle s'appuie sur des variables climatologiques distribuées dont la qualité est élevée en Amérique du Nord grâce au réseau de mesures in situ notamment, si bien qu'il n'est pas garanti que le modèle soit aussi performant sur d'autres continents. Or, on cherche ici à résoudre la question du SWE en priorité pour les régions méditerranéennes mal instrumentées. Par conséquent, il est préférable de tester d'abord une formule plus simple à trois paramètres indépendants des données climatologiques :

$$\log(SWE) = A + a \log(HS) + b DOY \quad (9)$$

où DOY est le jour de l'année compté depuis le 1^{er} janvier. L'ajout du DOY permet de prendre en compte au premier ordre la densification en cours de saison en l'absence de données météorologiques, ce que ne reflèterait pas un modèle basé sur HS seulement (DeWalle et Rango, 2008).

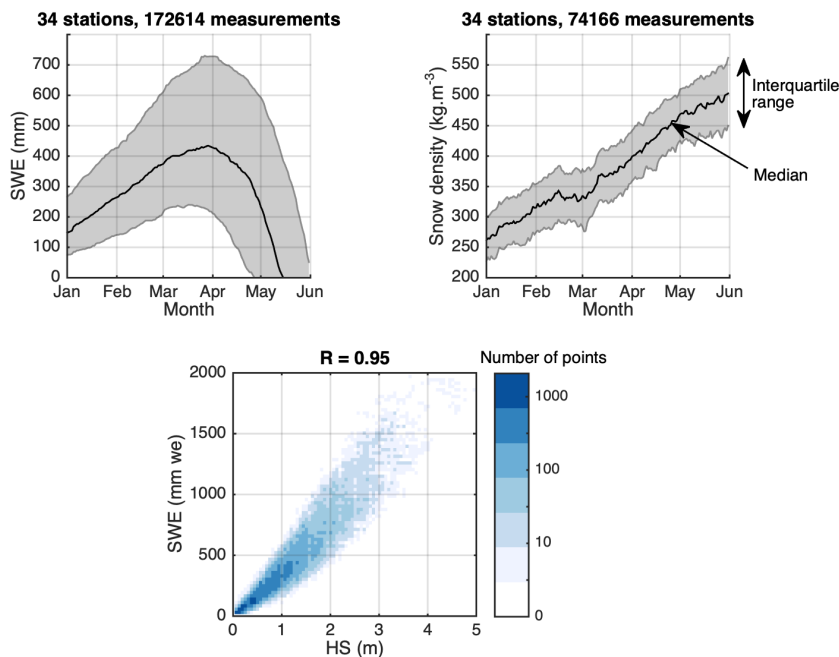


Figure 44 : Comportement du SWE, de la densité et de la hauteur de neige (HS) dans une montagne sous influence du climat méditerranéen : la Sierra Nevada. Graphiques réalisés à partir de toutes les données disponibles des stations du réseau SNOTEL dans l'état de Californie (données journalières pour 34 stations sur la période 1978-2020).

Fidèle à la démarche qui consiste à s'appuyer sur les données et connaissances acquises dans la Sierra Nevada pour progresser dans les autres montagnes soumises à une influence méditerranéenne (Fayad et al., 2017b), j'ai extrait la totalité des mesures de SWE et HS des stations SNOTEL disponibles dans l'état de Californie, soit 34 stations couvrant la période 1978-2020 (Figure 44). La médiane des altitudes des stations est 2345 m (min : 1576 m ; max : 2927 m). Puisque c'est le SWE près du pic d'accumulation qui nous intéresse, j'ai limité le jeu de données à la période 01 janvier – 01 juin et exclu les valeurs nulles. Cela donne un jeu de données avec 38 470 échantillons que j'ai divisé aléatoirement en deux parties. La première moitié permet d'optimiser les trois coefficients du modèle linéaire proposé (Tableau 4). La seconde moitié du jeu de données permet d'évaluer le modèle (Figure 45). Les résultats montrent que le modèle permet d'estimer le SWE à partir de HS avec un RMSE de 82 mm we et un biais de 8,5 mm we. Ces résultats sont proches de ceux donnés par Hill et al. (2019) même si l'équation diffère un peu. Une telle évaluation est critiquable notamment car elle néglige l'effet d'autocorrélation entre les séries et qu'elle est limitée à un domaine géographique restreint. Néanmoins, elle donne une estimation de l'erreur que l'on ferait à l'échelle du pixel si l'on appliquait ce modèle pour calculer le SWE directement à partir des cartes de hauteur de neige Pléiades dans une région au climat similaire.

Tableau 4 : Coefficients du modèle linéaire $\log(\text{SWE}) \sim 1 + \text{doy} + \log(\text{HS})$ (Eq. 8) optimisés sur les stations SNOTEL de Californie.

Coefficient	Estimation	Erreur standard
A	5,6002	$2,7 \times 10^{-3}$
a	1,0615	$1,4 \times 10^{-3}$
b	$3,8591 \times 10^{-3}$	$3,4 \times 10^{-5}$

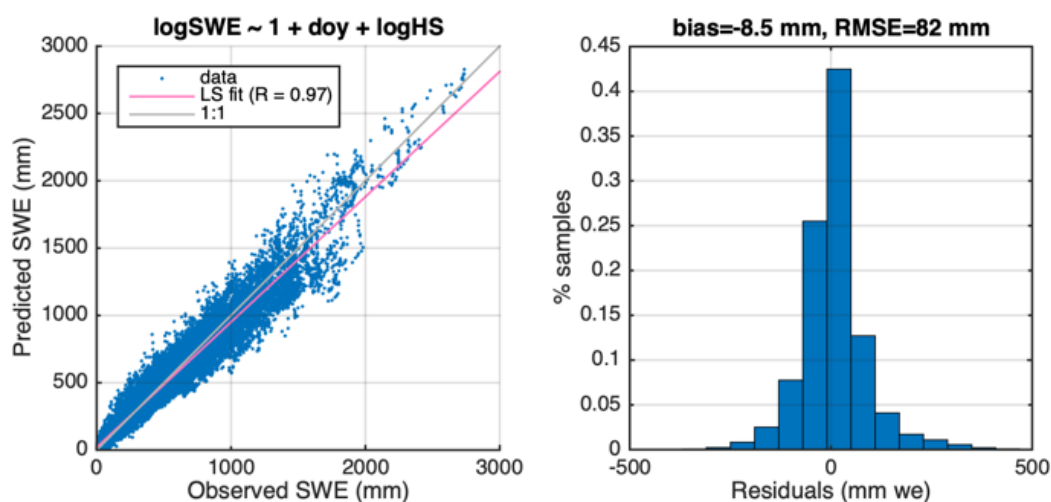


Figure 45 : Évaluation d'un modèle empirique pour déterminer SWE à partir de hauteurs de neige HS (données SNOTEL de Californie).

Cette évaluation donne les performances sur le SWE en considérant que HS est parfaitement connue. Nos travaux précédents indiquent que dans le meilleur des cas, l'erreur aléatoire sur HS après agrégation à 50 m de résolution est proche de 40 cm, ce à quoi il faut ajouter une erreur systématique de 10 cm (Deschamps-Berger et al., 2020). J'ai donc ajouté un bruit gaussien de moyenne 10 cm et d'écart-type 40 cm aux valeurs de HS du même jeu de données de validation utilisé dans la Figure 45. Cela permet d'évaluer l'erreur totale sur le SWE en combinant un modèle statistique de la densité du manteau neigeux et une carte de hauteur de neige Pléiades (Figure 46). On obtient un SWE biaisé positivement

(42 mm we) et assez imprécis (RMSE : 174 mm we). Cependant, cette erreur est hétéroscédastique et reste acceptable relativement à la valeur du SWE au-delà de 500 mm we (Figure 47).

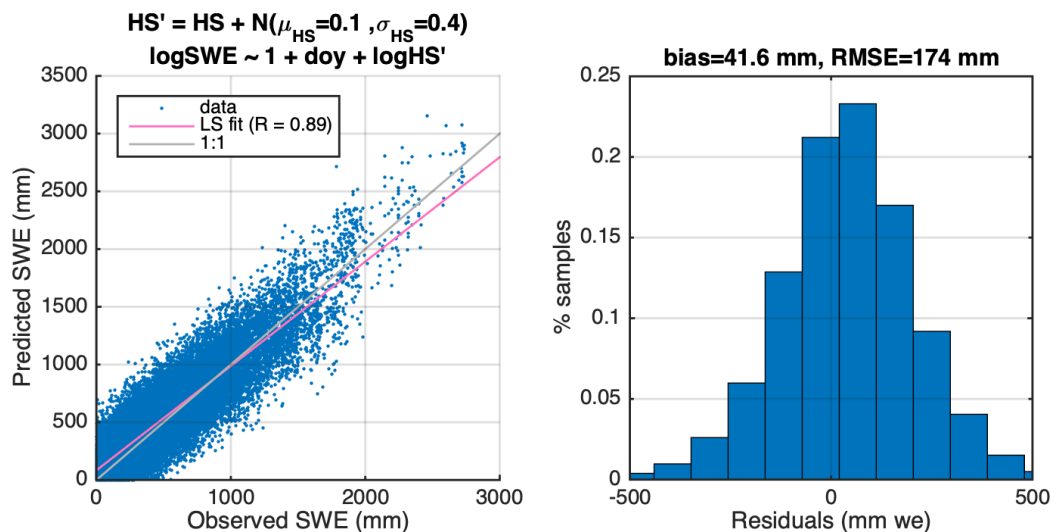


Figure 46 : Évaluation d’un modèle empirique pour déterminer le SWE à partir de hauteurs de neige Pléiades (données SNOTEL de Californie).

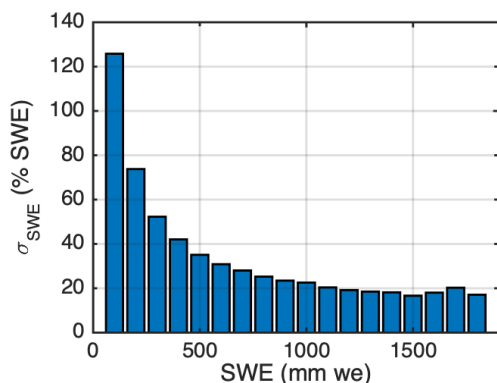


Figure 47 : Analyse de l’erreur relative (cf. Figure 46) par classe de SWE.

Cette analyse donne une idée de l’erreur sur un SWE purement satellite (sans données auxiliaires) en Sierra Nevada à partir d’outils existants. La transposition aux autres massifs méditerranéens reste à évaluer, ce qui est un vrai défi en raison du manque de données in situ.

Une autre solution idéale serait d’estimer la densité du manteau neigeux par télédétection en complément de la mesure de HS par photogrammétrie. Puisque le SWE est le produit de la densité et de la hauteur, en considérant que l’erreur sur HS est indépendante de l’erreur sur ρ (les mesures étant issues de deux capteurs différents), l’erreur relative sur le SWE serait donnée par :

$$\frac{\sigma_{SWE}}{SWE} = \sqrt{\left(\frac{\sigma_{HS}}{HS}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_{\rho}}{\rho}\right)^2} \quad (10)$$

Avec Pléiades, nous avons constaté que l’erreur ne varie pas avec l’amplitude de HS. Cela signifie que l’erreur relative est faible pour les fortes hauteurs de neige (environ 20 % à 2 m, 10 % à 4 m). Afin de limiter l’erreur relative sur le SWE à 50 % dans cette gamme de valeurs là, qui représente l’essentiel du

stock d'eau dans un bassin d'altitude, d'après l'équation précédente il faudrait donc atteindre des performances sur la densité de l'ordre de 60 à 100 kg.m⁻³ avec une méthode basée sur la télédétection. À cet égard, les missions d'imagerie dans le domaine infrarouge thermique comme la mission franco-indienne TRISHNA (Thermal infraRed Imaging Satellite for High-resolution Natural resource Assessment) et la mission LSTM (Copernicus Land Surface Temperature Monitoring) ouvrent des pistes de recherche intéressantes (cf. Perspectives). En effet, la densité du manteau neigeux a pu être estimée à partir des fluctuations de la température de surface sur un site alpin avec un RMSE de 65 kg.m⁻³ (Colombo et al., 2019).

Perspectives

Surface enneigée : apport de l'imagerie optique multispectrale

À ce jour, les séries Sentinel-2 ont été encore peu exploitées pour l'étude de l'enneigement au niveau scientifique ou opérationnel, malgré mes efforts pour proposer des applications dans le blog Séries Temporelles (analyse spatiale des motifs de fonte²⁵, identification des avalanches²⁶, préparation d'une randonnée²⁷, détection de la neige sur les routes²⁸). Des échanges que j'ai pu avoir avec les utilisateurs dans le cadre des ateliers Theia ou Copernicus Land, il ressort que l'utilisation des données Sentinel-2 se heurte à la complexité de la prise en main de séries temporelles d'images. Cela est un frein notable dans les collectivités territoriales où l'analyse cartographique repose essentiellement sur des logiciels SIG qui gèrent mal les données multi-temporelles. La mise à disposition de synthèses annuelles qui indiquent la durée d'enneigement et la date de déneigement par pixel de 20 m vise à faciliter l'utilisation des données pour les acteurs de la gestion du territoire²⁹. Ces synthèses récemment mises en production devraient aussi permettre d'élargir la communauté des utilisateurs scientifiques dans le domaine de l'écologie. Ainsi, nous avons proposé d'exploiter les synthèses annuelles dans le cadre du projet *Trajectories of agrO-Pastoral systems in mountains* (TOP) financé par l'Agence Nationale de la Recherche (2021-2025) et porté par le laboratoire d'écologie alpine (LECA, responsable : Philippe Choler) pour étudier l'influence de l'enneigement sur l'évolution des alpages et des pratiques agropastorales. Pour ce projet, nous avons l'intention d'exploiter les archives SPOT World Heritage et Landsat qui remontent au milieu des années 1980 pour réaliser des durées d'enneigement annuelles à haute résolution sur une période suffisamment longue pour étudier l'effet sur les prairies d'altitude. Cela fera l'objet de la thèse de Zacharie Barrou Dumont que je co-encadrerai avec Jordi Inglada à partir de juin 2021.

En attendant, les synthèses annuelles Sentinel-2 se sont déjà avérées utiles pour évaluer le nouveau *Canadian Hydrological Model* développé à l'Université de Saskatchewan qui prend en compte le transport de la neige par le vent et les avalanches (Vionnet et al., 2021) (Figure 48).

²⁵ <https://labo.obs-mip.fr/multitemp/snow-melt-patterns-in-andorra-in-february-2019/>

²⁶ <https://labo.obs-mip.fr/multitemp/les-depots-davalanche-sur-le-glacier-du-miage-vus-par-le-produit-neige-theia/>

²⁷ <https://labo.obs-mip.fr/multitemp/enneigement-sur-les-sentiers-des-alpes-de-haute-provence/>

²⁸ <https://labo.obs-mip.fr/multitemp/detection-de-la-neige-sur-les-routes-avec-sentinel-2/>

²⁹ <https://labo.obs-mip.fr/multitemp/two-billion-pixels-to-check-your-next-ski-destination/>

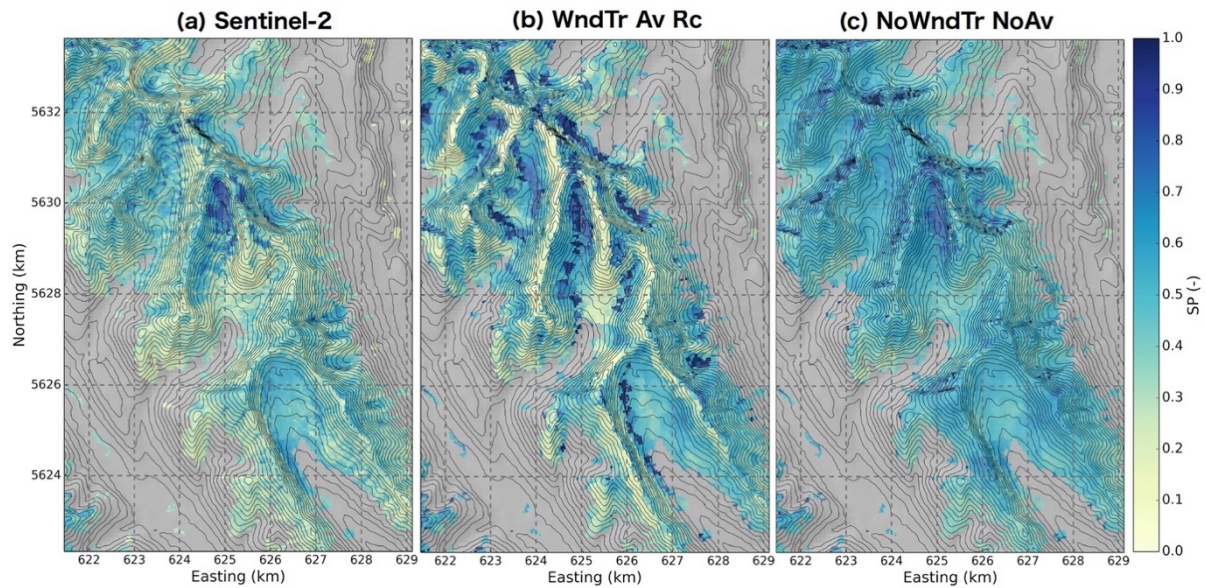


Figure 48 : Cartes de l'indice de persistance de la neige entre le 1^{er} septembre 2017 et le 31 août 2018 obtenues à partir des images Sentinel-2 et simulées par deux configurations du *Canadian Hydrological Model* (avec et sans transport de neige par le vent et avalanche) (Vionnet et al., 2021).

Hauteur de neige : apport de la photogrammétrie spatiale

D'autres collaborations en cours devraient permettre de valoriser les cartes de hauteur de neige Pléiades produites à partir des images que nous avons acquises chaque année sur le bassin de Bassiès depuis 2016 (Helbig et al., 2020). De notre côté, nous sommes loin d'avoir fini d'explorer ce jeu de données qui devraient permettre de mieux caractériser la variabilité spatio-temporelle de la hauteur de neige dans les Pyrénées (gradients de précipitations, les propriétés fractales de la hauteur de neige, etc.).

Les deux principales limites de la méthode mise au point avec Pléiades sont :

- Le coût des images. Les satellites capables de réaliser des prises de vue stéréo à très haute résolution sont tous des satellites commerciaux. Nos images ont été acquises dans le cadre de programmes subventionnés (ISIS et DINAMIS) qui sont réservés aux scientifiques français. Aux États-Unis, les employés des agences fédérales peuvent aussi demander des acquisitions gratuitement avec WorldView.
- La faible capacité de couverture spatiale des imageurs. Cela limite le temps de revisite et augmente les risques de conflits de programmation.

La mission CO3D dont le lancement est prévu en 2022 devrait permettre de repousser ces limites. Cette mission, qui s'appuie sur deux tandems de satellites avec des capacités similaires à ceux de la constellation Pléiades, offrira une capacité de couverture double. Dans le cadre de la préparation à cette mission, le CNES a proposé de définir des sites d'intérêt pour le suivi du manteau neigeux. Cette proposition a fait l'objet d'un appel à la communauté³⁰ : parmi une trentaine de réponses, nous avons sélectionné 17 sites pour lesquels la mission CO3D pourrait représenter une plus-value significative (Tableau 5).

Une autre limite concrète dans notre méthode de traitement actuelle est qu'elle n'est pas entièrement automatique puisque la classification de l'image est faite à partir d'échantillons levés à la main dans un

³⁰ [CRYOLIST] Sites for space-borne snow depth monitoring (<http://lists.cryolist.org/pipermail/cryolist-cryolist.org/2020-February/004889.html>)

logiciel de cartographie (Deschamps-Berger et al., 2020 ; Shaw et al., 2020c). Cela n'est pas gênant dans le cadre d'une production annuelle sur quelques sites pilotes, mais pourrait s'avérer être un frein à la mise en œuvre opérationnelle de la méthode. Pour cela, une solution serait de s'appuyer sur un produit Sentinel-2 ou Landsat 8 synchrone à l'acquisition Pléiades (en autorisant un délai de quelques jours pour augmenter la probabilité de trouver une correspondance). Deux options sont envisageables. La première serait d'utiliser directement la surface enneigée observée par Sentinel-2 (ou Landsat 8). Cette option est simple à réaliser mais aurait pour inconvénient de dégrader la résolution de l'image classifiée (20 m au lieu de 0,5-2 m). Or, nous avons pu constater qu'il est important de cartographier finement les zones de terrain stable (sans neige et hors forêt) afin d'avoir la meilleure contrainte possible pour l'étape de recalage. Pour garder la pleine résolution des images Pléiades, une deuxième option serait d'entraîner un modèle de classification supervisée en utilisant une carte de neige Sentinel-2 à la place des échantillons levés à la main, comme nous l'avons proposé pour cartographier la neige à partir de Venus (Baba et al., 2020). En résumé, la méthode est encore limitée au domaine de la recherche mais il est envisageable de la rendre plus opérationnelle en s'appuyant sur la future mission CO3D pour augmenter la couverture et sur la synergie avec la mission Sentinel-2 pour l'automatiser complètement.

Tableau 5 : Sites présélectionnés pour un suivi neige dans le cadre de la mission CO3D.

Site	Date snow-off	Date snow-on	Country	Institution
Bassiès	01 Sep	01 Apr	France	Cesbio
Davos	01 Sep	01 Apr	Switzerland	WSL
Eklutna	01 Sep	01 May	USA, AK	Alaska Pacific University
Feshie	01 Sep	01 Apr	UK	University of Dundee and the Centre for Ecology and Hydrology
Greiner	01 Sep	01 May	Canada	Université de Sherbrooke
Hraun	01 Sep	01 May	Iceland	Landsvirkjun,
LaLaguna	01 Feb	01 Sep	Chile	Ceaza
Lautaret	01 Sep	01 Apr	France	Meteo-France
Mzaar	01 Sep	01 Apr	Lebanon	Cesbio
NyAlesund	01 Sep	01 May	Norway, Svalbarg	Norwegian Polar Institute
Rheraya	01 Sep	01 Mar	Morocco	Cesbio
SierraNevada	01 Sep	01 Apr	Spain	Universidad de Cordoba
Thompson Pass	01 Sep	01 May	USA, AK	Alaska Division of Geological & Geophysical Surveys
Trail Valley Creek	01 Sep	01 May	Canada	Wilfrid Laurier University
ValpellineEast	01 Sep	01 Apr	Italy	CIMA, ARPA
WattenerLizum	01 Sep	01 Apr	Austria	Austrian Research Centre for Forests
Yeso	01 Feb	01 Sep	Chile	Universidad de Chile

Bilan d'énergie : apport de l'imagerie thermique

Nous avons vu que la modélisation du manteau neigeux dans les zones de montagne se heurte à la méconnaissance des forçages atmosphériques (précipitation, température et humidité de l'air, vitesse et direction du vent, rayonnement solaire et atmosphérique). Les incertitudes sur les forçages atmosphériques sont telles qu'elles sont susceptibles de rendre caducs les efforts de sophistication des modèles de manteau neigeux lorsqu'ils sont appliqués de façon spatialisée. Certains satellites fournissent déjà des données à haute résolution spatiale qui permettent de contraindre les simulations du manteau neigeux par des techniques d'assimilation de données. Pour cela, la variable classiquement assimilée est la surface enneigée car celle-ci est disponible à l'échelle globale et gratuitement. Cependant, la surface enneigée fournit une contrainte faible sur l'état interne du manteau neigeux. En particulier à la fin de l'hiver, la surface enneigée est peu dynamique alors que l'énergie interne du manteau neigeux évolue rapidement pour amener le manteau neigeux vers l'état isothermal qui marquera le début de la fonte. Cette période de réchauffement du manteau neigeux est décisive pour bien prévoir le démarrage de la fonte.

Nous anticipons que les mesures du satellite TRISHNA dans le domaine infrarouge thermique (IRT) permettront de mieux simuler la fonte de la neige en zone de montagne (Tableau 6). En particulier, l'observation de la température de la surface du manteau neigeux à haute résolution devrait offrir un moyen de réduire les biais sur l'énergie interne du manteau neigeux issus des erreurs de forçages météorologiques. Une résolution spatiale de 250 m est le minimum pour résoudre correctement le bilan d'énergie spatialisé dans l'Atlas marocain car les effets topographiques sur le rayonnement sont effacés à des résolutions plus grossières (Baba et al., 2019). Des résultats similaires ont été obtenus dans les Alpes (communication personnelle de M. Dumont). De plus, cette période de transition vers un régime de fonte est rapide puisqu'elle se produit dans un laps de temps de l'ordre d'un mois. Ces contraintes spatio-temporelles expliquent sans doute pourquoi les observations infrarouges thermiques déjà disponibles (MODIS, ASTER, Landsat) ont été très peu exploitées en hydrologie nivale.

Pour monter en compétence sur ce sujet et évaluer le bénéfice de la mesure IRT sur la modélisation du manteau neigeux, nous avons installé une caméra thermique au sommet du Pic du Midi dans les Pyrénées. Cet observatoire mythique à 2 877 m d'altitude et qui fait partie de l'Observatoire Midi-Pyrénées offre un point de vue unique sur un secteur enneigé avec une forte variabilité topographique spatiale. Outre les facilités logistiques (personnel technique, téléphérique, alimentation électrique et accès réseau), le site est équipé d'instruments météorologiques qui peuvent être utilisés pour la modélisation. L'avantage d'un site fixe par rapport à des campagnes aéroportées est de disposer d'un suivi régulier à angle de vue constant qui est plus proche des conditions d'acquisition par satellite. La caméra acquiert des images depuis l'été 2020 toutes les cinq minutes.

Tableau 6 : Caractéristiques principales de la mission TRISHNA (source : <https://labo.obs-mip.fr/multitemp/trishna/>).

Caractéristique	Valeur
Taille du pixel sur les continents (m)	57 (nadir) – 90
Revisite	3 passages tous les 8 jours (angles de vue différents)
Angle de vue (°)	+/- 34
Longueur d'onde centrale des bandes de l'instrument VSWIR (nm)	485 – 555 – 670 – 860 – 1380 – 1610
Longueur d'onde centrale des bandes de l'instrument TIR (µm)	8.65 – 9.0 – 10.6 – 11.6
Précision radiométrique du TIR à 300K (K)	0.7
Gamme de mesure (K)	250 – 400

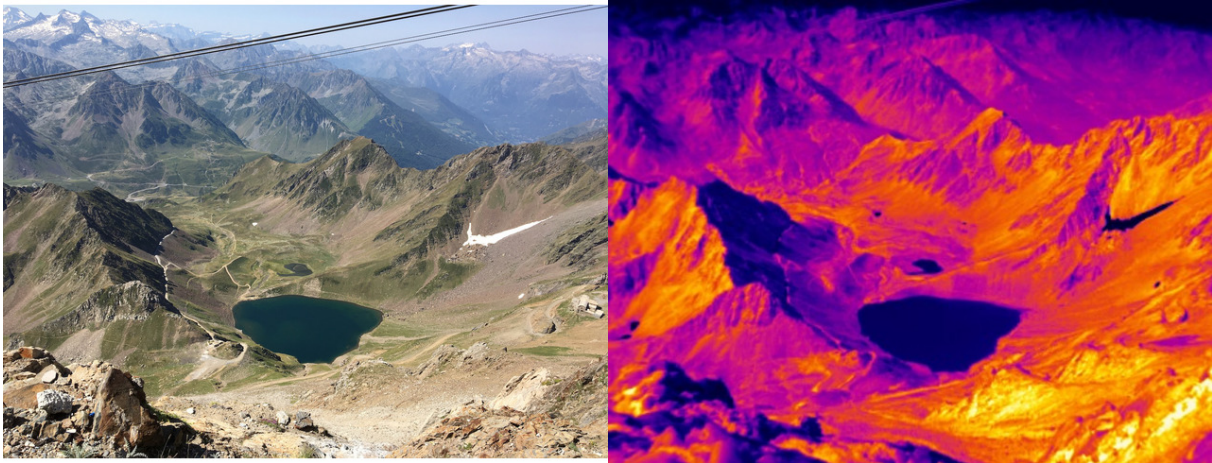


Figure 49 : Vue du site d'étude PicTir dans la gamme du rayonnement visible vs. infrarouge thermique (27 juillet 2020).

Apport de la télédétection pour la modélisation du manteau neigeux

Pour tirer parti de toutes ces observations satellitaires actuelles ou à venir et réduire les biais sur le SWE et la fonte, la clé est de disposer d'un système d'assimilation de données qui permette de corriger les biais dans un modèle distribué de manteau neigeux. Les travaux de thèse puis de post-doctorat de Wassim Baba ont montré que l'on pouvait s'appuyer sur les réanalyses climatiques MERRA-2 ou ERA5 pour simuler l'enneigement du Haut Atlas après désagrégation spatiale (Baba et al., 2021, 2018b). César Deschamps-Berger et Wassim Baba ont appliqué un filtre particulière pour corriger les biais dans les forçages météorologiques mais les codes sont difficilement réutilisables pour la suite de mes recherches. Dans le premier cas il s'agit d'un code développé avec la machinerie Météo-France qui n'est pas facilement transposable hors des massifs SAFRAN. Dans le deuxième cas il s'agit d'un code ad hoc pour un site d'étude et un type de données satellitaires bien définis. De plus, comme souligné plus haut, les filtres particuliers sont plutôt adaptés à la simulation opérationnelle, quand il est utile de réajuster le modèle en cours de saison. Pour des applications climatologiques comme celle envisagée dans le projet de thèse de Zacharie Barrou Dumont, il est préférable de disposer d'un *particle batch smoother* (PBS).

Mon intention pour les années à venir est donc de mettre en place un schéma d'assimilation de type PBS suffisamment versatile et « scalable » capable de produire des réanalyses de l'enneigement sur des périodes longues en n'importe quel point du globe. Ce schéma d'assimilation s'appuierait sur les codes MicroMet/SnowModel pour la désagrégation et la simulation de l'évolution du manteau neigeux et serait conçu pour assimiler les différentes observations évoquées plus haut : surface enneigée, hauteur de neige, température de surface. Ce travail a démarré avec le recrutement de Laura Sourp en tant qu'ingénieure de recherche contractuelle au Cesbio et j'espère pouvoir l'inscrire dans la durée en collaboration avec le CNES et Magellium.

Apport de la télédétection pour l'hydrologie nivale

Les études que j'ai présentées sont souvent limitées à l'étude du manteau neigeux, alors que la motivation initiale est bien le débit dans les rivières ou la recharge des nappes qui résulte de la fonte de la neige. Cet inachèvement est dû au fait que les données de débit ne sont pas toujours disponibles, mais aussi parce que démontrer la plus-value de la télédétection du manteau neigeux pour la simulation débit se heurte aux fortes incertitudes sur des processus mal contraints qui gouvernent les flux d'eau entre la base du manteau neigeux et l'exutoire dans le bassin versant. Ces incertitudes représentent une source

d'équifinalité qui peut masquer le bénéfice d'une meilleure représentation du manteau neigeux, surtout lorsque cette représentation est spatialement distribuée (Beven, 1993). Du point de vue hydrologique, les raffinements des modules de neige ne sont pas toujours justifiés comme le dénonce Schaepli (2016) :

Simple snow hydrological models have a long-standing tradition in hydrologic prediction. Given the impressive spatial heterogeneity of the involved processes, the good performance of simple models continues, however, to trigger suspicion. There even seems to be a general agreement that data-intensive, grid-based energy-balance models are in principle preferable for catchment-scale prediction — despite all discussions and scientific evidence on the limitations of complex physics-based models that we owe to the work of Keith Beven since his 1989 paper.

On ne compte plus les études qui suggèrent au contraire que le manteau neigeux est une composante du cycle de l'eau continental qui peut être modélisée de façon satisfaisante en s'appuyant sur une représentation distribuée des principes de la physique (top-down), même si de nombreuses paramétrisations empiriques sont nichées dans les détails des calculs (Pflug et al., 2019; Marsh et al., 2020). Ces avancées sont favorisées par les progrès spectaculaires en modélisation atmosphérique qui permettent aux hydrologues de disposer de forçages météorologiques satisfaisants en tout point du globe sur de longues périodes (Lundquist et al., 2019). La représentation distribuée facilite l'assimilation des observations satellitaires, et l'approche à base physique donne plus de crédit à la transposition d'un modèle d'une région à une autre ou sous un climat différent. Mais cette approche ne s'applique pas à d'autres processus hydrologiques qui se jouent principalement sous la surface du sol car les caractéristiques du milieu dans lequel ils se produisent sont trop méconnues (Beven et al., 2015). Par conséquent, le risque de l'hydrologie nivale est de faire le grand écart entre hydrologie « conceptuelle » et hydrologie « physique ».

Un exemple concret de ce questionnement concerne la poursuite de mes travaux sur le mont Liban. Nous avons pu simuler le SWE de façon distribuée à 100 m de résolution sans calage de paramètres avec le modèle à base physique SnowModel d'une façon qui semble réaliste. Pourtant, cette résolution spatiale ne permet pas de prendre en compte l'effet du microrelief qui joue un rôle fondamental dans la distribution de la neige sur ce plateau karstique (Figure 22) (Somma et al., 2014). D'un autre côté, pour mieux caractériser les ressources en eau et leur vulnérabilité face au changement climatique, il faudra être capable de simuler le débit à l'exutoire des sources karstiques du mont Liban, car personne ne boit l'eau qui coule à la base du manteau neigeux. Pour cela, il est probable qu'il faille s'appuyer sur un modèle de karst conceptuel « global » (*lumped*) qui prenne en entrée un seul flux de fonte dont les paramètres devront être calés sur les débits observés. Ainsi, il n'est pas certain que le niveau de détail atteignable pour le manteau neigeux soit pertinent face aux approximations qui devront être faites pour simuler écoulement et stockage souterrains.

À plus long terme, j'aimerais donc mieux faire le lien entre les avancées en télédétection et la caractérisation du cycle de l'eau dans son ensemble dans les bassins versants sous influence nivale, y compris dans sa dimension anthropique (irrigation, gestion des barrages, etc...). Cela impliquera une réflexion approfondie sur les outils de modélisation et des collaborations. Les modèles J2000 (Kralisch et Krause, 2006) ou DSVM (Wigmosta et al., 1994) sont des outils intéressants et utilisés dans des laboratoires français pour aller dans cette direction.

En attendant, facette visible du cycle de l'eau continental, le manteau neigeux est un objet idéal pour s'exercer à établir le dialogue entre modèles hydrologiques et données satellitaires. Cela en fait un sujet de choix pour former les hydrologues de demain.

Annexe : modèle-jouet d'hydrologie nivale

Présentation

Un modèle numérique simplifié a été codé pour représenter les concepts clés de l'hydrologie nivale et produire la Figure 15. Ce modèle permet de simuler le débit d'un bassin versant virtuel composé de N tranches d'altitude. Les forçages météorologiques sont homogènes par tranche d'altitude. Les seuls forçages sont la température de l'air (T) et la précipitation (P) qui varient au cours du temps t .

Spatialisation des forçages

Le modèle prend en entrée deux séries temporelles journalières $T_0(t)$ [°C] et $P_0(t)$ [m] à l'altitude z_0 . À partir de ces séries sont calculés les forçages $T_i(t)$ et $P_i(t)$ pour chaque tranche i d'altitude z_i . La température est calculée selon une fonction affine :

$$T_i = T_0 + \gamma (z_i - z_0)$$

La précipitation est calculée suivant une fonction non-linéaire qui est constante au-delà d'une différence d'altitude avec z_0 supérieure à d_m (Liston et Elder, 2006b) :

$$d_i = \max(z_i - z_0, d_m)$$

$$P_i = P_0 \frac{1 + \beta d_i}{1 - \beta d_i}$$

Les paramètres sont fixés aux valeurs suivantes : $\gamma = -6 \text{ °C km}^{-1}$, $d_m = 1800 \text{ m}$, $\beta = 0,2 \text{ km}^{-1}$ (Liston et Elder, 2006b).

Module de neige

L'équation de conservation de la masse du manteau neigeux est calculée pour chaque tranche d'altitude, SWE_i étant le stock de neige :

$$\frac{dSWE_i}{dt} = A_i - F_i$$

L'accumulation de neige A est calculée avec une fonction de transition centrée sur 0 °C :

$$A_i = P_i \times \left(\frac{1}{2} + \frac{1}{2} \tanh(-10 T_i) \right)$$

L'ablation F est calculée selon un modèle « degré-jour » qui produit une fonte proportionnelle à la température si elle est positive (H étant la fonction de Heaviside) :

$$F_i = \min(SWE_i, \alpha T_i H(T_i))$$

Le coefficient de fonte est fixé à : $\alpha = 0,04 \text{ m °C}^{-1} \text{ j}^{-1}$ (Martinec et Rango, 1986).

Fonction de transfert

Le transfert de l'eau liquide jusqu'à l'exutoire est représenté par un modèle global³¹ de réservoir. L'équation de conservation de la masse d'eau liquide dans le bassin est donc calculée pour tout le bassin à la fois, S étant le stock d'eau liquide dans le bassin :

$$\frac{dS}{dt} = I - Q$$

Le débit d'entrée I est la somme de la fonte F et de la pluie sur la totalité du bassin :

$$I = \sum_{i=1}^N F_i + P_i - A_i$$

Le débit en sortie Q est calculé selon une loi de vidange linéaire :

$$Q = kS$$

Le coefficient de récession est fixé à $k = 0,05 \text{ j}^{-1}$.

Implémentation numérique

Les équations différentielles sont résolues par le solveur ode45 de Matlab (Shampine et Reichelt, 1997). Pour éviter de sauter des événements de précipitation, un pas de temps maximal de 1 jour est imposé (ce paramètre doit être adapté en fonction du pas de temps des forçages).

Application

Pour créer la Figure 15, le domaine de modélisation est composé de 20 tranches d'altitude d'aires égales pour une surface totale de 10 km^2 . Un forçage météorologique (P,T) journalier de deux ans ($t = \{1; 730\}$) est défini pour la tranche d'altitude la plus basse. La température est représentée par une sinusoïde de période 365 jours, de moyenne $10 \text{ }^\circ\text{C}$ et d'amplitude $10 \text{ }^\circ\text{C}$:

$$T_0(t) = 10 + 10 \cos\left(\frac{2\pi t}{365} + \pi\right)$$

La précipitation est aussi représentée à partir d'une sinusoïde de période 365 jours, de moyenne 10 mm et d'amplitude 10 mm , mais la précipitation est nulle pour un tirage aléatoire de 80 % des dates :

$$\begin{cases} P_0(t) = 0,01 + 0,01 \cos\left(\frac{2\pi t}{365}\right) \\ P_0\left(\left\{\begin{matrix} 0,8 \times 730 \\ 730 \end{matrix}\right\}\right) = 0 \end{cases}$$

Dans l'expérience 1, les tranches d'altitude sont toutes placées à la même altitude, tandis que dans l'expérience 2 elles sont échelonnées entre 2 000 et 3 500 m (Figure 15).

Une animation qui illustre l'effet de l'altitude sur l'hydrogramme et le SWE est visible ici : <https://github.com/sgascoin/snowToy/raw/main/html/video.mp4>.

Le code source de ce modèle-jouet est disponible ici <https://github.com/sgascoin/snowToy/>. Le code permet aussi d'ajouter la fonte d'un glacier mais cette option n'est pas présentée ici.

³¹ À prendre ici au sens de « *lumped* », c'est-à-dire à l'échelle du bassin versant (et non pas à l'échelle du globe).

Bibliographie

- Ackerman, S.A., Strabala, K.I., Menzel, W.P., Frey, R.A., Moeller, C.C., Gumley, L.E., 1998. Discriminating clear sky from clouds with MODIS. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 103, 32141–32157. <https://doi.org/10.1029/1998JD200032>
- Adam, J.C., Hamlet, A.F., Lettenmaier, D.P., 2009. Implications of global climate change for snowmelt hydrology in the twenty-first century. *Hydrol. Process.* 23, 962–972. <https://doi.org/10.1002/hyp.7201>
- Allamano, P., Claps, P., Laio, F., 2009. Global warming increases flood risk in mountainous areas. *Geophys. Res. Lett.* 36. <https://doi.org/10.1029/2009GL041395>
- Allen, S., Allen, D., Phoenix, V.R., Le Roux, G., Jiménez, P.D., Simonneau, A., Binet, S., Galop, D., 2019. Author Correction: Atmospheric transport and deposition of microplastics in a remote mountain catchment. *Nat. Geosci.* 12, 679–679. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0409-4>
- Alonso-González, E., Ignacio López-Moreno, J., Gascoin, S., García-Valdecasas Ojeda, M., Sanmiguel-Valladolid, A., Navarro-Serrano, F., Revuelto, J., Ceballos, A., Esteban-Parra, M.J., Essery, R., 2018. Daily gridded datasets of snow depth and snow water equivalent for the Iberian Peninsula from 1980 to 2014. *Earth Syst. Sci. Data* 10, 303–315. <https://doi.org/10.5194/essd-10-303-2018>
- Alonso-González, E., López-Moreno, J.I., Navarro-Serrano, F., Sanmiguel-Valladolid, A., Revuelto, J., Domínguez-Castro, F., Ceballos, A., 2020. Snow climatology for the mountains in the Iberian Peninsula using satellite imagery and simulations with dynamically downscaled reanalysis data. *Int. J. Climatol.* 40, 477–491. <https://doi.org/10.1002/joc.6223>
- Andréassian, V., 2017. 25. L'eau : milieu et ressource, in: Euzen, A., Jeandel, C., Mosseri, R. (Eds.), *L'eau à Découvert, À Découvert*. CNRS Éditions, Paris, pp. 142–143.
- Arenillas Parra, M., Cobos Campos, G., Mora Alonso-Muñoyerro, J., 2006. El programa ERHIN y la gestión de embalses en áreas con alta precipitación nival = The ERHIN programme and reservoir management in areas of high nival precipitation. *Ing. Civ.* 89–95.
- Armstrong, R.L., Brun, E. (Eds.), 2008. *Snow and Climate: Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modeling*. Cambridge University Press.
- Armstrong, R.L., Rittger, K., Brodzik, M.J., Racoviteanu, A., Barrett, A.P., Khalsa, S.-J.S., Raup, B., Hill, A.F., Khan, A.L., Wilson, A.M., Kayastha, R.B., Fetterer, F., Armstrong, B., 2018. Runoff from glacier ice and seasonal snow in High Asia: separating melt water sources in river flow. *Reg. Environ. Change.* <https://doi.org/10.1007/s10113-018-1429-0>
- Audebrand, A., 1904. Signification de l'expression : houille blanche. *Houille Blanche* 255–255. <https://doi.org/10.1051/lhb/1904047>
- Baba, M.W., Boudhar, A., Gascoin, S., Hanich, L., Marchane, A., Chehbouni, A., 2021. Assessment of MERRA-2 and ERA5 to Model the Snow Water Equivalent in the High Atlas (1981–2019). *Water* 13, 890. <https://doi.org/10.3390/w13070890>
- Baba, M.W., Gascoin, S., Hagolle, O., Bourgeois, E., Desjardins, C., Dedieu, G., 2020. Evaluation of Methods for Mapping the Snow Cover Area at High Spatio-Temporal Resolution with VENμS. *Remote Sens.* 12, 3058. <https://doi.org/10.3390/rs12183058>

- Baba, M.W., Gascoin, S., Hanich, L., 2018a. Assimilation of Sentinel-2 data into a snowpack model in the High Atlas of Morocco. *Remote Sens.* 10. <https://doi.org/10.3390/rs10121982>
- Baba, M.W., Gascoin, S., Jarlan, L., Simonneaux, V., Hanich, L., 2018b. Variations of the snow water equivalent in the ourika catchment (Morocco) over 2000-2018 using downscaled MERRA-2 data. *Water Switz.* 10. <https://doi.org/10.3390/w10091120>
- Baba, M.W., Gascoin, S., Kinnard, C., Marchane, A., Hanich, L., 2019. Effect of Digital Elevation Model Resolution on the Simulation of the Snow Cover Evolution in the High Atlas. *Water Resour. Res.* 55, 5360–5378. <https://doi.org/10.1029/2018WR023789>
- Baetens, L., Desjardins, C., Hagolle, O., 2019. Validation of Copernicus Sentinel-2 Cloud Masks Obtained from MAJA, Sen2Cor, and FMask Processors Using Reference Cloud Masks Generated with a Supervised Active Learning Procedure. *Remote Sens.* 11, 433. <https://doi.org/10.3390/rs11040433>
- Bandyopadhyay, J., Rodda, J.C., Kattelman, R., Kundzewicz, Z.W., Kraemer, D., 1997. Highland waters—a resource of global significance. *Mt. World Glob. Prior.* Parthenon Lond. 131–155.
- Barnett, T.P., Adam, J.C., Lettenmaier, D.P., 2005. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature* 438, 303–309. <https://doi.org/10.1038/nature04141>
- Barry, R.G., 2008. Mountain weather and climate, 3rd ed. ed, Routledge physical environment series. Cambridge University Press, Cambridge ; New York.
- Barthélemy Saint-Hilaire, J., 1863. *Météorologie d’Aristote.* Ladrangé.
- Baumgartner, A., Reichel, E., Weber, G., 1983. Der Wasserhaushalt der Alpen: Niederschlag, Verdunstung, Abfluss und Gletscherspende im Gesamtgebiet der Alpen im Jahresdurchschnitt für die Normalperiode 1931-1960. Oldenbourg, München.
- Berghuijs, W.R., Woods, R.A., Hrachowitz, M., 2014. A precipitation shift from snow towards rain leads to a decrease in streamflow. *Nat. Clim. Change* 4, 583–586. <https://doi.org/10.1038/nclimate2246>
- Berthier, E., Arnaud, Y., Kumar, R., Ahmad, S., Wagnon, P., Chevallier, P., 2007. Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India). *Remote Sens. Environ.* 108, 327–338. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.11.017>
- Berthier, E., Toutin, T., 2008. SPOT5-HRS digital elevation models and the monitoring of glacier elevation changes in North-West Canada and South-East Alaska. *Remote Sens. Environ.* 112, 2443–2454. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.11.004>
- Berthier, E., Vincent, C., Magnússon, E., Gunnlaugsson, Á.Þ., Pitte, P., Le Meur, E., Masiokas, M., Ruiz, L., Pálsson, F., Belart, J.M.C., Wagnon, P., 2014. Glacier topography and elevation changes derived from Pléiades sub-meter stereo images. *The Cryosphere* 8, 2275–2291. <https://doi.org/10.5194/tc-8-2275-2014>
- Beven, K., 1993. Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Adv. Water Resour.* 16, 41–51. [https://doi.org/10.1016/0309-1708\(93\)90028-E](https://doi.org/10.1016/0309-1708(93)90028-E)
- Beven, K., Cloke, H., Pappenberger, F., Lamb, R., Hunter, N., 2015. Hyperresolution information and hyperresolution ignorance in modelling the hydrology of the land surface. *Sci. China Earth Sci.* 58, 25–35.

Blöschl, G., 1999. Scaling issues in snow hydrology. *Hydrol. Process.* 13, 2149–2175.

Blöschl, G., Hall, J., Parajka, J., Perdigão, R.A.P., Merz, B., Arheimer, B., Aronica, G.T., Bilibashi, A., Bonacci, O., Borga, M., Čanjevac, I., Castellarin, A., Chirico, G.B., Claps, P., Fiala, K., Frolova, N., Gorbachova, L., Gül, A., Hannaford, J., Harrigan, S., Kireeva, M., Kiss, A., Kjeldsen, T.R., Kohnová, S., Koskela, J.J., Ledvinka, O., Macdonald, N., Mavrova-Guirguinova, M., Mediero, L., Merz, R., Molnar, P., Montanari, A., Murphy, C., Osuch, M., Ovcharuk, V., Radevski, I., Rogger, M., Salinas, J.L., Sauquet, E., Šraj, M., Szolgay, J., Viglione, A., Volpi, E., Wilson, D., Zaimi, K., Živković, N., 2017. Changing climate shifts timing of European floods. *Science* 357, 588–590. <https://doi.org/10.1126/science.aan2506>

Blöschl, G., Hall, J., Viglione, A., Perdigão, R.A.P., Parajka, J., Merz, B., Lun, D., Arheimer, B., Aronica, G.T., Bilibashi, A., Boháč, M., Bonacci, O., Borga, M., Čanjevac, I., Castellarin, A., Chirico, G.B., Claps, P., Frolova, N., Ganora, D., Gorbachova, L., Gül, A., Hannaford, J., Harrigan, S., Kireeva, M., Kiss, A., Kjeldsen, T.R., Kohnová, S., Koskela, J.J., Ledvinka, O., Macdonald, N., Mavrova-Guirguinova, M., Mediero, L., Merz, R., Molnar, P., Montanari, A., Murphy, C., Osuch, M., Ovcharuk, V., Radevski, I., Salinas, J.L., Sauquet, E., Šraj, M., Szolgay, J., Volpi, E., Wilson, D., Zaimi, K., Živković, N., 2019. Changing climate both increases and decreases European river floods. *Nature* 573, 108–111. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1495-6>

Bouamri, H., Kinnard, C., Boudhar, A., Gascoin, S., Hanich, L., Chehbouni, A., 2021. MODIS does not capture the spatiotemporal heterogeneity of snow cover induced by solar radiation. *Front. Earth Sci.* 9. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.640250>

Boudhar, A., Boulet, G., Hanich, L., Sicart, J.E., Chehbouni, A., 2016. Energy fluxes and melt rate of a seasonal snow cover in the Moroccan High Atlas. *Hydrol. Sci. J.* 61, 931–943.

Boudhar, A., Duchemin, B., Hanich, L., Jarlan, L., Chaponnière, A., Maisongrande, P., Boulet, G., Chehbouni, A., 2010. Long-term analysis of snow-covered area in the Moroccan High-Atlas through remote sensing. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinformation* 12, S109–S115.

Boudhar, A., Hanich, L., Boulet, G., Duchemin, B., Berjamy, B., Chehbouni, A., 2009. Evaluation of the snowmelt runoff model in the Moroccan High Atlas Mountains using two snow-cover estimates. *Hydrol. Sci. J.* 54, 1094–1113.

Bouimouass, H., Fakir, Y., Tweed, S., Leblanc, M., 2020. Groundwater recharge sources in semiarid irrigated mountain fronts. *Hydrol. Process.* 34, 1598–1615. <https://doi.org/10.1002/hyp.13685>

Chaponnière, A., Maisongrande, P., Duchemin, B., Hanich, L., Boulet, G., Escadafal, R., Elouaddat, S., 2005. A combined high and low spatial resolution approach for mapping snow covered areas in the Atlas mountains. *Int. J. Remote Sens.* 26, 2755–2777. <https://doi.org/10.1080/01431160500117758>

Chebouni, A., Escadafal, R., Duchemin, B., Boulet, G., Simonneaux, V., Dedieu, G., Mougenot, B., Khabba, S., Kharrou, H., Maisongrande, P., 2008. An integrated modelling and remote sensing approach for hydrological study in arid and semi-arid regions: The SUDMED Programme. *Int. J. Remote Sens.* 29, 5161–5181.

Church, J.E., 1935. *Principles of Snow Surveying as Applied to Forecasting Stream Flow*. U.S. Government Printing Office.

Clark, M.P., Slater, A.G., Barrett, A.P., Hay, L.E., McCabe, G.J., Rajagopalan, B., Leavesley, G.H.,

2006. Assimilation of snow covered area information into hydrologic and land-surface models. *Adv. Water Resour.* 29, 1209–1221. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2005.10.001>
- Cluzet, B., Lafaysse, M., Cosme, E., Albergel, C., Meunier, L.-F., Dumont, M., 2021. CrocO_v1.0: a particle filter to assimilate snowpack observations in a spatialised framework. *Geosci. Model Dev.* 14, 1595–1614. <https://doi.org/10.5194/gmd-14-1595-2021>
- Clyde, G.D., 1931. A New Spring Balance for Measuring Water Content of Snow. *Science* 73, 189–190. <https://doi.org/10.1126/science.73.1885.189>
- Colombo, R., Garzonio, R., Mauro, B.D., Dumont, M., Tuzet, F., Cogliati, S., Pozzi, G., Maltese, A., Cremonese, E., 2019. Introducing Thermal Inertia for Monitoring Snowmelt Processes With Remote Sensing. *Geophys. Res. Lett.* 46, 4308–4319. <https://doi.org/10.1029/2019GL082193>
- Cook, B.I., Anchukaitis, K.J., Touchan, R., Meko, D.M., Cook, E.R., 2016. Spatiotemporal drought variability in the Mediterranean over the last 900 years. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 121, 2060–2074. <https://doi.org/10.1002/2015JD023929>
- Cortés, G., Giroto, M., Margulis, S., 2016. Snow process estimation over the extratropical Andes using a data assimilation framework integrating MERRA data and Landsat imagery. *Water Resour. Res.* 52, 2582–2600. <https://doi.org/10.1002/2015WR018376>
- Cramer, W., Guiot, J., Fader, M., Garrabou, J., Gattuso, J.-P., Iglesias, A., Lange, M.A., Lionello, P., Llasat, M.C., Paz, S., Peñuelas, J., Snoussi, M., Toreti, A., Tsimplis, M.N., Xoplaki, E., 2018. Climate change and interconnected risks to sustainable development in the Mediterranean. *Nat. Clim. Change* 8, 972–980. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0299-2>
- Crawford, C.J., Manson, S.M., Bauer, M.E., Hall, D.K., 2013. Multitemporal snow cover mapping in mountainous terrain for Landsat climate data record development. *Remote Sens. Environ.* 135, 224–233. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.04.004>
- Daily, G.C., Alexander, S., Ehrlich, P., Goulder, L., Lubchenco, J., Matson, P., Mooney, H., Postel, S., Schneider, S., Tilman, D., Woodwell, G.M., 1997. Ecosystem Services: Benefits Supplied to Human Societies by Natural Ecosystems. *Issues Ecol.* 2, 1–17.
- de Marsily, G., 2009. *L'eau, un trésor en partage*. Dunod.
- Deems, J.S., Fassnacht, S.R., Elder, K.J., 2006. Fractal Distribution of Snow Depth from Lidar Data. *J. Hydrometeorol.* 7, 285–297. <https://doi.org/10.1175/JHM487.1>
- Delvit, J.-M., Michel, J., 2016. 3 - Digital Terrain Models from Optical Images, in: Baghdadi, N., Zribi, M. (Eds.), *Optical Remote Sensing of Land Surface*. Elsevier, pp. 125–161. <https://doi.org/10.1016/B978-1-78548-102-4.50003-X>
- Deschamps-Berger, C., Gascoin, S., Berthier, E., Deems, J., Gutmann, E., Dehecq, A., Shean, D., Dumont, M., 2020. Snow depth mapping from stereo satellite imagery in mountainous terrain: evaluation using airborne laser-scanning data. *The Cryosphere* 14, 2925–2940. <https://doi.org/10.5194/tc-14-2925-2020>
- Deschamps-Berger, C., Gascoin, S., Berthier, E., Lacroix, P., Polidori, L., 2020. La Terre en 4D : apport des séries temporelles de modèles numériques d'élévation par photogrammétrie spatiale pour l'étude de la surface terrestre. *Rev. Fr. Photogrammétrie Télédétection* 1, 23–35.

- DeWalle, D.R., Rango, A., 2008. Principles of snow hydrology. Cambridge University Press.
- Dietz, A.J., Kuenzer, C., Gessner, U., Dech, S., 2012. Remote sensing of snow – a review of available methods. *Int. J. Remote Sens.* 33, 4094–4134. <https://doi.org/10.1080/01431161.2011.640964>
- Dong, C., 2018. Remote sensing, hydrological modeling and in situ observations in snow cover research: A review. *J. Hydrol.* 561, 573–583. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.04.027>
- Dozier, J., 1989. Spectral signature of alpine snow cover from the landsat thematic mapper. *Remote Sens. Environ.* 28, 9–22. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(89\)90101-6](https://doi.org/10.1016/0034-4257(89)90101-6)
- Dozier, J., Bair, E.H., Davis, R.E., 2016. Estimating the spatial distribution of snow water equivalent in the world’s mountains. *Wiley Interdiscip. Rev. Water* n/a-n/a. <https://doi.org/10.1002/wat2.1140>
- Drusch, M., Del Bello, U., Carlier, S., Colin, O., Fernandez, V., Gascon, F., Hoersch, B., Isola, C., Laberinti, P., Martimort, P., Meygret, A., Spoto, F., Sy, O., Marchese, F., Bargellini, P., 2012. Sentinel-2: ESA’s Optical High-Resolution Mission for GMES Operational Services. *Remote Sens. Environ., The Sentinel Missions - New Opportunities for Science* 120, 25–36. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.11.026>
- Dumont, M., Gascoin, S., 2017. Télédétection optique du manteau neigeux, in: *Observation des surfaces continentales par télédétection II*. ISTE, pp. 121–136.
- Earman, S., Campbell, A.R., Phillips, F.M., Newman, B.D., 2006. Isotopic exchange between snow and atmospheric water vapor: Estimation of the snowmelt component of groundwater recharge in the southwestern United States. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 111, D09302. <https://doi.org/10.1029/2005JD006470>
- Elder, K., Dozier, J., Michaelsen, J., 1991. Snow accumulation and distribution in an Alpine Watershed. *Water Resour. Res.* 27, 1541–1552. <https://doi.org/10.1029/91WR00506>
- Faour, G., Fayad, A., 2014. Water Environment in the Coastal Basins of Syria - Assessing the Impacts of the War. *Environ. Process.* 1, 533–552. <https://doi.org/10.1007/s40710-014-0043-5>
- Fayad, A., Gascoin, S., 2020. The role of liquid water percolation representation in estimating snow water equivalent in a Mediterranean mountain region (Mount Lebanon). *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 24, 1527–1542. <https://doi.org/10.5194/hess-24-1527-2020>
- Fayad, A., Gascoin, S., Faour, G., Fanise, P., Drapeau, L., Somma, J., Fadel, A., Al Bitar, A., Escadafal, R., 2017a. Snow observations in Mount Lebanon (2011-2016). *Earth Syst. Sci. Data* 9, 573–587. <https://doi.org/10.5194/essd-9-573-2017>
- Fayad, A., Gascoin, S., Faour, G., López-Moreno, J.I., Drapeau, L., Page, M.L., Escadafal, R., 2017b. Snow hydrology in Mediterranean mountain regions: A review. *J. Hydrol., Investigation of Coastal Aquifers* 551, 374–396. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.05.063>
- Freudiger, D., Kohn, I., Seibert, J., Stahl, K., Weiler, M., 2017. Snow redistribution for the hydrological modeling of alpine catchments: Snow redistribution for hydrological modeling. *Wiley Interdiscip. Rev. Water* 4, e1232. <https://doi.org/10.1002/wat2.1232>
- Gafurov, A., Bárdossy, A., 2009. Cloud removal methodology from MODIS snow cover product. *Hydrol Earth Syst Sci* 13, 1361–1373. <https://doi.org/10.5194/hess-13-1361-2009>

- Gascoin, S., 2018. Enneigement en amont du lac de Serre-Ponçon – Séries Temporelles. Sér. Temporelles. URL <https://labo.obs-mip.fr/multitemp/enneigement-en-amont-du-lac-de-serre-poncon/> (accessed 3.25.21).
- Gascoin, S., Barrou Dumont, Z., Deschamps-Berger, C., Marti, F., Salgues, G., López-Moreno, J.I., Revuelto, J., Michon, T., Schattan, P., Hagolle, O., 2020. Estimating Fractional Snow Cover in Open Terrain from Sentinel-2 Using the Normalized Difference Snow Index. *Remote Sens.* 12. <https://doi.org/10.3390/rs12182904>
- Gascoin, S., Drapeau, L., Somma, J., Shaban, A., Darwich, T., 2014. Snowpack volume estimation on Mount-Lebanon using Pléiades stereoscopy. Presented at the Pléiades Days 2014, Toulouse, France.
- Gascoin, S., Fanise, P., 2018. Bernadouze meteorological data. <https://doi.org/10.6096/DV/UQITZ4>
- Gascoin, S., Hagolle, O., Huc, M., Jarlan, L., Dejoux, J.-F., Szczypta, C., Marti, R., Sánchez, R., 2015. A snow cover climatology for the Pyrenees from MODIS snow products. *Hydrol Earth Syst Sci* 19, 2337–2351. <https://doi.org/10.5194/hess-19-2337-2015>
- Gascoin, S., Kinnard, C., Ponce, R., Lhermitte, S., MacDonell, S., Rabatel, A., 2011. Glacier contribution to streamflow in two headwaters of the Huasco River, Dry Andes of Chile. *Cryosphere* 5, 1099–1113. <https://doi.org/10.5194/tc-5-1099-2011>
- Gascoin, S., Lhermitte, S., Kinnard, C., Bortels, K., Liston, G.E., 2013. Wind effects on snow cover in Pascua-Lama, Dry Andes of Chile. *Adv. Water Resour.* 55, 25–39. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.11.013>
- Giorgi, F., Lionello, P., 2008. Climate change projections for the Mediterranean region. *Glob. Planet. Change, Mediterranean climate: trends, variability and change* 63, 90–104. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.09.005>
- Giroto, M., Cortés, G., Margulis, S.A., Durand, M., 2014. Examining spatial and temporal variability in snow water equivalent using a 27 year reanalysis: Kern River watershed, Sierra Nevada. *Water Resour. Res.* 50, 6713–6734. <https://doi.org/10.1002/2014WR015346>
- Goulden, M.L., Anderson, R.G., Bales, R.C., Kelly, A.E., Meadows, M., Winston, G.C., 2012. Evapotranspiration along an elevation gradient in California's Sierra Nevada. *J. Geophys. Res. Biogeosciences* 117. <https://doi.org/10.1029/2012JG002027>
- Grizonnet, M., Michel, J., Poughon, V., Inglada, J., Savinaud, M., Cresson, R., 2017. Orfeo ToolBox: open source processing of remote sensing images. *Open Geospatial Data Softw. Stand.* 2, 15. <https://doi.org/10.1186/s40965-017-0031-6>
- Grünewald, T.G., Lehning, M., 2011. Altitudinal dependency of snow amounts in two small alpine catchments: can catchment-wide snow amounts be estimated via single snow or precipitation stations? *Ann. Glaciol.* 52, 153–158.
- Grusson, Y., Sun, X., Gascoin, S., Sauvage, S., Raghavan, S., Anctil, F., Sánchez-Pérez, J.-M., 2015. Assessing the capability of the SWAT model to simulate snow, snow melt and streamflow dynamics over an alpine watershed. *J. Hydrol.* 531, 574–588. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.10.070>
- Hagolle, O., Huc, M., Pascual, D.V., Dedieu, G., 2010. A multi-temporal method for cloud detection, applied to FORMOSAT-2, VEN μ S, LANDSAT and SENTINEL-2 images. *Remote Sens. Environ.* 114,

1747–1755.

Hagolle, O., Huc, M., Villa Pascual, D., Dedieu, G., 2015a. A Multi-Temporal and Multi-Spectral Method to Estimate Aerosol Optical Thickness over Land, for the Atmospheric Correction of FormoSat-2, LandSat, VENμS and Sentinel-2 Images. *Remote Sens.* 7, 2668–2691. <https://doi.org/10.3390/rs70302668>

Hagolle, O., Sylvander, S., Huc, M., Claverie, M., Clesse, D., Dechoz, C., Lonjou, V., Poulain, V., 2015b. SPOT-4 (Take 5): Simulation of Sentinel-2 Time Series on 45 Large Sites. *Remote Sens.* 7, 12242–12264. <https://doi.org/10.3390/rs70912242>

Hall, D.K., Riggs, G.A., 2007. Accuracy assessment of the MODIS snow products. *Hydrol. Process.* 21, 1534–1547. <https://doi.org/10.1002/hyp.6715>

Hall, D.K., Riggs, G.A., Salomonson, V.V., DiGirolamo, N.E., Bayr, K.J., 2002. MODIS snow-cover products. *Remote Sens. Environ., The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS): a new generation of Land Surface Monitoring* 83, 181–194. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(02\)00095-0](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00095-0)

Härer, S., Bernhardt, M., Siebers, M., Schulz, K., 2018. On the need for a time- and location-dependent estimation of the NDSI threshold value for reducing existing uncertainties in snow cover maps at different scales. *The Cryosphere* 12, 1629–1642. <https://doi.org/10.5194/tc-12-1629-2018>

Harpold, A.A., Brooks, P.D., 2018. Humidity determines snowpack ablation under a warming climate. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 115, 1215–1220. <https://doi.org/10.1073/pnas.1716789115>

Hedrick, A.R., Marks, D., Havens, S., Robertson, M., Johnson, M., Sandusky, M., Marshall, H.-P., Kormos, P.R., Bormann, K.J., Painter, T.H., 2018. Direct Insertion of NASA Airborne Snow Observatory-Derived Snow Depth Time Series Into the iSnobal Energy Balance Snow Model. *Water Resour. Res.* 54, 8045–8063. <https://doi.org/10.1029/2018WR023190>

Helbig, N., Bühler, Y., Eberhard, L., Deschamps-Berger, C., Gascoin, S., Dumont, M., Deems, J., Jonas, T., 2020. Towards a scale-independent fractional snow-covered area parameterization for complex terrain (other). *pico*. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-14575>

Helbig, N., van Herwijnen, A., Magnusson, J., Jonas, T., 2015. Fractional snow-covered area parameterization over complex topography. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 19, 1339–1351. <https://doi.org/10.5194/hess-19-1339-2015>

Henn, B., Clark, M.P., Kavetski, D., Lundquist, J.D., 2015. Estimating mountain basin-mean precipitation from streamflow using Bayesian inference. *Water Resour. Res.* n/a-n/a. <https://doi.org/10.1002/2014WR016736>

Hill, D.F., Burakowski, E.A., Crumley, R.L., Keon, J., Hu, J.M., Arendt, A.A., Wikstrom Jones, K., Wolken, G.J., 2019. Converting snow depth to snow water equivalent using climatological variables. *The Cryosphere* 13, 1767–1784. <https://doi.org/10.5194/tc-13-1767-2019>

Hirschmuller, H., 2005. Accurate and Efficient Stereo Processing by Semi-Global Matching and Mutual Information, in: 2005 IEEE Computer Society Conference on Computer Vision and Pattern Recognition (CVPR'05). Presented at the 2005 IEEE Computer Society Conference on Computer Vision and Pattern Recognition (CVPR'05), IEEE, San Diego, CA, USA, pp. 807–814. <https://doi.org/10.1109/CVPR.2005.56>

Hu, Z., Wang, G., Sun, X., Zhu, M., Song, C., Huang, K., Chen, X., 2018. Spatial-Temporal Patterns of Evapotranspiration Along an Elevation Gradient on Mount Gongga, Southwest China. *Water Resour. Res.* 54, 4180–4192. <https://doi.org/10.1029/2018WR022645>

Immerzeel, W.W., Lutz, A.F., Andrade, M., Bahl, A., Biemans, H., Bolch, T., Hyde, S., Brumby, S., Davies, B.J., Elmore, A.C., Emmer, A., Feng, M., Fernández, A., Haritashya, U., Kargel, J.S., Koppes, M., Kraaijenbrink, P.D.A., Kulkarni, A.V., Mayewski, P.A., Nepal, S., Pacheco, P., Painter, T.H., Pellicciotti, F., Rajaram, H., Rupper, S., Sinisalo, A., Shrestha, A.B., Viviroli, D., Wada, Y., Xiao, C., Yao, T., Baillie, J.E.M., 2020. Importance and vulnerability of the world's water towers. *Nature* 577, 364–369. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1822-y>

Jarlan, L., Khabba, S., Er-Raki, S., Le Page, M., Hanich, L., Fakir, Y., Merlin, O., Mangiarotti, S., Gascoin, S., Ezzahar, J., Kharrou, M.H., Berjamy, B., Saaïdi, A., Boudhar, A., Benkaddour, A., Laftouhi, N., Abaoui, J., Tavernier, A., Boulet, G., Simonneaux, V., Driouech, F., El Adnani, M., El Fazziki, A., Amenouz, N., Raïbi, F., El Mandour, A., Ibouh, H., Le Dantec, V., Habets, F., Trambly, Y., Mougnot, B., Leblanc, M., El Faïz, M., Drapeau, L., Coudert, B., Hagolle, O., Filali, N., Belaqziz, S., Marchane, A., Szczypta, C., Toumi, J., Diarra, A., Aouade, G., Hajhouji, Y., Nassah, H., Bigeard, G., Chirouze, J., Boukhari, K., Abourida, A., Richard, B., Fanise, P., Kasbani, M., Chakir, A., Zribi, M., Merah, H., Naimi, A., Mokssit, A., Kerr, Y., Escadafal, R., 2015. Remote Sensing of Water Resources in Semi-Arid Mediterranean Areas: the joint international laboratory TREMA. *Int. J. Remote Sens.* 36, 4879–4917. <https://doi.org/10.1080/01431161.2015.1093198>

Jenicek, M., Seibert, J., Zappa, M., Staudinger, M., Jonas, T., 2016. Importance of maximum snow accumulation for summer low flows in humid catchments. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 20, 859–874. <https://doi.org/10.5194/hess-20-859-2016>

Kapnick, S.B., Yang, X., Vecchi, G.A., Delworth, T.L., Gudgel, R., Malyshev, S., Milly, P.C.D., Shevliakova, E., Underwood, S., Margulis, S.A., 2018. Potential for western US seasonal snowpack prediction. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 115, 1180–1185. <https://doi.org/10.1073/pnas.1716760115>

Kinnard, C., Ginot, P., Surazakov, A., MacDonell, S., Nicholson, L., Patris, N., Rabatel, A., Rivera, A., Squeo, F.A., 2020. Mass Balance and Climate History of a High-Altitude Glacier, Desert Andes of Chile. *Front. Earth Sci.* 8. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00040>

Knowles, N., Dettinger, M.D., Cayan, D.R., 2006. Trends in Snowfall versus Rainfall in the Western United States. *J. Clim.* 19, 4545–4559. <https://doi.org/10.1175/JCLI3850.1>

Korzoun, V.I., 1978. World water balance and water resources of the earth.

Koster, R.D., Mahanama, S.P.P., Livneh, B., Lettenmaier, D.P., Reichle, R.H., 2010. Skill in streamflow forecasts derived from large-scale estimates of soil moisture and snow. *Nat. Geosci.* 3, 613–616. <https://doi.org/10.1038/ngeo944>

Kralisch, S., Krause, P., 2006. JAMS – A Framework for Natural Resource Model Development and Application. *Int. Congr. Environ. Model. Softw.*

Largeron, C., Dumont, M., Morin, S., Boone, A., Lafaysse, M., Metref, S., Cosme, E., Jonas, T., Winstral, A., Margulis, S.A., 2020. Toward Snow Cover Estimation in Mountainous Areas Using Modern Data Assimilation Methods: A Review. *Front. Earth Sci.* 8. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00325>

- Li, D., Wrzesien, M.L., Durand, M., Adam, J., Lettenmaier, D.P., 2017. How much runoff originates as snow in the western United States, and how will that change in the future? *Geophys. Res. Lett.* 44, 6163–6172. <https://doi.org/10.1002/2017GL073551>
- Lievens, H., Demuzere, M., Marshall, H.-P., Reichle, R.H., Brucker, L., Brangers, I., de Rosnay, P., Dumont, M., Girotto, M., Immerzeel, W.W., Jonas, T., Kim, E.J., Koch, I., Marty, C., Saloranta, T., Schöber, J., De Lannoy, G.J.M., 2019. Snow depth variability in the Northern Hemisphere mountains observed from space. *Nat. Commun.* 10, 4629. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-12566-y>
- Liniger, H., Weingartner, R., 1998. Mountains and freshwater supply. *Unasylva* 49, 39–46.
- Liston, G.E., 1995. Local Advection of Momentum, Heat, and Moisture during the Melt of Patchy Snow Covers. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 34, 1705–1715. <https://doi.org/10.1175/1520-0450-34.7.1705>
- Liston, G.E., Elder, K., 2006a. A Distributed Snow-Evolution Modeling System (SnowModel). *J. Hydrometeorol.* 7, 1259–1276. <https://doi.org/10.1175/JHM548.1>
- Liston, G.E., Elder, K., 2006b. A Meteorological Distribution System for High-Resolution Terrestrial Modeling (MicroMet). *J. Hydrometeorol.* 7, 217–234. <https://doi.org/10.1175/JHM486.1>
- Liston, G.E., Haehnel, R.B., Sturm, M., Hiemstra, C.A., Berezovskaya, S., Tabler, R.D., 2007. Simulating complex snow distributions in windy environments using SnowTran-3D. *J. Glaciol.* 53, 241–256. <https://doi.org/10.3189/172756507782202865>
- Liston, G.E., Itkin, P., Stroeve, J., Tschudi, M., Stewart, J.S., Pedersen, S.H., Reinking, A.K., Elder, K., 2020. A Lagrangian Snow-Evolution System for Sea-Ice Applications (SnowModel-LG): Part I—Model Description. *J. Geophys. Res. Oceans* 125, e2019JC015913. <https://doi.org/10.1029/2019JC015913>
- Livneh, B., Badger, A.M., 2020. Drought less predictable under declining future snowpack. *Nat. Clim. Change* 10, 452–458. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0754-8>
- López-Moreno, J.I., Fassnacht, S.R., Heath, J.T., Musselman, K.N., Revuelto, J., Latron, J., Morán-Tejeda, E., Jonas, T., 2013. Small scale spatial variability of snow density and depth over complex alpine terrain: Implications for estimating snow water equivalent. *Adv. Water Resour., Snow–Atmosphere Interactions and Hydrological Consequences* 55, 40–52. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.08.010>
- López-Moreno, J.I., García-Ruiz, J.M., 2004. Influence of snow accumulation and snowmelt on streamflow in the central Spanish Pyrenees / Influence de l’accumulation et de la fonte de la neige sur les écoulements dans les Pyrénées centrales espagnoles. *Hydrol. Sci. J.* 49, null-802. <https://doi.org/10.1623/hysj.49.5.787.55135>
- López-Moreno, J.I., Soubeyroux, J.M., Gascoin, S., Alonso-Gonzalez, E., Durán-Gómez, N., Lafaysse, M., Vernay, M., Carmagnola, C., Morin, S., 2020. Long-term trends (1958–2017) in snow cover duration and depth in the Pyrenees. *Int. J. Climatol.* joc.6571. <https://doi.org/10.1002/joc.6571>
- López-Moreno, J.I., Soubeyroux, J.M., Gascoin, S., Alonso-Gonzalez, E., Durán-Gómez, N., Lafaysse, M., Vernay, M., Carmagnola, C., Morin, S., 2020. Long-term trends (1958–2017) in snow cover duration and depth in the Pyrenees. *Int. J. Climatol.* 40, 6122–6136. <https://doi.org/10.1002/joc.6571>
- López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., Moran-Tejeda, E., Zabalza, J., Lorenzo-Lacruz, J., García-

- Ruiz, J.M., 2011. Impact of climate evolution and land use changes on water yield in the ebro basin. *Hydrol Earth Syst Sci* 15, 311–322. <https://doi.org/10.5194/hess-15-311-2011>
- Louis, J., Debaecker, V., Pflug, B., Main-Knorn, M., Bieniarz, J., Mueller-Wilm, U., Cadau, E., Gascon, F., 2016. SENTINEL-2 SEN2COR: L2A Processor for Users, in: Ouwehand, L. (Ed.), *Proceedings Living Planet Symposium 2016*. Presented at the ESA Living Planet Symposium 2016, Spacebooks Online, Prague, Czech Republic, pp. 1–8.
- Lundquist, J., Hughes, M., Gutmann, E., Kapnick, S., 2019. Our Skill in Modeling Mountain Rain and Snow is Bypassing the Skill of Our Observational Networks. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 100, 2473–2490. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-19-0001.1>
- Lundquist, J.D., Loheide, S.P., 2011. How evaporative water losses vary between wet and dry water years as a function of elevation in the Sierra Nevada, California, and critical factors for modeling. *Water Resour. Res.* 47. <https://doi.org/10.1029/2010WR010050>
- MacDonald, D., Crabtree, J.R., Wiesinger, G., Dax, T., Stamou, N., Fleury, P., Gutierrez Lazpita, J., Gibon, A., 2000. Agricultural abandonment in mountain areas of Europe: Environmental consequences and policy response. *J. Environ. Manage.* 59, 47–69. <https://doi.org/10.1006/jema.1999.0335>
- MacDonald, R.A., 1995. Corona: Success for Space Reconnaissance, A look into the Cold War, and a Revolution for Intelligence. *Photogramm. Eng. Remote Sens.* 61, 689–720.
- Magand, C., Ducharne, A., Le Moine, N., Gascoin, S., 2014. Introducing hysteresis in snow depletion curves to improve the water budget of a land surface model in an alpine catchment. *J. Hydrometeorol.* 15, 631–649. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-13-091.1>
- Magand, C., Ducharne, A., Tilmant, F., Le Moine, N., Sauquet, E., Mathevet, T., Vidal, J.-P., Perrin, C., 2018. Hybridation de réanalyses météorologiques de surface pour les zones de montagne : exemple du produit DuO sur le bassin de la Durance. *Houille Blanche* 77–85. <https://doi.org/10.1051/lhb/2018035>
- Malnes, E., Buanes, A., Nagler, T., Bippus, G., Gustafsson, D., Schiller, C., Metsämäki, S., Pulliainen, J., Luoju, K., Larsen, H.E., Solberg, R., Diamandi, A., Wiesmann, A., 2015. User requirements for the snow and land ice services – CryoLand. *The Cryosphere* 9, 1191–1202. <https://doi.org/10.5194/tc-9-1191-2015>
- Mankin, J.S., Viviroli, D., Singh, D., Hoekstra, A.Y., Duffenbaugh, N.S., 2015. The potential for snow to supply human water demand in the present and future. *Environ. Res. Lett.* 10, 114016. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/11/114016>
- Marchane, A., Jarlan, L., Hanich, L., Boudhar, A., Gascoin, S., Tavernier, A., Filali, N., Le Page, M., Hagolle, O., Berjamy, B., 2015. Assessment of daily MODIS snow cover products to monitor snow cover dynamics over the Moroccan Atlas mountain range. *Remote Sens. Environ.* 160, 72–86. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.01.002>
- Margane, A., Makki, I., 2012. Hydrogeological Investigations in a Karst Aquifer for Investments in the Wastewater Sector to Protect the Drinking Water Resources of Beirut. Presented at the IAH 2012 Congress, Niagara Falls.
- Margulis, S.A., Cortés, G., Giroto, M., Durand, M., 2016. A Landsat-Era Sierra Nevada Snow Reanalysis (1985–2015). *J. Hydrometeorol.* 17, 1203–1221. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-15-0177.1>

- Margulis, S.A., Giroto, M., Cortés, G., Durand, M., 2015. A Particle Batch Smoother Approach to Snow Water Equivalent Estimation. *J. Hydrometeorol.* 16, 1752–1772. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-14-0177.1>
- Marsh, C.B., Pomeroy, J.W., Spiteri, R.J., Wheeler, H.S., 2020. A Finite Volume Blowing Snow Model for Use With Variable Resolution Meshes. *Water Resour. Res.* 56. <https://doi.org/10.1029/2019WR025307>
- Marti, R., Gascoin, S., Berthier, E., de Pinel, M., Houet, T., Laffly, D., 2016. Mapping snow depth in open alpine terrain from stereo satellite imagery. *The Cryosphere* 10, 1361–1380. <https://doi.org/10.5194/tc-10-1361-2016>
- Marti, R., Gascoin, S., Houet, T., Laffly, D., René, P., 2014. Evaluation of the digital elevation model of a small mountain glacier generated from Pleiades stereoscopic images: Case of the Ossoue Glacier, French Pyrenees [Evaluation du modèle numérique d'élevation d'un petit Glacier de Montagne genre a partir d'images stereoscopiques pleiades : cas du glacier d'ossoue, Pyrenees Françaises]. *Rev. Française Photogramm. Teledetection* 57–62.
- Martin, C., 2007. La fonte de l'or ralentie par un glacier [WWW Document]. *Libération.fr*. URL https://www.liberation.fr/terre/2007/01/18/la-fonte-de-l-or-ralentie-par-un-glacier_82248 (accessed 11.12.20).
- Martin, C., 2005. Chili: l'or qui déménage les glaciers [WWW Document]. *Libération.fr*. URL https://www.liberation.fr/terre/2005/08/23/chili-l-or-qui-demenage-les-glaciers_529995 (accessed 11.12.20).
- Martin, E., Gascoin, S., Grusson, Y., Murgue, C., Bardeau, M., Anctil, F., Ferrant, S., Lardy, R., Le Moigne, P., Leenhardt, D., Rivalland, V., Sánchez Pérez, J.-M., Sauvage, S., Therond, O., 2016. On the Use of Hydrological Models and Satellite Data to Study the Water Budget of River Basins Affected by Human Activities: Examples from the Garonne Basin of France. *Surv. Geophys.* 37, 223–247. <https://doi.org/10.1007/s10712-016-9366-2>
- Martinec, J., 1975. Snowmelt - Runoff Model For Stream Flow Forecasts. *Nord. Hydrol.* 6, 145–154. <https://doi.org/10.2166/nh.1975.0010>
- Martinec, J., Rango, A., 1986. Parameter values for snowmelt runoff modelling. *J. Hydrol.* 84, 197–219. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(86\)90123-X](https://doi.org/10.1016/0022-1694(86)90123-X)
- Masson, T., Dumont, M., Mura, M.D., Sirguey, P., Gascoin, S., Dedieu, J.-P., Chanussot, J., 2018. An Assessment of Existing Methodologies to Retrieve Snow Cover Fraction from MODIS Data. *Remote Sens.* 10, 619. <https://doi.org/10.3390/rs10040619>
- Matson, M., Wiesnet, D.R., 1981. New data base for climate studies. *Nature* 289, 451–456. <https://doi.org/10.1038/289451a0>
- Messerli, B. (ed), Ives, J.D. (ed), 1997. Mountains of the world: a global priority. A contribution to chapter 13 of Agenda 21.
- Messerli, B., Viviroli, D., Weingartner, R., 2004. Mountains of the World: Vulnerable Water Towers for the 21st Century. *AMBIO J. Hum. Environ.* 33, 29. <https://doi.org/10.1007/0044-7447-33.sp13.29>
- Messerli, D.P., 2010. Die Alpen und die Gebirge der Welt. *Akad. Aktuell* 7.

- Meybeck, M., Green, P., Vörösmarty, C., 2001. A New Typology for Mountains and Other Relief Classes. *Mt. Res. Dev.* 21, 34–45. [https://doi.org/10.1659/0276-4741\(2001\)021\[0034:ANTFMA\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1659/0276-4741(2001)021[0034:ANTFMA]2.0.CO;2)
- Milly, P.C.D., Dunne, K.A., 2020. Colorado River flow dwindles as warming-driven loss of reflective snow energizes evaporation. *Science* 367, 1252–1255. <https://doi.org/10.1126/science.aay9187>
- Musselman, K.N., Clark, M.P., Liu, C., Ikeda, K., Rasmussen, R., 2017. Slower snowmelt in a warmer world. *Nat. Clim. Change* 7, 214–219. <https://doi.org/10.1038/nclimate3225>
- Nitu, R., Roulet, Y.-A., Wolff, M., Earle, M.E., Reverdin, A., Smith, C.D., Kochendorfer, J., Morin, S., Rasmussen, R., Wong, K., et al, 2019. WMO Solid Precipitation Intercomparison Experiment (SPICE) (2012-2015). World Meteorological Organization, Geneva.
- Nuzzo, R., 2015. How scientists fool themselves – and how they can stop. *Nat. News* 526, 182. <https://doi.org/10.1038/526182a>
- Ohmura, A., 2001. Physical Basis for the Temperature-Based Melt-Index Method. *J. Appl. Meteorol.* 40, 753–761. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040<0753:PBFTTB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<0753:PBFTTB>2.0.CO;2)
- Painter, T.H., Dozier, J., Roberts, D.A., Davis, R.E., Green, R.O., 2003. Retrieval of subpixel snow-covered area and grain size from imaging spectrometer data. *Remote Sens. Environ.* 85, 64–77. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(02\)00187-6](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00187-6)
- Paquet, E., Laval, M.-T., 2006. Retour d’expérience et perspectives d’exploitation des Nivomètres à Rayonnement Cosmique d’EDF. *Houille Blanche* 113–119. <https://doi.org/10.1051/lhb:200602015>
- Parajka, J., Blöschl, G., 2008. Spatio-temporal combination of MODIS images – potential for snow cover mapping. *Water Resour. Res.* 44, W03406. <https://doi.org/10.1029/2007WR006204>
- Pflug, J.M., Liston, G.E., Nijssen, B., Lundquist, J.D., 2019. Testing Model Representations of Snowpack Liquid Water Percolation Across Multiple Climates. *Water Resour. Res.* 55, 4820–4838. <https://doi.org/10.1029/2018WR024632>
- Polidori, L. (Ed.), 2020. Aimé Laussedat (1819-1907): le précurseur de la photogrammétrie. Publi-Topex, Paris.
- Pritchard, H.D., 2019. Asia’s shrinking glaciers protect large populations from drought stress. *Nature* 569, 649–654. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1240-1>
- Pulliainen, J., Luojus, K., Derksen, C., Mudryk, L., Lemmetyinen, J., Salminen, M., Ikonen, J., Takala, M., Cohen, J., Smolander, T., Norberg, J., 2020. Patterns and trends of Northern Hemisphere snow mass from 1980 to 2018. *Nature* 581, 294–298. <https://doi.org/10.1038/s41586-020-2258-0>
- Qin, Y., Abatzoglou, J.T., Siebert, S., Huning, L.S., AghaKouchak, A., Mankin, J.S., Hong, C., Tong, D., Davis, S.J., Mueller, N.D., 2020. Agricultural risks from changing snowmelt. *Nat. Clim. Change.* <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0746-8>
- Raleigh, M.S., Rittger, K., Moore, C.E., Henn, B., Lutz, J.A., Lundquist, J.D., 2013. Ground-based testing of MODIS fractional snow cover in subalpine meadows and forests of the Sierra Nevada. *Remote Sens. Environ.* 128, 44–57. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.09.016>

- Ramsay, B.H., 1998. The interactive multisensor snow and ice mapping system. *Hydrol. Process.* 12, 1537–1546.
- Rango, A., Martinec, J., 1979. Application of a Snowmelt-Runoff Model Using Landsat Data. *Nord. Hydrol.* 10, 225–238. <https://doi.org/10.2166/nh.1979.0006>
- Rapport de la Conference des Nations Unies sur l'Environnement et le Developpement, Rio de Janeiro, 3-14 Juin 1992 (Ed.), 1993. Allocutions prononcées par les chefs d'état ou de gouvernement au cours du sommet de la conférence. Presented at the Conference des Nations Unies sur l'Environnement et le Developpement, Nations Unies, New York.
- Rauscher, S.A., Pal, J.S., Diffenbaugh, N.S., Benedetti, M.M., 2008. Future changes in snowmelt-driven runoff timing over the western US. *Geophys. Res. Lett.* 35. <https://doi.org/10.1029/2008GL034424>
- Réveillet, M., MacDonell, S., Gascoin, S., Kinnard, C., Lhermitte, S., Schaffer, N., 2020. Impact of forcing on sublimation simulations for a high mountain catchment in the semiarid Andes. *Cryosphere* 14, 147–163. <https://doi.org/10.5194/tc-14-147-2020>
- Rittger, K., Painter, T.H., Dozier, J., 2013. Assessment of methods for mapping snow cover from MODIS. *Adv. Water Resour.* 51, 367–380. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.03.002>
- Roe, G.H., 2005. Orographic precipitation. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 33, 645–671. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.33.092203.122541>
- Rosset, T., Gandois, L., Le Roux, G., Teisserenc, R., Durantez Jimenez, P., Camboulive, T., Binet, S., 2019. Peatland Contribution to Stream Organic Carbon Exports From a Montane Watershed. *J. Geophys. Res. Biogeosciences* 124, 3448–3464. <https://doi.org/10.1029/2019JG005142>
- Salomonson, V.V., Appel, I., 2004. Estimating fractional snow cover from MODIS using the normalized difference snow index. *Remote Sens. Environ.* 89, 351–360. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2003.10.016>
- Sayare, S., 2013. Flooding Damages Lourdes, French Holy Site. *N. Y. Times*.
- Schaeffli, B., 2016. Snow hydrology signatures for model identification within a limits-of-acceptability approach. *Hydrol. Process.* 30, 4019–4035. <https://doi.org/10.1002/hyp.10972>
- Schuler, P., Margane, A., 2013. Water Balance for the Groundwater Contribution Zone of Jeita Spring using WEAP (Technical report No. 6), German-Lebanese Technical Cooperation Project Protection of Jeita Spring. BGR, Raifoun.
- Schulz, O., de Jong, C., 2004. Snowmelt and sublimation: field experiments and modelling in the High Atlas Mountains of Morocco. *Hydrol Earth Syst Sci* 8, 1076–1089. <https://doi.org/10.5194/hess-8-1076-2004>
- Serrano Notivoli, R., Mora Mur, D., Ollero Ojeda, A., Sánchez Fabre, M., Saz Sánchez, M.Á., 2014. Respuesta hidrológica al evento de precipitación de junio de 2013 en el Pirineo central. *Investig. Geográficas*. <https://doi.org/10.14198/INGEO2014.62.01>
- Sevilla, J.-J., 1997. Le forum écologique de Rio se termine dans le pessimisme et l'indifférence. *Le Monde*.
- Sexstone, G.A., Penn, C.A., Liston, G.E., Gleason, K.E., Moeser, C.D., Clow, D.W., 2020. Spatial

- Variability in Seasonal Snowpack Trends across the Rio Grande Headwaters (1984–2017). *J. Hydrometeorol.* 21, 2713–2733. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-20-0077.1>
- Shampine, L.F., Reichelt, M.W., 1997. The matlab ode suite. *SIAM J. Sci. Comput.* 18, 1–22.
- Shaw, T.E., Caro, A., Mendoza, P., Ayala, Á., Pellicciotti, F., Gascoin, S., McPhee, J., 2020a. The Utility of Optical Satellite Winter Snow Depths for Initializing a Glacio-Hydrological Model of a High-Elevation, Andean Catchment. *Water Resour. Res.* 56, e2020WR027188. <https://doi.org/10.1029/2020WR027188>
- Shaw, T.E., Deschamps-Berger, C., Gascoin, S., McPhee, J., 2020b. Monitoring Spatial and Temporal Differences in Andean Snow Depth Derived From Satellite Tri-Stereo Photogrammetry. *Front. Earth Sci.* 8. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.579142>
- Shaw, T.E., Gascoin, S., Mendoza, P.A., Pellicciotti, F., McPhee, J., 2020c. Snow Depth Patterns in a High Mountain Andean Catchment from Satellite Optical Tristereoscopic Remote Sensing. *Water Resour. Res.* 56, e2019WR024880. <https://doi.org/10.1029/2019WR024880>
- Shean, D.E., Alexandrov, O., Moratto, Z.M., Smith, B.E., Joughin, I.R., Porter, C., Morin, P., 2016. An automated, open-source pipeline for mass production of digital elevation models (DEMs) from very-high-resolution commercial stereo satellite imagery. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* 116, 101–117. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2016.03.012>
- Shiklomanov, I.A., 1997. Comprehensive assessment of the freshwater resources of the world: assessment of water resources and water availability in the world. Stockholm Environment Institute.
- Sirguey, P., Mathieu, R., Arnaud, Y., 2009. Subpixel monitoring of the seasonal snow cover with MODIS at 250 m spatial resolution in the Southern Alps of New Zealand: Methodology and accuracy assessment. *Remote Sens. Environ.* 113, 160–181. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2008.09.008>
- Somma, J., Drapeau, L., Abou Chakra, C., 2014. Caractérisation de la capacité de rétention de neige d'un plateau karstique. Essai méthodologique pour le plateau du Jabal Jraid (Liban). *Rev. Int. Géomat.* 24, 87–99. <https://doi.org/10.3166/rig.24.87-99>
- Stewart, I.T., Cayan, D.R., Dettinger, M.D., 2005. Changes toward Earlier Streamflow Timing across Western North America. *J. Clim.* 18, 1136–1155. <https://doi.org/10.1175/JCLI3321.1>
- Stillinger, T., Roberts, D.A., Collar, N.M., Dozier, J., 2019. Cloud Masking for Landsat 8 and MODIS Terra Over Snow-Covered Terrain: Error Analysis and Spectral Similarity Between Snow and Cloud. *Water Resour. Res.* 55, 6169–6184. <https://doi.org/10.1029/2019WR024932>
- Stone, P.B. (Ed.), 1992. *The State of the world's mountains: a global report*. Zes Books, London ; Atlantic Highlands, N.J.
- Sturm, M., Goldstein, M.A., Parr, C., 2017. Water and life from snow: A trillion dollar science question: SNOW AND LIFE. *Water Resour. Res.* 53, 3534–3544. <https://doi.org/10.1002/2017WR020840>
- Szczypta, C., Gascoin, S., Houet, T., Hagolle, O., Dejoux, J.-F., Vigneau, C., Fanise, P., 2015. Impact of climate and land cover changes on snow cover in a small Pyrenean catchment. *J. Hydrol.* 521, 84–99. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.060>
- Thirel, G., Salamon, P., Burek, P., Kalas, M., 2013. Assimilation of MODIS Snow Cover Area Data in

a Distributed Hydrological Model Using the Particle Filter. *Remote Sens.* 5, 5825–5850. <https://doi.org/10.3390/rs5115825>

Tourasse, P., 1995. La télénivométrie et la prévision des apports de remplissage des réservoirs EDF. *Houille Blanche* 92–97. <https://doi.org/10.1051/lhb/1995051>

Toutin, T., 2004. Comparison of stereo-extracted DTM from different high-resolution sensors: SPOT-5, EROS-a, IKONOS-II, and QuickBird. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 42, 2121–2129. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2004.834641>

Troch, P.A., Martinez, G.F., Pauwels, V.R.N., Durcik, M., Sivapalan, M., Harman, C., Brooks, P.D., Gupta, H., Huxman, T., 2009. Climate and vegetation water use efficiency at catchment scales. *Hydrol. Process.* 23, 2409–2414. <https://doi.org/10.1002/hyp.7358>

Tsai, Y.-L.S., Dietz, A., Oppelt, N., Kuenzer, C., 2019. Remote Sensing of Snow Cover Using Spaceborne SAR: A Review. *Remote Sens.* 11, 1456. <https://doi.org/10.3390/rs11121456>

Tuel, A., Eltahir, E. a. B., 2020. Why Is the Mediterranean a Climate Change Hot Spot? *J. Clim.* 33, 5829–5843. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0910.1>

United Nations, Department of Economic and Social Affairs, Population Division, 2019. World population prospects Highlights, 2019 revision Highlights, 2019 revision.

Urkidi, L., 2010. A glocal environmental movement against gold mining: Pascua–Lama in Chile. *Ecol. Econ., Special Section: Ecological Distribution Conflicts* 70, 219–227. <https://doi.org/10.1016/j.ecolecon.2010.05.004>

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

Villiers-Moriamé, A., 2020. Coup d’arrêt définitif pour le projet minier Pascua Lama, à la frontière entre le Chili et l’Argentine. *Le Monde.fr*.

Vionnet, V., Marsh, C.B., Menounos, B., Gascoin, S., Wayand, N.E., Shea, J., Mukherjee, K., Pomeroy, J.W., 2021. Multi-scale snowdrift-permitting modelling of mountain snowpack. *The Cryosphere* 15, 743–769. <https://doi.org/10.5194/tc-15-743-2021>

Viviroli, D., Dürr, H.H., Messerli, B., Meybeck, M., Weingartner, R., 2007. Mountains of the world, water towers for humanity: Typology, mapping, and global significance. *Water Resour. Res.* 43. <https://doi.org/10.1029/2006WR005653>

Viviroli, D., Kummu, M., Meybeck, M., Kallio, M., Wada, Y., 2020. Increasing dependence of lowland populations on mountain water resources. *Nat. Sustain.* 1–12. <https://doi.org/10.1038/s41893-020-0559-9>

Viviroli, D., Weingartner, R., 2004. The hydrological significance of mountains: from regional to global scale. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 8, 1017–1030. <https://doi.org/10.5194/hess-8-1017-2004>

Vocabulaire de l’environnement (liste de termes, expressions et définitions adoptés), 2009.

Wahi, A.K., Hogan, J.F., Ekwurzel, B., Baillie, M.N., Eastoe, C.J., 2008. Geochemical Quantification

of Semiarid Mountain Recharge. *Groundwater* 46, 414–425. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2007.00413.x>

Warren, S.G., 1982. Optical properties of snow. *Rev. Geophys.* 20, 67–89. <https://doi.org/10.1029/RG020i001p00067>

Weiler, M., Seibert, J., Stahl, K., 2018. Magic components—why quantifying rain, snowmelt, and icemelt in river discharge is not easy. *Hydrol. Process.* 32, 160–166. <https://doi.org/10.1002/hyp.11361>

Wigmosta, M.S., Vail, L.W., Lettenmaier, D.P., 1994. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resour. Res.* 30, 1665–1679. <https://doi.org/10.1029/94WR00436>

Wood, A.W., Lettenmaier, D.P., 2006. A Test Bed for New Seasonal Hydrologic Forecasting Approaches in the Western United States. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 87, 1699–1712. <https://doi.org/10.1175/BAMS-87-12-1699>

Xin, Q., Woodcock, C.E., Liu, J., Tan, B., Melloh, R.A., Davis, R.E., 2012. View angle effects on MODIS snow mapping in forests. *Remote Sens. Environ.* 118, 50–59. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.10.029>

Zhu, Z., Woodcock, C.E., 2012. Object-based cloud and cloud shadow detection in Landsat imagery. *Remote Sens. Environ.* 118, 83–94. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.10.028>